



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 637

**GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA U-Pb SHRIMP DOS
GRANITOIDES TTG DA ÁREA DE OURILÂNDIA-TUCUMÃ,
PROVÍNCIA CARAJÁS – SE DO CRÁTON AMAZÔNICO**

Dissertação apresentada por:

YURY HARRISON DA COSTA REIS

Orientador: Prof. Dr. Davis Carvalho de Oliveira (UFPA)

**BELÉM-PARÁ
2023**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará

Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

R375g Reis, Yury Harrison da Costa.

Geoquímica e geocronologia U-Pb SHRIMP dos granitoides TTG da área de Ourilândia-Tucumã, Povíncia Carajás - SE do Cráton Amazônico / Yury Harrison da Costa Reis. — 2023.
xiii, 93 f.: il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Davis Carvalho de Oliveira
Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará,
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em
Geologia e Geoquímica, Belém, 2023.

1. Petrologia. 2. Geocronologia. 3.
Granitoides. 4. Província Carajás. 5. Cráton
Amazônico. I. Título.

CDD 552



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

**GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA U-Pb SHRIMP DOS
GRANITOIDES TTG DA ÁREA DE OURILÂNDIA-TUCUMÃ,
PROVÍNCIA CARAJÁS – SE DO CRÁTON AMAZÔNICO**


Dissertação apresentada por


YURY HARRISON DA COSTA REIS


Como requisito parcial à obtenção de Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA, Linha de Pesquisa EVOLUÇÃO CRUSTAL E
METALOGÊNESE.

Data de Aprovação: 17 / 11 / 2023

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Davis Carvalho de Oliveira
(Orientador - PPGG/UFPA)


Prof. Dr. Bhrenno Marangoanha
(Membro - PPGG/UFPA)


Dr. Luciano Ribeiro da Silva
(Membro - UFPA)

*Dedico a toda minha família,
meu alicerce em todas as etapas da minha vida,
Assim como o amor da minha vida, Alane Cereja.*

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer a Deus, por me conceder o dom da vida e proporcionar saúde e sabedoria durante toda a minha trajetória até aqui, sei que estás sempre comigo.

À Universidade Federal do Pará (UFPA) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) que possibilitaram o desenvolvimento deste trabalho, por meio da disponibilidade de infraestrutura geral, de apoio ao campo, suporte de laboratórios e oficinas e ambiente de estudo e trabalho. Em especial, ao Grupo de Pesquisa de Petrologia de Granitoides (GPPG), que abriu oportunidades para o meu desenvolvimento como pesquisador desde 2017-2018. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - Brasil (CNPQ), código de financiamento 001. Agradeço também à Pró-reitoria de pesquisa e Pós-Graduação (PROPESP/UFPA), pelo apoio financeiro.

Ao meu orientador Dr. Davis Carvalho de Oliveira, pela oportunidade, confiança, pelo compartilhamento de conhecimento, por acreditar no desenvolvimento deste trabalho e incentivar em todas as etapas, pelos cafés compartilhados acompanhados com debates científicos, além de toda paciência e dedicação dada a formação dos seus alunos.

Aos meus colegas da sala 3, Felix W.Q., Silva-Silva L.C., Machado J.R.M., Santos R.F., Nascimento A.C., Mendes A.C.S., Bezerra H.C., Vasconcelos E.J., pelos conselhos, discussões e debates científicos, compartilhamento de experiências nas etapas de campos, por proporcionarem um ambiente amigável de trabalho, durante todo o desenvolvimento deste documento. Gostaria de agradecer também ao Dr. Luciano Ribeiro da Silva, Prof. Dr. Bhrenno Marangoanha e Prof. Dr. José de Arimatéia Costa de Almeida, por serem figuras de inspiração, por suas valiosas contribuições e revisões neste documento, pela paciência e compartilhamento de conhecimento. A todos vocês, sou muito grato.

Aos meus familiares pelo apoio na realização deste sonho e compreensão aos momentos em que estive ausente. Gratidão especial à minha mãe, Jilcelina Costa, por toda dedicação, educação e confiança depositada em mim e ao meu pai Edir Reis (*in memoriam*). As minhas irmãs Larissa, Letícia, Gilcilene e meu irmão Glauber, mesmo distante me apoiando sempre, obrigado por todo amor, paciência e confiança. Aos meus sobrinhos, por toda felicidade e inspiração que vocês me proporcionam, amo vocês.

A minha noiva, Alane Cereja, por compartilhar comigo mais essa conquista importante da minha vida, por me incentivar e apoiar nas minhas decisões, pela amizade e compreensão quando precisei ficar ausente, obrigado meu amor.

Aos meus amigos que a geologia me deu, João Eduardo, Pedro Oliveira e Giulliana Paraense, Gabriel Favacho, Alan Queiroz, Júlio Richard, Leandro Sepeda, todos da minha turma de 2016, ao pessoal do doutorado no GSED, Renan e Argel, cada um faz parte dessa caminhada, por compartilharem comigo mais essa etapa, obrigado pelo apoio e discussões geológicas, pelos momentos de lazer e amizade.

E por fim, os meus sinceros agradecimentos a todos que contribuíram direta e indiretamente para o desenvolvimento e conclusão deste trabalho e me incentivaram com palavras de carinho e apoio.

*“A tarefa não é tanto ver aquilo que ninguém viu,
mas pensar o que ninguém ainda pensou,
sobre aquilo que todo mundo vê.”*

(Arthur Schopenhauer)

RESUMO

As rochas que constituem a crosta TTG da área ao norte de Ourilândia do Norte – Tucumã são de composição predominantemente tonalítica, com trondhjemitos e granodioritos subordinados, e mostram fortes afinidades petrográficas e geoquímicas com as demais ocorrências da Província Carajás. Tais granitoides foram individualizados a partir do que era definido como domínio de ocorrência das rochas indiferenciadas do Complexo Xingu, cujo padrão estrutural é marcado por uma foliação E-W com inflexões para NNE-SSE e N-S, o que sugere uma tendência de distribuição concêntrica da foliação. A idade de cristalização U-Pb em zircão obtida na variedade tonalítica foi de 3,00 Ga. Os trondhjemitos são predominantemente peraluminosos e apresentam maior razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ comparados aos tonalitos deste estudo. Os TTGs deste estudo foram ser distinguidos em dois grupos: (i) TTG de baixo-ETRP com altas razões $(\text{La}/\text{Yb})_N$ e Sr/Y , e (ii) TTG de alto-ETRP, com baixas razões $(\text{La}/\text{Yb})_N$ e Sr/Y . A origem do grupo de baixo-ETRP está relacionada à fusão parcial em mais alta pressão (até 1,5 GPa) de uma fonte anfibolítica/eclogítica na zona de estabilidade da granada, enquanto o grupo de alto-ETRP sugere fusão parcial de uma crosta metabasáltica em mais baixa pressão (~1,0 GPa), com ausência ou pouca influência da granada no resíduo. O arqueano é marcado pela formação de espessas sequências de *greenstone* e plútons TTG, formando estruturas em domos e quilhas em alguns crátons, como aquelas relatadas nos crátons leste de Pilbara (Austrália) e Dharwar (Índia). No modelo adotado para a área de Ourilândia-Tucumã, a geração dos primeiros estágios de magma TTG na Província Carajás teve como fonte metabasaltos da sequência *greenstones belts* do Grupo Tucumã-Gradaús, em um cenário que envolve a fusão parcial da base de uma protocrosta oceânica máfica espessada (litosfera primitiva) a partir da interação entre correntes convectivas do manto astenosférico, gerando *melt* TTG de alto-ETRP. Neste contexto, formaram-se gotejamentos crustais dispersos sob condições de pressão e temperatura crescentes, onde a fusão parcial do metabasalto no interior dos gotejamentos produziu *melts* félsicos que invadiram a crosta sobrejacente para formar TTG de baixo-ETRP.

Palavras-chave: petrologia; geocronologia; granitoides TTG; Província Carajás

ABSTRACT

The rocks that make up the TTG crust in the northern area of Ourilândia do Norte - Tucumã are predominantly tonalitic and show strong petrographic and geochemical affinities with other TTG occurrences in the Carajás Province, which occur in the Rio Maria Domain and Carajás Domain. The granitoids were differentiated based on the occurrence domains of rocks from the Xingu Complex. They exhibit a varied structural pattern, with a tendency towards N-S and concentric patterns. These granitoids are predominantly composed of tonalites with subordinate trondhjemites and granodiorites. The U-Pb zircon crystallization age obtained from the tonalitic variety was 3.00 Ga. The trondhjemites are characterized by higher sodium concentration ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratio between 4.24-7.89) and low content of ferromagnesian elements ($6 < \text{FeO}^* + \text{Mg} + \text{TiO}_2 + \text{MnO} < 8$), while tonalites show sodium depletion ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratio between 1.79-3.20) and tend to be enriched in ferromagnesian elements ($8 < \text{FeO}^* + \text{Mg} + \text{TiO}_2 + \text{MnO} < 13$), with some samples falling within the field of hybrid granitoids, and they are also meta-peraluminous (A/NK 1.5-2.0; $A/\text{CNK} \sim 1$). The Archean is characterized by developing thick sequences of greenstone and TTG plutons, forming dome-like structures and ridges in some cratons, such as those reported in the eastern Pilbara (Australia) and Dharwar (India) cratons. In the model adopted for the Ourilândia-Tucumã area, the generation of the initial stages of TTG magma in the Carajás Province sourced from metabasalts of the Tucumã-Gradaús Group's greenstone belt sequence. This occurred in a scenario involving the partial melting of the base of a thickened mafic oceanic protocrust due to interactions between the lithosphere and convective currents in the asthenospheric mantle, resulting in high-ETRP TTG melt. Dispersed crustal drips formed under increasing pressure and temperature conditions in this context. The partial melting of metabasalt within these drips produced felsic melts that intruded the overlying crust, forming low-ETRP TTG.

