



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N° 619

**PROVENIÊNCIA DAS ROCHAS METASSEDIMENTARES
DO SETOR NORTE DO CINTURÃO ARAGUAIA COM
BASE EM GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO**

Dissertação apresentada por:

LUÍSA CARDOSO MARINHO

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

**BELÉM – PARÁ
2022**

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

M337p Marinho, Luísa Cardoso.
Proveniência das rochas metassedimentares do setor norte do
Cinturão Araguaia com base em geocronologia U-Pb em zircão /
Luísa Cardoso Marinho. — 2019.
134 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Candido Augusto Veloso Moura
Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará,
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia
e Geoquímica, Belém, 2019.

1. U-Pb em zircão.. 2. LA-MC-ICP-MS.. 3. Cinturão
Araguaia. . 4. Gondwana Ocidental.. I. Título.

CDD 551.701



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

**PROVENIÊNCIA DAS ROCHAS METASSEDIMENTARES
DO SETOR NORTE DO CINTURÃO ARAGUAIA COM BASE
EM GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO**


Dissertação apresentada por


LUÍSA CARDOSO MARINHO

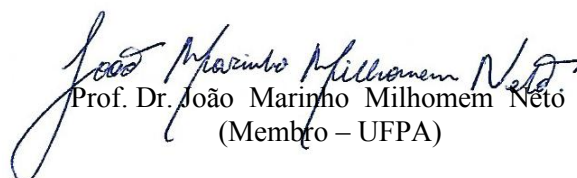
Como requisito parcial à obtenção de Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA e Linha de Pesquisa GEOCRONOLOGIA E GEOLOGIA
ISOTÓPICA

Data de Aprovação: 24 / 02 / 2022

Banca Examinadora:


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


Prof. Dr. Farid Chemale Junior
(Membro – UNISINOS)


Prof. Dr. João Marinho Milhomem Neto
(Membro – UFPA)

AGRADECIMENTOS

Primeiro gostaria de agradecer ao professor Candido A V Moura pela oportunidade de realizar esse estudo. Assim também como aos professores Marco Antônio Galarza e Paulo Gorayeb que ajudaram durante as etapas de campo e laboratoriais, bem como nas participações das arguições das apresentações dos seminários I e II que foram importantes para elaboração desse trabalho.

Gostaria de agradecer também à equipe do Laboratório Pará-ISO pela assistência para o desenvolvimento desse projeto. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – código de financiamento 001. À Universidade Federal do Pará (UFPA), ao Instituto de Geociências (IG) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pelo suporte ao trabalho de campo e o apoio em diversas etapas envolvidas na elaboração desta dissertação.

Agradeço ainda ao professor Cláudio Nery Lamarão e à geóloga Gisele Tavares do Laboratório de Microanálises da UFPA onde foram obtidas as imagens de microscopia eletrônica de zircão. Agradeço ainda a todos os professores, funcionários técnico-administrativo e colegas que contribuíram direta ou indiretamente da minha formação.

Principalmente, sou grata à minha família que me apoiou durante minha mudança para Belém-PA e em todas as etapas do curso de mestrado. Em especial aos meus pais, minha sobrinha, meu avô Lourival, minha avó Gladys e meu tio George que sempre me incentivam e acreditam em todos os meus projetos.

RESUMO

O Cinturão Araguaia é um orógeno situado na porção centro-norte do Brasil, cuja formação está relacionada com a amalgamação do Gondwana Ocidental no final do Neoproterozoico. Os terrenos desta unidade geotectônica estão cobertos a norte e leste pelas rochas fanerozoicas da Bacia do Parnaíba, a oeste são limitados pelo Cráton Amazônico, e a sul e sudeste pelo Maciço Goiano. Este cinturão é constituído principalmente por rochas metassedimentares reunidas nos grupos Estrondo (quartzitos e xistos) e Tocantins (xistos, filitos e metarenitos). Datação de grãos detríticos de zircão de quartzitos da Formação do Morro do Campo (base do Grupo Estrondo), realizadas pelo método de evaporação de Pb, revelaram populações de idades distintas para as regiões norte (Xambioá) e sul (Paraíso do Tocantins) do cinturão (Pinheiro et al. 2011). A norte são encontradas idades entre 1,4 e 3,1 Ga, com a população principal situada entre 2,6 e 3,0 Ga. Por sua vez, a sul as idades variam entre 0,7 Ga e 2,8 Ga, mas predominam aquelas entre 1,0 e 1,2 Ga. Datação U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS (Gorayeb et al., 2020) confirmou a expressiva contribuição de zircão detrítico do Mesoproterozoico, no quartzito do segmento sul do Cinturão Araguaia. Contudo, a baixa densidade de amostragem e às limitações analíticas da técnica de evaporação de Pb em zircão, não permitem definir com clareza a área-fonte dessas rochas. Assim, este trabalho ampliou a datação U-Pb por LA-MC-ICP-MS em zircão detrítico dos quartzitos do segmento norte do cinturão, para obter idades mais exatas e definir com maior segurança a possível área-fonte desses sedimentos. Tais quartzitos desenham diversas estruturas dômicas, no interior das quais afloram ortognaisses do arqueano e paleoproterozoicos do embasamento. A amostragem dessas rochas metassedimentares foi realizada nas estruturas, de norte a sul, de Xambioá, Grota Rica, Cantão e Colmeia. No quartzito da estrutura de Xambioá foi identificada uma população principal de idade entre 1600 – 2000 Ma (62%) e três populações secundárias de idades: 2420 – 2760 Ma (21%), 1430 – 1580 Ma (12%) e 2140 – 2360 (5%). Na estrutura de Grota Rica os dados revelaram uma população principal de idade entre 1600 – 1880 Ma (42%) e três populações secundárias: 2640 – 2990 Ma (25%), 1240 – 1580 Ma (24%) e 1920 – 2080 Ma (9%). Na estrutura de Cantão foi possível reconhecer no quartzito uma população principal de idade entre 1300 – 1600 Ma (54%) e três populações secundárias de idade entre 1600 – 1900 Ma (29%), 1030 – 1300 Ma (11%) e 800 – 950 Ma (5%).

Finalmente, no quartzito da estrutura de Colméia foi definida uma população principal de idade entre 980 – 1280 Ma (81%) e duas populações secundárias com idades de 2840 – 3000 Ma (10%) e 1850 – 2080 Ma (9%). As idades obtidas evidenciaram ampla variação das populações de zircão detrítico. No entanto, os quartzitos das estruturas de Xambioá e Grotá Rica registram contribuições expressivas de grãos de zircão do Paleoproterozoico (Sideriano-Riaciano-Orosiriano-Estateriano) e, secundariamente, do Meso-Neoarqueana. Nos quartzitos das estruturas de Cantão e Colméia, situadas mais a sul, predominam zircões detríticos do Mesoproterozoico (Ectasiano/Calimiano/Esteniano), sendo que nesta última a presença de zircões estenianos é relativamente mais expressiva. Por sua vez, a semelhança entre as populações de zircão detrítico dos quartzitos de Colmeia e Paraíso do Tocantins indica que o aporte de rochas formadas no Esteniano não está restrito à porção sul do Cinturão Araguaia. A comparação das idades U-Pb em zircão de rochas de terrenos do Maciço Goiano/Arco Magmático de Goiás e dos crátons Amazônico e São Francisco com as idades de zircão detrítico dos quartzitos do Cinturão Araguaia sugere os terrenos do Maciço Goiano/Arco Magmático de Goiás como a fonte mais provável dos sedimentos. Esses terrenos englobam rochas com idades correspondentes às populações de zircão detrítico encontradas, e constituem o segmento crustal mais próximo da bacia precursora do orógeno Araguaia. Ademais, eles ocupam uma posição geográfica compatível com uma área-fonte situada a sudeste deste cinturão, como sugerido por trabalhos anteriores de proveniência sedimentar. Recomenda-se ainda complementar o estudo de proveniência dos quartzitos aplicando o método Lu-Hf em zircão para melhor caracterizar as áreas-fontes com base nos valores de ϵ_{Hf} e as idades modelo Hf- T_{DM}^{C} .

Palavras-Chave: U-Pb em zircão. LA-MC-ICP-MS. Cinturão Araguaia. Gondwana Ocidental.

ABSTRACT

The Araguaia Belt is an orogen in central Brazil formed during the West Gondwana assemblage by the end of the Neoproterozoic. Phanerozoic rocks of the Parnaíba Basin cover the north and east portion of the belt. The Amazonian Craton limits the Araguaia belt to the west and the Goiano Massif in the south and southeast. The metasedimentary rocks of the belt are assemblage in the Estrondo (quartzites and schists) and Tocantins (schists, phyllites, and metarenites) groups. Detrital zircon from quartzite of the Morro do Campo Formation (lower Estrondo Group), dated by the Pb-evaporation method, revealed populations of different ages for the northern (Xambioá) and southern (Paraíso do Tocantins) regions of this orogen (Pinheiro *et al.*, 2011). Quartzite from Xambioá presented detrital zircon ages between 1.4 and 3.1 Ga, with the main population between 2.6 and 3.0 Ga. In Paraíso do Tocantins the quartzite showed ages varying between 0.7 Ga and 2.8 Ga, but those within 1.0 and 1.2 Ga are predominant. Later, LA-MC-ICP-MS U-Pb zircon dating (Gorayeb *et al.*, 2020) confirmed the expressive contribution of Mesoproterozoic detrital zircon in quartzites from the southern segment of the Araguaia Belt. However, the low sampling density and the analytical limitations of the Pb-evaporation technique do not allow a clear definition of the source area of these sediments. Thus, this work extended the LA-MC-ICP-MS U-Pb dating in detrital zircon for the quartzites of the northern segment of the Araguaia Belt to obtain more accurate ages and define the source area of these sediments. The metasedimentary rocks of the Morro do Campo Formation form several dome-like structures along the northern segment of the belt, in the core of which Archean and Paleoproterozoic basement orthogneisses crop out. The studied quartzites were sampled, from north to south, at the Xambioá, Grota Rica, Cantão, and Colmeia structures. In the Xambioá structure, the quartzite presented the main population with ages between 1600 – 2000 Ma (62%) and three secondary populations of ages 2420 – 2760 Ma (21%), 1430 – 1580 Ma (12%), and 2140 – 2360 (5%). For the quartzite of the Grota Rica structure, the data revealed the main population between 1600 – 1880 Ma (42%) and three secondary populations of ages 2640 – 2990 Ma (25%), 1240 – 1580 Ma (24%), and 1920 – 2080 Ma (9%). The quartzite of the Cantão structure showed the main population with ages between 1300 – 1600 Ma (54%) and three secondary populations with ages of 1600 – 1900 Ma (29%), 1030 – 1300 Ma (11%), and 800 – 950 Ma (5%). Finally, in the Colméia structure, the

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1: Mapa de localização dos pontos amostrados.....	5
Figura 2.1: Esquematização das etapas metodológicas realizadas nessa pesquisa.	6
Figura 2.2: Etapas da preparação das amostras: (A-B) Fragmentação das amostras; (C) Separação granulométrica; (D) Bateamento na água; (E) Microbateamento na água; (F-G) Separação magnética; (H) Microbateamento com álcool. (I) Secagem dos concentrados de minerais pesados na estufa; (J) Seleção dos grãos de zircão em lupa binocular; (K) Disposição dos zircões nos mounts.	10
Figura 2.3: Análise no Microscópio Eletrônico de Varredura (A-D) Metalização dos <i>mounts</i> com ouro; (E) Colocação dos mounts no MEV; (F) Processamento das imagens de elétrons retroespalhados.....	11
Figura 2.4: Guia para classificação morfológica dos grãos detríticos de zircão. (A) classificação qualitativa das formas externas dos grãos. (B) Classificação quantitativa dos graus de alongação dos grãos (modificado de Amaral, 2018).	13
Figura 3.1: Províncias Estruturais Brasileiras (Adaptado de Almeida <i>et al.</i> , 1981).	19
Figura 3.2: Reconstrução pré-drift da América do Sul e África no Cretáceo, com destaque para a localização da sutura do Oceano Clymene proposto por Tohver <i>et al.</i> (2012) (modificado de Cordani <i>et al.</i> , 2013).	21
Figura 3.3: Modelo evolutivo da amalgamação do supercontinente Gondwana, proposto por Hasui (2010), com destaque para o fechamento dos oceanos neoproterozoicos.	23
Figura 3.4: (A) Províncias Estruturais Brasileiras com destaque para a Província Tocantins. (B) Cinturões Neoproterozoicos. (C) Mapa geológico simplificado do Cinturão Araguaia (Modificado de Assis <i>et al.</i> , 2021).	24
Figura 3.5: Mapa esquemático simplificado do Cinturão Araguaia indicando as estruturas dômicas (A) Porção Norte e (B) Porção Sul do cinturão (Modificado de Assis <i>et al.</i> , 2021).	25
Figura 3.6: Reconstrução paleocontinental, evidenciando a colagem dos Blocos paleocontinentais responsáveis pela formação dos cinturões Pan-Africanos/Brasiliaanos (Klein & Moura, 2008).	26
Figura 3.7: Coluna Litoestratigráfica das unidades descritas. Adaptado de Abreu (1978); Alves (2006); Alves (2018); Arcanjo <i>et al.</i> (2000); Arcanjo & Moura (2000); Assis <i>et al.</i> (2021); Barros <i>et al.</i> (2010); Barreira & Dardeneo (1981); Costa (1980); Costa (1985); Costa <i>et al.</i> (1988); Dias <i>et al.</i> (2017); Gorayeb <i>et al.</i> (2000b); Gorayeb <i>et al.</i> (2002); Gorayeb <i>et al.</i> (2013); Gorayeb <i>et al.</i> (2019); Macambira (1989); Moura & Gaudette (1993); Moura & Gaudette (1999); Paixão (2009); Souza (1984); Teixeira (1984).	33
Figura 4.1: Diagrama de evolução do Nd no tempo (Fonte: Pinheiro <i>et al.</i> , 2011).	35
Figura 4.2: Histograma para idades de grãos de zircão do quartzito da área de Paraíso do Tocantins, com destaque para as curvas de densidade definida para as idades concordantes (linha vermelha); além de gráfico com os percentuais das principais populações de zircão definidas. Elaborado a partir dos dados de Gorayeb <i>et al.</i> (2020).	37
Figura 5.1: Histograma para grãos de zircão do quartzito da área de Xambioá, com destaque para as curvas de densidade definida para as idades concordantes (linha vermelha) e considerando as idades encontradas para todos os grãos analisados (linha azul); além de gráfico com os percentuais das principais populações de zircão definidas.	39
Figura 5.2: Histograma para grãos de zircão do quartzito da área de Grota Rica, com destaque para as curvas de densidade definida para as idades concordantes (linha vermelha) e considerando as idades encontradas para todos os grãos analisados (linha azul); além de gráfico com os percentuais das principais populações de zircão definidas.	41
Figura 5.3: Histograma para grãos de zircão do quartzito da área de Cantão, com destaque para as curvas de densidade definida para as idades concordantes (linha vermelha) e considerando as idades encontradas	

para todos os grãos analisados (linha azul); além de gráfico com os percentuais das principais populações de zircão definidas.	43
Figura 5.4: Histograma para grãos de zircão do quartzito da área de Colméia, com destaque para as curvas de densidade definida para as idades concordantes (linha vermelha) e considerando as idades encontradas para todos os grãos analisados (linha azul); além de gráfico com os percentuais das principais populações de zircão definidas.	45
Figura 5.5: Análise de Distribuição de Idades Cumulativa (Cumulative Age Distributions – CAD) para as amostras de Xambioá (18LCM-01); Grota Rica (18LCM-07); Cantão (18LCM-05) e Colmeia (14CM-11).	47
Figura 5.6: Análise de Escala Multidimensional (<i>MultiDimensional Scaling</i> – MDS) para as amostras de, Xambioá (18LCM-01), Grota Rica (18LCM-07), Cantão (18LCM-05) e Colmeia (14-CM-11).....	47
Figura 5.7: Esquematização das análises morfológicas da amostra 18LCM-01 (A) concordante e (B) discordante. Classificação quanto à (1) Morfologia; (2) Grau de Elongação; (3) inclusões; (4) Fraturas; e (5) Dimensões dos grãos a partir da análise de ERE.	50
Figura 5.8: Esquematização das análises morfológicas da amostra 18LCM-07 (a) concordante e (b) discordante. Classificação quanto à (1) morfologia; (2) grau de alongação; (3) inclusões; (4) fraturas; e (5) dimensões dos grãos a partir da análise de ERE.	52
Figura 5.9: Esquematização das análises morfológicas da amostra 18LCM-05 (A) concordante e (B) discordante. Classificação quanto à (1) Morfologia; (2) Grau de Elongação; (3) inclusões; (4) Fraturas; e (5) Dimensões dos grãos a partir da análise de ERE.	55
Figura 5.10: Esquematização das análises morfológicas da amostra 14CM-11. Classificação quanto à (1) Morfologia; (2) Grau de Elongação; (3) inclusões; (4) Fraturas; e (5) Dimensões dos grãos a partir da análise de ERE.	56
Figura 6.1: Mapa tectônico simplificado da porção norte e central da América do Sul destacando na Província Tocantins (TO) o Cinturão Araguaia (CA) e a área aproximada de ocorrência do Maciço Goiano e do Arco Magmático de Goiás (G), modificado de Castro <i>et al.</i> , 2014.	58
Figura 6.2: Mapa dos Domínios estruturais do Maciço Goiano, modificado de Fuck <i>et al.</i> (2014).	68

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1: Localização dos pontos de amostragem dos quartzitos da Formação Morro do Campo.	8
Tabela 2.2: Classificação do Grau de alongação dos cristais de zircão detrítico (Amaral, 2018, modificado de Gartner <i>et al.</i> , 2013).....	13
Tabela 2.3: Sequência de Análise no LA-MC-ICP-MS.....	14

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iv
RESUMO	v
ABSTRACT	vii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	x
LISTA DE TABELAS	xii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	3
1.3 OBJETIVO.....	4
2 METODOLOGIA	6
2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA.....	6
2.2 ETAPAS DE CAMPO E AMOSTRAGEM.....	7
2.3 PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS.....	7
2.4 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (IMAGENS DE ELÉTRONS RETROESPALHADOS)	10
2.5 ANÁLISE MORFOLÓGICA.....	11
2.6 GEOCRONOLOGIA	13
2.6.1 Metodologia U-Pb em zircão	14
2.6.1.1. Tratamento dos dados analíticos.....	15
2.7 PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR.....	16
2.7.1 Tratamento estatístico das idades de zircão detrítico	16
3 GEOLOGIA REGIONAL	19
3.1 CINTURÃO ARAGUAIA.....	23
3.2 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DO CINTURÃO ARAGUAIA.....	26
3.2.1 Embasamento Arqueano/Paleoproterozoico	26
3.2.1.1. Complexo Colmeia.....	27
3.2.1.2. Grupo Rio do Coco.....	27
3.2.1.3. Complexo Rio dos Mangue.....	27
3.2.1.4. Complexo Porto Nacional.....	27

3.2.1.5. Gnaiss Cantão.....	28
3.2.1.6. Granito Serrote.....	28
3.2.1.7. Suíte Monte Santo.....	28
3.2.2 Supergrupo Baixo Araguaia	29
3.2.2.1. Grupo Estrondo.....	29
3.2.2.2. Grupo Tocantins.....	29
3.2.3 Suíte Intrusiva Xambúca.....	30
3.2.4 Associações Máficas e Ultramáficas	30
3.2.5 Magmatismo Granítico Neoproterozoico do Cinturão Araguaia	31
3.2.6 Metamorfismo do Supergrupo Baixo Araguaia	31
4 PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR COM BASE EM DADOS ISOTÓPICOS NO CINTURÃO ARAGUAIA.....	34
5 RESULTADOS	38
5.1 DATAÇÃO U-Pb EM ZIRCÃO POR LA-ICP-MS	38
5.1.1 Quartzito da estrutura de Xambúá (Amostra 18LCM-01)	38
5.1.2 Quartzito da Estrutura de Grota Rica (18LCM-07)	40
5.1.3 Quartzitos da estrutura de Cantão (18LCM-05)	42
5.1.4 Quartzitos da estrutura de Colmeia (14CM-11)	44
5.1.5 Integração dos dados geocronológicos.....	46
5.2 ANÁLISE MORFOLÓGICA	48
5.2.1 Estrutura de Xambúá (18LCM-01)	48
5.2.2 Estrutura de Grota Rica (18LCM-07)	48
5.2.3 Estrutura de Cantão (18LCM-05)	53
5.2.4 Estrutura de Colmeia (14-CM-11)	53
6 DISCUSSÃO	57
6.1 COMPARAÇÃO DAS POPULAÇÕES DE ZIRCÃO DO CINTURÃO ARAGUAIA COM UNIDADES DAS POSSÍVEIS ÁREAS-FONTES.....	57
6.1.1 Quartzito da estrutura de Xambúá	59
6.1.2 Quartzito da estrutura de Grota Rica.....	59
6.1.3 Quartzito da estrutura de Cantão	60
6.1.4 Quartzito da estrutura de Colmeia.....	61

6.1.5 Quartzito da região de Paraíso do Tocantins	61
6.2 AVALIAÇÃO DAS POSSÍVEIS ÁREAS-FONTES.....	62
6.3 CARACTERÍSTICAS DA ÁREA-FONTE.....	65
7 CONCLUSÕES	69
REFERÊNCIAS	71
ANEXOS	89
ANEXO A - DADOS U-Pb EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICP-MS	89
ANEXO B - DIAGRAMAS PLOT BOX	117

INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

Na região centro-norte do Brasil localiza-se o Sistema Orogênico Tocantins, também chamado Província Tocantins (Almeida, 1981). Essa província apresenta como principais unidades os cinturões Brasília, Paraguai e Araguaia, o Arco Magmático de Goiás e o Maciço Goiano. Esse sistema orogênico, cuja formação é associada a amalgamação do Gondwana Ocidental, foi originado a partir da colisão dos blocos continentais São Francisco, Amazônico e Paranapanema (Fuck *et al.*, 2014).

A origem do Gondwana Ocidental vem sendo discutida por vários autores, com destaque para os trabalhos de Hasui (2010), Tohver *et al.* (2010 e 2012) e Cordani *et al.* (2013), nos quais são propostos diferentes modelos evolutivos do Supercontinente Rondínia (1,3-0,9 Ga) até a instalação do Supercontinente Gondwana em 0,54-0,53 Ga.

O Cinturão Araguaia é definido como uma feição com, aproximadamente, 1200 Km de extensão N-S e largura de até 150 Km. Está limitado a norte e leste pela Bacia do Parnaíba, a oeste pelo Cráton Amazônico e a sul e sudeste pelo Maciço Goiano (Gorayeb *et al.* 2008, Pamplona, 2012).

Moura & Gaudette (1999) em estudos nos ortognaisses do embasamento na porção norte do Cinturão Araguaia identificaram, principalmente, rochas arqueanas (2,86-2,87 Ga). Enquanto para o segmento sul do Cinturão Araguaia o embasamento é constituído essencialmente por rochas do Paleoproterozoico (2,0-2,1 Ga) (Arcanjo & Moura, 2000).

O Cinturão Araguaia é formado, predominantemente, por uma sucessão metassedimentar denominada Supergrupo Baixo Araguaia, composto pelos grupos Estrondo (formações Morro do Campo e Xambioá) e Tocantins (formações Couto Magalhães e Pequizeiro) (Abreu, 1978; Souza & Moreton, 2001; Pinheiro *et al.*, 2011).

Pinheiro *et al.* (2011) dataram pela técnica de evaporação de Pb em monocristal de zircão por TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometry*), descrita por Kober (1987), grãos detríticos de zircão dos quartzitos da Formação Morro do Campo nas regiões norte (Xambioá) e sul (Paraíso do Tocantins) do Cinturão Araguaia, distantes, aproximadamente, 435 Km. O setor setentrional é representado por quartzitos da estrutura dômica de Xambioá onde as idades obtidas situaram-se entre 1,42 e 3,09 Ga (n=38). A população principal está na faixa de 2,65 e 3,0 Ga (80,9%), evidenciando contribuição mais significativa de terrenos arqueanos.

Populações secundárias do Paleoproterozoico (14,9%) e Mesoproterozoico (4,2%) estão também presentes. Por sua vez, no quartzito amostrado no setor sul predominam idades entre 1,0-1,2 (39,2%) Ga e 1,7-1,9 Ga (29,4%) nos zircões detríticos sugerindo a contribuição de terrenos do Meso- e Paleoproterozoico, respectivamente. Ademais, modas secundárias do Neoproterozoico (27,5%) e do Arqueano (3,9%), foram identificadas com a idade mais jovem de 697 Ma e a mais antiga de 2,8 Ga.

Neste estudo geocronológico dos grãos detríticos de zircão realizado por Pinheiro *et al.* (2011) algumas importantes limitações devem ser destacadas: (1) o método de datação em monocristais de zircão por evaporação de Pb fornece somente a idade aparente $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, que deve ser interpretada como a idade mínima do zircão (Kober, 1986, 1987; Pinheiro *et al.*, 2011); (2) um pequeno número de grãos de zircão foi utilizado (47 para o setor norte e 51 para o setor sul) comprometendo a análise quantitativa dos resultados, pois o recomendado é a datação de no mínimo 67 grãos (Andersen *et al.*, 2018); e (3) foram usados grãos detríticos com dimensões menores que 0,125 mm, o que, segundo Pinheiro *et al.* (2011) não seriam os mais adequados para a técnica analítica aplicada.

No estudo realizado por Pinheiro *et al.* (2011) a análise de Sm-Nd em rochas metassedimentares do Supergrupo Baixo Araguaia apontou idades modelo (T_{DM}) entre 1,45 e 3,15 Ga. Esses autores calcularam os valores de ϵ_{Nd} para 900 Ma, considerada por eles a idade aproximada para a formação da bacia precursora do orógeno Araguaia, estimada por datações de referência para o estudo (Arcanjo & Moura, 2000; Barros *et al.*, 2010), e encontraram valores de ϵ_{Nd} entre -3,2 e -23,8. Considerando que as idades-modelo arqueanas estão em menor quantidades (17,1%) Pinheiro e colaboradores interpretaram as idades-modelo entre 1,4 – 2,1 Ga, largamente predominantes (82,9%), como resultantes de mistura de terrenos do Paleoproterozoico e do Meso-Neoproterozoico, notadamente pelo fato dos valores mais abundantes situarem-se entre 1,6 – 1,7 Ga.

Pinheiro *et al.* (2011) propuseram ainda que as áreas fontes para os sedimentos do Supergrupo Baixo Araguaia estariam localizadas, principalmente, a leste-sudeste da atual área do Cinturão Araguaia, com sedimentação em bacias oceânicas e em seguida transportados tectonicamente em direção ao Cráton Amazônico. Esses autores sugeriram ainda como as principais fontes dos sedimentos, terrenos pertencentes ao Cráton São Francisco, Maciço Goiano, Arco Magmático de Goiás, embasamento do Bacia do Parnaíba (Bloco Parnaíba) e um arco magmático Neoproterozoico não exposto relacionado a evolução do Cinturão Araguaia.

Moura *et al.* (2008) propuseram como as principais fontes as rochas do Cráton São Francisco, do Bloco Paranapanema, do Maciço Goiano e do Arco Magmático do Goiás. Esses autores sugeriram ainda que a sedimentação ocorreu em águas profundas e, em seguida, essas rochas foram metamorfasadas e transportadas tectonicamente na direção noroeste, no sentido do Cráton Amazônico, constituindo o Cinturão Araguaia.

Estudos preliminares na região de Colmeia, que representa a porção mais meridional do segmento norte do Cinturão Araguaia, revelaram a presença acentuada de cristais detríticos de zircão com idades do final do Mesoproterozoico (Candido Moura informação verbal). Isso indica que a influência de fontes mesoproterozoicas não está restrita ao setor sul do Cinturão Araguaia.

Pelo exposto, é necessário ampliar o estudo geocronológico de grãos detríticos de zircão no segmento norte do Cinturão Araguaia para investigar a extensão da contribuição desses terrenos mais jovem para as rochas metassedimentares. Isso é crucial para entender a proveniência sedimentar e para a reconstrução da evolução paleogeográfica deste seguimento crustal no contexto de amalgamação do Gondwana Ocidental. Assim, este trabalho apresenta dados geocronológicos U-Pb em zircões detríticos de quartzitos das estruturas dômicas de Xambioá, Grota Rica, Cantão e Colmeia. As idades foram obtidas utilizando um espectrômetro de massa com fonte de plasma indutivamente acoplado conectado a uma microsonda a laser.

1.2. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A atividade de campo ocorreu no período de 26 de outubro a 04 de novembro de 2018, ao longo da região noroeste do estado do Tocantins. A área do trabalho pode ser alcançada saindo da cidade de Belém pelas PA-475 e BR-150 até a cidade de Marabá-PA e depois pelas BR-230 e BR-153 (rodovia Transbrasiliana) até a cidade de Xambioá-TO. A área de estudo foi acessada principalmente pela BR-153, e tem como referências principais as cidades de Xambioá, Araguaína, Bandeirante do Tocantins e Colmeia (figura 1.1).

Na cidade de Xambioá foi coletada a amostra 18LCM-01 na avenida X (dez) onde afloram quartzitos da estrutura homônima. O quartzito da estrutura de Grota Rica (amostra 18LCM-07) foi coletado próximo ao balneário denominado Cachoeira Véu de Noiva, que pode ser acessado, a partir da cidade Araguaína, pela rodovia TO-164 e, em seguida, por uma estrada vicinal não pavimentada. O quartzito da estrutura de Cantão (amostra 18LCM-05) foi coletado próximo a Vila de Cantão seguindo uma estrada vicinal em direção à referida estrutura. O

acesso a essa localidade pode ser feita a partir da BR-153, pela rodovia TO-230 para a cidade de Bandeirantes do Tocantins, e em seguida pela TO-164. Para completar a amostragem deste trabalho foi adicionado o quartzito da estrutura de Colmeia (amostra 14-CM-11), coletado pelo professor Candido Moura em um afloramento nas margens da TO-164, que liga as cidades de Colmeia e Goianorte). O acesso a Colmeia é feito, a partir da BR-153, pela rodovia TO-336.

1.3. OBJETIVO

O objetivo principal deste trabalho é realizar um estudo de proveniência sedimentar em quartzitos da Formação Morro do Campo na porção norte do Cinturão Araguaia, com base em datação U-Pb *in situ* em grãos detríticos de zircão. A análise geocronológica é realizada por espectrometria de massa com fonte plasma indutivamente acoplado, com multicoletores e conectado a uma microssonda de ablação a laser (*inductively coupled plasma multicollector mass spectrometry and laser ablation system* – LA-MC-ICP-MS).

Os objetivos específicos desta proposta são: (1) determinar as idades U-Pb de grãos detríticos de zircão dos quartzitos que desenham as estruturas dômicas de Xambioá, Grota Rica, Cantão e Colmeia, em cujos núcleos afloram ortognaisses do embasamento do Cinturão Araguaia, e estão distribuídas ao longo de 435 km de norte a sul; (2) investigar a extensão da contribuição de terrenos do Mesoproterozoico para a formação das rochas metassedimentares do segmento norte do cinturão; (3) inferir as possíveis áreas-fontes destas rochas metassedimentares.

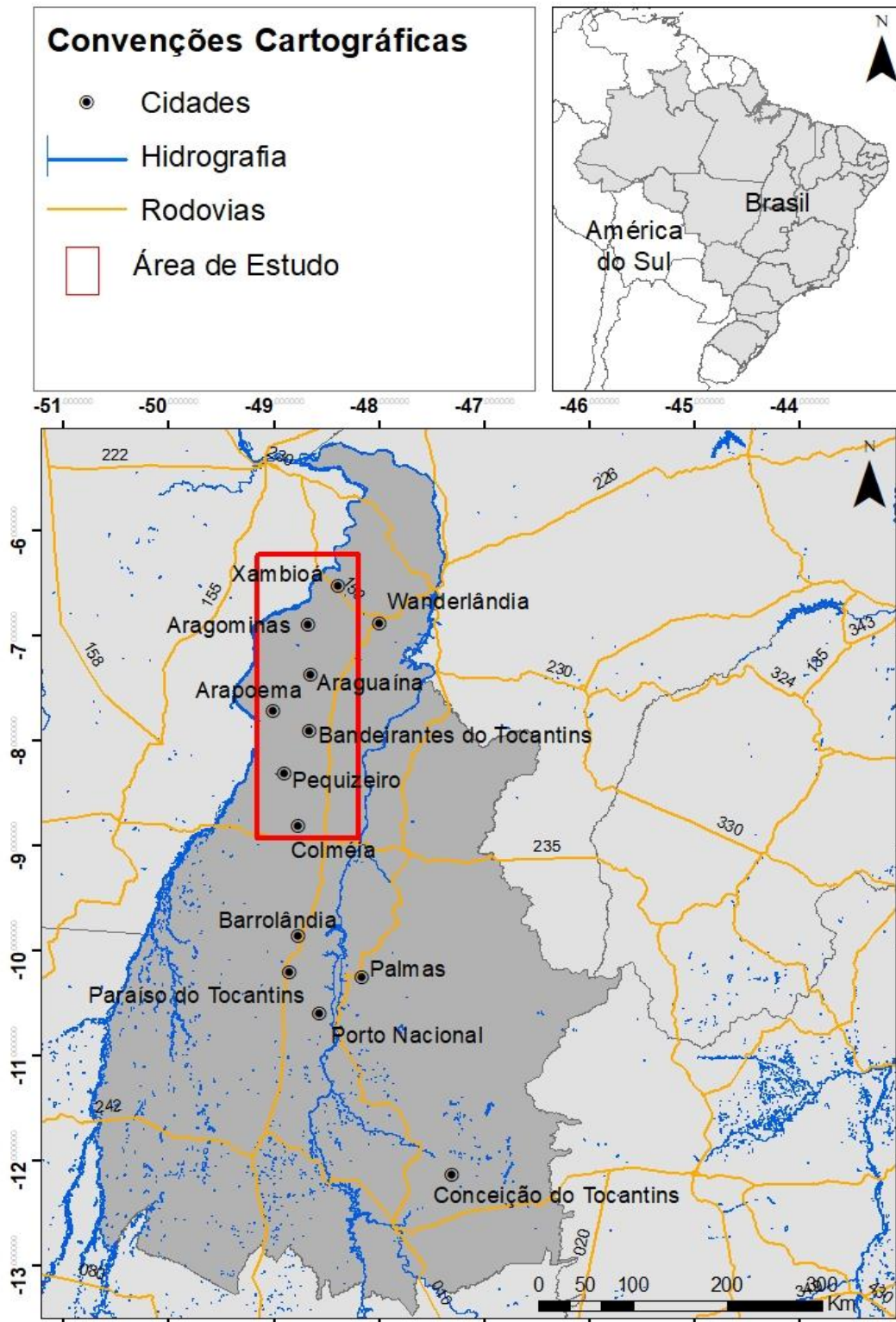


Figura 2.1: Mapa de localização dos pontos amostrados.

2. METODOLOGIA

A metodologia aplicada no trabalho é resumida na figura 2.1, e descrita detalhadamente a seguir.



Figura 2.1: Esquematização das etapas metodológicas realizadas nessa pesquisa.

2.1. PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

A fundamentação teórica desenvolvida consiste em considerações sobre o contexto geológico do Cinturão Araguaia, com foco na sua formação e evolução. O levantamento bibliográfico contemplou também as técnicas geocronológicas aplicadas nesta pesquisa.

2.2. ETAPAS DE CAMPO E AMOSTRAGEM

O trabalho de campo ocorreu na região Sul e Sudeste do estado do Pará e noroeste do estado do Tocantins. Iniciando com o reconhecimento geológico regional entre as cidades de Marabá-Redenção, Redenção-Couto Magalhães e Araguaína-Xambioá, proporcionando a compreensão da borda leste do Cráton Amazônico, do Cinturão Araguaia e seu embasamento e parte das rochas da Bacia do Parnaíba.

As amostragens foram realizadas próximas da cidade de Xambioá (18LCM-01), na Vila do Cantão (18LCM-05) e entre as cidades de Araguaína e Aragominas (18LCM-07), no estado do Tocantins. Foram coletadas, aproximadamente, 15 kg de amostras de quartzitos da Formação Morro do Campo para a análise U-Pb em zircão. A amostra na região de Colmeia (14CM-11) foi coletada em um trabalho de campo anterior realizado entre as cidades de Colmeia e Pequizeiro (tabela 2.1).

2.3. PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

A preparação das amostras teve início no Laboratório de Sedimentologia do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Pará (UFPA) com a fragmentação das rochas para obter uma fração arenosa, com auxílio do gral e pistilo de porcelana uma vez que as rochas coletadas eram bastantes friáveis. Em seguida, as amostras foram levadas para o Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-ISO) do IG/UFPA, onde passaram pela separação granulométrica em via úmida usando peneiras de náilon nas frações 250 – 180 μm , 180 – 125 μm e 125 – 75 μm .

Posteriormente, para a concentração dos cristais de zircão as amostras passaram pela técnica do bateamento, com a utilização de duas bateias (com 53 cm e 30 cm de diâmetro). O material obtido foi microbateado com água em uma microbateia de porcelana de 6 cm de diâmetro e um pirex. Em seguida, a amostra foi levada, em placa petri para secagem em estufa à 100°C. Após a secagem, o concentrado passou pela separação de minerais magnéticos com ímã convencional e ímã de neodímio. Por fim, a amostra passou por microbateamento no álcool e novamente seca na estufa.

A etapa seguinte envolveu a coleta aleatória dos grãos de zircão com auxílio de lupa binocular. Os grãos de zircão foram organizados em linhas e colunas e colocados em pastilhas revestida com resina epóxis (*mounts*) para posterior análise isotópica (figura 2.2).

Tabela 2.1: Localização dos pontos de amostragem dos quartzitos da Formação Morro do Campo.

Sigla	Latitude	Longitude	Afloramentos
18LCM-01	06°25'08.1''S	48°31'38.0''W	Saída da Cidade de Xambioá; estrutura dômica de Xambioá
18LCM-05	07°46'49.1''S	48°43'13.2''W	Vila do Cantão (Serra da Preguiça); estrutura dômica do Cantão
18LCM-07	07°14'51.7''S	48°25'04.3''W	Cachoeira Véu de Noiva; estrutura dômica de Grota Rica
14CM-11	08°39'58''S	48°50'21''W	Rodovia TO-164 que liga Colmeia à Goianorte; estrutura dômica de Colmeia



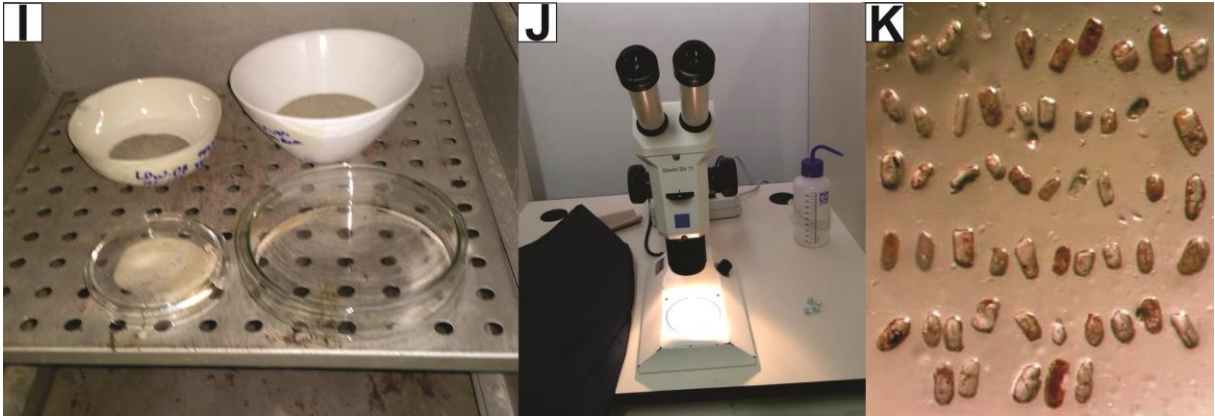


Figura 2.2: Etapas da preparação das amostras: (A-B) Fragmentação das amostras; (C) Separação granulométrica; (D) Bateamento na água; (E) Microbateamento na água; (F-G) Separação magnética; (H) Microbateamento com álcool. (I) Secagem dos concentrados de minerais pesados na estufa; (J) Seleção dos grãos de zircão em lupa binocular; (K) Disposição dos zircões nos mounts.

2.4. MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (IMAGENS DE ELÉTRONS RETROESPALHADOS)

Imagens de elétrons retroespalhados (ERE) dos grãos detríticos de zircão foram obtidas no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) *Zeiss* modelo *SigmaVP* (no Laboratório de Microanálises do PPGG/UFGA). Para esse procedimento, as seções polidas das amostras foram metalizadas com ouro com um tempo de recobrimento de 90 segundos, em um metalizador da marca *EMITECH* e modelo *K550X* (figura 2.3).

