



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA**

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO DETRÍTICO E
PROVENIÊNCIA DE ARENITOS PRÉ-CAMBRIANOS DA
REGIÃO DE ITUPIRANGA-PA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:

RAFAEL NETO SILVA GOMES

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

**BELÉM – PA
2020**



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA**

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO DETRÍTICO E
PROVENIÊNCIA DE ARENITOS PRÉ-CAMBRIANOS DA
REGIÃO DE ITUPIRANGA-PA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:

RAFAEL NETO SILVA GOMES

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

**BELÉM – PA
2020**

**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)**

G633g Gomes, Rafael Neto Silva
Geocronologia U-Pb em zircão detrítico e proveniência de arenitos
pré-cambrianos da região de Itupiranga-PA / Rafael Neto Silva Gomes.
— 2020.
xiii, 55 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Candido Augusto Veloso Moura
Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Faculdade de
Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará,
Belém, 2020.

1. Geocronologia. 2. Zircão detrítico. 3. Proveniência. 4.
Grupo Tucuruí. 5. Domínio Bacajá. I. Título.

CDD 551.701



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Faculdade de Geologia

**GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO DETRÍTICO E
PROVENIÊNCIA DE ARENITOS PRÉ-CAMBRIANOS DA
REGIÃO DE ITUPIRANGA-PA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:

RAFAEL NETO SILVA GOMES

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Bacharel em Geologia

Data de aprovação: 17/02/2020

Banca examinadora:

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

Prof. Dr. Marco Antonio Galarza Toro
(Membro interno – UFPA)

Prof. Dr. Antônio Emídio de Araújo dos Santos Júnior
(Membro externo – UNIFESSPA)

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal do Pará (UFPA), e todas as instituições públicas de ensino, pelo acolhimento, oportunidade de educação de qualidade gratuita e pela promoção da ciência livre para todos.

Agradeço também ao Programa de Educação Tutorial (PET) e ao Grupo PET-Geologia, bem como a tutora Prof. Dr^a. Rosemary Nascimento, pela ajuda acadêmica e financeira, e pelo apoio e conselhos durante toda a graduação. Agradeço também aos diversos professores da graduação por toda ajuda e conhecimento compartilhado.

Ao Prof. Candido Moura, em especial, pela oportunidade de pesquisa. Sou grato ainda pela dedicação e paciência para me orientar, ensinar e apoiar de onde quer que estivesse, sem medir esforços para alimentar meu conhecimento geológico e interesse científico.

Ao Laboratório de Microanálises e ao Laboratório de Análises Isotópicas (PARÁ-ISO) que propiciaram as análises isotópicas para este trabalho.

Ao Prof. Antônio Emídio da UNIFESSPA pela hospitalidade em Marabá e pela disposição em ajudar na trabalho de campo, tanto na logística como na sedimentologia.

À minha família, em especial a minha incrível, querida e amada mãe, Sra. Nazaré, por acreditar em meu potencial, por me ensinar sobre a vida e pelo amor, dedicação e sacrifício sem limites para que eu pudesse ir mais longe do que eu mesmo imaginava. Foi ela que moveu montanhas para que eu pudesse estudar a formação delas. Também ao meu padrasto, Seu Nazareno, que acreditou em meu potencial e tomou a responsabilidade de investir em mim desde pequeno. Ao meu pai, Sr. Rivaldo, pela ajuda, conselhos e suporte mesmo sob muitas dificuldades.

À minha melhor amiga, amor e anjo (conhecida popularmente por Rafaela) pelo amor, carinho, companheirismo, suporte e ajuda em tudo ao seu alcance, obrigado por existir e compartilhar sua vida comigo.

Aos meus amigos e colegas da turma de 2015: Coelho, Isabela, Leon, Lize, João, Mário, Noronha, Reis, Pontes, Yan, Tatiana, Tatianny, Thays e tantos outros. Obrigado pelas aventuras que só a geologia proporciona, os momentos de alegria (e de desespero) e os conhecimentos e aprendizados compartilhados.

Ao meu amigo, Matheus, e queridos Thay, Neném e Loki (o gato), com quem dividi casa e os mais diversos absurdos que só se aventurando para estudar em outra cidade, sem saber quase nada sobre a vida, para sentir.

Não chegaria a lugar nenhum sem a ajuda de todos vocês, muitíssimo obrigado.

*“— O que é que você esperava? — Úrsula suspirou. — O tempo passa.
— É verdade — admitiu Aureliano — mas não tanto.”*

Cem anos de Solidão, Gabriel García Márquez

RESUMO

Na Vila de Santa Teresinha do Tauri, Itupiranga-PA, aproximadamente a 100 km ao sul da Usina Hidrelétrica de Tucuruí ocorrem arenitos e brechas conglomeráticas polimíticas intercalados, silicificados vermelho-arroxeados. Esses depósitos foram atribuídos ao Grupo Tucuruí, correlacionados a Formação Gorotire e também ao Vulcanismo Uatumã. A localidade em questão está inserida entre o Domínio Bacajá (Paleoproterozoico) do Cráton Amazônico e o Cinturão Araguaia (Neoproterozoico). Devido a essa complexidade e falta de estudos detalhados e de dados geocronológicos sobre esses depósitos, sua contextualização dentro das grandes unidades e história geológica não podem ser corretamente inferidos. Assim, este trabalho apresenta dados de datação U-Pb zircão detrítico aliados a dados sedimentológicos e petrográficos para verificar padrões de proveniência que permitam discutir a origem e implicações desses depósitos. O perfil sedimentar descrito, às margens do Rio Tocantins, compreende as fácies arenito médio-grosso com estratificação cruzada tabular (At) e cruzada acanalada (Aa), conglomerado maciço (Gm), brecha conglomerática com estratificação cruzada tabular (Bt) e arenito médio com laminação plano-paralela horizontal (App) interpretados como relacionados a rios cascalhosos/entrelaçados dentro de um sistema aluvionar. As medidas de paleocorrente apontam tendência geral para ENE. Os arenitos e conglomerados apresentam maturidade textural e mineralógica muito baixa e são compostos por grãos de fragmentos de rochas diversos (granitos, milonitos, vulcânicas, BIF's, quartzitos, etc), quartzo e feldspato. As idades U-Pb dos zircões detríticos analisados mostraram uma contribuição principalmente riaciana com idades em torno de 2,0-2,1 Ga com menores contribuições de sedimentos neoarqueanos a siderianos (2,5-2,4 Ga) e mesoarqueanos (em torno de 3,0 Ga). Alguns grãos de zircão apresentaram idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de até 1,8-1,9 Ga, mas os dados analíticos sugerem que essas idades poderiam ser um pouco mais antigas, o que permite atribuir uma idade máxima de deposição em torno de 2,0-2,1 Ga. Com base nesses dados, as rochas sedimentares de Itupiranga aqui descritas provavelmente não representam uma extensão dos depósitos do Grupo Tucuruí, como foram mapeadas anteriormente. Entretanto, são sugeridas aqui correlações com os depósitos descritos na porção nordeste da Província Mineral de Carajás e a ocorrência de bacias *pull-apart* de 2,1-2,0 Ga no Domínio Bacajá e adjacências relacionados a colisão transamazônica. São recomendados estudos posteriores de maior extensão e detalhe para validação desta hipótese.

Palavras-chave: Geocronologia. Zircão detrítico. Proveniência. Grupo Tucuruí. Domínio Bacajá

ABSTRACT

In the Santa Teresinha of Tauri Village, Itupiranga-PA, nearly 100 km to the south of Tucuruí's Hydroelectric Power Plant, occur red-purplish interspersed sandstones and polimitic conglomeratic breccias. These successions have been attributed to the Tucuruí Group, related to the Gorotire Formation and also to the Uatumã Vulcanism. These deposits occur between the Paleoproterozoic Bacajá Domain (Amazonia Craton) and the Araguaia Belt (Neoproterozoic). The lack of detailed studies of this sedimentary succession makes it challenging to understand its geological context and to infer correlation with geologic units that occurs in this region. Therefore, this work presents U-Pb age data in detrital zircon combined with sedimentological and petrographic data to investigate provenance patterns that allow discussing the origin and geological implications of these deposits. The sedimentary facies profile described nearby the Tocantins River comprises coarse-to medium-grained sandstones planar cross-bedding (At) and trough cross-bedding (Aa), massive gravel (Gm), planar cross-bedding conglomeratic breccia (Bt) and medium-grained sandstones with planar lamination (App). This facies association is interpreted as related to braided/gravel-bed rivers within an alluvial system. Paleocurrent measurements point to a general trend towards ENE, which indicates sources west of the current location. The sandstones and gravels have very low textural and mineralogical maturity and are composed of grains from different rock fragments (granites, mylonites, volcanic, BIF's, quartzites, etc.), quartz and feldspar. The U-Pb ages of the detrital zircons analyzed showed a mainly Rhyacian contribution with grains around 2.0-2.1 Ga with lesser contributions from Neoproterozoic to Siderian (2.5-2.4 Ga) and Mesoarchean (around 3.0 Ga). Few zircon grains with $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of 1.8-1.9 Ga may be slightly older. The geochronological data suggest a maximum depositional age probably around 2.0-2.1 Ga. Based on these data, the Itupiranga sedimentary deposits described here possibly do not represent an extension of the Tucuruí Group, as previously suggested. Correlations with the deposits described in the northeastern portion of the Carajás Mineral Province and the occurrence of 2.1-2.0 Ga pull-apart basins in the Bacajá Domain and surroundings, related to Transamazonian collision, are suggested here. However, further studies, to a greater extent, are recommended to validate this hypothesis.

Keywords: Geochronology. Detrital zircon. Provenance. Tucuruí Group. Bacajá Domain.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1.1 - A) Mapa de localização da região de estudo; B) Mapa geológico simplificado mostrando ocorrência do Grupo Tucuruí e localização da Vila de Santa Teresinha do Tauri, localidade estudada. Fonte: Modificado de (Trouw *et al.* 1976);..... 3
- Figura 2.1 - A) Mapa geológico simplificado mostrando as principais unidades geológicas e geocronológicas da região estudada (idades apresentadas para as unidades do Domínio Bacajá encontram-se na Tabela 2.2). Fonte: Base geológica obtida de Vasquez *et al.* 2008b B) Mapa de províncias geocronológicas do Cráton Amazônico. Fontes: Modificado de Tassinari & Macambira 2004) 8
- Figura 4.1 - Foto geral do afloramento mostrando seção lateral da sequência sedimentar aqui descrita (a marreta no canto inferior esquerdo serve de escala)..... 23
- Figura 4.2 - A) Seção sedimentar do afloramento às margens do Rio Tocantins próximo a Vila de Santa Teresinha do Tauri e B) perfil sedimentar descrito. 24
- Figura 4.3 - Intercalação da fácies At com Gm mostrando estratificação cruzada longitudinal e os seixos dispersos..... 26
- Figura 4.4 - Amostra de mão polida da fácies Aa mostrando má seleção dos grãos e pequenas lente de até 2 mm de espessura de granulação mais fina 26
- Figura 4.5 - A) Foto de afloramento em detalhe da fácies Aa mostrando as lâminas definidas pelas diferenças granulométricas do arenito. B) Diagrama de roseta das direções de paleocorrente medidas na fácies Aa. 27
- Figura 4.6 - Foto em detalhe da fácies Bt mostrando *sets* centimétricos e má seleção dos grãos 27
- Figura 4.7 - Amostras de mão polidas da brecha conglomerática transversal (A) e longitudinal (B) a direção preferencial dos clastos..... 28
- Figura 4.8 - Arenito médio com laminação horizontal plano paralela 28
- Figura 4.9: Fotomicrografia dos conglomerados mostrando: A) matriz arenosa grossa composta por grãos de feldspatos e quartzo e com arcabouço opaco/criptocristalino; B) Fragmento de rocha milonítica de 3-4 mm circundado por grãos diversos menores mostrando a má seleção da rocha; C) Fragmento de rocha vulcânica composto por ripas de plagioclásio envoltos em matriz opaca; D) Fragmento de BIF's, caracterizado pelo acamamento de porções ricas em opacos (hematita), comprimido pelos fragmentos de quartzo e granitoides vizinhos e vênulas de quartzo que atravessam os grãos; E) Fragmento pouco esférico e subanguloso de quartzito; F) Fragmento de rocha

- metassedimentar com bordas moldadas aos grãos circundantes, principalmente de quartzo e feldspato, indicando alto grau de compactação. 30
- Figura 4.10: Fotomicrografia dos arenitos mostrando: A) Lâmina de espessura entre 1-2 mm de material mais fino e bem selecionados; B) Fragmentos de rochas, quartzo e feldspatos pobremente selecionados de formato anguloso-subanguloso e clorita retorcida associada a opacos; C) Cimento de calcita espática e fragmentos diversos de quartzo e de rochas vulcânicas caracterizada pela ripas de plagioclásio alterado envolvo em matriz opaca/criptocristalina. D) Fragmentos de K-feldspato com intercrescimento pertítico e grãos diversos como anfibólios e BIF's (canto inferior direito). 31
- Figura 4.11: Diagrama QFL de Folk (1965) para classificação de arenitos com a composição das quatro lâminas de arenito plotadas a partir da contagem de 300 pontos..... 32
- Figura 4.12: Diagramas ternários para discriminação tectônica de arenitos com pontos de composição dos arenitos aqui estudados mostrando divergências entre os diagramas QFL e QmFLt que apontam para ambiente de orógeno reciclado e de arco mágnático transicional, respectivamente. 34
- Figura 4.13: Imagens ERE obtidas no MEV de 8 dos 37 zircões válidos da amostra 18CM02 analisados via LA-MC-ICP-MS em duas campanhas de análise 36
- Figura 4.14: Histogramas comparativos entre os grupos com diferentes valores da razão f_{206} . A) Histograma com todos os 37 grãos de zircão, B) Histograma com os grãos com $f_{206} < 0,007$; C) Histograma com grãos com $0,007 < f_{206} < 0,01$; e D) Histogramas com grãos de zircão com valores de f_{206} entre 0,01 e 0,02; 40
- Figura 4.15: Curva de probabilidade para as idades U-Pb dos 37 grãos detríticos de zircão analisados mostrando espectro geocronológico das principais unidades tectônicas próximas da região de estudo. Referências: (1) – Hasui *et al.* (2012); (2) – Vasquez *et al.* (2008b); 40
- Figura 5.1 - Mapa de localização das prováveis áreas-fonte dos depósitos da Vila de Santa Terezinha do Tauri. 44

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 - Dados geocronológicos e isotópicos (Sm-Nd) de unidades da região de estudo ...	6
Tabela 2.2 – Dados geocronológicos do Domínio Bacajá. Fonte: Modificado de Vasquez <i>et al.</i> (2008b)	9
Tabela 3.1 - Pares isotópicos de U e Th e respectivas constantes (Jaffey et al. 1971).....	20
Tabela 3.2 - Configuração dos coletores para U-Pb no LA-MC-ICP-MS (Milhomem Neto et al. 2017).....	21
Tabela 3.3 - Parâmetros do equipamento para análises U-Pb em zircão (Milhomem Neto et al. 2017).....	22
Tabela 4.1 - Dados de contagem de pontos nas 4 lâminas de arenito para classificação sedimentar e plotagem em diagramas de discriminação tectônica.....	32
Tabela 4.2 – Tabela com os dados isotópicos e geocronológicos dos 37 grãos de zircão detrítico selecionados como válidos para as considerações e interpretações	37

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iv
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	ix
LISTA DE TABELAS	xi
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 LOCALIZAÇÃO	2
1.3 JUSTIFICATIVA.....	3
1.4 OBJETIVOS	4
2 GEOLOGIA REGIONAL	5
2.1 CRÁTON AMAZÔNICO.....	5
2.1.1 Domínio Bacajá.....	7
2.1.2 Formação Gorotire	13
2.2 CINTURÃO ARAGUAIA.....	14
2.2.1 Grupo Tucuruí.....	15
3 METODOLOGIA	17
3.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA.....	17
3.2 SEDIMENTOLOGIA	17
3.3 ANÁLISE PETROGRÁFICA	17
3.4 COLETA E SEPARAÇÃO DE ZIRCÃO DETRÍTICO	18
3.5 IMAGENS DE ZIRCÃO AO MEV.....	18
3.6 GEOCRONOLOGIA	19
3.6.1 Sistema Isotópico U-Pb em zircão	19
3.6.2 LA-MC-ICP-MS	21
3.6.3 Tratamento de dados isotópicos	21
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES	23
4.1 SEDIMENTOLOGIA E PETROGRAFIA	23
4.1.1 Fácies sedimentares	23
4.1.2 Petrografia.....	28
4.1.3 Associação de fácies e proveniência	32

4.2	GEOCRONOLOGIA U-Pb.....	34
4.3	CONTEXTO TECTÔNICO.....	41
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	43
	REFERÊNCIAS	46
	APÊNDICE A	53

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Na região de Itupiranga, na Vila de Santa Teresinha do Tauri, aproximadamente a 100 km ao sul da Usina Hidrelétrica de Tucuruí (UHT) ocorrem arenitos e siltitos vermelho-roxos intercalados com níveis conglomeráticos que foram classificados como tufos riolíticos por Rocha Jr. (2014). Segundo o mesmo trabalho, estas rochas foram relacionadas ao Vulcanismo Uatumã de idade paleoproterozóica. Entretanto, tais rochas foram mapeadas por Trouw *et al.* (1976; Figura 1.1b) como Formação Tucuruí, mais tarde foram elevada à categoria de grupo por Matta (1982). Em mapeamentos regionais realizados pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) a mesma localidade foi mapeada ainda como sendo pertencente ao Domínio Bacajá, de idade Paleoproterozoica e Arqueana (Faraco *et al.* 2004, Vasquez *et al.* 2008b).

A região em questão localiza-se no contato entre o Cráton Amazônico e o Cinturão Araguaia. As rochas do Grupo Tucuruí fazem contato com o Cráton Amazônico por meio de rochas pertencentes ao Domínio Bacajá, que apresenta idades de formação entre 2,67 e 2,07 Ga (Macambira *et al.* 2009). O Cinturão Araguaia, por sua vez, possui evolução neoproterozóica e faz contato com o Grupo Tucuruí por meio do Supergrupo Baixo Araguaia. Este abrange rochas metassedimentares provenientes, provavelmente, de regiões a leste e sudeste como o Maciço de Goiás, Arco Magmático de Goiás, Cráton São Francisco e/ou Bloco Paranapanema e apresentam idades-modelo T_{DM} (Sm-Nd) entre 1,66 e 1,72 Ga e entre 2,7 e 2,4 Ga (Moura *et al.* 2008, Pinheiro *et al.* 2011).

Dutra *et al.* (2014) sugeriram para os arenitos do Grupo Tucuruí um ambiente deposicional marinho raso em zonas de *foreshore* e *shoreface* próximo à área-fonte, devido a imaturidade textural e mineralógica, com forte contribuição ígnea máfica a intermediária. Por sua vez, um vulcanismo carácter fissural, resultado de processos extensionais em um contexto de bacia do tipo *rift* ou antepaís, teria originado as rochas de natureza basáltica de afinidade toleítica desta unidade litoestratigráfica (Dutra 2012). Análises petrográficas e geoquímicas revelaram o grau de submaturidade textural e indicaram a contribuição de fontes vulcânicas máficas a intermediárias, além de sugerir deposição em ambiente de margem continental ativa (Silva 2013). Ainda, Hasui *et al.* 1984 correlacionaram o Grupo Tucuruí a Formação Gorotire de idade paleoproterozoica que ocorre na bacia do Rio Fresco.

Os trabalhos mais recentes envolvendo a geologia e geologia isotópica do Grupo Tucuruí estão concentrados, fundamentalmente, na porção norte da área de ocorrência desta

unidade, próximo a UHT. A exceção seria o trabalho de Rocha Jr. (2014) realizado na região de Itupiranga (PA), que reportou a ocorrência de tufos riolíticos e os associou ao vulcanismo Uatumã do Paleoproterozoico no Cráton Amazônico. Como as rochas descritas por Rocha Jr (2014) foram mapeadas como uma extensão dos arenitos do Grupo Tucuruí (Trouw *et al.* 1976) faz-se importante investigar a existência ou não dessa correlação para o entendimento da evolução geológica na região.

Este trabalho apresenta dados geocronológicos em zircão detrítico e de sedimentologia a fim de determinar prováveis áreas-fonte, estabelecer possíveis correlações com outras unidades presentes na região e discutir as implicações destes depósitos sobre o contexto geológico no qual estão inseridos.

1.2 LOCALIZAÇÃO

A área de interesse está situada na folha Marabá SB.22-X-D. Localiza-se às margens do Rio Tocantins na Vila de Santa Terezinha do Tauri no município de Itupiranga, nordeste do estado do Pará, a 660 km de Belém (Figura 1.1).

O trajeto a partir de Belém é feito pela rodovia BR-010 e pelas rodovias estaduais PA-155, PA-475 e PA-150, chegando a Marabá. Posteriormente, segue-se pela rodovia BR-230 em direção a Tucuruí e, em seguida, pela PA-268 até Itupiranga, onde se tem acesso finalmente a estrada vicinal até a Vila de Santa Terezinha do Tauri. A Figura 1.1 ilustra a localização e o acesso à região de interesse.

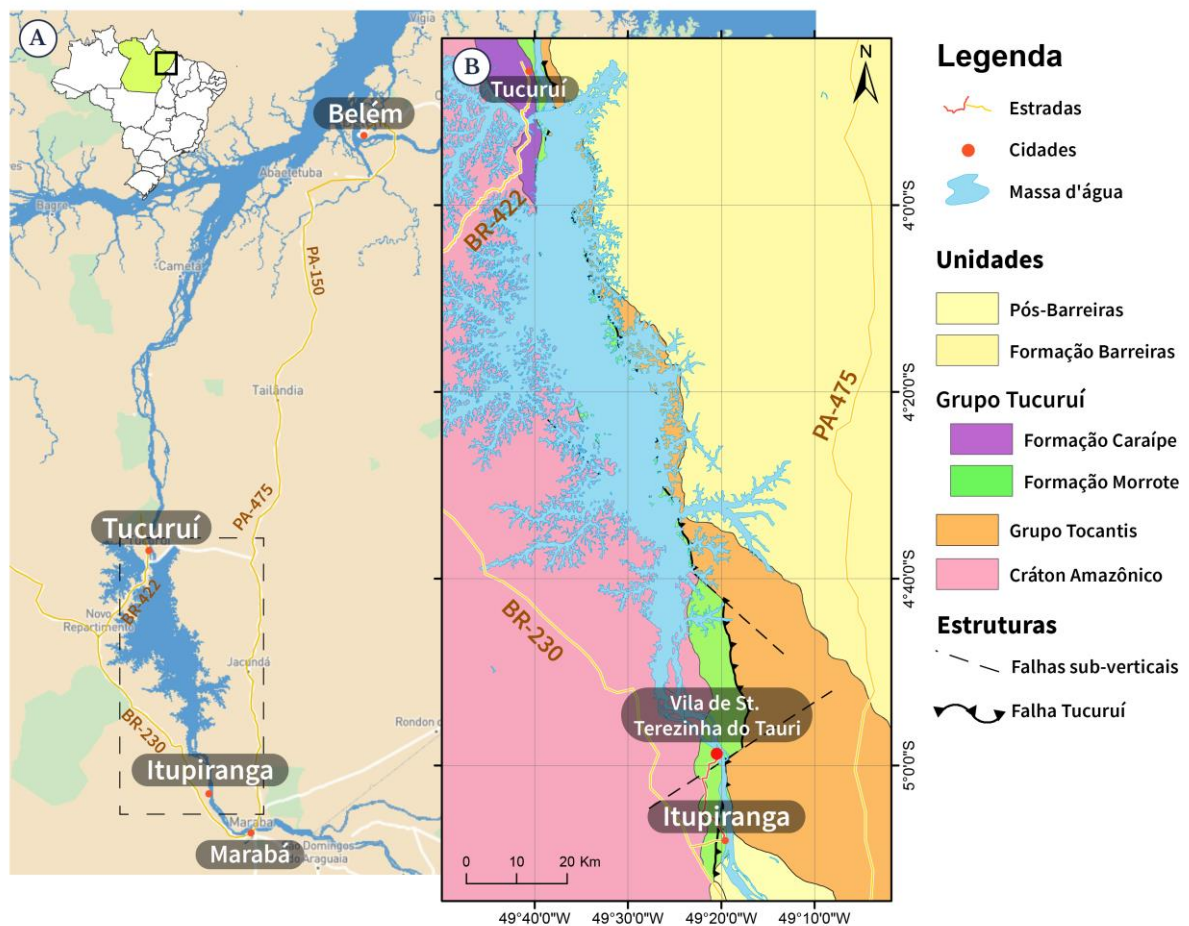


Figura 1.1 - A) Mapa de localização da região de estudo; B) Mapa geológico simplificado mostrando ocorrência do Grupo Tucuruí e localização da Vila de Santa Terezinha do Tauri, localidade estudada. Fonte: Modificado de (Trouw *et al.* 1976);

1.3 JUSTIFICATIVA

Os estudos discordantes e carência de dados geocronológicos da região dificultam o correto estabelecimento das implicações das rochas presentes na região de Itupiranga para a evolução geológica da área, seja em relação ao Cráton Amazônico, seja ao Cinturão Araguaia. Uma vez que estes depósitos estão inseridos num contexto geologicamente complexo, a falta de estudos detalhados e de dados geocronológicos dessa sucessão sedimentar dificulta o estabelecimento da relação destes depósitos com as diferentes unidades geológicas existentes no entorno. Assim, estudos geocronológicos e de proveniência sedimentar são de fundamental importância para o avanço do conhecimento científico-geológico da região. A datação U-Pb em zircão detrítico é uma das metodologias mais usadas para determinação de proveniência e idades máxima de depósitos sedimentares, sendo por isso empregada no estudo destas rochas. Aliada a ela, dados sedimentares e petrográficos como estruturas sedimentares, textura das

rochas e composição dos clastos permitem uma melhor avaliação de ambientes sedimentares e inferência de possíveis rochas-fonte.