Keywords: petrology; geochronology; TTG granitoids: Carajás Province

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO 1

Figura 1 - Mapa de acesso e localização da área de estudo.	3
Figura 2 - Contexto geológico regional da Província Carajás	4
Figura 3 - Nova proposta de compartimentação da Província Carajás.....	6
Figura 4 - Síntese dos dados geocronológicos do Terreno Greenstone Rio Maria.....	12
Figura 5 - Síntese dos dados geocronológicos do Terreno Canaã dos Carajás.....	20
Figura 6 - Síntese dos dados geocronológicos do Terreno Sapucaia.....	23
Figura 7 - Mapa de amostragem.....	29
Figura 8 - Dashboard resumindo o banco de dados que foi trabalhado nesta pesquisa.....	30

LISTA DE TABELAS

Table 1 - Modal composition of the representative samples.....	41
Table 2 - Geochemical compositions of the TTGs.....	43
Table 3 - Zircon U–Pb SHRIMP isotope data.....	50
Table 4 - Modeling major and trace element compositions and residual minera.....	57
Table 5 - Modeling of major and trace element compositions and residual mineral.....	57
Table 6 - Modeling of major and trace element compositions and residual mineral.....	58

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vii
RESUMO	viii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	x
LISTA DE TABELAS	xii
CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	3
1.3 GEOLOGIA REGIONAL.....	4
1.4 ESTRATIGRAFIA DA PROVÍNCIA CARAJÁS.....	7
1.4.1 Terreno granito-greenstone Rio Maria	7
1.4.2 Terreno Canaã dos Carajás	13
1.4.3 Terreno Sapucaia	21
1.5 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA.....	24
1.6 OBJETIVOS.....	25
1.7 MATERIAL E MÉTODOS.....	25
1.7.1 Pesquisa bibliográfica	25
1.7.2 Mapeamento Geológico	25
1.7.3 Petrografia	26
1.7.4 Geoquímica	26
1.7.5 Geocronologia	27
1.8 DESAFIOS NA COMPREENSÃO DA CROSTA PRIMITIVA: TEORIAS E EVIDÊNCIAS.....	30
CAPÍTULO 2 PETROGENESIS AND GEOCHRONOLOGY OF THE TTG GRANITOIDS FROM THE CARAJÁS PROVINCE, AMAZONIAN CRATON: IMPLICATIONS FOR THE TECTONIC STYLE OF ARCHEAN CRUST FORMATION	33
CAPÍTULO 3 CONCLUSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS	70
REFERÊNCIAS	71
ANEXO A	89
ANEXO B	91

ANEXO C..... 93

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Esta dissertação é parte das contribuições do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG), e foi desenvolvida dentro da linha de pesquisa Evolução Crustal e Metalogênese) do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da Universidade Federal do Pará (UFPA). O tema desta pesquisa são os granitóides mesoarqueanos de afinidade Tonalítica, Trondhjemítica e Granodiorítica (TTG) que afloram na porção norte das áreas de Tucumã-Ourilândia do Norte, no sudeste do estado do Pará (Fig. 1). A dissertação segue o formato de um artigo científico, com um capítulo introdutório (Capítulo 1) que apresenta a localização da área de estudo, a problemática, os objetivos e a metodologia aplicada, além de considerações sobre o contexto geológico regional da Província Carajás. O segundo capítulo, intitulado “PETROGENESIS AND GEOCHRONOLOGY OF THE TTG GRANITOIDES FROM THE CARAJÁS PROVINCE, AMAZONIAN CRATON: IMPLICATIONS FOR THE TECTONIC STYLE OF ARCHEAN CRUST FORMATION”, apresenta os resultados em formato de artigo, abordando aspectos geológicos, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, juntamente com discussões sobre as afinidades petrológicas e os processos que controlaram a evolução dos granitoides estudados, bem como uma proposta de cenário geodinâmico que discute a formação dos tipos de TTGs abordados nesta pesquisa. Este artigo será submetido para publicação em um periódico Qualis A1 (Lithos ou Precambrian Research; Qualis/CAPES). O Capítulo 3 contém as conclusões da dissertação, apresentando uma síntese dos aspectos mais relevantes do trabalho e suas principais contribuições para o avanço do conhecimento geológico da região.

As suítes TTG foram reconhecidas inicialmente na década de 1970 e representam o maior volume de crosta arqueana (Barker & Arth 1976, Glikson & Sheraton 1972, Hanson *et al.* 1971, Hunter 1970, Sheraton 1970), são importantes associações prototectônicas para a compreensão do regime tectônico que atuou no início da história da Terra, bem como dos processos envolvidos na formação da crosta continental (Moyen & Martin 2012, Laurent *et al.* 2014, Moyen *et al.* 2020). No Brasil, a Província Carajás é considerada o maior núcleo arqueano preservado no Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981). Inicialmente, a porção sul da província foi inicialmente caracterizada por apresentar rochas mais antigas e de características ígneas bem preservadas, e que foi denominada de Terreno Granito- *Greenstone* Rio Maria (TGGRM); a porção norte seria formada por uma bacia vulcanossedimentar e intrusões de granitoides sintectônicos afetados por eventos tectonotermiais neoarqueanos, denominada de Bloco Carajás

(Souza *et al.* 1996). Posteriormente, Vasquez & Rosa Costa (2008), em conformidade com o modelo de Santos (2003), dividiram a província em dois domínios tectônicos distintos: Domínio Rio Maria (DRM) de idade mesoarqueana (3,0 – 2,87 Ga), e Domínio Carajás (DC), formado por rochas do embasamento mesoarqueano e rochas neoarqueanas (3,0 – 2,76 Ga). Por sua vez, Dall’Agnol *et al.* (2013) observaram que o DC não representaria uma crosta tectonicamente homogênea, o que levou a divisão do Domínio de Transição em Domínio Canaã dos Carajás (DCC) para o segmento localizado imediatamente a sul da Bacia Carajás, e em Domínio Sapucaia (DS) para a porção de crosta situada entre as cidades de Canaã dos Carajás e Xinguara e que se estenderia para oeste até a cidade de Água Azul do Norte.

Na porção centro-oeste da Província Carajás apenas trabalhos de mapeamentos geológicos em escala regional (1:250.000) haviam sido realizados, com destaque para aquele de Macambira & Vale (1997), onde a geologia da área da Folha Rio Branco (SB-22-Y-B-VI; 1:100.000) foi apresentada no âmbito da Folha São Félix do Xingu. No mapa geológico apresentado por Macambira & Vale (1997) para as áreas dos municípios de Ourilândia do Norte e Tucumã (ambas inseridas nos limites da Folha Rio Branco), nota-se a ocorrência expressiva dos granitoides da Suíte Plaquê, das rochas máfico-ultramáficas da Suíte Cateté, das sequências vulcano-sedimentares do Grupo Tucumã, e sobretudo, dos granitoides indiferenciados do Complexo Xingu (definição atribuída por Silva *et al.* (1974) para granitoides migmatizados e ou gnaissificados).

Neste contexto, Costa *et al.* (2016) durante o desenvolvimento do Projeto ARIM Carajás do Serviço Geológico Brasileiro (CPRM), agrupou tais granitoides em uma nova associação denominada de Complexo Carapanã que formam uma estrutura “arqueada” de direção NE-SW nos arredores da vila homônima. Neste trabalho, optou-se por utilizar a proposta de compartimentação do Cráton Amazônico de Santos (2003) em conjunto com a proposta de compartimentação da Província Carajás de Oliveira *et al.* 2022.

A área de Tucumã-Ourilândia do Norte tem sendo alvo de estudos constantes durante os últimos 10 anos, proporcionando avanços significativos no detalhamento da geologia desta região (Silva *et al.* 2016, Silva-Silva *et al.* 2020, Felix *et al.* 2020, Favacho 2021, Silva *et al.* 2022, Silva *et al.* 2023). Tais avanços na área de estudo foram de suma importância para direcionar o alvo desta dissertação: caracterização e individualização dos granitoides de afinidade TTG. A escassez de dados sobre a geologia da área de Tucumã-Ourilândia impossibilitam discussões mais profundas quanto à petrogênese dessas rochas, e suas afinidades com as demais ocorrências de granitoides TTG da Província Carajás e de outros Crátons. Diante deste quadro, este trabalho tem como objetivo determinar a idade de cristalização (U-Pb em

zircão) e parâmetros geoquímicos que permitam a individualização dos granitoides do “embasamento” mesoarqueano desta porção da província, a fim de discutir os principais processos responsáveis pela sua formação e conseqüentemente daqueles que levaram à sua configuração atual. Além disso serão efetuados teste de modelagem geoquímica para determinar as rochas-fonte que deram origem a estes granitoides, e propor um possível cenário geodinâmico consistente para a formação da crosta mesoarqueana da área estudada. Está sendo apresentado um mapa geológico em escala 1:50.000 com a delimitação dos novos corpos, a relação temporal entre intrusões, determinação do padrão estrutural da área e uma reavaliação do posicionamento do limite tectônico entre os Terrenos Granito-*Greenstones* Rio Maria e Domínio Carajás.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo (Fig. 1) abrange os municípios de Ourilândia do Norte e Tucumã, sudeste do estado do Pará, e está inserida na porção nordeste da Folha SB-22- Y-B-VI (Rio Branco). O acesso à área pode ser realizado por via terrestre, a partir de Belém, pela rodovia PA-150 até Marabá, continuando pela BR-155, passando pelos municípios de Sapucaia, Água Fria e Xinguara, e prosseguindo pela rodovia PA-279, passando pelo município de Água Azul do Norte até os municípios de Tucumã e Ourilândia do Norte. A via aérea pode ser realizada a partir dos aeroportos de Belém-Marabá e/ou Belém-Carajás (Parauapebas).

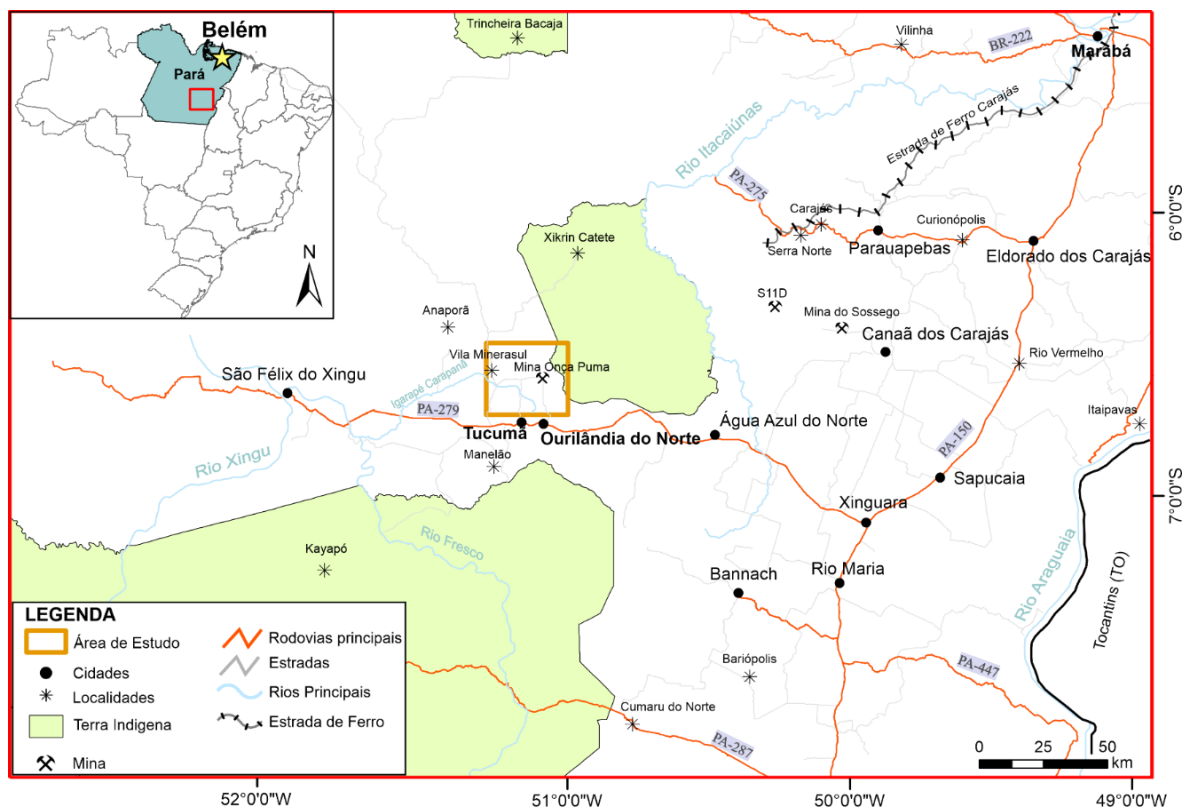


Figura 1 - Mapa de acesso e localização da área de estudo.