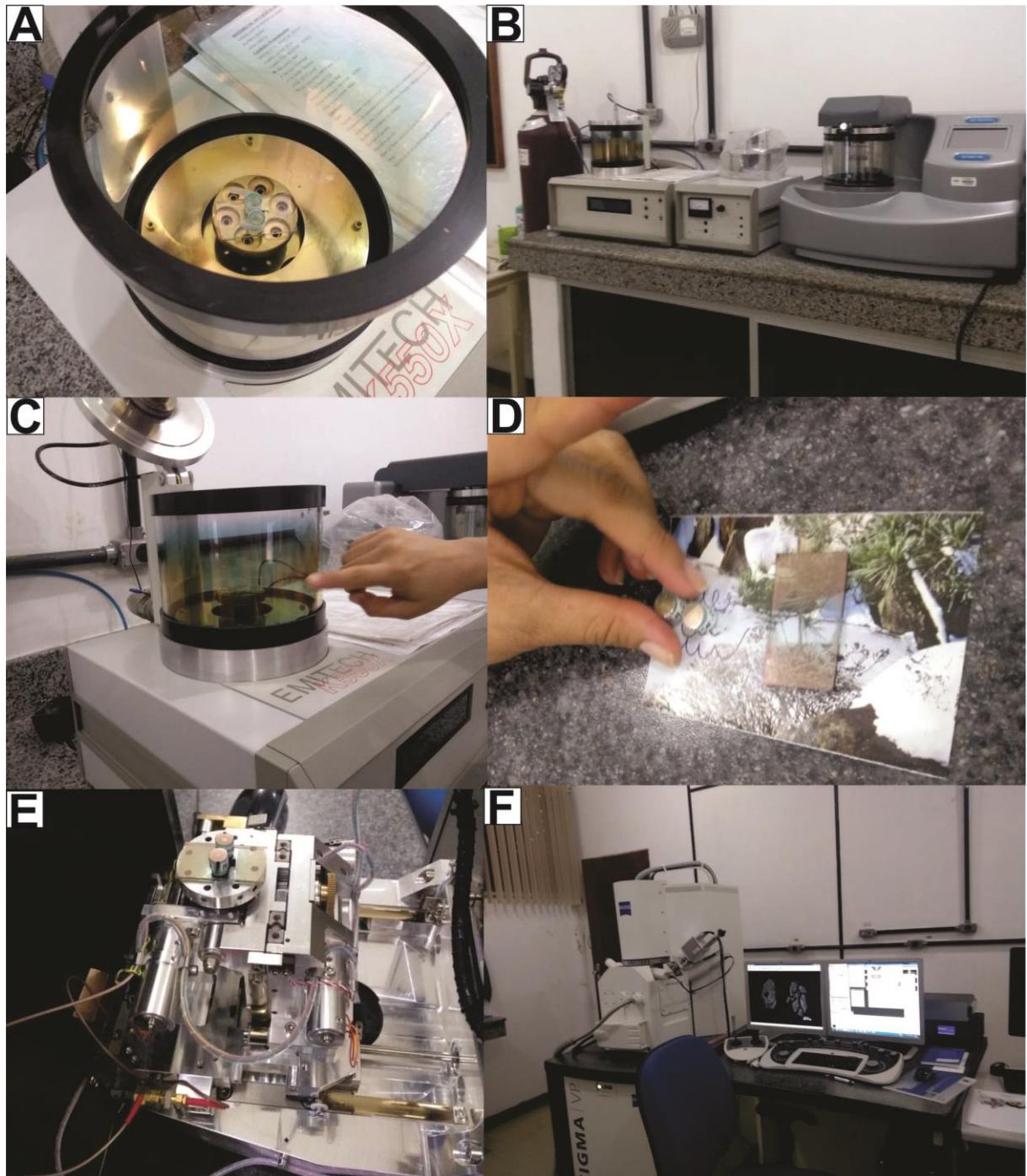


Figura 2.3: Análise no Microscópio Eletrónico de Varredura (A-D) Metalização dos *monts* com ouro; (E) Colocação dos *monts* no MEV; (F) Processamento das imagens de elétrons retroespalhados.

2.5. ANÁLISE MORFOLÓGICA

A observação da morfologia externa dos grãos detríticos de zircão fornece informações sobre a história do transporte do cristal durante todo seu processo sedimentar e sobre as fontes dos sedimentos (Gartner *et al.*, 2013). A análise morfológica dos zircões detríticos permite caracterizar as populações de fontes distintas com base em informações qualitativas como os

graus de arredondamento (forma) e alongação, e fraturamento, fornecendo esclarecimento sobre a distância e tipo de transporte a que o grão foi submetido ao longo do processo sedimentar (Gartner *et al.* 2013). Assim, este estudo se baseou na classificação de Gartner *et al.* (2013) quanto à forma (euédrico, subeuédrico, subarredondado, arredondado e esferoide); o grau de alongação (acicular, colunar longo, colunar curto, curto e equidimensional) e quanto à presença de inclusões e fraturas.

O grau de arredondamento do grão decorre da abrasão durante o processo de transporte, e é descrito como o principal indicador da energia que afeta os grãos ao longo do transporte, sendo, portanto, um parâmetro da distância percorrida (Köster, 1964; Dietz, 1973; Gartner *et al.*, 2013). O grau de alongação, também é um fator vinculado à distância percorrida pois os grãos detríticos tendem a ter dimensões menores quanto maiores são essas distâncias (figura 2.4 e tabela 2.2) (Dietz, 1973; Gartner *et al.*, 2013).

Outra importante característica são as feições das superfícies dos zircões (como fraturas, estrias e marcas de colisão) resultantes do processo de transporte. As fraturas impressas nos zircões são resultantes da energia efetiva durante o deslocamento. A partir do número de grãos fraturados é possível determinar se a amostra é controlada pela intensidade de energia no processo sedimentar (Gartner *et al.*, 2013).

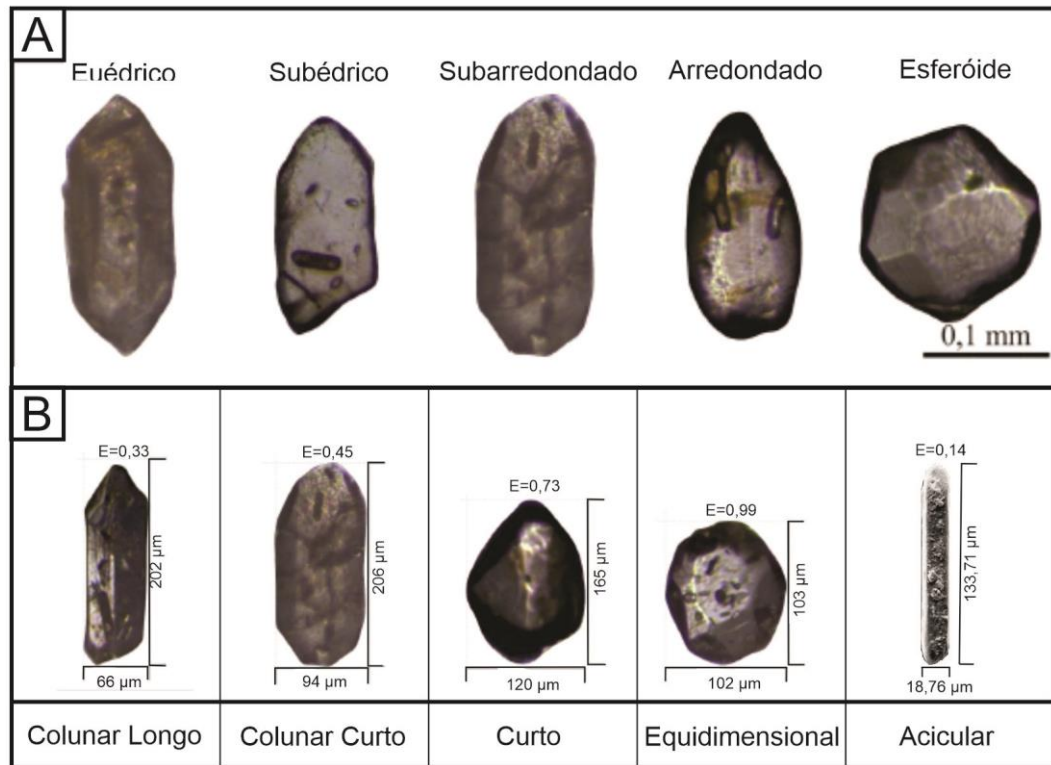


Figura 2.4: Guia para classificação morfológica dos grãos detríticos de zircão. (A) classificação qualitativa das formas externas dos grãos. (B) Classificação quantitativa dos graus de alongação dos grãos (modificado de Amaral, 2018).

Tabela 2.2: Classificação do Grau de alongação dos cristais de zircão detrítico (Amaral, 2018, modificado de Gartner *et al.*, 2013)

Largura/Comprimento	Classificação
<0,15	Acicular
0,15-0,35	Colunar Longo
0,36-0,60	Colunar Curto
0,61-0,85	Curto
>0,85	Equidimensional

2.6. GEOCRONOLOGIA

A escolha do zircão ($ZrSiO_4$) para análise geocronológica é devido sua presença comum em rochas ígneas, metamórficas e sedimentares, aliado com sua alta resistência a diversos processos geológicos. Ademais, a análise U-Pb *in situ* desse mineral, utilizando uma microsonda a laser acoplada a um espectrômetro de massas com fonte de plasma, permite uma análise rápida e um significativo número de dados geocronológicos em cristais individuais (Milhomem Neto *et al.*, 2017; Spencer *et al.*, 2016).

2.6.1. Metodologia U-Pb em zircão

Na análise U-Pb *in situ* nos grãos de zircão foi utilizado o espectrômetro de massa com multicoletores e fonte de plasma indutivamente acoplado (*Multicolector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer* – MC-ICP-MS), modelo *Neptune* da Marca *Thermo Finnigan* e a microsonda a laser modelo LSX 213 da Marca *Cetac*, conectada a este equipamento para a ablação a laser (LA) dos grãos de zircão. Foram analisados entre 110 e 150 grãos de zircão de quatro amostras de quartzitos para a definição das diferentes populações de idade. As análises foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-ISO), e o procedimento analítico utilizando a técnica de LA-MC-ICP-MS seguiu a metodologia descrita por Milhomem Neto & Lafon (2019).

Os parâmetros do laser utilizados durante as análises pontuais foram: fluxo de gás hélio: 430-450 mL/min; furos com 25 μm de diâmetro (*spot size*), frequência de 10 Hz e potência de 50-55%. Foram realizadas leituras de brancos analíticos (*background*), de material de referência internacional, GJ-1, para as devidas correções dos dados e do zircão Blue Berry (BB) para verificação da reprodutibilidade do método e calibração instrumental. As análises iniciaram com a leitura do branco analítico (background) seguido dos zircões de referência (GJ-1 e BB) e os zircões das amostras na sequência descrita na tabela 2.3.

Tabela 2.3: Sequência de Análise no LA-MC-ICP-MS.

Background 01
Zircão GJ-1 - 01
BB-01
Zircões das amostras (nove cristais)
Background 02
Zircão GJ-1 - 02
Zircões das amostras (dez cristais)
Background 03
Zircão GJ-1 03
Zircões das amostras (dez cristais)
Background 04
Zircão GJ-1 - 04
BB-02
Zircões das amostras (nove cristais)
Background 05
Zircão GJ-1 - 05

Na análise por LA-MC-ICP-MS decorrente do fracionamento elementar por ablação a laser, ocorre os processos de transporte e ionização das amostras se faz necessário a calibração das análises (Jackson *et al.*, 2004).

O zircão GJ-1 é um cristal rosa com qualidades de gema com um centímetro de diâmetro e sem zoneamento em imagens catodo luminescência (CL), com uma média ponderada da idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $608,5 \pm 0,4$ Ma, obtida por análises TIMS (Jackson *et al.*, 2004). Os valores utilizados neste trabalho para fazer as correções necessárias foram: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.0989 \pm 0.0014$, $n=26$ e $\text{MSWD} = 1.2$; e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.06013 \pm 0.00080$, $n=26$ e $\text{MSWD} = 0.25$.

O zircão BB é um cristal também com qualidade de gema com uma coloração roxa translúcida e com cerca de 1,0 cm de comprimento. Neste cristal não foram observadas inclusões e fraturas significativas, e ele possui um fraco zoneamento em imagens de CL. As análises de ID-TIMS (*Isotope Dilution Thermal Ionization Mass Spectrometry*) apontaram idade concordante de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $562,58 \pm 0,26$ Ma (Santos, 2015). Neste trabalho a idade determinada por LA-MC-ICP-MS obtida por meio da média ponderada da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ foi de $566,8 \pm 23$ ($n=7$ e $\text{MSWD} = 1.7$).

2.6.1.1. Tratamento dos dados analíticos

Os dados analíticos brutos foram processados em planilhas do Excel e pelo programa Isoplot/Ex (Ludwig, 2003) para determinar os valores das idades. Um total de 40 varreduras por análise são geradas nas quais as correções e redução dos dados brutos precisam ser feitas. O tratamento dos dados inicia a partir da correção de Pb comum (Pb^{204}), de acordo com Milhomem Neto *et al.* (2017). Os cálculos com razões médias $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ abaixo de 2500 não devem ser consideradas, assim faz-se necessário a exclusão das varreduras com $f_{206} < 0,01$ (onde f_{206} é a fração não radiogênica do ^{206}Pb no ponto analisado do zircão, sendo:

$$f_{206} = \frac{\left[\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right]_{\text{comum}}}{\left[\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right]_{\text{amostra}}}$$

Em seguida é feita a seleção de qual idade deve ser usada, segundo Spencer *et al.* (2016) comumente é utilizado a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para zircões com mais de 1,5 Ga e a idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para as mais jovens que 1,5 Ga. Por fim, o filtro de discordância de acordo com Spencer *et al.* (2016) deve ser 10% (concordância entre 90-110%) no qual as varreduras mais discrepantes para cada zircão são descartadas. Os grãos que apresentaram, após os tratamentos mencionados acima, menos de 20 varreduras validas também foram excluídos da análise.

As idades determinadas foram tratadas pelo IsoplotR (Vermeesch, 2018c) para gerar os histogramas Estimativa de Densidade Central (*Kernel Density Estimates* – KDEs) e diagramas

Distribuição de Idades Cumulativa (*Cumulative Age Distributions – CAD*) e Escala Multidimensional (*MultiDimensional Scaling – MDS*).

2.7. PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR

O estudo de proveniência sedimentar procura investigar a distribuição dos sedimentos desde a sua origem até sua deposição, caracterizando possíveis mudanças paleoambientais e paleogeográficas ao longo da história evolutiva de uma bacia. A investigação da proveniência objetiva interpretar as dispersões de paleodrenagem e dos sedimentos permitindo a otimização das correlações estratigráficas (Riccomini *et al.*, 2016; Oliveira, 2018).

A análise da proveniência abrange o estudo desde os processos erosivos, transporte, deposição até os processos diagenéticos (compactação, cimentação, porosidade e permeabilidade). Tais processos estão associados a idade dos sedimentos no contexto evolutivo da bacia sedimentar (Riccomeni *et al.*, 2016).

Estudos de proveniência sedimentar a partir de geocronologia U-Pb e Lu-Hf de zircão detrítico são acompanhados da caracterização morfológica externa e internas dos grãos na busca da definição das áreas fontes (Corfu *et al.*, 2003; Feio *et al.*, 2003). Assim, pela possibilidade de relacionar diretamente as idades dos grãos detríticos e a idade das rochas fontes, a datação U-Pb é uma das principais ferramentas na análise de proveniência sedimentar (Zimmermann *et al.*, 2015, Oliveira, 2018). A datação U-Pb auxilia ainda na identificação de variações e heterogeneidades das áreas fontes o que permite reconstruir as mudanças evolutivas que afetam a bacia sedimentar (Oliveira, 2018).

Aliado a análise geocronológica o estudo qualitativo de grãos detríticos de zircão consiste na caracterização morfológica dos grãos de zircão, por estes guardarem informações decorrentes do ciclo sedimentar que eles passaram (Sircombe *et al.*, 2000; Oliveira, 2018).

Em estudos de proveniência sedimentar, Vermmech (2004) demonstrou que para obter um nível de confiança de 95% devem ser datar pelo menos 117 grãos. Em contrapartida, Andersen *et al.* (2018) sugeriram a datação acima de 100 grãos para uma análise mais robusta, mas assume como valor mínimo 67 grãos detríticos.

2.7.1. Tratamento estatístico das idades de zircão detrítico

Em termos do tratamento estatístico das idades de grãos de zircão detrítico, Vermeesch (2017) afirmou que é essencial, para o estudo da proveniência sedimentar, a capacidade de

quantificar as semelhanças e diferenças entre as distribuições das populações de idades. Com esse objetivo, neste trabalho foram feitas as análises KDE, CAD e MDS, recomendadas por esse autor.

O KDE tem sido indicado por Vermeersch (2018) em substituição ao método do Gráfico de Densidade de Probabilidade (*Probability Density Plots* – PDP). O PDP é uma medida de dissimilaridade dado pela soma de uma série de distribuições de Gauss cujas médias são as idades individuais e desvios padrão são as suas incertezas analíticas, dado pela equação (I):

$$PDP(t) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n N(t | \mu = x_i, \sigma = s_i) \quad (\text{I})$$

Onde, $N(t_i; \sigma)$ é a probabilidade de uma distribuição normal com média (μ) e desvio padrão (σ), ter uma idade (x_i) com a incerteza analítica (s_i). Nos dados geocronológicos as incertezas analíticas são geralmente de origem física, tornando que alguns grãos sejam mais fáceis de datar precisamente do que outros (Galbraith & Green, 1990).

No diagrama PDP os dados mais precisos são destacados como picos positivos enquanto os dados imprecisos são suavizados, destacando os dados “bons” e reduzindo os dados “ruins” (Hurford *et al.*, 1984; Brandon, 1996). Assim, tanto para dados muito precisos como para dados com pouca precisão o histograma não mostra resultados satisfatórios (Vermeesch, 2012).

Como alternativa ao PDP, Vermeesch (2012) propôs o KDE definido como o somatório de um conjunto de distribuições gaussianas, mas que não considera as incertezas analíticas sendo calculada pela equação (II):

$$KDE(t) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n K(t|x_i, bw) \quad (\text{II})$$

Onde, K é o ‘núcleo’ ou centro (*Kernel*) e bw é a largura da banda (Silverman, 1986; Vermeesch, 2012). Nota-se semelhança entre a definição matemática do PDP e do KDE o que causa certa confusão, sendo a única diferença a substituição da incerteza analítica (s_i) pela largura de banda (bw). Assim, o KDE é um substituto apropriado ao PDP produzindo um gráfico de curva contínua, de fácil interpretação e sem as falhas do PDP quanto a qualidade e/ou quantidade dos dados analisados.

Em geral, o estudo de proveniência requer a comparação simultânea de amostras em um mesmo gráfico, por isso é introduzindo o diagrama CAD. O CAD é uma função que define a

ordem de classificação das idades em relação ao seu valor numérico, dado pela equação III (Vermeesch, 2007; Vermeesch, 2018c).

$$CAD(t) = \sum_{i=1}^n 1(t < t_i)/n \quad (\text{III})$$

A comparação visual identifica as tendências gerais e grupos de dados simples, onde os picos dos componentes individuais nos gráficos são proporcionais à inclinação do CAD (Vermeesch, 2018c). O CAD é o método indicado para visualizar várias distribuições de idades, ou seja, de várias amostras em um único gráfico, enquanto o KDE apresenta os dados em vários painéis. A comparação entre os CAD e KDE pode identificar as tendências gerais e agrupamentos de dados simples.

Contudo, quando as diferenças entre as amostras são sutis ou tem-se um grande conjunto de dados, esses métodos tornam-se impraticáveis. Para isso é necessária uma simplificação estatística que destaque as diferenças geológicas mais importantes, ao mesmo tempo que remove as semelhanças menos significativas. Assim se aplica a técnica do MDS (Vermeesch, 2018b).

O MDS é uma técnica estatística multivariada de redução de distribuição que produz um mapa de dissimilaridade dos dados analisados, neste caso, a distribuição das idades. Neste mapa as amostras semelhantes são agrupadas próximas umas das outras e diferentes amostras são plotadas distantes (Vermeesch, 2018a). No estudo geocronológico essa dissimilaridade entre as amostras é a distância estatística entre as distribuições de idades. No *software isoplotR* é usado a estatística de Kolmogorov-Smirnov (KS) pela sua simplicidade (Vermeesch, 2013, 2018b).

3. GEOLOGIA REGIONAL

Almeida *et al.* (1981) compartimentou o território brasileiro em dez províncias estruturais (figura 3.1). O presente trabalho destaca a Província Tocantins, localizada entre os crátons Amazônico e São Francisco. A formação dessa província está relacionada ao Ciclo Brasileiro e resultou da colisão de três blocos paleocontinentais: Amazônico, São Francisco e Parapanema, durante a amalgamação do Supercontinente Gondwana (Santos, 2003).

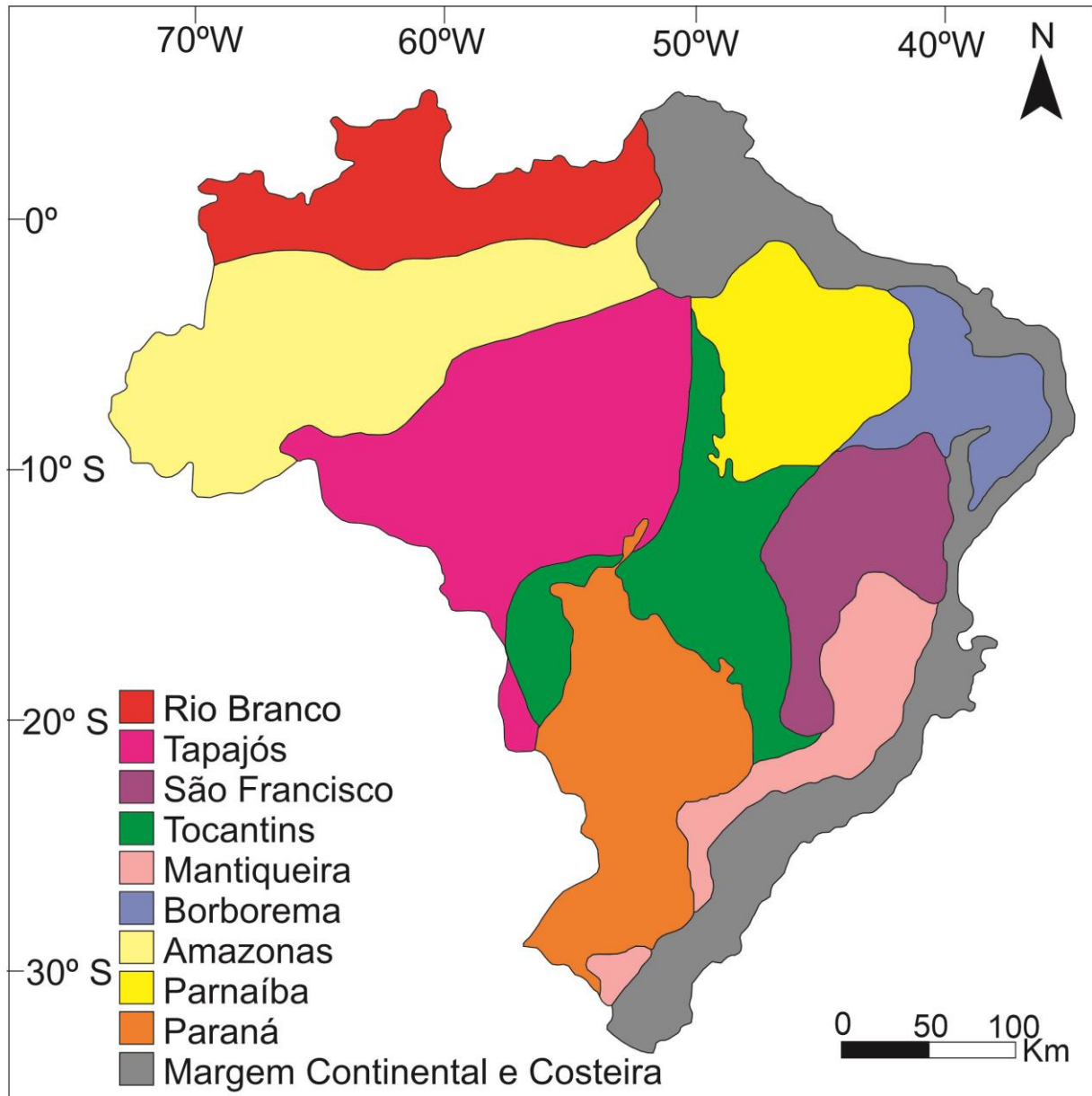


Figura 3.1: Províncias Estruturais Brasileiras (Adaptado de Almeida *et al.*, 1981).

A Província Tocantins foi dividida nas Unidades Tectônicas: Maciço Goiano, Arco Magmático do Goiás e faixas Brasília, Paraguai e Araguaia (Fuck *et al.*, 1993; Fuck, 1994). O Maciço Goiano foi descrito por Cordeiro & Oliveira (2017) como um conjunto de terrenos

Arqueano-Paleoproterozoico aflorando no norte da Faixa Brasília. Formado no Neoproterozoico, a Faixa Brasília possui aproximadamente 1200 km de comprimento e 300 km de largura, e abrange parte dos estados do Tocantins, Goiás e Minas Gerais (Uhlein *et al.*, 2012).

A Faixa Paraguai, descrita como um cinturão dobrado do neoproterozoico, está localizada na margem sul do Cráton Amazônico e Bloco Rio Apa, onde se estende por mais de 1000 km (Boggiani & Alvarenga, 2004). Esta faixa é formada por uma espessa sucessão de rochas sedimentares glacio-marinhas, turbiditos, carbonatos e siliciclásticas depositadas em um ambiente de margem passiva (Alvarenga, 1990; Alvarenga & Saes, 1992; Alvarenga & Trompette, 1992; 1993; Alvarenga *et al.*, 2000; Nogueira & Riccomini, 2006).

A Faixa ou Cinturão Araguaia é definido de acordo com Unrug (1996) como uma feição geotectônica com aproximadamente 1200 km de extensão N-S e largura E-W de 150 km, coberto a norte e leste pela Bacia do Parnaíba. A oeste ele é limitado pelo Cráton Amazônico e a sul e sudeste pelo Maciço Goiano (Alvarenga *et al.*, 2000; Herz *et al.*, 1989). O cinturão é constituído por rochas metassedimentares psamíticas, pelíticas e grauvacas com intrusões ultramáficas, máficas e graníticas. Essas rochas sofreram metamorfismo do tipo Baroviano que variou da facies xistoverde até anfibolito (Alvarenga *et al.*, 2000; Herz *et al.*, 1989; Moura *et al.*, 2008).

O Arco Magmático de Goiás é um importante componente tectônico da Faixa Brasília, estendendo-se de N-S por aproximadamente 800 km e foi gerado durante a orogênese brasileira, e é constituído por sucessões vulcano-sedimentares e rochas intrusivas com assinatura isotópica de arcos magmáticos intra-oceânicos acrescidos entre 930-600 Ma (Fuck, 1994; Pimentel & Fuck, 1987, 1992; Pimentel *et al.*, 1993; Pimentel *et al.*, 1997; Junges *et al.*, 2002; Silva *et al.*, 2008; Laux *et al.*, 2005; Matteini *et al.*, 2008; Cordani *et al.*, 2009).

O Arco Magmático de Goiás é ainda dividido nos arcos de Arenópolis, ao sul e arco de Mara Rosa à norte. Dados isotópicos U-Pb e Lu-Hf obtidos por Matteini *et al.* (2010) em zircões por LA-MC-ICP-MS, identificou três eventos magmáticos no Neoproterozoico no arco Mara Rosa. Os dois mais antigos são caracterizados por processos petrogenéticos principais datados em ~800 Ma, e são interpretados como arco magmático do tipo cordilheira: (i) magmas juvenis fortemente contaminados por crosta antiga (Arqueano-Paleoproterozóica); e (ii) fusão parcial da crosta antiga. O terceiro evento magmático é pós-orogênico (~635 Ma) com assinatura isotópica de magma juvenil e acentuada contaminação de material crustal mais antigo. Assim, Matteini *et al.* (2010) propuseram que o Arco Magmático de Goiás é constituído por diferentes

arcos de ilhas oceânicas menores e arcos magmáticos continentais sucessivamente acrescidos e justapostos na margem oeste do cráton do São Francisco.

A formação do Gondwana Ocidental no final do Neoproterozoico foi discutida por vários autores, que correlacionaram com a evolução (formação e quebra) do supercontinente Rondínia, entre 1,3 e 0,9 Ga, e a instalação do supercontinente Gondwana em 540-530 Ma. Um ponto de grande discussão é sobre o momento de fechamento do oceano separando o Cráton Amazônico do Cráton São Francisco, destacam-se os estudos de Hasui (2010), Tohver *et al.* (2010 e 2012) e Cordani *et al.* (2013).

Tohver *et al.* (2010, 2012) propuseram a existência de um oceano separando os Crátos Amazônico e São Francisco, denominado de Oceano Clymenes. Trindade *et al.* (2006) sugerem que a amalgamação final do Gondwana Ocidental ocorreu no Cambriano, com o fechamento da bacia oceânica sendo resultado da convergência entre os blocos paleoambientais Amazônico e São Francisco-Congo. O modelo da figura 3.2 evidencia as posições relativas dos elementos cratônicos em 800 Ma, antes do fechamento do Oceano Clymenes e as colisões que geraram o Gondwana Ocidental (Cordani *et al.*, 2013). Esta hipótese é sustentada por dados paleomagnéticos em rochas sedimentares da Formação Araras do Cinturão Paraguai (Trindade *et al.*, 2003).

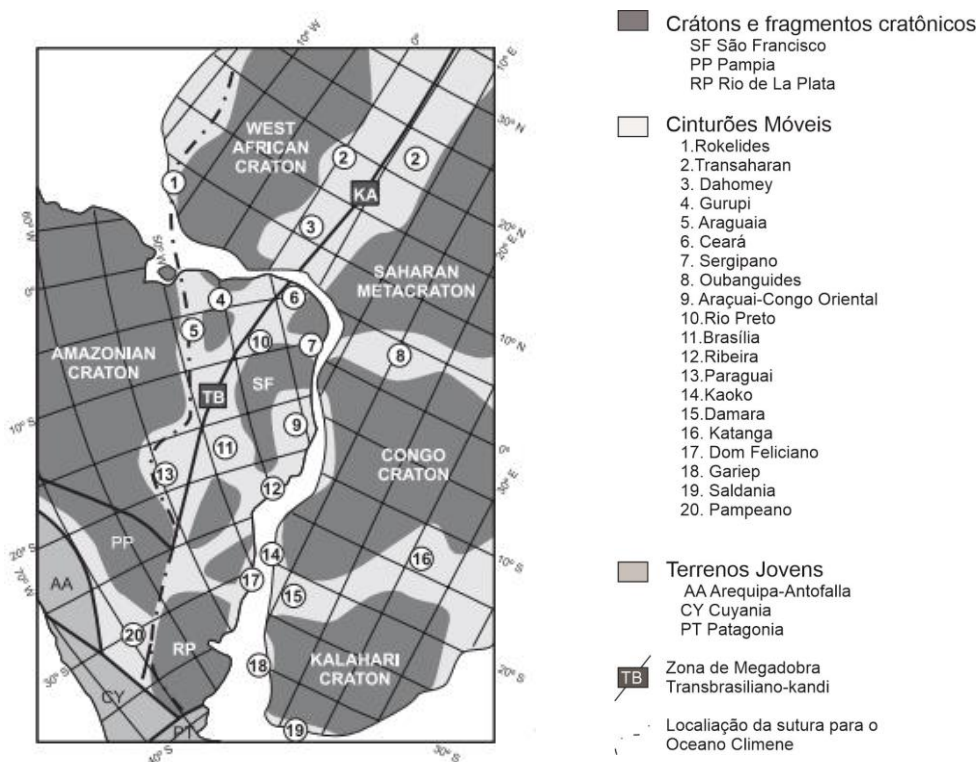


Figura 3.2: Reconstrução pré-drift da América do Sul e África no Cretáceo, com destaque para a localização da sutura do Oceano Clymene proposto por Tohver *et al.* (2012) (modificado de Cordani *et al.*, 2013).

Baldwin & Brown (2008) afirmaram que as rochas granulíticas do Complexo Anápolis-Itaçu do Arco Magmático de Goiás são evidências do encerramento do Oceano Clymenes, entre 650-630 Ma. Este arco magmático é constituído por crosta juvenil neoproterozoica que destaca o fechamento desse oceano (Pimentel & Fuck, 1992).

Hasui (2010) sintetizam a estruturação do Gondwana Ocidental no Neoproterozóico ao Cambriano em três fases de convergência (figura 3.3):

- Brasiliano I (900-700 Ma): Formação do Arco Magmático de Goiás, na borda do Bloco Brasília por convergência do Bloco Rio Verde;
- Brasiliano II (670-530 Ma): Foi o evento mais expressivo, atuando na maior parte da área, sendo responsável pelos traços estruturais da região. Neste evento ocorreu o fechamento do oceano Goiás (ou Clymenes), entre o Cráton São Francisco e o Maciço Goiano, em 670-620 Ma e o fechamento do Oceano Adamastor (entre o Cráton São Francisco, Bloco Paranapanema e o Cráton Kalahari) (670-530 Ma);
- Brasiliano III (580-490 Ma): Conclusão dos processos de aglutinação aproximando o Cráton Amazônico à massa continental à leste e o Maciço de Cabo Frio ao Rio de Janeiro e a consumação dos oceanos Goiás (Clymenes) e Adamastor.

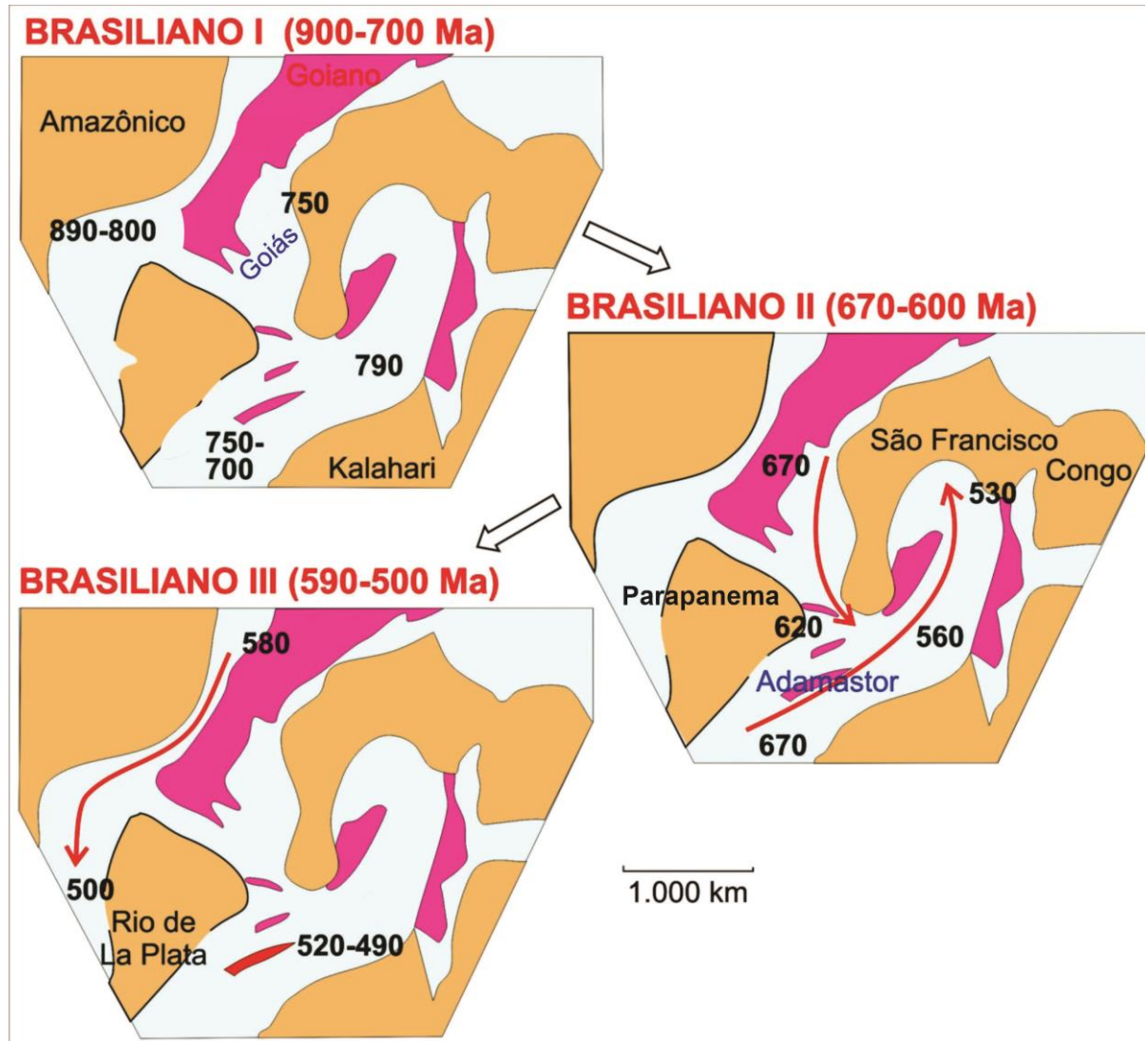


Figura 3.3: Modelo evolutivo da amalgamação do supercontinente Gondwana, proposto por Hasui (2010), com destaque para o fechamento dos oceanos neoproterozoicos.

3.1. CINTURÃO ARAGUAIA

O Cinturão Araguaia (figuras 3.4 e 3.5) é produto avançado de colisão continental entre três blocos paleocontinentais maiores, os crátons Amazônico e São Francisco e o bloco Parapanema (Strieder & Suita, 1999; Pimentel *et al.* 2000) que resultou na formação do supercontinente neoproterozoico Gondwana Ocidental (Brito Neves, 2001) (figuras 3.6).



Figura 3.4: (A) Províncias Estruturais Brasileiras com destaque para a Província Tocantins. (B) Cinturões Neoproterozoicos. (C) Mapa geológico simplificado do Cinturão Araguaia (Modificado de Assis *et al.*, 2021).

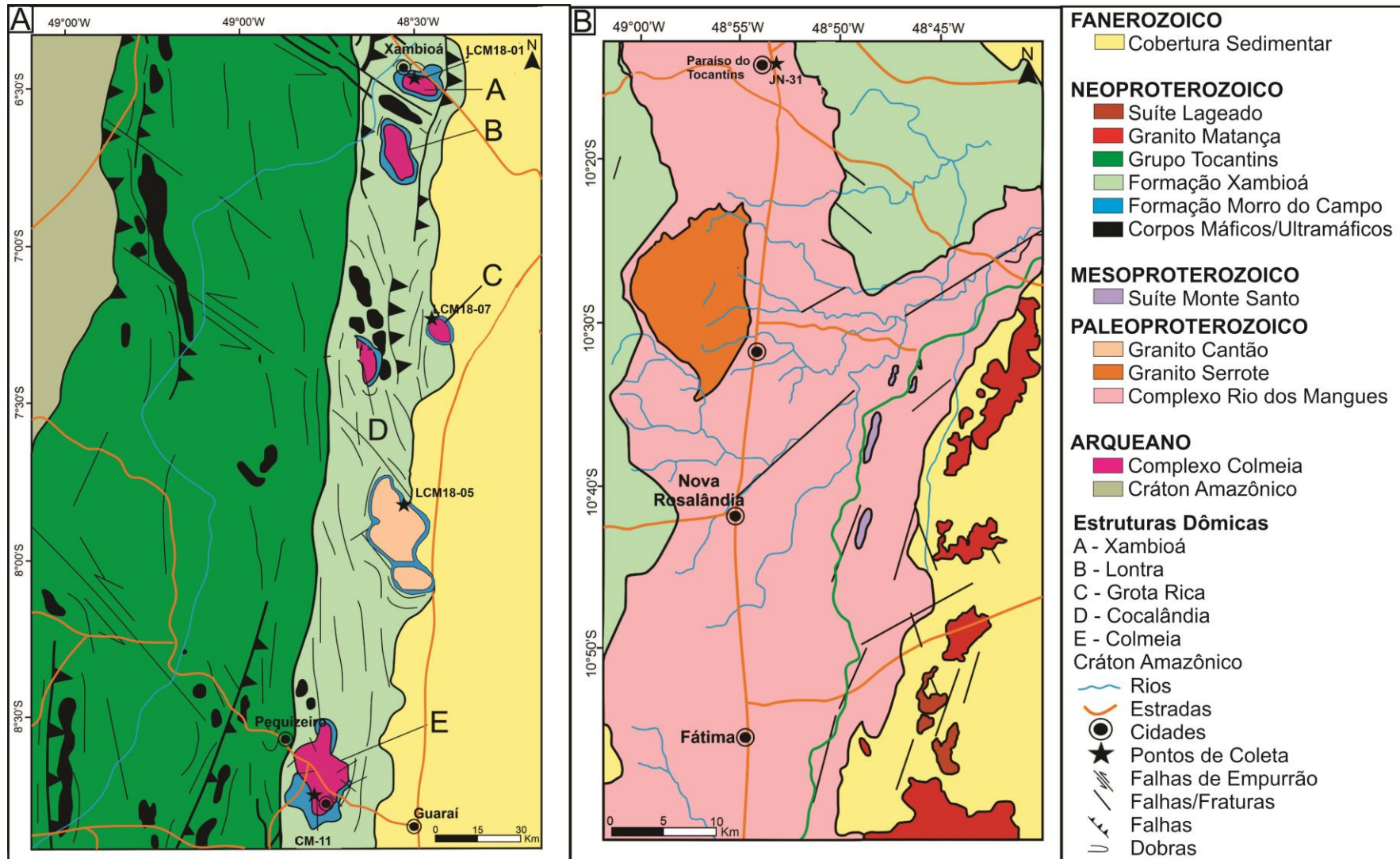


Figura 3.5: Mapa esquemático simplificado do Cinturão Araguaia indicando as estruturas dômicas (A) Porção Norte e (B) Porção Sul do cinturão (Modificado de Assis *et al.*, 2021).

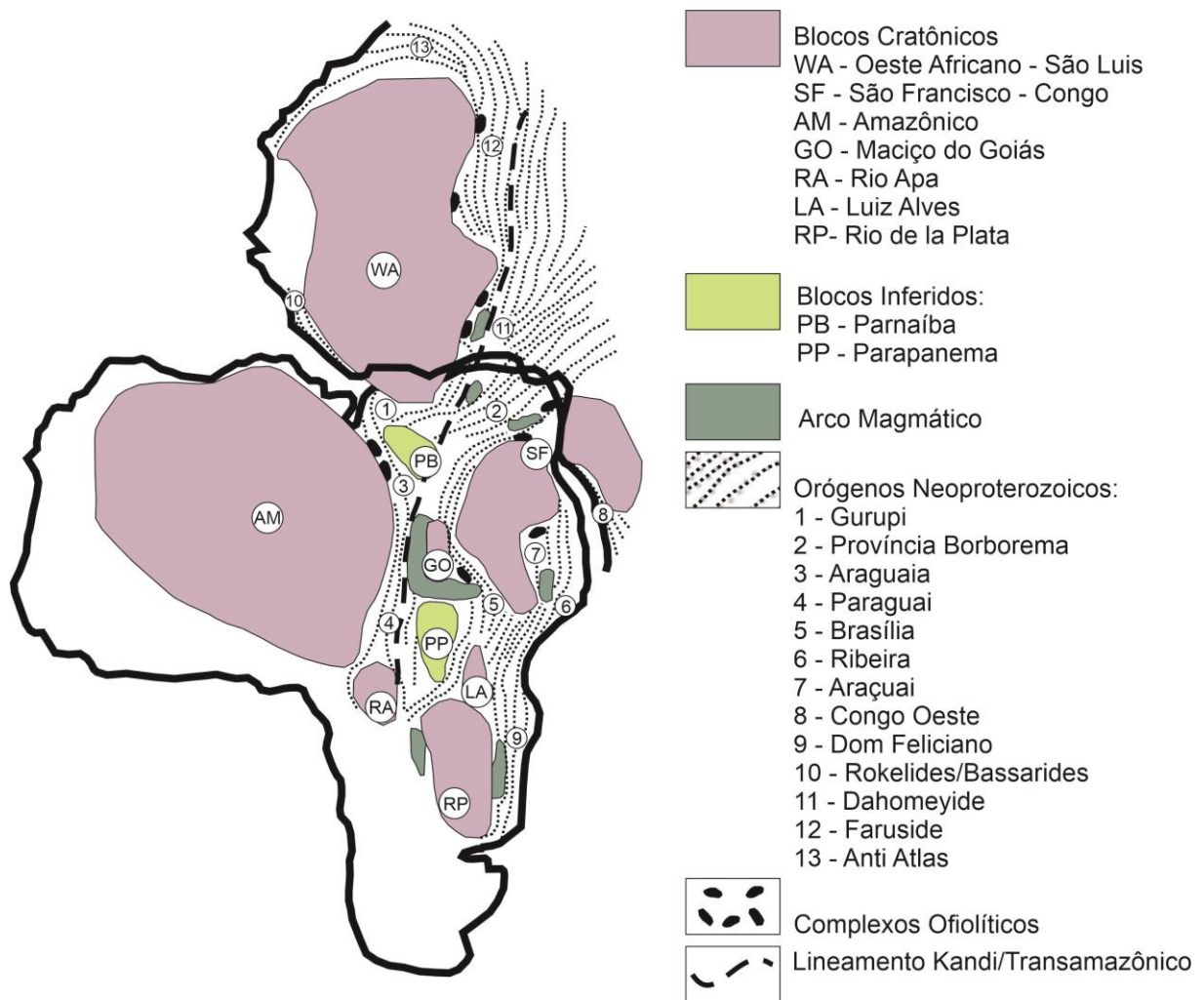


Figura 3.6: Reconstrução paleocontinental, evidenciando a colagem dos Blocos paleocontinentais responsáveis pela formação dos cinturões Pan-Africanos/Brasilianos (Klein & Moura, 2008).