1.4 OBJETIVOS

O objetivo geral deste trabalho é investigar a relação das rochas arenosas e conglomeráticas que ocorrem na Vila de Santa Terezinha do Tauri com as unidades adjacentes buscando contribuir para entender o contexto geológico da qual faz parte. Para cumprir tais objetivos buscou-se por meio da datação U-Pb de grãos detríticos de zircão e do estudo sedimentar e petrográfico das rochas:

1. Determinar a idade máxima de deposição desses arenitos
2. Sugerir as possíveis áreas-fonte desses depósitos
3. Discutir as implicações dos dados obtidos para o contexto da evolução da área

2 GEOLOGIA REGIONAL

A região em questão localiza-se no contato entre o Cráton Amazônico e o Cinturão Araguaia (Figura 2.1). O Cráton Amazônico representa uma extensa região cratônica estável desde 1,0 Ga, dividido em Escudo das Guianas, a norte da Bacia do Amazonas, e Escudo Brasil Central, a sul dessa (Tassinari & Macambira 2004). Mapeamentos recentes realizados pela CPRM atribuem o arcabouço geológico do ponto estudado ao Domínio Bacajá, que apresenta rochas com idades de formação entre 2,67 e 2,07 Ga (Macambira *et al.* 2009, Vasquez *et al.* 2008b). A Faixa Araguaia, por sua vez, é uma extensa área orogênica de direção submeridional com cerca de 1200 Km de comprimento que faz parte do Sistema Orogênico Tocantins, resultado da aglutinação do continente Gondwana (Hasui *et al.* 2012). Na região de estudo, a faixa ocorre representada pelo Supergrupo Baixo Araguaia, que abrange rochas metassedimentares provenientes, provavelmente, de regiões a leste e sudeste como o Maciço de Goiás, Arco Magmático de Goiás, Cráton São Francisco e/ou Bloco Paranapanema e apresentam idades-modelo T_{DM} (Sm-Nd) entre 1,66 e 1,72 Ga e entre 2,7 e 2,4 Ga (Moura *et al.* 2008, Pinheiro *et al.* 2011). A Tabela 2.1 apresenta um resumo dos dados geocronológicos gerais das unidades aqui citadas.

2.1 CRÁTON AMAZÔNICO

O Cráton Amazônico foi compartimentado em várias províncias geocronológicas por diversos autores como Santos *et al.* (2000), Santos (2003) e Tassinari & Macambira (2004). Diferenças a parte, todas as propostas têm em comum a compartimentação em faixas de direção NW cujas idades tornam-se mais novas em direção a sudoeste (Figura 2.1b).

A Província Amazônia Central (> 2,5 Ga) representa a crosta continental mais antiga do cráton que não foi afetada pelo Ciclo Transamazônico (Tassinari & Macambira 1999). Autores como Dall'Agnol *et al.* (1999), Tassinari e Macambira (1999, 2000), dividiram a província nos blocos Carajás e Xingu-Iricoumé. O Bloco Carajás abrange terrenos granito-*greenstone* de 3,00-2,85 Ga cobertos na porção norte por sequências vulcanossedimentares de 2,76 Ga, todas as rochas com idades $T_{DM(Nd)}$ variando entre 3,2 e 2,86 Ga (Macambira *et al.* 2009). O Bloco Xingu-Iricoumé representa um segmento NW-SE composto predominantemente por granitóides paleoproterozoicos e rochas vulcânicas cobertas por sequências metassedimentares (Macambira *et al.* 2009). Este bloco está parcialmente recoberto pelas rochas fanerozoicas das bacias do Amazonas e Solimões e é a parte menos estudada do cráton, com escassos dados geocronológicos que sugerem um embasamento pré-Transamazônico (>2,5 Ga; Macambira *et al.* 2009, Tassinari & Macambira 2004).

Tabela 2.1 - Dados geocronológicos e isotópicos (Sm-Nd) de unidades da região de estudo

Grupo Tucuruí	T_{DM}(Ma)	ε_{Nd}(T)	Idade ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb em Zircão
<i>Moura et al. (2011)</i>	861-1146	+3.00 a -0.58	530-590Ma ⁽¹⁾
<i>Silva (2013)</i>	1544-1691	-5,59 a -7,75	-
Supergrupo Baixo Araguaia (<i>Moura et al. 2008;</i> <i>Pinheiro et al. 2011</i>)	1600-1700 e 2400-2700	-3.15 a -23.8	2800-2900 Ma e 1000-1200 Ma/ 3,0-2,65 Ga e 1,25-0,85Ga ⁽²⁾
Domínio Bacajá (<i>Macambira et al. 2009</i>)	2250-2710	-8,33 a +2,66	2,67-2,08Ga ⁽²⁾
(1) LA-MC-ICP-MS			
(2) Método por evaporação de Pb			

A Província Maroni-Itacaiúnas (Província Transamazonas segundo Santos 2003) está localizada na porção nordeste do cráton, bordejando a Província Amazônia Central a norte e nordeste (Figura 2.1b). Constituem a província sequências metavulcanossedimentares e terrenos granulíticos e gnáissico-migmatíticos e evolução da mesma é predominantemente paleoproterozoica (2,2 a 1,9 Ga) com geração de crosta juvenil durante o Ciclo Transamazônico acompanhada de retrabalhamento de crosta arqueana, ainda preservada em alguns *inliers* (Avelar *et al.* 2003, Macambira *et al.* 2009, Tassinari & Macambira 2004). O modelo evolutivo proposto por Vanderhaeghe *et al.* (1998) para a Província Maroni-Itacaiúnas no Escudo das Guianas foi estendido para outras partes da mesma podendo ser resumida nos seguintes eventos:

1. Abertura oceânica e formação de crosta juvenil até 2,2 Ga;
2. Convergência e formação de arco de ilhas com magmatismo TTG e sequências *greenstone belts* entre 2,18 e 2,13 Ga;
3. Fechamento de bacia de arco de ilhas e movimentos cisalhantes acompanhado de formação de magmatismo granítico e preenchimento de bacias *strike-slip* por volta de 2,10 Ga.

A Província Maroni-Itacaiúnas pode ser dividida em vários domínios de acordo com as características geológicas. Dentre os domínios propostos, o Domínio Bacajá compõe a geologia do ponto aqui estudado segundo os mapeamentos de Faraco *et al.* (2004) e Vasquez *et al.* (2008b). Este domínio está em contato a sul com o Bloco Carajás (Vasquez *et al.* 2008a). A norte ele é recoberto pelas rochas fanerozoicas da Bacia do Amazonas, e a leste encontra-se

limitados pelas rochas supracrustais do Cinturão Araguaia, sendo parcialmente coberto ainda pelas unidades cretáceas da Bacia do Parnaíba (Macambira *et al.* 2009).

2.1.1 Domínio Bacajá

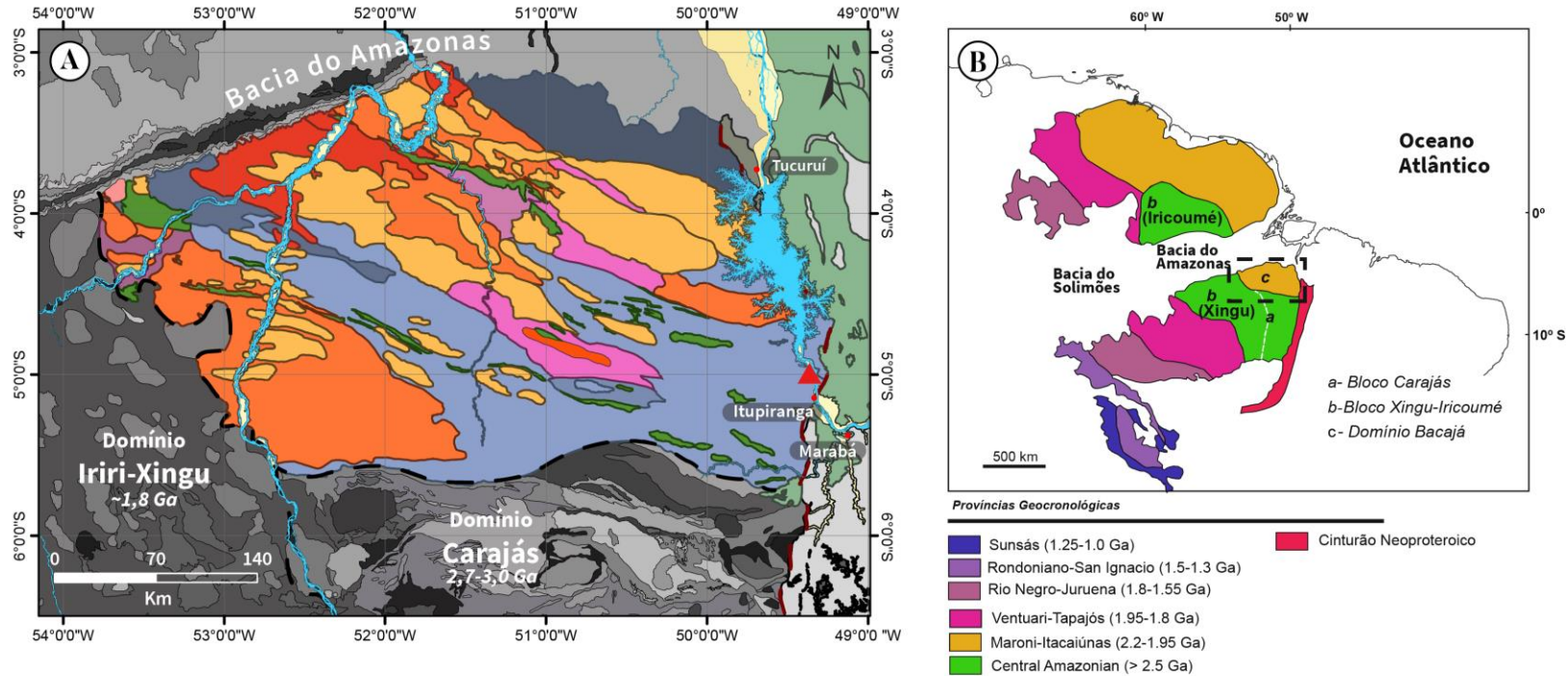
O Domínio Bacajá, localizando no extremo sul da Província Maroni-Itacaiúnas, a semelhança das características da província na qual se insere, representa um orógeno colisional que, em termos gerais, compreende fragmentos tectônicos arqueanos e siderianos retrabalhados durante o Ciclo Transamazônico e rochas juvenis relacionadas a Orogênese Riacciana (Figura 2.1; Vasquez *et al.* 2008b). A Tabela 2.2 resume os dados geocronológicos do Domínio Bacajá.

Faraco *et al.* (2004) e Vasquez *et al.* (2008b) propuseram a definição de algumas das unidades litológicas deste domínio e sugeriram a compartimentação em complexos metamórficos (granulitos e gnaisses), *greenstone belts* e suítes graníticas orogênicas (pré-, sin- a tardi, tardi a pós-colisionais), todos dispostos em faixas alongadas de direção NW-SE e WNW-ESE (Figura 2.1; Tabela 2.2).

Dos complexos metamórficos fazem parte o Complexo Cajazeiras, Ortognaisse Pacajá, Ortogranulito Máfico Rio Preto, Complexo Aruanã, Ortognaisse Uruará, Paragnaisse Ipiaçava, Granulito Novolândia e Metatonalino Rio Bacajá.

O Complexo Cajazeiras (também referido como Enderbito Cajazeiras por Faraco *et al.* 2004) compreende enderbites e charnockitos de composição tonalítica a granítica com textura granulítica quase intacta e milonitos de alto grau com textura de alta ductibilidade (*striped gneiss*; Vasquez *et al.* 2008b). Os milonitos de alto grau caracterizam-se pela presença de porfiroclastos de quartzo e meso- e antipertitas, e são ricos em minerais hidratados como hornblenda e biotita, além *ribbons quartz* que contornam os porfiroclastos (Vasquez *et al.* 2008b). As idades de cristalização do protólito variam de 3,0 a 2,94 Ga com metamorfismo em torno de 2,1 Ga (Tabela 2.2; Macambira *et al.* 2007, Vasquez *et al.* 2008b).

O Ortognaisse Pacajá abrange corpos elípticos e faixas de migmatitos graníticos a tonalíticos e ortognaisse migmatizados majoritariamente tonalíticos. A idade de cristalização do protólito, obtida pelo método Pb-Pb em zircão, é de 2,67 Ga e possuem idade modelo T_{DM} Sm-Nd de 2,67 Ga e $\epsilon_{(Nd)}$ de +2,7 indicando processo de geração de crosta juvenil (Tabela 2.2; Macambira *et al.* 2004). Idades Pb-Pb em zircão de 2,19 Ga obtidas nessa unidade foram interpretadas como sendo a idade de migmatização dessas rochas (Tabela 2.2; Vasquez *et al.* 2008b).



Legenda

▲ Ponto estudado

Sedimentos Cenozóicos

- Depósitos Aluvionares
- Pós-Barreiras

Bacia do Parnaíba

- Fm. Itapecuru (Cretáceo)
- Fm. Codó (Cretáceo)
- Grupo Serra Grande (Siluriano)

Cinturão Araguaia

- Grupo Tucuruí
- Grupo Tocantins

Domínio Bacajá

- Granodiorito Santana (1,96Ga)
- Suítes Tardi- a pós- Colisionais (2,07Ga)
 - Suíte Intrusiva Arapari
 - Suíte Intrusiva João Jorge

Suítes Sin- a Tardi-Colisionais (2,10Ga)

- Complexo Bacajá
- Granodiorito Babaquara
- Granito Canaã

Suítes Pré-Colisionais (2,11-2,21Ga)

- Tonalito Brasil Novo
- Granodiorito Oca
- Granodiorito Belo Monte
- Monzogranito Piranhaguara
- Metatonalito Tapiranga

Greenstone Belts (2,35Ga)

- Rochas Supracrustais 1
- Sequencia Três Palmeiras
- Grupo Vila União

Complexos Metamórficos Gnáissico-migmatíticos

- Metatonalito Rio Bacajá (2,33-2,31Ga)
- Ortognaisse Uruará (2,48Ga)
- Ortognaisse Pacajá (2,67Ga)

Complexos Metamórficos Granulíticos

- Granulito Novolândia (metamorf. 2,09Ga)
- Paragnaisse Ipiçava (3,14-2,47Ga)
- Complexo Aruanã (2,60Ga)
- Complexo Cajazeiras (2,95Ga)

Figura 2.1 - A) Mapa geológico simplificado mostrando as principais unidades geológicas e geocronológicas da região estudada (idades apresentadas para as unidades do Domínio Bacajá encontram-se na Tabela 2.2). Fonte: Base geológica obtida de Vasquez *et al.* 2008b B) Mapa de províncias geocronológicas do Cráton Amazônico. Fonte: Modificado de Tassinari & Macambira 2004)

Tabela 2.2 – Dados geocronológicos do Domínio Bacajá. Fonte: Modificado de Vasquez *et al.* (2008b)

(continua)

Associação	Unidade	Idade de cristalização/fontes sedimentares	Idade de metamorfismo	$\epsilon(\text{Nd},t)$	T _{DM}
Magmatismo Pós-Orogênico (Ciclo Transamazônico)	Granodiorito Sant'Ana	1986 ± 5 ^{7, a}		-8,89 ⁵	2,83 ⁵
Magmatismo Orogênico Tardi a Pós-Colisional (Ciclo Transamazônico)	Suíte Intrusiva João Jorge	2077 ± 2 ^{7, a}		-5,80 e -6,49 ⁵	2,73 e 2,65 ⁵
		2076 ± 6 ^{9, a}		-4,12 e -0,60 ⁹	2,57 e 2,33 ⁹
		2069 ± 6 ^{11, a}			
		2075 ± 3 ^{9, a}			
		2070 ± 3 ^{1, a}		-3,12 a -2,40 ⁵	2,47 a 2,46 ⁵
		2086 ± 5 ^{6, b}			
Magmatismo Orogênico Sin a Tardicolisional (Ciclo Transamazônico)	Granodiorito Babaquara	2102 ± 3 ^{1, a}		-3,45 ⁵	2,59 ⁵
	Granito Canaã	2104 ± 5 ^{7, a}		-3,40 ⁵	2,54 ⁵
Magmatismo Orogênico Pré-Colisional (Ciclo Transamazônico)	Complexo Bacajá	2094 ± 4 e 2114 ± 3 ^{10, a}			
		$2113 +35/-33$ ^{8, b}			
	Metatonalito Tapiranga	2133 ± 10 ^{5, b}	2055 ± 6 ^{5, b}	-0,71 ⁵	2,45 ⁵
	Monzogranito Piranhaquara	2147 ± 5 ^{1, b}		-4,29 ⁵	2,74 ⁵
	Granodiorito Belo Monte	2154 ± 3 ^{9, a}			
	Granodiorito Oca	2160 ± 3 ^{5, b}		-1,59 ⁵	2,52 ⁵
	Tonalito Brasil Novo	2182 ± 6 ^{6, b}			
		2209 ± 2 ^{1, a}		-4,35 a -6,37 ⁵	2,93 e 2,71 ⁵

(conclusão)

Associação	Unidade	Idade de cristalização/fontes sedimentares	Idade de metamorfismo	$\epsilon_{(Nd,t)}$	T_{DM}	
		$2215 \pm 2^{7,a}$				
Greenstone Belts	Sequência Três Palmeiras	$2359 \pm 3^{3,a}$		$+1,64 \text{ e } +173^5$	$2,49 \text{ e } 2,47^5$	
Complexos Metamórficos	Metatonalito Rio Bacajá	$2338 \pm 5^{1,b}$		$-10,84^5$	$3,10^5$	
		$2313 \pm 9^{8,b}$				
	Granulito Novolândia		$2064 \pm 4^{4,d}$			
	Paragneisse Ipiaçava		$2109 \pm 9^{1,b}$			
		$3,14 - 2,56^{5,e}$	$2073 \pm 2, 2071 \pm 3^{5,d}$			
		$3,12 - 2,47^{(*)5,c}$	$2074 \pm 3^{5,a}$			
	Ortogneisse Uruará	$2440 \pm 7^{7,a}$				
		$2503 \pm 10^{6,b}$				
		$2487 \pm 13^{1,b}$			$-4,68 \text{ a } +0,46^5$	$2,98 - 2,64^5$
	Complexo Aruanã	$2606 \pm 4^{2,a}$				
	Ortogramulito Máf. Rio Preto	$2628 \pm 3^{2,a}$	$2072 \pm 3^{2,a}$			
	Ortogneisse Pacajá	$2671 \pm 3^{3,a}$	$2195 \pm 3^{2,a}$	$+2,7^3$	$2,67^3$	
	Complexo Cajazeiras	$3009 \pm 27^{4,b}$	$2074 \pm 8^{4,b}$			
$2942 \pm 4^{2,a}$						

a – Evaporação Pb-Pb em zircão; b – U-Pb em zircão SHRIMP; c – U-Pb em zircão detrítico; d – U-Pb em monazita SHRIMP; e- Evaporação Pb-Pb em zircão detrítico.

1 – Vasquez *et al.* (2008a); 2 – Vasquez *et al.* (2008b); 3 – Macambira *et al.* (2004); 4 – Macambira *et al.* (2007); 5 – Vasquez (2006); 6 – Santos (2003); 7 – Vasquez *et al.* (2005); 8 – Faraco *et al.* (2005); 9 – Macambira *et al.* (2003); 10 – Monteiro (2006); 11 – Souza *et al.* (2003)

O Ortogranulito Máfico Rio Preto, também sendo referido como Periclasito Rio Preto, compreende majoritariamente corpos máficos maciços com orto- e clinopiroxênio e granulitos máficos migmatizados com orto- e clinopiroxênio, granada e plagioclásio (Vasquez *et al.* 2008b). Esses granulitos possuem filiação cálcio-alcalina podendo representar um ambiente de arco de ilhas com idade mínima de cristalização, obtida por evaporação de Pb em zircão, de 2,62 Ga e idade de metamorfismo em torno de 2,07 Ga (Tabela 2.2; Souza & Angélica 1994, Vasquez *et al.* 2008b).

No Complexo Aruanã são encontrados ortognaisses tonalíticos a graníticos com feições metamórficas de alto grau quase totalmente obliteradas pelas transformações de retrometamorfismo como piroxênios em grande parte substituídos por hornblendas, biotitas e até mesmo talco, clorita e actinolina (Ricci 2006a). Vasquez *et al.* (2008b) apontam ainda feições miloníticas de alto grau que permaneceram preservadas em algumas partes apesar da migmatização em fácies anfibolito ser bastante presente. Os mesmos autores interpretam a datação de zircão de 2,60 Ga como sendo a idade de cristalização do protólito ígneo dessas rochas.

O Ortogneisse Uruará compreende metatonalitos e metagranodioritos com metamonzogranitos e metaquartzodiorito subordinados. Apresentam, além de migmatização local, xenólitos de anfibolitos e BIF's (Vasquez *et al.* 2008b). Usando feições texturais como arranjo da hornblenda e plagioclásio, e evidências de migmatização, Vasquez *et al.* (2005) interpretaram metamorfismo em fácies anfibolito médio para as rochas dessa unidade. Datações U-Pb em zircão resultaram em idades de cristalização dos protólitos dessas rochas de 2,50 e 2,48 Ga, sendo encontrados zircões herdados de 2,52 a 2,58 Ga (Santos 2003, Vasquez *et al.* 2008a). Dados de Nd mostraram valores de $\epsilon_{(Nd)}^{2,5-2,4Ga}$ variando entre +0,46 e -4,68 com idade modelo T_{DM} de 2,64 e 2,98 Ga, indicando geração de crosta juvenil em torno de 2,65 Ga com contribuição de crosta arqueana de 3,0 Ga (Tabela 2.2; Vasquez 2006).

A unidade Paragnaisse Ipiaçava se refere a pelitos a psamitos, migmatizados, com lentes de silimanita quartzitos e granulitos máficos (Vasquez *et al.* 2008b). As fontes detríticas são principalmente de 3,13 a 2,47 Ga com alguma contribuição de fontes com até 2,30 Ga. Análises U-Pb em monazita e zircão indicam que o evento de migmatização ocorreu por volta de 2,10 Ga e o metamorfismo em torno de 2,07 Ga (Vasquez 2006).

O Granulito Novolândia compreende uma sequência metavulcanossedimentar, evidenciada pela alternância de faixas com orto- e paraderivação em gnaisses granulíticos

(Ricci 2006b). Pela assembleia metamórfica das bandas paraderivadas, pode-se afirmar que esses gnaisses sofreram metamorfismo de alta temperatura. Essa unidade é composta por kinzigitos, granulitos máficos, paragnaisses potássicos com ortopiroxênio e paragnaisses quartzosos, ambos com granada, cordierita e biotita (Vasquez *et al.* 2008b). A idade de metamorfismo dessa sequência, obtida por U-Pb em monazita por Macambira *et al.* (2007), foi de 2,06 Ga. Idades pelo mesmo método, por esses autores, mostraram zircões paleoproterozoicos a arqueanos, mas sem interpretação para os mesmos.