1.3 GEOLOGIA REGIONAL

A Plataforma Sul-Americana ocupa a maior parte do continente, é composta por rochas cristalinas e por coberturas sedimentares e vulcano-sedimentares fanerozóicas (Fig. 2a). O embasamento da plataforma é exposto em três escudos principais: Guianas, Brasil Central e o Atlântico (Almeida *et al.* 1981). Na porção norte da Plataforma, identifica-se o Crátão Amazônico, constituído pelos escudos pré-cambrianos das Guianas e Brasil Central (Almeida *et al.* 1976) compreendendo uma área de cerca de 4.400.000 km² que é parcialmente coberta por diversas bacias fanerozóicas e abriga a Província Carajás (PC) que representa seu principal núcleo arqueano (Santos 2003).

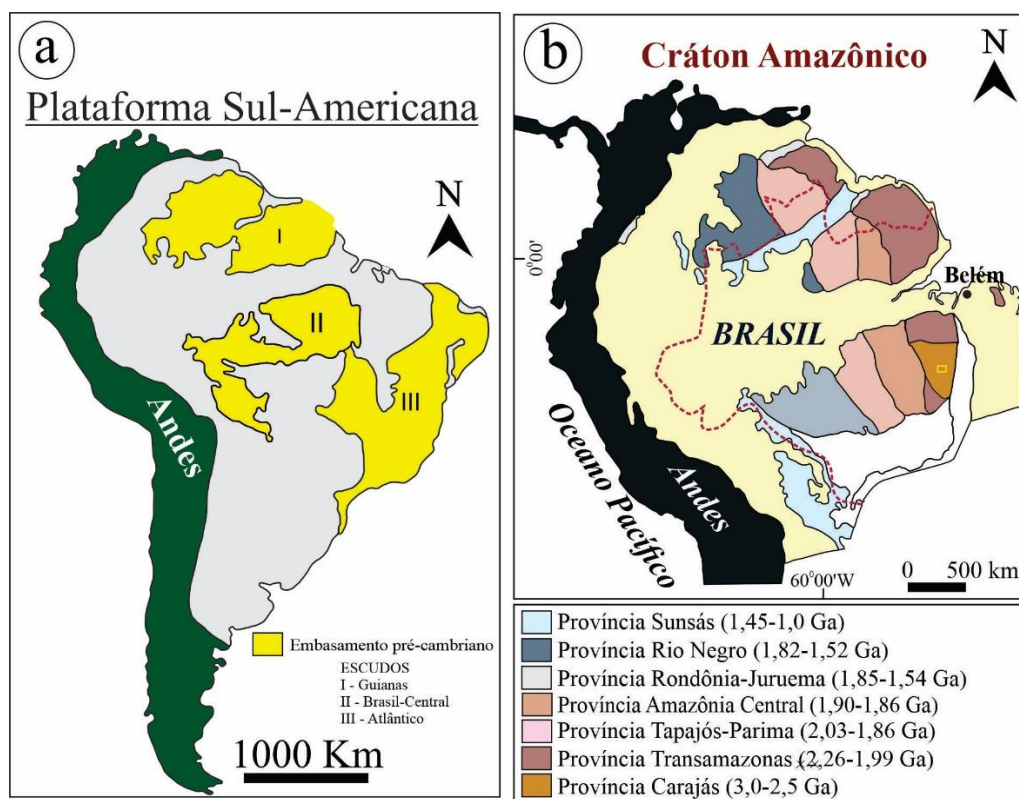


Figura 2 - Contexto geológico regional da Província Carajás: (a) localização do Crátão Amazônico na Plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.* 1981); (b) localização da Província Carajás no Crátão Amazônico (Santos 2003).

Há interpretações divergentes sobre se a PC seria uma província independente, como sugerido por Santos (2003), ou se pertenceria à Província Amazônia Central, conforme proposto por Tassinari & Macambira (2004). Inicialmente, Souza *et al.* (1996) denominaram a porção sul da província de Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria (TGGRM) e a porção norte de Bloco Carajás. Posteriormente, Dall'Agnol *et al.* (1997) e Dall'Agnol *et al.* (2006) indicaram que a região compreendida entre a cidade de Xinguara e o sul da Serra dos Carajás corresponderia a uma zona de transição afetada pelos eventos de retrabalhamento atuantes no Bloco Carajás, e que levou a denominação informal de Domínio de Transição. Mesmo após

Vasquez & Rosa Costa, (2008) terem adotado as denominações de Domínios (DRM e DC), o DC foi posteriormente redefinido como Subdomínio de Transição por Feio *et al.* (2012) e Feio e Dall'Agnol (2012). Com novas aquisições de dados geológicos, estruturais e geofísicos, Dall'Agnol *et al.* (2013) reafirmaram que o Domínio Carajás não corresponderia a uma crosta tectonicamente homogênea, levando à sua subdivisão em segmentos crustais estruturalmente distintos. Esses segmentos foram denominados de Terreno Sapucaia, Terreno Canaã dos Carajás e Bacia Carajás, representante das unidades supracrustais no extremo norte da província. De posse do avanço sobre os estudos na Província Carajás, e com intuito de distinguir essas novas subdivisões daquelas anteriormente definidas e de abrangência mais regional, foi adotado nesta dissertação a nova proposta de Oliveira *et al.* (2022), Silva *et al.* 2022, 2023, em que a PC tem uma nova caracterização para esses domínios (onde mantem-se os Domínios Carajás (norte) e Rio Maria (sul), porém eles são compostos por terrenos e não subdomínios. O DC é composto pela Bacia Carajás e pelos Terrenos Canaã dos Carajás e Sapucaia e o DRM, pelo Terreno granito-greenstone Rio Maria (Fig. 3)

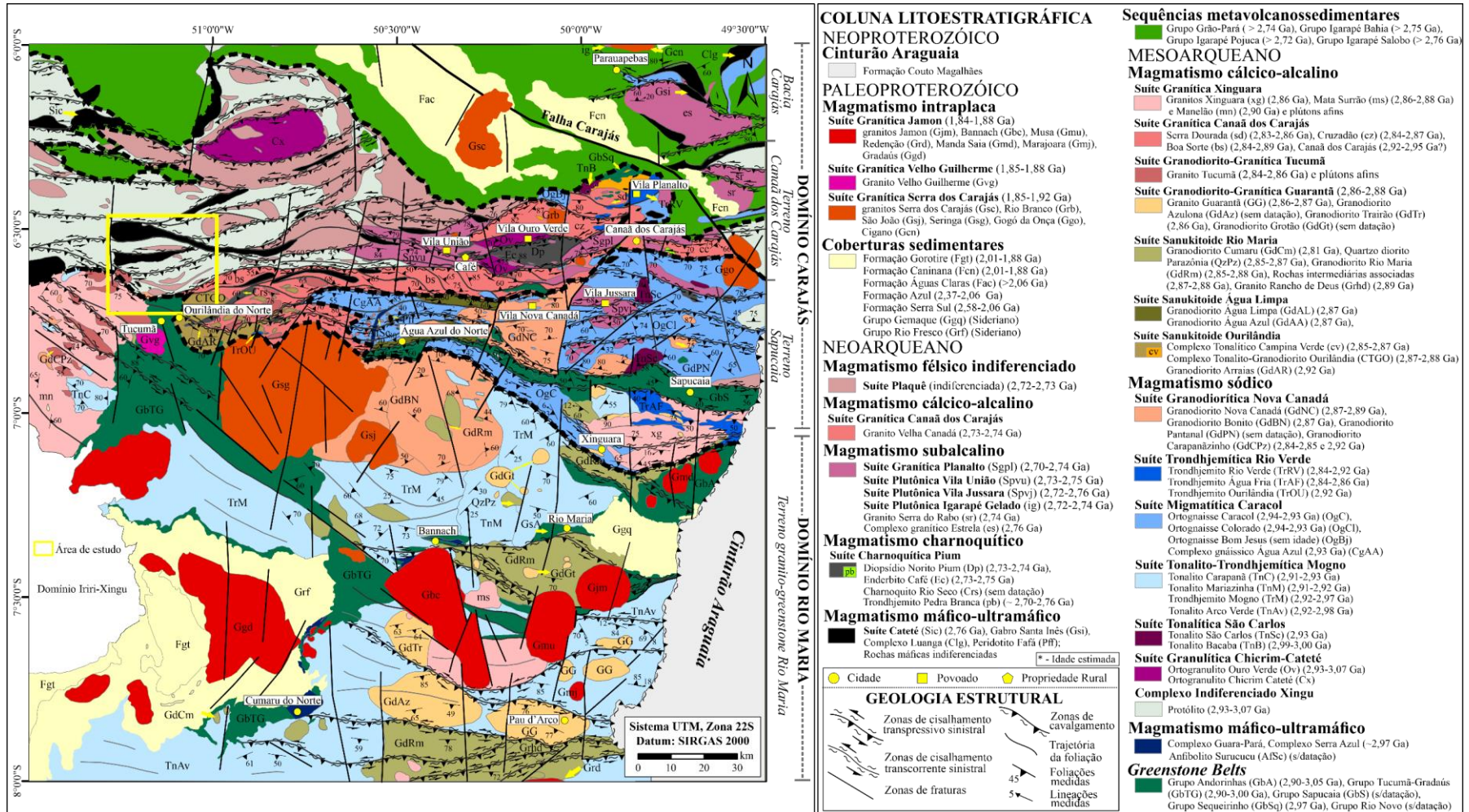


Figura 3 - Mapa regional atualizado com a nova proposta de compartimentação da Província Carajás por Oliveira *et al.* (2022). Os detalhes da compartimentação são apresentados em Silva (2022). Polígono amarelo, área alvo desta pesquisa.