3.2. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DO CINTURÃO ARAGUAIA

Nesta seção são descritas as unidades litoestratigráficas que compõem o Cinturão Araguaia, bem como seu embasamento, e que estão reunidas na coluna litoestratigráfica da figura 3.7.

3.2.1. Embasamento Arqueano/Paleoproterozoico

Moura & Gaudette (1999) usando o método de evaporação de Pb em monocristais de zircão mostraram que os ortognaisses do embasamento da porção norte do Cinturão Araguaia são constituídos por rochas arqueanas (~2,86 Ga; Complexo Colmeia) e paleoproterozoicas (~1,86; Gnaisse Cantão). Por sua vez, no segmento sul do Cinturão Araguaia o embasamento é formado pelos Grupo Rio do Coco (2,62 Ga, Arcanjo *et al.* 2000), Complexo Rio dos Mangues

(~2,06 Ga, Arcanjo & Moura, 2000), Complexo Porto Nacional (~2,13 Ga, Gorayeb *et al.* 2000b) e Granito Serrote (1,87 Ga, Assis *et al.*, 2021).

3.2.1.1. Complexo Colmeia

As rochas do Complexo Colmeia estão expostas em janelas do embasamento nos núcleos das estruturas dômicas por toda a extensão do Cinturão Araguaia (Moura & Gaudette, 1999). Esse complexo é composto por gnaisses trondhjemíticos, migmatitos, granitos, gnaisses cálciossilicáticos, granitos gnáissicos, anfibolitos e rochas álcali-alumino-magnesianas. São observados ainda enclaves de biotita-xisto feldspáticos, quartzitos, anfibolitos, serpentinitos e metacherts (Costa, 1980; Teixeira, 1984; Costa, 1985; Macambira, 1989; Moura & Gaudette, 1999; Bordalo, 2016). Santos (1983) caracterizou o Complexo Colmeia como dominado por gnaisses cinza-claros, localmente migmatizado, e bandamento pouco desenvolvido, associado com gnaisses com bandamento bem desenvolvido e augen-gnaisse. Datações mais recentes utilizando zircão por LA-ICP-MS mostraram idades entre 2883 ± 9 e 2931 ± 14 Ma (Assis *et al.*, 2021).

3.2.1.2. Grupo Rio do Coco

Grupo Rio do Coco é descrito como um *greenstone belt* arqueano dividido em uma unidade inferior composta por sedimentos pelíticos e químicos com intercalações de xistos magnesianos, e uma unidade superior com xistos feldspáticos e rochas máficas (anfíbolito) (Barreira & Dardeneo, 1981). Foram identificados komatiítos, metapelitos, rochas quartzo-feldspáticas, rochas metavulcânicas dacíticas (com sulfetos), metabasitos e metaultramafitos com formações ferríferas intercaladas, serpentinitos estaetítos, itabirito e cherts ferruginosos, além de intrusões de granito álcali –feldspato (Costa *et al.*, 1983; Costa, 1985).

3.2.1.3. Complexo Rio dos Mangues

O Complexo Rio dos Mangues é constituído por terrenos paleoproterozoicos (2,0-2,1 Ga) que compreendem gnaisses tonalíticos, granodioritos, cálciossilicáticos migmatizados e granito-gnaisse (Penteado, 2017). Ocorrem ainda associadamente anfibolitos, quartzitos, xistos e granitos pegmatóides miloníticos (Costa, 1985; Arcanjo *et al.*, 2013).

3.2.1.4. Complexo Porto Nacional

O Complexo Porto Nacional é um terreno de alto grau metamórfico composto principalmente por enderbitos, granulitos máficos (piroxênio granulitos, hornblenda granulitos

e granada granulitos) e rochas ultramáficas, com mobilizados charnockíticos (Costa *et al.* 1983; Gorayeb 1996). Os enderbitos e granulitos máficos foram datados por Gorayeb *et al.* (2000a) pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão em 2,13 Ga e 2,15 Ga, respectivamente.

3.2.1.5. Gnaiss Cantão

Souza (1984) reuniu sob a denominação de Gnaiss Cantão dois grupos litológicos sendo o primeiro constituído por granodioritos ricos em minerais máficos, localizados, geralmente, nas proximidades do Complexo Colmeia e dos quartzitos da Formação Morro do Campo. O segundo grupo tem uma composição monzogranítica, e mais restritamente, sienogranítica, e está normalmente localizado no contato com a Formação Morro do Campo. A idade do Gnaiss Cantão foi melhor definida por Dias *et al.* (2017) que obtiveram a idade de 1835 ± 31 Ma pelo método U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS. Por sua vez, Lafon *et al.* (1990) obtiveram idade Rb-Sr em minerais entre 500 e 470 Ma, que foram relacionadas à estruturação do Cinturão Araguaia durante o evento termo-tectônico do Brasileiro. Trata-se de um granitoide intrusivo no Complexo Colmeia que foi metamorfoseado durante a evolução do Cinturão Araguaia gerando as feições gnáissicas dessas rochas (Souza, 1984).

3.2.1.6. Granito Serrote

O Granito Serrote é um batólito com direção NNE-SSW, caracterizado por uma coloração rósea a marrom avermelhada e granulação grossa, com composição dominante sienogranítica (Sousa 1995, Gorayeb 1996). Datação U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS realizada por Assis *et al.* (2021) apontou a idade de 1868 ± 16 Ma (MSWD = 0,035). Assim como para o Gnaiss Cantão, idade Rb-Sr em minerais de 536 ± 37 Ma, foi relacionada ao evento termo-tectônico no Brasileiro que estruturou o Cinturão Araguaia (Sousa, 1995).

3.2.1.7. Suíte Monte Santo

A Suíte Monte Santo é composta pelos corpos de Monte Santo e Serra da Estrela. O Corpo de Monte Santo é caracterizado por gnaisses sieníticos que se encontram recobertos pelo Grupo Estrondo. As rochas possuem coloração rósea e com granulometria média a grossa (Arcanjo *et al.* 2013; Arcanjo, 2002). Por sua vez, o corpo da Serra da Estrela ocorre intrudido no Complexo Rio dos Mangues e são gnaisses sieníticos com coloração rósea e granulometria média (Arcanjo *et al.* 2013). Datação, pelo método de evaporação de Pb realizadas por Arcanjo (2002) e Arcanjo & Moura (2000), apontou idades de 1051 ± 17 Ma (Monte Santo) e $1006 \pm$

86 Ma (Serra da Estrela) respectivamente, interpretadas como representantes do magmatismo alcalino associado ao rifteamento que originou a Bacia Araguaia.

3.2.2. Supergrupo Baixo Araguaia

A sucessão metassedimentar que forma o Cinturão Araguaia foi reunida no Supergrupo Baixo Araguaia, composto pelos grupos Estrondo e Tocantins (Abreu, 1978).

3.2.2.1. Grupo Estrondo

O Grupo Estrondo é composto pelas formações Morro do Campo (na base) e Xambioá. Nas serras que sustentam as estruturas dômicas (braquianticlinais) de Lontra, Xambioá e Ramal do Lontra, a Formação Morro do Campo é constituída por quartzitos, muscovita quartzitos, metaconglomerados, micaxistos, quartzo-muscovita xistos, além de xistos com granada, estauroлита e cianita (Abreu 1978, Hasui *et al.* 1984, Pinheiro *et al.*, 2011). Esta unidade foi identificada em outras estruturas braquianticlinais ao longo do Cinturão Araguaia que foram denominadas de Grota Rica, Cocalândia, Colmeia, Cantão Rio Jardim e Cunhãs (Souza, 1984; Teixeira, 1984; Costa, 1985; Macambira, 1989).

Os quartzitos dessa formação são predominantemente puros e micáceos, com coloração branca e granulação média à grossa, com uma textura granoblástica e poligonal. Apresenta uma foliação na direção NW-SE com mergulhos entre 8-25° para NE. Os quartzitos mostram lineação de estiramento com valores de mergulho aproximados de 4-18° para ESE, e nos termos micáceos a muscovita acompanha, aproximadamente, essa mesma orientação (Pinheiro, 2016).

A porção superior o Grupo Estrondo é composto pela Formação Xambioá que ocorre, geralmente, em relevo colinoso com superfícies abauladas, e os afloramentos podem ser encontrados em cortes de estrada, lajedos e vales (Pinheiro, 2016). Esta formação é constituída por micaxistos, xistos feldspáticos, xistos grafitosos, xistos com granada, estauroлита e cianita, além de metagrauvacas, anfíbolitos e mármore (Abreu 1978, Hasui *et al.* 1984, Pinheiro *et al.* 2011).

3.2.2.2. Grupo Tocantins

O Grupo Tocantins ocorre na porção oeste do cinturão e é constituído pelas formações Pequizeiro e Couto Magalhães. A Formação Pequizeiro é composta por clorita-muscovita-quartzo xistos com intercalações subordinadas de cálcio xistos, quartzitos, magnetita-muscovita filitos (Abreu, 1978; Gorayeb, 1981). A Formação Couto Magalhães é composta,

principalmente, por filitos e ardósias intercaladas por metapelitos, metarcósios, metagrauvacas, quartzitos e calcários. Ainda, encaixado nos filitos ocorrem silexitos hematíticos e corpos ultramáficos serpentinizados (Abreu, 1978; Hasui *et al.*, 1984).

3.2.3. Suíte Intrusiva Xambíca

São corpos de natureza plutônica e/ou subvulcânicas identificadas na região de Xambioá-Araguanã, entre os quais metagabros, metadiábasios e anfibolitos. Ocorrem como *stocks*, *sills* e diques encaixados nos xistos da Formação Xambioá ou nas rochas do Complexo Colmeia (Gorayeb *et al.*, 2004; 2013; Bordalo, 2016).

Estudos litoquímicos nesses metagabros e anfibolitos possibilitaram caracterizar como litologias de composição homogênea agrupando os vários plútons como cogenéticos e indicativos de um importante evento tectônico extensional que originou a bacia precursora do orógeno Araguaia (Gorayeb *et al.*, 2013). Foram definidas as seguintes assembleias minerais para a suíte indicativas de fácies anfibolito médio (Gorayeb *et al.*, 2004, 2013):

Hornblenda + Escapolita ± Granada ± Titanita ± Quartzo ± Cianita;

Hornblenda ± Plagioclásio ± Escapolita ± Granada ± Biotita.

Por fim, em estudo geocronológico, com zircão dos metagabros, foram obtidas as idades de 878 e 804 Ma, definida como idade mínima desse evento magmático (Barros *et al.*, 2010; Gorayeb *et al.*, 2013).

3.2.4. Associações Máficas e Ultramáficas

Foram identificadas ainda rochas máficas e ultramáficas alojadas tectonicamente no Grupo Tocantins, entre elas peridotitos e dunito serpentinizados, metabasaltos (*pillow basalts*), anfibolitos, metagabros, xistos magnesianos, basaltos almofadados e silexitos ferruginosos (Paixão, 2009; Gorayeb *et al.*, 2008). As principais representantes dessas associações são: o Maciço Quatipuru (757 Ma; Paixão, 2009), Serra do Tapa (2,0 Ga; zircões herdados; Gorayeb *et al.*, 2002) e Morro do Agostinho. Essas rochas registraram alguns eventos metamórficos importantes, de condições mantélicas de crosta rasa, durante a formação da crosta oceânica da Bacia do Araguaia (Paixão, 2009) e têm sido alvo de discussões entre diversos autores.

Idade isocronica Sm-Nd de 757 ± 49 Ma (MSWD = 2,4) e valores positivo ϵ_{Nd} para basaltos (+ 5) e diques gabróicos (+ 6,7) foram obtidos por Paixão (2009) para as de rochas do

Maciço Quatipuru. Esses dados isotópicos, juntamente com os dados geoquímicos, levaram Paixão (2009) a interpretar o Maciço Quatipuru com características de MORB e relacionaram para a fase de oceanização da “Bacia Araguaia”. Paixão (2009) interpretou os corpos ofiolíticos estudados como decorrentes da obducção de uma litosfera oceânica, na zona de sutura do Gondwana Ocidental.

Miyagawa e Gorayeb (2013) e Barros e Gorayeb (2019) definiram essas rochas máficas e ultramáficas como remanescentes de uma crosta oceânica formada durante as fases tectônicas extensionais iniciais do Cinturão Araguaia. Por sua vez, Hodel *et al.* (2019) sugeriram um rifteamento da porção leste do Cráton Amazônico e a deposição de sedimentos em uma crosta oceânica hiperestendida, e interpretaram esses corpos máficos e ultramáficos como ofiolitos de transição oceano-continental. Entretanto, Assis *et al.* (2021) propõem que os corpos máficos/ultramáficos desse cinturão estão associados ao fechamento oceânico, sem o necessário rifteamento do Cráton Amazônico.

3.2.5. Magmatismo Granítico Neoproterozoico do Cinturão Araguaia

A presença de corpos graníticos ao longo do Cinturão Araguaia, alojados principalmente nas rochas do Grupo Estrondo, representa um importante episódio magmático, associado ao evento termotectônico responsável pela formação do cinturão (Penteado, 2017; Alves, 2006; Gorayeb & Moura, 2008). Esses granitos tem sido datados pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão. Os principais representantes são o Granito Santa Luzia ($538,3 \pm 1$ Ma; Alves, 2018), Granito Rama do Lontra (549 ± 4 Ma; Alves, 2006), Granito Barrolândia e Granodiorito Presidente Kenedy (539 ± 5 Ma, Gorayeb *et al.*, 2019). Esses corpos ocorrem no domínio de mais alto grau metamórfico e são caracterizados como rochas isotrópicos com tons rosados e geralmente de natureza álcali granítica (Gorayeb & Moura, 2008; Hasui *et al.*, 1977).

3.2.6. Metamorfismo do Supergrupo Baixo Araguaia

As rochas do Cinturão Araguaia foram submetidas a um metamorfismo regional do tipo Barrowiano, com aumento gradual de oeste para leste, a partir de anquimetamorfismo até a fácies anfíbolito médio-alto, que marcou zonas metamórficas em toda a região do cinturão (Macambira, 1983; Abreu *et al.*, 1994; Alvarenga *et al.*, 2000). As principais isógradas reconhecidas foram a da clorita, biotita, estaurolita e granada (Silva *et al.*, 1974; Gorayeb, 1981; Souza, 1984; Teixeira 1984; Alvarenga *et al.*, 2000; Pamplona *et al.*, 2010). Foi identificado ainda, nos xistos do domínio leste desse orógeno rochas de mais alto grau metamórfico, com

características de processos de anatexia (Abreu *et al.*, 1994; Alves, 2006; Gorayeb & Moura, 2008).

A partir de estudos petrográficos e análises químicas minerais Pinheiro (2016) sugeriu a ocorrência de dois episódios de metamorfismo em um único ciclo metamórfico. Esse estudo petrográfico-mineralógico identificou as principais paragêneses minerais na região de Xambioá:

- Pelitos:
 - a) St + Grt + Bt + Ms + Qtz ± Pl (An12-31) ± Ky; e
 - b) Grt + Bt + Ms + Qtz ± Pl (An17-25);
- Semi-Pelitos:
 - a) Bt + Ms + Qtz + Pl (An17-25) ± Ep ± Carb
- Rochas Máficas:
 - a) Hb + Grt + Bt + Pl (An12-25) ± Ttn; e
 - b) Hb + Pl (An38-42) + Grt ± Esc

O estudo de Pinheiro (2016) integrou dados de campo, análise petrográfica, química mineral, análise de modelamento metamórfico e geotermobarometria. Os cálculos de isopletras nos minerais (plagioclásio e granada) indicam condições metamórficas de 660° C e 7,9 kbar. As condições máximas do metamorfismo foram investigadas com o modelamento metamórfico a partir da paragênese St + Grt + Bt + Ms + Qtz ± Pl ± Ky, que permitiu estimar a temperatura entre 630-665°C e pressão entre 7-9,3 kbar. Os resultados de P-T obtidos são típicos de fácies anfibolito médio de ambientes de cinturões orogênicos continentais.

Datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ realizadas por Pinheiro (2016) em biotita de metapelitos e anfibólio de anfibolito forneceram idades ~504 Ma interpretada como idade de resfriamento do pico do metamorfismo. Idade de 513 ±14 Ma obtida por química mineral U-Th-Pb em monazita de biotita-xistos da região de Presidente Kennedy foi interpretada como indicativa do metamorfismo do Cinturão Araguaia (Pinheiro *et al.*, 2012).

ÉON	ERA	UNIDADE		
PROTEROZOICO	NEOPROTEROZOICO	MAGMATISMO GRANÍTICO (Granito Santa Luzia, Granito Rama do Lontra, Granito Barrolândia e Granodiorito Presidente Kenedy)		
		SUPERGRUPO BAIXO ARAGUAIA	GRUPO TOCANTINS	FORMAÇÃO COUTO MAGALHÃES
				FORMAÇÃO PEQUIZEIRO
		GRUPO ESTRONDO	FORMAÇÃO XAMBIOÁ	
			FORMAÇÃO MORRO DO CAMPO	
		ASSOCIAÇÃO MÁFICA-ULTRAMÁFICA (Maciço Quatipuru)		
		SUITE XAMBÍCA		
	MESOPROTEROZOICO	SUITE MONTE SANTO		
	PALEOPROTEROZOICO	GNAISSE CANTÃO		
		GRANITO SERROTE		
ASSOCIAÇÃO MÁFICA-ULTRAMÁFICA (Serra do Tapa)				
COMPLEXO RIO DOS MANGUES				
COMPLEXO PORTO NACIONAL				
ARQUEANO	NEOARQUEANO	GRUPO RIO DO COCO		
	MESOARQUEANO	COMPLEXO COLMEIA		

Figura 3.7: Coluna Litoestratigráfica das unidades descritas. Adaptado de Abreu (1978); Alves (2006); Alves (2018); Arcanjo *et al.* (2000); Arcanjo & Moura (2000); Assis *et al.* (2021); Barros *et al.* (2010); Barreira & Dardeneo (1981); Costa (1980); Costa (1985); Costa *et al.* (1988); Dias *et al.* (2017); Gorayeb *et al.* (2000b); Gorayeb *et al.* (2002); Gorayeb *et al.* (2013); Gorayeb *et al.* (2019); Macambira (1989); Moura & Gaudette (1993); Moura & Gaudette (1999); Paixão (2009); Souza (1984); Teixeira (1984).

4. PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR COM BASE EM DADOS ISOTÓPICOS NO CINTURÃO ARAGUAIA

A proveniência sedimentar das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia foi discutida por Moura *et al.* (2008) e Pinheiro *et al.* (2011) que dataram zircões detríticos em quartzitos da Formação Morro do Campo pelo método de evaporação de chumbo por TIMS e apresentaram idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) em rocha total para os metapelitos dos grupos Estrondo e Tocantins. As idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão detrítico permitiram identificar populações distintas para os setores norte e sul do Cinturão Araguaia. No setor norte, representado pelos quartzitos da estrutura de Xambioá, a população principal é do Mesoneoarqueano (2,9 – 2,8 Ga) e outras populações menos frequentes do Paleoproterozoico (*ca.* 1,90 – 1,85 Ga, 2,1 – 2,0 Ga e 2,4 – 2,3 Ga) e do Mesoproterozoico (*ca.* 1,45 – 1,40 Ga). Por sua vez, no setor sul, onde foi amostrado o quartzito que ocorre nas cercanias da cidade de Paraíso do Tocantins, a população principal é do Toniano/Esteniano (1,25 – 0,85 Ga) e com uma população secundária do Paleoproterozoico (1,8 – 1,7 Ga). Foram encontrados ainda zircões com idades entre: 0,7 – 0,6 Ga; 2,05 – 1,95 Ga; 2,60 – 2,55 Ga e 2,80 – 2,75 Ga. Isto sugere a existência de áreas-fontes distintas para cada um desses domínios, e que a sedimentação do Cinturão Araguaia possui natureza de fontes múltiplas (Moura *et al.*, 2008; Pinheiro *et al.*, 2011).

As idades-modelo (T_{DM}) Sm-Nd dos metapelitos dos grupos Estrondo e Tocantins segundo Pinheiro *et al.* (2011) apresentam distribuição bimodal com frequência principal entre 2,1 e 1,4 Ga, com moda entre 1,7 e 1,6 Ga e moda secundária entre 2,7 – 2,4 Ga, o que pode indicar uma mistura de fontes de idades paleoproterozoica, arqueana e meso-neoproterozoica. Foram calculados também valores de ϵ_{Nd} , considerando que a Bacia Araguaia foi formada há, aproximadamente, 900 Ma, sendo registrados valores entre -3,2 e -23,8. A partir desses valores de ϵ_{Nd} e das idades-modelo T_{DM} (1,4-3,2 Ga) esses autores afirmaram que as rochas do Cinturão Araguaia têm contribuição de fontes com idade de residência crustal longa e curta, corroborando a mistura de fontes.

Pinheiro *et al.* (2011) elaboraram ainda dois diagramas de evolução de Nd com o tempo (figura 4.1). O primeiro comparando as rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia com as rochas do embasamento do Cráton Amazônico, gnaisses paleoproterozoicos do Domínio Ceará Central da Província Borborema e do Arco Magmático de Santa Quitéria. No segundo, a comparação das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia foi feita com as rochas do

Cráton Amazônico, do terreno Paleoproterozoico do Maciço Goiano e do Arco Magmático do Goiás. Esses diagramas sugerem que dificilmente as rochas do Cráton Amazônico seriam a única fonte dos metassedimentos do Cinturão Araguaia e corroboram a hipótese de mistura de fontes crustais com idades arqueanas, paleoproterozoicas e meso-neoproterozoicas. Adicionalmente, Pinheiro *et al.* (2011) destacaram que a distribuição geográfica das idades T_{DM} (Sm-Nd) mostra uma aparente diminuição em direção ao sul do cinturão, sugerindo a maior contribuição de terrenos mais jovens (meso-neoproterozoico) para o segmento sul. Essa interpretação é corroborada pela predominância de idades mesoproterozoica dos zircões detríticos na região de Paraíso do Tocantins.

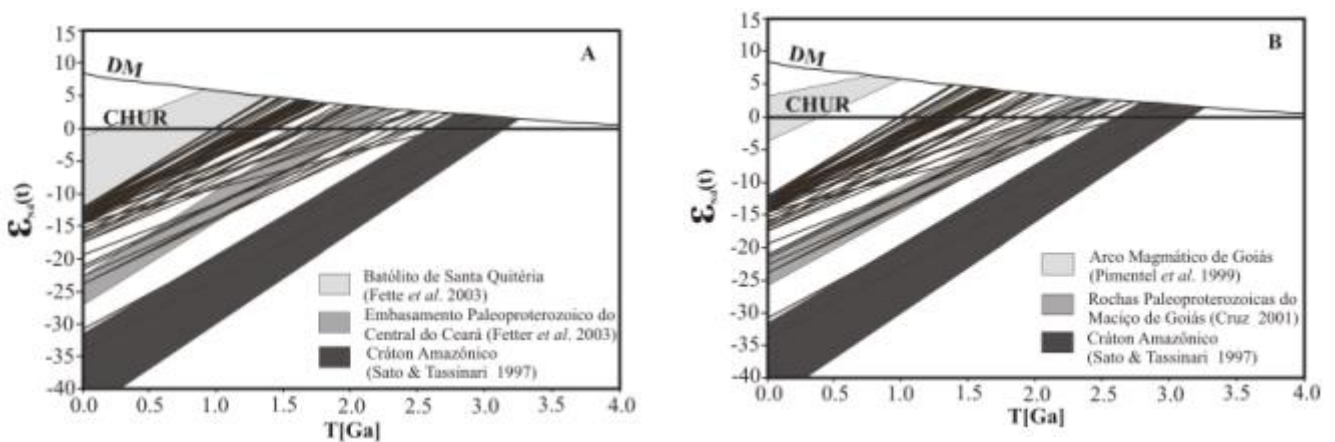


Figura 4.1: Diagrama de evolução do Nd no tempo (Fonte: Pinheiro *et al.*, 2011).

Assim, esses autores apontam como importante contribuição das fontes para a formação da bacia precursora do Cinturão Araguaia terrenos localizados a leste-sudeste da atual área desse cinturão, que foram tectonicamente transportados em direção à margem oriental do Cráton Amazônico durante a amalgamação do Supercontinente Gondwana Ocidental. Pinheiro *et al.* (2011) propuseram ainda como as principais fontes de sedimentos para a “Bacia Araguaia” rochas do Cráton São Francisco, do Maciço Goiano, do Arco Magmático do Goiás, prováveis terrenos com idades compatíveis cobertos pela Bacia do Parnaíba, além de um possível arco magmático do Neoproterozoico não exposto e relacionado à evolução do Cinturão Araguaia.

A idade predominantemente esteniana dos zircões detríticos dos quartzitos da porção sul do Cinturão Araguaia foi confirmada no trabalho de Gorayeb *et al.* (2020), que apresentaram idades U-Pb em zircão obtidas por LA-MC-ICP-MS. Esses quartzitos foram coletados na região de Paraíso do Tocantins, onde foi realizada a amostragem de Pinheiro *et al.* (2011). O histograma confeccionado com os dados de Gorayeb *et al.* (2020) ($n = 37$; figura 4.2) permite

identificar uma população principal esteniana (1,05 – 1,15 Ga), além de três populações secundárias: Ediacarana/Criogeniana (0,5 – 0,7 Ga), Toniana (0,85 – 0,95 Ga) e Orosiriana/Riaciana (1,95 – 2,1 Ga). As idades obtidas definem ainda uma curva com tendência central em 1,05 – 1,15 Ga.

Embora o método geocronológico empregado por Gorayeb e colaboradores (2020) seja mais robusto do que aquele utilizado por Pinheiro *et al.* (2011), ambos estudos revelaram a presença de zircões detríticos mais jovens em quartzitos do setor sul do Cinturão Araguaia. É importante ressaltar que o estudo aqui realizado envolveu um número maior de amostras coletadas e a utilização da mesma técnica geocronológica de datação empregada por Gorayeb *et al.* (2020). Com isso, agora têm-se uma mais ampla amostragem dos zircões detríticos dos quartzitos coletados ao longo do Cinturão Araguaia, que inclui as regiões das estruturas de Xambioá, Grota Rica, Cantão e Colmeia (setor norte do Cinturão Araguaia) que vem se somar aos quartzitos da região de Paraíso do Tocantins (setor sul do Cinturão Araguaia).

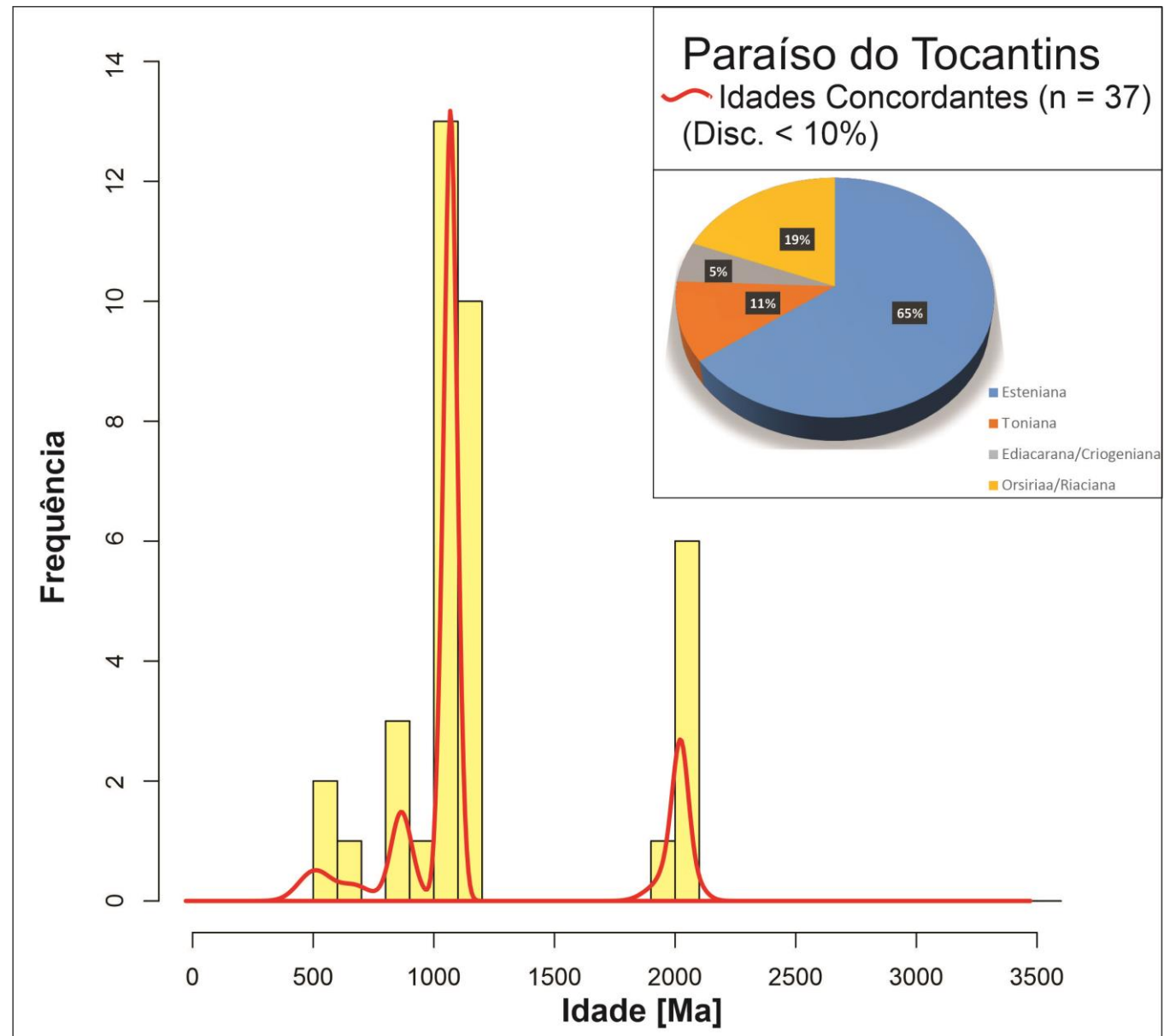


Figura 4.2: Histograma para idades de grãos de zircão do quartzito da área de Paraíso do Tocantins, com destaque para as curvas de densidade definida para as idades concordantes (linha vermelha); além de gráfico com os percentuais das principais populações de zircão definidas. Elaborado a partir dos dados de Gorayeb *et al.* (2020).

5. RESULTADOS

5.1. DATAÇÃO U-Pb EM ZIRCÃO POR LA-ICP-MS

Para a datação geocronológica pelo método U-Pb foram analisados entre 100 e 150 grãos detríticos de zircão de cada amostra coletada dos quartzitos das estruturas de Xambioá, Grota Rica, Cantão e Colmeia. Os resultados estão representados em histogramas (U-Pb) com base nas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que permitiram definir as populações principais de cada local amostrado.

5.1.1. Quatzito da estrutura de Xambioá (Amostra 18LCM-01)

Foram datados 111 grãos detríticos de zircão, dos quais 77 forneceram idades concordantes (<10% de discordância). Foi possível identificar uma população principal de idade estateriana/orosiriana (1600 – 2000 Ma) (62%) e três populações secundárias de idades: sideriana/neoarqueana (2420 – 2760 Ma) (21%); calamiana (1430 – 1580 Ma) (12%) e riaciana/sideriana (2140 – 2360 Ma) (5%) (figura 5.1). Ainda foram encontrados intervalos de idades com menores concentrações (<1%) do Esteniano/Ectasiano (1173 e 1362 Ma) e do Paleoarqueano (2869 e 3209 Ma).

A função densidade de probabilidade (KDE) para as idades concordantes (figura 5.1, linha vermelha) revela dois picos com tendência central situados em 1700 Ma (principal) e 2600 Ma (secundária). A curva que contém o primeiro pico reflete a maior proporção de grãos de idade estateriana/orosiriana e a contribuição menor de zircões formados no Calimiano. Por sua vez, a curva que define o segundo pico resulta da presença da população de idade sideriana/neoarqueana e, em menor proporção, da população de grãos riacianos/siderianos. Quando são considerados todos os grãos de zircão datados (concordantes e discordantes) estas duas tendências centrais não se modificam substancialmente, no entanto, é realçada a contribuição de grãos de idade mais jovens (linha azul na figura 5.1).

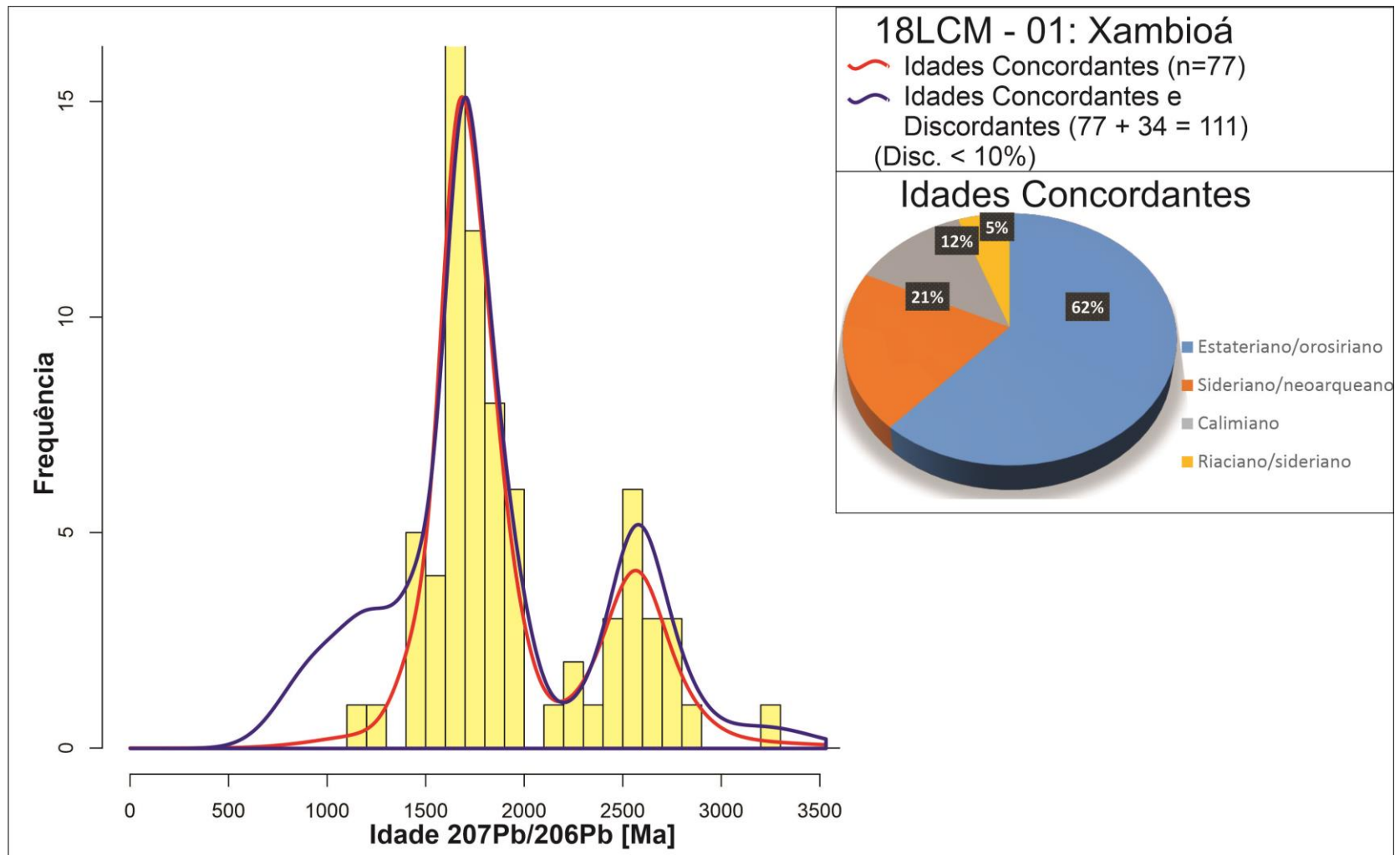


Figura 5.1: Histograma para grãos de zircão do quartzito da área de Xambioá, com destaque para as curvas de densidade definida para as idades concordantes (linha vermelha) e considerando as idades encontradas para todos os grãos analisados (linha azul); além de gráfico com os percentuais das principais populações de zircão definidas.

5.1.2. Quartzito da Estrutura de Grota Rica (18LCM-07)

Foram datados 138 grãos detríticos de zircão, dos quais 70 forneceram idades concordantes. As idades concordantes revelaram uma população principal de idade estateriana/orosiriana (1600 – 1880 Ma) (42%) e três populações secundárias: Neo-Mesoarqueano (2640 – 2990 Ma) (25%), Ectasiano/Calimiano (1240 – 1580 Ma) (24%) e, Orosiriano/Riaciano (1920 – 2080 Ma) (9%). O histograma registra ainda, em menor proporção (<1%), a presença de grãos detríticos de zircão com idades do Ediacarano/Criogeniano (612, 673 e 718 Ma), Toniano (925 e 956 Ma), Esteniano (1119 e 1178 Ma), Riacciano/Sideriano (2191 e 2224 Ma) e Paleoarqueano (3339 Ma).

A função densidade de probabilidade (KDE) para as idades concordantes (figura 5.2, linha vermelha) sugere a presença de quatro populações de idades distintas, embora possua um pico principal com tendência central próxima de 1700 – 1800 Ma. A curva associada a esse pico resulta da maior proporção de grãos de zircão com idade estateriana/orosiriana e uma contribuição menor de zircões formados no Riacciano/Sideriano. O diagrama mostra também um pico secundário com tendência central de idade 2700 – 2800 Ma, curva que é definida por grãos de zircão com idades neo/mesoarqueana. Este diagrama mostra ainda picos menores onde o mais proeminente indica uma tendência central em 1300 – 1400 Ma e reúne os grãos de idade ectasiana/calimiana. Finalmente, um pico menor com tendência central em 700 Ma que agrupa os poucos grãos de idade criogeniana/toniana (<1%). Quando são considerados as idades concordantes e discordantes (figura 5.2, linha azul) fica mais realçada a contribuição de zircões mais jovens (idade toniana/esteniana/ectasiana), bem como zircões de idade neo/mesoarqueana. Todavia esse padrão não difere daquele definido pelas idades concordantes.

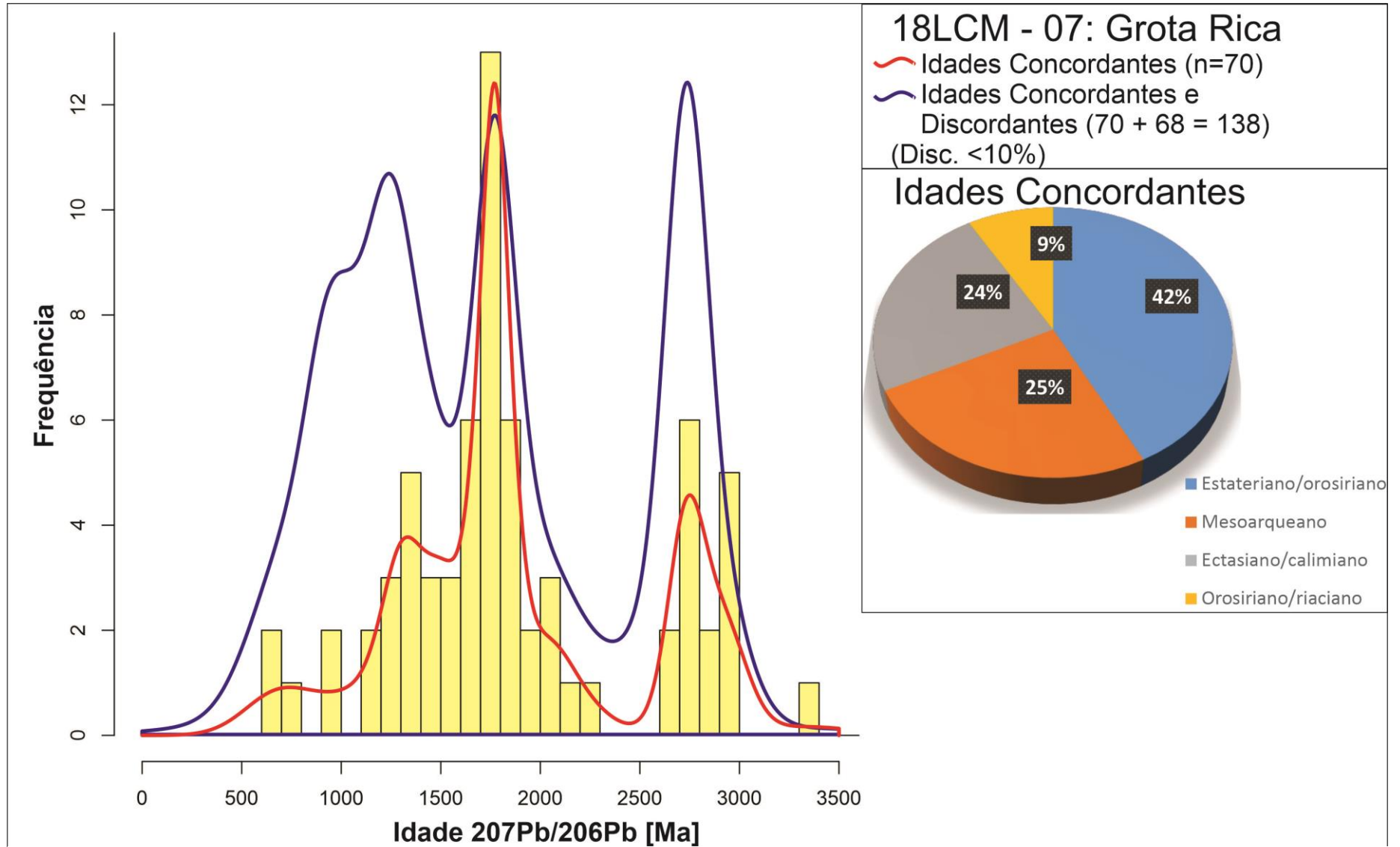


Figura 5.2: Histograma para grãos de zircão do quartzito da área de Grota Rica, com destaque para as curvas de densidade definida para as idades concordantes (linha vermelha) e considerando as idades encontradas para todos os grãos analisados (linha azul); além de gráfico com os percentuais das principais populações de zircão definidas.