As rochas que compõem o Metatonalino Rio Bacajá são metagranitoides de composição tonalíticas a monzograníticas com biotita e hornblenda, de granulação média a grossa e com feições migmatíticas. Petrograficamente, caracterizam-se pela presença de porfiroclastos de feldspato e hornblenda, sendo comum agregados de biotita, titanita e opacos circundando os porfiroclastos (Vasquez *et al.* 2008b). A idade de cristalização do protólito, segundo Vasquez *et al.* (2008), ocorreu em torno de 2,33 Ga (U-Pb em zircão), semelhante a idade de 2,31 Ga obtida por Faraco *et al.* (2004). Valores de $\epsilon_{(Nd)}^{2,34Ga}$ de -10,80 e T_{DM} de 3,10 Ga sugerem retrabalhamento de material arqueano (Tabela 2.2; Vasquez 2006).

Os *greenstone belts* do Domínio Bacajá são representados principalmente pela Sequência Três Palmeiras, bem como o Grupo Vila União e uma sequência não individualizada (Vasquez *et al.* 2008b). Dessas, a mais estudada é a Sequência Três Palmeiras, sendo composta por actinolita xistos, metandesitos, metabasaltos, metatufos e, subordinadamente, quartzitos, BIF's, filitos e mica xistos (Vasquez *et al.* 2008b). Idades de evaporação de Pb em zircão de metandesito da Sequência Três Palmeiras de 2,36 Ga em conjunto com valores de $\epsilon_{(Nd)}^{2,36Ga}$ de +1,64 e T_{DM} de até 2,49 Ga indicam evolução sideriana com magmatismo de acreção juvenil em 2,5 Ga, tendo esse magmatismo assinatura intermediária entre MORB e arco de ilhas (Tabela 2.2; Jorge João *et al.* 1987, Macambira *et al.* 2004, Vasquez 2006).

As suítes pré-colisionais abrangem o Tonalito Brasil Novo, os granodioritos Oca e Belo Monte, o Monzogranito Piranhaquara e o Metatonalito Tapiranga. Os corpos dessas suítes são alongados na direção NW-SE, sendo contornados por zonas de cisalhamento de mesma direção, e são predominantemente porfiríticos, de composição tonalítica a monzogranítica com biotita e, em alguns casos, hornblenda (Vasquez *et al.* 2008b). Dados geocronológicos desses corpos graníticos mostram idades variando entre 2,13 e 2,16 Ga e a assinatura geoquímica sugere ambiente de arco magmático com contribuição crustal variando de pouca a significativa (Tabela 2.2; Macambira *et al.* 2001, Vasquez 2006, Vasquez *et al.* 2008a).

Estão reunidos nas suítes sin- a tardi-colisionais o Complexo Bacajaí, o Granodiorito Babaquara e o Granito Canaã (Vasquez *et al.* 2008b). São corpos de direção geral NW-SE ou mesmo NNW-SSE afetados em algumas partes por zonas de cisalhamento. A composição dos corpos normalmente varia entre tonalitos até monzogranitos com biotita e hornblenda (Vasquez *et al.* 2008b). As idades variam de 2,10 a 2,11 Ga, ocorrendo em alguns corpos zircões herdados de até 2,15 Ga, sugerindo contribuição crustal para formação desses granitos (Tabela 2.2; Vasquez 2006, Vasquez *et al.* 2008b).

As suítes tardi- a pós-colisionais compreendem as suítes Arapari e João Jorge que, a semelhança das suítes anteriores, são corpos fortemente afetados pelas zonas de cisalhamento de direção NW-SE de composição charnockítica a granítica e metamorfisados em condições de alta temperatura (Vasquez *et al.* 2008b). Conforme apresentado na Tabela 2.2, as idades de cristalização variam entre 2,06 a 2,08 Ga com indicações de forte contribuição crustal arqueana (Vasquez *et al.* 2005, Vasquez 2006, Vasquez *et al.* 2008b).

No Domínio Bacajá ocorre ainda o Granodiorito Sant'Ana com idade 1,98 Ga, posterior ao Ciclo Transamazônico (Vasquez *et al.* 2005). A evolução desse granitoide foi relacionada por Vasquez (2006) e Vasquez *et al.* (2008a) ao orógeno orosiriano do Domínio Tapajós, a oeste do Domínio Bacajá, podendo representar extensão de antepaís, entretanto os dados isotópicos de Nd não são compatíveis com suítes contemporâneas do Domínio Tapajós (Lamarão *et al.* 2005).

2.1.2 Formação Gorotire

A Formação Gorotire foi descrita pela primeira vez por Barbosa *et al.* (1966) compreendendo arenitos arcoseanos de granulometria média a grossa e quartzarenitos de granulometria média com seixos de quartzitos e jaspelitos. Inicialmente interpretada como representando uma transgressão marinha, foi posteriormente revista como representando um sistema fluvial (Cunha *et al.* 1984, Pastana *et al.* 1980).

Vasquez *et al.* (2008b) restringem a Formação Gorotire a região da bacia do Rio Fresco recobrando o Grupo Rio Fresco e Complexo Santana do Araguaia. Entretanto, Cunha *et al.* (1984) e Pastana *et al.* (1980) posicionam a Formação Gorotire acima das rochas vulcânicas do Grupo Iriri do Domínio Iriri-Xingu.

Nascimento & Oliveira (2015) na porção nordeste da Província Carajás, próximo a Parauapebas, descreveram depósitos de leques aluviais com elementos arquiteturais de fluxos de detritos, rios entrelaçados e cascalhosos com direções de paleocorrente para nordeste e norte.

Os depósitos são ricos em fragmentos líticos de BIF's, quartzitos, gnaisses, granitoides e rochas vulcânicas. Estes autores relacionaram estes depósitos à Formação Gorotire. Azevedo (2014), em estudos de testemunhos de sondagem na mesma região, descreveu composição semelhante ao reportado por Nascimento & Oliveira (2015) para estes depósitos e os relacionou a um ambiente de canais fluviais entrelaçados.

As idades de zircão detrítico de rochas correlatas à Formação Gorotire, na região da Serra do Inajá, mostraram idades variando entre 2,15 a 2,03 Ga (Monteiro *et al.* 2004). Sugerindo assim deposição no final do Riaciano ou início do Orosiriano (Vasquez *et al.* 2008b)

2.2 CINTURÃO ARAGUAIA

O Cinturão Araguaia possui evolução relacionada a orogênese que resultou da aglutinação do continente Gondwana no Neoproterozoico (Hasui *et al.* 2012). É composto por rochas metassedimentares, máficas e ultramáficas reunidas no Supergrupo Baixo Araguaia, e intrusões graníticas sin- e tardi-tectônicas (Pinheiro *et al.* 2011; Gorayeb & Moura 2008). O Supergrupo Baixo Araguaia abrange os grupos Estrondo e Tocantins (Hasui *et al.* 2012).

O Grupo Estrondo aflora na porção leste do cinturão e compreende as formações Morro do Campo, Canto da Vazante e Xambioá. A primeira engloba quartzitos, metaconglomerados e xisto metamorfizados em fácies xisto verde e anfibolito (Pinheiro *et al.* 2011). A Formação Canto da Vazante compreende quartzitos e micaxisto feldspáticos com granada (Hasui *et al.* 2012). A Formação Xambioá, por sua vez, designa micaxistos, quartzitos, anfibolitos, e xistos grafitosos (Gorayeb *et al.* 2008).

O Grupo Tocantins é composto pela Formação Pequizeiro, que é constituída por clorita-muscovita-quartzo xistos com intercalações de xistos cálcicos, quartzitos e filitos, e pela Formação Couto Magalhães que compreende ardósias, filitos grafitosos, meta-arcósios, metassiltitos, meta-argilitos e quartzitos (Gorayeb 1981).

Análises geocronológicas em zircões detríticos da Formação Morro do Campo revelaram grupos com idades arqueanas (2800-2900 Ma) e meso-neoproterozóicas (1000-1200 Ma) indicando contribuições de diversas áreas-fonte para estes depósitos (Moura *et al.* 2008; Pinheiro *et al.* 2011).

Rochas máficas (*pillow lavas*) e ultramáficas (peridotitos serpentinizados e dunitos) ocorrem associadas tanto ao embasamento como às rochas supracrustais; estas foram transportadas tectonicamente e representam fragmentos ofiolíticos de antiga crosta oceânica

subductada (Moura *et al.* 2008; Paixão & Nilson 2002). Estudos geocronológicos nessas rochas indicam uma crosta oceânica formada durante o Neoproterozóico (Paixão & Nilson 2002).

Corpos graníticos que ocorrem na porção leste do cinturão associados a rochas de mais alto grau metamórfico representariam a fusão parcial de rochas metassedimentares e/ou do embasamento durante o pico de metamorfismo do orógeno (Alvarenga *et al.* 2000). Datações no Granito Santa Luzia, na porção sul do cinturão, por evaporação-Pb resultaram em idades de 655 ± 24 Ma interpretadas como a idade do episódio de gênese do granito (Moura & Gaudette 1993; Alvarenga *et al.*, 2000). Além deste, o Granito Ramal do Lontra apresentou idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão de 549Ma (Alves 2006).

2.2.1 Grupo Tucuruí

A unidade que compreende as rochas expostas na região da UHT até a poucos quilômetros a norte de Marabá, seguindo o curso do Rio Tocantis, foi descrita e designada primeiramente por Trouw *et al.* (1976) como Formação Tucuruí que abrange metabasaltos, meta-arenitos e metagrauvácas cortadas pela Falha Tucuruí. Esta unidade foi elevada à categoria de grupo por Matta (1982), formado pelas formações Caraípe e Morrote.

Datação em zircões detríticos nos arenitos do Grupo Tucuruí, próximo a UHT, resultaram em idades neoproterozoicas, o que levou Moura *et al.* (2011) a descartarem a hipótese do Cráton Amazônico ser a fonte principal dessas rochas (Tabela 2.1). O mesmo trabalho mostra que as idades $T_{\text{DM}}(\text{Sm-Nd})$ e os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(550)}$ indicam uma importante contribuição de crosta juvenil neoproterozóica, com alguma contribuição de crosta mais antiga (Tabela 2.1). Em discordância a esses dados, idades $T_{\text{DM}}(\text{Sm-Nd})$ mesoproterozoicas e os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(550)}$ fortemente negativos de Silva (2013), compatíveis com rochas metassedimentares do Supergrupo Baixo Araguaia, indicam fontes bem mais antigas.

2.2.1.1 Formação Caraípe

A Formação Caraípe faz contato inferior discordante com rochas do Domínio Bacajá e superior concordante com a Formação Morrote. Abrange na porção basal arenitos bem estratificados intercalados com siltitos cinzentos sobre os quais repousam os basaltos maciços, afaníticos e cinzas escuros com porções esverdeadas, e derrames variando de 3 a 30 metros de espessura com zonas amigdaloides e com disjunções colunares no topo (Matta 1982; Dutra 2012). Ocorrem, apesar de raros, *sills* de diabásio de granulação média com textura intergranular (Dutra 2012).

Os depósitos sedimentares reportados em testemunhos de sondagem são compostos por subárcoseos finos a muito finos e siltitos marrons com tons amarelo ou roxo, com grãos mal selecionados e subangulosos a angulosos. As estruturas sedimentares presentes incluem estratificação cruzada de baixo ângulo migrando lateralmente para laminação plano-parallel, laminação truncada por onda e estratificação cruzada *hummocky*. Esse conjunto foi interpretado como representante de associações de *foreshore* e *shoreface* (Dutra 2014).

Veios milimétricos de cor verde são comuns principalmente próximo da zona de empurrão, são compostos por quartzo, calcita e epidoto ou clorita (Matta 1982, Silva 2013). Nos topos e bases de derrames individuais, brechas basálticas são frequentes (Dutra 2012).

2.2.1.2 Formação Morrote

A Formação Morrote designa brechas sedimentares com fragmentos de basaltos envoltos numa matriz grauváquica avermelhada no contato com a Formação Caraípe (Matta 1982). Sobrepondo essas camadas, ocorrem rochas sedimentares grauváquicas de coloração avermelhada, ricas em óxidos de ferros, com tons verdes próximo a Falha Tucuruí, apresentando fino acamamento entre granulometrias areia fina a argilosas, com presença marcantes de microfalhas e veios constituídos de anfibólio, epidoto, carbonatos e quartzo (Matta 1982).

Matta (1982) ainda relata a presença de dobras decimétricas, isópacas, suaves e abertas com eixos de orientação NNE e NW-SE restritas a Formação Morrote. O mesmo autor relata a presença de falhas dobradas e ramificadas nas porções terminais das dobras, bem como estrias de deslizamento em algumas superfícies de acamamento.

3 METODOLOGIA

A investigação das rochas aflorantes na Vila de Santa Terezinha do Tauri envolveu uma abordagem conjunta de petrografia e geocronologia. A seguir é descrita com detalhes a metodologia utilizada neste trabalho que envolveu: pesquisa bibliográfica, descrição de perfil sedimentar em campo, petrografia em laboratório, imageamento de grãos de zircão ao MEV e análises geocronológicas em zircão detrítico por LA-MC-ICP-MS.

3.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Durante toda a fase de estudo, a pesquisa bibliográfica sobre a região estudada serviu para obtenção de dados e informações pré-existentes que sustentam as interpretações aqui postas com base nos dados obtidos. O estudo bibliográfico foi realizado ao longo de toda a pesquisa e ajudou na composição da geologia regional, estudos sobre proveniência e no tratamento e interpretação dos dados isotópicos.

3.2 SEDIMENTOLOGIA

Foi realizada em outubro de 2018 uma visita de campo a esses depósitos que estão exposto na Vila de Santa Terezinha do Tauri nas margens do rio Tocantins. Neste ocasião foram obtidos dados sedimentológicos das rochas *in situ*, como perfil sedimentar, composição de seção e medidas de paleocorrente, bem como coleta de amostras para análise petrográfica. A descrição dos perfis seguiu procedimentos como os descritos em Nichols (2009) e Tucker (2009, 2014) para rochas sedimentares.

3.3 ANÁLISE PETROGRÁFICA

Foram coletadas amostras da fração conglomerática e arenosa do afloramento aqui estudado durante uma visita de campo expedita realizada em 2016 pelo professor Candido Moura. A análise petrográfica foi realizada em escalas macro- e microscópica dessas amostras e também daquelas coletadas pela visita realizada em 2018.

A partir das amostras coletadas foram confeccionadas seções polidas das amostras de mão e lâminas delgadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências (IG) da UFPA. Das rochas conglomeráticas foram confeccionadas 4 seções polidas das amostras de mão para descrição macroscópica e 8 lâminas delgadas, dos arenitos foram confeccionadas 2 seções polidas para descrição macroscópica e 6 lâminas delgadas.

A descrição microscópica foi realizada no Laboratório de Petrografia do IG e a descrição e classificação petrográfica seguiu a proposta Folk (1965). Também se utilizou o método de Gazzi-Dickinson (Dickinson 1970, Gazzi 1966), pela contagem de 300 pontos em lâmina

delgada e classificação dos possíveis contextos tectônicos segundo os diagramas de Dickinson e Suczek (1979) e Dickinson (1985): QFL (quartzo-feldspatos-fragmentos líticos instáveis) e QmFLt (quartzo monocristalino – feldspatos - fragmentos líticos totais).

3.4 COLETA E SEPARAÇÃO DE ZIRCÃO DETRÍTICO

A amostra da rocha conglomerática coletada em 2016 foi tratada na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) e na Sala de Separação de Minerais do IG-UFPA passando por trituração, moagem e peneiramento em via úmida para separação das frações granulométricas de 250-175 μm , 175-125 μm e 125-75 μm .

Em seguida, essas frações foram tratadas em bateias de 50 e 10 cm para pré-concentração de minerais pesados. Após essa separação, a porção dos pesados foi posta em lavagem ácida com HCl (10%) em chapa aquecedora de 100 °C para retirada de capa ferruginosa dos fragmentos. Terminada a lavagem, as amostras foram secas e acondicionadas em recipientes plásticos.

Depois de secas as amostras, os minerais magnéticos foram extraídos utilizando-se imãs de ferrite e de Nd. Das frações 250-175 μm e 175-125 μm foram então separadas alíquotas para separação de minerais pesados usando bromofórmio (densidade entre 2,8 e 2,9 g/cm^3). Devido aos problemas analíticos no primeiro conjunto de grãos de zircão separados foi realizada uma segunda separação de pesados utilizando o microbateamento em água e álcool etílico (96%) para uma segunda sequência de análises geocronológica.

Ambos concentrados de minerais pesados resultado desses dois tratamentos foram levados para seleção de grãos de zircão em lupa binocular separadamente. Uma vez selecionados os grãos foram postos e organizados em resina *epoxy*, para a confecção das pastilhas com zircão no Laboratório de Laminação do IG.

3.5 IMAGENS DE ZIRCÃO AO MEV

As pastilhas contendo os grãos de zircão selecionados passaram por imageamento no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) para caracterização prévia dos grãos de zircão que seriam analisados por LA-MC-ICP-MS. As imagens de elétrons retroespalhados foram obtidas no Laboratório de Microanálises do IG-UFPA.

O equipamento utilizado na primeira sequência de análises foi um MEV *Zeiss* modelo SIGMAVP pertencente ao Instituto Tecnológico Vale (ITV), cedido em contrato de comodato para a UFPA, com as seguintes condições de operação: corrente do feixe de elétrons = 80 μA , voltagem de aceleração constante = 20 kv, distância de trabalho = 8,5 mm. Já o utilizado para

imageamento dos zircões na segunda série foi um MEV *Zeiss* modelo EVO-MA-10, com as condições a seguir: corrente do feixe de elétrons = 100 μ A, voltagem de aceleração constante = 20 kV, distância de trabalho = 8,5 mm.

Como o MEV necessita de superfícies condutoras para gerar as imagens, é necessário antes do procedimento de imageamento o recobrimento por camadas nanométricas de material condutor, nesse caso de ouro. O metalizador utilizado foi o modelo K550X da marca *Emitech* com metalização ocorrendo em 1,5 segundos, resultando numa camada de aproximadamente 15 nm de espessura.

Antes de serem levadas ao LA-MC-ICP-MS as pastilhas (*mounts*) devem passar por limpeza da metalização por meio de: 1) polimento com diamante, 2) mergulho em solução de água e detergente neutro ao ultrassom por 2 minutos, 3) limpeza da superfície do *mount* com éter de petróleo, lavagem com água Milli-Q ao ultrassom por 5 minutos e 4) secagem em estufa a 50 °C por 1 hora.

3.6 GEOCROLOGIA

A geoquímica isotópica tem sido chave para diversos estudos de geocronologia. Dentre os métodos, a utilização do método U-Pb em zircão possui a mais ampla gama de aplicações e é central para diversos estudos, sendo um deles o de proveniência sedimentar (Condie *et al.* 2009). A seguir, são descritos os princípios do sistema isotópico U-Pb e os procedimentos de análise em zircão detrítico e tratamento de dados do presente trabalho.

3.6.1 Sistema Isotópico U-Pb em zircão

O sistema isotópico U-Pb baseia-se no decaimento progressivo dos isótopos instáveis de U em isótopos estáveis de Pb, numa sequência em cadeia, onde os isótopos intermediários podem ser ignorados quando se tratam idades acima de alguns milhões de anos (Dickin 2005). O Pb possui quatro isótopos estáveis, sendo que apenas o ^{204}Pb é não-radiogênico e por isso é usado como isótopo de referência. Os demais isótopos do Pb formam pares isotópicos com U e Th, como apresentados na Tabela 3.1.

As equações 1 e 2 descrevem o decaimento dos isótopos de U em Pb. Onde P são as razões medidas no presente ambas do isótopo pai e filho, i representa a razão inicial no sistema do isótopo-filho e t representa o tempo desde de que sistema se tornou fechado ou quando se iniciou o relógio isotópico.

Tabela 3.1 - Pares isotópicos de U e Th e respectivas constantes (Jaffey et al. 1971)

Par isotópico	Tempo de Meia-Vida (Ga)	Constante de decaimento (λ)
$^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$	0,704	$9,8485 \times 10^{-10}$
$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$	4,47	$1,55125 \times 10^{-10}$
$^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$	14,01	$0,49475 \times 10^{-10}$

Em um mineral que incorpora muito U, mas quantidades desprezíveis de Pb, as equações acima podem ser simplificadas pela retirada dos termos que representam o Pb inicial. Resolvendo então as equações 1 e 2 é possível achar os valores das razões isotópicas que resultam em idades concordantes, supondo um sistema fechado, e construir a curva concórdia (Wetherill 1956, Dickin 2005). Desvios da curva concórdia são explicados por eventos de perda de Pb ou outras modificações isotópicas devido às migrações dentro do retículo cristalino do zircão, que podem decorrer de diversos processos como metamictização ou ação de fluidos hidrotermais (Dickin 2005, Spencer *et al.* 2016, Wetherill 1956). Com base na curva concórdia é possível fazer a validação das idades por dois sistemas isotópicos independentes e realizar correções quando necessárias.

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_P = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i + \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)_P * (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad (1)$$

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_P = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i + \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)_P * (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (2)$$

O zircão apresenta tais propriedades de absorção alta de U e se comporta como um sistema relativamente fechado, resistente a processos geológicos, além de ser um mineral acessório amplamente distribuído na crosta terrestre em rochas ígneas, metamórficas e sedimentares (Yuan *et al.* 2009). As pequenas frações de Pb inicial podem ser corrigidas seguindo um modelo de evolução terrestre para o Pb (Stacey & Krames 1975).

Por ser um mineral bastante resistentes à alteração físico-química, o zircão é extensivamente usado em trabalhos de proveniência sedimentar, pois permite a caracterização das idades de formação das rochas fontes. Para trabalhos de proveniência, a determinação das áreas fontes com grande confiança normalmente é obtida pela análise de cerca de 80 grãos de zircão (Košler *et al.* 2002, Dodson *et al.* 1988).

3.6.2 LA-MC-ICP-MS

Os zircões da amostra conglomerática (18CM02) foram analisados seguindo a metodologia U-Pb em zircão por espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS) com abrasão a laser (LA). As análises foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso) e seguiram o protocolo estabelecido por Milhomem Neto *et al.* (2017) para análise U-Pb. O equipamento usado é o MC-ICP-MS modelo *Neptune* da marca Thermo Finnigan equipado com multi-coletores e contadores de íons conectado a microsonda de ablação a laser (*laser ablation*) da marca CETAC, modelo LSX-213 G2. As configurações do equipamento estão especificados na Tabela 3.2 e Tabela 3.3.

Tabela 3.2 - Configuração dos coletores para U-Pb no LA-MC-ICP-MS (Milhomem Neto et al. 2017)

Coletores Faraday		L4		L3		Central	H2	H4
Canais MiC's	MIC3	MIC4	MIC6					
Isótopos medidos	²⁰² Hg	²⁰⁴ (Hg+Pb)	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb		²³² Th	²³⁸ U

O procedimento de análise seguiu a ordem de 10 *spots* nos zircões da amostra intercalado por análises no padrão GJ-1 da GEMOC ARC *National Key Center* (Austrália) e leituras de branco para serem feitas as devidas validações e correções dos dados. Para uma validação das correções realizadas foram feitas análises de outros materiais de referências como Plešovice e Blue Berry (BB) dentro dos grupos de 10 *spots* a cada 3 sequências analíticas (Santos *et al.* 2017, Sláma *et al.* 2008). A maioria dos grãos de zircão da amostra seguiram a proporção de 1 *spot* por grão, exceto naqueles em que o ponto analisado não apresenta boa homogeneidade ou teores de U e Pb adequados.

3.6.3 Tratamento de dados isotópicos

Os dados obtidos pelo LA-MC-ICP-MS foram transferidos para planilhas do Microsoft Excel do programa ISOPLLOT/EX versão 3.0 e 4.15 de Ludwig (2003) para tratamento dos dados isotópicos, cálculos de idade e apresentação de resultados. O tratamento de dados seguiu em linhas gerais o proposto por Chemale Jr. *et al.* (2012).