1.4 ESTRATIGRAFIA DA PROVÍNCIA CARAJÁS

Seguindo a nova proposta de compartimentação tectônica da PC de Oliveira *et al.* (2022) a qual foi apresentada com mais detalhes na tese de doutorado de Silva (2022), será abordado nesta dissertação uma síntese das unidades litoestratigráficas dos terrenos Granito *Greestones* do Domínio Rio Maria, unidades mesoarqueanas do Terreno Sapucaia e do Terreno Canaã dos Carajás do Domínio Carajás (Fig.3). Somados as suas respectivas compilações de dados isotópicos (U-Pb-Hf-Nd) (Fig. 4-6, e Anexo A), resultando na síntese geocronológica das principais relações tectonoestratigráficas dos terrenos supracitados acima. De posse dessa nova configuração litotectônica serão apresentadas a seguir as principais associações litológicas que compõem cada terreno da Província Carajás com a descrição resumida de suas principais características, com ênfase nas unidades TTGs já descritas na Província Carajás.

1.4.1 Terreno granito-greenstone Rio Maria

O Domínio Rio Maria (DRM) corresponde a parte sul da província carajás, é formado principalmente por rochas mesoarqueanas (3,0-2,86 Ga), composta por sequências *greenstones belts* (3,06-2,9 Ga), complexos máfico-ultramáficos (~ 2,97 Ga), granitoides tipos TTG, sanukitoides e variedades híbridas caracterizando como um típico terreno granito-greenstone. (Almeida *et al.* 2011, 2013, 2017, Guimarães *et al.* 2010, Leite *et al.* 2004, Oliveira *et al.* 2009, 2010, 2011, Silva & Oliveira 2013, Silva-Silva *et al.* 2020, Santos-Silva *et al.* 2021), os quais evoluíram em um intervalo de cerca de 130 Ma. Somando as coberturas sedimentares paleoproterozóicas (grupos Gemaque, Rio Fresco e Formação Gorotire - Sousa *et al.* 2020) e Dall'Agnol *et al.* 1999), as unidades serão descritas abaixo (Fig. 4).

1.4.1.1 Mesoarqueano

a) *Greenstone belts*

As associações *greentone belts* são representadas pelos grupos **Tucumã-Gradaús** e **Andorinhas** (Macambira & Lancelot 1991, Pimentel & Machado 1994, Souza *et al.* 1996, Souza *et al.* 2001, Rolando & Macambira 2003, Santos-Silva *et al.* 2021), o primeiro, com metamorfismo na fácies xisto verde, foi subdividido em três formações (Fig. 4): (i) Formação Igarapé do Cuca; (ii) Formação Igarapé Abelha; e (iii) Formação Igarapé da Pista. O segundo, com metamorfismo em fácies xisto verde, foi dividido em duas formações: (i) Formação Babaçu; (ii) Formação Lagoa Seca. São compostas de metabasaltos, ortoanfibolitos, xistos ultramáficos, metaperidotitos, metapiroxenitos, metadacitos, metagabros, serpentinitos, metakomatiitos, com subordinadas intercalações de formações ferríferas bandadas (DOCEGEO

1988, Araújo & Maia 1991, Santos & Pena Filho 2000, Vasquez & Rosa Costa 2008, Sousa *et al.* 2020, Santos-Silva *et al.* 2021). Apresentam Idades entre 3,05-2,88 Ga, foram obtidas pelos métodos U-Pb em zircão (Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lancelot 1996, Avelar *et al.* 1999, Rolando & Macambira 2003, Tassinari *et al.* 2005), isócrona Sm-Nd (Souza *et al.* 2001) e evaporação de Pb em zircão detrítico (Azevedo *et al.* 2004). Idade modelo TDM entre 2,78 a 3,04 Ga e valores positivos de ϵ_{Nd} +0,11 a +4,25 e +0,22 a +3,15 indicam uma derivação mantélica mesoarqueana para essas rochas (Souza *et al.* 2001).

b) *Magmatismo máfico-ultramáfico*

Compreende O **Complexo Serra Azul** DOCEGEO (1988), é intrusivo no Grupo Gradaús (atualmente agrupado no Grupo Tucumã-Gradaús), compostos por dunitos cumuláticos, piroxenitos, peridotitos, gabros e anortositos, e o **Complexo Guara-Pará** Macambira *et al.* (1986) agrupa corpos máfico-ultramáficos intrusivos que ocorrem no flanco sudeste da Serra dos Gradaús, é formado predominantemente por olivina gabros com subordinada ocorrência de dunitos e peridotitos serpentinizados. (Santos M.D. 1995). Idade de cristalização U-Pb em zircão de 2970 ± 7 Ma foram obtidas para o Complexo Serra Azul (Pimentel & Machado 1994; ANEXO A), enquanto o Complexo Guara-Pará ainda não possui datação publicada, contudo são considerados coevo à formação do Grupo Gradaús (Sousa *et al.* 2020, Santos-Silva *et al.* 2021).

c) *Magmatismo sódico*

Oliveira *et al.* (em preparação) propôs a **Suíte Tonalito-Trondhjemítica Mogno** para agrupar as unidades de afinidade TTG formadas episodicamente em dois momentos distintos, as mais antigas (2,98-2,96 Ga) são representadas pelo Trondhjemito Mogno e Tonalito Arco Verde (Rolando & Macambira 2003, Almeida *et al.* 2010, 2011, Machado *et al.* 2021), e as mais novas (2,94 – 2,92 Ga), pelo Tonalito Mariazinha e Tonalito Carapanã (Leite *et al.* 2004, Almeida *et al.* 2011, Silva-Silva 2022). A **Suíte Granodiorítica Nova Canadá**, composta por rochas de afinidade sódica e com alto conteúdo de Ba e Sr representada pelo Granodiorito Bonito (Silva & Oliveira 2013) e o Granodiorito Carapanãzinho (Silva-Silva 2022), ambos formalizados como unidades litoestratigráficas. O Granodiorito Bonito está situado na porção sul de Água Azul do Norte e é caracterizado por biotita granodioritos e leucogranodioritos, com idade de 2,87 Ga por U-Pb SHRIMP em zircão (Leite-Santos & Oliveira 2016) e o Granodiorito Carapanãzinho por granodioritos heterogranulares aflorantes nos arredores de Tucumã, e datado em 2,85-2,84 Ga por U-Pb SHRIMP em zircão (Souza 2018). Almeida *et al.* (2011) indicaram

que as unidades TTG do Domínio Rio Maria foram geradas por fontes similares aos metabasaltos dos grupos Andorinhas e Tucumã-Gradaús, durante o Mesoarqueano, e diferenciaram-se em três grupos: (i) TTG altas razões La/Yb, Sr/Y e Nb/Ta, derivado de magmas gerados à altas pressões ($> 1,5$ GPa) e fontes com granada e anfibólio no resíduo; (ii) TTG média razão La/Yb, formado por fusão parcial em pressões intermediárias ($\sim 1,0$ - $1,5$ GPa), mas ainda no campo de estabilidade da granada; e (iii) TTG baixas razões La/Yb, Sr/Y e Nb/Ta, cristalizados a partir de magmas gerados sob baixas pressões ($\leq 1,0$ GPa), a partir de fonte anfibolítica com plagioclásio no resíduo. Vale destacar que rochas de afinidade TTG derivadas de fonte eclogítica nunca foram descritas na Província Carajás. Os TTGs do DRM, no geral, não apresentam evidências de metamorfismo, apenas feições de cristalização sincinemática e alteração deltérica tardi- a pós-magmática, durante resfriamento assistido por deformação (Oliveira *et al.* 2022).

d) *Magmatismo cálcico-alcálico*

Suíte Granodiorito-Granítica Tucumã, é composta por quatro principais unidades mesoarqueanas, denominadas como: (i) Granito Manelão (alto-K; Suíte Granítica Xinguará); (ii) Tonalito Carapanã (tipo-TTG; Suíte Tonalito-Trondhjemito Mogno); (iii) Granodiorito Carapanãzinho (tipo-TTG transicional; Suíte Granodiorítica Nova Canadá); e (iv) Granito Tucumã (alto-Ti e HFSE; tipo-Closepet; Suíte Granodiorito-Granito Tucumã) (Souza (2018), Silva-Silva *et al.* 2020, Silva *et al.* 2022, Oliveira *et al. em preparação*), apresenta granodioritos e monzogranitos heterogranulares, que afloram como *stocks* nos arredores de Ourilândia do Norte e Tucumã (Silva *et al.* 2018, Silva-Silva *et al.* 2020). Essas rochas apresentam assinatura geoquímica cálcico-alcálica potássica, com alto conteúdo de HFSE (Ti, Zr e ETR) e LILE (Ba e Sr) (Silva-Silva *et al.* 2020). idade de cristalização entre 2,86-2,84 Ga por U-Pb SHRIMP em zircão (Souza 2018) e uma origem híbrida, com participação de magmas derivados do manto enriquecido e da crosta continental (Silva *et al.* 2018, Silva *et al.* 2022).

Suíte Sanukitoide Rio Maria, compreende o Granodiorito Rio Maria (área tipo Bannach), Granodiorito Cumaru, Quartzodiorito Parazônia, Granito Rancho de Deus, ainda correlacionando com essa unidade, têm os corpos satélites espalhados nas regiões de Pau D'Arco, Redenção, Ourilândia do Norte e Tucumã (Oliveira *et al.* 2011, Santos & Leonardos 1995, Guimarães 2009, Dias 2009, Althoff *et al.* 2000, Rolando & Macambira 2003, Oliveira *et al.* 2009, Vasquez & Ros Costa 2008, Silva *et al.* 2018, Silva-Silva *et al.* 2020). De modo geral, essas rochas são intrusivas nas unidades TTG e *greenstone belts* e apresentam marcante presença de enclaves máficos. As unidades da Suíte Rio Maria foram datadas entre 2,89-2,85 Ga, com pico de cristalização em 2,87 Ga, a partir de análises U-Pb e evaporação de Pb em

zircão (Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lancelot 1996, Avelar *et al.* 1999, Dall’Agnol *et al.* 1999, Rolando & Macambira 2003, Almeida *et al.* 2013), no entanto o Granodiorito Cumaru obteve por evaporação de Pb em zircão 2,82 Ga (Lafon & Scheller 1994). A Suíte Rio Maria é caracterizada por assinatura cálcio-alcálica moderado-K, com alto Mg ($Mg\# > 0,40$) e baixo-Ti, com altos conteúdos de elementos compatíveis (e.g., Cr e Ni) e incompatíveis (e.g., Ba, Sr), para um determinado teor de SiO_2 , caracterizando uma típica suíte SNK, formada a partir de fusão parcial do manto enriquecido (Oliveira *et al.* 2011, Semprich *et al.* 2015)

Suíte Granodiorito-Granítica Guarantã é composta pelo Granito Guarantã e Granodioritos Azulona, Trairão e Grotão que apresentam assinatura composicional enriquecida em Ba e Sr (Althoff *et al.* 2000, Almeida *et al.* 2013, Dias 2009, Guimarães *et al.* 2010). Apresentam idade de 2,87-2,86 Ga por LA-ICP-MS em zircão *in situ* (Almeida *et al.* 2013), apresenta origem híbrida, onde ocorre diferentes proporções de magmas de composição trondhjémítica (afinidade TTG – derivada de crosta oceânica hidratada) com magmas de composição granítica alto Ba-Sr (afinidade sanukitoide – derivados do manto enriquecido (Almeida *et al.* 2010). Embora haja semelhanças na composição entre as suítes Tucumã e Guarantã, como a presença de assinaturas de cálcio-alcálico com alto teor de K-Ba-Sr, elas apresentam diferenças significativas em termos de conteúdo de elementos de alta abundância em HFSE (por exemplo, Ti, Zr e ETR), valores de $Mg\#$ e diferentes membros finais envolvidos nos processos de mistura. A Suíte Tucumã, em particular, é caracterizada por altos teores de HFSE e altos valores da relação FeO/MgO em comparação com a Suíte Guarantã. Além disso, acredita-se que a Suíte Tucumã seja resultado da hibridização de magmas derivados tanto do manto enriquecido quanto da crosta continental (Silva *et al.* 2018, Silva *et al.* 2022), ao contrário da Suíte Guarantã, que é considerada o produto da mistura de magmas originados da crosta oceânica hidratada (Almeida *et al.* 2010).