5.1.3. Quartzitos da estrutura de Cantão (18LCM-05)

Foram datados 140 grãos detríticos de zircão, dos quais 116 forneceram idades concordantes. A partir da análise desses dados foi possível reconhecer uma população principal de idade ectasiana/calimiana (1300 – 1600 Ma) (54%) e três populações secundárias: de idade estateriana/orosiriana (1600 – 1900 Ma) (29%), esteniano/ectasiana (1030 – 1300 Ma) (11%) e toniana (800 – 950 Ma) (5%) (figura 5.3). Grãos de zircões de idade orosiriana/riaciana (1915, 2051 e 2093 Ma) e mesoarqueana (2693 e 2701 Ma) também foram encontrados (~1%).

A função de densidade de probabilidade (KDE) para as idades concordantes (figura 5.3, linha vermelha) desenha uma curva com tendência central em 1500 Ma. Esta curva unimodal reúne grãos de zircão com idades entre 1200 – 1900 Ma e representa a maior proporção de zircões formados no Ectasiano/Calimiano/Estateriano. Quando são considerados todos os grãos datados (concordantes e discordantes; linha azul, figura 5.3) esta tendência não mostra alteração significativa.

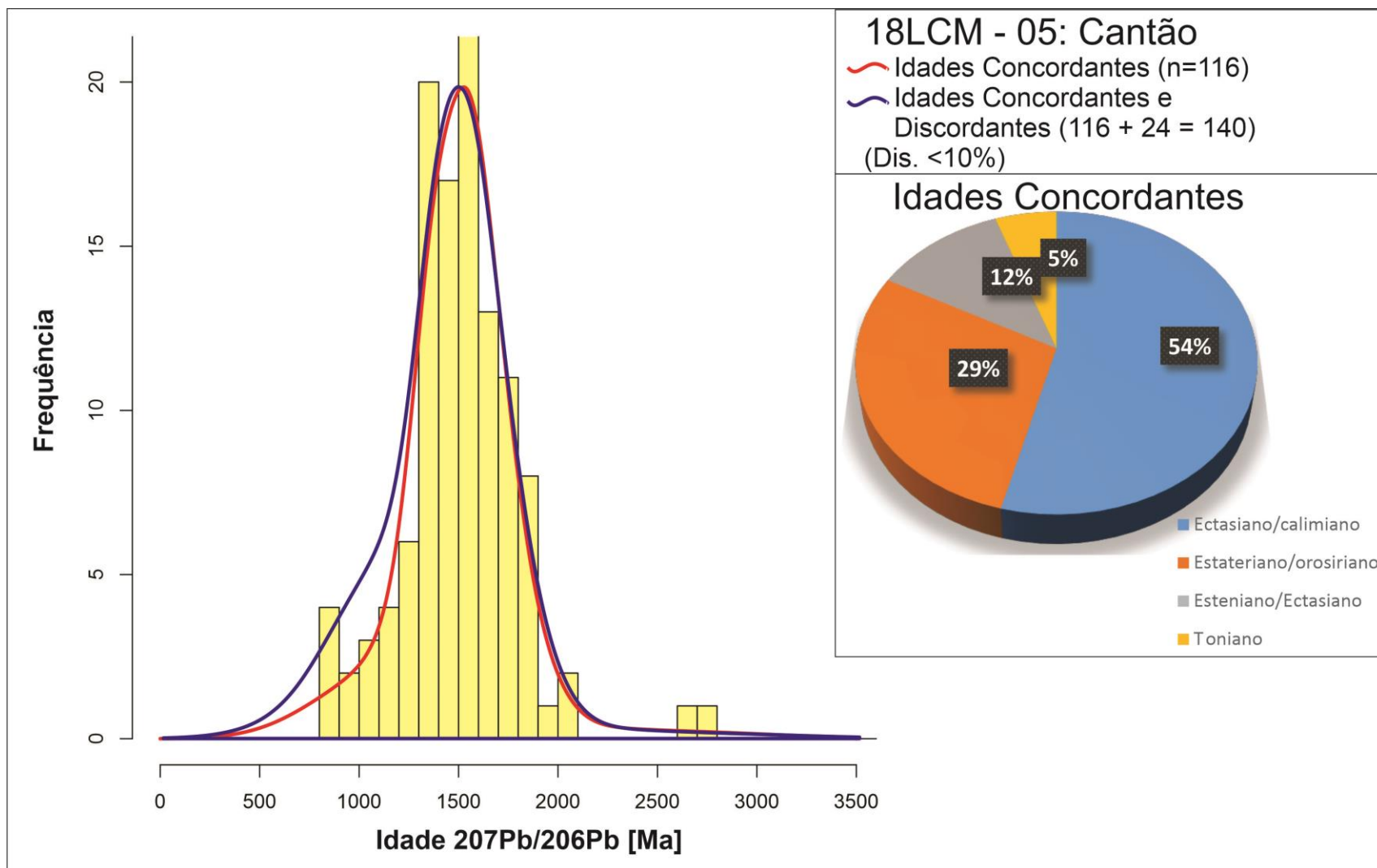
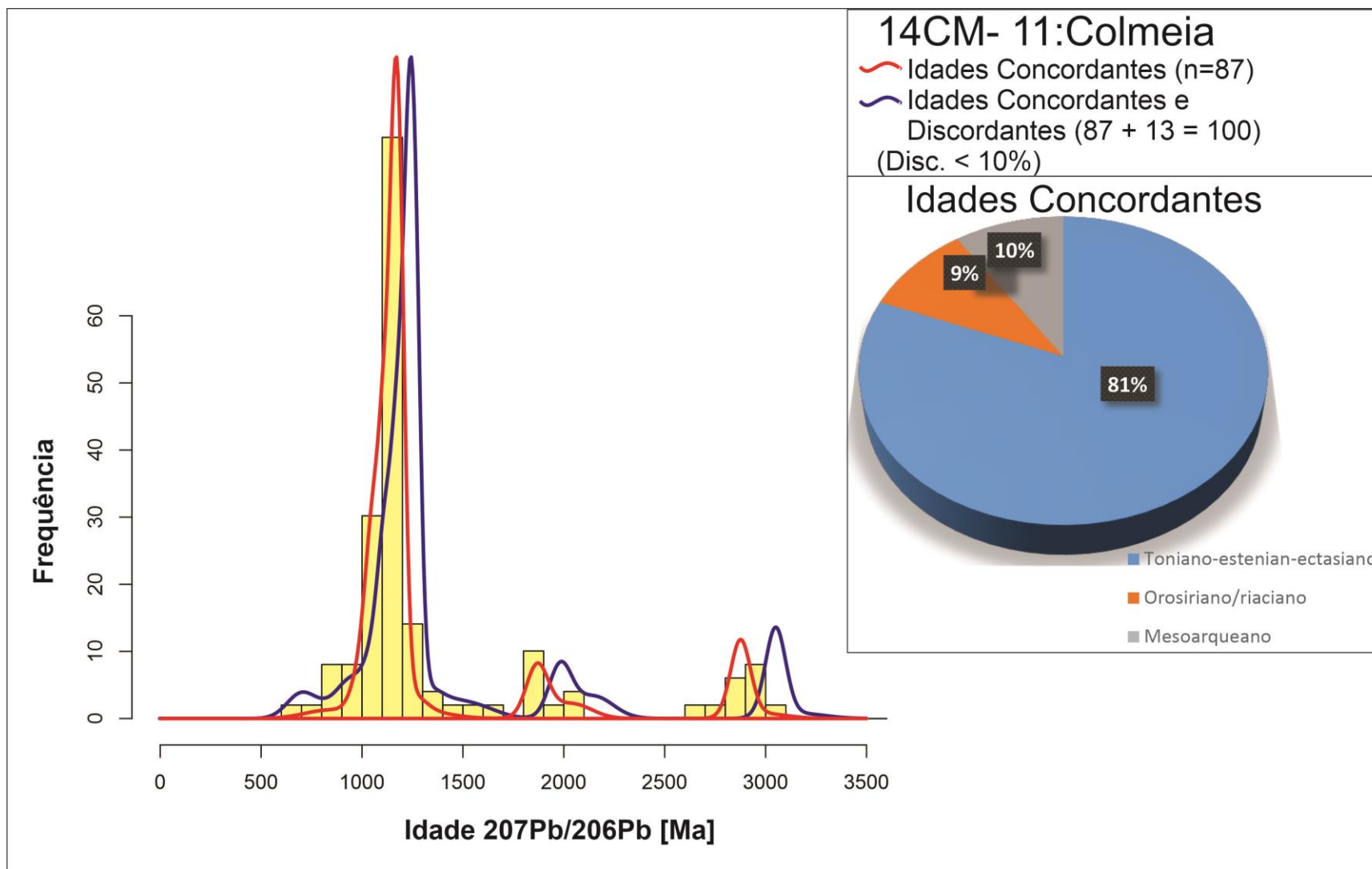


Figura 5.3: Histograma para grãos de zircão do quartzito da área de Cantão, com destaque para as curvas de densidade definida para as idades concordantes (linha vermelha) e considerando as idades encontradas para todos os grãos analisados (linha azul); além de gráfico com os percentuais das principais populações de zircão definidas.

5.1.4. Quartzitos da estrutura de Colmeia (14CM-11)

Foram datados 100 grãos detríticos de zircão, dos quais 87 forneceram idades concordantes. As idades concordantes definiram uma população principal de idades toniana/esteniana/ectasiana (980 – 1280 Ma) (81%), sendo os grãos do Esteniano predominantes (figura 5.4). Duas populações secundárias com grãos mesoarqueanos (2840 – 3000 Ma) (10%) e orosirianos/riacianos (1850 – 2080 Ma) (9%) estão presentes. Também foram identificados grãos detríticos de zircão com idade criogeniana e toniana (790 e 894 Ma) e ectasiana (1365 Ma) (<1%).

A análise da função de densidade de probabilidade (KDE) para as idades concordantes (figura 5.4, linha vermelha) expõem uma curva com tendência central em 1100 – 1200 Ma, e picos secundários próximos a 1900 Ma e 2900Ma. A curva com tendência central em 1100 – 1200 Ma representa a maior proporção de zircões de idade esteniana. As curvas de distribuição definindo os picos secundários resultam da presença de zircões formados no Orosiriano e no Mesoarqueano. Quando avaliados conjuntamente as idades concordantes e discordantes (figura 5.4, linha azul) observa-se o aparecimento da contribuição de grãos de idade arqueana maior que 3,0 Ga.



5.1.5. Integração dos dados geocronológicos

As idades obtidas mostram diferenças nas populações de zircões detríticos presentes nos quartzitos das quatro áreas investigadas. Observou-se maior semelhança entre os quartzitos das estruturas de Xambioá e Grota Rica, que registram contribuições importantes de grãos detríticos de zircão de idade paleoproterozoica e, secundariamente, arqueana. Por sua vez, os quartzitos das estruturas de Cantão e Colméia, situadas mais a sul do cinturão, predominam zircões detríticos do Mesoproterozoico, sendo que na estrutura de Colmeia, proporcionalmente, essa contribuição é mais expressiva.

Essas observações são corroboradas pelas análises CAD (figuras 5.5), onde as amostras de Xambioá e Grota Rica apresentam comportamento similares, enquanto a amostra de Cantão com uma população principal de 1300 – 1600 Ma, tem uma trajetória afastada das amostras localizadas mais a Norte (Xambioá e Grota Rica). Por sua vez, a amostra de Colméia, mais ao sul, com forte contribuição de grãos detríticos de idade estateriana apresenta uma diferença ainda mais acentuada.

A análise de MDS realça a similaridade entre as idades dos grãos detríticos de zircão dos quartzitos das estruturas de Xambioá e Grota Rica, que estão localizadas mais próximas (figura 5.6). Por sua vez, as idades dos grãos detríticos de zircão dos quartzitos das estruturas de Cantão, e de Colmeia apresentam clara diferença daquelas duas estruturas. Todavia, a diferença entre as idades dos grãos detríticos de zircão dos quartzitos das estruturas de Cantão e Colmeia é igualmente evidenciada pelo diagrama de MDS. Assim, a distribuição das idades dos grãos detríticos de zircão dos quartzitos das estruturas dômicas investigadas sugere que quanto mais ao norte do Cinturão Araguaia menor a contribuição de fontes de idades mais jovens e maior mistura de diferente áreas-fontes.

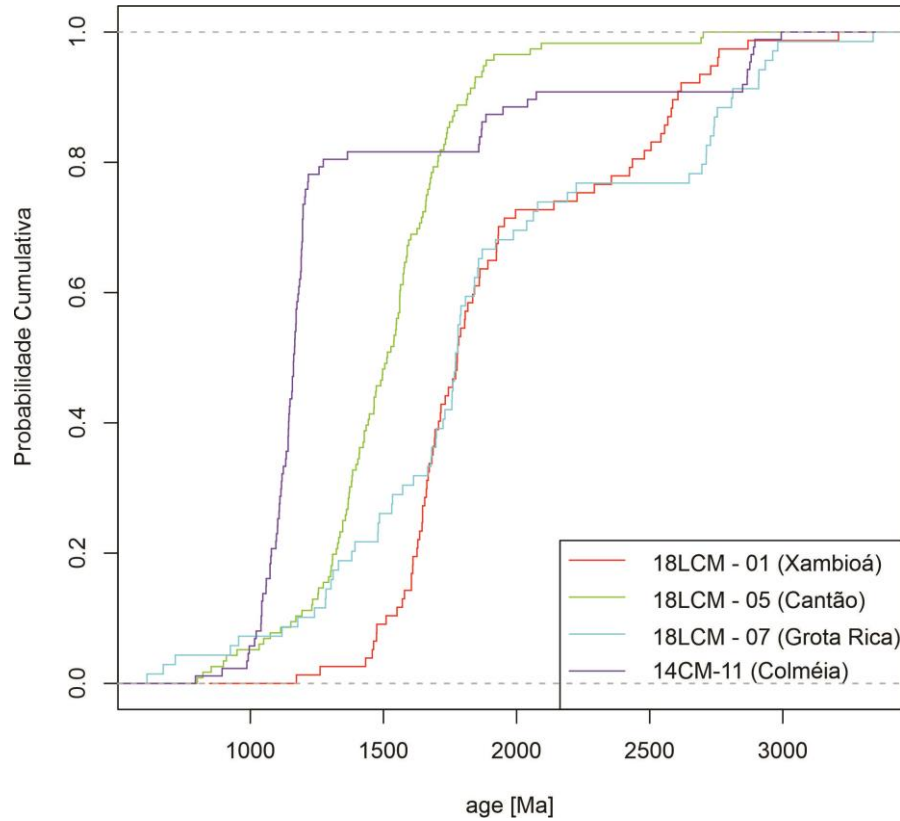


Figura 5.5: Análise de Distribuição de Idades Cumulativa (Cumulative Age Distributions – CAD) para as amostras de Xambioá (18LCM-01); Grotta Rica (18LCM-07); Cantão (18LCM-05) e Colmeia (14CM-11).

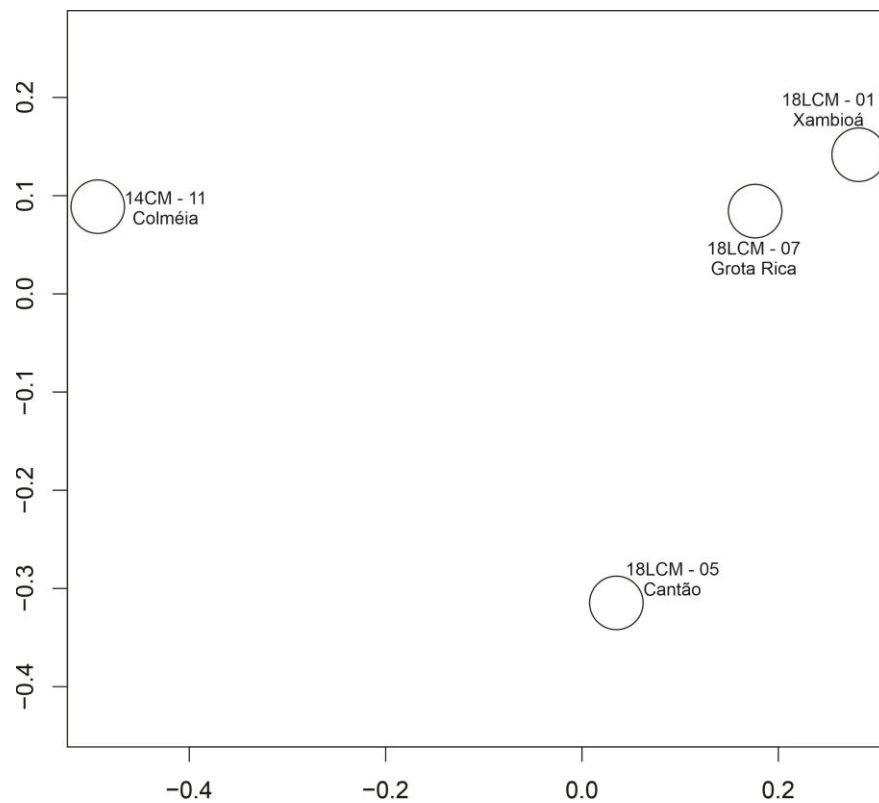


Figura 5.6: Análise de Escala Multidimensional (*MultiDimensional Scaling* – MDS) para as amostras de, Xambioá (18LCM-01), Grotta Rica (18LCM-07), Cantão (18LCM-05) e Colmeia (14-CM-11).

5.2. ANÁLISE MORFOLÓGICA

5.2.1. Estrutura de Xambioá (18LCM-01)

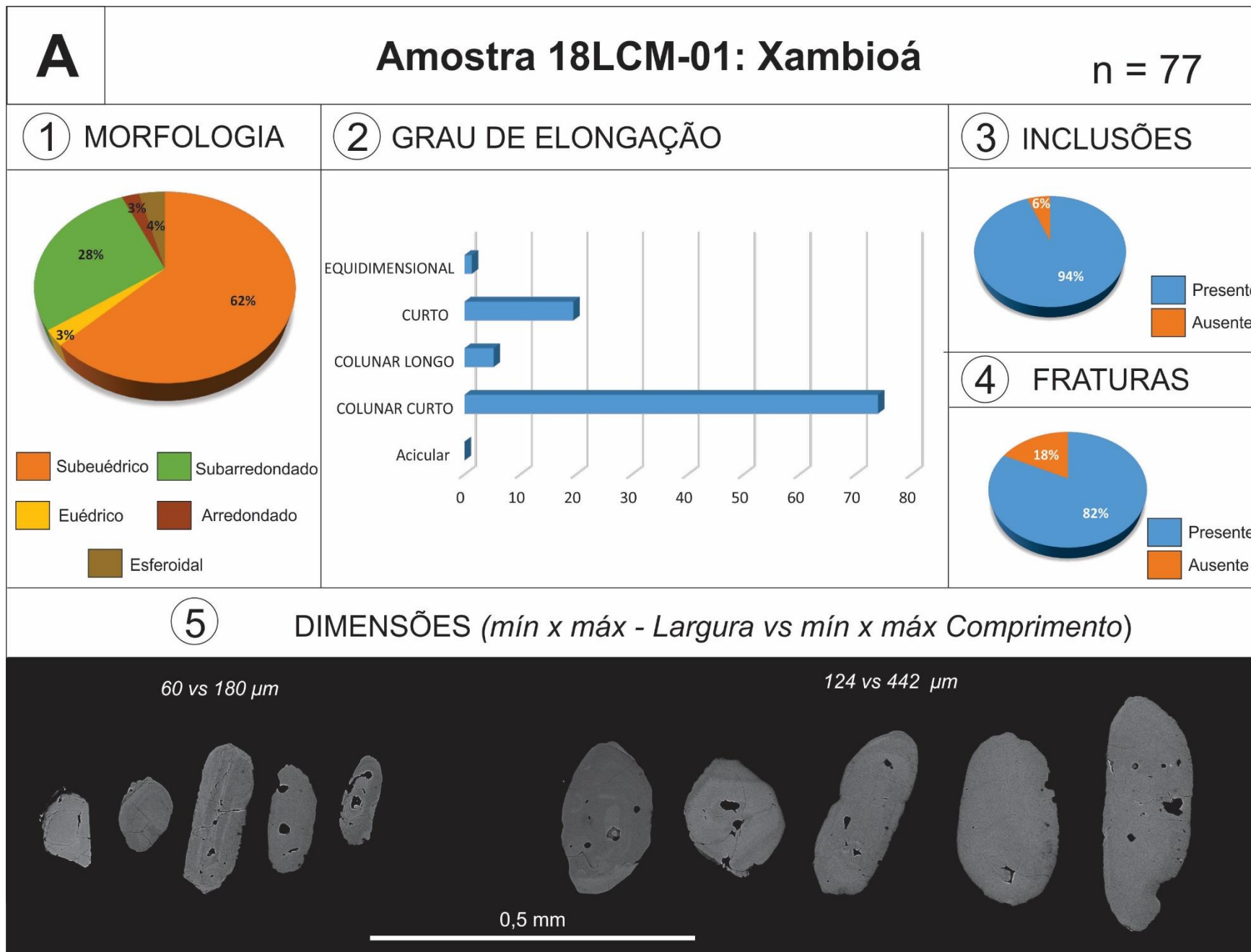
Os grãos de zircão de idade concordante do quartzito da estrutura de Xambioá (18LCM-01) são principalmente subeuédricos (46%) e subarredondados (36%), subordinadamente, arredondados (14%) e em menores proporções grãos esferoides (3%) e euédricos (1%) (figura 5.7A). Em termos do grau de alongação, a maioria dos cristais são colunares curtos (75%) e curtos (19%), além de 5% de grãos serem colunares longos e 1% equidimensionais. A partir das imagens de ERE foi possível obter as dimensões aproximadas dos cristais. Aqueles com idades concordantes variam em largura de 56-203 μm , e em comprimento de 119-350 μm . Esse grupo tem 87% dos grãos com inclusões e 75% com fraturas.

Nos cristais idades discordantes (figura 5.7B) predominam grãos subeuédricos (65%), seguidos de subarredondados (29%) e em menores proporções euédricos (6%). Quanto ao grau de alongação os grãos são, majoritariamente, colunares curtos (76%), em proporções intermediárias curtos (18%) e, em menores percentuais ocorrem grãos colunares longos (3%) e equidimensionais (3%). As dimensões dos cristais variam quanto à largura, mínima e máxima, de 68-188 μm e de comprimentos entre 100-333 μm . Por fim, 94% dos zircões apresentam inclusões e 92% fraturas.

5.2.2. Estrutura de Grota Rica (18LCM-07)

Os grãos de zircão de idade concordante do quartzito da estrutura de Grota Rica apresentam uma morfologia externa dominada por grãos subeuédricos (66%) e em concentrações menores grãos subarredondados (21%), esferoides (9%), euédricos (3%) e arredondados (1%) (figura 5.8A). O grau de alongação desses grãos é, principalmente, colunar curto (70%), seguido de curto (17%), colunar longo (10%) e equidimensional (3%). As extensões desses grãos têm variação, em largura, de 30-190 μm e, em comprimento, de 108-277 μm . Esse grupo possui 77% dos cristais com inclusões e 80% com zircões fraturados.

Dos 68 cristais com idades discordantes (figura 5.8B), 65% são subeuédricos, 26% subarredondados, 6% esferoidal, 2% euédricos e 1% arredondados. Quanto ao grau de alongação os zircões são 77% colunares curtos, 16% curtos, 6% colunares longo e 1% equidimensionais. Esses cristais têm dimensões no intervalo de 50-171 μm de largura e 112-288 μm de comprimento, com 93% dos grãos com inclusões e 93% fraturados.



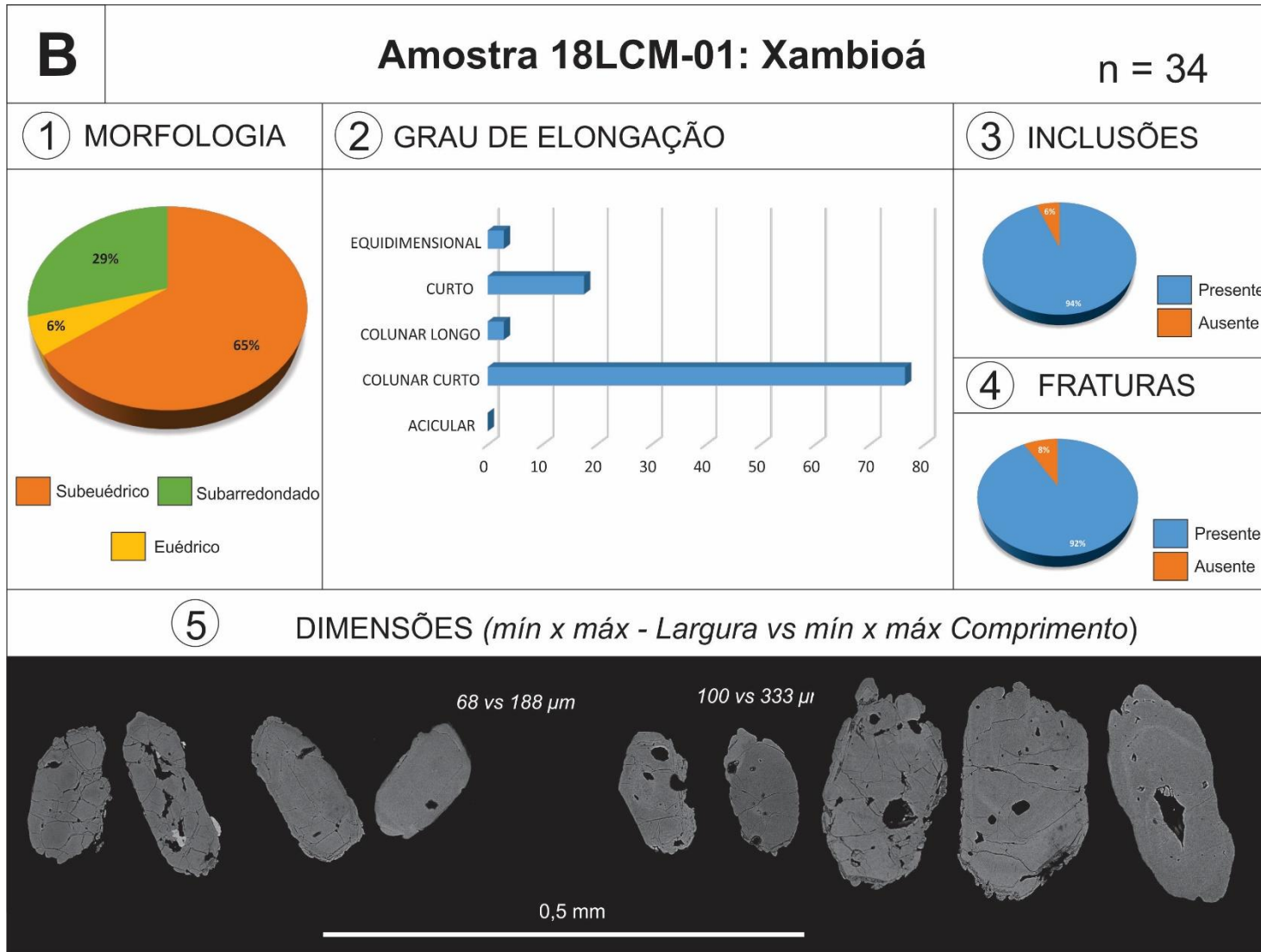
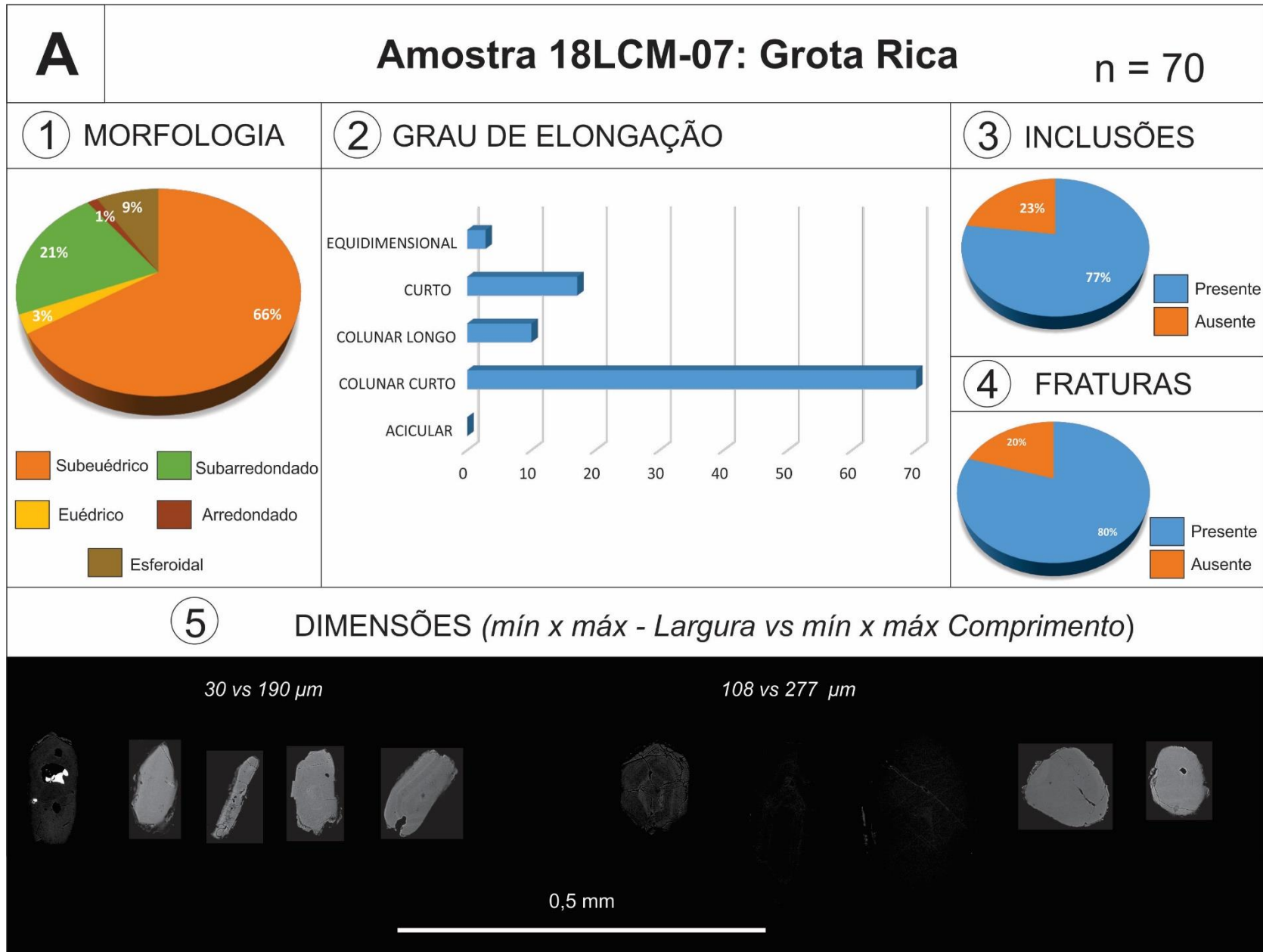


Figura 5.7: Esquematização das análises morfológicas da amostra 18LCM-01 (A) concordante e (B) discordante. Classificação quanto à (1) Morfologia; (2) Grau de Elongação; (3) inclusões; (4) Fraturas; e (5) Dimensões dos grãos a partir da análise de ERE.



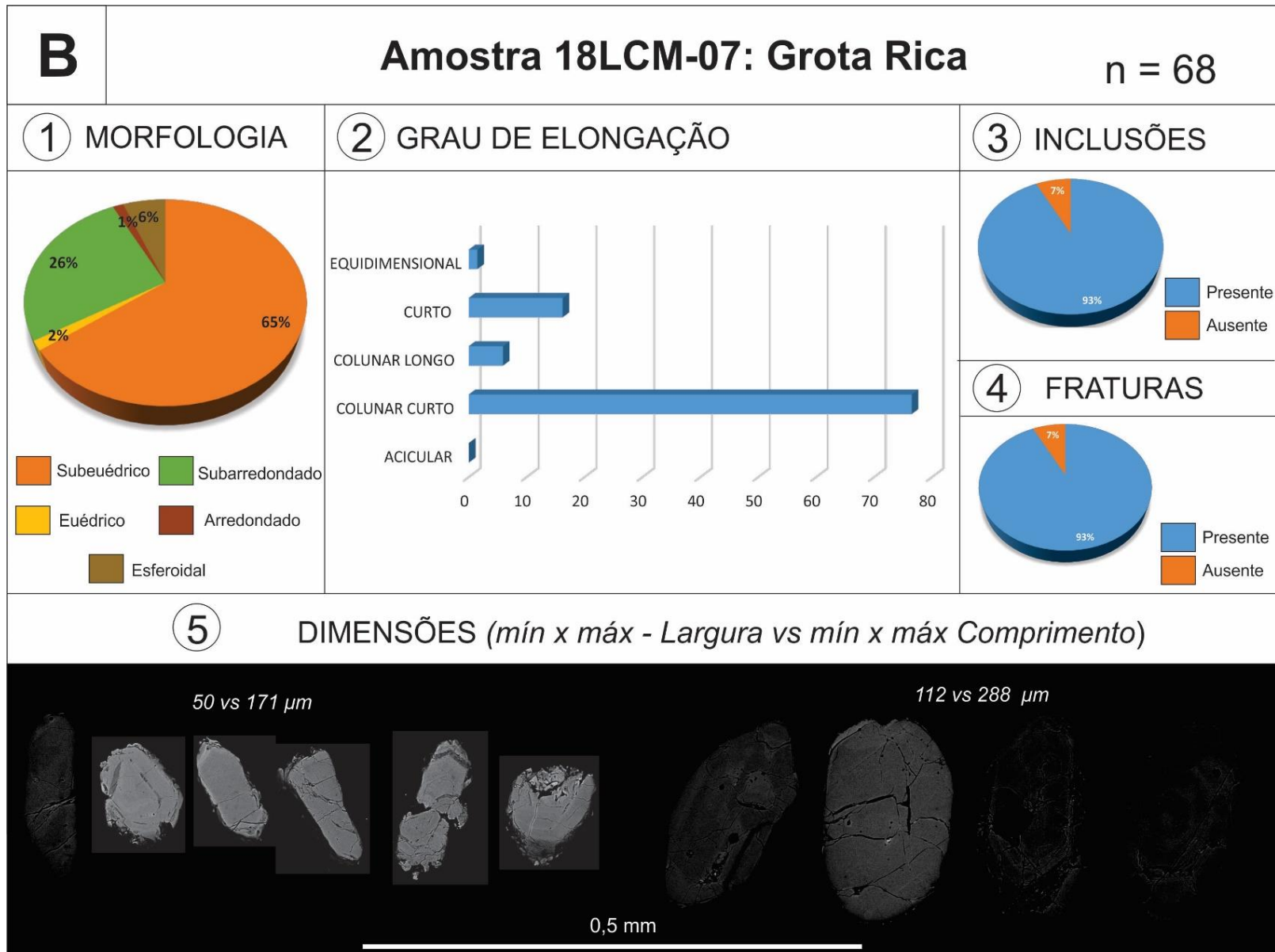


Figura 5.8: Esquematização das análises morfológicas da amostra 18LCM-07 (a) concordante e (b) discordante. Classificação quanto à (1) morfologia; (2) grau de alongação; (3) inclusões; (4) fraturas; e (5) dimensões dos grãos a partir da análise de ERE.

5.2.3. Estrutura de Cantão (18LCM-05)

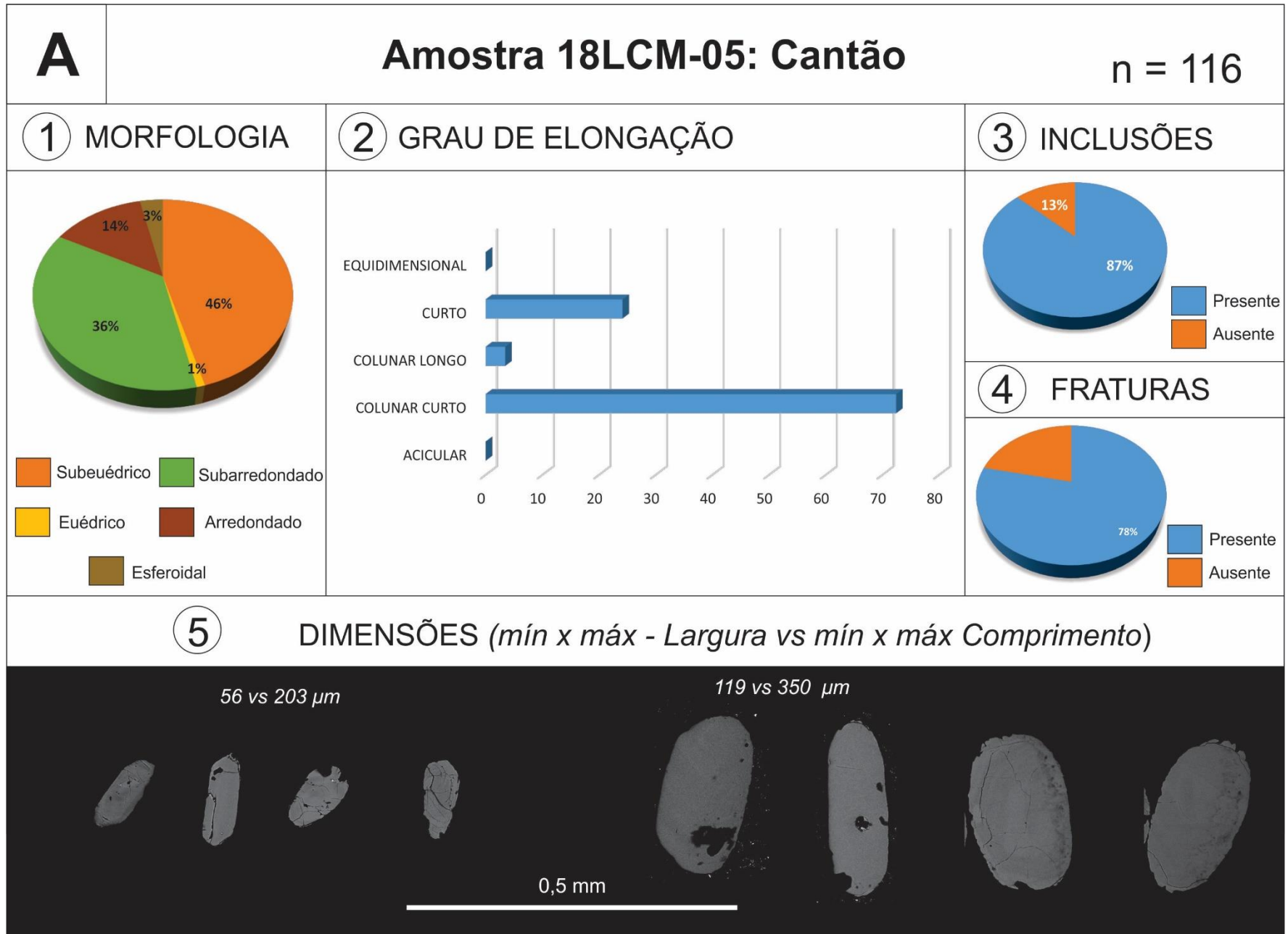
Os grãos de zircão de idade concordante dos quartzitos da estrutura do Cantão exibem uma morfologia externa com 46% de cristais subeuédricos, 36% subarredondados, 14% arredondados, 3% esferoides e 1% euédricos (figura 5.9A). O grau de alongação principal é o colunar curto (73%), seguido de grãos curtos (24%) e colunares longos (3%). As dimensões dos grãos têm variação de 56-203 μm de largura e 119-350 μm de comprimento. Esse grupo tem 87% dos zircões com inclusões e 78% com fraturas.

A morfologia externa dos grãos com idades discordantes (figura 5.9B) é dominada por cristais subeuédricos (59%), em proporções intermediárias grãos subarredondados (33%) e em esferoidais em menor proporção (8%). Quanto ao grau de alongação 7% são colunares curtos, 21% curtos e 4% colunares longos. Esses cristais têm dimensões no intervalo de 36-147 μm de largura e 92-376 μm de comprimento. Finalmente, 83% dos grãos de zircão possuem inclusões e 92% apresentam fraturas.

5.2.4. Estrutura de Colmeia (14-CM-11)

A análise morfológica dos grãos de zircão da estrutura de Colmeia foi realizada a partir das imagens de elétrons retroespalhados de microscopia eletrônica de varredura cedidas pelo professor Candido Moura, sendo estas disponíveis apenas para os grãos de idades concordantes.

Os grãos de zircão de idade concordante dos quartzitos da estrutura de Colmeia apresentam uma morfologia externa dominada por grãos subeuédricos (54%), seguido por subarredondados (33%) e em menores concentrações grãos arredondados (8%), esferoidal (4%) e euédrico (1%). O grau de alongação desses cristais é, predominantemente, colunar curto (82%), curto (10%) colunar longo (5%) e equidimensional (3%) (figura 5.10). As dimensões desses grãos têm variações de 29-112 μm de largura e de 71-227 μm de comprimento. Esse conjunto de zircões apresentam 42% dos grãos com inclusões e 46% fraturados.