Tabela 3.3 - Parâmetros do equipamento para análises U-Pb em zircão (Milhomem Neto *et al.* 2017)

MC-ICP-MS	Neptune (Termo Finnigan)	Laser Nd:YAG 213	LSC-213 G2 CETAC
Fluxo de gás argônio resfriador	16,0 L/min	Fluxo de gás hélio	450 - 500 mL/min
Fluxo de gás argônio auxiliar	0,7 - 0,8 L/min	Diâmetro dos furos	25 µm
Fluxo de gás argônio de arraste	1,0 - 1,2 L/min	Frequência	10 Hz
Potência (rádio frequência)	1200 - 1300 W	Potência	50 - 60%
Modo de análise	Estático em baixa resolução	Energia	4 - 5 J/cm ²
Aquisição	40 ciclos de 1.049s	Tempo de ablação	- 40 segundos

A estimativa dos valores de ²⁰⁶Pb não-radiogênico foi obtida utilizando a equação 3. As razões isotópicas de Pb comum foram estimadas segundo o modelo evolutivo de Stacey e Kramers (1975) assumindo a idade ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb como idade estimada do grão. Os valores de f₂₀₆ acima de 0,007 ou mesmo de 0,0025 são normalmente desconsiderados nos cálculos de idades, no entanto, pelas características dos grãos analisados esses limites foram flexibilizados até certo ponto, neste trabalho.

$$f_{206} = \frac{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})^t_{\text{comum}}}{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{amostra}}} \quad (3)$$

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 SEDIMENTOLOGIA E PETROGRAFIA

A sucessão sedimentar descrita no afloramento visitado compreende um perfil de aproximadamente 2,7 m de altura (Figura 4.1). Dutra *et al.* (2014) e Silva (2013), estudos próximos a UHT, descreveram perfis com intercalações de sequências sedimentares e derrames vulcânicos de carácter básico, entretanto, essas intercalações não foram encontradas no ponto visitado. Os dados sedimentológicos obtidos em campo permitiram a distinção de cinco fácies sedimentares, como mostra a seção e o perfil sedimentar representados na Figura 4.2.



Figura 4.1 - Foto geral do afloramento mostrando seção lateral da sequência sedimentar aqui descrita (a marreta no canto inferior esquerdo serve de escala)

4.1.1 Fácies sedimentares

4.1.1.1 Arenitos médio com estratificação cruzada tabular (At)

Arenitos de coloração vermelho-arroxeadada, com estratificação cruzada tabular, de granulometria média a grossa, compostos por grãos mal selecionados de quartzo, fragmentos de rochas e feldspatos. Possuem pontuais seixos de quartzo e fragmentos de rochas de tamanho variando entre 0,5 cm até 1 cm compondo um arcabouço imaturo, textural e mineralogicamente. As camadas (*sets*) medem entre 12 a 25 cm de espessura com contatos levemente ondulados, com lentes de conglomerado maciço (Gm; Figura 4.2 e Figura 4.3). As camadas frontais (*foresets*) possuem terminação tangencial com espessuras de até 4 cm nas porções mais espessas. O processo de geração dessa fácies é relacionado a migração de formas de leito de crista reta (2D) em regime de fluxo inferior (Lindhorne 1987, Nichols 2009).

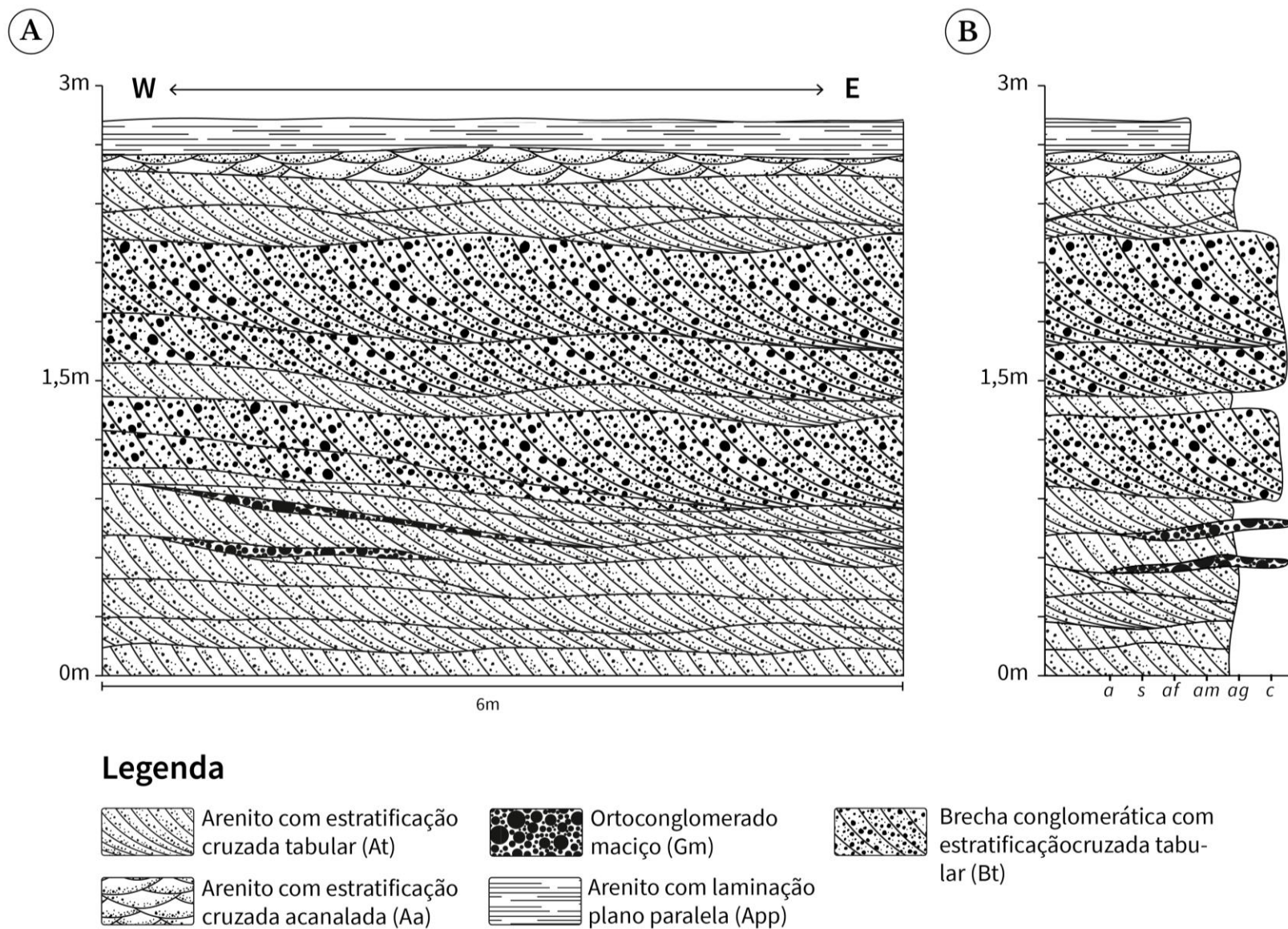


Figura 4.2 - A) Seção sedimentar do afloramento às margens do Rio Tocantins próximo a Vila de Santa Teresinha do Tauri e B) perfil sedimentar descrito.

4.1.1.2 Ortoconglomerados maciços (Gm)

São conglomerados maciços de coloração vermelho-arroxeadada, suportados pelos clastos, mal selecionados e fortemente imbricados. São compostos predominantemente por fragmentos de rochas subangulosos e seixos de quartzo subarredondados e pouco esféricos, envolvidos numa matriz arenosa grossa. Definem lentes com espessuras variando de 8 a 15 cm intercaladas com a fácies At (Figura 4.2 e Figura 4.3). O processo de geração dessa fácies é atribuído a migração de barras longitudinais ou por tapetes de tração (Khadkikar 1999, Miall 1985)

4.1.1.3 Arenito médio com estratificação cruzada acanalada (Aa)

Camada de arenito de granulometria média a grossa com estratificação cruzada acanalada, composto por grãos mal selecionados de quartzo, feldspatos e fragmentos de rochas, alguns grãos chegando a seixos de tamanho entre 0,5 cm até 1 cm (Figura 4.4, Figura 4.5a). Possui *sets* medindo em torno de 15 cm. Foi possível medir direções de paleocorrentes nessa fácies, que apontam para ENE (Figura 4.5b). Esta fácies indica processo de migração de formas de leito de crista sinuosa (3D) em regime de fluxo inferior (Lindhome 1987, Nichols 2009).

4.1.1.4 Brecha conglomerática com estratificação cruzada tabular (Bt)

É caracterizada por conglomerados vermelho escuro com estratificação cruzada tabular, com geometria anastomosada. A fácies é composta por seixos de quartzo e fragmentos de granitoides e de rochas vulcânicas pobremente selecionados e angulosos (Figura 4.6). A matriz arenosa grossa e mal selecionada presente nas brechas conglomeráticas é composta por fragmentos angulosos de rochas, quartzo e feldspatos (Figura 4.7). Os *sets* possuem espessura variando entre 30 e 40 cm (Figura 4.6). Esta fácies é interpretada como indicativa de avalanches na porção frontal das barras longitudinais ou ainda pela migração de dunas de crista reta (2D) de cascalho (Khadkikar 1999).

4.1.1.5 Arenito médio com laminação plano-paralela (App)

Esta fácies ocorre no topo do perfil e é composta por arenitos médios moderadamente selecionados com laminação plano-paralela. Possui coloração vermelha-roxa escura e é composta por fragmentos de rochas, quartzo e feldspatos. Esta fácies é interpretada como indicativa de fluxo de leito plano em regime de fluxo superior (Figura 4.8; Miall 1985).

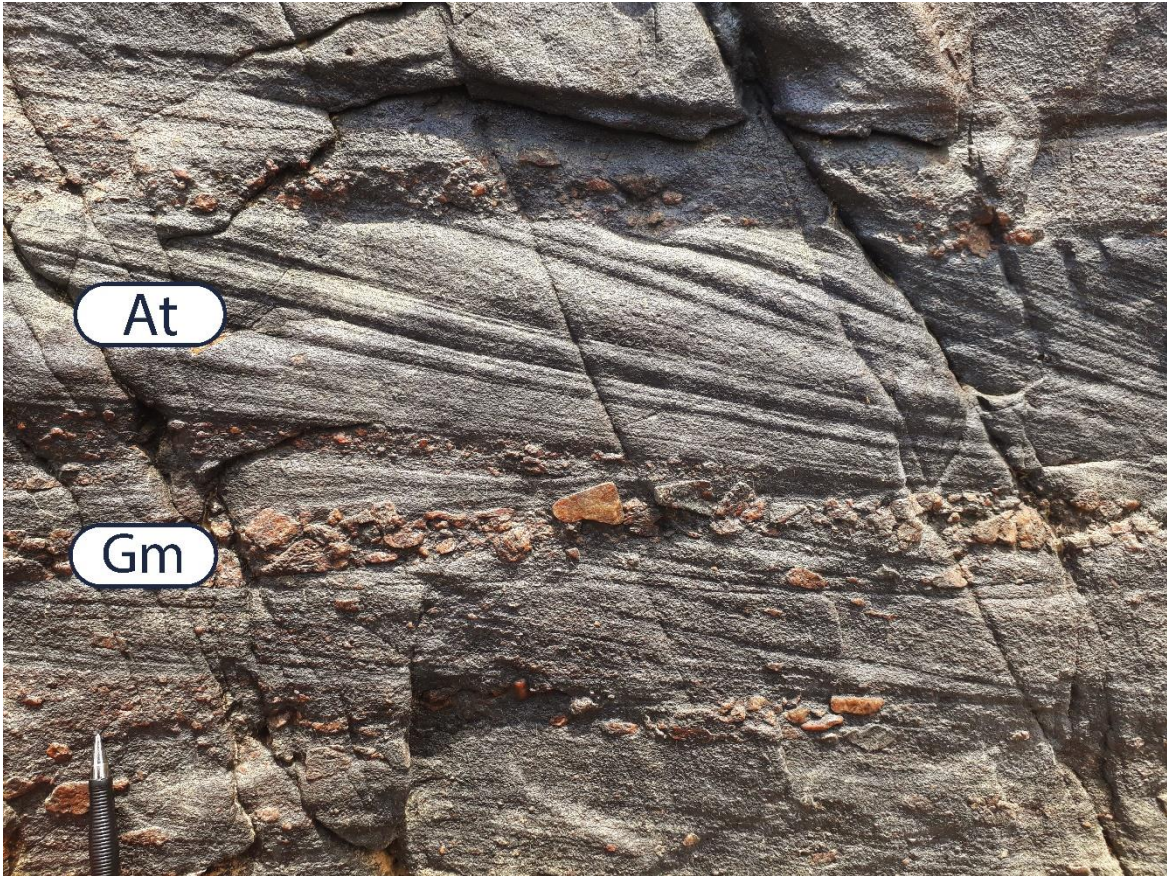
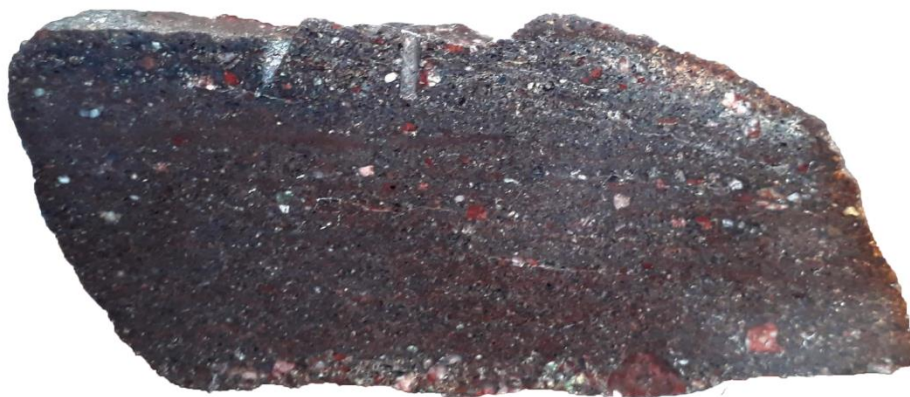


Figura 4.3 - Intercalação da fácies At com Gm mostrando estratificação cruzada longitudinal e os seixos dispersos.



4 cm

Figura 4.4 - Amostra de mão polida da fácies Aa mostrando má seleção dos grãos e pequenas lente de até 2 mm de espessura de granulação mais fina

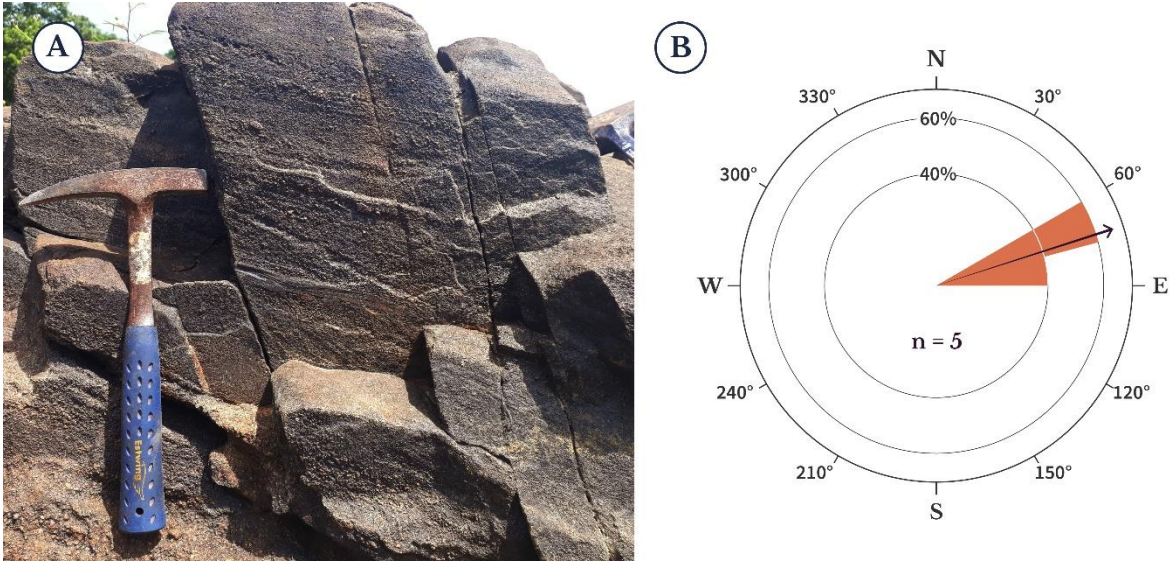


Figura 4.5 - A) Foto de afloramento em detalhe da fácies Aa mostrando as lâminas definidas pelas diferenças granulométricas do arenito. B) Diagrama de roseta das direções de paleocorrente medidas na fácies Aa.



Figura 4.6 - Foto em detalhe da fácies Bt mostrando *sets* centimétricos e má seleção dos grãos

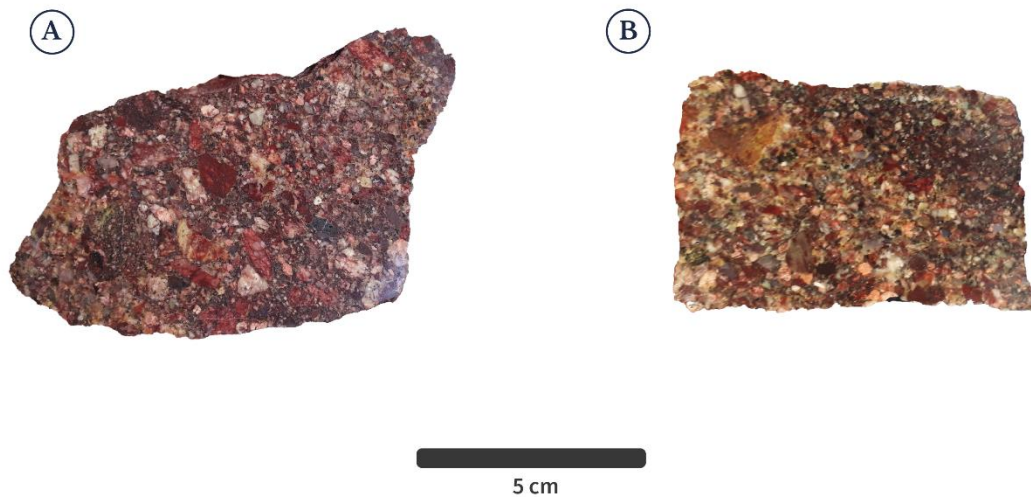


Figura 4.7 - Amostras de mão polidas da brecha conglomerática transversal (A) e longitudinal (B) a direção preferencial dos clastos.



Figura 4.8 - Arenito médio com laminação horizontal plano paralela

4.1.2 Petrografia

Foram confeccionadas lâminas delgadas das amostras do conglomerado, das porções com seixos de tamanho possíveis de serem individualizados ao microscópio, e do arenito para análise petrográfica de modo a verificar em detalhes as características do arcabouço litológico dessas rochas e seus principais constituintes. As principais feições estão descritas a seguir.

4.1.2.1 Brechas e conglomerados

Na microscopia mostra-se uma rocha com maturidade textural muito baixa caracterizada por uma textura brechóide média (com clastos medindo até 15 mm), pobremente selecionado e com clastos angulosos a subangulosos. Seus componentes detríticos principais são fragmentos de rochas graníticas, miloníticas, vulcânicas, quartzíticas, gabróides e outras metassedimentares como cherts e BIF's, além de fragmentos de quartzo mono e policristalinos, feldspatos e grãos de epidoto, clinopiroxênio e clinoanfíbólio (Figura 4.9). Possui cimentação carbonática incipiente e pontualmente matriz arenosa má selecionada (Figura 4.9a). Apresenta clorita contorcida, normalmente associada aos opacos que aponta para um alto grau de compactação. Finos veios de quartzo de aproximadamente 0,01mm de espessura estão presentes localmente na rocha (Figura 4.9d).

Os fragmentos graníticos e metamórficos (miloníticos) possuem um tamanho mais expressivo de até 15mm (Figura 4.9b). São pobremente selecionados, bastante angulosos e pouco esféricos, chegando a haver fragmentos em forma de ripas, e é comum a presença de feldspato com intercrescimento perítico moderadamente desenvolvido e *ribbon quartz*. Os fragmentos de rochas vulcânicas são caracterizados principalmente por apresentarem ripas muito pequenas de plagioclásio altamente alterado envoltos em matriz opaca (Figura 4.9c). Ocorrem também fragmentos de gabros com plagioclásio bastante alterado, e de rochas metassedimentares como quartzitos e BIF's (Figura 4.9d-f). Os fragmentos de rochas metassedimentares e vulcânicas exibem formatos moldados aos grãos adjacentes indicando alto grau de compactação (Figura 4.9f). Os grãos minerais como epidotos, clinoanfíbólios e clinopiroxênios, além de quartzos mono- e policristalino e feldspatos altamente alterados são normalmente de granulometria areia fina a grossa e mostram feições parecidas aos fragmentos já descritos, angulosos e pouco esféricos.

4.1.2.2 Arenitos

Ao microscópio são rochas de granulometria de média a muito grossa, pobremente selecionados, com grãos angulosos a subangulosos, pouco esféricos. Os arenitos possuem uma fraca orientação preferencial ao microscópio, embora visível ao olho nu. Em algumas lâminas é possível observar uma fina camada de cerca de 2 mm de espessura de grãos mais finos e melhor selecionados que o restante da rocha (Figura 4.10a). Os arenitos são constituídos principalmente por fragmentos líticos diversos, quartzo mono e policristalino, plagioclásio e microclínio. Possuem cimentação carbonática (Figura 4.10a), mas é pouco expressiva (<3%). Também está presente uma matriz criptocristalina incipiente.

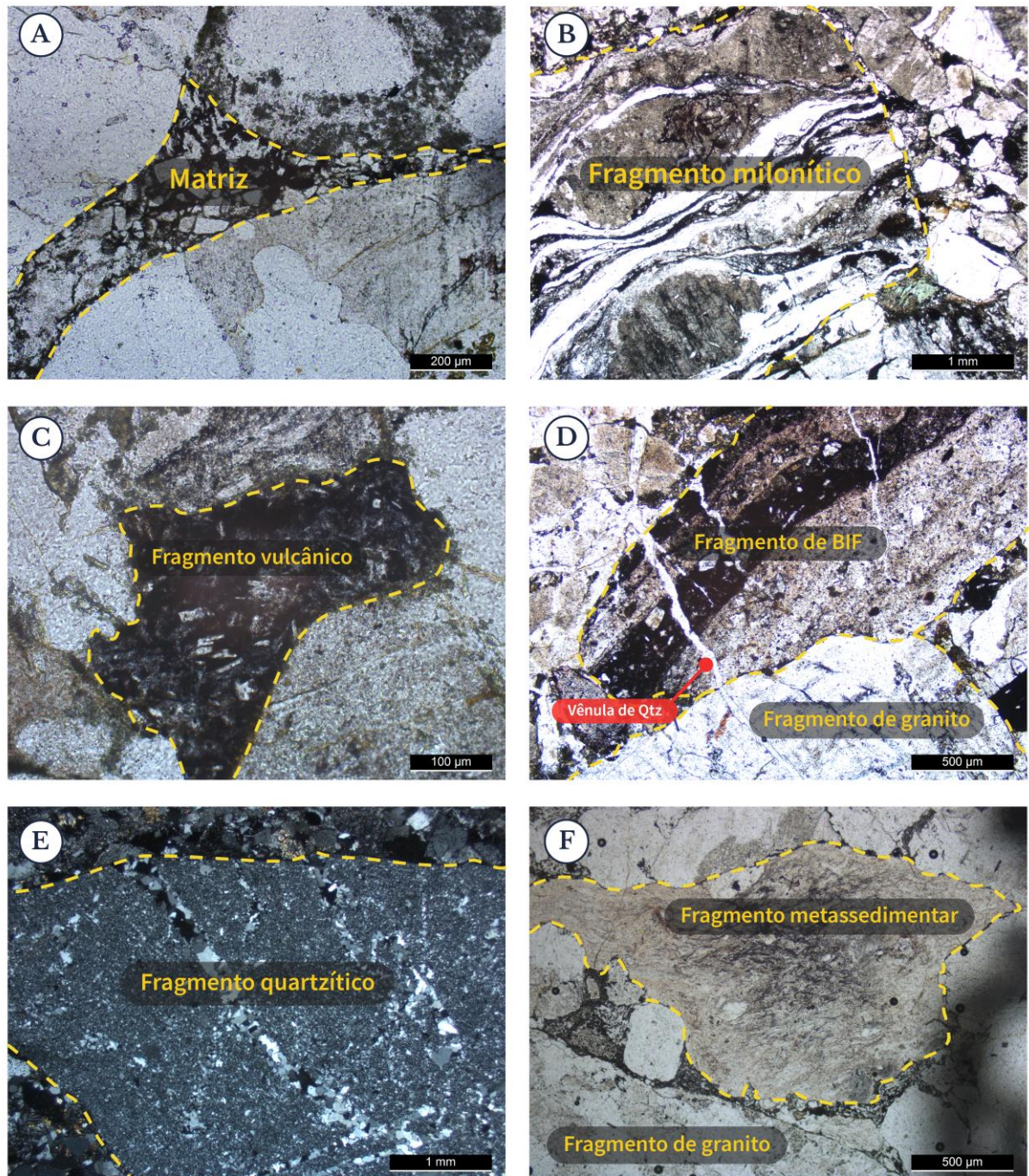


Figura 4.9 - Fotomicrografia dos conglomerados mostrando: A) matriz arenosa grossa composta por grãos de feldspatos e quartzo e com arcabouço opaco/criptocristalino; B) Fragmento de rocha milonítica de 3-4 mm circundado por grãos diversos menores mostrando a má seleção da rocha; C) Fragmento de rocha vulcânica composto por ripas de plagioclásio envoltos em matriz opaca; D) Fragmento de BIF's, caracterizado pelo acamamento de porções ricas em opacos (hematita), comprimido pelos fragmentos de quartzo e granitoides vizinhos e vênulas de quartzo que atravessam os grãos; E) Fragmento pouco esférico e subanguloso de quartzito; F) Fragmento de rocha metassedimentar com bordas moldadas aos grãos circundantes, principalmente de quartzo e feldspato, indicando alto grau de compactação.