Suíte Granítica Xinguara, compreende os granitos Xinguara, Matassurrão, Manelão e outros plútons afins espalhados pelo Terreno Rio Maria, e porção sul do Terreno Sapucaia, datados entre 2,90-2,86 Ga por U-Pb e evaporação de Pb em zircão (ANEXO A) (Duarte *et al.* 1991, Lafon *et al.* 1994, Leite 1995, Althoff *et al.* 2000, Leite *et al.* 2004, Souza 2018, Sousa *et al.* 2020, Silva-Silva *et al.* 2020, Almeida *et al.* 2013). Apresentam grande homogeneidade textural (equigranular) e composicional (monzogranítica). Não apresentam enclaves microgranulares máficos, mas podem conter xenólitos de outros granitoides e *greenstones belts*. Os granitos Xinguara e Matassurrão formam batólitos alongados na direção E-W, enquanto o Granito Manelão é estruturado na direção NW-SE. Em domínios com menos deformação, os granitos podem parecer isotrópicos ou levemente foliados, mas em áreas com mais deformação,

pode haver foliação milonítica, sugerindo grandes zonas de cisalhamento transpressivas com ângulos de direção E-W ou NW-SE. Perto das rochas circundantes, pode-se observar bandamento magmático, foliação milonítica e outros sinais de deformação, como dobras e fendas de tensão. (Duarte *et al.* 1991, Leite & Dall’Agnol 1997, Neves & Vale 1999, Santos & Pena Filho 2000, Leite 2001, Almeida *et al.* 2013, Silva-Silva *et al.* 2020). Com relação a petrogênese dessas rochas está associada à anatexia crustal de fonte tonalítica ou trondhjemítica de afinidade TTG (Almeida *et al.* 2013).

1.4.1.2 Paleoproterozoico

a) Coberturas sedimentares

As seqüências sedimentares paleoproterozóicas do Terreno Rio Maria consistem em dois grupos, o **Rio Fresco** e o **Gemaque**, formados durante o Sideriano, seguidos pela sedimentação orosiriana dos conglomerados da **Formação Gorotire**. Estes conglomerados e arenitos são interpretados como produtos de transgressões marinhas sobre sedimentos costeiros e continentais. A **Formação Gorotire** recobre o **Grupo Rio Fresco** discordantemente e ocorre como arenitos e conglomerados intercalados, formados em ambiente de leques aluviais, com participação de rios entrelaçados no topo da sucessão. Durante o Sideriano-Riaciano, a Terreno Rio Maria representava um cenário de plataforma continental estável capaz de alojar extensas bacias (Barbosa *et al.* 1966, Marinho *et al.* 1977, Cunha *et al.* 1984, Ramos *et al.* 1984, Macambira *et al.* 1986, Santos & Pena Filho 2000, Vasquez & Rosa-Costa 2008 e Santos-Silva *et al.* 2021).

b) Magmatismo intraplaca

Os granitos associados ao magmatismo intraplaca no DRM compreendem a **Suíte Intrusiva Jamon**, que inclui os Granitos Jamon, Musa, Redenção, Bannach, Gradaús, Manda Saia e Marajoara, além de diques de composição dacítica a granítica (Dall’Agnol *et al.* 1986, Rivalenti *et al.* 1998, Silva *et al.* 2016). As idades dessas rochas foram determinadas por meio de análises U-Pb e evaporação de Pb em zircão, e variam entre 1,89-1,85 Ga, com pico de cristalização em 1,88 Ga (Teixeira *et al.* 2002, Dall’Agnol *et al.* 2005, Teixeira *et al.* 2018, Santos R.F. *et al.* 2018). A origem desses granitos está associada à fusão parcial de rochas quartzo-feldspáticas, o que está em conformidade com dados isotópicos de Nd que sugerem uma origem crustal arqueana (Teixeira *et al.* 2019). Os valores de TDM variam entre **3,3-2,6 Ga**, e os valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ variam entre -12 e -8 em 1880 Ma (Rämö *et al.* 2002, Teixeira *et al.* 2002, Dall’Agnol *et al.* 2005, Teixeira *et al.* 2017, 2019).

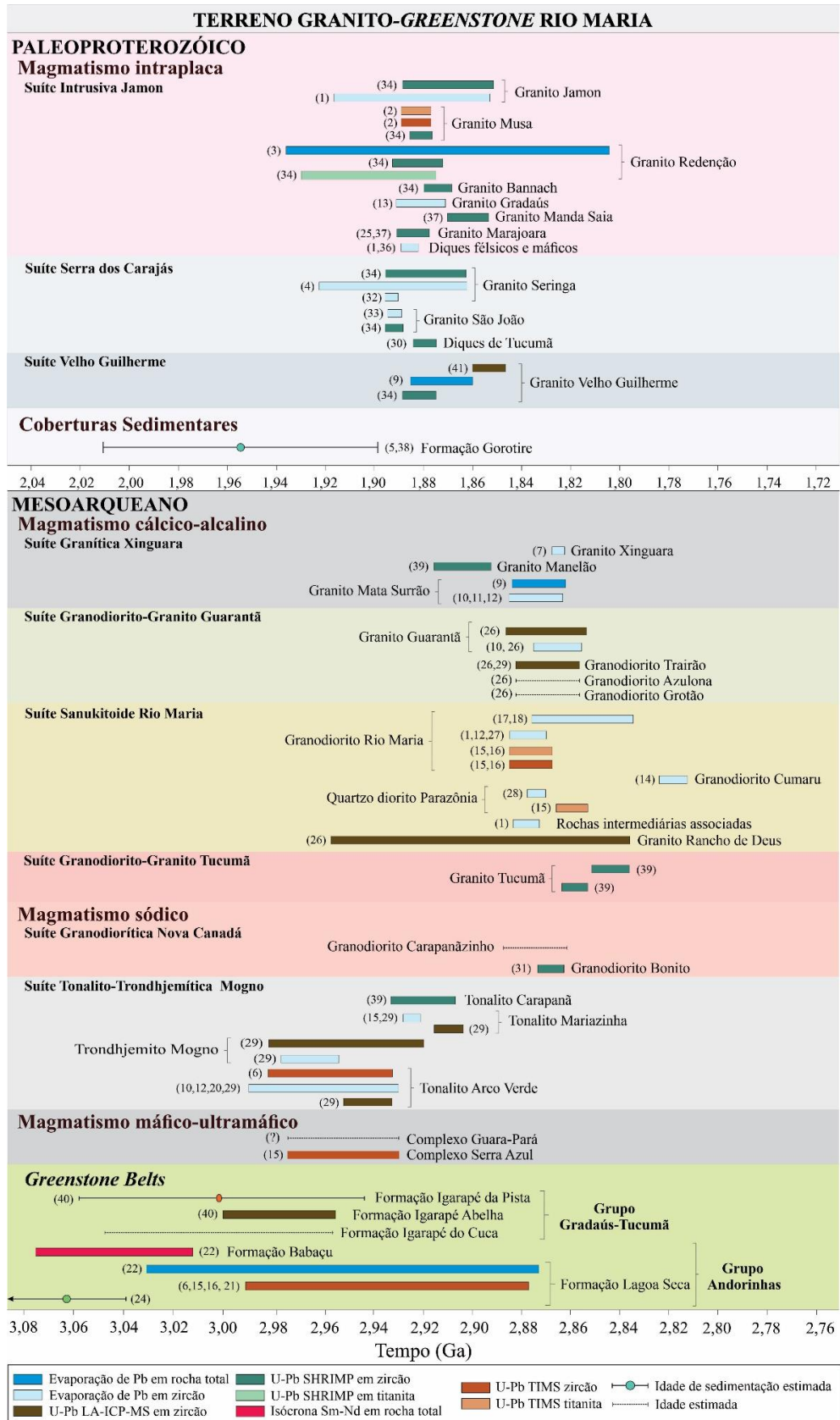


Figura 4 - Síntese dos dados geocronológicos do Terreno Greenstone Rio Maria. Fonte Silva (2022). Consultar tabelas ANEXO A para referências.

1.4.2 Terreno Canaã dos Carajás

O Terreno Canaã dos Carajás é uma região geológica localizada entre a Bacia Carajás, ao norte, e o Terreno Sapucaia, ao sul. Essa área é caracterizada principalmente por granitos stricto sensu e charnokitos, com poucas ocorrências de granitoides TTGs (Feio *et al.* 2013, Oliveira *et al.* 2018, Felix *et al.* 2020). Além disso, foram encontrados granulitos félsicos e máficos com idade de cristalização do protólito félsico datada em 3,05-2,93 Ga na área de Ouro Verde (Marangoanha *et al.* 2019a). Não foram relatadas unidades de afinidade sanukitoide nesta área, mas tonalitos com anfibólio geoquimicamente distinto das séries TTGs foram encontrados (Feio *et al.* 2013, Moreto *et al.* 2011). Acredita-se que esse terreno tenha preservado os eventos de retrabalhamento meso- e neoarqueanos que ocorreram na província, sendo os primeiros referentes aos processos de espessamento crustal e ao pico de metamorfismo regional, datados em 2,89-2,84 Ga (Silva *et al.* 2015, Marangoanha *et al.* 2019b), enquanto o segundo refere-se ao fechamento da Bacia Carajás (Feio *et al.* 2013, Santos *et al.* 2013b, Martins *et al.* 2017, Marangoanha *et al.* 2019a,b, Marangoanha *et al.* 2020, Oliveira *et al.* 2018, Tavares *et al.* 2018). As unidades representativas do Terreno Canaã dos Carajás serão resumidas abaixo (Fig. 5).