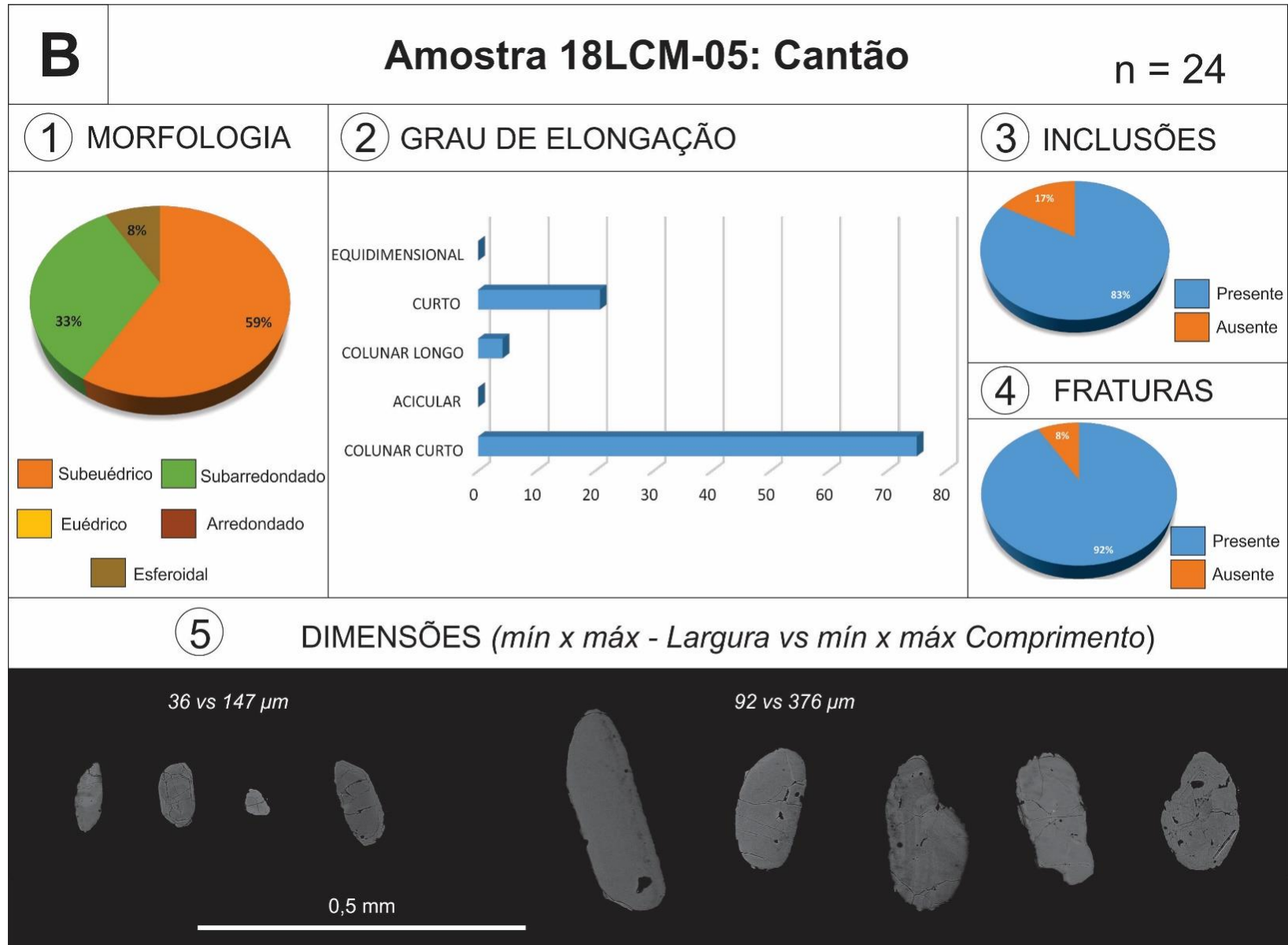


Figura 5.9: Esquematização das análises morfológicas da amostra 18LCM-05 (A) concordante e (B) discordante. Classificação quanto à (1) Morfologia; (2) Grau de Elongação; (3) inclusões; (4) Fraturas; e (5) Dimensões dos grãos a partir da análise de ERE.

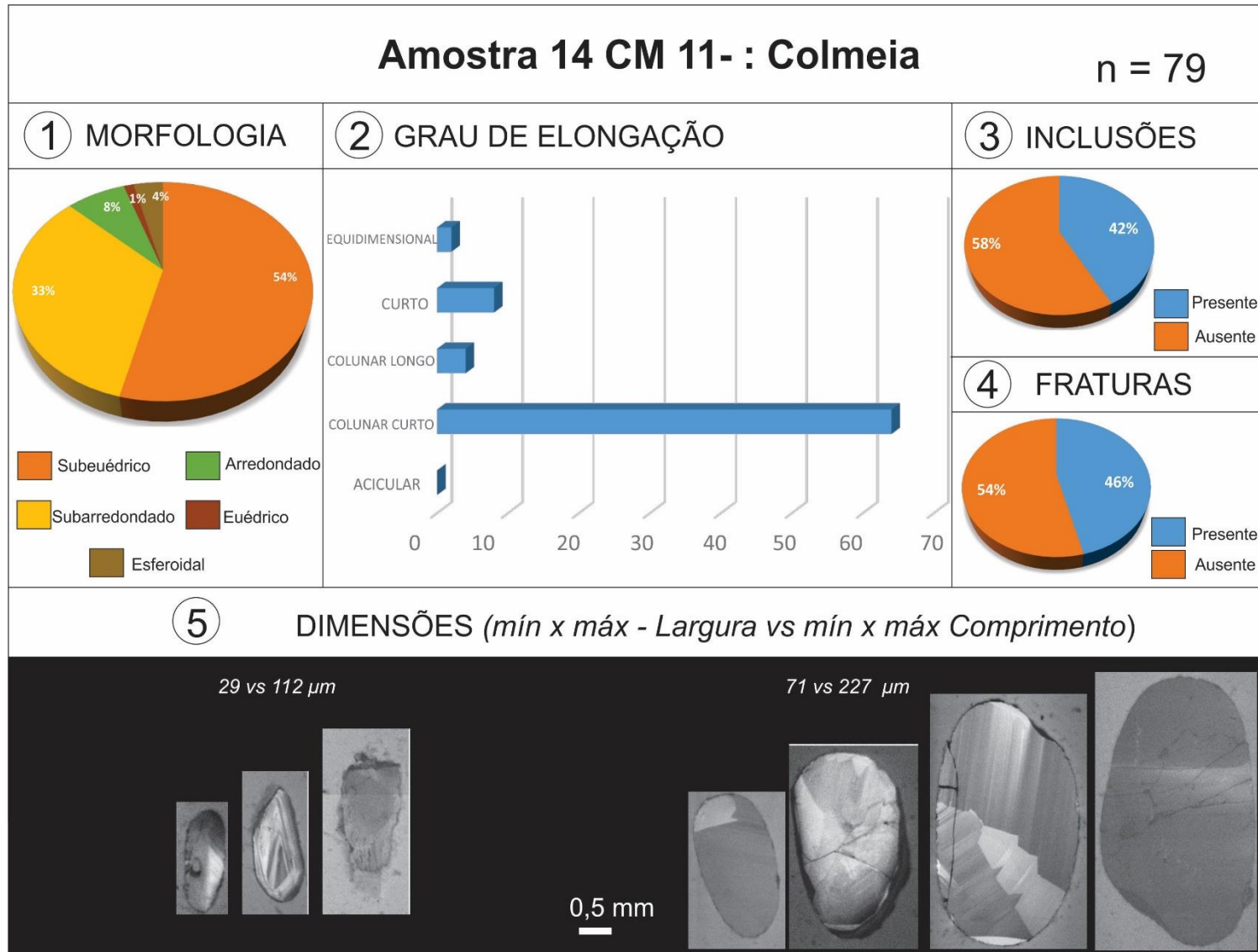


Figura 5.10: Esquemática das análises morfológicas da amostra 14CM-11. Classificação quanto à (1) Morfologia; (2) Grau de Elongação; (3) inclusões; (4) Fraturas; e (5) Dimensões dos grãos a partir da análise de ERE.

6. DISCUSSÃO

6.1. COMPARAÇÃO DAS POPULAÇÕES DE ZIRCÃO DO CINTURÃO ARAGUAIA COM UNIDADES DAS POSSÍVEIS ÁREAS-FONTES

Com a intenção de identificar possíveis áreas-fontes com idades similares às aquelas encontradas nos zircões dos quartzitos das regiões de Xambioá, Grota Rica, Cantão, Colmeia e Paraíso do Tocantins foi realizado um compilado das idades U-Pb em zircão para as rochas de unidades geotectônicas próximas do Cinturão Araguaia (figura 6.1). Esses dados são apresentados em diagrama *Plot Box* e se referem a rochas ígneas, metamórficas e sedimentares do crátons Amazônico e do São Francisco, e do Maciço Goiano e Arco Magmático do Goiás (Anexo B). A comparação das idades de zircões detríticos de quartzitos do Cinturão Araguaia com as possíveis áreas-fontes é realizada a seguir.

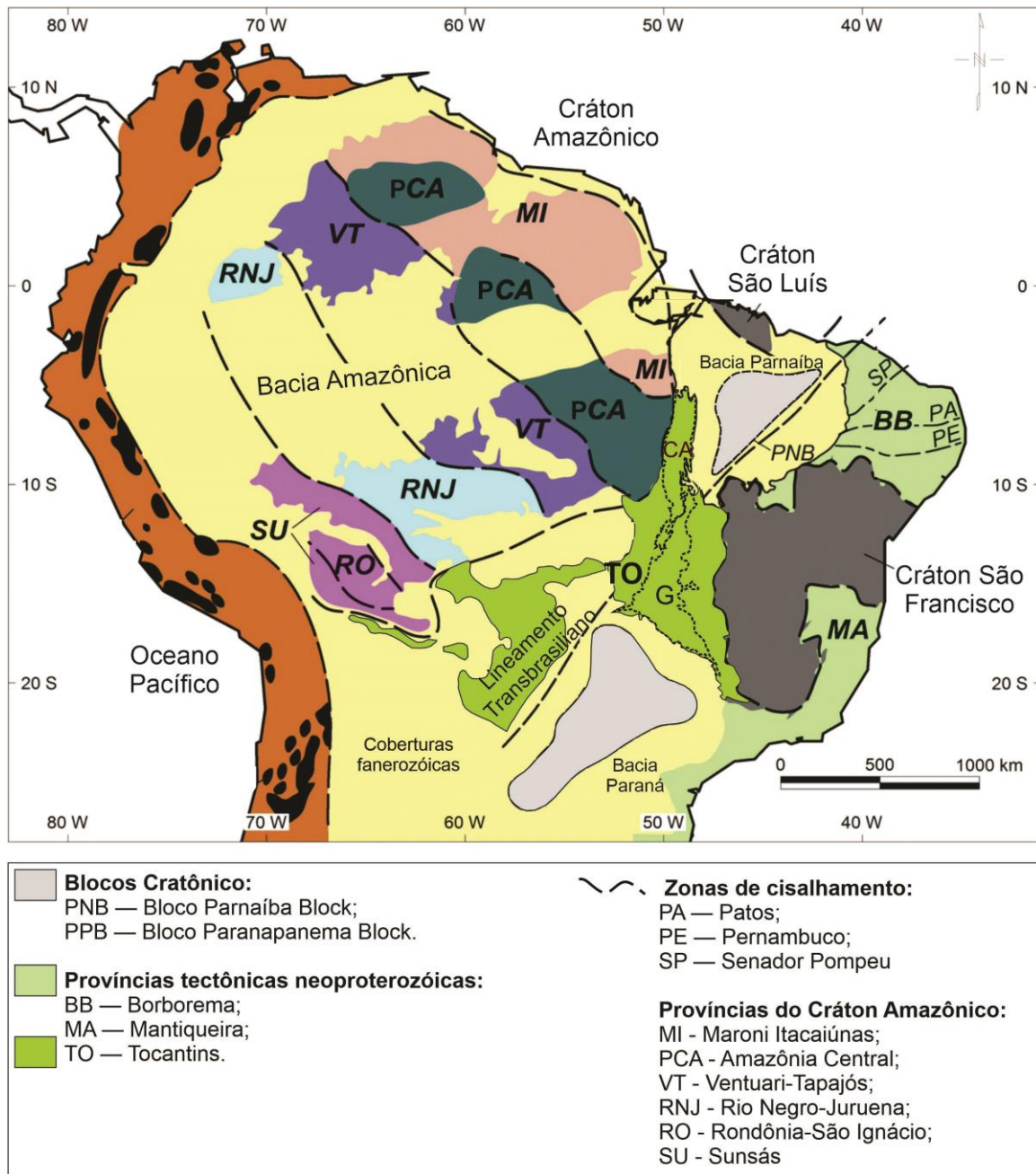


Figura 6.1: Mapa tectônico simplificado da porção norte e central da América do Sul destacando na Província Tocantins (TO) o Cinturão Araguaia (CA) e a área aproximada de ocorrência do Maciço Goiano e do Arco Magmático de Goiás (G), modificado de Castro *et al.*, 2014.

6.1.1. Quartzito da estrutura de Xambioá

No quartzito da estrutura de Xambioá a população principal de zircão forneceu idades entre 1,6 – 2,0 Ga (62%). Essa faixa de idade está presente nos granitos anorogênicos e rochas vulcânicas orosirianas das províncias Amazônia Central, Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruema do Cráton Amazônico (anexo B.1). Idades similares são também encontradas em sucessões do Supergrupo Espinhaço do Cráton São Francisco (anexo B.2), e nos granitos da Suíte Serra Branca do Maciço Goiano (anexo B.3).

O intervalo de idades em 2,42 – 2,76 Ga (21%) tem correspondência aos granitóides sintectônicos do Domínio Canaã do Carajás e vulcânicas da Bacia Carajás na Província Amazônia Central, bem como no Domínio Bacajá da Província Maroni-Itacaiúnas do Cráton Amazônico (anexo B.1). Essa faixa de idade também está presente no Cráton São Francisco, em unidades como o Complexo Metamórfico Basal, em granitos do Bloco Jequié e TTG e Charnoquitos do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (anexo B.2); bem como nos terrenos do Domínio arqueano Crixás do Maciço Goiano (anexo B.3).

A região de Xambioá ainda possui duas populações secundárias. A primeira no intervalo de 1,43 – 1,58 Ga (12%) que encontra correspondência em granitos das províncias Amazônia Central, Ventuari-Tapajós, Rio Negro-Juruema e granitos, gnáisse e granulitos da Província Rondônia – San Ignácio do Cráton Amazônico (anexo B.1). Rochas sedimentares do Grupo Chapada Diamantina do Cráton São Francisco também apresentam zircões detríticos nessa faixa de idade. A outra população secundária situa-se no intervalo de 2,14 – 2,36 Ga (5%) e tem equivalência com granitos e ortognaisses da Província Maroni-Itacaiúnas do Cráton Amazônico (anexo B.1). No Cráton São Francisco, essa faixa de idade é representada por sienito do Cinturão-Itabuna-Cavalcante-Arraia (anexo B.2). Esse intervalo de idade é encontrado ainda em granitóides do Maciço Goiano presentes nos domínios Almas-Conceição do Tocantins, Campinorte e Cavalcante-Arraias, bem como em granulitos na região de Porto Nacional (anexo B.3).

6.1.2. Quartzito da estrutura de Grota Rica

No quartzito da estrutura de Grota Rica a contribuição principal da população de zircão detrítico verificada neste estudo foi entre 1,60 – 1,88 Ga (42%). Essa faixa de idade encontra correspondência em granitos das províncias Amazônia Central, Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruema do Cráton Amazônico (anexo B.1). Além desses, essa faixa de idade é encontrada em

zircões detríticos de rochas sedimentares do Grupo Chapada Diamantina do Cráton São Francisco (anexo B.2), e nos granitos da Suíte Serra Branca do Maciço Goiano (anexo B.3).

O segundo aporte mais importante foi de rochas de 2,64 – 2,99 Ga (25%). Essa faixa de idade está presente em granitóides e rochas vulcânicas da Província Amazônia Central do Cráton Amazônico (anexo B.1). Esse intervalo de idade também ocorre em granitóides e rochas vulcânicas de diferentes setores do Cráton São Francisco (anexo B.2). Igualmente, granitóides do Domínio Arqueano Crixás-Goiás do Maciço Goiano possuem essa faixa de idade (anexo B.3).

Duas outras populações com menor contribuição ainda foram identificadas na região de Grota Rica. A mais jovem, e mais abundante, apresenta idades de 1,24 – 1,58 Ga (24%). Ela encontra correspondência em rochas graníticas e ortognáisses do Cráton Amazônico como aqueles das províncias Rio Negro-Juruema e Rondônia-San Ignácio (anexo B.1). Por sua vez, no Cráton São Francisco, este intervalo de idade está contemplado em lentes anfibolíticas e rochas metassedimentares e vulcânicas de diferentes setores do cráton (anexo B.2). Da mesma forma, idades similares são encontradas nos granitos da Suíte Serra da Mesa e nas sequências vulcano-sedimentares do Maciço Goiano (anexo B.3). A segunda população, de menor aporte, se situa de 1,92 – 2,08 Ga (9%). Essas idades estão presentes em rochas vulcânicas da Província Amazônia Central e Província Maroni-Itacaiunas do Cráton Amazônico (anexo B.1).

6.1.3. Quartzito da estrutura de Cantão

A população de zircão do quartzito da estrutura do Cantão apresenta um único pico no histograma, referente a população principal, com idade de 1,3 – 1,6 Ga (54%). Esse intervalo de idade tem correspondência com granitóides da Província Ventuari-Tapajós, em granitos, ortognáisses e granulitos das províncias Rio Negro-Juruena e Rondônia-San Ignácio do Cráton Amazônico (anexo B.1). No Cráton São Francisco, essas idades são encontradas em lentes anfibolíticas e rochas metassedimentares (anexo B.2). Ademais, rochas com estas idades são encontradas na Suíte Serra da Mesa e nas Sequências vulcano-sedimentares do Maciço Goiano (anexo B.3).

Populações de menores aportes também foram identificadas nos intervalos de 1,6 – 1,9 Ga (29%); 1,03 – 1,3 Ga (11%); e 0,8 – 0,95 Ga (5%). A população mais velha encontra correspondência em granitos das províncias Amazônia Central, Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruena do Cráton Amazônico (anexo B.1). Essas idades paleoproterozoica são encontradas

ainda no Cráton São Francisco no Supergrupo Espinhaço e em granitos do Maciço Goiano (anexos B.2 e B.3). A população de idade mesoproterozoica (1,03 – 1,3 Ga) encontra correspondência em granitos das províncias Rio Negro-Juruena e Rondônia-San Ignácio do Cráton Amazônico (anexo B.1). Esse intervalo de idade está presente também em lentes anfíbolíticas e quartzitos no Orógeno Araçuaí (Cráton São Francisco, anexo B.2) e nas sequências vulcano-sedimentares do Maciço Goiano (anexo B.3). Por fim, terrenos com rochas no intervalo de idade similar à população neoproterozoica (0,8 – 0,95 Ga) são encontrados na Província Sunsás do Cráton Amazônico (anexo B.1), no Arco Magmático de Goiás e anfíbolitos do Maciço Goiano (anexo B.3).

6.1.4. Quartzito da estrutura de Colmeia

As idades dos zircões detríticos do quartzito da estrutura de Colmeia definem um histograma com uma curva unimodal no intervalo de 0,98 – 1,28 Ga (81%). Granitos da Província Rio Negro-Juruena e rochas metamórficas da Província Sunsás do Cráton Amazônico apresentam idades correspondentes (anexo B.1). Também essas idades estão presentes em zircões detríticos de quartzitos do Orógeno Araçuaí do Cráton São Francisco (anexo B.2), bem como, em sequências vulcano-sedimentares do Maciço Goiano (anexo B.3).

Duas populações de zircões detríticos bem menos significativas ainda são encontradas em quartzitos dessa estrutura com idades de 2,84 – 3,0 Ga (10%) e de 1,85 – 2,08 Ga (9%). Rochas de idades mesoarqueanas ocorrem nas províncias Amazônia Central e Maroni-Itacaiunas do Cráton Amazônico (anexo B.1). Esse intervalo de idade também está presente em rochas metamórficas do Cráton São Francisco e o no Domínio Crixás-Goiás do Maciço Goiano (anexos B.2 e B.3).

O intervalo de idade do Paleoproterozoico encontra correspondência em granitos da Província Amazônia Central e gnaisses da Província Ventuari-Tapajós do Cráton Amazônico, bem como zircões detríticos de rochas sedimentares do Grupo Chapada Diamantina do Cráton São Francisco e na Suíte Serra Branca do Maciço Goiano (anexos B.1, B.2 e B.3).

6.1.5. Quartzito da região de Paraíso do Tocantins

O tratamento estatístico realizado neste trabalho nas idades U-Pb em zircão apresentados por Gorayeb *et al.* (2020) para quartzitos da Formação Morro do Campo (JN – 31), na região de Paraíso do Tocantins, porção sul do Cinturão Araguaia, permitiu identificar uma população principal de idade 1,05 – 1,15 Ga (65%). Esse intervalo de idade de zircão

detrítico guarda forte similaridade com as idades encontradas no quartzito da estrutura de Colmeia (0,98 – 1,28 Ga). Rochas com idades correspondentes são encontrados em terrenos metavulcano-sedimentares da Província Sunsás do Cráton Amazônico (anexo B.1). Rochas graníticas dessa faixa de idade ocorrem em menor proporção na Província Rio Negro-Juruema, onde predominam rochas de idade 1,5-1,7 Ga. Idades em torno de 1,0 Ga estão presentes em zircões detríticos de quartzitos e em lentes anfíbolíticas do Orógeno Araçuaí do Cráton São Francisco (anexo B.2). Essas idades ocorrem ainda em sequências vulcano-sedimentares do Maciço Goiano (anexo B.3).

Uma população secundária de 0,5 – 0,7 Ga (19%) encontra correspondência com as rochas do Arco Magmático do Goiás, bem como em granitos da Suíte Lajeado e granulitos da região de Porangatu no Maciço Goiano (anexo B.3). Duas outras populações com menores contribuições foram identificadas de 0,85-0,95 Ga (11%) e 1,95 – 2,10 Ga (5%). A população neoproterozoica tem correspondências com rochas do Arco Magmático do Goiás (anexo B.3). Por outro lado, rochas do Paleoproterozoico são encontradas da Província Amazônia Central e Província Maroni-Itacaiunas do Cráton Amazônico (anexo B.1). Essas idades são reportadas também para granitóides do Domínio Cavalcante-Arraias, e granulitos na região de Porto Nacional do Maciço Goiano (anexo B.3).

6.2. AVALIAÇÃO DAS POSSÍVEIS ÁREAS-FONTES

Anteriormente acreditava-se que o Cinturão Araguaia teria como proveniência sedimentos oriundos da regeneração da porção marginal do Cráton Amazônico, com o desenvolvimento da bacia sedimentar sobre um único terreno arqueano (Abreu, 1978). Com o avanço dos estudos geocronológicos em zircão detrítico dos quartzitos cinturão verificou-se a contribuição de terrenos com idades arqueana, paleoproterozoica, mesoproterozoica e até neoproterozoica (Moura *et al.*, 2008; Pinheiro *et al.*, 2011; Assis, 2019; Gorayeb *et al.*, 2020; este trabalho).

A princípio, pode-se atribuir ao Cráton Amazônico a proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia, por esse cráton possuir terrenos com idades compatíveis àquelas encontradas nos zircões detríticos do cinturão. Entretanto, as rochas de idade mesoproterozoica do Cráton Amazônico além de estarem localizadas a grandes distâncias do Cinturão Araguaia (1100 – 1500 Km), ocorrem de maneira restrita nos terrenos do cráton. Aliado a esse fato, é importante notar a ausência de rochas datadas do Neoproterozoico no Cráton Amazônico, com exceção de uma sequência metamórfica restrita localizada na

Província Sunsás, a sequência Nova Brasilândia, aproximadamente 1500 Km de distância (Anexo B; Tassinari & Macambira, 1999).

Outro ponto de importância que enfraquece a hipótese do Cráton Amazônico como única fonte dos sedimentos, é a presença de população de zircão detrítico com distribuição de idade praticamente unimodal nos quartzitos das estruturas de Cantão (1,3 – 1,6 Ga) e Colmeia (0,98 – 1,28 Ga). Os terrenos com rochas dessas faixas idades no Cráton Amazônico estão distantes, entre 1100-1500 km à oeste, e o transporte dos sedimentos desses terrenos mais jovens até a área de deposição fatalmente incorporaria sedimentos provenientes de terrenos antigos do cráton situados mais próximos da Bacia Araguaia. A distribuição unimodal sugere a presença de fonte única, formada em um intervalo de tempo bem definido e possivelmente próxima da bacia de sedimentação. Gorayeb *et al.* (2020) também descartaram o Cráton Amazônico como possível fonte para os quartzitos da região de Paraíso do Tocantins em função do predomínio de idades Grenvillianas nos zircões detríticos. Segundo esses autores dificilmente esses sedimentos teriam como fonte as rochas magmáticas da Província Sunsás, devido sua área restrita de ocorrência e a longa distância. Assim, eles sugeriram como fonte para os zircões com idades em torno de 1,10 Ga rochas localizadas a leste da área do Cinturão Araguaia, possivelmente no embasamento da Bacia do Parnaíba.

Finalmente, os diagramas de evolução do Nd elaborados por Pinheiro *et al.* (2011) (figura 4.1) mostram pouca semelhança entre a assinatura isotópica dos terrenos do Cráton Amazônico e os sedimentos do Cinturão Araguaia. Isso levou esses autores a excluírem o Cráton Amazônico como fonte dos sedimentos do Cinturão Araguaia e, a sugerirem uma proveniência dos terrenos situados a sudeste como as rochas do Cráton São Francisco, Maciço Goiano e Arco Mágmató do Goiás. As análises litoestruturais do Cinturão Araguaia que evidenciam o transporte de massa de SE para NW reforçam essa possibilidade (Abreu *et al.*, 1994; Gorayeb & Alves, 2003; Gorayeb *et al.*, 2008).

No Cráton São Francisco estão presentes rochas datadas do Arqueano até o Mesoproterozoico, compatíveis com as idades encontradas no Cinturão Araguaia. Contudo alguns pontos também enfraquecem a hipótese desse cráton como única fonte das rochas metassedimentares desse cinturão. Inicialmente, nota-se a ausência de terrenos mais jovens que 1,0 Ga no Cráton São Francisco, o que implicaria na existência de outra fonte para fornecer zircões de idade neoproterozoica. Além disso, as idades mesoproterozoicas de zircão nesse cráton ocorrem predominantemente, em rochas metassedimentares, portanto, obtidas em grãos

detríticos de zircão (anexo B.2; Fonte-Boa *et al.*, 2017; Guadagnin *et al.*, 2015a; 2015b; 2015c). Caso essas rochas fossem a área-fonte seria esperado uma maior proporção de grãos arredondados dessa idade nos quartzitos estudados, o que não é observado. A análise morfológica dos zircões detríticos desses quartzitos indica a predominância de grãos subeuédricos e subarredondados com grau de alongação representado, principalmente, por grãos colunares curtos, sugerindo que o retrabalhamento ou reciclagem de grãos de zircão não foi importante, corroborando a hipótese de que as áreas-fontes não estavam distantes.

Ademais, as unidades mesoproterozoicas não sedimentares (lentes anfíbolíticas e rochas vulcânicas) do Cráton São Francisco formam corpos pequenos e com intervalos de idade que não abrangem totalmente as idades mesoproterozoicas encontradas nos zircões detríticos do Cinturão Araguaia (anexo B.2; Fonte-Boa *et al.*, 2017; Darderer *et al.*, 2009). Finalmente, pelo fato de o Cráton São Francisco ser constituído predominantemente de terrenos arqueanos e paleoproterozoicos, e pela escassez de rochas com idade mesoproterozoica dificilmente ele poderia fornecer zircões detríticos em quantidade suficientes para gerar as distribuições de idades observadas nos zircões detríticos dos quartzitos das regiões de Cantão (1,3 – 1,6 Ga) e Colmeia (0,98 – 1,28 Ga).

Por sua vez, no Maciço Goiano são encontradas rochas arqueanas, paleoproterozoicas e mesoproterozoicas. Associado a este maciço tem-se o Arco Magmático do Goiás formado no Neoproterozoico. Portanto, os terrenos do Maciço Goiano e do Arco Magmático do Goiás abrangem as idades encontradas nos zircões detríticos nos setores norte e sul do Cinturão Araguaia. É importante ressaltar também a possibilidade da continuação desse segmento crustal por baixo da Bacia do Parnaíba, o que resultaria em uma contribuição de rochas do Maciço Goiano e do Arco Magmático do Goiás por toda a extensão do Cinturão Araguaia.

Um ponto favorável para o segmento crustal formado pelo Maciço Goiano e Arco Magmático do Goiás como principal fonte dos sedimentos do Cinturão Araguaia é a proximidade de rochas com idades encontradas nos zircões detríticos de Cantão (sequências vulcano-sedimentares e Suíte Serra da Mesa) e Colmeia (sequências vulcano-sedimentares e Arco Magmático do Goiás). Essa proximidade poderia fornecer zircões provenientes de fontes constituídas por rochas com faixas de idade bem definida de modo a gerar as distribuições unimodais das idades de zircão observadas nos quartzitos das regiões de Cantão e Colmeia. Neste caso, rochas graníticas com idades similares aos plútons da Suíte Serra da Mesa ocorreriam mais a norte de modo a fornecer os sedimentos com zircões detríticos com idades

encontradas na região de Cantão. Por sua vez, a fonte dos sedimentos da região de Colmeia e da porção sul do Cinturão Araguaia (Paraíso do Tocantins), seriam rochas com idades compatíveis com as sequências vulcano-sedimentares e com rochas do Arco Magmático do Goiás.

Essa interpretação é ainda suportada pelo diagrama de evolução do Nd no qual a comparação entre as rochas paleoproterozoicas do Maciço Goiano mostra assinatura isotópica muito semelhante as rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia (figura 4.1).

6.3. CARACTERÍSTICAS DA ÁREA-FONTE

Para conseguir apontar os terrenos responsáveis pela proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia é necessário definir as características desse terreno a partir da distribuição das suas idades. Na área mais ao sul do cinturão, em Paraíso do Tocantins, a principal contribuição é de terrenos com rochas de idades estenianas, com aporte sedimentar menos expressivo de terrenos constituídos por rochas formadas no Ediacarano e Toniano. Seguindo no Cinturão Araguaia em direção ao norte, à aproximadamente 158 km de distância de Paraíso do Tocantins, na estrutura de Colmeia, tem-se uma forte contribuição de rochas toniana/esteniana/ectasiana evidenciada pela distribuição unimodal de idades dos grãos detriticos de zircão. Este padrão de idades se estende da região de Paraíso do Tocantins até Colmeia indicando uma fonte similar para essas duas regiões. Assim, a porção mais meridional do setor norte compartilharia uma área-fonte similar àquelas do setor sul do Cinturão Araguaia

A região da estrutura de Cantão distante, aproximadamente, 106 km ao norte de Colmeia, possui uma distribuição de idades de zircão do Ectasiano/Calimiano e outra, de menor importância, do Estateriano/Orosiriano. Neste caso, observa-se uma mudança nas idades das rochas que constituíram a área-fonte dos quartzitos da região de Cantão com relação aos setores mais a sul do cinturão, representados pelas regiões de Colmeia e Paraíso do Tocantins.

Avançando mais ao norte do Cinturão Araguaia, nas regiões das estruturas de Grota Rica (aproximadamente, 68 km de Cantão) e Xambioá (aproximadamente, 93 km de Grota Rica) encontra-se uma maior mistura de fontes com o surgimento de contribuição de terrenos com idades meso-neoarqueana, paleoproterozoica (Sideriano-Riaciano-Orosiriano-Estateriano) e mesoproterozoica (Calimiano-Estateriano). Claramente, essa porção do segmento norte do cinturão possui áreas-fontes distintas das regiões situadas mais ao sul das estruturas de Grota Rica e Xambioá.

Desta forma, pode se caracterizar uma área-fonte composta predominantemente por rochas neo-mesoproterozoicas na região mais ao sul e, à medida que avança em direção ao norte, começa uma maior contribuição de rochas paleoproterozoicas, até ficar mais evidente a contribuição de terrenos arqueanos. Estes terrenos mais antigos tornaram-se as importantes fontes somente na porção mais a norte do Cinturão Araguaia.

Após levantar os prós e contras das unidades geotectônicas que circundam o Cinturão Araguaia e que poderiam ter servido como áreas-fontes dos sedimentos para a bacia precursora do orógeno Araguaia, sugere-se que o segmento crustal mais provável para fornecer os zircões detríticos com idades observadas nos quartzitos estudados seria formado pelo Maciço Goiano e o Arco Magmático do Goiás. Este segmento crustal engloba rochas com idades com clara correspondência àqueles determinados para os zircões detrítico no Cinturão Araguaia, além de estar mais próximo do cinturão. Ademais, ele é compatível com uma área-fonte situada a sudeste do orógeno Araguaia, como sugerido pelo transporte tectônico de direção SE-NW das sucessões metassedimentares do cinturão.

Com a observação do mapa dos domínios estruturais do Maciço Goiano/Arco Magmático de Goiás elaborado por Cordeiro & Oliveira (2017) (Figura 6.2), encontra-se representantes de todas as idades das populações que foram obtidas das análises das amostras do Cinturão Araguaia. Com destaque para as idades Meso-Neoproterozoicas predominantes na região sul do cinturão o que possibilita explicar as populações unimodais encontradas nas idades de zircão detrítico do cinturão.

É importante também enfatizar que ao norte do Maciço Goiano encontra-se a Bacia do Parnaíba, cuja idade do embasamento não é bem definida. Esse embasamento foi caracterizado por Nunes *et al.* (1993) como composto por rochas dos maciços Granja (Paleoproterozoico) e Goiano, crátons sin-brasilianos São Luís (Paleoproterozoico) e um Núcleo Arqueano Central, além dos cinturões orogênicos Gurupi e Araguaia e terrenos da Província Borborema. Por seu lado, Vaz *et al.* (2007) descreveram o embasamento como constituído por rochas metamórficas e ígneas datadas do Arqueano ao Ordoviciano. Alternativamente, esse embasamento foi qualificado por Santos (2005) como substrato cristalino cratonizado após o término do evento brasileiro, com rochas com idade do final do Proterozoico e o início do Cambriano. Castro *et al.* (2014) sugeriram, a divisão desse embasamento em três porções decorrentes de mudanças magnéticas e polaridades das anomalias magnéticas e pseudogravitacionais regionais (blocos Parnaíba N, Parnaíba S e Teresina). Dessas informações pode ser inferido que o embasamento

da Bacia Parnaíba é constituído de terrenos distintos compostos por rochas formadas desde o Arqueano/Paleoproterozoico até o Neoproterozoico.

Dessa forma, o embasamento da Bacia Parnaíba pode também ser uma continuação do Maciço Goiano/Arco Magmático do Goiás, o que explicaria as idades encontradas nos quartzitos ao longo do Cinturão Araguaia. Ressalta-se, no entanto que, na medida que segue para o norte aumenta a contribuição de rochas arqueanas e paleoproterozoicas, sugerindo a existência de áreas-fontes diferentes que podem refletir um terreno distinto do Maciço Goiano, ou a ocorrência de rochas mais antigas nesse segmento crustal como identificado nos domínios arqueano Crixás-Goiás e paleoproterozoico Almas - Conceição dos Tocantins/ Natividade.

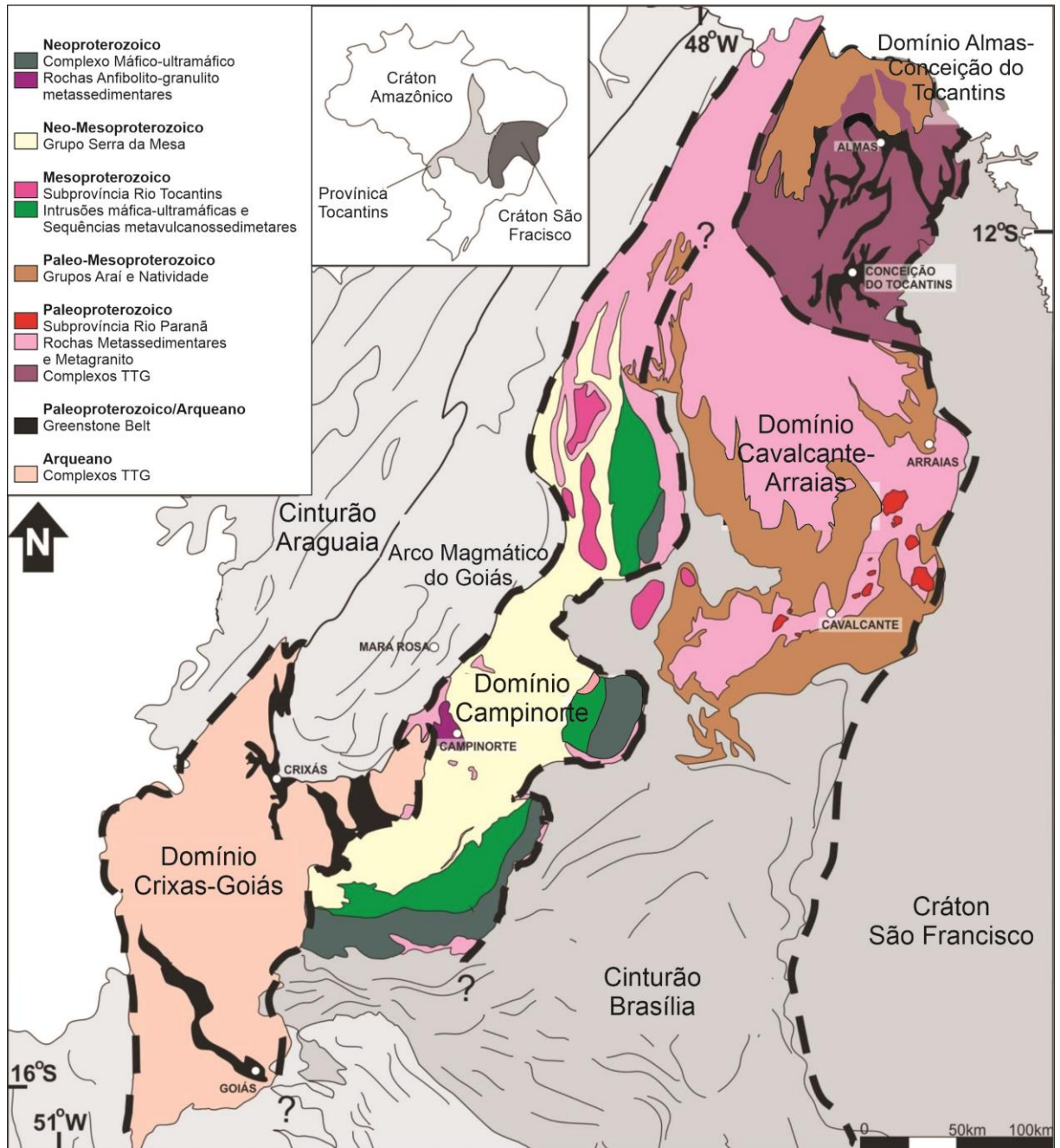


Figura 6.2: Mapa dos Domínios estruturais do Maciço Goiano, modificado de Fuck *et al.* (2014).

7. CONCLUSÕES

O objetivo central desta dissertação de mestrado foi determinar as idades dos zircões detríticos na porção norte do Cinturão Araguaia e identificar a extensão da contribuição de terrenos do Mesoproterozoico para a formação das rochas metassedimentares dessa porção do cinturão.

Na estrutura de Xambioá foram identificados uma população principal de idade estateriana/orosiriana (1600 – 2000 Ma – 62%) e três populações secundárias de idades: sideriana/neoarqueana (2420 – 2760 Ma – 21%), calamiana (1430 – 1580 Ma – 12%) e riaciana/sideriana (2140 – 2360 Ma – 5%), com dois picos com tendência central situados nas idades de 1700 Ma (principal) e em 2600 Ma (secundário).

Na estrutura de Grotta Rica os dados revelaram uma população principal de idade estateriana/orosiriana (1600 – 1880 Ma – 42%) e três populações secundárias: Mesoarqueano (2640 – 2990 Ma – 25%), Ectasiano/Calimiano (1240 – 1580 Ma – 24%) e, Orosiriano/Riaciano (1920 – 2080 Ma – 9%), com um pico principal com tendência central próxima de 1700 – 1800 Ma.

Na estrutura do Cantão foi possível reconhecer uma população principal de idade ectasiana/calimiana (1300 – 1600 Ma – 54%) e três populações secundárias: de idade estateriana/orosiriana (1600 – 1900 Ma – 29%), esteniano/ectasiana (1030 – 1300 Ma – 11%) e toniana (800 – 950 Ma – 5%), com uma curva com tendência central em 1500 Ma.

Na estrutura de Colmeia foi definida uma população principal de idades toniana/esteniana/ectasiana (980 – 1280 Ma – 81%) e duas populações secundárias com grãos mesoarqueanos (2840 – 3000 Ma – 10%) e orosirianos/riacianos (1850 – 2080 Ma – 9%). As idades definem uma curva com tendência central em 1100 – 1200 Ma, e picos secundários próximos a 1900 Ma e 2900 Ma.

Após as comparações com as idades U-Pb em zircões determinadas em rochas de terrenos do Maciço Goiano/Arco Magmático Goiás e dos crátons Amazônico e São Francisco, sugere-se que o Maciço Goiano/Arco Magmático Goiás seria o candidato mais provável para constituir a principal fonte dos sedimentos que originaram os quartzitos estudados no Cinturão Araguaia.

O segmento crustal formado pelo Maciço Goiano e Arco Magmático Goiás engloba rochas de idades correspondentes aos zircões detríticos encontrados nos quartzitos investigados. Paralelamente, está situado mais próximo do Cinturão Araguaia, além de ser compatível com uma área-fonte situada a sudeste do cinturão.

Por fim, para melhor definir as fontes desse cinturão recomenda-se a aplicação da geocronologia Lu-Hf para essas amostras buscando caracterizar as áreas-fontes com base nos valores de ϵ_{Hf} e as idades modelo Hf- T_{DM}^{C} . Paralelamente, considera-se importante a melhor caracterização geoquímica e geocronológica das possíveis fontes para avançar na reconstrução paleogeográfica e no entendimento da história evolutiva do Cinturão Araguaia.