O microclínio apresenta maclas xadrez albita-periclina e pouca alteração para argilominerais; além disso, apresenta intercrescimento perítico moderadamente desenvolvido. O plagioclásio se mostra fortemente alterado para micas brancas, carbonato e epídoto. Os grãos

de feldspato possuem baixa a moderada esfericidade e bordas subangulosas a angulosas. Os fragmentos líticos são representados por rochas graníticas e diversas rochas metamórficas, além de diferentes rochas vulcânicas, metassedimentares e BIF's (Figura 4.10b-d). Os fragmentos de rochas são normalmente angulosos a subarredondados, com esfericidade variável e tamanho de 0,15 a 0,5 mm, moderadamente selecionados. Outros componentes são os minerais opacos constituídos tanto por fragmentos angulosos como por produto de alteração, clorita (normalmente contorcida e associada aos opacos), e epídoto, clinopiroxênio e clinoanfíblio também representados por fragmentos angulosos a subangulos, de baixa esfericidade e de tamanho em torno de 0,3mm (Figura 4.10d).

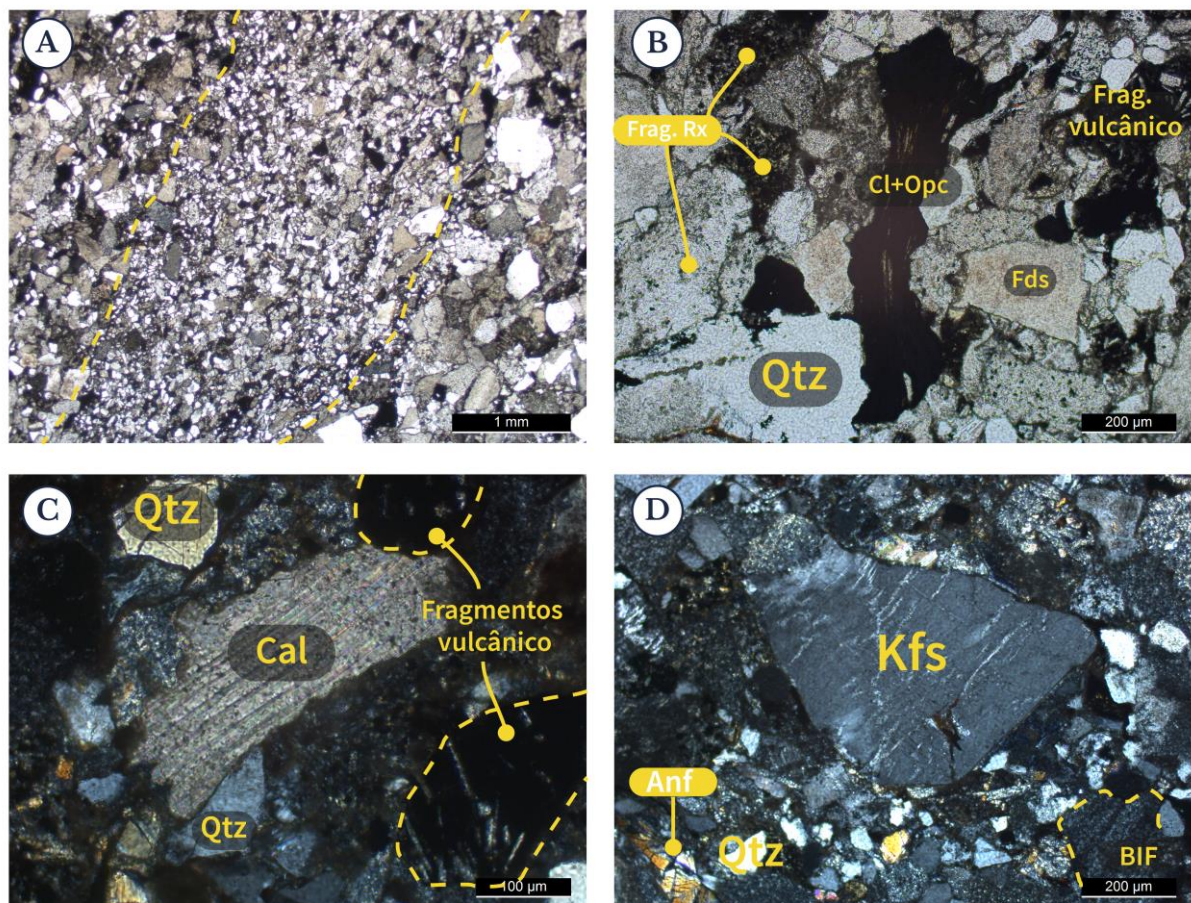


Figura 4.10 - Fotomicrografia dos arenitos mostrando: A) Lâmina de espessura entre 1-2 mm de material mais fino e bem selecionados; B) Fragmentos de rochas, quartzo e feldspatos pobremente selecionados de formato anguloso-subanguloso e clorita retorcida associada a opacos; C) Cimento de calcita espática e fragmentos diversos de quartzo e de rochas vulcânicas caracterizada pela ripas de plagioclásio alterado envolvo em matriz opaca/criptocristalina. D) Fragmentos de K-feldspato com intercrescimento pertítico e grãos diversos como anfibólios e BIF's (canto inferior direito).

A contagem de pontos das lâminas de arenito permitiu a classificação segundo Folk (1965) usando o diagrama ternário QFL. Assim, os arenitos são classificados como Litoarenitos feldspático (Figura 4.11).

Tabela 4.1 - Dados de contagem de pontos nas 4 lâminas de arenito para classificação sedimentar e plotagem em diagramas de discriminação tectônica.

	Qm	Qp	Qt (Qm+Qp)	P	K	F (P+K)	Lv	Ls	L (Lv+Ls)	Lt (L+Qp)
18CM02	70	46	116	61	9	70	56	26	82	128
TU-01	64	47	111	63	13	76	40	25	65	112
TU-02	65	47	112	70	8	78	57	31	88	135
TU-03	67	47	113	64	11	75	50	28	78	125

(não inclusos pontos sobre minerais como biotitas, anfibólios e opacos ou matriz)

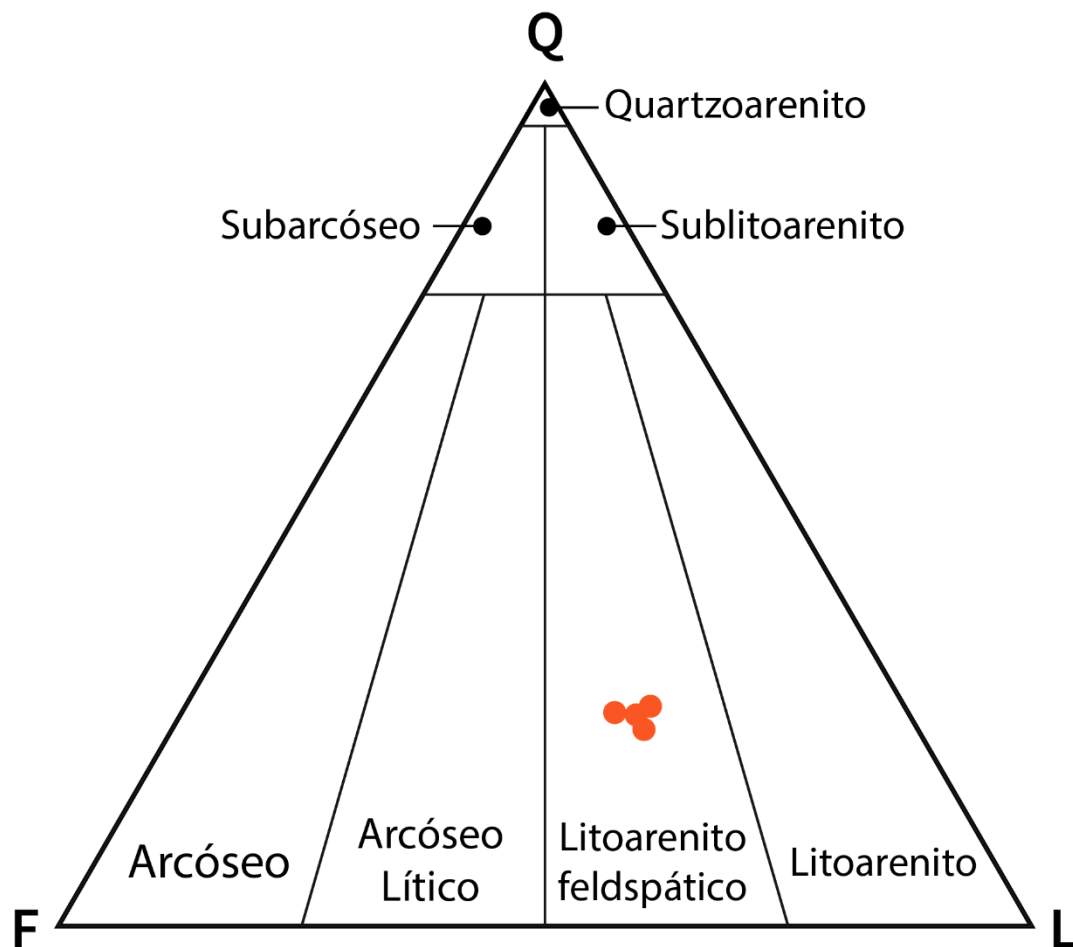


Figura 4.11 - Diagrama QFL de Folk (1965) para classificação de arenitos com a composição das quatro lâminas de arenito plotadas a partir da contagem de 300 pontos.

4.1.3 Associação de fácies e proveniência

A descrição de um afloramento em um único local não torna possível a precisão das interpretações com relação ao ambiente sedimentar destes depósitos, principalmente na falta de elementos geométricos e arquiteturais. Entretanto, é possível fazer algumas inferências a

respeito do possível ambiente que essas rochas representam baseadas nas informações sedimentológicas descritas.

A associação de fácies Arenito médio-grosso com estratificação cruzada tabular (At) e cruzada acanalada (Aa), conglomerado maciço (Gm) e com estratificação cruzada tabular (Gt) e arenito médio com laminação plano-paralela horizontal (App) indicam provável ambiente de migração barras arenosas longitudinais de alta energia. A associação dessas fácies é semelhante aos depósitos relacionados a canais de rios cascalhosos sugerindo que esta sequência poderia representar um ambiente aluvionar (Evans 1991, Ramos et al. 1986, Khadkikar 1999, Miall 1985). Depósitos semelhantes aos aqui estudado, em termos de fácies sedimentares e composição geral dos clastos, foram descritos por Nascimento e Oliveira (2015), na porção nordeste da Província Mineral de Carajás. Eles interpretaram como sendo resultado de ambiente de leque aluvionar proximal, com depósitos de rios entrelaçados com barras ou lençóis de cascalho. Adicionalmente, estes autores relacionaram esses depósitos à Formação Gorotire. Descrições de testemunho na mesma região por Azevedo (2018) mostraram associação de fácies que esse autor interpretou como sendo representantes de ambiente de canais fluviais entrelaçados proximais.

Segundo Miall (1990), depósitos fluviais mostram distribuição unimodal de paleocorrentes em escala de afloramento, assim é possível considerar as medidas de direção de fluxo de oeste para leste válidas, para os depósitos do afloramento descrito. Entretanto, não é seguro extrapolar as direções medidas para todo o sistema fluvial uma vez que este pode apresentar distribuições bimodais com amplas variações, sendo assim necessárias medidas distribuídas na área de ocorrência dos depósitos. As direções de paleocorrente aqui são consideradas auxiliares nas interpretações, e apontam para o Cráton Amazônico como possível área-fonte para os depósitos presentes no local estudado.

A alta energia indicada pelas fácies sedimentares e a baixa maturidade textural e mineralógica, evidenciada pela presença de fragmentos líticos e minerais instáveis angulosos, indicam ainda que estas rochas representam depósitos proximais. Assim, os possíveis candidatos para fontes de sedimentos são as unidades aqueanas e-paleoproterozoicas do Cráton Amazônicos nas adjacências da região estudada, como Domínio Bacajá, Domínio Iriri-Xingu e Domínio Carajás.

As composições dos arenitos, obtidas a partir da contagem de 300 pontos nas lâminas resultaram nas plotagens mostradas na Figura 4.12 para discriminação tectônica de Dickinson (1985). Entretanto, os dois diagramas, QFL e QmFLt, apontaram para ambientes tectônicos

distintos, orógeno reciclado e arco magmático transicional, respectivamente. Asiedu *et al.* (2000) pontua que em situações onde há a contribuição de rochas diversas para os sedimentos, os diagramas de Dickinson (1985) irão indicar ambientes diferentes e conflitantes. Esse é o caso dos depósitos aqui estudados, onde percebe-se a forte contribuição de rochas graníticas, vulcânicas, metamórficas e metassedimentares.

Para as rochas de leques aluviais da região nordeste da Província Carajás, Azevedo (2018) encontrou o mesmo padrão de divergência de ambiente tectônico com base na composição de arenitos pelos diagramas de Dickinson (1985).

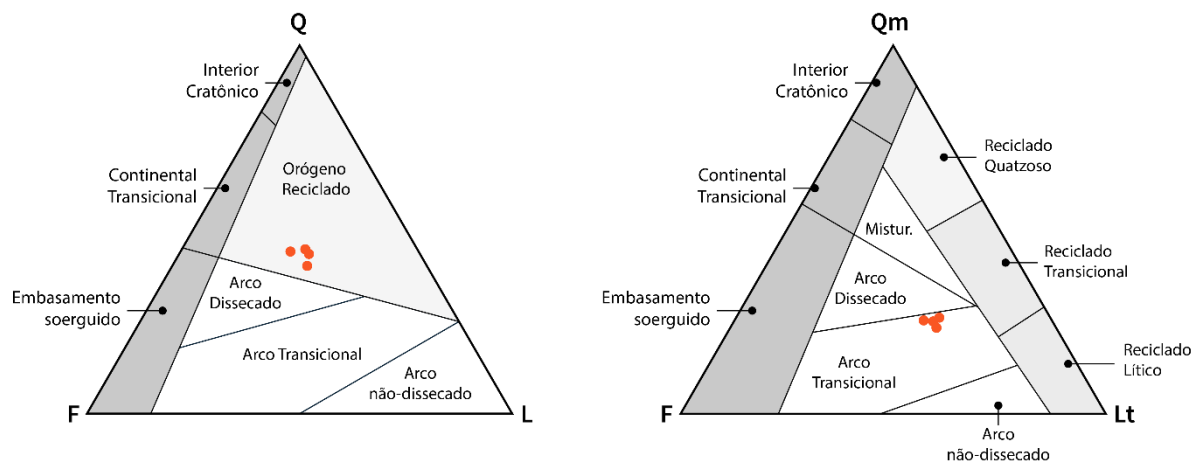


Figura 4.12 - Diagramas ternários para discriminação tectônica de arenitos com pontos de composição dos arenitos aqui estudados mostrando divergências entre os diagramas QFL e QmFLt que apontam para ambiente de orógeno reciclado e de arco mágnético transicional, respectivamente.

4.2 GEOCRONOLOGIA U-Pb

Foram analisados 135 zircões detríticos da amostra 18CM02, o anexo I mostra os dados isotópicos dos grãos analisados. As análises foram realizadas em duas etapas, na primeira foram selecionados e organizados 75 grãos de zircão na pastilha 18CM02-1, sendo analisados 68. Devido ao baixo aproveitamento dos zircões analisados por problemas analíticos, foi realizada uma nova etapa de análise para melhorar a representatividade estatística. Assim, foram selecionados e organizados 250 grãos nas pastilhas 18CM02-2a e 18CM02-2b (Figura 4.13). Deste novo conjunto foram analisados 67 grãos.

No tratamento dos dados analíticos foram utilizados critérios como valor da razão f_{206} em torno de 0,007, concordância entre 90% e 110% e baixo erro analítico (até 100 Ma) para selecionar os grãos que pudessem fornecer informações geológicas confiáveis (Andersen *et al.* 2019, Kristoffersen 2017). Como estão sendo tratados grãos com idades proterozóicas, as

idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foram consideradas como idades mínimas de cristalização dos grãos e representadas nos histogramas de distribuição de idades da população.

Dos 135 grãos analisados, apenas 15 se encaixaram estritamente dentro dos critérios acima mencionados. Em função disso optou-se por flexibilizar, principalmente, os valores de f_{206} , para ampliar o conjunto de dados, visando obter maior representatividade estatística. Este procedimento resultou no aproveitamento de 37 grãos cujos resultados são apresentados na Tabela 4.2 sendo alguns destes mostrados na Figura 4.13. Para evitar possíveis vieses de interpretação pela flexibilização dos critérios, foram separadas três categorias considerando o valor de f_{206} como separador: $f_{206} < 0,007$; $0,007 < f_{206} < 0,01$; e $0,01 < f_{206} < 0,02$. A Figura 4.14 mostra os histogramas comparativos dessas três categorias bem como o histograma com a junção de todos os dados.

Os grãos com valores de $f_{206} < 0,007$ mostram idade de no mínimo $2039 \pm 40,1$ Ma com pico principal em torno de 2,10 Ga, um outro menor em 2,50 Ga e um terceiro menor ainda com idade mais antiga em $3058 \pm 56,9$ Ma (Tabela 4.2; Figura 4.14b). As distribuições dos outros grupos (Figura 4.14c, Figura 4.14d) se mostraram deslocadas para idades mais novas em torno de 2,0 - 2,1 Ga, atingindo idades de até 1,85 Ga. Entretanto, as curvas de probabilidade de todos os grupos mostram muitas semelhanças principalmente no pico de idades em torno de 2,10 Ga. Também vale ressaltar que as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ representam idades mínimas de cristalização, ou seja, os valores em torno de 1,8-1,9 Ga poderiam representar fontes com idades um pouco mais antigas que essas.

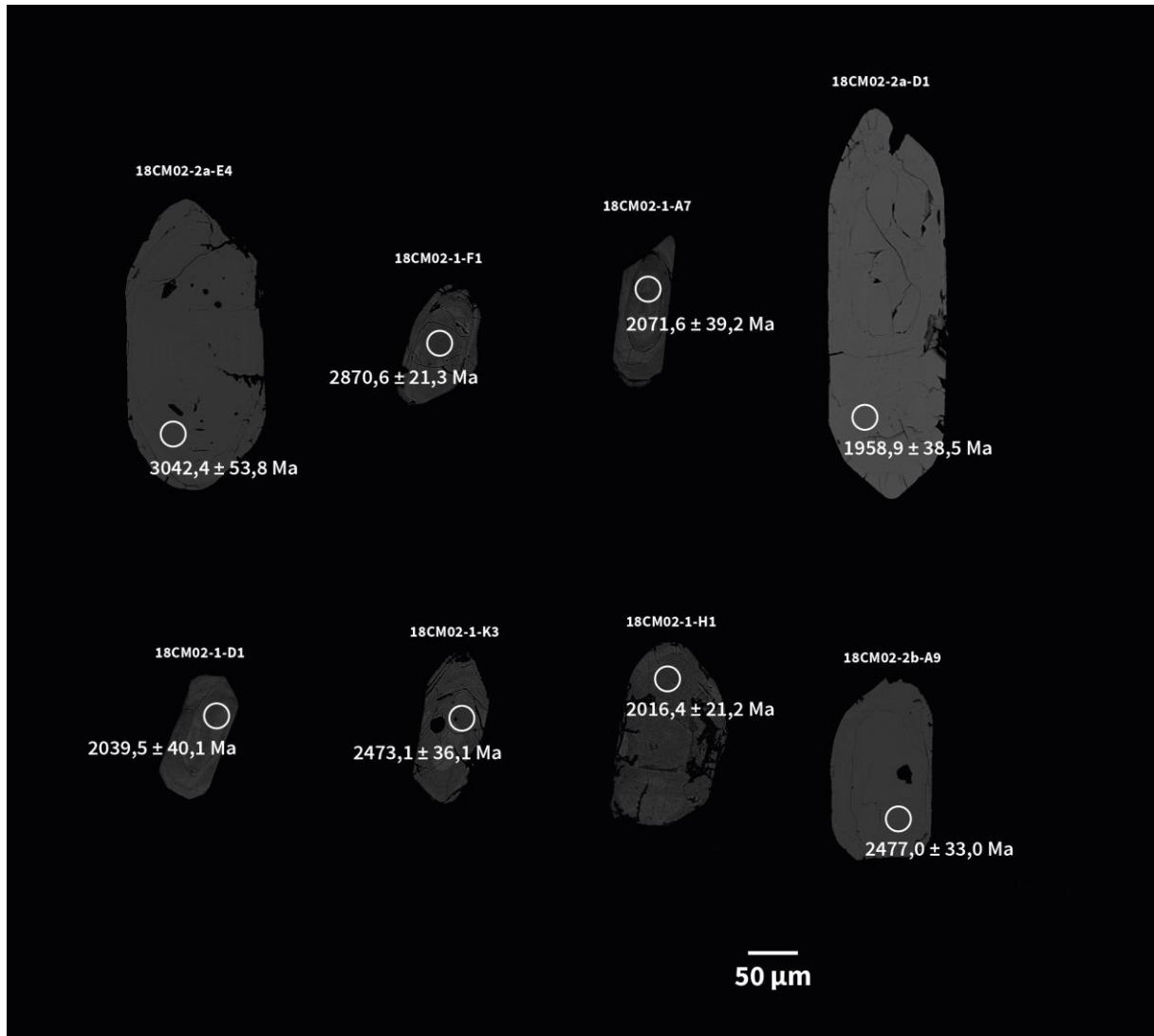


Figura 4.13 - Imagens ERE obtidas no MEV de 8 dos 37 zircões válidos da amostra 18CM02 analisados via LA-MC-ICP-MS em duas campanhas de análise

A distribuição dos grãos analisados se concentra principalmente no Riáciano em torno de 2,0 - 2,1 Ga, seguido por grãos de idades siderianas a neoarqueanas entre 2,4 e 2,6 Ga (Figura 4.14a), indicando forte contribuição de rochas paleoproterozoicas com algum componente neoarqueano. Por último, é possível identificar ainda contribuição mesoarqueana indicada por grãos com idades de até $3058 \pm 56,9$ Ma (Figura 4.14a).