1.4.2.1 Mesoarqueano

a) *Greenstones Belts*

O **Grupo Sequeirinho** é uma sucessão de cinturões de *greenstones* que se estende a noroeste da cidade de Canaã dos Carajás, ao longo da Zona de Cisalhamento Itacaiúnas (Pinheiro & Holdsworth 2000). A sua composição é composta por rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas com textura spinifex, bem como rochas metavulcânicas intermediárias a ácidas, formações ferríferas bandadas, metachert, biotita-xistos, quartzo-xistos e paragneisses finos, que sofreram metamorfismo na fácies de xisto verde a anfíbolito superior, como descrito por Costa *et al.* (2016). Além disso Costa *et al.* (2016) relataram a obtenção de idades de cristalização de 2968 ± 15 Ma e 2979 ± 5 Ma (U-Pb em zircão por SHRIMP) em metavulcânicas félsicas do Corpo Pista, que está localizado no Depósito Sossego.

b) *Magmatismo sódico*

O **Complexo Xingu** foi introduzido por Silva *et al.* 1974 para agrupar vários tipos de rochas que ocorrem ao longo do rio Xingu e Fresco, bem como na Serra dos Carajás e na região de São Felix do Xingu. Tornando-se amplamente utilizado, embora não tenha sido proposta uma nomenclatura estratigráfica adequada para as unidades granitoides (Araújo & Maia 1991). É considerado como o embasamento mesoarqueano composto por ortogneisses e migmatitos

bimodais, que são os encaixantes das sequências de *greenstone belts* e granitoides neoarqueanos do Domínio Carajás (Silva *et al.* 2021, Marangoanha *et al.* 2019a, Vasquez & Rosa-Costa 2008). A área de ocorrência do Complexo Xingu vem sendo reduzida por meio de mapeamento geológico em semidetalhe, com a individualização de diversas unidades litoestratigráficas, o GPPG tem tido grande participação no avanço da individualização de rochas do Complexo Xingu, o que vem possibilitando definir novas unidades e/ou inseri-las em unidades já definidas, atualizando o quadro geológico da Província Carajás (Oliveira *et al em preparação*, Nascimento, *em preparação*, Silva 2022). No entanto, alguns autores ainda usam o termo Complexo Xingu para se referir aos gnaisses tipo-TTG (ex. Silva *et al* 2021). Devido às limitações na definição do Complexo Xingu, a interpretação de idades obtidas nesta unidade torna-se problemática Avelar *et al.* (1999). Idades obtidas por evaporação de Pb em zircão em uma rocha granodiorítica do Complexo Xingu na região de Tucumã resultaram em uma idade de 2972 ± 16 Ma, enquanto em um leucossoma próximo a Curionópolis, Machado *et al* (1991). obtiveram uma idade de 2859 ± 2 e 2860 ± 2 Ma, interpretada como o último episódio de migmatização que afetou rochas deste complexo. A fusão parcial de metabasaltos hidratados com granada e anfibólio residual em um cenário de subducção seguido por colisão foi correlacionada com o mesossoma dessas rochas, haja vista que este apresenta uma assinatura sódica (Silva *et al.* 2015, 2021).

A Suíte Granulítica Chicrim-Cateté foi estudada inicialmente por (Araújo & Maia 1991), onde descreveram rochas ortognulíticas, mais tarde, nas proximidades de vila ouro verde, Silva *et al.* 2015, Marangoanha *et al.* 2019b, estudaram rochas monzograníticas e tonalitos-trondhjemitos, com ocorrência de granulitos máficos e félsicos associados. Onde (Silva *et al.* 2015) obtiveram idade mais antiga de 3,06-2,95 Ga nos granulitos félsicos correlacionada à idade de cristalização dos protólitos; e uma mais jovem de 2,86-2,85 Ga correlacionada ao evento de metamorfismo regional (granulitização), enquanto o granulito máfico forneceu idade de 2,89 Ga, considerada como representativa do evento de cristalização. Marangoanha *et al.* (2019b) obtiveram resultados similares, com dois padrões de idades: 3,05-2,93 Ga relacionadas ao evento de formação do protólito TTG, em um cenário de subducção NS; e 2,89-2,84 Ga relacionado ao evento de metamorfismo de fácies granulito e espessamento crustal, durante colisão N-S.

A Suíte Tonalítica São Carlos, é representada pelo Tonalito Bacaba, datado em 3,01 Ga por LA-ICP-MS U-Pb em zircão (Moreto *et al.* 2011), formado por tonalitos com hornblenda, heterogeneamente deformado e hidrotermalmente alterado (Feio *et al.* 2013);

A **Suíte Trondhjemítica Rio Verde**, é composta pelo Trondhjemito Rio Verde, datado em 2,87 Ga por evaporação de Pb em zircão (Feio *et al.* 2013), e um pequeno *stock* trondhjemítico (Silva *et al.* 2018), localizado a leste da cidade de Ourilândia do Norte, datado em 2,92 Ga por U-Pb SHRIMP em zircão (Silva *et al.* 2019).

c) Magmatismo cálcio-alcálico

No **Terreno Canaã dos Carajás**, são encontrados representantes do magmatismo cálcio-alcálico, incluindo: **i) O Complexo Sanukitoide Ourilândia**, composto pelo Granodiorito Arraias e pelo Granodiorito Ourilândia, que afloram a oeste da cidade de mesmo nome (Silva *et al.* 2022). A variedade equigranular do Granodiorito Ourilândia tem uma idade de 2,88 Ga, determinada por U-Pb SHRIMP em zircão (Silva *et al.* 2019). Já a variedade porfírica, o Granodiorito Arraias, possui uma idade de 2,92 Ga, também determinada por U-Pb SHRIMP em zircão (Silva *et al.* 2019). Essas rochas representam uma geração mais antiga de sanukitoides na província. Além dessas variedades, foram identificados tonalitos e, em menor quantidade, lentes de quartzo monzodioritos e quartzo dioritos associados a enclaves máficos microgranulares. **ii) O Complexo Tonalítico Campina Verde** é constituído por tonalitos com presença de anfibólio, dioritos, granodioritos e monzogranitos subordinados, que afloram nas proximidades de Vila Planalto. Essas rochas possuem idades de 2,87-2,85 Ga, determinadas através da evaporação de Pb em zircão e pelo método U-Pb LA-ICP-MS em zircão (Feio *et al.* 2013). Segundo os autores, essas rochas apresentam características distintas dos típicos TTGs arqueanos e definem uma série cálcio-alcálica expandida, mas não foram correlacionadas aos sanukitoides. No entanto, observam-se semelhanças com os sanukitoides descritos em outras áreas da província, tanto em termos de textura, mineralogia e geoquímica, como também em idade, o que requer investigações mais aprofundadas **iii) A Suíte Granítica Canaã dos Carajás** foi proposta para agrupar os granitos Canaã dos Carajás, Cruzadão, Boa Sorte, Bom Jesus e Serra Dourada (Oliveira, *em preparação*).

Recentemente, houve uma expansão da área-tipo do Granito Boa Sorte (Rodrigues *et al.* 2014) localizado no extremo norte de Vila Nova Canadá em direção a Ourilândia do Norte, Silva *et al.* (2022). Essa expansão ocorreu devido às semelhanças encontradas com leucogranitos relacionados nessa região. As idades de cristalização da unidade foram determinadas em **2,89-2,83 Ga**, pelo método evaporação de Pb, U-Pb LA-ICP-MS e U-Pb SHRIMP em zircão (Moreto *et al.* 2011, Feio *et al.* 2012, Feio *et al.* 2013, Leite-Santos & Oliveira 2016). No entanto, é importante ressaltar que o Granito Canaã dos Carajás apresenta

uma idade mais antiga, estimada em 2,95-2,92 Ga, com base em análises de evaporação de Pb em zircão (Barros *et al.* 2009) e U-Pb LA-MC-ICP-MS (Feio *et al.* 2013).

1.4.2.2 Neoarqueano

a) *Magmatismo máfico-ultramáfico*

O magmatismo máfico-ultramáfico neoarqueano é caracterizado por corpos intrusivos de pequenas dimensões presentes no embasamento mesoarqueano da porção norte da Província Carajás. Os principais representantes desse magmatismo são:

- (i) **Suíte Intrusiva Cateté** (Macambira & Vale 1997);
- (ii) **Complexo Intrusivo Luanga** (DOCEGEO 1988);
- (iii) **Gabro Santa Inês** (DOCEGEO 1988, Pinheiro 1997);
- (iv) **Peridotito Fafá** (Oliveira *em preparação*).

Esses corpos intrusivos são compostos principalmente por gabros, anortositos, noritos, piroxenitos, harzburgitos, serpentinitos e peridotitos, e frequentemente passaram por metamorfismo na fácies xisto-verde. Pelos métodos U-Pb SHRIMP e U-Pb TIMS em zircão revelaram idades de aproximadamente 2,76 Ga para essas rochas (Lafon *et al.* 2000, Machado *et al.* 1991), com exceção do Gabro Santa Inês e do Peridotito Fafá, para os quais ainda não há resultados publicados de datação. No entanto, evidências sugerem que essas rochas estejam localizadas entre o período neoarqueano e o Orosiriano, conforme indicado por estudos anteriores (Vasquez & Rosa Costa 2008).

b) *Magmatismo charnoquítico*

A denominação proposta por Oliveira (*em preparação*) para o conjunto de plútons máficos e graníticos com afinidade charnoquítica é a **Suíte Charnoquítica Pium**. Essa suíte é composta pelas seguintes unidades:

Norito Pium, que é caracterizado por noritos, gabros e, em menor quantidade, enderbitos e rochas cumuláticas com textura ígnea bem preservada. Essas rochas afloram nas proximidades do Rio Pium (Ricci & Carvalho 2006) e nas regiões de Vila Feitosa e Vila Ouro Verde (Gabriel *et al.* 2010, Santos *et al.* 2013b, Galarza *et al.* 2017). As idades de cristalização dessas rochas, determinadas por meio de análises de Pb-Pb em zircão, são de aproximadamente 2,74 Ga (Santos *et al.* 2013a). Dados de Sm-Nd indicam uma idade-modelo TDM entre 3,14 e 3,06 Ga para essas rochas, sugerindo que foram extraídas do manto por volta de **3,1 Ga**. Além disso, os valores de ϵ_{Nd} ($t = 2,74$ Ga) variam de $-2,78$ a $-1,58$, o que sugere a participação de fontes crustais na sua formação (Santos *et al.* 2013a, Galarza *et al.* 2017).

Enderbito Café, encontrado nas proximidades de Vila Ouro Verde e Vila União, é caracterizado por tonalitos, trondhjemitos e, em menor quantidade, quartzo-dioritos (Marangoanha *et al.* 2019b, 2020). Análises geocronológicas utilizando Pb-Pb e U-Pb em zircão *in situ* indicaram uma idade entre 2,75-2,73 Ga (Marangoanha *et al.* 2019b). Os dados isotópicos de Hf-TDMC revelaram idades de 3,46-3,29 Ga, e os valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ estão entre -4,8 e -1,915 (Marangoanha *et al.* 2020).