REFERÊNCIAS

- Abreu F.A.M. 1978. O Supergrupo Baixo Araguaia. *In: SBG, 30º Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, Anais...* v. 2, p. 539-545.
- Abreu F.A.M., Gorayeb P.S.S., Hasui Y. 1994. Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. *In: IV Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Anais...* p.1-4.
- Alibert, C., Barbosa, J.S.F., 1992. Ages U–Pb déterminés à la “SHRIMP” sur des zircons du Complex de Jequié, Craton São Francisco, Bahia, Brésil. *In: 14º Réun. Sci. Terre. Toulouse. Abstr.* p. 4.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, **17**:1-29.
- Almeida, J.A.C., Dall’Agnol, R., Oliveira, M.A., Macambira, M.J.B., Pimentel, M.M., Râmo, O.T., Guimarães, F.V., Leite, A.A.S., 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of the Carajás Province, Brazil. *Precambrian Res.* 187, 201–220.
- Almeida, J.A.C., Dall’Agnol, R., Leite, A.A.S. 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* **42**, 103–126.
- Alkmim, F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as Revelações Almeidianas ao delimitá-lo. *In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito Neves, B.B. (Org.). Geologia do Continente Sul-Americano - Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* São Paulo; Bec. p. 113-121.
- Alkimim, F.F.; Martins-Neto, M.A. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology, Brasil*, **33**: 127-139, 2012.
- Alvarenga, C. J. S. 1990. *Phenomenes sedimentaires, structuraux et circulation de fluides developpes a la transition chaine-craton: exemple de la chaine Paraguai d'age proterozoique superieur, Mato Grosso, Brèsil. Soutenue.* PhD Thesis, Universite de Droit, d’Économie et des Sciences d'aix-Marseille, Faculte des Sciences et Techniques de St-Jerome, Soutenue.177 p.

Alvarenga, C.J.S.; Saes, G.S. 1992. Estratigrafia e sedimentologia do Proterozóico Médio e Superior da região Sudeste do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **22**(4): 493-499.

Alvarenga, C.J.S.; Trompette, R. 1992. Glacial influenced turbidite sedimentation in the uppermost Proterozoic and Lower Cambrian of the Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **92**: 85–105. Disponível em: DOI: 10.1016/0031 - 0182(92)90136-S. Acesso em: 08 dez. 2021.

Alvarenga, C.J.S.; Trompette, R. 1993. Evolução tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: a estruturação da região de Cuiabá. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **23** (1): 18-30.

Alvarenga, C.J.S.; Moura, C.A.V; Gorayeb, P.S.S.; Abreu, F.A.M. 2000. Paraguai and Araguaia belts. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31^o International Geological Congress, p. 183-193.

Alves, C.L. 2003. *Transformações tectono-metamórficas do Cinturão Araguaia, impressas nos gnaisses Arqueanos expostos no núcleo das estruturas de Xambioá e Lontra na região de Araguaia e Xambioá*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 63 p.

Alves C.L.A. 2006. *Petrografia, geoquímica e geocronologia do Granito Ramal do Lontra e sua relação com a tectônica e metamorfismo do Cinturão Araguaia, Xambioá-TO*. MS Dissertation, Universidade Federal do Pará, Belém. 132p.

Alves, P.V.F.S. 2018. *Caracterização Petrológica dos Granitos das Suítes Serrote e Santa Luzia, na Região de Paraíso do Tocantins-Pugmil*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 107 p.

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, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Pará, 109 p.

Andersen, T., Kristoffersen, M., Elburg, M.A. 2018. Visualizing, interpreting and comparing detrital zircon age and Hf isotope data in basin analysis – a graphical approach. Basin Research © 2017 John Wiley & Sons Ltd, *European Association of Geoscientists & Engineers and*

International Association of Sedimentologists. 30: 132-147. Disponível em: doi: 10.1111/bre.12245. Acesso em: 09 dez. 2021

Arcanjo S.H.S. 2002. *Evolução Geológica das sequências do embasamento na porção sul do Cinturão Araguaia–Região de Paraíso do Tocantins*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 181 p.

Arcanjo S.H.S., Moura C.A.V. 2000. Geocronologia das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins (TO). *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 665-670.

Arcanjo S.H.S., Moura C.A.V., Abreu F.A.M., Gorayeb P.S.S. 2000. Rio do Coco Group: a 2.6 exotic terrain in the paleoproterozoic Tocantins Shear Belt, Central Brazil. *In: SBG, 31° International Geological Congress. Anais...* 1 CD-Rom.

Arcanjo S.H.S., Abreu F.A.M, Moura C.A.V. 2013. Evolução geológica das sequências do embasamento do Faixa Araguaia na região de Paraíso do Tocantins (TO). Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, São Paulo, **43**(3): 501-514.

Assis, C.R.F. 2019. *Evolução do Embasamento Arqueano e Paleoproterozoico do Cinturão Araguaia com base em Dados Isotópicos U-Pb E Lu-Hf em Zircão Por LA-MC-ICPMS*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Pará, 131 p.

Assis, C.R.F.; Moura, C.A.V.; Milhomem Neto J.M; Gorayeb, P.S.S.; Dias, Airton N.C. 2021. Zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope systematics of the Araguaia Belt basement Rocks: Evidence of links with the southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research*. DOI 106090.

Baldwin, J. A., Brown, M., 2008. Age and duration of ultrahigh-temperature metamorphism in the Anápolis–Itaçu Complex, Southern Brasília Belt, central Brazil—constraints from U–Pb geochronology, mineral rare earth element chemistry and trace-element thermometry: *Journal of Metamorphic Geology*. 26 (2): 213–233. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00759.x>. Acesso em:08 dez. 2021.

Barbosa, J.S.F., Sabaté, P., 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Res.* **133**: 1–27.

- Barreira C.F., Dardenne M.A. 1981. Seqüência vulcanosedimentar e do Rio de Coco. *In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. Anais...* v. 1, Atas, p. 241-264.
- Barros G.S., Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V. 2010. Petrologia e geocronologia dos escapolita metagabros e anfibolitos do Cinturão Araguaia na região de Xambioá-Araguanã. *In: XLV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. Anais...* CD-ROM.
- Bastos Leal, L.R. 1998. *Geocronologia U/Pb (SHRIMP), 207Pb/206Pb, Rb/Sr, Sm/Nd e K/Ar dos Terrenos Granito Greenstone do Bloco do Gavião: Implicações para a Evolução Arqueana e Paleoproterozóica do Cráton do São Francisco, Brasil*. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 178p
- Boggiani, P. C.; Alvarenga, C.J.S. 2004. Faixa Paraguai. *In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito Neves, B.B. (Org.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo; Bec. p. 113-121.
- Bordalo, R.A. 2016. *Estudo Estrutural e Geocronológico do Domínio Norte da Faixa de Dobramentos Araguaia*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, São Paulo, 60 p.
- Brandon, M.T. 1996. Probability density plot for fission-track grain-age samples. *Radiation Measurements*. **26** (5): 663-676. Disponível em: DOI: 10.1016/S1350-4487(97)82880-6. Acesso em: 08 dez. 2021.
- Brito Neves B.B., Schmus W.R.V., Fetter A.H. 2001. Noroeste da África - Nordeste do Brasil (Província Borborema): ensaio comparativo e problemas de correlação. *Geologia USP. Série Científica*, São Paulo, **1**: 59-78.
- Castro, D.L., Fuck, R.A., Phillips, J.D., Vidotti, R.M., Bezerra, F.H.R., Dantas, E. 2014. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by air.borne gravity and magnetic data, Brazil. *Tectonophysics*, (614):128–145.
- Cordani, U.G., Teixeira, W., D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I. 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, (15):396–407.
- Cordani, U. G.; Pimentel, M.; Ganade, C.E.; Basei, M. 2013. Was there an ediacaran clymene ocean in central South America?. *American Journal of Science*. **313** (6): 517–539. Disponível em: DOI 10.2475/06.2013.01. Acesso em 08 dez. 2021.

- Cordeiro, P.F.O., Oliveira, C.G., 2017. The Goiás Massif: Implications for a pre-Columbia 2.2–2.0 Ga continent-wide amalgamation cycle in central Brazil. *Precambrian Res.* **298**: 403–420.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P. 2003. Atlas of zircon textures, *In*: Hanchar, J.M., Hoskins, P.W.O. (eds.). *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. p. 468–500.
- Correia, C.T.; Jost, H.; Tassinari, C.C.G.; Girardi, V.A.V.; Kinny, P.D. Ectasian Mesoproterozoic U-Pb Ages (SHRIMP II) for the Metavolcano-sedimentary Sequences of Juscelândia and Indianópolis and for High Grade Metamorphosed Rocks of Barro Alto Stratiform Igneous Complex, Goiás State, Central Brasil. *In*: Actas II South American Symposium on Isotope Geology, Brasil. *Anais...* p. 31-33, 1999.
- Costa J.B.S. 1980. Estratigrafia da Região de Colmeia, GO. *In*: SBG, 31º Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário de Camboriú, *Anais...*, v. 2, p. 720-728.
- Costa J.B.S., Gorayeb P.S.S., Bemerguy R.L., Lemos R.L., Gama Junior T. 1983. *In*: *Projeto Paraíso do Norte; Relatório Final*. Belém, DNPM/UFPA. P. 125
- Costa. 1985. Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região Centro Norte de Goiás. PhD Thesis, Universidade Federal do Pará, Belém. 209 p.
- Costa J.B.S., Hasui Y., Gorayeb P.S.S. 1988. Relações estruturais entre a Faixa Araguaia e o Maciço Goiano na região de Paraíso do Norte - Gurupi, GO. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, *Anais...* p. 720-728.
- Cruz, E.L.C.C. 2001. *A gênese e o contexto tectônico da mina Córrego Paiol: um depósito de ouro hospedado em anfíbolito do embasamento da Faixa de Dobramentos Brasília*. PhD Thesis, Universidade de Brasília, Brasília, 183p.
- Cuadros, F.A., Botelho, N.F., Fuck, R.A., Dantas, E.L., 2017. The peraluminous Aurumina granite suite in central Brazil: an example of mantle-continental crust interaction in a Paleoproterozoic cordilleran hinterland setting? *Precambrian Res.* **299**: 75–100.
- Dardenne, M.A., Giustina, M.E.S.D., Sabóia, A.M., Bogossian, J., 2009. Datação geocronológica U-Pb da sequência vulcânica de Almas. Tocantins. *In*: Simpósio. Geologia do Centro-oeste. *Anais...* v. 11, 1 CD-ROM.
- Dias A.N.C., Moura C.A.V., Milhomem Neto J.M., Chemale Jr F., Girelli T.J., Masuyama K.M. 2017. Geochronology and thermochronology of the gneisses of the Brasiliano/Pan-African

Araguaia Belt: records of exhumation of West Gondwana and Pangea break up. *Journal South American Earth Sciences*, **80**: 174-191.

Dietz, V. 1973: Experiments on the influence of transport on shape and roundness of heavy minerals. *Contributions to Sedimentology*, Stuttgart **1**: 69 – 102.

Feio, C. M., Sircombe, K. N., Rainbird, R. H., 2003. Detrital zircon analysis of the sedimentary record. In: Hanchar, J. M., Hoskin, P. (eds.). *Zircon: Experiments, Isotopes, and Trace Element Investigations: Mineralogical Society of America*. Reviews in Mineralogy, p. 277-303.

Feio, G.R.L., Dall’Agnol, R., Dantas, E.L., Macambira, M.J.B., Santos, J.O.S., Althoff, F.J., Soares, J.E.B. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canã dos Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Res.* **227**, 157–185.

Fonte-Boa, T.M.R.; Novo, T.A.; Pedrosa-Soares, A.C.; Dussin, I. Records of Mesoproterozoic taphrogenic events in the eastern basement of the Araçuaí Orogen, southeast Brazil. Registros de eventos tafrogênicos mesoproterozoicos no embasamento do Orógeno Araçuaí, sudeste do Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, Brasil, **47**(3): 447-466, 2017.

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

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

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

Galbraith, R. F. Green, P. F. 1990. Estimating the component ages in a finite mixture. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, **17**:197-206.

Gärtner, A.; Linnemann, U.; Sagawe, A.; Hofmann, M.; Ullrich, B.; Kleber, A. 2013. Morphology of zircon crystal grains in sediments – characteristics, classifications, definitions. *Geologica Saxonica – Journal of Central European Geology*, p. 65-73.

- Giustina, M.E.S.D.; Pimentel, M.M.; Ferreira Filho, C.F.; Fuck, R.A.; Andrade, S. 2011. U–Pb–Hf-trace element systematics and geochronology of zircon from a granulite-facies metamorphosed mafic–ultramafic layered complex in Central Brazil. *Precambrian Research*, **189**: 176–192.
- Gorayeb, P.S.S. 1981. *Evolução geológica da Região de Araguacema-Pequizeiro. Goiás-Brasil*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará. Belém, 100 p.
- Gorayeb P.S.S. 1996. *Petrologia e evolução estrutural das rochas de alto grau de Porto Nacional - TO*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 262 p.
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Barros G.R. 2000a. Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional highgrade metamorphic terrain, northern portion of the Goiás Massif, Central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:190-194.
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Arcanjo S.H.S. 2000b. Granitogenesis events in the Porto Nacional-PalmasParaiso do Tocantins region, Tocantins Province, Brazil. *In: SBG, 31º International Geological Congress. Anais... 1 CD-Rom*.
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Calado W.M., Kotschoubey B. 2002. Idades Paleoproterozóicas em zircão dos Pillows Basaltos da Serra do Tapa (Cinturão Araguaia) – Município de Sapucaia - PA. *In: SBG 6º Simpósio de Geologia da Amazônia. Anais... 1 CD-Rom*.
- Gorayeb P.S.S., Alves C.L. 2003. Superposição tectono-metamórfica do Cinturão Araguaia no embasamento Arqueano na região de Xambioá e Lontra – TO. *In: SBG, IX Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Búzios. Anais... p.84-85*.
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Calado W.M. 2004. Suíte Intrusiva Xambica: um magmatismo toleítico neoproterozóico pré-tectônico no Cinturão Araguaia. *In: SBG, 42º Congresso Brasileiro de Geologia. Anais... p. 35*.
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Abreu F.A.M. 2008. Geologia do Parque Estadual da Serra dos Martírios-Andorinhas e Região Adjacente. *In: Gorayeb P.S.S. (ed.) Parque Martírios - Andorinhas: Conhecimento, História e Preservação*. Belém, EDUFPA, p. 54-75.

Gorayeb P.S.S., Chaves C.L., Moura C.A.V., Lobo R.L.S. 2013. Neoproterozoic granites of the Lajeado Intrusive Suite, North-center Brazil: a late Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust. *Journal South Am. Earth Sci.*, **45**:278–292.

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

Gorayeb P.S.S., Santos W.P., Moura C.A.V., Sousa L.H. 2019. Petrologia, geoquímica e geocronologia dos granitos Presidente Kennedy e Barrolândia: contextualização na evolução do Cinturão Araguaia. *Geologia USP. Série Científica*, **19**:89-116.

Gorayeb, P.S.S.; Cordani, U.G.; Silva Neto, J.J.A.; Sato, K.; Maurer, V.C. 2020. U-Pb Shrimp Zircon Ages of Ediacaran-Cambrian Granitic Bodies in Central Brazil: Implications For The Tectonic Evolution of The Araguaia Belt. *Journal of South America Earth Science, Tribute to Márcio Martins Pimentel*.

Gorayeb, P.S.S.; Moura, C.A.V. 2008. Investigation of magmatic events in the Tocantins Province Northern Brazil using Sm-Nd TDM ages and Pb-evaporation zircon ages of granitic rocks. *In: South American Symposium on Isotope Geology, San Carlos Bariloche. Anais...* v. 6.

Guadagnin, F.; Chemale Jr., F.; Magalhães, A.J.C.; Alessandretti, L.; Bállico, M.B., Jelinek, A.R. 2015a. Sedimentary petrology and detrital zircon U–Pb and Lu–Hf constraints of Mesoproterozoic intracratonic sequences in the Espinhaço Supergroup: Implications for the Archean and Proterozoic evolution of the Sao Francisco Craton. *Precambrian Research*.

Guadagnin, F.; Chemale Jr., F.; Magalhães, A.J.C.; Santana, A.; Dussin, I.; Takehara, L. 2015b. Age constraints on crystal-tuff from the Espinhaço Supergroup — Insight into the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic intracratonic basin cycles of the Congo–São Francisco Craton. *Gondwana Research*.

Guadagnin, F.; Chemale Jr., F. Detrital zircon record of the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic cratonic basins in the Sao Francisco Craton. *Journal of South American Earth Sciences*. **60**: 104-116.

- Hasui; Abreu, F.A.M. & Rangel, J.M.R. -1977- Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguai Araguaia no centro-norte do Brasil. *Bol. Inst. Geociências. USP*, **8**:107-118.
- Hasui Y., Costa J.B.S., Abreu F.A.M. 1984. Província Tocantins. *In*: Hasui Y. & Almeida F.A.M (ed.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgar Bluchcr. 47:187-204.
- Hasui, Y. 2010. A grande Colisão Pré-Cambriana do Sudeste Brasileiro e a Estruturação Regional. São Paulo, UNESP, *Geociências*, **29** (2): 141-169.
- Herz, N.; Hasui, Y.; Costa, J.B.S.; Matta, M.A.A.S. 1989. A Reactivated Brasiliano-Pan-Africano cyclo (550 Ma) Geosuture. *Precambrian Research*, (42):371-386.
- Hurford, A., Fitch, F., Clarke, A.1984. Resolution of the age structure of the detrital zircon populations of two Lower Cretaceous sandstones from the Weald of England by fission track dating. *Geological Magazine*, **121**: 269-396.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. 2004. The application of laserablation inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**: 47-69.
- Junges, S.L., Pimentel, M.M., Moraes, R. 2002. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. *Precambrian Research*, **117** (1–2):101–108.
- Klein, P.B.W. 2008. *Geoquímica de Rocha Total, Geocronologia de U-Pb e Geologia Isotópica de Sm-Nd das Rochas Ortognáissicas e Unidades Litológicas Associadas da Região Ipameri – Catalão (Goiás)*. PhD Thesis, Universidade de Brasília, Brasília, Distrito Federal, 154 p.
- 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., Brito Neves B.B., De Wit M.J. (eds) West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region. London, *Geological Society Special Publications*, p. 137-151.
- Kober B. 1986. Whole grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations on single zircons using a double filament source. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **93**:482-490.

- Kober B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb + emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. *Contrib Miner. Petrol.*, **96**:63-71.
- Köster, E. (ed.). 1964. Granulometrische und morphometrische Meß-methoden an Mineralkörnern, Steinen und sonstigen Stoffen. Stuttgart, Enke 336 p.
- Lafon J.M., Macambira J.B., Macambira M.J.B., Moura C.A.V., Gaudette H.E., Souza A.C.C. 1990. A Faixa de Dobramentos Araguaia (TO): novos dados geocronológicos. In: SBG, 34º Congresso Brasileiro de Geologia. *Anais...* p. 2.550-2.563.
- Laux, J.H., Pimentel, M.M., Dantas, E.L., Armstrong, R., Junges, S. 2005. Two neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, (18):183–198.
- Ledru, P., Milési, J.P., Johan, V., Sabaté, P. and Maluski, H. 1997. Foreland basins and gold-bearing conglomerates: a new model for the Jacobina Basin (São Francisco Province, Brazil). *Precambrian Research*. **86**: 155-176.
- Leite A.A.S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitoides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 262 p.
- Leite, A.A.S., Dal'Agnol, R., Macambira, M.J.B., Althoff, F.J., 2004. Geologia e geocronologia dos granitoides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do terreno granito-greenstone de Rio Maria. *Rev. Bras. Geociências*. **34**, 447–458.
- Ludwig K.R. 2003. Isoplot 3.0 A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley. *Geochronology Center*, Special Publications 4.
- Macambira, J.B. 1983. *Geologia e Ocorrências Minerais da Braquianticlinal do Lontra – GO*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Pará, 108 p.
- Macambira M.J.B., Lancelot J.R. 1996. Time Constraints for the formation of the Archean Rio Maria Crust, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Int. Geol. Rev.*, **38**: 1134 – 1142.
- Marangoanha, B., de Oliveira, D.C., Dall'Agnol, R., 2019. The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): origin and implications for crustal growth and cratonization. *Lithos* 350–351, 105275.

- Marinho, M.M. 1991. *La Séquence Volcano-Sédimentaire de Contendas-Mirante et la Bordure Occidentale du Bloc Jequié (Cráton du São Francisco-Brésil): Um exemple de Transition Archéan-Protérozoïque* PhD Thesis, Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand, França, 388p
- Martin, H., Sabaté, P., Peucat, J.J. Cunha, J.C. 1991. Un Segment de Croute Continentale d'Áge Archéan ancien (~ 3.4 milliards d'années): le Massif de Sete Voltas (Bahia-Brésil). *C R Acad Sci Paris* **313** (2): 531-538.
- Matteini, M., Junges, S., Dantas, E., Pimentel, M.M., Buhn, B., 2008. In situ zircon U–Pb and Lu–Hf isotope systematics on magmatic rocks: insights on the crustal evolution of the neoproterozoic Goiás magmatic arc, Brasília belt, central Brazil. *In: VI South American Symposium on Isotope Geology*. San Carlos de Bariloche, *Anais...* CD-rom.
- Menezes, E.O. 2021. *Geocronologia U-Pb-Hf em Zircão e U-Pb em Monazita das Rochas de Alto Grau Metamórfico do Complexo Porto Nacional, Norte do Maciço de Goiás*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Pará.
- Milhomem Neto, J.M., Lafon, J.M., Galarza, M.A., Moura, C.A.V., 2017. U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório ´ Pará-Iso (UFPA): metodologia e aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas. *In: Lima, A.M.M., Gorayeb, P.S.S. (Eds.), Contribuições à Geologia da Amazonia*. SBG-Núcleo Norte. Belém, p. 333–346.
- Moraes, R.; Fuck, R.A.; Pimentel, M.M.; Gioia, S.M.C.L.; Hollanda, M.H.B.M.; Armstrong, R. The bimodal rift-related Juscelândia volcanosedimentary sequence in central Brazil: Mesoproterozoic extension and Neoproterozoic metamorphism. *Journal of South American Earth Sciences*. v. 20, p. 287–301, 2006.
- Moura C.A.V., Gaudette H.E. 1993. Evidence of Brasiliano/Pan-African deformation in the Araguaia belt: implication for Gondwana evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**: 117-123.
- Moura C.A.V. & Gaudette H.E. 1999. Zircon ages of basement orthogneisses from the northern segment of the Araguaia Belt, Brazil. *Basement Tectonics*, **13**: 155-178.
- Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Armstrong R. 2008. U-Pb Shrimp zircon age of the Santa Luzia Granite: constraints on the age of metamorphism of the Araguaia belt, Brazil. *In: INGEIS/CIG, 6º South American Symposium on Isotope Geology. Book of Abstracts*. 1 CD-Rom.

- Noce, C.M.; Machado, N.; Teixeira, W. 1998. U-Pb Geochronology of Gneisses and Granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (Southern São Francisco Craton): Age Constraints for Archean and Paleoproterozoic Magmatism and Metamorphism. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**: 95-120.
- Nogueira, A.C.R.; Riccomini, C. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozóico) na Parte Norte da Faixa Paraguai e Sul do Cráton Amazônico, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. 36 (4): 576-587.
- Nunes, K.C. 1993. Interpretação Integrada da Bacia do Parnaíba com Ênfase nos Dados Aeromagnéticos. In: SBGf, 3 Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica. Rio de Janeiro. *Anais...* p. 152-157.
- Nutman, A.P. Cordani, U.C. 1994. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of archean gneisses and ContendasMirante Conglomerates, São Francisco Craton. In: Figueiredo, M.C.H. Pedreira, A.J. (Ed.), *Petrological and Geocronologic evolution of the oldest segments of the São Francisco Craton, Brazil*. Bol IGUSP **17**: 99-115.
- Nutman, A.P., Cordani, U.G. and Sabaté, P. 1994. SHRIMP U-Pb ages of detrital zircons from the Early Proterozoic Contendas-Mirante supracrustal belt, São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Journal South Amer Earth Sci* **7**: 109-114.
- Oliveira E. P., Widley B.F., McNaughton, J., Pimentel M.M., Fletcher I.R. 2004. Contrasting copper and chromium metallogenic Evolution of terranes in the Paleoproterozoic Itabua-Salvador-Curaçá orogen, São Francisco Cratonm Brazil:new zircon (SHRIMP) and Sm-Nd (model) ages and their significance for orogen-parallel escape tectonics. *Precambrian Res.*, **128**:143-165.
- Oliveira, C.V. 2018. *Proveniência dos Arenitos do Grupo Canindé, Bacia Cratônica do Parnaíba, por Termocronologia e Geocronologia em zircão detrítico*. PhD Thesis, Universidade Federal do Pará, Belém, Pará, 61 p.
- Paixão M.A.P. 2009. *Complexo Ofiolítico Quatipuru, Pará, Brasil*. PhD Thesis, Universidade de Brasília.
- Pamplona L.J.P., Gorayeb P.S.S. 2010. Estudo do metamorfismo da região de Xambioá-Araguanã, Cinturão Araguaia. In: SBG-NORTE, Anais do 48º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, CD-ROM.

- Pamplona, L.J.P. 2012. *Geologia, Petrografia e Geoquímica da Suíte Onfiolítica Araguacema – Cinturão Araguaia*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Pará, 114 p.
- Penteado, P.B. 2017. *Petrografia e datação U-Pb dos Domos Gnáissicos do Orógeno Araguaia*. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharel em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, São Paulo, 78 p.
- Pimentel, M.M., Heaman, L., Fuck, R.A., Marini, O.J., 1991. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Res.* **52**: 321–335.
- Pimentel, M.M., Fuck R.A., 1987. Origem e evolução das rochas metavulcânicas e metaplutônicas da região de Arenópolis, GO. *Revista Brasileira de Geociências*, **17** (1): 2-14.
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*. **20** (4): 375–379. Disponível em: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020%3C0375:NCAICB%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020%3C0375:NCAICB%3E2.3.CO;2). Acesso em 8 dez. 2021.
- Pimentel, M.M., Fuck R.A., Machado N., Fuck R.F., Ribeiro R.K., Viana M. das G., 1993. Dados geocronológicos U-Pb preliminares da região de Mara Rosa, Goiás: implicações para a época de mineralização de Au e para a evolução tectônica Neoproterozóica no centro-oeste. In: SBGq, IV Congresso Brasileiro de geoquímica. *Atas*. p. 255-258
- Pimentel M.M, Fuck R.A, Jost H., Ferreira Filho C.F, Araújo S.M. 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: Cordani U. G., Milani E. J., Filho A. T., Campos D. A. (ed.). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, SBG, p. 195-229.
- Pimentel M.M., Ferreira F.C.F., Armstrong R.A. 2004. SHRIMP U-Pb and Sm-Nd Ages of the Niquelândia Layered Complex: Meso- (1.25Ga) and Neoproterozoic (0,79 Ga) extensional events in central Brazil. *Precambrian Research*, **132**: 133-153.
- Pimentel M.M, Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstones de Rio Maria, Pará. In: SBG, 38º Congresso. Brasileiro. Geologia, Balneário de Camboriú. *Resumos Expandidos*. v. 2, p. 390-391.

- Pimentel, M.M., Whitehouse, M.J., Viana, M.G., Fuck, R.A., Machado, N. 1997. The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research*, (81)229–310.
- Pinheiro B.L.S., Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S. 2011. Proveniência das rochas metassedimentares do Faixa Araguaia com base em datações Pb-Pb em zircão e idades-modelo Sm-Nd. *Revista Brasileira de Geociências*, **41** (2): 304-318.
- Pinheiro B. L. S. 2016. *Petrologia e Geotermobarometria das Rochas Metamórficas do Cinturão Araguaia: Região de Xambioá-Araguanã (TO)*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 258p.
- Riccomini, C.; Sant’anna, L.G.; Fambrini, G.L. 2016. The Early Cretaceous Jacuí Group, a newly discovered volcanoclastic-epiclastic accumulation at the top of the Parana Basin, southern Brazil. *Cretaceous Research*. **59**: 111-128.
- Rios D.C. 2002. *Granitogenese no Núcleo Serrinha, Bahia, Brasil: geocronologia e litogeoquímica*. PhD Thesis, Universidade Federal da Bahia, 233p.
- Rolando, A.P., Macambira, M.J.B., 2003. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4, Salvador, *Expanded Abstracts*. CD-ROM.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., *Gonçalves J.H. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília, DF, CPRM, p. 169-226.
- Santos V.H. 2005. Sequências Siluro-Devoniana e Eocarbonífera da Bacia do Parnaíba, Brasil, como análogos para a exploração de hidrocarbonetos. PhD Thesis, Universidade Federal de Pernambuco, 208 p.
- Santos, M.M. 2015. *Desenvolvimento de Padrões de Zircão para Geocronologia U-Pb e Análises Isotópicas de Hf Por Laser Ablation ICP-MS*. MS Dissertation, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Minas Gerais, 115 p.
- Silva, G.G.; Lima, M.J.C.; Andrade, A.R.F; Issler, R.S.; Guimarães, G. 1974. *Geologia da Folha SB-22 Araguaia e parte de SC-22 Tocantins*. Belém, DNPM. v. 4.

- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Melo, R.C. Fletcher, I.R. 1997. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade Complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprint of the eastern Jequié Craton, NE Brazil. *In: ISGAM – International Symposium on Granites and Associated Mineralization*. Salvador. *Abstracts*. v. 1, p. 282-283.
- Silva, L.C., Pedrosa-Soares, P., Teixeira, L.R., Armstrong, R. 2008. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Aracuai Orogen, eastern Brazil: new evidence for the breakup stage of the Sao Francisco–Congo Palecontinent. *Gondwana Research*, (13)527–537.
- Silva, A.C., Oliveira, D.C., Macambira, M.J.B., 2010. Individualização e geocronologia de granitóides do Complexo Xingu, região de Vila Jussara, município de Água Azul do Norte – PA, Província Mineral de Carajás. *In: 45º Congresso Brasileiro de Geologia*, Belém.
- Silva, A.C., Dall’Agnol, R., Guimarães, F.V., Oliveira, D.C. 2014. Geologia, petrografia e geoquímica de Associações Tonalíticas e Trondhjemiticas Arqueanas de Vila Jussara, Província Carajás Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais* **9** (1), 13–46.
- Silva, C.C.; Souza, V.S.; Botelho, N.F. 2021. Contribution to petrogenesis of the Paleoproterozoic Basaltic Magmatism from the Araí continental rift, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **110**.
- Silverman, B. 1996. Density Estimation for Statistic and Data Analysis. *In: Monographs on Statistics and Applied Probability*. London.
- Sircombe, K.N. 2000. Quantitative comparison of large sets of geochronological data using multivariate analysis: a provenance study example from Australia. *Geochim Cosmochim*, **64**: 1593–1616.
- Souza, A. C. C. 1984- *Geologia e petrologia do extremo norte da Serra do Estrondo- GO*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 189 p.
- Sousa D.J.L. 1995. *Estudo geocronológico do granito Serrote, Paraíso do Tocantins (TO)*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 48 p.
- Souza J.O. & Moreton L.C. (org.). 2001. *In: Xambioá – Folha SB.22-Z-B*. Estados do Pará e Tocantins. Escala 1:250.000. Brasília, DF, CPRM/DIEDIG/DEPAT. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB).

- Sousa, I.M.C., Giustina, M.E.S.D., Oliveira, C.G., 2016. Crustal evolution of the northern Brasília Belt basement, central Brazil: a Rhyacian orogeny coeval with a pre-Rodinia supercontinent assembly. *Precambrian Res.* **273**: 129–150.
- 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.
- Strieder A.J., Suita M.T.F. 1999. Neoproterozoic geotectonic evolution of Tocantins Structural Province, Central Brazil. *Geodynamics*, **28**:67-289.
- Tassinari, C.C.G.; Macambir, M.J.B. 1999 Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22** (3): 174-182.
- Tassinari C.C.G., Munhá J.M.U.; Teixeira W., Palácios T., Nutman A., Sosa C.S., Santos A., Calado B. 2004. The Imataca Complex, NW Amazonian Craton, Venezuela: Crustal Evolution and integration of geochronological and petrological cooling histories. *Episodes*, **27** (1): 1-11.
- Teixeira, N. P. -1984- Geologia e petrologia da região central da Serra das Cordilheiras-GO. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 216 p.
- Teixeira, W., Sabaté, P., Barbosa, J.S.F., Noce, C.M., Carneiro, M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic Tectonic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. *In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomas Filho, A., Campos, D.A. (Eds.). Tectonic Evolution of the South America.* Int Geol Congr 31, Rio de Janeiro, Brazil. 101-137.
- Teixeira, M.F., Dall’Agnol, R., Schneider Santos, J.O., Carvalho de Oliveira, D., Lamarão, C.N., McNaughton, N.J., 2018. Crystallization ages of Paleoproterozoic A type granites of Carajás province, Amazon craton: constraints from U-Pb geochronology of zircon and titanite. *J. South Am. Earth Sci.* 88, 312–331
- Tohver, E. et al. 2010. Closing the Clymene Ocean and bending a Brasiliano belt: evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton. *Geology*, (38): 267–270.
- Tohver, E. et al. 2012. Closure of the Clymene Ocean and formation of West Gondwana in the Cambrian: Evidence from the Sierras Australes of the southernmost Rio de la Plata craton, Argentina. *Gondwana Research*, (21): 394–405.
- Trindade, R. I. F., Font, E., D’Agrella-Filho, M. S., Nogueira, A. C. R., Riccomini, C. 2003. Low latitude and multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate,

Amazon craton: *Terra Nova*, **15** (6): 441–446. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-3121.2003.00510.x>. Acesso em 08 dez. 2021

Trindade, R. I. F., D’Agrella-Filho, M. S., Epof, I., Brito-Neves, B. B. 2006. Paleomagnetism of Early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana. *Earth and Planetary Science Letters*. **244** (1–2): 361–377. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2005.12.039>. Acesso em 8 dez. 2021.

Uhlein, A., Fonseca, M.A., Seer, H.J., Dardenne, M.A., 2012. Tectônica da faixa de dobramentos Brasília – setores setentrional e meridional. *Geonomos*, **20** (2): 1–14.

Unrug R., 1996. The assembly of Gondwanaland. *Episodes*, **19**: 11-20.

Valeriano C. M., Machado N. 2004. U-Pb Geochronology of the Souther Brasilia Belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly o West-Gondwana. *Precambrian Res.*

Valeriano C. M., Machado N., Simonetti A., Valladares C.S., Seer H. J., Simões L.S. 2004. U-Pb geochronology of the southern Brasilia Belt (SE Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoicorogeny and assembly of West-Gondwana. *Precambrian Res.*, **130** (1-4): 27-55.

Vaz P.T., Rezende N.G.A.M., Wanderley Filho J.R., Travassos W.A.S. 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15** (2): 253-263

Vermeesch P. 2004. How many zircons are needed for a provenance study. *Earth and Planetary Science Letters* (224): 441– 451.

Vermeesch, P., 2007. Quantitative geomorphology of the White Mountains (California) using detrital apatite fission track thermochronology. *Journal of Geophysical Research (Earth Surface)* **112**, p. 3004. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2006JF000671>. Acesso em 08 dez. 2021.

Vermeesch, P., 2012. On the visualization of detrital age distributions. *Chemical Geology* 312-313, 190-194. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.04.021>. Acesso em 08 dez. 2021

Vermeesch, P., 2013. Multi-sample comparison of detrital age distributions. *Chemical Geology* (341): 140-146.

Vermeesch, P., 2017. Statistics for LA-ICP-MS based fission track dating. *Chemical Geology*, **456** 19-27. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.03.002>. Acesso em 08 dez. 2021.

Vermeesch, P., 2018a. Dissimilarity measures in detrital geochronology. *Earth Science Reviews*, **178** 310-321. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.11.027>. Acesso em 08 dez. 2021.

Vermeesch, P., 2018b. Statistics for fission tracks. In: Malusá, M., Fitzgerald, P. (Eds.), *Fission Track Thermochronology and its Application to Geology*. Springer.

Vermeesch, P., 2018c. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 1479-1493.

Zimmermann U., Andersen T., Madland M.V., Larsen I.S. 2015. The role of U-Pb ages of detrital zircons in sedimentology- An alarming case study for the impact of sampling for provenance interpretation. *Sedimentary Geology*, (320): 38–50.

ANEXOS

ANEXO A. DADOS U-Pb EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICP-MS

A.1 Estrutura de Xambioá (18LCM-01)

Spot		Pb	Th	U		Razões Isotópicas ^c						Idades (Ma)						^f Conc %	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s		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
Número	<i>f</i> _{206^a}	ppm	ppm	ppm	Th/U ^b	²³⁵ U	[%]	²³⁸ U	[%]	Rho ^d	²⁰⁶ Pb ^e	[%]	²³⁸ U	abs	²³⁵ U	abs	²⁰⁶ Pb	abs	6/8- 7/6
LCM1 A1	0.0	13	27	53	0.51	2.97	5.14	0.24	2.81	0.55	0.09	4.30	1400.4	39.4	1399.6	71.9	1398.3	60.2	100.1
LCM1 A3	0.0	25	43	90	0.49	4.08	2.67	0.29	1.57	0.59	0.10	2.17	1620.0	25.4	1650.5	44.1	1689.4	36.6	95.9
LCM1 A4	0.1	90	138	105	1.32	4.35	6.26	0.30	5.88	0.94	0.10	2.14	1703.8	100.3	1702.8	106.6	1701.6	36.4	100.1
LCM1 A6	0.0	8	15	27	0.55	3.56	4.12	0.27	3.03	0.74	0.10	2.79	1540.7	46.7	1539.8	63.4	1538.6	42.9	100.1
LCM1 A7	0.0	15	34	38	0.88	5.22	2.52	0.33	1.37	0.54	0.11	2.11	1861.3	25.6	1856.2	46.8	1850.4	39.1	100.6
LCM1 A8 C	0.0	38	106	104	1.02	4.44	2.28	0.29	1.14	0.50	0.11	1.97	1661.0	18.9	1719.1	39.2	1790.7	35.3	92.8
LCM1 A8 B	0.0	46	106	116	0.92	4.94	2.31	0.32	1.13	0.49	0.11	2.01	1808.7	20.5	1808.8	41.7	1808.9	36.4	100.0
LCM1 A9	0.0	50	152	150	1.02	4.69	2.33	0.32	1.21	0.52	0.11	2.00	1765.4	21.4	1765.5	41.2	1765.7	35.3	100.0
LCM1 A10	0.0	26	38	85	0.45	3.25	5.24	0.26	3.55	0.68	0.09	3.85	1475.0	52.3	1468.8	76.9	1459.7	56.3	101.1
LCM1 A11	0.0	13	33	35	0.94	4.06	2.60	0.29	1.39	0.53	0.10	2.20	1647.9	22.9	1647.3	42.9	1646.5	36.3	100.1

LCM1 A13	0.0	21	45	38	1.19	7.21	2.40	0.39	1.42	0.59	0.13	1.93	2135.1	30.2	2137.4	51.3	2139.6	41.4	99.8
LCM1 A14	0.0	24	42	59	0.72	5.25	2.53	0.33	1.29	0.51	0.11	2.17	1858.9	23.9	1860.4	47.0	1862.1	40.4	99.8
LCM1 A15	0.0	12	22	29	0.76	4.76	2.95	0.32	1.68	0.57	0.11	2.43	1778.6	29.8	1778.7	52.5	1778.9	43.2	100.0
LCM1 A16	0.0	21	34	54	0.62	3.87	3.85	0.28	1.60	0.41	0.10	3.51	1606.7	25.7	1608.0	62.0	1609.7	56.4	99.8
LCM1 A17	0.1	111	213	352	0.61	3.10	6.20	0.25	3.16	0.51	0.09	5.33	1432.8	45.2	1432.0	88.7	1430.7	76.3	100.1
LCM1 A18	0.0	49	46	83	0.56	12.05	1.86	0.50	1.20	0.64	0.18	1.42	2610.9	31.2	2608.2	48.5	2606.2	37.1	100.2
LCM1 A20	0.0	22	57	49	1.18	5.16	2.70	0.33	1.34	0.50	0.11	2.35	1849.5	24.7	1846.0	49.8	1842.0	43.2	100.4
LCM1 A22	0.0	24	49	58	0.85	4.30	4.06	0.30	1.33	0.33	0.10	3.83	1694.4	22.6	1694.2	68.8	1694.0	64.9	100.0
LCM1 A23	0.0	33	70	94	0.75	4.47	2.22	0.30	0.96	0.43	0.11	2.00	1698.4	16.2	1726.2	38.3	1760.1	35.3	96.5
LCM1 A24	0.0	25	54	65	0.83	4.41	3.16	0.30	1.02	0.32	0.11	2.99	1715.6	17.4	1715.0	54.2	1714.4	51.3	100.1
LCM1 A26	0.0	33	78	89	0.88	4.17	3.88	0.30	1.65	0.43	0.10	3.51	1666.6	27.6	1667.4	64.7	1668.4	58.6	99.9
LCM1 A27	0.0	24	49	61	0.81	5.23	2.17	0.34	0.87	0.40	0.11	1.99	1904.0	16.5	1857.0	40.3	1804.8	35.9	105.5
LCM1 A29	0.0	33	60	98	0.62	4.55	3.09	0.30	1.48	0.48	0.11	2.71	1711.2	25.4	1740.8	53.8	1776.6	48.2	96.3
LCM1 A30	0.0	37	54	97	0.56	4.80	3.12	0.32	1.38	0.44	0.11	2.80	1785.2	24.6	1784.1	55.7	1782.8	49.9	100.1
LCM1 A32	0.0	11	11	14	0.76	15.87	2.73	0.56	1.52	0.56	0.21	2.27	2869.7	43.5	2869.1	78.3	2868.8	65.1	100.0