Tabela 4.2 – Tabela com os dados isotópicos e geocronológicos dos 37 grãos de zircão detrítico selecionados como válidos para as considerações e interpretações (continua)

Spot	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Razões isotópicas ^c							Idades (Ma)						^f Conc % 6/8-7/6
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 s abs	
021 18CM02-1 D1	0,0055	55	90	97	0,94	6,56	2,26	0,38	1,10	0,49	0,13	1,97	2067,5	22,8	2053,5	46,3	2039,5	40,1	101,4
056 18CM02-1 J5	0,0018	51	113	87	1,31	6,79	1,45	0,38	1,06	0,73	0,13	0,99	2082,6	22,1	2084,2	30,3	2085,8	20,7	99,8
059 18CM02-1 K3	0,0064	7	5	13	0,36	9,61	1,69	0,43	0,86	0,51	0,16	1,46	2311,4	19,8	2398,4	40,6	2473,1	36,1	93,5
060 18CM02-1 K4	0,0030	63	117	123	0,96	6,84	1,15	0,39	0,61	0,53	0,13	0,97	2112,8	12,8	2091,0	24,0	2069,5	20,1	102,1
032 18CM02-1 F1	0,0059	42	29	48	0,60	15,73	1,01	0,56	0,69	0,68	0,21	0,74	2846,3	19,7	2860,5	29,0	2870,6	21,3	99,2
007 18CM02-1 A7	0,0107	40	24	92	0,26	6,57	2,18	0,37	1,07	0,49	0,13	1,89	2038,3	21,9	2054,9	44,8	2071,6	39,2	98,4
012 18CM02-1 B5	0,0110	70	103	175	0,59	7,07	1,95	0,37	1,02	0,52	0,14	1,66	2011,6	20,5	2120,4	41,3	2227,7	37,0	90,3
024 18CM02-1 D5	0,0084	62	84	106	0,79	8,09	2,11	0,40	1,32	0,63	0,15	1,64	2171,3	28,6	2241,2	47,2	2305,8	37,9	94,2
036 18CM02-1 F5	0,0088	54	107	115	0,94	5,87	1,31	0,35	1,07	0,82	0,12	0,75	1916,1	20,5	1956,2	25,5	1999,0	14,9	95,9
028 18CM02-1 E2	0,0139	64	134	143	0,94	5,76	2,39	0,35	1,27	0,53	0,12	2,03	1939,0	24,7	1940,3	46,4	1941,6	39,4	99,9
044 18CM02-1 H1	0,0143	18	25	34	0,74	5,73	2,88	0,33	2,68	0,93	0,12	1,05	1862,4	49,9	1936,3	55,7	2016,4	21,2	92,4
046 18CM02-1 H3	0,0120	11	19	25	0,77	5,76	1,82	0,35	1,38	0,76	0,12	1,19	1922,1	26,5	1940,9	35,4	1961,0	23,4	98,0
030 18CM02-1 E5	0,0137	88	90	252	0,36	4,80	1,49	0,30	1,11	0,74	0,12	1,00	1688,6	18,7	1785,2	26,7	1900,1	19,0	88,9
034 18CM02-1 F3	0,0185	57	78	152	0,52	5,42	2,03	0,34	1,29	0,63	0,11	1,57	1905,2	24,5	1887,4	38,4	1867,9	29,4	102,0
035 18CM02-1 F4	0,0163	4	7	7	1,06	8,30	2,61	0,45	1,53	0,58	0,13	2,12	2401,1	36,7	2264,7	59,2	2143,6	45,5	112,0
080 18CM02-2a C2	0,0011	13	1	15	0,07	19,31	2,45	0,61	1,60	0,65	0,23	1,86	3055,8	48,8	3057,4	75,0	3058,4	56,9	99,9
071 18CM02-2a A3	0,0034	50	4	83	0,05	12,20	1,81	0,52	0,83	0,46	0,17	1,60	2716,6	22,6	2619,7	47,3	2545,6	40,8	106,7
097 18CM02-2a F1	0,0042	15	1	20	0,04	20,27	1,24	0,66	0,62	0,50	0,22	1,07	3269,0	20,4	3104,4	38,5	2999,6	32,1	109,0
083 18CM02-2a C5	0,0053	37	7	67	0,10	9,15	1,72	0,42	0,89	0,52	0,16	1,48	2242,9	19,9	2352,7	40,5	2449,3	36,2	91,6
090 18CM02-2a D6	0,0060	24	3	39	0,08	11,32	1,56	0,48	0,82	0,53	0,17	1,32	2539,9	20,8	2549,8	39,7	2557,6	33,9	99,3
072 18CM02-2a A4	0,0064	40	5	96	0,05	7,08	2,43	0,39	1,28	0,53	0,13	2,07	2120,0	27,1	2121,9	51,6	2123,8	43,9	99,8
111 18CM02-2b B12	0,0067	11	1	24	0,04	7,36	2,20	0,40	1,16	0,53	0,14	1,87	2146,4	25,0	2156,1	47,5	2165,3	40,5	99,1
129 18CM02-2b C9	0,0073	18	3	39	0,08	7,33	1,89	0,40	1,01	0,53	0,13	1,59	2150,2	21,7	2151,9	40,6	2153,5	34,3	99,8

Spot	f_{206}^a	Razões isotópicas ^c Idades (Ma)										Idades (Ma)						†Conc % 6/8-7/6	
		Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s		
						²³⁵ U	[%]	²³⁸ U	[%]	Rho ^d	²⁰⁶ Pb ^e	[%]	²³⁸ U	abs	²³⁵ U	abs	²⁰⁶ Pb		abs
094 18CM02-2a E4	0,0075	12	1	14	0,05	18,99	2,28	0,60	1,45	0,63	0,23	1,77	3039,1	44,0	3041,1	69,5	3042,4	53,8	99,9
074 18CM02-2a B1	0,0076	34	7	69	0,10	7,86	2,23	0,42	0,81	0,36	0,14	2,08	2270,4	18,5	2215,0	49,5	2164,1	45,0	104,9
130 18CM02-2b C10	0,0085	26	3	58	0,06	5,94	1,77	0,34	0,93	0,52	0,13	1,51	1890,8	17,6	1967,7	34,9	2049,6	31,0	92,3
124 18CM02-2b C4	0,0110	17	1	36	0,04	9,35	2,90	0,45	1,93	0,66	0,15	2,17	2415,7	46,6	2372,7	68,9	2335,9	50,8	103,4
105 18CM02-2b A9	0,0134	37	5	69	0,08	9,23	1,66	0,41	0,99	0,60	0,16	1,33	2230,1	22,1	2361,5	39,2	2477,0	33,0	90,0
134 18CM02-2b D13	0,0135	18	4	50	0,08	4,07	2,55	0,25	1,73	0,68	0,12	1,87	1421,5	24,6	1648,6	42,1	1951,6	36,5	72,8
085 18CM02-2a D1	0,0142	31	1	100	0,01	3,42	2,82	0,21	2,02	0,72	0,12	1,97	1208,1	24,5	1508,0	42,5	1958,9	38,5	61,7
135 18CM02-2b D12	0,0145	25	4	64	0,06	5,31	2,16	0,31	1,28	0,59	0,12	1,74	1749,9	22,3	1871,0	40,4	2008,3	35,0	87,1
095 18CM02-2a E5	0,0149	17	1	27	0,04	12,15	1,73	0,52	0,91	0,53	0,17	1,47	2694,2	24,6	2616,1	45,2	2556,2	37,5	105,4
116 18CM02-2b B6	0,0161	27	2	57	0,04	10,60	1,76	0,47	1,01	0,57	0,16	1,45	2487,6	25,0	2488,5	43,8	2489,2	36,0	99,9
073 18CM02-2a A6	0,0170	45	2	143	0,02	10,55	2,67	0,42	1,65	0,62	0,18	2,10	2280,2	37,7	2484,7	66,3	2656,4	55,7	85,8
091 18CM02-2a E1	0,0174	33	6	64	0,09	7,72	1,79	0,43	0,83	0,46	0,13	1,59	2304,4	19,0	2199,1	39,3	2102,3	33,3	109,6

Nota:

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

b Razões Th/U e quantidade de Pb, Th and U (in ppm) são calculadas relativas ao zircão de referência GJ-1.

c Background corrigido e fracionamento Pb/U são normalizados ao zircão de referência GJ-1 (ID-TIMS values/measured value); Razão ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculada usando $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) * (137,88)$

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

e Viés-de-massa corrigido pela normalização para o zircão de referência GJ-1 e Pb comum usando o modelo de composição de Pb de Stacey and Kramers (1975)

f Grau de concordância, 6/8-7/6= (Idade ²⁰⁶Pb/²³⁸U* 100) / (Idade ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)

O espectro de idades mostrado pelos grãos de zircão detrítico analisados mostra compatibilidade com as idades do Domínio Bacajá, de evolução relacionada ao Ciclo Transamazônico de 2,5 a 1,9 Ga (Figura 4.15; Macambira *et al.* 2009, Hasui 2012). O componente mesoarqueno observado na distribuição pode ser associado aos diversos *inliers* arqueanos presentes do Domínio Bacajá como Paragnaisse Ipiaçava, Complexo Aruanã e Complexo Cajazeiras (Tabela 2.2). Fontes mais distantes destes depósitos podem ser descartadas uma vez que as características sedimentológicas apontam para proximidade das rochas estudadas com a área-fonte. Apesar disso, ainda não pode ser descartada, com base nesses dados, uma provável contribuição do Domínio Carajás, a sul, como fonte para os depósitos aqui estudados, uma vez que há uma sobreposição de idades entre os domínios Bacajá e Carajás do meso- ao neoarqueno (Figura 4.15).

São menos prováveis correlações com unidades metassedimentares do Cinturão Araguaia uma vez que estes possuem idade principalmente meso- a neoproterozoica (Moura *et al.* 2008). Por sua vez, Trouw *et al.* (1976) consideraram que a Formação Tucuruí (Grupo Tucuruí de Matta 1982) se estenderia desde a UHE de Tucuruí até a sul da localidade estudada. Todavia os arenitos do Grupo Tucuruí, nas proximidades da UHE de Tucuruí, apresentam zircão detrítico com idades variando, principalmente, entre 530 e 590 Ma, (Moura *et al.* 2011). Assim, os dados geocronológicos aqui apresentados sugerem que os depósitos aqui estudados não seriam uma extensão do Grupo Tucuruí, pois este apresenta forte contribuição de rochas neoproterozoicas. Entretanto, não se pode excluir totalmente a possível correlação com o Grupo Tucuruí apenas com base nos dados geocronológicos, pois deve ser levado em conta possíveis mudanças de áreas-fonte dentro de um mesmo sistema sedimentar.

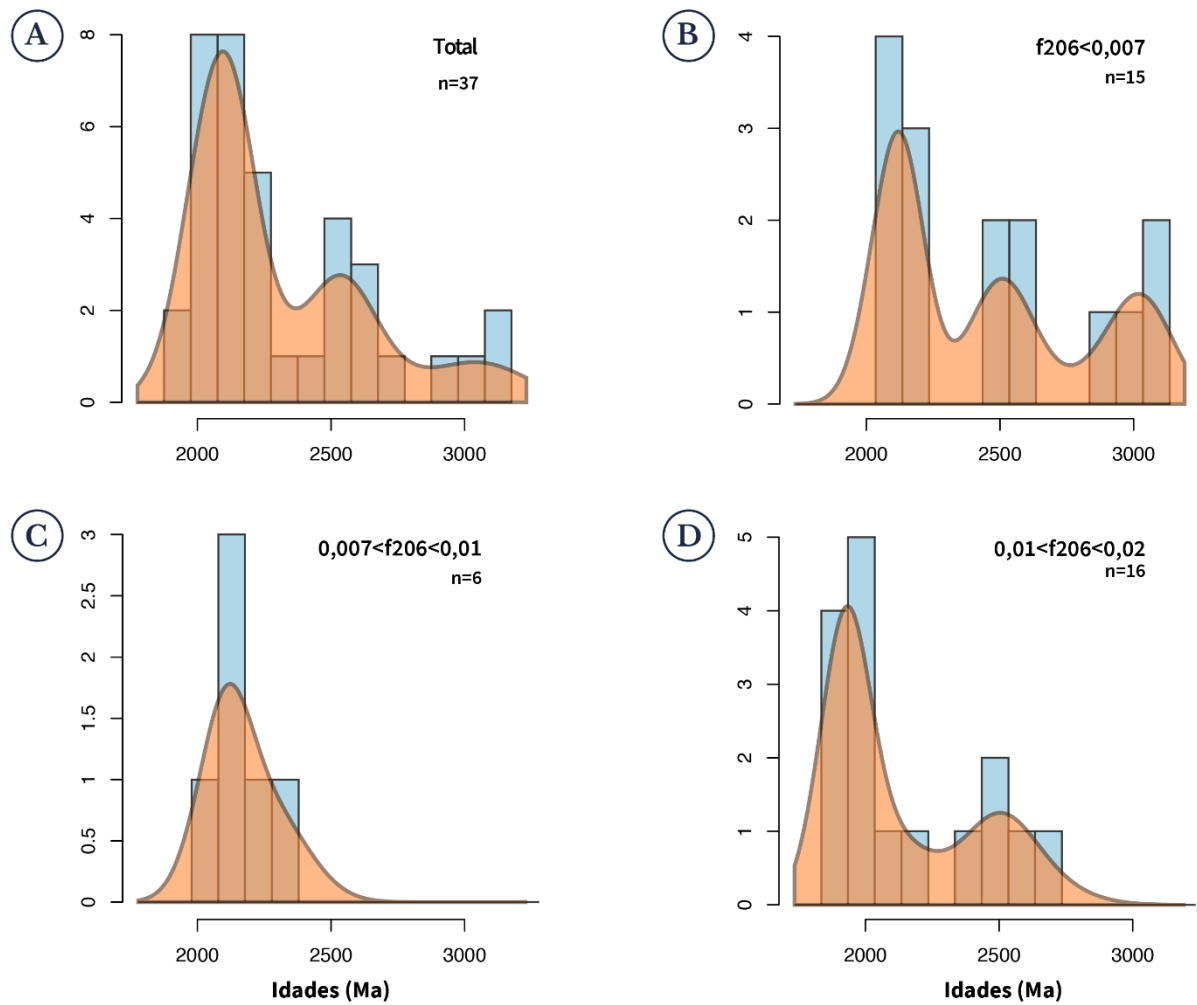


Figura 4.14 - Histogramas comparativos entre os grupos com diferentes valores da razão f_{206} . A) Histograma com todos os 37 grãos de zircão, B) Histograma com os grãos com $f_{206} < 0,007$; C) Histograma com grãos com $0,007 < f_{206} < 0,01$; e D) Histogramas com grãos de zircão com valores de f_{206} entre 0,01 e 0,02;

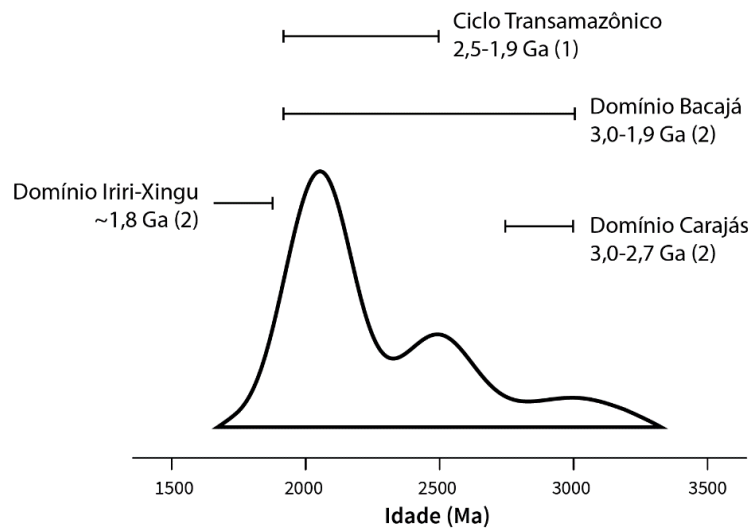


Figura 4.15 - Curva de probabilidade para as idades U-Pb dos 37 grãos detríticos de zircão analisados mostrando espectro geocronológico das principais unidades tectônicas próximas da região de estudo. Referências: (1) – Hasui *et al.* (2012); (2) – Vasquez *et al.* (2008b);

4.3 CONTEXTO TECTÔNICO

Em situações onde os arenitos possuem grande variedade de fragmentos líticos (fragmentos de rochas graníticas, vulcânicas, metamórficas e metassedimentares), os diagramas de Dickinson (1985) para distinção de ambiente tectônico em arenitos indicam contextos tectônicos distintos, sugerindo assim uma justaposição de rochas fontes de diferentes ambientes geológicos (Asiedu *et al.* 2000). Os arenitos aqui estudados, e também os conglomerados, são derivados majoritariamente de rochas ígneas plutônicas e vulcânicas, rochas metamórficas de alto grau e sequências do tipo *greenstone belts*. Tal diversidade de composição pode ser explicada em um contexto geotectônico em região de retro-arco, como bacias de retro-arco, antepaís ou *strike-slip/pull-apart* (Asiedu *et al.* 2000, Condie *et al.* 1992).

Os fragmentos líticos, distinguíveis principalmente nos conglomerados, mostram semelhança ao arcabouço litológico presente no Domínio Bacajá. As idades de zircão detrítico apresentam uma distribuição mais confiável entre 3,0 Ga a 2,0-1,9 Ga, o que corrobora a compatibilidade com o domínio supracitado e confirma a hipótese de que este serviu de fonte de sedimentos para as rochas estudadas.

A evolução tectônica durante o Ciclo Transamazônico do Domínio Bacajá é tida como análoga aos outros domínios da Província Maroni-Itacaiúnas no Escudo das Guianas (Vasquez *et al.* 2008a). Os trabalhos de Vanderhaeghe *et al.* (1998) e Delor *et al.* (2003) neste escudo, sugerem o estabelecimento de bacias de antepaís em um sistema *pull-apart* devido a convergência oblíqua durante o estágio de acreção tectônica do Orógeno Transamazônico entre 2,11-2,08 Ga.

Considerando as incertezas relacionadas as análises geocronológicas dos zircões detríticos, pode-se sugerir que as rochas da Vila de Santa Terezinha do Tauri possivelmente representem depósitos gerados nesse contexto de bacias *strike-slip* do Orógeno Transamazônico. Tal hipótese explica a diversidade de fontes destas rochas e também o possível ambiente sedimentar indicado por elas, uma vez que a sedimentação de bacias *pull-apart* é oriunda das adjacências na qual elas se encaixam, formando depósitos imaturos em ambientes como leques aluviais, rios cascalhosos e/ou entrelaçados (Hempton e Dunne 1984, Miall 1990).

É possível ainda estabelecer uma relação entre os depósitos aqui apresentados com os descritos por Nascimento & Oliveira (2015) e Azevedo (2014) como Formação Gorotire, e que apresenta características sedimentares semelhantes a um ambiente deposicional relacionado a

sistema fluvio-aluvial com depósitos de leques aluviais proximais e distais, lençóis de cascalho e canais entrelaçados. Essa formação apresenta fontes detríticas riacianas (2,15-2,03 Ga; Monteiro *et al.* 2004) semelhante ao que foi encontrado neste trabalho. Ainda assim, não é prudente fazer a correlação dos depósitos objeto deste estudo com a Formação Gorotire uma vez que estes diferem das descrições apresentadas por Barbosa *et al.* (1966).

Os depósitos aqui estudados e os descritos por Nascimento & Oliveira (2015) podem representar diversas bacias contemporâneas dentro do sistema *strike-slip/pull-apart* desenvolvido no Ciclo Transamazônico durante o Riáciano, com natureza semelhante em termos de ambiente deposicional com sedimentação oriunda das adjacências imediatas as quais estão encaixadas.

Vale ressaltar que os dados geocronológicos não permitem descartar totalmente a correlação com o Grupo Tucuruí uma vez que este apresenta características petrográficas semelhantes aos depósitos aqui estudados e que variações de fontes são possíveis dentro de um sistema sedimentar (Miall 1990).

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os depósitos sedimentares presentes na Vila de Santa Teresinha do Tauri, Itupiranga-PA, compreendem arenitos e conglomerados de maturidade textural e mineralógica muito baixa. A localidade está inserida num contexto geológico complexo, na interface entre o Cinturão Araguaia e o Cráton Amazônico, especificamente o Domínio Bacajá. Trouw *et al.* (1976) mapearam e reuniram os depósitos supracitados na então Formação Tucuruí (Grupo Tucuruí segundo Matta 1982), compreendendo as rochas das margens do Rio Tocantins desde onde hoje é a UHT até pouco quilômetros a norte de Marabá. Poucos trabalhos foram realizados nessa região, com apenas Rocha Jr. (2014) que descreveu estas rochas como depósitos vulcânicos e relacionou-os ao vulcanismo Uatumã do Cráton Amazônico. Na porção norte do Grupo Tucuruí, estudos geocronológicos em zircão detrítico mostraram que estas rochas possuíam contribuição neoproterozoica, sugerido relação com o Cinturão Araguaia, hipótese corroborada por dados Sm-Nd (Moura *et al.* 2011, Silva 2013).

O perfil aqui estudado possui aproximadamente 2,7 m de altura, localizado às margens do Rio Tocantins, e é composto pelas fácies arenito médio-grosso com estratificação cruzada tabular (At) e cruzada acanalada (Aa), conglomerado maciço (Gm), brecha conglomerática com estratificação cruzada tabular (Bt) e arenito médio com laminação plano-paralela horizontal (App). Esta associação pode ser relacionada a depósitos de rios cascalhos ou entrelaçados, sugerindo um ambiente aluvionar para deposição dessas rochas. As direções de paleocorrente, apesar de não poder serem expandidas para todo o sistema sedimentar, indicam direção de fluxo geral de oeste para leste. Tanto conglomerados e brechas como arenitos apresentam um arcabouço textural muito imaturo com clastos angulosos, pouco arredondados e pobremente selecionados. São compostos predominantemente por fragmentos de rochas graníticas, miloníticas, vulcânicas e metassedimentares.

As idades U-Pb dos zircões detríticos analisados mostraram uma contribuição principalmente rochas riacianas em torno de 2,0-2,1 Ga com menores contribuições de sedimentos neoarqueanos a siderianos (2,4-2,5 Ga) e mesoarqueanos (em torno de 3,0 Ga). A flexibilização dos parâmetros no tratamento dos dados visando obter maior representatividade estatísticas das idades resultou no aparecimento de uma população com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de até 1,8-1,9 Ga. Entretanto deve ser considerado que as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ são idades mínimas, podendo indicar que esses grãos de idade orosiana podem ser um pouco mais antigos.

Assim, pode-se atribuir aos depósitos da Vila de Santa Terezinha do Tauri uma sedimentação derivada, muito provavelmente, de rochas do Domínio Bacajá, por apresentarem

proximidade, composição litológica e idades compatíveis com os dados aqui encontrados (Figura 5.1).

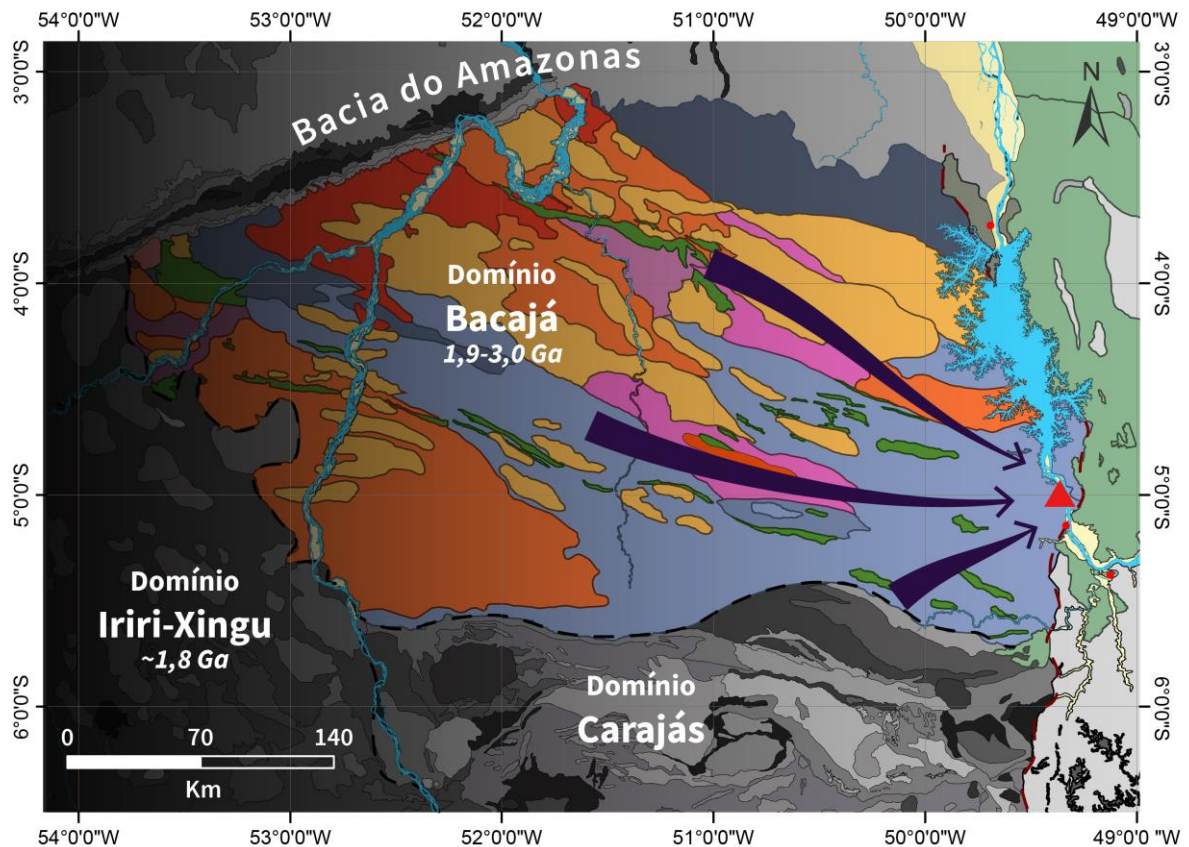


Figura 5.1 - Mapa de localização das prováveis áreas-fonte dos depósitos da Vila de Santa Terezinha do Tauri.