Trondhjemitos Pedra Branca, redefinido na categoria de corpo em Oliveira (*em preparação*), é composto por dois pequenos stocks de composição tonalítica-trondhjemitica e aflora na porção leste de Canaã dos Carajás (Sardinha *et al.* 2004). Análises geocronológicas utilizando U-Pb em zircão *in situ* (SHRIMP, LA-ICP-MS), evaporação de Pb em zircão e U-Pb TIMS forneceram uma idade entre 2,76-2,75 Ga, interpretada como a idade de cristalização dessas rochas (Sardinha *et al.* 2004, Feio *et al.* 2013).

Charnokito Rio Seco e rochas associadas da Suíte Planalto foram formalizados como uma unidade litoestratigráfica em Oliveira (2022). Essas rochas são granitoides com presença de piroxênio e afinidade charnoquíticas *sensu lato* identificados nos arredores de Ourilândia do Norte e da Vila Planalto (Felix *et al.* 2020, Dall’Agnol *et al.* 2017). Apesar de ainda não ter sido datado na área de Ourilândia do Norte, as rochas afins aflorantes próximo à Vila Planalto foram datadas em 2,73 Ga por U-Pb LA-ICP-MS em zircão, interpretada como idade de cristalização (Feio *et al.* 2012).

c) *Magmatismo subalcalino*

Durante o Neoarqueano (2,76-2,70 Ga), ocorreu um extenso magmatismo subalcalino na Província Carajás, que resultou na formação de granitos sintectônicos representados pelos seguintes corpos intrusivos intensamente foliados:

Suíte Granítica Planalto: Composta por monzogranitos, sienogranitos e subordinadamente alcalifeldspato granitos. Esses granitos afloram na porção oeste da Serra do Rabo e leste de Vila Planalto. Idades de cristalização entre 2,74-2,73 Ga foram obtidas por análises de Pb-Pb e U-Pb em zircão (Huhn *et al.* 1999, Sardinha *et al.* 2004, Feio *et al.* 2012).

Suíte Plutônica Vila União: Composta por monzogranitos, sienogranitos, granodioritos e tonalitos. Esses corpos intrusivos foram agrupados como uma suíte em Oliveira (*em preparação*). Uma idade de cristalização de 2,75-2,73 Ga foi obtida por análises de U-Pb SHRIMP em zircão (Marangoanha *et al.* 2019a).

Complexo Granítico Estrela: Formado por três plútons que consistem em monzogranitos, sienogranitos, granodioritos e tonalitos. Esses corpos intrusivos ocorrem ao sul

da PA-275, entre os municípios de Parauapebas e Curianópolis. Uma idade de cristalização de 2763 ± 7 Ma foi obtida por análises de Pb-Pb em zircão. Os valores de $\epsilon Nd_{(t)}$ (-0,38 a -2,06) e as idades-modelo TDM (2,97 e 3,19 Ga) sugerem a contribuição de fontes crustais mesoarqueanas na geração desses magmas (Barros *et al.* 2004, 2009).

Granito Igarapé Gelado: Composto por granodioritos, monzogranitos, tonalitos e sienogranitos. Esses corpos intrusivos afloram no extremo norte do Domínio Carajás. Idades de cristalização entre 2,76-2,70 Ga foram obtidas por análises de Pb-Pb em zircão e U-Pb SHRIMP e LA-ICP-MS em zircão. Também foram registradas idades mais jovens (2,5 Ga), possivelmente relacionadas a um evento tectonotermal de reativação do Lineamento Cinzento (Barbosa 2004, Barros *et al.* 2001, 2009, Vasquez & Rosa Costa 2008, Mesquita *em preparação*).

Granito Serra do Rabo: Constituído por alcalifeldspato granitos, sienogranitos e aplitos. Aflora como dois stocks alongados na terminação leste da Falha Carajás, próximo à localidade Serra do Rabo. A idade de cristalização desses granitos é de 2,74 Ga, determinada por análises de U-Pb em zircão *in situ*. Acredita-se que a origem dessas rochas é associada à fusão parcial de fontes crustais, tais como granitos cálcico-alcalinos (Barros *et al.* 2009).

d) *Magmatismo granítico indiferenciado*

A **Suíte Plaquê** consiste em granitos de duas micas que foram deformados e lenticularizados ao longo da direção E-W, encontrados ao sul da Serra dos Carajás (Araújo *et al.* 1988, Araújo & Maia 1991). Idades entre 2,74-2,73 Ga foram determinadas por evaporação de Pb em zircão em amostras coletadas na região de Tucumã (Avelar 1996, Avelar *et al.* 1999). Essas rochas são atribuídas à fusão crustal durante um evento de cisalhamento dúctil relacionado ao Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Araújo & Maia 1991). No entanto, estudos recentes (Huhn *et al.* 1999, Sardinha *et al.* 2006, Feio *et al.* 2012, Rodrigues *et al.* 2014) revelaram que os plútons originalmente associados à Suíte Plaquê apresentam características geoquímicas distintas daquelas descritas por Araújo & Maia (1991). Por esse motivo, em Oliveira (*em preparação*), considerou-se essa suíte como uma unidade granítica não diferenciada, requerendo estudos adicionais de mapeamento e caracterização geoquímica.

1.4.2.3 Paleoproterozoico

a) *Magmatismo intraplaca*

No **Terreno Canaã dos Carajás**, o magmatismo intraplaca é representado por granitoides **anorogênicos** do **Paleoproterozoico** pertencentes à **Suíte Serra dos Carajás**, incluindo os plútons **Serra dos Carajás, Cigano e Pojuca**, bem como o **Granito Gogó da**

Onça e o **Granito Rio Branco**, todos com idade de cristalização em **1,88 Ga** determinada por U-Pb em zircão in situ (DOCEGEO 1988, Machado *et al.* 1991, Dall'Agnol *et al.* 2005, Teixeira *et al.* 2017, 2018, 2019). Esses granitoides intrudem tanto as rochas do embasamento quanto as sequências metavulcanossedimentares da Bacia Carajás (Vasquez & Rosa Costa 2008). Em geral, eles são caracterizados por monzogranitos, com presença subordinada de granodioritos e sienogranitos, e exibem uma textura rapakivi rara (Dall'Agnol *et al.* 1994). Estudos de $\delta^{18}\text{O}$ em rocha total (‰ SMOW) nos plútons Cigano (+7,4 a +8,3) e Serra dos Carajás (+6,6 a +10,1) indicam características típicas de granitos (Teixeira *et al.* 2018, 2019). Além disso, os autores obtiveram uma idade modelo TDM arqueana (3353 a 2611 Ma) e valores de ϵ_{Nd} fortemente negativos (**-9,7 a -7,9 em 1880 Ma**), sugerindo que a fonte poderia ter sido rochas quartzo-feldspáticas geoquimicamente intermediárias entre as Suítes Jamon e Velho Guilherme, ou uma fonte semelhante à Suíte Velho Guilherme, possivelmente com maior conteúdo máfico ou resultado de maior grau de fusão parcial (Dall'Agnol *et al.* 2005).

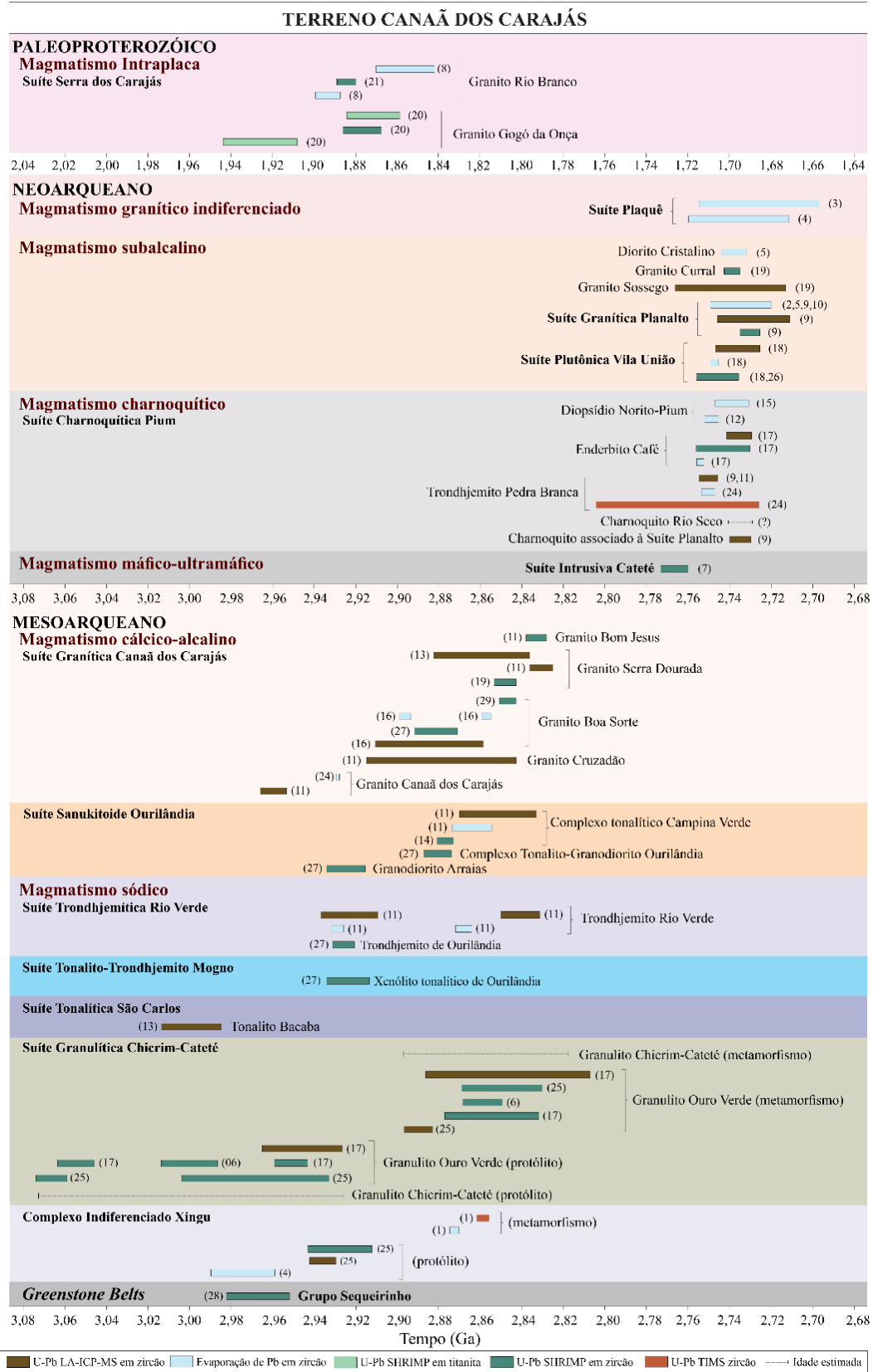


Figura 5 - Síntese dos dados geocronológicos do Terreno Canaã dos Carajás, adaptado de Silva (2022). Consultar tabelas em ANEXO B para referências.