LCM1 A33	0.0	41	24	49	0.48	22.71	2.82	0.65	1.28	0.45	0.25	2.52	3223.6	41.2	3214.8	90.7	3209.3	80.7	100.4
LCM1 A34	0.0	33	55	64	0.87	10.13	2.16	0.44	1.23	0.57	0.17	1.78	2333.9	28.8	2447.1	53.0	2542.5	45.2	91.8
LCM1 A36	0.0	21	35	94	0.38	3.78	4.86	0.27	2.90	0.60	0.10	3.90	1539.1	44.6	1588.8	77.2	1655.5	64.6	93.0
LCM1 A39	0.0	28	25	57	0.45	8.57	4.41	0.43	1.10	0.25	0.15	4.27	2294.6	25.2	2293.3	101.0	2292.2	97.8	100.1
LCM1 A41	0.0	17	42	37	1.16	5.85	2.83	0.35	1.13	0.40	0.12	2.59	1954.9	22.0	1954.5	55.2	1954.2	50.6	100.0
LCM1 A42	0.0	26	51	56	0.91	4.14	5.83	0.29	3.30	0.57	0.10	4.81	1662.7	54.8	1661.9	97.0	1660.8	79.9	100.1
LCM1 A43	0.0	48	136	138	0.99	4.16	3.23	0.29	1.47	0.45	0.11	2.88	1626.5	23.9	1665.9	53.9	1716.0	49.5	94.8
LCM1 A45	0.0	20	29	48	0.62	4.32	6.26	0.30	1.83	0.29	0.10	5.99	1700.9	31.1	1696.8	106.2	1691.8	101.3	100.5
LCM1 A46	0.0	8	6	11	0.53	12.19	2.33	0.50	1.39	0.60	0.18	1.87	2620.3	36.5	2619.2	61.0	2618.3	48.9	100.1
LCM1 A47	0.0	32	32	51	0.62	13.69	4.86	0.52	0.87	0.18	0.19	4.79	2691.5	23.5	2728.7	132.7	2756.3	131.9	97.7
LCM1 A49	0.0	34	35	108	0.32	3.98	2.85	0.29	1.02	0.36	0.10	2.66	1633.4	16.6	1630.3	46.4	1626.4	43.2	100.4
LCM1 A50	0.0	11	16	28	0.58	5.24	2.71	0.33	1.15	0.43	0.11	2.45	1859.2	21.4	1859.7	50.3	1860.2	45.5	99.9
LCM1 A53	0.0	12	2	13	0.15	4.20	9.97	0.30	5.65	0.57	0.10	8.21	1673.8	94.6	1673.1	166.8	1672.2	137.3	100.1
LCM1 A54	0.0	12	105	89	1.18	9.90	9.48	0.46	6.87	0.72	0.16	6.54	2426.1	166.6	2425.1	230.0	2424.3	158.6	100.1
LCM1 A58	0.0	94	230	166	1.39	12.64	3.05	0.48	0.90	0.30	0.19	2.91	2516.1	22.8	2653.3	80.9	2759.7	80.4	91.2

LCM1 A59	0.0	21	37	50	0.73	5.46	2.47	0.34	0.87	0.35	0.12	2.32	1895.7	16.4	1893.7	46.9	1891.6	43.8	100.2
LCM1 A60	0.0	4	6	10	0.59	5.65	4.22	0.35	2.47	0.58	0.12	3.42	1923.9	47.5	1924.0	81.2	1924.1	65.9	100.0
LCM1 A61	0.1	22	62	50	1.26	6.21	4.34	0.37	4.02	0.93	0.12	1.63	2014.4	81.0	2005.6	87.0	1996.5	32.5	100.9
LCM1 A63	0.0	28	235	124	1.92	3.53	3.09	0.26	2.41	0.78	0.10	1.94	1474.4	35.5	1533.4	47.4	1615.7	31.4	91.3
LCM1 A64	0.0	17	17	27	0.63	11.78	1.57	0.49	0.95	0.61	0.17	1.25	2587.7	24.7	2587.0	40.7	2586.4	32.4	100.1
LCM1 A65	0.0	13	15	20	0.76	13.15	1.43	0.52	0.70	0.49	0.18	1.25	2692.4	18.9	2690.1	38.5	2688.5	33.5	100.1
LCM1 A69	0.0	40	58	213	0.27	9.33	7.07	0.43	1.81	0.26	0.16	6.83	2297.1	41.6	2370.8	167.6	2434.8	166.4	94.3
LCM1 A70	0.0	18	14	37	0.38	8.98	2.23	0.43	1.14	0.51	0.15	1.91	2313.5	26.4	2336.3	52.0	2356.3	45.1	98.2
LCM1 A71	0.1	44	146	288	0.51	3.21	8.25	0.25	5.62	0.68	0.09	6.04	1463.0	82.3	1459.2	120.5	1453.7	87.8	100.6
LCM1 A73	0.0	53	121	124	0.98	5.62	1.83	0.35	0.94	0.52	0.12	1.57	1913.4	18.0	1919.2	35.1	1925.4	30.2	99.4
LCM1 A74	0.0	20	32	51	0.64	4.65	2.02	0.31	1.15	0.57	0.11	1.66	1731.9	19.9	1758.4	35.5	1789.9	29.7	96.8
LCM1 A75	0.0	22	39	54	0.72	4.77	3.79	0.32	1.06	0.28	0.11	3.64	1782.5	18.8	1779.5	67.5	1775.9	64.7	100.4
LCM1 B2	0.0	12	23	35	0.67	3.05	4.12	0.20	3.75	0.91	0.11	1.71	1172.9	44.0	1420.1	58.6	1813.2	31.0	64.7
LCM1 B3	0.0	38	154	127	1.22	4.72	2.49	0.32	1.79	0.72	0.11	1.73	1772.4	31.7	1771.6	44.1	1770.6	30.6	100.1
LCM1 B4	0.0	59	97	203	0.48	3.21	2.67	0.25	1.32	0.50	0.09	2.32	1458.2	19.3	1458.7	38.9	1459.4	33.8	99.9

LCM1 B5	0.0	54	42	86	0.49	11.43	1.82	0.49	0.90	0.49	0.17	1.58	2561.4	23.0	2558.5	46.5	2556.2	40.4	100.2
LCM1 B7	0.0	37	112	112	1.01	4.02	2.58	0.29	1.56	0.61	0.10	2.05	1638.0	25.6	1637.3	42.2	1636.3	33.6	100.1
LCM1 B8	0.0	40	88	42	2.09	13.69	2.20	0.53	0.95	0.43	0.19	1.98	2728.4	26.0	2728.7	60.0	2728.9	54.1	100.0
LCM1 B13	0.0	96	296	295	1.01	4.08	2.86	0.29	1.74	0.61	0.10	2.27	1652.0	28.7	1649.8	47.2	1647.0	37.4	100.3
LCM1 B14	0.0	17	35	33	1.09	4.92	5.12	0.32	1.57	0.31	0.11	4.88	1805.4	28.3	1806.2	92.6	1807.1	88.2	99.9
LCM1 B16	0.0	61	235	190	1.25	3.77	3.18	0.27	1.91	0.60	0.10	2.54	1553.8	29.7	1585.9	50.4	1628.8	41.4	95.4
LCM1 B17	0.0	81	257	296	0.87	4.38	4.84	0.30	4.37	0.90	0.10	2.07	1708.7	74.7	1708.2	82.6	1707.5	35.4	100.1
LCM1 B18	0.0	28	71	65	1.11	4.99	2.09	0.33	1.01	0.48	0.11	1.84	1817.1	18.3	1816.9	38.0	1816.7	33.3	100.0
LCM1 B19	0.0	49	205	85	2.44	11.56	1.58	0.49	1.06	0.67	0.17	1.17	2553.6	27.0	2569.1	40.5	2581.3	30.2	98.9
LCM1 B21	0.0	19	51	44	1.17	5.11	2.15	0.33	1.17	0.55	0.11	1.80	1839.5	21.6	1837.5	39.5	1835.1	33.1	100.2
LCM1 B22	0.0	77	115	245	0.47	3.73	2.24	0.28	1.20	0.54	0.10	1.89	1578.4	19.0	1578.7	35.4	1579.1	29.9	100.0
LCM1 B23	0.0	34	75	80	0.94	4.57	3.98	0.31	3.56	0.89	0.11	1.79	1743.1	62.1	1743.5	69.5	1743.9	31.2	100.0
LCM1 B24	0.0	31	64	71	0.91	5.71	2.58	0.35	1.94	0.75	0.12	1.70	1933.4	37.4	1932.9	49.8	1932.3	32.9	100.1
LCM1 B25	0.0	27	37	77	0.48	4.26	2.23	0.30	1.22	0.55	0.10	1.87	1686.3	20.5	1686.2	37.6	1686.0	31.5	100.0
LCM1 B28	0.0	9	19	21	0.93	5.70	2.22	0.35	1.10	0.49	0.12	1.93	1932.6	21.2	1931.9	42.8	1931.0	37.2	100.1

LCM1 B30	0.0	26	68	61	1.13	4.06	3.06	0.29	1.36	0.45	0.10	2.74	1646.1	22.4	1645.4	50.4	1644.6	45.1	100.1
LCM1 B34	0.0	12	22	34	0.64	3.91	2.88	0.29	2.17	0.75	0.10	1.89	1618.7	35.1	1615.5	46.5	1611.3	30.5	100.5
LCM1 B35	0.0	34	128	114	1.12	3.54	2.22	0.27	1.33	0.60	0.10	1.78	1524.9	20.2	1535.9	34.1	1551.1	27.7	98.3
LCM1 B36	0.0	21	202	69	2.96	3.77	2.26	0.27	1.54	0.68	0.10	1.65	1527.8	23.6	1585.6	35.8	1663.3	27.4	91.9
LCM1 B37	0.0	15	21	40	0.55	3.89	3.45	0.28	1.70	0.49	0.10	3.00	1615.5	27.5	1611.1	55.6	1605.4	48.2	100.6
LCM1 B38	0.1	62	212	147	1.45	3.44	3.21	0.27	1.77	0.55	0.09	2.68	1517.2	26.8	1514.2	48.6	1510.0	40.4	100.5
LCM1 B39	0.0	13	20	43	0.46	3.74	2.37	0.27	1.35	0.57	0.10	1.95	1561.8	21.1	1580.4	37.4	1605.4	31.3	97.3
LCM1 B41	0.0	19	24	32	0.75	11.14	2.55	0.47	0.61	0.24	0.17	2.48	2492.9	15.3	2534.8	64.7	2568.4	63.6	97.1
LCM1 B42	0.0	24	76	78	0.99	3.71	1.76	0.28	1.03	0.58	0.10	1.43	1575.6	16.2	1573.7	27.8	1571.1	22.5	100.3
LCM1 B72	0.0	14	20	36	0.55	4.51	1.51	0.31	0.68	0.45	0.11	1.35	1734.4	11.8	1733.2	26.1	1731.8	23.3	100.2
LCM1 B73	0.0	26	26	44	0.60	10.76	1.05	0.47	0.54	0.51	0.16	0.90	2499.2	13.5	2502.3	26.4	2504.8	22.6	99.8
LCM1 B75	0.0	15	23	56	0.42	2.63	1.78	0.22	0.80	0.45	0.09	1.58	1262.1	10.1	1309.3	23.3	1387.3	22.0	91.0

Dados geocronológicos U-Pb da estrutura de Xambioá. Sendo: ^a Fração não radiogênica do ²⁰⁶Pb no ponto analisado do zircão, onde $f^{206} = \frac{[^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c}{[^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_a}$ (c= comum, a= amostra).

^b As razões Th/U e quantidades de Th, Pb e U (em ppm) são calculados em relação ao zircão padrão GJ-1. ^c Corrigido para o fracionamento U/Pb do teor de fundo (background) e entre as leituras (within-run) e normalizado em relação ao zircão de referência GJ-1 (valores ID-TIMS/valores medidos), $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ calculada usando $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / ^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} * 1/137,88$. ^d Rho é o erro de correlação definido como o quociente dos erros propagados das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. ^e corrigido para fracionamento de massa por normalização para o zircão de referência GJ-1 e Pb comum usando o modelo de composição de Pb de Stacey & Kramers (1975). ^f Grau de concordância = $(\text{idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * 100 / \text{idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$

A.2 Estrutura de Grota Rica (18LCM-07)

Spot		Pb	Th	U		Razões Isotópicas ^c						Idades (Ma)						f ^f Conc %	
						²⁰⁷ Pb/ 1 s	²⁰⁶ Pb/ 1 s		²⁰⁷ Pb/ 1 s	²⁰⁶ Pb/ 1 s		²⁰⁷ Pb/ 1 s		²⁰⁷ Pb/ 1 s		²⁰⁶ Pb/ 1 s			
Número	f ₂₀₆ ^a	ppm	ppm	ppm	Th/U ^b	²³⁵ U [%]	²³⁸ U [%]	Rho ^d	²⁰⁶ Pb ^e [%]		²³⁸ U abs	²³⁵ U abs	²⁰⁶ Pb abs		²³⁸ U abs	²³⁵ U abs	²⁰⁶ Pb abs		6/8- 7/6
LCM7 B4	0.0007	78	144	202	0.72	4.82	2.93	0.32	1.28	0.44	0.11	2.63	1788.5	22.8	1788.2	52.3	1787.8	47.1	100.0
LCM7 B6	0.0103	57	560	365	1.55	2.07	5.10	0.19	3.38	0.66	0.08	3.82	1118.7	37.8	1137.7	58.0	1174.0	44.9	95.3
LCM7 B9	0.0053	67	432	257	1.70	2.29	4.05	0.20	2.09	0.52	0.08	3.47	1178.4	24.7	1209.7	49.0	1266.1	43.9	93.1
LCM7 B10	0.0	100	184	205	0.90	14.83	2.87	0.54	1.82	0.63	0.20	2.22	2800.4	50.9	2804.3	80.4	2807.1	62.3	99.8
LCM7 B12	0.0	93	1311	242	5.46	4.72	4.80	0.32	3.27	0.68	0.11	3.51	1774.7	58.1	1770.8	84.9	1766.1	61.9	100.5
LCM7 B14	0.0	174	301	251	1.21	26.03	2.33	0.68	1.84	0.79	0.28	1.43	3362.9	61.8	3347.6	77.9	3338.5	47.7	100.7
LCM7 B16	0.0	77	105	154	0.69	7.66	3.10	0.41	1.32	0.43	0.14	2.81	2193.0	28.9	2192.2	68.0	2191.4	61.5	100.1
LCM7 B21	0.0	62	905	290	3.15	3.93	5.61	0.29	4.15	0.74	0.10	3.77	1624.3	67.4	1619.5	90.8	1613.2	60.9	100.7
LCM7 B24	0.0	21	30	80	0.38	2.64	5.08	0.23	2.84	0.56	0.08	4.22	1311.3	37.2	1311.1	66.7	1310.9	55.3	100.0
LCM7 B25	0.1	241	191	229	0.84	14.09	5.60	0.53	1.25	0.22	0.19	5.45	2757.8	34.5	2755.7	154.2	2754.1	150.2	100.1
LCM7 B28	0.0	24	68	53	1.30	4.93	3.98	0.32	2.32	0.58	0.11	3.23	1808.1	41.9	1808.2	71.9	1808.4	58.5	100.0

LCM7 B30	0.0008	50	75	129	0.58	4.78	2.91	0.32	1.62	0.56	0.11	2.42	1782.5	28.8	1781.5	51.9	1780.4	43.1	100.1
LCM7 B31	0.0080	150	751	441	1.71	5.18	4.19	0.33	3.36	0.80	0.11	2.50	1831.0	61.6	1850.0	77.5	1871.5	46.7	97.8
LCM7 B32	0.0049	29	37	104	0.36	2.54	4.81	0.22	3.18	0.66	0.08	3.60	1283.9	40.9	1284.4	61.8	1285.4	46.3	99.9
LCM7 B33	0.0043	58	414	177	2.36	4.58	3.49	0.31	2.54	0.73	0.11	2.40	1736.6	44.1	1745.9	61.0	1757.1	42.1	98.8
LCM7 B34	0.0070	38	69	136	0.51	2.71	3.67	0.23	2.17	0.59	0.09	2.96	1330.8	28.9	1331.5	48.8	1332.6	39.4	99.9
LCM7 B37	0.0	101	115	354	0.33	3.47	4.33	0.26	2.39	0.55	0.10	3.61	1511.3	36.1	1519.7	65.8	1531.4	55.3	98.7
LCM7 B39	0.0	39	67	82	0.82	6.56	3.38	0.37	1.75	0.52	0.13	2.89	2043.9	35.8	2053.3	69.5	2062.8	59.7	99.1
LCM7 B40	0.0041	20	42	41	1.03	5.22	3.28	0.33	1.70	0.52	0.11	2.81	1853.9	31.5	1855.5	60.9	1857.2	52.2	99.8
LCM7 B43	0.0	75	70	257	0.27	3.32	3.22	0.26	1.24	0.39	0.09	2.98	1485.5	18.5	1484.9	47.9	1484.1	44.2	100.1
LCM7 B48	0.0	29	203	246	0.83	0.71	5.46	0.09	3.46	0.63	0.06	4.22	542.4	18.8	542.0	29.6	540.0	22.8	100.4
LCM7 B51	0.0	32	112	99	1.14	4.21	2.36	0.29	1.13	0.48	0.10	2.07	1660.2	18.7	1676.7	39.5	1697.4	35.1	97.8
LCM7 B52	0.0	103	579	432	1.35	3.98	2.45	0.27	1.24	0.51	0.11	2.11	1557.1	19.4	1629.2	39.9	1723.6	36.3	90.3
LCM7 B55	0.0	45	77	129	0.60	4.79	2.65	0.32	1.64	0.62	0.11	2.08	1788.2	29.3	1783.9	47.2	1779.0	37.0	100.5
LCM7 B62	0.0	107	180	176	1.03	13.29	1.88	0.49	1.37	0.73	0.20	1.28	2554.8	35.1	2700.7	50.7	2811.7	35.9	90.9
LCM7 B64	0.0017	30	41	60	0.69	6.75	3.07	0.38	1.16	0.38	0.13	2.84	2080.6	24.2	2079.8	63.9	2079.0	59.1	100.1

LCM7 C3	0.0095	37	187	116	1.63	4.23	4.52	0.30	3.29	0.73	0.10	3.11	1682.1	55.3	1680.7	76.0	1679.0	52.2	100.2
LCM7 C5	0.0018	91	243	130	1.89	12.58	3.69	0.48	2.06	0.56	0.19	3.06	2527.3	52.1	2648.9	97.8	2743.2	84.0	92.1
LCM7 C8	0.0040	20	34	59	0.57	4.84	3.34	0.32	1.96	0.59	0.11	2.71	1792.7	35.1	1791.7	59.8	1790.6	48.4	100.1
LCM7 C9	0.0016	31	77	78	1.00	4.68	2.79	0.31	1.30	0.47	0.11	2.47	1764.4	23.0	1762.9	49.2	1761.2	43.4	100.2
LCM7 C11	0.0	55	328	205	1.61	2.90	4.69	0.22	3.49	0.74	0.10	3.13	1282.0	44.8	1382.8	64.9	1542.1	48.3	83.1
LCM7 C12	0.0	78	308	143	2.16	18.40	2.90	0.63	2.45	0.85	0.21	1.55	3165.5	77.6	3011.0	87.3	2909.5	45.0	108.8
LCM7 C15	0.0	26	128	137	0.94	1.82	7.19	0.15	6.27	0.87	0.09	3.52	924.8	58.0	1051.8	75.6	1325.8	46.7	69.8
LCM7 C16	0.1	77	545	211	2.60	7.49	3.56	0.29	3.06	0.86	0.19	1.83	1646.5	50.4	2171.3	77.4	2712.2	49.5	60.7
LCM7 C17	0.0	55	148	148	1.00	7.07	3.16	0.37	2.19	0.70	0.14	2.27	2013.9	44.2	2119.8	66.9	2224.1	50.5	90.6
LCM7 C18	0.0	38	1179	311	3.81	1.18	8.94	0.10	8.21	0.92	0.09	3.54	611.6	50.2	790.5	70.6	1335.1	47.2	45.8
LCM7 C19	0.0	75	822	435	1.90	1.50	7.34	0.12	6.62	0.90	0.09	3.16	717.7	47.5	929.7	68.2	1472.8	46.6	48.7
LCM7 C20	0.0	81	723	260	2.80	6.52	3.65	0.24	3.31	0.91	0.20	1.54	1381.3	45.7	2048.0	74.7	2807.8	43.3	49.2
LCM7 C21	0.0	63	43	100	0.43	16.04	2.72	0.54	1.64	0.60	0.21	2.17	2800.9	45.9	2879.2	78.3	2934.4	63.7	95.5
LCM7 C22	0.0	7	15	15	1.01	5.27	6.46	0.34	3.28	0.51	0.11	5.57	1872.1	61.4	1863.5	120.4	1853.9	103.2	101.0
LCM7 C32	0.0	39	266	100	2.68	13.55	4.79	0.53	3.95	0.82	0.19	2.72	2726.9	107.7	2718.9	130.4	2712.9	73.8	100.5

LCM7 C42	0.0	19	53	63	0.85	4.75	4.96	0.32	3.46	0.70	0.11	3.54	1780.4	61.7	1775.6	88.0	1770.0	62.7	100.6
LCM7 C43	0.0	23	79	68	1.17	3.53	7.18	0.27	3.22	0.45	0.10	6.42	1532.7	49.4	1533.3	110.2	1534.1	98.5	99.9
LCM7 C51	0.0	8	21	18	1.19	5.18	4.80	0.33	2.90	0.60	0.11	3.82	1855.4	53.8	1848.8	88.7	1841.5	70.4	100.8
LCM7 C53	0.0	14	38	31	1.26	5.63	8.40	0.35	2.95	0.35	0.12	7.87	1921.0	56.7	1921.0	161.4	1921.0	151.1	100.0
LCM7 C57	0.0	42	102	92	1.11	12.14	5.04	0.48	3.24	0.64	0.18	3.85	2511.9	81.5	2615.0	131.7	2695.8	103.9	93.2
LCM7 D4	0.0	35	83	121	0.69	2.39	4.93	0.21	1.69	0.34	0.08	4.63	1240.6	20.9	1239.7	61.1	1238.1	57.4	100.2
LCM7 D5	0.0	43	33	144	0.23	3.70	2.66	0.28	1.77	0.67	0.10	1.98	1569.9	27.8	1570.7	41.7	1571.7	31.1	99.9
LCM7 D8	0.0433	-57	-4	-228	0.02	0.94	15.45	0.11	7.87	0.51	0.06	13.29	673.3	53.0	673.3	104.0	673.2	89.5	100.0
LCM7 D10	0.0035	-37	-3	-112	0.02	1.56	12.45	0.16	5.09	0.41	0.07	11.36	956.2	48.6	955.4	119.0	953.7	108.4	100.3
LCM7 D11	0.0	78	137	179	0.77	5.80	3.45	0.35	0.80	0.23	0.12	3.35	1946.8	15.5	1946.4	67.1	1945.9	65.2	100.0
LCM7 D15	0.0	93	495	314	1.59	4.33	2.37	0.30	1.00	0.42	0.10	2.15	1699.3	17.0	1699.0	40.3	1698.6	36.6	100.0
LCM7 D25	0.0012	176	197	242	0.82	16.70	2.66	0.58	1.36	0.51	0.21	2.29	2929.0	39.9	2917.8	77.8	2910.0	66.7	100.7
LCM7 D29	0.0080	50	77	119	0.65	4.50	4.53	0.31	1.49	0.33	0.11	4.28	1730.3	25.8	1730.5	78.4	1730.8	74.0	100.0
LCM7 D30	0.0037	190	249	367	0.68	13.05	4.58	0.50	3.27	0.71	0.19	3.21	2623.7	85.8	2683.1	123.0	2728.1	87.6	96.2
LCM7 D33	0.0010	70	180	152	1.19	4.69	4.46	0.32	1.48	0.33	0.11	4.20	1770.9	26.2	1765.0	78.6	1758.0	73.9	100.7

LCM7 D38	0.0085	49	259	171	1.53	3.29	4.24	0.26	2.23	0.53	0.09	3.60	1479.3	33.0	1478.6	62.7	1477.6	53.2	100.1
LCM7 D42	0.0034	113	432	440	0.99	4.13	3.97	0.29	1.78	0.45	0.10	3.55	1642.4	29.2	1659.5	65.9	1681.2	59.7	97.7
LCM7 D44	0.0041	87	68	120	0.57	17.47	2.01	0.58	1.08	0.54	0.22	1.70	2960.3	31.9	2961.1	59.6	2961.6	50.3	100.0
LCM7 D46	0.0039	117	250	401	0.63	3.58	4.00	0.26	1.70	0.43	0.10	3.62	1479.7	25.2	1545.4	61.8	1636.4	59.2	90.4
LCM7 D47	0.0055	52	104	125	0.84	4.67	2.89	0.31	1.33	0.46	0.11	2.57	1755.0	23.3	1762.2	50.9	1770.7	45.5	99.1
LCM7 D53	0.0032	94	214	247	0.87	13.49	4.80	0.52	4.07	0.85	0.19	2.55	2679.0	109.1	2714.7	130.4	2741.4	69.8	97.7
LCM7 D55	0.0006	75	89	214	0.42	4.81	3.31	0.32	2.28	0.69	0.11	2.39	1792.9	40.9	1786.8	59.1	1779.6	42.6	100.8
LCM7 D57	0.0078	91	284	198	1.44	6.09	3.35	0.36	1.33	0.40	0.12	3.08	1989.6	26.4	1989.0	66.7	1988.5	61.2	100.1
LCM7 D58	0.0	103	739	454	1.64	2.77	3.85	0.22	1.86	0.48	0.09	3.37	1302.5	24.2	1347.5	51.9	1419.7	47.9	91.7
LCM7 D62	0.0	66	98	107	0.92	5.19	3.11	0.33	1.21	0.39	0.11	2.87	1859.6	22.5	1850.5	57.6	1840.4	52.8	101.0
LCM7 D64	0.0	80	120	184	0.66	6.45	2.54	0.37	0.78	0.31	0.13	2.42	2038.9	15.8	2038.5	51.8	2038.2	49.3	100.0
LCM7 D65	0.0	33	70	79	0.89	4.16	3.67	0.29	1.32	0.36	0.10	3.42	1665.4	22.1	1665.7	61.1	1666.2	57.0	100.0

Dados geocronológicos U-Pb da estrutura de Grotta Rica. Sendo: ^a Fração não radiogênica do ²⁰⁶Pb no ponto analisado do zircão, onde $f^{206} = [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c / [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_a$ (c= comum, a= amostra). ^b As razões Th/U e quantidades de Th, Pb e U (em ppm) são calculados em relação ao zircão padrão GJ-1. ^c Corrigido para o fracionamento U/Pb do teor de fundo (background) e entre as leituras (within-run) e normalizado em relação ao zircão de referência GJ-1 (valores ID-TIMS/valores medidos), ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculada usando (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb) / ²³⁸U/²⁰⁶Pb * 1/137,88). ^d Rho é o erro de correlação definido como o quociente dos erros propagados das razões ²⁰⁶Pb/²³⁸U e ²⁰⁷Pb/²³⁵U. ^e corrigido para fracionamento de massa por normalização para o zircão de referência GJ-1 e Pb comum usando o modelo de composição de Pb de Stacey & Kramers (1975). ^f Grau de concordância = (idade ²⁰⁶Pb/²³⁸U * 100/idade ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb).

A.3 Estrutura de Cantão (18LCM-05)

Spot		Pb	Th	U		Razões Isotópicas ^c						Idades (Ma)						^f Conc %	
						²⁰⁷ Pb/ 1 s	²⁰⁶ Pb/ 1 s		²⁰⁷ Pb/ 1 s	²⁰⁶ Pb/ 1 s	²⁰⁷ Pb/ 1 s	²⁰⁶ Pb/ 1 s	²⁰⁷ Pb/ 1 s	²⁰⁶ Pb/ 1 s	²⁰⁷ Pb/ 1 s	²⁰⁶ Pb/ 1 s			
Número	<i>f</i> ₂₀₆ ^a	ppm	ppm	ppm	Th/U ^b	²³⁵ U [%]	²³⁸ U [%]	Rho ^d	²⁰⁶ Pb ^e [%]		²³⁸ U abs	²³⁵ U abs	²⁰⁶ Pb abs	6/8-7/6					
LCM5 A1	0.01	57	125	173	0.73	4.49	2.39	0.31	1.23	0.51	0.11	2.05	1730.3	21.2	1729.0	41.4	1727.4	35.5	100.2
LCM5 A2	0.02	39	81	251	0.32	3.23	4.58	0.26	3.86	0.84	0.09	2.47	1472.7	56.8	1464.5	67.1	1452.7	35.9	101.4
LCM5 A3	0.00	17	29	58	0.50	3.37	2.95	0.25	1.78	0.60	0.10	2.35	1463.9	26.1	1497.4	44.1	1545.1	36.3	94.7
LCM5 A4	0.00	18	35	44	0.80	5.33	2.31	0.34	0.92	0.40	0.11	2.12	1899.3	17.5	1873.7	43.3	1845.5	39.1	102.9
LCM5 A5	0.01	11	20	46	0.42	2.67	2.93	0.23	1.20	0.41	0.09	2.67	1323.4	15.9	1320.8	38.7	1316.6	35.1	100.5
LCM5 A7	0.01	5	13	22	0.60	2.87	4.39	0.24	2.52	0.57	0.09	3.60	1373.4	34.6	1373.6	60.4	1373.8	49.5	100.0
LCM5 A8	0.1	59	79	288	0.27	1.20	5.55	0.13	2.18	0.39	0.07	5.10	801.0	17.5	801.6	44.4	803.2	40.9	99.7
LCM5 A9	0.09	51	55	111	0.50	3.46	2.89	0.27	1.07	0.37	0.09	2.69	1521.5	16.2	1517.8	43.9	1512.6	40.7	100.6
LCM5 A10	0.029	11	15	27	0.57	3.68	5.59	0.28	2.51	0.45	0.10	5.00	1572.9	39.5	1568.0	87.7	1561.3	78.0	100.7
LCM5 A11	0.00	38	35	125	0.28	3.60	4.24	0.27	1.09	0.26	0.10	4.10	1558.6	16.9	1550.5	65.8	1539.5	63.2	101.2

LCM5 A12	0.042	44	108	258	0.42	3.63	5.51	0.27	3.80	0.69	0.10	3.99	1556.8	59.2	1556.5	85.8	1556.2	62.1	100.0
LCM5 A13	0.002	33	34	136	0.25	3.08	3.35	0.25	1.50	0.45	0.09	3.00	1428.4	21.4	1427.5	47.8	1426.2	42.8	100.2
LCM5 A14	0.030	5	8	21	0.37	2.36	14.21	0.21	13.70	0.96	0.08	3.78	1231.4	168.7	1231.4	175.0	1231.3	46.5	100.0
LCM5 A15	0.028	19	24	58	0.41	3.07	4.39	0.25	2.15	0.49	0.09	3.83	1428.2	30.7	1424.3	62.5	1418.5	54.3	100.7
LCM5 A16	0.031	13	30	35	0.86	4.02	2.55	0.30	1.13	0.44	0.10	2.29	1687.7	19.1	1637.5	41.8	1573.7	36.0	107.2
LCM5 A18	0.020	26	37	91	0.41	2.72	4.12	0.23	1.69	0.41	0.09	3.76	1337.3	22.6	1333.7	55.0	1328.0	49.9	100.7
LCM5 A19	0.050	42	103	273	0.38	1.45	4.38	0.15	2.81	0.64	0.07	3.36	909.7	25.6	909.0	39.8	907.4	30.5	100.2
LCM5 A20	0.005	35	56	120	0.47	3.18	2.50	0.26	1.18	0.47	0.09	2.21	1464.6	17.2	1451.5	36.3	1432.5	31.6	102.2
LCM5 A21	0.00	20	45	43	1.05	5.69	4.75	0.35	1.14	0.24	0.12	4.61	1943.0	22.2	1929.5	91.6	1915.2	88.3	101.5
LCM5 A22	0.00	19	31	70	0.45	2.37	4.60	0.21	1.61	0.35	0.08	4.31	1234.2	19.8	1235.0	56.8	1236.5	53.3	99.8
LCM5 A23	0.10	60	124	325	0.39	1.25	5.28	0.14	2.94	0.56	0.07	4.39	822.4	24.2	821.9	43.4	820.5	36.0	100.2
LCM5 A24	0.04	22	30	90	0.34	1.40	28.44	0.15	3.61	0.13	0.07	28.21	899.4	32.5	888.4	252.6	861.2	242.9	104.4
LCM5 A25	0.00	86	82	129	0.64	13.32	1.75	0.52	0.96	0.55	0.18	1.46	2716.2	26.2	2702.8	47.2	2692.8	39.2	100.9
LCM5 A26	0.00	24	24	77	0.31	4.38	3.53	0.30	1.07	0.30	0.10	3.37	1711.7	18.2	1709.2	60.4	1706.2	57.5	100.3
LCM5 A27	0.01	52	154	167	0.93	3.33	3.38	0.26	1.18	0.35	0.09	3.17	1490.3	17.5	1489.3	50.3	1487.8	47.1	100.2

LCM5 A28	0.01	27	41	72	0.57	4.55	3.09	0.31	1.31	0.42	0.11	2.80	1742.6	22.8	1740.3	53.8	1737.5	48.7	100.3
LCM5 A29	0.00	20	64	61	1.07	3.34	3.04	0.26	1.13	0.37	0.09	2.82	1496.2	17.0	1491.2	45.3	1484.1	41.9	100.8
LCM5 A30	0.0	27	52	109	0.48	2.58	3.86	0.22	1.85	0.48	0.08	3.39	1294.4	24.0	1293.8	49.9	1292.8	43.8	100.1
LCM5 A31	0.00	29	38	99	0.39	3.79	4.84	0.28	1.25	0.26	0.10	4.67	1594.3	20.0	1590.9	77.0	1586.3	74.1	100.5
LCM5 A32	0.00	34	54	133	0.41	2.76	5.84	0.23	1.65	0.28	0.09	5.60	1347.2	22.2	1345.1	78.6	1341.7	75.2	100.4
LCM5 A33	0.0	45	57	192	0.30	2.60	4.04	0.22	2.18	0.54	0.08	3.40	1301.6	28.4	1300.7	52.5	1299.1	44.1	100.2
LCM5 A34	0.0	44	51	160	0.32	3.16	3.45	0.25	1.48	0.43	0.09	3.12	1446.9	21.4	1446.6	49.9	1446.1	45.1	100.1
LCM5 A35	0.0	53	81	240	0.34	1.99	5.30	0.19	1.96	0.37	0.08	4.93	1113.7	21.8	1113.3	59.0	1112.4	54.8	100.1
LCM5 A36	0.0	13	26	35	0.75	3.95	4.56	0.29	3.27	0.72	0.10	3.18	1621.2	53.0	1623.5	74.1	1626.4	51.8	99.7
LCM5 A37	0.1	25	48	56	0.87	4.14	4.04	0.30	2.67	0.66	0.10	3.04	1666.6	44.4	1663.2	67.2	1658.8	50.4	100.5
LCM5 A38	0.0	18	20	49	0.42	3.45	3.47	0.27	1.58	0.46	0.09	3.09	1551.5	24.6	1515.4	52.7	1465.3	45.3	105.9
LCM5 A39	0.1	49	38	69	0.55	7.40	10.17	0.41	1.64	0.16	0.13	10.03	2234.1	36.7	2161.5	219.8	2093.3	210.0	106.7
LCM5 A40	0.0	20	22	66	0.34	3.14	5.91	0.25	4.89	0.83	0.09	3.32	1446.2	70.7	1442.3	85.2	1436.7	47.7	100.7
LCM5 A41	0.00	43	135	160	0.86	2.95	5.79	0.25	1.87	0.32	0.09	5.48	1423.7	26.6	1396.0	80.8	1354.1	74.2	105.1
LCM5 A42	0.02	3	10	10	0.99	1.86	11.88	0.18	6.58	0.55	0.07	9.89	1074.7	70.8	1068.5	126.9	1056.0	104.4	101.8

LCM5 A43	0.00	40	70	137	0.52	3.40	5.00	0.26	1.30	0.26	0.09	4.82	1497.4	19.4	1505.3	75.2	1516.3	73.1	98.8
LCM5 A44	0.00	13	18	51	0.36	2.84	5.89	0.24	1.85	0.31	0.09	5.59	1368.4	25.3	1366.3	80.5	1363.1	76.2	100.4
LCM5 A45	0.00	20	45	75	0.61	2.91	5.45	0.24	1.54	0.28	0.09	5.23	1384.5	21.3	1383.3	75.4	1381.4	72.2	100.2
LCM5 A46	0.00	54	41	86	0.48	13.32	2.74	0.52	1.03	0.38	0.19	2.54	2705.3	27.9	2702.8	74.2	2700.9	68.7	100.2
LCM5 A47	0.00	25	45	74	0.61	3.80	5.45	0.28	1.59	0.29	0.10	5.21	1596.4	25.4	1593.1	86.8	1588.7	82.8	100.5
LCM5 A48	0.01	5	8	17	0.46	3.16	7.11	0.25	2.86	0.40	0.09	6.51	1442.9	41.3	1447.2	103.0	1453.5	94.7	99.3
LCM5 A49	0.02	19	21	51	0.41	4.17	4.20	0.30	1.41	0.34	0.10	3.95	1675.2	23.7	1669.1	70.0	1661.4	65.7	100.8
LCM5 A50	0.00	35	56	85	0.66	5.55	3.49	0.35	1.05	0.30	0.12	3.33	1929.9	20.2	1908.9	66.7	1886.2	62.8	102.3
LCM5 A51	0.01	25	31	119	0.27	2.66	4.72	0.23	1.46	0.31	0.09	4.49	1309.0	19.1	1318.1	62.3	1332.9	59.9	98.2
LCM5 A53	0.01	20	38	48	0.79	4.13	5.11	0.29	1.56	0.31	0.10	4.87	1661.1	26.0	1659.8	84.9	1658.1	80.7	100.2
LCM5 A54	0.02	4	14	14	1.06	2.50	10.51	0.22	3.88	0.37	0.08	9.77	1273.7	49.4	1273.1	133.8	1272.0	124.3	100.1
LCM5 A55	0.00	15	26	41	0.64	4.69	4.03	0.33	1.09	0.27	0.10	3.88	1839.5	20.1	1766.0	71.2	1680.1	65.2	109.5
LCM5 A56	0.00	36	80	139	0.58	3.31	4.85	0.26	1.35	0.28	0.09	4.66	1470.9	19.8	1482.9	72.0	1500.3	70.0	98.0
LCM5 A58	0.00	67	44	224	0.20	3.59	4.27	0.27	1.29	0.30	0.10	4.07	1546.6	20.0	1546.4	66.1	1546.1	63.0	100.0
LCM5 B5	0.00	37	89	124	0.72	3.75	2.75	0.28	1.31	0.48	0.10	2.41	1584.2	20.8	1582.2	43.5	1579.4	38.1	100.3

LCM5 B7	0.00	36	96	103	0.94	4.04	2.75	0.29	1.26	0.46	0.10	2.44	1643.3	20.7	1643.2	45.1	1643.0	40.1	100.0
LCM5 B9	0.00	15	38	52	0.75	2.62	3.70	0.23	2.11	0.57	0.08	3.04	1308.4	27.6	1306.7	48.3	1304.0	39.6	100.3
LCM5 B10	0.02	36	97	137	0.71	2.96	3.17	0.23	1.75	0.55	0.09	2.65	1356.8	23.7	1398.4	44.4	1462.4	38.7	92.8
LCM5 B11	0.01	11	16	37	0.43	3.41	3.38	0.26	1.65	0.49	0.09	2.95	1506.9	24.9	1506.2	50.9	1505.3	44.3	100.1
LCM5 B12	0.00	33	38	111	0.35	3.58	2.92	0.27	1.35	0.46	0.10	2.59	1548.0	20.8	1544.2	45.1	1539.0	39.9	100.6
LCM5 B13	0.00	39	68	194	0.35	2.17	3.75	0.20	1.59	0.42	0.08	3.39	1171.5	18.6	1171.8	43.9	1172.3	39.8	99.9
LCM5 B14	0.00	34	102	117	0.88	2.82	3.19	0.24	1.50	0.47	0.09	2.81	1361.4	20.4	1360.9	43.4	1360.3	38.3	100.1
LCM5 B15	0.00	15	29	38	0.76	4.92	2.86	0.32	1.45	0.51	0.11	2.46	1801.7	26.1	1806.4	51.7	1811.9	44.7	99.4
LCM5 B17	0.02	38	62	115	0.54	3.61	2.81	0.27	1.29	0.46	0.10	2.49	1554.5	20.1	1552.2	43.5	1549.2	38.6	100.3
LCM5 B18	0.01	8	5	42	0.11	2.71	4.57	0.23	2.61	0.57	0.09	3.75	1332.1	34.7	1331.2	60.8	1329.7	49.9	100.2
LCM5 B19	0.01	32	64	145	0.45	2.59	3.09	0.22	1.49	0.48	0.09	2.71	1255.8	18.7	1296.8	40.1	1365.4	37.0	92.0
LCM5 B20	0.00	13	33	42	0.80	2.86	3.66	0.24	1.93	0.53	0.09	3.11	1371.1	26.4	1370.5	50.1	1369.6	42.6	100.1
LCM5 B22	0.01	34	23	104	0.23	4.25	2.67	0.30	1.14	0.43	0.10	2.41	1691.1	19.4	1684.2	45.0	1675.7	40.4	100.9
LCM5 B23	0.01	10	17	31	0.55	3.00	4.05	0.24	2.30	0.57	0.09	3.33	1409.3	32.5	1407.5	57.0	1404.7	46.8	100.3
LCM5 B24	0.00	36	75	88	0.86	5.09	2.50	0.33	1.11	0.44	0.11	2.25	1842.0	20.4	1835.0	45.9	1827.1	41.0	100.8

LCM5 B25	0.0029	37	59	159	0.37	2.90	2.86	0.24	1.47	0.51	0.09	2.45	1382.3	20.4	1382.2	39.5	1382.1	33.9	100.0
LCM5 B26	0.0029	46	102	145	0.71	4.13	2.35	0.29	1.14	0.49	0.10	2.05	1624.8	18.5	1659.6	38.9	1703.8	34.9	95.4
LCM5 B27	0.0028	52	113	139	0.82	5.01	2.27	0.33	1.19	0.52	0.11	1.93	1826.8	21.7	1821.6	41.3	1815.7	35.1	100.6
LCM5 B28	0.0014	27	53	62	0.85	5.31	2.31	0.34	1.23	0.53	0.11	1.95	1872.6	23.0	1871.2	43.1	1869.7	36.4	100.2
LCM5 B29	0.0039	13	23	38	0.62	4.11	2.79	0.29	1.53	0.55	0.10	2.33	1661.0	25.4	1655.3	46.2	1648.1	38.4	100.8
LCM5 B30	0.0013	33	53	94	0.57	4.20	2.49	0.30	1.30	0.52	0.10	2.12	1678.2	21.8	1673.2	41.6	1666.9	35.4	100.7
LCM5 B32	0.036	18	16	51	0.32	3.88	2.95	0.28	1.39	0.47	0.10	2.60	1613.1	22.4	1608.9	47.5	1603.3	41.7	100.6
LCM5 B33	0.005	47	45	224	0.20	2.65	2.87	0.22	1.38	0.48	0.09	2.52	1292.7	17.9	1313.3	37.8	1347.2	33.9	96.0
LCM5 B34	0.008	12	17	37	0.45	4.57	2.75	0.31	1.40	0.51	0.11	2.37	1747.2	24.5	1744.0	48.0	1740.2	41.2	100.4
LCM5 B35	0.034	28	38	66	0.58	5.48	2.48	0.35	1.20	0.48	0.11	2.17	1947.0	23.4	1897.1	47.0	1843.0	40.0	105.6
LCM5 B38	0.0010	63	84	209	0.41	3.60	2.57	0.27	1.30	0.51	0.10	2.21	1549.3	20.1	1548.9	39.7	1548.4	34.3	100.1
LCM5 B39	0.0019	31	16	104	0.16	3.67	2.66	0.28	1.41	0.53	0.10	2.25	1567.3	22.1	1564.6	41.5	1560.9	35.1	100.4
LCM5 B43	0.050	39	76	163	0.47	1.70	4.04	0.14	3.11	0.77	0.09	2.59	852.9	26.5	1009.6	40.8	1367.3	35.4	62.4
LCM5 B46	0.0080	17	40	38	1.05	4.61	3.28	0.31	1.72	0.52	0.11	2.79	1754.0	30.1	1751.4	57.4	1748.2	48.8	100.3
LCM5 B47	0.0099	11	11	34	0.32	3.74	3.91	0.28	1.55	0.40	0.10	3.59	1583.8	24.6	1581.0	61.9	1577.2	56.7	100.4