Os diagramas de discriminação tectônica apontaram ambientes distintos devido a ampla variedade de litologias que foram fontes para os sedimentos, o que pode ser explicado para depósitos formados num contexto de região de retro-arco (Asiedu *et al.* 2000, Condie *et al.* 1992). Um sistema de bacias *pull-apart* no contexto do Orógeno Transamazônico foi sugerido por Vanderhaeghe *et al.* (1998) e Delor *et al.* (2003) para domínios análogos ao Bacajá no Escudo das Guianas em torno de 2,1 Ga. A associação a um contexto de bacia *pull-apart* poderia explicar o carácter imaturo e de alta energia dos depósitos e sua proximidade com as possíveis rochas fontes. A existências de depósitos similares próximos como os descritos por Nascimento e Oliveira (2015) e Azevedo (2014), caso seja possível estabelecer uma relação entre ambos, pode sugerir o estabelecimento de bacias *strike-slip* relacionados a orogênese transamazônica.

Os dados geocronológicos e sedimentológicos apresentados nesse trabalho indicam que as rochas de Itupiranga provavelmente não sejam uma extensão dos depósitos do Grupo Tucuruí, como foram mapeadas anteriormente. Com base nesses mesmos dados, são sugeridas

aqui correlações com os depósitos descritos por Nascimento & Oliveira (2015) e a ocorrência de bacias *pull-apart* de 2,1-2,0 Ga no Domínio Bacajá e adjacências. Entretanto, estas hipóteses necessitam de confirmação de dados sedimentológicos de detalhes distribuídos na área de ocorrência das rochas aqui estudadas, em conjunto com análises geocronológicas.

Como este único trabalho apresenta apenas dados preliminares de forma que possa dirigir estudos posteriores, não podem ser descartados que estas rochas tenham contribuição do Domínio Carajás ou mesmo outras fontes, sendo assim necessários estudos de geocronologia U-Pb combinados com análise Lu-Hf, útil para estudos de proveniência sedimentar onde há sobreposição de idades U-Pb, mas assinaturas Lu-Hf diferentes (Kritoffersen 2017).

REFERÊNCIAS

- 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, FINEP, p. 183-193.
- Alves C. L. 2006. *Petrografia, geoquímica e geocronologia do Granito Ramal de Lontra e sua relação com a tectônica e metamorfismo do Cinturão Araguaia, Xambioá-TO*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, 138 p.
- Andersen T., Elburg M. A., Magwaza B. N. 2019. Sources of bias in detrital zircon geochronology: Discordance, concealed lead loss and common lead correction. *Earth-Science Reviews*, **197**: 102899, (1-15) Out.
- Asiedu D. K., Suzuki S., Shibata T. 2000. Provenance of sandstones from the Lower Cretaceous Sasayama Group, inner zone of southwest Japan. *Sedimentary Geology*, **131**(1-2), 9-24.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Delor C., Guerrot C., Lahondère D. 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb–Pb and Sm–Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Nearchean signatures. *Geologie de la France* **2**(2): 83–100.
- Azevedo J.V.T.C. 2014. *Petrografia e proveniência da Formação Gorotire, com base na avaliação de testemunhos de sondagem (FD162), proterozóico da Serra do Carajás*. TCC (graduação), Faculdade de Geologia, Universidade Federal do Pará, 37 p.
- Barbosa O., Ramos J.R.A., Gomes F.A., Hembold R. 1966. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. *Divisão de Geologia e Mineralogia - DNPM*, Rio de Janeiro, **19**:1-94. (Monografia).
- Condie K.C., Noll Junior P.D., Conway C.M. 1992. Geochemical and detrital mode evidence for two sources of Early Proterozoic sedimentary rocks from the Tonto Basin Supergroup, central Arizona. *Sedimentary Geology*, **77**(1-2): 51-76.
- Condie K.C., Belousova E., Griffin W.L., Sircombe K.N. 2009. Granitoid events in space and time: constraints from igneous and detrital zircon age spectra. *Gondwana Research*, **15**:228–242.
- Cunha B.C.C., Santos D.B., Prado P. 1984. Contribuição ao estudo da estratigrafia da região dos Gradaús, com ênfase no Grupo Rio Fresco. *In: SBG, 33º Congresso Brasileiro de Geologia. Anais...* Rio de Janeiro, p. 873-885.
- Dall’Agnol R., Costi H.T., Leite A.A., Magalhães M.S., Teixeira N.P. 1999. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research* **95**: 9–39.
- Delor C., Lahondère D., Egal E., Lafon J.M, Cocherie A., Guerrot C., Rossi P., Truffert C., Theveniaut H., Phillips P., Avelar G.V. de. 2003. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500.000 scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Géologie de la France*, **2-3-4**: 5-57.
- Dickin A.P. (ed.). 2005. *Radiogenic isotope geology*. Cambridge, Cambridge University Press, 471 p.

- Dickinson W.R. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, **40**: 695-707.
- Dickinson W. R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. *In: Provenance of arenites*. Springer, Dordrecht, p. 333-361
- Dickinson W.R. & Suczek C.A. 1979. Plate Tectonics and Sandstones Composition. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **16**(12): 2164-2182.
- Dodson M.H., Compston W., Williams I.S., Wilson J.F. 1988. A search for ancient detrital zircons from Zimbabwean sediments. *J. Geol. Soc. London*, **145**: 977-983.
- Dutra A.C.S. 2012. *Magmatismo basáltico na sucessão sedimentar do Grupo Tucuruí-Cinturão Araguaia, Nordeste do Pará*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, 111 p.
- Dutra A.C.S., Gorayeb, P.S.S., Nogueira A.C.R. 2014. Depósitos sedimentares neoproterozoicos do Grupo Tucuruí-Cinturão Araguaia, Nordeste do Pará. *Geologia USP - Série Científica*, **14**(1): 21-36.
- Evans J.E. 1991. Facies relationships, alluvial architecture, and paleohydrology of a Paleogene humid-tropical alluvia fan system: Chumstick Formation, Washington State, USA. *J. Sediment. Petrol.* **61**: 732-755.
- Faraco M.T.L., Marinho P.A.C., Vale A.G., Costa E.J.S., Maia R.G.N., Ferreira A.L., Valente C.R., Lacerda Filho J.V., Moreton L.C., Camargo M.A., Vasconcelos A.M., Oliveira M., Oliveira I.W.B., Abreu Filho W.A., Gomes I.P. 2004. Folha SB.22-Araguaia. *In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A. (eds.). Carta geológica do Brasil ao milionésimo: Sistema de informações geográficas-SIG*. Programa Geologia do Brasil. Brasília: CPRM, 2004. 1 CD-ROM.
- Faraco M.T.L., Vale A.G., Santos J.O.S., Luzardo R., Ferreira A.L., Oliveira M., Marinho P.A.C. 2005. Levantamento geológico da região ao norte da província Carajás. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, **4**, p. 16-31.
- Folk R. L. 1965. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Texas, Hemphill Publishing Company. 190 p.
- Gazzi P. 1966. Le arenaire del flysch sopracretaceo dell Apennino Modenese; correlazione con il flysch di Monghidoro. *Mineralogica e Petrografica Acta*, **12**: 69-97.
- Gorayeb P.S.S. 1981. *Evolução geológica da região de Araguacema-Pequizeiro, GO*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, 100p.
- 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: INGEIS/CIG, South American Symposium on Isotope Geology*, 6, Book of Abstracts, 1 CD-Rom.
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Abreu F.A.M. 2008. Geologia do Parque Andorinhas e região adjacente. *In: Gorayeb P.S.S (ed.). Parque Martírios e Andorinhas: conhecimento, história e preservação*. Belém, Edufpa, p. 57-80.

- Hasui Y., Costa J.B.S., Abreu F.D. 1984. Província Tocantins: setor setentrional. *In: Almeida F.F.M. & Hasui Y. (coord). O Pré-Cambriano do Brasil.* São Paulo, Editora Edgard Blücher, p. 137-204.
- Hasui Y., Carneiro C.D.R., Almeida F.F.M., Bartorelli A. 2012. *Geologia do Brasil.* 1ª ed. São Paulo, Beca Editora, 907 p.
- Hempton M.R., Dunne L.A. 1984. Sedimentation in pull-apart basins: active examples in eastern Turkey. *The Journal of Geology*, **92(5)**: 513-530.
- Jaffey A.H., Flynn K.F., Glendenin L.E., Bentley W.C., Essling A.M. 1971. Precision measurement of the half-lives and specific activities of U235 and U238. *Phys. Rev.* **4**:1889-1907.
- Jorge João X.S., Vale A.G., Lobato T.A.M. 1987. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Altamira. *Folha SA.22-Y-D.* Estado do Pará. CPRM/DNPM, Brasília, 31p.
- Khadkikar A. S. 1999. Trough cross-bedded conglomerate facies. *Sedimentary Geology*, **128(1-2)**: 39-49.
- Košler J., Fonneland H., Sylvester P., Tubrett M., Pedersen R.B. 2002. U–Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies—a comparison of laser ablation ICPMS and SIMS techniques. *Chemical Geology*, **182(2-4)**: 605-618.
- Kristoffersen M. 2017. *U-Pb and Lu-Hf systematics of detrital zircon as a sedimentary provenance indicator.* Phd Thesis, Department of Geosciences, University of Oslo, 52 p.
- Lafon J.M., Delor C., Guerrot C., Lahondère D. 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoproterozoic signatures. *Géologie de la France*, **2-3-4**, 83-99.
- Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Pimentel M.M. 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic and granitoid rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **18(3-4)**, 277-292.
- Lindholm R. 1987. *A practical approach to sedimentology.* Springer Science & Business Media, 276 p.
- Ludwig K.R. 2003. Isoplot 3.0 A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center, *Special Publications*, No. 4.
- Macambira M.J.B., Barros C.E.M., Silva D.C.C., Santos M.C.C. 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da Província de Carajás, evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico. *In: SBG, 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, Anais...* Belém: 1 CD-ROM.
- Macambira M.J.B., Silva D.C.C., Scheller T., Barros C.E.M. 2003. New isotope evidences confirming the existence of a Paleoproterozoic terrain in the region at the north of the Carajás Mineral Province. *In: 4º Simpósio Sul-Americano de Geologia Isotópica, Anais...* Salvador, p. 205-206.

- Macambira M.J.B., Silva D.C.C., Vasquez M.L., Barros C.E.M. 2004. Investigaçao do limite arqueano-paleoproterozóico ao norte da Provincia de Carajás, Amazônia Oriental. *In: SBG, 42º Congresso Brasileiro de Geologia, Anais... Araxá*, p. 107-108.
- Macambira M.J.B., Pinheiro R.V.L., Armstrong R.A. 2007. A fronteira Arqueano-Paleoproterozóico no SE do Cráton Amazônico; abrupta no tempo, suave na tectônica. *In: 10º Simpósio de Geologia da Amazônia, Anais... Porto Velho*, p. 105-108.
- Macambira M.J.B., Vasquez M.L., Silva D.C.C., Galarza M.A. Barros C.E.M. Camelo J.F. 2009. Crustalgrowth of the centraleastern Paleoproterozoic domain, SW Amazonian craton: Juvenile accretion vs. reworking. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**:235–246.
- Matta M.A.S. 1982. *Evolução geológica da região de Tucuruí-Pará*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Pará, 110 p.
- Miall A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sciences Review*. **22**:261–308.
- Miall A.D. 1990. *Principle of sedimentary basin analysis*. Berlim, Springer, 668 p.
- Milhomen Neto J.M.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. & Gorayeb P. (eds.). Contribuições à geologia da Amazônia*, **10**, Sociedade Brasileira de Geologia, Belém p. 333-346.
- Monteiro P.M., Rolando A.P., Macambira M.J.B. 2004. Proveniência de zircão de quartzitos da Formação Gorotire e Grupo Rio Fresco, serra do Inajá, sul da Província Mineral do Carajás. *In: 42º Congresso Brasileiro De Geologia, Anais... Araxá*.
- Monteiro P.C. 2006. *Investigação do limite entre domínios geocronológicos da região do médio rio Xingu, sudeste do Cráton Amazônico*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, 104 p.
- Moura C.A.V., Gaudette H.E. 1993. Zircons ages of the basement orthogneisses of the Araguaia Belt, north-central Brazil. *In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 4, Anais... Belém*, p.232-235.
- Moura C. A. V., Pinheiro B. L. S., Nogueira A. C. R., Gorayeb P. S. S., Galarza M. A. 2008. Sedimentary provenance and palaeoenvironment of the Baixo Araguaia Supergroup: constraints on the palaeogeographical evolution of the Araguaia Belt and assembly of West Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications*, **294(1)**, 173-196.
- Moura C.A.V., de Pina A.C.M., Gorayeb P.S.S., Chemale Júnior F. 2011. Estudo e proveniência de arenitos do Grupo Tucuruí com base em idades-modelo Sm-Nd e datação de zircão. *In: Wankler F.L., Holanda E.S., Vasquez M.L. (eds.). Contribuições à Geologia da Amazônia*, **8**, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 25-34.
- Nascimento M.S. & Oliveira D.A. 2015. Ambiente deposicional e proveniência da Formação Gorotire, Província Carajás, sudeste do Cráton Amazônico. *In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, Anais... Belém*.
- Nichols G. 2009. *Sedimentology and stratigraphy*. John Wiley & Sons, Oxford, 355p.

- Paixão M.A.P., Nilson A.A. 2002. Fragmentos ofiolíticos da Faixa Araguaia: caracterização geológica e implicações tectônicas. *In: Klein E.L., Vazquez M.L., Rosa-Costa L.T. (eds) Contribuições à Geologia da Amazônia*, **3**. Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, p. 85-103.
- Pastana J.M.N., Santos C. 1980. *Projeto Rio Chiché: relatório de progresso*. DNPM/CPRM, Belém, 125 p.
- Pinheiro B.L.S., Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S. 2011. Proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia com base em datações Pb-Pb em zircão e idades-modelo Sm-Nd. *Revista Brasileira de Geociências*, **41**(2):304-318.
- Ramos A., Sopena A., Perez-Arlucea M. 1986. Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in the northwest Iberian Ranges (Central Spain). *J. Sediment. Petrol.* **56**:862-875.
- Ricci P.S.F. 2006a. Mineralogically bizarre charnockitoids of the Bacajá High-Grade Block (Pará): discharnockitized and reemplaced plutons mistakenly confused with granitoids crystallized at shallower crustal levels. *In: 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Anais...* Belém, Resumos Expandidos, Belém, SBG. CD ROM.
- Ricci P.S.F. 2006b. Unprecedented recognition of granulite facies volcano-sedimentary sequences in the Bacajá High-Grade Block (Pará): major strips and disconnected remainders. *In: 43º Congresso Brasileiro de Geologia, Anais...* Aracajú, SBG, 1 CD-ROM.
- Rocha Jr J. M. 2014. *Mapeamento geológico da subárea SB.22-X-D-I-1-NO e SB.22-X-D-I-1-NE, na Folha Marabá SB.22-X-D, Pará*. TCC, Graduação, Curso de Geologia, Faculdade de Geologia, Universidade Federal do Pará, Marabá, 89 p.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Res.*, **3**(4): 453-488.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. Geotectonics of the Guyana and Central Brazilian Shields. *In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM - Serv. Geol. Brasil, p. 169-226.
- Santos J.O.S., Rizzoto G.J., Potter P.E., McNaughton N.J., Matos R.S., Hartmann L.A., Chemale F., Quadros M.E.S. 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, **165**:120-152.
- Santos M. M., Lana C., Scholz R., Buick I., Schmitz M. D., Kamo S. L., ..., Storey C. D. 2017. A new appraisal of Sri Lankan BB zircon as a reference material for LA-ICP-MS U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope tracing. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **41**(3): 335-358.
- Silva L. C. 2013. *Petrografia, geoquímica e geocronologia dos arenitos do Grupo Tucuruí, Cinturão Araguaia*. TCC, Graduação, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 53 p.

- Silva Neto J.J.A. 2018. *Petrologia e geocronologia do magmatismo granítico do Cinturão Araguaia*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, 105 p.
- Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Whitehouse, M. J. 2008. Plešovice zircon — a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, **249(1-2)**:1–35.
- Souza E., Angélica R. 1994. Geoquímica. In: Oliveira J.R., Silva Neto C.S.S., Costa E.J.S. (Org.). *Serra Pelada, Folha SB.22-X-C, Estado do Pará*. Brasília, DF, CPRM, p. 103-160.
- Souza V. S., Macambira M. J. B., Kotschoubey B. 2003. Idade de zircão do granito Felício Turvo, garimpo de ouro do Manelão, região do Bacajá (PA): implicações tectônicas. In: SBG, 13° Simpósio de Geologia da Amazônia, *Anais....*, Manaus.
- 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(4)**:581-589.
- Stacey J.S.E. & Karmner J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope by a two stage. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**:207-212.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V. et al. (Ed.). *Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, p. 471-485.
- Tassinari C.C. & Macambira M.J. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes-News magazine of the International Union of Geological Sciences*, **22(3)**:174-182.
- Tassinari C.C.G., Bettencourt J.S., Geraldés M.C., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomas Filho A., Campos D.A. (Eds). *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, p. 41-95.
- Trouw R.A., Vaz L.F., Slongo T.T., Nakasato N. 1976. Geologia da Região de Tucuruí-Baixo Tocantins, Pará. In: 29° Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais...* Ouro Preto, p. 137-148.
- Tucker M.E. 2014. *Rochas sedimentares: guia geológico de campo*. Porto Alegre, Bookman, 294 p.
- Tucker M.E. 2009. *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. John Wiley & Sons, 272 p.
- Vanderhaeghe O., Ledru P., Thiéblemont D., Egal E., Cocherie A., Tegye M., Milési J.P. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth: Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite–greenstone belts of French Guiana. *Precambrian Research*, **92(2)**:165-193.
- Vasquez M.L. 2006. *Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá: Evolução crustal da porção meridional da Província Maroni-Itacaiúnas - sudeste do Cráton Amazônico*. PhD Thesis, Programa de Pós-Graduação de Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, 212 p.
- Vasquez M.L., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2005. Granitóides Transamazônicos da Região Irixi-Xingu, Para-Novos dados geológicos e geocronológicos. *Contribuições a Geologia da Amazônia*, **4**:16-31.

Vasquez M.L., Macambira M.J., Armstrong R.A. 2008a. Zircon geochronology of granitoids from the western Bacajá domain, southeastern Amazonian craton, Brazil: Neoproterozoic to Orosirian evolution. *Precambrian Research*, **161**(3-4):279-302.

Vasquez M.L., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Oliveira J.G. 2008b. Unidades litoestratigráficas. In: Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. (org.). *Geologia e recursos minerais do estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas–SIG*: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do estado do Pará. Escala, 1:1.000. Belém, CPRM, p. 113-215.

Wetherill G.W. 1956. An interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand age patterns. *Geochim. Cosmochim.* **9**:290–292.

Yuan H., Gao S., Liu X., Li H., Günther D., Wu F. 2004. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **28**(3), p. 353-370.

APÊNDICE A

Tabela de dados isotópicos U-Pb dos 135 grãos de zircão detrítico analisados

(continua)

Spot	f_{206}^a	Razões isotópicas ^c				Idades (Ma)						^t Conc % 6/8-7/6							
		Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e		1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 s abs
001 18CM02-1 A1	0.0332	47	29	203	0.14	3.02	2.78	0.22	1.82	0.65	0.10	2.10	1289.5	23.4	1413.8	39.3	1606.3	33.8	80.3
002 18CM02-1 A2	0.0678	106	282	791	0.36	1.29	3.37	0.13	1.91	0.57	0.07	2.78	803.0	15.3	840.0	28.3	938.9	26.1	85.5
003 18CM02-1 A3	0.1202	93	374	546	0.69	0.54	9.04	0.05	8.70	0.96	0.08	2.44	305.2	26.6	436.3	39.4	1204.3	29.3	25.3
004 18CM02-1 A4	0.3548	3	1	1	1.89	126.90	106.58	-0.86	-94.40	-0.89	-1.07	-49.49	-12549.4	11846.1	4925.9	5250.1	-	-	-
005 18CM02-1 A5	0.0349	54	68	282	0.24	4.24	2.55	0.26	1.60	0.63	0.12	1.99	1464.7	23.4	1680.9	42.9	1962.4	39.0	74.6
006 18CM02-1 A6	0.1321	0	0	0	-8.94	828.13	110.10	7.93	59.51	0.54	0.76	92.63	14110.7	8397.8	6823.8	7512.8	4844.5	4487.2	291.3
007 18CM02-1 A7	0.0107	40	24	92	0.26	6.57	2.18	0.37	1.07	0.49	0.13	1.89	2038.3	21.9	2054.9	44.8	2071.6	39.2	98.4
008 18CM02-1 B1	0.0875	61	96	393	0.25	1.45	3.37	0.13	2.14	0.63	0.08	2.60	815.5	17.4	910.7	30.7	1149.1	29.9	71.0
009 18CM02-1 B2	0.0622	52	58	398	0.15	0.72	4.58	0.08	3.37	0.74	0.06	3.09	520.5	17.6	552.4	25.3	686.1	21.2	75.9
010 18CM02-1 B3	0.0489	1	0	0	0.93	-	-	2.55	39.39	-	-	-	8169.0	3217.5	-	-	-	-	-
011 18CM02-1 B4	0.0305	100	178	377	0.48	3.20	2.45	0.17	1.79	0.73	0.13	1.67	1023.8	18.3	1457.1	35.7	2161.9	36.2	47.4
012 18CM02-1 B5	0.0110	70	103	175	0.59	7.07	1.95	0.37	1.02	0.52	0.14	1.66	2011.6	20.5	2120.4	41.3	2227.7	37.0	90.3
013 18CM02-1 B6	0.0239	100	188	246	0.77	6.26	2.08	0.28	1.50	0.72	0.16	1.44	1589.7	23.8	2012.6	41.9	2479.7	35.8	64.1
014 18CM02-1 B7	0.0968	65	261	385	0.68	1.05	4.47	0.12	2.71	0.61	0.06	3.55	750.5	20.4	726.6	32.4	653.5	23.2	114.8
015 18CM02-1 C1	0.1344	1	0	1	0.92	-	-	-0.20	-272.25	-	-	-	-1465.8	3990.7	-	-	-	-	-
016 18CM02-1 C2	0.0776	93	82	454	0.18	1.12	4.59	0.10	3.59	0.78	0.08	2.85	593.1	21.3	765.1	35.1	1306.7	37.2	45.4
017 18CM02-1 C3	0.0855	101	196	735	0.27	1.18	4.10	0.13	2.36	0.57	0.07	3.36	795.7	18.8	792.2	32.5	782.3	26.3	101.7
018 18CM02-1 C4	0.0708	1	1	1	0.93	-4.19	198.07	-0.10	-192.88	-0.97	0.31	45.02	-668.1	1288.7	-	-	3513.9	1582.0	-19.0
019 18CM02-1 C6	0.0638	61	209	566	0.37	0.59	5.60	0.07	4.20	0.75	0.06	3.71	442.2	18.6	468.1	26.2	597.1	22.2	74.1
020 18CM02-1 C7	0.0188	80	120	207	0.58	5.77	2.70	0.33	1.74	0.65	0.13	2.06	1835.3	32.0	1941.3	52.4	2056.4	42.4	89.2
021 18CM02-1 D1	0.0055	55	90	97	0.94	6.56	2.26	0.38	1.10	0.49	0.13	1.97	2067.5	22.8	2053.5	46.3	2039.5	40.1	101.4
022 18CM02-1 D2	0.0218	74	44	168	0.27	6.90	2.01	0.37	0.94	0.47	0.14	1.77	2022.1	19.1	2099.0	42.1	2175.4	38.5	93.0

(continuação)

Spot	f_{206}^a	Razões isotópicas ^c											Idades (Ma)						^f Conc % 6/8-7/6
		Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 s abs	
023 18CM02-1 D3	0.0485	79	73	413	0.18	1.39	3.93	0.14	2.06	0.52	0.07	3.34	845.2	17.4	884.2	34.7	983.1	32.9	86.0
024 18CM02-1 D5	0.0084	62	84	106	0.79	8.09	2.11	0.40	1.32	0.63	0.15	1.64	2171.3	28.6	2241.2	47.2	2305.8	37.9	94.2
025 18CM02-1 D6	0.1674	1	0	1	0.53	-0.82	315.47	0.28	177.17	0.56	-0.02	-261.02	1600.7	2836.0	-1724.3	-5439.8	-	-	-
026 18CM02-1 D7	0.1044	178	269	1032	0.26	0.79	5.34	0.10	3.40	0.64	0.06	4.13	598.3	20.3	589.1	31.5	553.9	22.9	108.0
027 18CM02-1 E1	0.0749	54	446	245	1.83	1.50	3.75	0.13	2.23	0.60	0.08	3.01	802.4	17.9	929.1	34.8	1243.3	37.4	64.5
028 18CM02-1 E2	0.0139	64	134	143	0.94	5.76	2.39	0.35	1.27	0.53	0.12	2.03	1939.0	24.7	1940.3	46.4	1941.6	39.4	99.9
029 18CM02-1 E4	0.0544	79	284	465	0.62	1.35	3.80	0.12	2.30	0.61	0.08	3.02	740.5	17.0	865.5	32.9	1200.8	36.3	61.7
030 18CM02-1 E5	0.0137	88	90	252	0.36	4.80	1.49	0.30	1.11	0.74	0.12	1.00	1688.6	18.7	1785.2	26.7	1900.1	19.0	88.9
031 18CM02-1 E6	0.0270	53	37	156	0.24	4.30	1.41	0.29	0.91	0.65	0.11	1.07	1627.2	14.9	1693.2	23.8	1776.0	19.0	91.6
032 18CM02-1 F1	0.0059	42	29	48	0.60	15.73	1.01	0.56	0.69	0.68	0.21	0.74	2846.3	19.7	2860.5	29.0	2870.6	21.3	99.2
033 18CM02-1 F2	0.0226	47	41	148	0.28	5.16	3.49	0.24	2.98	0.85	0.16	1.82	1382.2	41.2	1845.4	64.4	2416.8	44.0	57.2
034 18CM02-1 F3	0.0185	57	78	152	0.52	5.42	2.03	0.34	1.29	0.63	0.11	1.57	1905.2	24.5	1887.4	38.4	1867.9	29.4	102.0
035 18CM02-1 F4	0.0166	4	7	7	1.06	8.32	2.59	0.46	1.53	0.59	0.13	2.10	2440.2	37.3	2266.0	58.8	2112.3	44.3	115.5
036 18CM02-1 F5	0.0088	54	107	115	0.94	5.87	1.31	0.35	1.07	0.82	0.12	0.75	1916.1	20.5	1956.2	25.5	1999.0	14.9	95.9
037 18CM02-1 F6	0.0804	10	27	126	0.22	0.55	2.74	0.06	2.18	0.80	0.07	1.65	361.9	7.9	447.1	12.2	913.3	15.1	39.6
038 18CM02-1 F7	0.0457	30	53	185	0.29	1.33	2.06	0.14	1.47	0.71	0.07	1.44	843.2	12.4	857.5	17.6	894.7	12.9	94.2
039 18CM02-1 G1	0.0606	12	28	35	0.79	3.30	2.07	0.19	1.42	0.69	0.12	1.50	1148.1	16.3	1481.3	30.6	1997.6	30.0	57.5
040 18CM02-1 G2	0.0115	49	100	92	1.09	3.38	3.66	0.20	3.56	0.97	0.12	0.82	1165.5	41.5	1499.3	54.8	2009.3	16.5	58.0
041 18CM02-1 G3	0.0191	13	8	29	0.28	6.52	2.69	0.31	2.30	0.86	0.15	1.39	1734.4	39.9	2048.7	55.1	2381.8	33.0	72.8
042 18CM02-1 G4	0.0408	45	148	405	0.37	1.24	1.86	0.10	1.40	0.76	0.09	1.22	624.6	8.8	818.1	15.2	1388.4	16.9	45.0
043 18CM02-1 G7	0.0262	56	59	217	0.27	2.94	2.51	0.20	2.16	0.86	0.10	1.28	1193.2	25.7	1393.2	34.9	1714.2	21.9	69.6
044 18CM02-1 H1	0.0143	18	25	34	0.74	5.73	2.88	0.33	2.68	0.93	0.12	1.05	1862.4	49.9	1936.3	55.7	2016.4	21.2	92.4
045 18CM02-1 H2	0.0480	18	45	77	0.58	3.52	3.33	0.22	2.34	0.70	0.12	2.36	1276.6	29.9	1532.5	51.0	1906.0	45.0	67.0
046 18CM02-1 H3	0.0120	11	19	25	0.77	5.76	1.82	0.35	1.38	0.76	0.12	1.19	1922.1	26.5	1940.9	35.4	1961.0	23.4	98.0
047 18CM02-1 H4	0.0634	62	304	503	0.61	0.95	2.23	0.09	1.58	0.71	0.07	1.58	582.9	9.2	680.1	15.2	1017.0	16.0	57.3

Spot	f_{206}^a	Razões isotópicas ^c										Idades (Ma)						^f Conc % 6/8-7/6	
		Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s abs
048 18CM02-1 H5	0.0476	17	13	79	0.16	2.36	1.54	0.17	0.93	0.60	0.10	1.23	1027.6	9.5	1229.1	18.9	1602.3	19.7	64.1
049 18CM02-1 I2	0.1000	17	34	103	0.33	0.94	2.37	0.10	1.31	0.55	0.07	1.97	633.8	8.3	672.5	15.9	804.6	15.9	78.8
050 18CM02-1 I3	0.0208	10	9	21	0.41	9.58	2.45	0.45	2.00	0.82	0.16	1.42	2373.8	47.4	2394.9	58.6	2412.9	34.2	98.4
051 18CM02-1 I4	0.0516	13	11	77	0.14	1.20	2.52	0.11	1.79	0.71	0.08	1.76	646.3	11.6	800.0	20.1	1256.0	22.2	51.5
052 18CM02-1 I5	0.0464	17	11	90	0.12	1.78	1.54	0.14	0.92	0.59	0.09	1.24	850.3	7.8	1037.8	16.0	1457.2	18.1	58.4
053 18CM02-1 J1	0.0244	26	35	69	0.51	5.45	1.98	0.34	1.60	0.80	0.12	1.18	1887.2	30.1	1893.2	37.6	1899.8	22.4	99.3
054 18CM02-1 J2	0.0472	44	388	214	1.83	2.87	1.57	0.17	1.06	0.68	0.12	1.16	1016.8	10.8	1373.4	21.6	1981.7	23.0	51.3
055 18CM02-1 J3	0.0051	7	4	15	0.26	10.98	1.56	0.51	0.99	0.63	0.16	1.21	2654.1	26.1	2521.8	39.4	2417.0	29.3	109.8
056 18CM02-1 J5	0.0036	14	25	23	1.13	5.68	1.54	0.33	1.01	0.65	0.12	1.17	1841.0	18.6	1928.1	29.7	2023.0	23.6	91.0
057 18CM02-1 K1	0.0165	17	10	39	0.26	10.12	2.45	0.43	2.06	0.84	0.17	1.33	2315.4	47.7	2445.4	60.0	2555.4	34.0	90.6
058 18CM02-1 K2	0.0690	80	85	358	0.24	1.97	2.15	0.18	1.31	0.61	0.08	1.70	1075.5	14.1	1104.9	23.7	1163.1	19.8	92.5
059 18CM02-1 K3	0.0064	7	5	13	0.36	9.61	1.69	0.43	0.86	0.51	0.16	1.46	2311.4	19.8	2398.4	40.6	2473.1	36.1	93.5
060 18CM02-1 K4	0.0030	63	117	123	0.96	6.84	1.15	0.39	0.61	0.53	0.13	0.97	2112.8	12.8	2091.0	24.0	2069.5	20.1	102.1
061 18CM02-1 K5	0.2074	17	92	142	0.65	0.40	3.88	0.05	2.72	0.70	0.05	2.77	336.6	9.2	338.5	13.1	351.7	9.7	95.7
062 18CM02-1 L2	0.2417	1	1	2	0.48	19.38	148.70	-0.64	-121.23	-0.82	-0.22	-86.11	-6588.2	7986.6	3061.0	4551.6	-	-	-
063 18CM02-1 L4	0.2857	1	1	1	0.96	1.78	293.31	-0.09	-274.65	-0.94	-0.14	-102.94	-619.3	1701.0	1037.6	3043.4	-	-	-
064 18CM02-1 L5	0.0262	6	8	17	0.48	4.24	1.79	0.28	1.08	0.60	0.11	1.43	1588.4	17.1	1682.0	30.1	1800.8	25.7	88.2
065 18CM02-1 M2	0.1319	20	153	115	1.34	0.97	2.50	0.09	1.73	0.69	0.08	1.81	543.9	9.4	689.9	17.3	1200.8	21.7	45.3
066 18CM02-1 M3	0.0413	9	20	28	0.72	3.86	2.69	0.28	1.84	0.69	0.10	1.96	1571.7	29.0	1606.3	43.2	1652.0	32.3	95.1
067 18CM02-1 M4	0.0837	17	46	58	0.80	2.57	2.07	0.17	1.17	0.56	0.11	1.71	1002.4	11.7	1291.0	26.7	1809.5	31.0	55.4
068 18CM02-1 M5	0.0135	14	19	33	0.60	7.30	1.91	0.29	1.56	0.82	0.18	1.10	1649.3	25.8	2148.5	41.1	2666.9	29.4	61.8
069 18CM02-2a A1	0.0529	79	7	467	0.02	3.09	5.42	0.22	3.82	0.70	0.10	3.85	1272.1	48.6	1430.9	77.6	1675.7	64.5	75.9
070 18CM02-2a A2	0.0101	49	16	127	0.13	5.22	2.56	0.32	1.11	0.44	0.12	2.30	1771.0	19.7	1856.7	47.5	1954.1	45.0	90.6
071 18CM02-2a A3	0.0034	50	4	83	0.05	12.20	1.81	0.52	0.83	0.46	0.17	1.60	2716.6	22.6	2619.7	47.3	2545.6	40.8	106.7
072 18CM02-2a A4	0.0064	40	5	96	0.05	7.08	2.43	0.39	1.28	0.53	0.13	2.07	2120.0	27.1	2121.9	51.6	2123.8	43.9	99.8

(continuação)

Spot	f_{206}^a	Razões isotópicas ^c											Idades (Ma)						^f Conc % 6/8-7/6
		Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		
						1 s [%]	1 s [%]	1 s [%]	1 s [%]		1 s abs	1 s abs	1 s abs	1 s abs					
073 18CM02-2a A6	0.0170	45	2	143	0.02	10.55	2.67	0.42	1.65	0.62	0.18	2.10	2280.2	37.7	2484.7	66.3	2656.4	55.7	85.8
074 18CM02-2a B1	0.0076	34	7	69	0.10	7.86	2.23	0.42	0.81	0.36	0.14	2.08	2270.4	18.5	2215.0	49.5	2164.1	45.0	104.9
075 18CM02-2a B2	0.0370	49	9	182	0.05	3.19	3.25	0.22	1.50	0.46	0.10	2.88	1290.5	19.4	1454.2	47.2	1702.2	49.0	75.8
076 18CM02-2a B3	0.0303	47	5	307	0.02	2.05	3.99	0.15	2.18	0.55	0.10	3.35	891.5	19.4	1131.4	45.2	1626.1	54.5	54.8
077 18CM02-2a B4	0.0287	43	12	192	0.06	3.29	3.16	0.20	1.70	0.54	0.12	2.66	1200.2	20.4	1479.2	46.7	1906.0	50.7	63.0
078 18CM02-2a B6	0.0803	66	7	429	0.02	0.90	4.69	0.09	3.57	0.76	0.07	3.04	543.5	19.4	653.3	30.6	1053.6	32.0	51.6
079 18CM02-2a C1	0.0883	71	8	518	0.02	0.67	5.47	0.07	4.43	0.81	0.07	3.21	429.3	19.0	518.4	28.3	933.5	29.9	46.0
080 18CM02-2a C2	0.0011	13	1	15	0.07	19.31	2.45	0.61	1.60	0.65	0.23	1.86	3055.8	48.8	3057.4	75.0	3058.4	56.9	99.9
081 18CM02-2a C3	0.0706	49	4	328	0.01	1.19	4.21	0.11	3.09	0.73	0.08	2.86	644.6	19.9	797.8	33.6	1253.7	35.9	51.4
082 18CM02-2a C4	0.0580	34	28	185	0.15	1.70	3.65	0.12	2.75	0.75	0.10	2.40	730.6	20.1	1007.5	36.7	1671.4	40.1	43.7
083 18CM02-2a C5	0.0053	37	7	67	0.10	9.15	1.72	0.42	0.89	0.52	0.16	1.48	2242.9	19.9	2352.7	40.5	2449.3	36.2	91.6
084 18CM02-2a C6	0.0541	49	12	326	0.04	1.40	3.77	0.13	2.48	0.66	0.08	2.84	760.8	18.9	890.1	33.6	1226.7	34.8	62.0
085 18CM02-2a D1	0.0142	31	1	100	0.01	3.42	2.82	0.21	2.02	0.72	0.12	1.97	1208.1	24.5	1508.0	42.5	1958.9	38.5	61.7
086 18CM02-2a D2	0.0281	3	1	17	0.07	1.43	16.98	0.11	8.63	0.51	0.09	14.62	695.3	60.0	900.4	152.9	1444.5	211.1	48.1
087 18CM02-2a D3	0.0264	3	2	19	0.09	1.45	36.79	0.10	10.14	0.28	0.10	35.37	617.1	62.6	910.4	335.0	1710.4	604.9	36.1
088 18CM02-2a D4	0.0479	57	10	269	0.04	1.15	4.30	0.09	3.62	0.84	0.09	2.33	541.5	19.6	774.9	33.3	1523.8	35.5	35.5
089 18CM02-2a D5	0.0347	27	2	109	0.02	1.62	8.15	0.11	7.82	0.96	0.11	2.29	682.1	53.3	977.1	79.6	1716.3	39.3	39.7
090 18CM02-2a D6	0.0060	24	3	39	0.08	11.32	1.56	0.48	0.82	0.53	0.17	1.32	2539.9	20.8	2549.8	39.7	2557.6	33.9	99.3
091 18CM02-2a E1	0.0174	33	6	64	0.09	7.72	1.79	0.43	0.83	0.46	0.13	1.59	2304.4	19.0	2199.1	39.3	2102.3	33.3	109.6
092 18CM02-2a E2	0.0610	25	6	230	0.03	0.83	4.21	0.09	3.00	0.71	0.07	2.96	526.1	15.8	612.2	25.8	945.1	28.0	55.7
093 18CM02-2a E3	0.0491	31	2	182	0.01	2.40	3.78	0.17	2.52	0.67	0.10	2.82	1004.6	25.3	1242.2	46.9	1681.6	47.3	59.7
094 18CM02-2a E4	0.0075	12	1	14	0.05	18.99	2.28	0.60	1.45	0.63	0.23	1.77	3039.1	44.0	3041.1	69.5	3042.4	53.8	99.9
095 18CM02-2a E5	0.0149	17	1	27	0.04	12.15	1.73	0.52	0.91	0.53	0.17	1.47	2694.2	24.6	2616.1	45.2	2556.2	37.5	105.4
096 18CM02-2a E6	0.0090	14	3	26	0.11	6.96	2.47	0.39	1.17	0.47	0.13	2.17	2105.6	24.7	2107.0	52.1	2108.3	45.9	99.9
097 18CM02-2a F1	0.0042	15	1	20	0.04	20.27	1.24	0.66	0.62	0.50	0.22	1.07	3269.0	20.4	3104.4	38.5	2999.6	32.1	109.0

Spot	f_{206}^a	Razões isotópicas ^c											Idades (Ma)						^f Conc % 6/8-7/6
		Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s		
						²³⁵ U	[%]	²³⁸ U	[%]	Rho ^d	²⁰⁶ Pb ^e	[%]	²³⁸ U	abs	²³⁵ U	abs	²⁰⁶ Pb	abs	
098 18CM02-2b A2	0.0769	52	7	392	0.02	0.83	4.56	0.09	3.37	0.74	0.07	3.07	526.8	17.7	614.5	28.0	952.7	29.2	55.3
099 18CM02-2b A3	0.1186	58	10	353	0.03	0.69	6.59	0.07	5.77	0.88	0.07	3.17	445.8	25.7	534.1	35.2	931.3	29.6	47.9
100 18CM02-2b A4	0.0870	16	1	94	0.01	1.61	4.72	0.14	2.90	0.61	0.09	3.73	826.6	23.9	976.0	46.1	1329.3	49.6	62.2
101 18CM02-2b A5	0.0395	35	3	153	0.02	1.44	7.99	0.11	7.50	0.94	0.10	2.75	652.6	49.0	905.7	72.4	1587.1	43.7	41.1
102 18CM02-2b A6	0.0942	48	3	292	0.01	1.24	4.27	0.10	3.46	0.81	0.09	2.50	603.5	20.9	819.7	35.0	1462.7	36.5	41.3
103 18CM02-2b A7	0.0797	51	2	331	0.01	0.61	9.43	0.06	8.77	0.93	0.07	3.46	377.8	33.1	481.4	45.4	1010.5	35.0	37.4
104 18CM02-2b A8	0.0432	22	2	96	0.02	2.38	3.52	0.17	2.28	0.65	0.10	2.68	1002.4	22.9	1235.7	43.4	1669.1	44.7	60.1
105 18CM02-2b A9	0.0134	37	5	69	0.08	9.23	1.66	0.41	0.99	0.60	0.16	1.33	2230.1	22.1	2361.5	39.2	2477.0	33.0	90.0
106 18CM02-2b A10	0.1031	46	53	272	0.20	1.23	4.11	0.10	3.11	0.76	0.09	2.68	629.3	19.6	812.6	33.4	1354.6	36.3	46.5
107 18CM02-2b A11	0.0323	22	2	112	0.02	2.42	3.11	0.18	1.95	0.63	0.10	2.42	1078.4	21.0	1248.2	38.8	1554.5	37.6	69.4
108 18CM02-2b A12	0.1200	47	4	377	0.01	0.66	4.80	0.06	3.88	0.81	0.08	2.82	384.1	14.9	515.8	24.7	1152.1	32.5	33.3
109 18CM02-2b A13	0.0722	55	13	331	0.04	1.20	3.24	0.11	2.20	0.68	0.08	2.38	646.6	14.3	800.4	26.0	1256.5	29.9	51.5
110 18CM02-2b B13	0.0573	36	3	276	0.01	1.08	3.51	0.09	2.52	0.72	0.08	2.43	572.6	14.4	741.3	26.0	1291.4	31.4	44.3
111 18CM02-2b B12	0.0067	11	1	24	0.04	7.36	2.20	0.40	1.16	0.53	0.14	1.87	2146.4	25.0	2156.1	47.5	2165.3	40.5	99.1
112 18CM02-2b B11	0.0255	26	3	83	0.04	3.18	3.39	0.20	2.77	0.82	0.11	1.96	1182.6	32.7	1452.3	49.2	1872.6	36.6	63.1
113 18CM02-2b B10	0.1005	67	4	349	0.01	1.13	3.89	0.10	3.01	0.77	0.08	2.47	633.3	19.0	767.3	29.8	1180.0	29.1	53.7
114 18CM02-2b B9	0.0287	31	3	118	0.02	4.61	2.17	0.25	1.44	0.67	0.14	1.62	1422.7	20.5	1751.6	38.0	2170.3	35.1	65.6
115 18CM02-2b B7	0.0219	26	2	51	0.04	9.39	2.51	0.42	1.75	0.70	0.16	1.79	2278.9	39.9	2376.7	59.5	2461.6	44.1	92.6
116 18CM02-2b B6	0.0161	27	2	57	0.04	10.60	1.76	0.47	1.01	0.57	0.16	1.45	2487.6	25.0	2488.5	43.8	2489.2	36.0	99.9
117 18CM02-2b B5	0.0516	80	10	473	0.02	1.53	3.50	0.12	2.58	0.74	0.09	2.36	746.7	19.3	941.1	32.9	1428.7	33.7	52.3
118 18CM02-2b B4	0.0564	32	2	187	0.01	1.59	4.43	0.14	2.52	0.57	0.08	3.65	823.7	20.7	966.3	42.8	1306.5	47.7	63.0
119 18CM02-2b B3	0.0640	31	6	177	0.03	1.34	5.99	0.10	5.22	0.87	0.09	2.95	628.4	32.8	863.0	51.7	1525.6	45.0	41.2
120 18CM02-2b B2	0.0795	44	6	237	0.02	1.02	5.49	0.10	4.55	0.83	0.07	3.07	609.1	27.7	716.0	39.3	1067.6	32.7	57.0
121 18CM02-2b B1	0.0295	38	3	166	0.02	4.03	3.07	0.22	1.97	0.64	0.14	2.36	1257.4	24.8	1640.5	50.4	2173.5	51.3	57.9
122 18CM02-2b C1	0.0781	48	4	317	0.01	0.95	4.63	0.09	3.14	0.68	0.07	3.40	567.5	17.8	677.4	31.4	1062.3	36.1	53.4

Spot	f_{206}^a	Razões isotópicas ^c										Idades (Ma)						f ^f Conc % 6/8-7/6	
		Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s abs
123 18CM02-2b C2	0.0504	22	7	95	0.07	2.83	4.39	0.18	3.33	0.76	0.11	2.86	1084.6	36.1	1363.6	59.9	1832.5	52.5	59.2
124 18CM02-2b C4	0.0110	17	1	36	0.04	9.35	2.90	0.45	1.93	0.66	0.15	2.17	2415.7	46.6	2372.7	68.9	2335.9	50.8	103.4
125 18CM02-2b C5	0.0287	34	3	118	0.03	3.68	2.41	0.23	1.54	0.64	0.12	1.86	1339.6	20.6	1567.4	37.8	1889.4	35.1	70.9
126 18CM02-2b C6	0.0200	32	4	95	0.04	4.72	2.16	0.26	1.38	0.64	0.13	1.66	1479.7	20.4	1770.6	38.2	2133.3	35.3	69.4
127 18CM02-2b C7	0.0820	16	8	82	0.09	1.58	6.12	0.12	3.24	0.53	0.09	5.19	746.4	24.1	964.0	59.0	1499.9	77.9	49.8
128 18CM02-2b C8	0.0758	13	3	65	0.05	1.93	8.81	0.13	2.01	0.23	0.11	8.58	765.5	15.4	1091.7	96.2	1816.5	155.9	42.1
129 18CM02-2b C9	0.0073	18	3	39	0.08	7.33	1.89	0.40	1.01	0.53	0.13	1.59	2150.2	21.7	2151.9	40.6	2153.5	34.3	99.8
130 18CM02-2b C10	0.0085	26	3	58	0.06	5.94	1.77	0.34	0.93	0.52	0.13	1.51	1890.8	17.6	1967.7	34.9	2049.6	31.0	92.3
131 18CM02-2b C11	0.0345	9	1	14	0.05	14.03	20.43	0.74	3.48	0.17	0.14	20.13	3565.6	124.1	2752.0	562.3	2199.6	442.8	162.1
132 18CM02-2b C12	0.0265	29	4	106	0.04	3.70	2.49	0.22	1.61	0.65	0.12	1.89	1288.7	20.8	1571.8	39.1	1975.9	37.4	65.2
133 18CM02-2b C13	0.0639	31	12	226	0.05	1.12	3.54	0.10	2.57	0.73	0.08	2.43	608.5	15.6	762.3	27.0	1244.5	30.2	48.9
134 18CM02-2b D13	0.0135	18	4	50	0.08	4.07	2.55	0.25	1.73	0.68	0.12	1.87	1421.5	24.6	1648.6	42.1	1951.6	36.5	72.8
135 18CM02-2b D12	0.0145	25	4	64	0.06	5.31	2.16	0.31	1.28	0.59	0.12	1.74	1749.9	22.3	1871.0	40.4	2008.3	35.0	87.1

Nota:

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

b Razões Th/U e quantidade de Pb, Th and U (in ppm) são calculadas relativas ao zircão de referência GJ-1.

c Background corrigido e fracionamento Pb/U são normalizados ao zircão de referência GJ-1 (ID-TIMS values/measured value); Razão ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculada usando $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) * (137.88)$

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

e Viés-de-massa corrigido pela normalização para o zircão de referência GJ-1 e Pb comum usando o modelo de composição de Pb de Stacey and Kramers (1975)

f Grau de concordância, 6/8-7/6 = (Idade ²⁰⁶Pb/²³⁸U * 100) / (Idade ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)