LCM5 B48	0.0024	21	47	46	1.03	5.39	2.87	0.34	1.17	0.41	0.11	2.62	1891.2	22.1	1884.1	54.1	1876.2	49.2	100.8
LCM5 B49	0.0035	25	84	61	1.38	3.68	5.21	0.27	2.05	0.39	0.10	4.79	1550.6	31.7	1567.0	81.7	1589.2	76.2	97.6
LCM5 B50	0.0510	18	22	49	0.46	2.98	3.70	0.24	1.84	0.50	0.09	3.21	1403.8	25.9	1402.0	51.9	1399.1	44.9	100.3
LCM5 B51	0.0076	13	22	43	0.52	3.69	3.65	0.28	1.95	0.53	0.10	3.08	1574.3	30.7	1568.6	57.2	1560.9	48.1	100.9
LCM5 B52	0.0051	15	33	37	0.91	4.30	3.15	0.30	1.53	0.48	0.10	2.76	1698.0	26.0	1693.2	53.4	1687.2	46.5	100.6
LCM5 B54	0.0020	24	26	77	0.34	3.71	2.88	0.28	1.14	0.40	0.10	2.64	1574.3	18.0	1574.0	45.3	1573.6	41.5	100.0
LCM5 B55	0.0046	12	24	34	0.71	3.81	3.37	0.28	1.50	0.44	0.10	3.02	1595.2	23.9	1595.3	53.8	1595.4	48.2	100.0
LCM5 B56	0.0087	14	37	43	0.86	3.66	3.00	0.27	1.26	0.42	0.10	2.73	1563.5	19.7	1563.8	47.0	1564.1	42.7	100.0
LCM5 B57	0.0041	56	104	232	0.45	3.06	3.14	0.24	1.15	0.37	0.09	2.92	1396.9	16.0	1421.7	44.6	1459.0	42.6	95.7
LCM5 B59	0.0024	46	69	146	0.48	3.91	2.98	0.29	1.01	0.34	0.10	2.81	1658.4	16.7	1616.5	48.2	1562.5	43.9	106.1
LCM5 B60	0.0054	12	18	40	0.46	4.03	3.50	0.29	1.53	0.44	0.10	3.14	1641.8	25.1	1639.4	57.3	1636.2	51.4	100.3
LCM5 B61	0.0027	18	26	58	0.46	3.62	3.06	0.28	1.19	0.39	0.09	2.82	1573.0	18.7	1553.7	47.6	1527.5	43.1	103.0
LCM5 B63	0.0089	12	27	38	0.71	2.49	4.03	0.21	2.10	0.52	0.08	3.44	1254.0	26.3	1267.8	51.1	1291.4	44.4	97.1
LCM5 B64	0.0032	90	176	246	0.72	4.53	4.43	0.31	1.52	0.34	0.11	4.16	1716.6	26.1	1736.4	76.8	1760.4	73.2	97.5
LCM5 B65	0.0051	34	95	95	1.01	4.18	2.35	0.29	0.91	0.39	0.10	2.17	1636.3	14.9	1670.5	39.3	1713.7	37.2	95.5

LCM5 C2	0.0052	21	47	54	0.89	4.21	2.95	0.30	1.67	0.57	0.10	2.43	1679.7	28.1	1676.8	49.5	1673.2	40.7	100.4
LCM5 C4	0.0127	12	36	45	0.82	3.10	3.31	0.24	1.72	0.52	0.09	2.83	1409.8	24.3	1432.5	47.4	1466.3	41.5	96.1
LCM5 C6	0.0132	23	100	118	0.86	1.88	4.00	0.18	1.57	0.39	0.08	3.68	1049.8	16.5	1072.4	42.9	1118.7	41.2	93.8
LCM5 C8	0.0545	116	149	239	0.63	5.86	2.21	0.34	1.42	0.64	0.13	1.69	1865.9	26.5	1955.4	43.2	2051.4	34.7	91.0
LCM5 C9	0.0055	19	24	49	0.49	4.50	2.54	0.31	1.15	0.45	0.11	2.26	1730.8	19.9	1731.8	44.0	1733.0	39.2	99.9
LCM5 C18	0.0020	24	31	62	0.50	4.34	2.42	0.29	1.18	0.49	0.11	2.12	1648.9	19.5	1700.9	41.2	1765.6	37.3	93.4
LCM5 C19	0.0099	37	37	188	0.20	2.10	3.22	0.20	1.43	0.45	0.08	2.89	1151.5	16.5	1150.1	37.1	1147.4	33.1	100.4
LCM5 C27	0.0878	153	211	467	0.45	2.86	2.68	0.23	1.25	0.47	0.09	2.37	1328.0	16.6	1372.3	36.8	1441.9	34.2	92.1
LCM5 C28	0.0015	30	86	98	0.88	2.89	2.47	0.24	1.11	0.45	0.09	2.21	1380.2	15.4	1378.5	34.1	1375.8	30.4	100.3
LCM5 C29	0.0034	18	26	83	0.31	2.59	2.86	0.22	1.68	0.59	0.08	2.31	1304.2	21.9	1297.4	37.1	1286.1	29.8	101.4
LCM5 C35	0.0014	23	36	77	0.47	3.10	3.11	0.25	1.13	0.36	0.09	2.89	1435.0	16.2	1432.7	44.5	1429.2	41.4	100.4
LCM5 C38	0.1073	46	54	158	0.34	2.84	2.69	0.23	1.61	0.60	0.09	2.16	1340.0	21.5	1366.0	36.8	1407.0	30.4	95.2
LCM5 C43	0.0030	35	34	141	0.24	2.84	2.47	0.24	1.10	0.45	0.09	2.21	1367.0	15.1	1366.8	33.8	1366.6	30.2	100.0
LCM5 C45	0.0014	39	90	93	0.98	4.78	2.65	0.32	1.08	0.41	0.11	2.42	1785.0	19.3	1781.5	47.2	1777.5	43.0	100.4
LCM5 C47	0.0073	36	30	122	0.25	3.48	3.02	0.27	1.13	0.37	0.09	2.80	1528.9	17.2	1523.1	45.9	1515.0	42.4	100.9

Dados geocronológicos U-Pb da estrutura de Cantão. Sendo: ^a Fração não radiogênica do ²⁰⁶Pb no ponto analisado do zircão, onde $f^{206} = \frac{[^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c}{[^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_a}$ (c= comum, a= amostra). ^b As razões Th/U e quantidades de Th, Pb e U (em ppm) são calculados em relação ao zircão padrão GJ-1. ^c Corrigido para o fracionamento U/Pb do teor de fundo (background) e entre as leituras (within-run) e normalizado em relação ao zircão de referência GJ-1 (valores ID-TIMS/valores medidos), ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculada usando $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} * 1/137,88)$. ^d Rho é o erro de correlação definido como o quociente dos erros propagados das razões ²⁰⁶Pb/²³⁸U e ²⁰⁷Pb/²³⁵U. ^e corrigido para fracionamento de massa por normalização para o zircão de referência GJ-1 e Pb comum usando o modelo de composição de Pb de Stacey & Kramers (1975). ^f Grau de concordância = $(\text{idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * 100 / \text{idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$.

A.4 Estrutura de Colmeia (14CM-11)

						Razões Isotópicas ^c						Idades (Ma)							
Spot		Pb	Th	U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s		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	^f Conc %
Número	<i>f</i> ₂₀₆ ^a	ppm	ppm	ppm	Th/U ^b	²³⁵ U	[%]	²³⁸ U	[%]	Rho ^d	²⁰⁶ Pb ^e	[%]	²³⁸ U	abs	²³⁵ U	abs	²⁰⁶ Pb	abs	6/8- 7/6
CM11 A1	0.0007	10	35	41	0.88	2.20	1.91	0.20	1.03	0.54	0.08	1.61	1195.6	12.3	1179.7	22.6	1150.7	18.6	103.9
CM11 A2	0.0007	25	33	32	1.03	16.36	0.86	0.57	0.51	0.59	0.21	0.69	2910.6	14.8	2898.3	24.9	2889.8	20.0	100.7
CM11 A3	0.0031	15	34	63	0.54	2.25	1.79	0.20	0.85	0.48	0.08	1.57	1196.2	10.2	1195.4	21.4	1193.8	18.8	100.2
CM11 A5	0.0015	79	401	315	1.28	1.93	1.72	0.18	0.91	0.53	0.08	1.46	1076.5	9.8	1092.4	18.8	1124.1	16.5	95.8
CM11 A6	0.0016	7	21	28	0.74	2.01	2.27	0.19	1.31	0.58	0.08	1.86	1116.6	14.6	1118.1	25.4	1120.9	20.8	99.6
CM11 A7	0.0026	9	28	40	0.70	1.80	2.27	0.18	1.37	0.60	0.07	1.81	1043.4	14.3	1044.2	23.7	1045.9	18.9	99.8
CM11 A8	0.0057	6	30	25	1.23	1.96	2.46	0.19	1.05	0.43	0.08	2.22	1101.6	11.6	1102.7	27.1	1105.0	24.6	99.7
CM11 A9	0.0099	2	9	8	1.12	1.63	6.41	0.17	3.75	0.58	0.07	5.20	986.9	37.0	983.7	63.1	976.4	50.8	101.1
CM11 A10	0.0242	5	17	22	0.76	1.48	3.04	0.15	1.73	0.57	0.07	2.50	895.1	15.5	922.7	28.1	989.5	24.8	90.5
CM11 B1	0.0592	9	39	32	1.21	2.20	3.54	0.20	2.20	0.62	0.08	2.77	1181.7	26.0	1181.4	41.8	1180.8	32.7	100.1
CM11 B2	0.0097	4	13	13	0.99	2.27	3.21	0.20	1.82	0.57	0.08	2.64	1188.7	21.7	1203.0	38.6	1228.8	32.4	96.7

CM11 B3	0.0220	2	10	9	1.12	2.17	4.17	0.20	1.62	0.39	0.08	3.84	1171.8	19.0	1171.5	48.9	1170.9	45.0	100.1
CM11 B4	0.0063	26	27	34	0.79	16.76	0.69	0.59	0.36	0.52	0.21	0.59	2987.4	10.6	2921.3	20.1	2876.1	16.9	103.9
CM11 B5	0.0018	10	39	40	1.00	2.32	1.79	0.21	0.86	0.48	0.08	1.57	1216.2	10.4	1217.3	21.8	1219.1	19.2	99.8
CM11 B6	0.0014	15	63	57	1.11	2.08	1.61	0.19	0.94	0.59	0.08	1.31	1142.3	10.8	1141.0	18.4	1138.5	14.9	100.3
CM11 B7	0.0127	4	13	15	0.86	2.15	3.69	0.20	1.96	0.53	0.08	3.13	1161.9	22.8	1165.2	43.0	1171.2	36.6	99.2
CM11 B8	0.0122	3	10	10	1.04	1.99	4.05	0.19	1.89	0.47	0.08	3.58	1114.7	21.0	1110.8	45.0	1103.1	39.5	101.0
CM11 B9	0.0374	2	7	8	0.93	2.23	6.40	0.20	3.53	0.55	0.08	5.34	1196.2	42.2	1191.6	76.2	1183.3	63.2	101.1
CM11 B10	0.0010	10	29	42	0.69	2.13	1.71	0.20	0.99	0.58	0.08	1.39	1158.3	11.5	1159.6	19.8	1162.0	16.2	99.7
CM11 C1	0.0258	4	26	20	1.31	2.09	4.46	0.19	2.76	0.62	0.08	3.50	1147.4	31.7	1146.0	51.1	1143.2	40.0	100.4
CM11 C2	0.0010	12	30	20	1.50	6.73	1.31	0.38	0.74	0.57	0.13	1.08	2078.7	15.4	2076.3	27.1	2073.8	22.3	100.2
CM11 C3	0.0163	8	35	34	1.05	2.14	2.40	0.20	1.47	0.61	0.08	1.90	1158.2	17.0	1162.1	27.9	1169.2	22.3	99.1
CM11 C4	0.0005	28	41	33	1.23	15.95	0.86	0.56	0.59	0.70	0.21	0.61	2863.7	17.0	2873.7	24.6	2880.7	17.7	99.4
CM11 C5	0.0035	5	3	7	0.36	17.13	2.14	0.56	1.23	0.57	0.22	1.76	2866.9	35.2	2942.3	63.0	2994.3	52.6	95.7
CM11 C6	0.0446	2	7	8	0.88	2.20	4.99	0.20	2.63	0.53	0.08	4.24	1179.5	31.0	1180.6	58.9	1182.8	50.2	99.7
CM11C7	0.0570	2	22	11	2.07	1.67	4.33	0.16	3.04	0.70	0.08	3.08	950.7	28.9	998.6	43.2	1105.3	34.1	86.0

CM11 C8	0.0009	8	27	33	0.85	2.15	1.65	0.20	0.83	0.50	0.08	1.42	1166.8	9.7	1166.0	19.2	1164.5	16.6	100.2
CM11 C9	0.0453	2	4	6	0.69	2.17	5.19	0.20	3.37	0.65	0.08	3.95	1162.9	39.2	1170.8	60.8	1185.3	46.8	98.1
CM11 C10	0.0316	3	10	11	0.94	2.17	2.83	0.20	1.53	0.54	0.08	2.38	1167.8	17.9	1170.8	33.2	1176.4	28.0	99.3
CM11 D1	0.0010	8	21	36	0.58	2.03	1.54	0.19	0.85	0.55	0.08	1.29	1123.7	9.5	1124.6	17.4	1126.2	14.5	99.8
CM11 D2	0.0076	5	12	36	0.33	1.32	2.73	0.14	1.87	0.69	0.07	1.98	827.6	15.5	854.6	23.3	925.3	18.3	89.4
CM11 D3	0.0026	12	25	30	0.86	5.41	1.32	0.34	0.79	0.60	0.12	1.06	1886.8	14.8	1886.0	24.9	1885.1	20.0	100.1
CM11 D4	0.0136	10	30	21	1.45	5.82	2.12	0.35	1.21	0.57	0.12	1.73	1948.6	23.6	1948.7	41.2	1948.9	33.8	100.0
CM11 D5	0.0003	55	75	67	1.12	16.26	0.59	0.58	0.27	0.46	0.21	0.52	2928.4	7.8	2892.1	16.9	2867.0	14.9	102.1
CM11 D6	0.0008	14	34	33	1.03	6.56	1.39	0.38	1.02	0.73	0.13	0.95	2066.9	21.1	2053.9	28.6	2040.9	19.3	101.3
CM11 D7	0.0179	2	6	9	0.62	2.29	2.81	0.21	1.42	0.51	0.08	2.42	1207.2	17.2	1208.4	34.0	1210.6	29.4	99.7
CM11 D8	0.0026	13	26	29	0.90	5.27	1.16	0.33	0.59	0.51	0.11	0.99	1860.9	11.0	1864.3	21.5	1868.1	18.6	99.6
CM11 D9	0.0735	5	13	15	0.86	1.69	3.33	0.17	1.95	0.59	0.07	2.69	991.9	19.4	1005.3	33.5	1034.9	27.9	95.8
CM11 D10	0.0656	3	5	13	0.41	1.42	4.94	0.15	3.32	0.67	0.07	3.65	893.9	29.7	896.1	44.2	901.5	32.9	99.2
CM11 E1	0.0020	11	15	14	1.04	14.90	0.85	0.53	0.47	0.55	0.20	0.71	2752.7	12.9	2808.9	24.0	2849.4	20.3	96.6
CM11 E2	0.5427	20	3	-10	-0.35	52.80	24.30	6.20	12.84	0.53	0.06	20.63	12722.5	1633.3	4046.6	983.2	667.2	137.6	1906.8

CM11 E6	0.1037	5	17	13	1.29	2.22	4.13	0.20	2.26	0.55	0.08	3.46	1198.0	27.0	1186.3	49.0	1165.0	40.3	102.8
CM11 E7	0.0014	11	31	22	1.39	5.35	1.48	0.34	0.68	0.46	0.11	1.31	1895.2	12.9	1877.7	27.7	1858.4	24.3	102.0
CM11 E8	0.0215	3	6	8	0.67	3.48	10.26	0.27	3.38	0.33	0.09	9.69	1535.8	52.0	1522.9	156.3	1505.1	145.8	102.0
CM11 E9	0.0009	10	20	40	0.51	2.16	1.70	0.21	0.78	0.46	0.08	1.51	1207.0	9.4	1168.7	19.9	1098.4	16.6	109.9
CM11 E10	0.0428	3	6	10	0.64	2.23	5.51	0.20	3.25	0.59	0.08	4.45	1184.8	38.6	1189.5	65.6	1198.1	53.3	98.9
CM11 F1	0.6324	8	6	6	0.93	5.02	19.70	0.60	6.41	0.33	0.06	18.63	3010.8	193.0	1823.4	359.2	646.7	120.5	465.6
CM11 F2	0.0647	2	6	6	0.89	2.26	7.21	0.20	4.78	0.66	0.08	5.40	1191.6	57.0	1199.1	86.5	1212.6	65.5	98.3
CM11 F4	0.1262	5	8	11	0.74	2.16	5.46	0.20	3.34	0.61	0.08	4.32	1171.6	39.1	1167.3	63.8	1159.2	50.1	101.1
CM11 F5	0.1550	7	13	15	0.88	1.80	7.50	0.23	2.26	0.30	0.06	7.15	1334.3	30.2	1044.7	78.3	480.1	34.3	277.9
CM11 F6	0.0112	3	9	10	0.88	2.11	4.49	0.19	2.52	0.56	0.08	3.71	1143.2	28.8	1153.6	51.8	1173.1	43.6	97.4
CM11 A2Ôb	0.0353	18	25	21	1.24	16.62	3.37	0.58	2.61	0.77	0.21	2.13	2940.5	76.7	2913.4	98.1	2894.8	61.6	101.6
CM11 K3	0.0075	6	20	20	0.96	2.89	3.24	0.24	1.60	0.49	0.09	2.82	1365.1	21.9	1379.9	44.7	1402.8	39.5	97.3
CM11 K4	0.0326	3	10	13	0.82	2.26	5.88	0.20	3.46	0.59	0.08	4.75	1190.8	41.2	1200.5	70.6	1218.1	57.9	97.8
CM11 K5	0.0220	6	16	25	0.65	1.68	3.44	0.17	2.71	0.79	0.07	2.12	996.1	27.0	1000.8	34.4	1011.0	21.4	98.5
CM11 K6	0.0118	4	12	16	0.78	2.34	3.44	0.21	2.13	0.62	0.08	2.71	1218.0	25.9	1225.0	42.2	1237.3	33.5	98.4

CM11 K7	0.0106	4	15	14	1.11	2.03	4.77	0.19	2.64	0.55	0.08	3.97	1119.1	29.5	1125.9	53.7	1139.1	45.3	98.2
CM11 K8	0.0061	13	68	49	1.38	1.84	2.11	0.18	0.97	0.46	0.08	1.88	1043.0	10.1	1059.9	22.4	1095.0	20.6	95.2
CM11 K9	0.0066	4	15	15	0.97	2.10	3.40	0.19	2.18	0.64	0.08	2.62	1143.7	24.9	1148.5	39.1	1157.5	30.3	98.8
CM11 K10	0.1043	5	34	26	1.33	1.96	4.38	0.19	3.15	0.72	0.08	3.04	1095.8	34.6	1101.9	48.3	1114.1	33.9	98.4
CM11 L1	0.0166	5	12	14	0.84	3.89	3.03	0.25	1.51	0.50	0.11	2.63	1460.6	22.1	1611.8	48.9	1815.3	47.7	80.5
CM11 L2	0.0191	5	22	20	1.11	2.14	4.11	0.20	2.45	0.60	0.08	3.30	1165.8	28.6	1162.5	47.8	1156.4	38.2	100.8
CM11 L3	0.0672	2	4	6	0.80	2.50	7.43	0.22	4.38	0.59	0.08	6.00	1273.6	55.8	1272.8	94.5	1271.4	76.3	100.2
CM11 L5	0.0145	14	166	30	5.56	1.81	2.70	0.18	1.41	0.52	0.07	2.30	1040.4	14.7	1048.4	28.3	1065.1	24.5	97.7
CM11 L6	0.0805	6	9	33	0.27	1.19	5.41	0.13	4.16	0.77	0.07	3.46	793.9	33.0	796.0	43.0	802.1	27.7	99.0
CM11 L8	0.0138	31	134	171	0.79	1.48	1.91	0.15	0.85	0.44	0.07	1.71	888.1	7.5	922.3	17.6	1005.2	17.2	88.3
CM11 L9	0.0044	7	15	29	0.54	1.76	3.23	0.17	2.25	0.70	0.07	2.32	1022.3	23.0	1031.3	33.3	1050.3	24.3	97.3
CM11 L10	0.0022	6	19	23	0.80	2.06	2.53	0.19	1.30	0.51	0.08	2.17	1141.8	14.8	1135.2	28.7	1122.4	24.4	101.7
CM11 M1	0.0055	8	27	32	0.86	2.13	2.61	0.20	1.28	0.49	0.08	2.27	1162.2	14.9	1159.9	30.3	1155.7	26.3	100.6
CM11 M2	0.0041	12	38	47	0.82	2.11	2.08	0.20	0.96	0.46	0.08	1.85	1171.5	11.2	1153.2	24.0	1119.1	20.7	104.7
CM11 M3	0.0306	2	7	9	0.75	1.80	7.03	0.18	3.68	0.52	0.07	5.98	1046.8	38.5	1044.7	73.4	1040.2	62.2	100.6

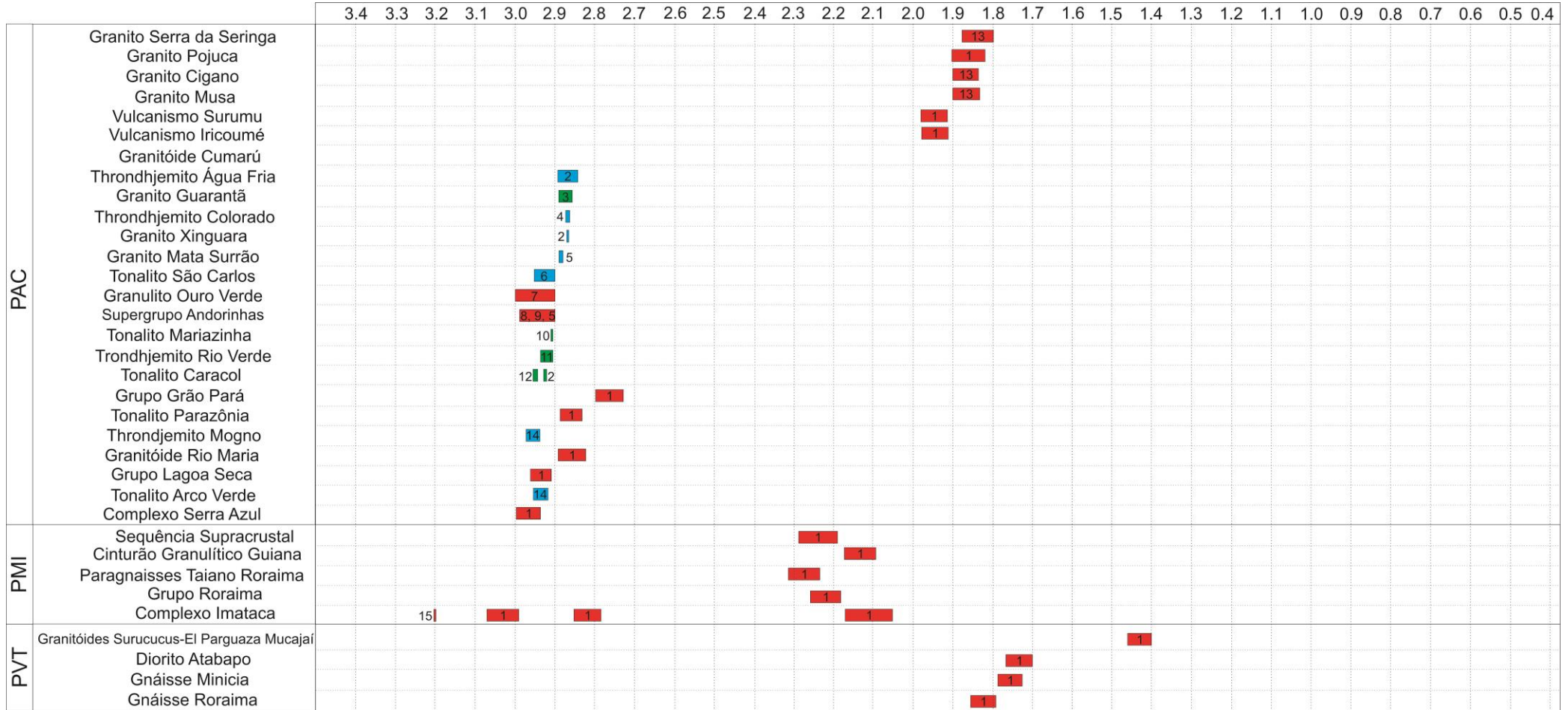
CM11 M4	0.0381	3	12	11	1.07	2.38	6.32	0.22	3.32	0.53	0.08	5.37	1258.4	41.8	1237.9	78.2	1202.4	64.6	104.7
CM11 M5	0.0216	3	9	11	0.83	1.97	4.99	0.19	3.11	0.62	0.08	3.90	1108.1	34.4	1106.2	55.2	1102.4	43.0	100.5
CM11 M6	0.0064	13	44	23	1.94	5.39	1.73	0.34	0.92	0.53	0.11	1.47	1895.4	17.4	1883.4	32.6	1870.1	27.5	101.4
CM11 M7	0.0256	5	23	27	0.87	2.00	3.42	0.19	2.23	0.65	0.08	2.59	1110.8	24.8	1115.9	38.1	1125.9	29.1	98.7
CM11 M8	0.1333	5	9	10	0.86	1.95	5.50	0.19	2.95	0.54	0.08	4.64	1097.5	32.4	1099.4	60.5	1103.0	51.2	99.5
CM11 M9	0.0413	4	10	13	0.78	1.72	5.08	0.17	2.74	0.54	0.07	4.28	1015.5	27.9	1015.4	51.6	1015.1	43.5	100.0
CM11 M10	0.0226	4	16	22	0.74	1.88	4.52	0.18	2.43	0.54	0.08	3.82	1074.0	26.1	1072.7	48.5	1070.2	40.8	100.4
CM11 N1	0.0389	6	12	20	0.63	2.10	4.05	0.20	2.34	0.58	0.08	3.31	1148.5	26.8	1149.8	46.6	1152.2	38.2	99.7
CM11 N2	0.0135	5	17	18	0.94	2.12	3.86	0.20	2.04	0.53	0.08	3.27	1155.7	23.6	1155.7	44.6	1155.6	37.8	100.0
CM11 N3	0.0033	10	40	38	1.05	2.22	2.16	0.20	0.96	0.44	0.08	1.94	1190.5	11.4	1185.9	25.7	1177.5	22.8	101.1
CM11 N4	0.0014	12	43	47	0.92	2.21	2.15	0.20	1.08	0.50	0.08	1.85	1193.8	12.9	1185.2	25.4	1169.5	21.7	102.1
CM11 N5	0.0033	26	25	64	0.39	5.26	2.32	0.34	1.95	0.84	0.11	1.27	1864.0	36.3	1862.6	43.2	1861.1	23.6	100.2
CM11 N6	0.0010	13	40	54	0.74	2.16	1.81	0.20	0.72	0.40	0.08	1.66	1175.3	8.5	1169.0	21.1	1157.2	19.2	101.6
CM11 N7	0.0075	9	10	23	0.46	5.06	2.43	0.30	1.35	0.56	0.12	2.02	1681.3	22.7	1830.2	44.5	2004.0	40.4	83.9
CM11 N8	0.0221	2	8	11	0.73	2.27	6.90	0.20	5.03	0.73	0.08	4.73	1198.4	60.3	1202.0	82.9	1208.4	57.1	99.2

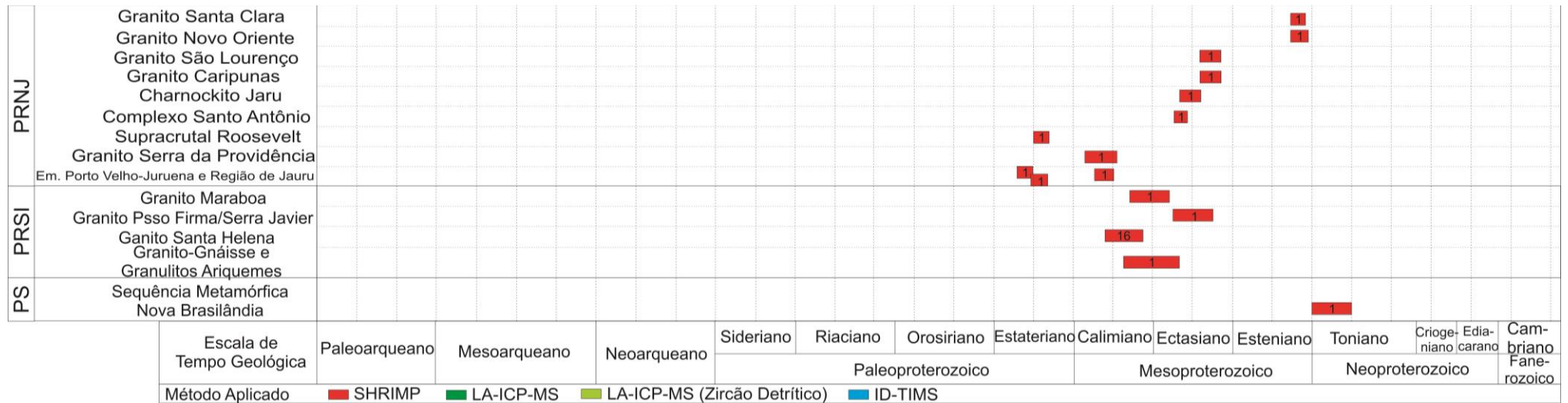
CM11 N9	0.0207	6	16	22	0.73	2.06	3.48	0.19	2.19	0.63	0.08	2.71	1135.0	24.9	1136.2	39.6	1138.4	30.8	99.7
CM11 N10	0.0175	5	17	20	0.88	1.86	4.32	0.18	2.68	0.62	0.08	3.38	1059.9	28.4	1068.2	46.1	1085.3	36.7	97.7
CM11 O1	0.0217	4	13	14	0.89	1.96	5.25	0.19	3.90	0.74	0.08	3.51	1103.2	43.1	1102.8	57.9	1102.2	38.7	100.1
CM11 O2	0.0020	11	11	13	0.86	15.73	1.92	0.56	1.05	0.55	0.20	1.60	2854.0	29.9	2860.8	54.9	2865.6	46.0	99.6
CM11 O3	0.0325	6	17	21	0.81	2.28	4.28	0.21	2.65	0.62	0.08	3.36	1204.9	32.0	1205.9	51.6	1207.7	40.6	99.8
CM11 O4	0.0955	3	9	10	0.87	1.85	6.32	0.18	3.67	0.58	0.07	5.14	1058.6	38.9	1061.8	67.1	1068.2	54.9	99.1
CM11 O5	0.0035	15	70	64	1.09	1.83	2.01	0.18	0.97	0.48	0.08	1.77	1040.7	10.1	1055.5	21.2	1086.1	19.2	95.8
CM11 O6	0.0318	5	20	18	1.13	1.89	3.90	0.18	2.32	0.60	0.08	3.13	1078.9	25.0	1078.7	42.0	1078.3	33.8	100.1
CM11 O7	0.0024	8	5	14	0.33	13.85	1.70	0.50	0.79	0.46	0.20	1.51	2603.4	20.6	2739.6	46.7	2841.6	42.9	91.6
CM11 O8	0.0094	9	28	34	0.83	2.08	3.08	0.19	1.77	0.57	0.08	2.52	1145.2	20.3	1143.0	35.2	1138.8	28.7	100.6
CM11 O9	0.0479	7	18	56	0.32	1.06	5.73	0.11	3.02	0.53	0.07	4.87	661.2	20.0	734.8	42.1	966.2	47.0	68.4
CM11 O10	0.0150	7	26	26	1.03	1.88	2.95	0.18	1.62	0.55	0.08	2.47	1073.9	17.4	1074.1	31.7	1074.7	26.5	99.9
CM11 P1	0.0447	13	44	42	1.06	2.06	2.50	0.19	1.40	0.56	0.08	2.07	1133.0	15.8	1134.2	28.3	1136.7	23.5	99.7

Dados geocronológicos U-Pb da estrutura de Colmeia. Sendo: ^a Fração não radiogênica do ²⁰⁶Pb no ponto analisado do zircão, onde $f^{206} = \frac{[^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c - [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_a}{[^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_a}$ (c= comum, a= amostra). ^b As razões Th/U e quantidades de Th, Pb e U (em ppm) são calculados em relação ao zircão padrão GJ-1. ^c Corrigido para o fracionamento U/Pb do teor de fundo (background) e entre as leituras (within-run) e normalizado em relação ao zircão de referência GJ-1 (valores ID-TIMS/valores medidos), ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculada usando (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb) / ²³⁸U/²⁰⁶Pb * 1/137,88). ^d Rho é o erro de correlação definido como o quociente dos erros propagados das razões ²⁰⁶Pb/²³⁸U e ²⁰⁷Pb/²³⁵U. ^e corrigido para fracionamento de massa por normalização para o zircão de referência GJ-1 e Pb comum usando o modelo de composição de Pb de Stacey & Kramers (1975). ^f Grau de concordância = (idade ²⁰⁶Pb/²³⁸U * 100/idade ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb).

ANEXO B. DIAGRAMAS *PLOT BOX*

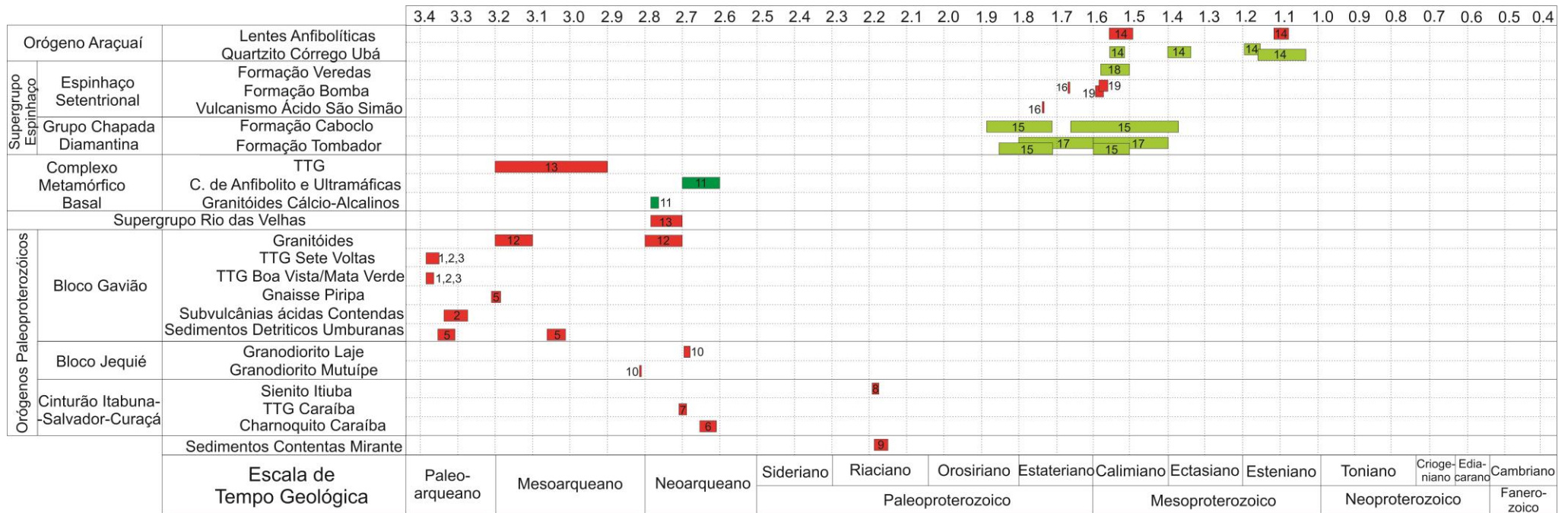
B.1: Cráton Amazônico





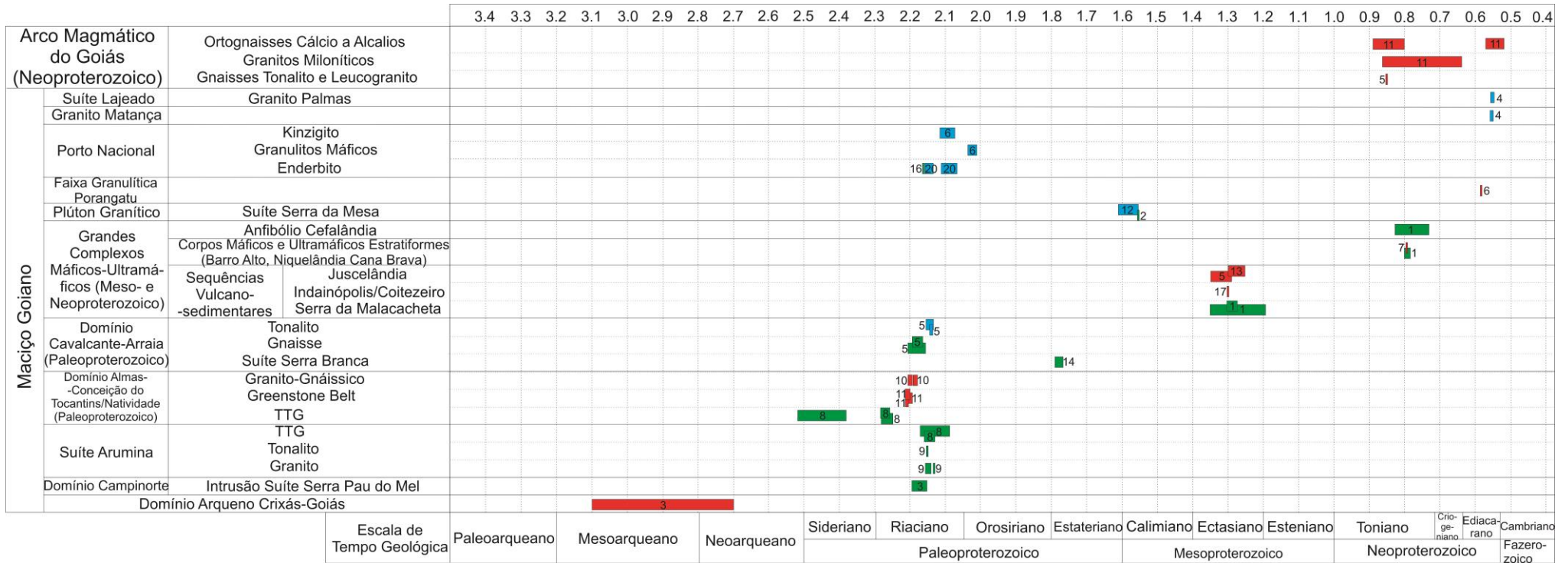
Compilado de idades U-Pb em zircão de rochas ígneas e metamórficas do Cráton Amazônico PAC – Província Amazônia-Central, PMI - Província Maroni-Itacaiúnas, PVT – Província Ventuari-Tapajós, PRNJ – Província Rio Negro-Juruena, PRSI – Província Rondônia-San Ignácio e PS – Província Sunsás. Fontes: (1) Tassinari & Macambira, 1999; (2) Leite *et al.*, 2004; (3) Almeida *et al.*, 2013; (4) Silva *et al.*, 2010; (5) Roland & Macambira, 2003; (6) Silva *et al.*, 2014; (7) Marangoanha *et al.*, 2019; (8) Pimentel & Machado, 1994; (9) Macambira & Lancelot, 1996; (10) Almeida *et al.*, 2011; (11) Feio *et al.*, 2013; (12) Leite *et al.*, 2001; (13) Teixeira *et al.*, 2013; (14) Almeida *et al.*, 2011; (15) Tassinari *et al.*, 2004; (16) Gerald, 2000. A legenda referente aos métodos geocronológicos indicados nesse anexo é aplicada também aos anexos B.2 e B.3.

B.2: Cráton São Francisco



Compilado de idades U-Pb em zircão de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas do Cráton São Francisco. Fontes: (1) Martin *et al.*, 1991; (2) Marinho *et al.*, 1991; (3) Nutman & Cordani, 1994; (4) Rios, 2002; (5) Bastos Leal, 1998; (6) Ledru *et al.*, 1997; (7) Silva *et al.*, 1997; (8) Oliveira *et al.*, 2004; (9) Nutman *et al.*, 1994; (10) Allibert & Barbosa, 1992; (11) Noce *et al.*, 1998; (12) Barbosa & Sabaté, 2004; (13) Teixeira *et al.*, 2000; (14) Fonte-Boa *et al.*, 2017; (15) Guadagnin *et al.*, 2015a; (16) Darderer *et al.*, 2009; (17) Guadagnin *et al.*, 2015b; (18) Guadagnin *et al.*, 2015c; (19) Alkimim & Martins-Neto, 2012. A legenda dos métodos geocronológicos indicados nesse anexo está representada no anexo B.1.

B.3: Maciço Goiano e Arco Magmático de Goiás



Compilado de idades U-Pb de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas do Maciço Goiano e Arco Magmático de Goiás. Fonte: (1) Giustina et al., 2011; (2) Pimentel et al., 1991; (3) Cordeiro & Oliveira, 2017; (4) Gorayeb et al., 2013; (5) Fuck et al., 2014; (6) Gorayeb et al., 2017; (7) Valeriano & Machado, 2004; (8) Sousa et al., 2016; (9) Cuadros, 2017; (10) Pimentel et al., 2004; (11) Cruz, 2001; (12) Pimentel et al., 1991; (13) Moraes et al., 2006; (14) Silva et al., 2021; (15) Valeriano et al., 2004; (16) Menezes 2021; (17) Correia et al., 1999; (18) Guadagnin 2015c; (19) Klein, 2008; (20) Gorayeb et al., 2000. A legenda dos métodos geocronológicos indicados nesse anexo está representada no anexo B.1.