1.4.3 Terreno Sapucaia

Este terreno representa sequências meso- a neoarqueanas, recentemente caracterizadas a partir de estudos realizados nas regiões de Água Azul do Norte e Sapucaia (Fig.6). É reconhecido pela intensa deformação neoarqueana impressa nas rochas mesoarqueanas e intrusões das suítes Vila Jussara e Planalto.

a) *Greenstones Belts*

O **Grupo Sapucaia** é formado por litologias que ocorrem ao longo de faixas alongadas e lenticularizadas, orientadas preferencialmente na direção E-W (Araújo & Maia 1991). A porção inferior da sequência *greenstone belts* de Sapucaia é constituída na base por rochas máfica-ultramáfica, enquanto na parte superior é composta por rochas metassedimentares clásticas (Santos-Silva *et al.* 2021).

b) *Magmatismo máfico-ultramáfico*

O **Anfibolito Surucucu** que se refere a um corpo em forma de arco de cerca de 20 km de comprimento orientado em N-S (Souza *et al.* 2017). O principal corpo dessa litologia é composto por actinolita anfibolito e outros corpos lenticulares menores são classificados como diopsídio anfibolito.

c) *Magmatismo sódico*

i) *Suíte Tonalítica São Carlos*

O **Tonalito São Carlos** localiza-se nas proximidades da Vila Jussara e é composto três stocks alongados em NE-SW. As rochas são homogêneas com fraco bandamento composicional e exibem foliações que seguem o mesmo *trend* com poucas variações. Apresentam, ainda, enclaves máficos e seus contatos são marcados por lineamentos expressivos (Silva *et al.* 2014). Datações pelo método Pb-Pb em zircão por evaporação, resultaram em uma idade de 2934 ± 9 Ma (Silva *et al.* 2014).

ii) *Suíte Migmatítica Caracol*

O **Ortognaisse Caracol** apresenta composições tonalíticas que possuem um bandamento composicional muito regular, caracterizada pela alternância de bandas de quartzo e plagioclásio intercaladas com bandas constituídas principalmente por biotita e minerais acessórios. Essa unidade é bastante deformada, e em seu principal domínio de ocorrência apresenta orientação NW-SE (Guimarães *et al.* 2010). Já o **Ortognaisse Colorado** apresenta litologias predominantemente trondhjemiticas e possui bandamento composicional concordante ao *trend* regional E-W. Essas rochas apresentam xenólitos de *greenstone belts* e anfibolitos orientados de acordo com a foliação, além de veios quartzo-feldspáticos (Silva 2022). O **Complexo Gnáissico Água Azul** refere-se aos gnaisses trondhjemiticos/tonalíticos

de afinidade TTG e xenólitos gnáissicos de composição tonalítica a diorítica que ocorrem na região de Água Azul do Norte (Silva 2022).

iii) *Suíte Trondhjemítica Rio Verde*

O **Trondhjemito Água Fria** localiza-se próximo a Xinguara e aparece intrudindo o Grupo Sapucaia e o Ortognaisse Caracol, fato evidenciado pela presença de xenólitos do último. Essa unidade apresenta rochas com bandamento composicional de direção E-W, com mergulhos subverticais (Leite 2001). Essa litologia foi datada pelo método U-Pb LA-ICP-MS em zircão, 2,84 Ga (Almeida *et al.* 2011).

iv) *Suíte Granodiorítica Nova Canadá*

O **Granodiorito Nova Canadá** está situado na porção norte do Domínio Rio Maria, especificamente na região da Vila Nova Canadá, representando uma individualização na região, que anteriormente era considerada como área de ocorrência do Complexo Xingu. A unidade em questão é constituída por leucogranodioritos e leucomonzogranitos. É atribuída uma idade de 2871 ± 4 Ma para o Granodiorito Nova Canadá obtida através do método U-Pb SHRIMP em zircão (Leite-Santos & Oliveira 2016). O **Granodiorito Pantanal** foi identificado à sul da Vila Jussara de forma intrusiva no Ortognaisse Colorado e intrudido pela Suíte Vila Jussara, com idade 2,87 Ga por U-Pb LA-ICP-(Q)-MS (Teixeira *et al.* 2013, Nascimento *em preparação*) e podem apresentar granodioritos a monzogranitos moderadamente deformados com foliações que seguem o *trend* regional.

v) *Suíte Sanukitóide Água Limpa*

O **Granodiorito Água Limpa** possui cerca de 40 km de comprimento, é intrusivo no Complexo Gnáissico Água Azul e é cortado pelo Granito Boa Sorte. Já o **Granodiorito Água Azul** possui aproximadamente 20 km de comprimento e intrude o Grupo Sapucaia e o Complexo Gnáissico Água Azul. Ambos os corpos apresentam composição tonalítica e monzogranítica, podem apresentar textura porfírica com fenocristais de feldspatos euédricos que seguem um *trend* E-W (Gabriel & Oliveira 2014). Idades de cristalização obtidas pelo método U-Pb SHRIMP em zircão resultaram em $2870,2 \pm 3,6$ Ma e $2871,3 \pm 3,9$ Ma para o Granodiorito Água Limpa e $2872 \pm 4,6$ Ma e $2869,8 \pm 4,2$ Ma para o Granodiorito Água Azul (Gabriel 2014).

vi) *Suíte Granítica Xinguara*

O **Granito Xinguara** é dos corpos graníticos arqueanos mais expressivos do Terreno granito-greenstone de Rio Maria, ele é representado por um maciço granítico situado na região do município de Xinguara, na porção nordeste do TGRM, que é intrusivo em granitoides e gnaisses TTG e no Granodiorito Rio Maria (Leite 2001). A unidade é constituída por

leucomonzogranitos, granitos pegmatoides e leucosienogranitos, sendo a primeira variedade petrográfica citada a mais abundante. O granito Xinguara se apresenta predominantemente isotrópico, e possui uma marcante homogeneidade textural e composicional, sendo equigranular, hololeucocrático, e detém de uma granulação média. A partir do método Pb-Pb TIMS em zircão foi obtida uma idade de cristalização de 2865 ± 1 Ma para esta unidade (Leite *et al.* 2004).

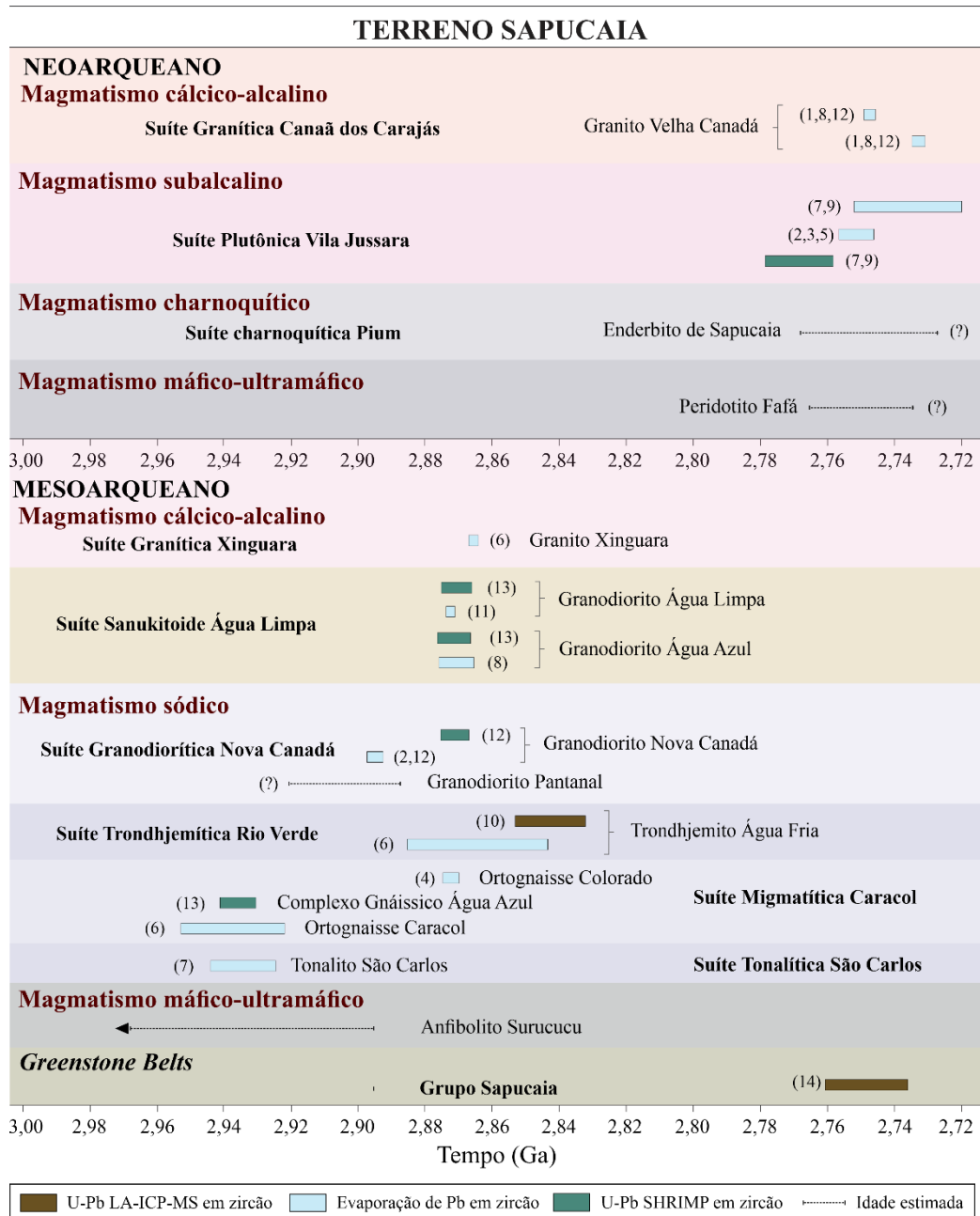


Figura 6 - Síntese dos dados geocronológicos do Terreno Sapucaia. Consultar ANEXO C para referências (Silva, 2022).

1.5 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA

A área de estudo é delimitada a norte pela localidade de Minerasul, a sudoeste pela Vila Carapanã, e a sul pelas cidades de Tucumã e Ourilândia do Norte. Esta área está inserida nos limites cartográficos da Folha Rio Branco (SB-22-Y-B-VI) e abrange tanto as unidades litoestratigráficas do Domínio Carajás, quanto aquelas da porção norte do Domínio Rio Maria. Devido à escassez de informações na área proposta para estudo, cujo reflexo é observado pela ampla dominância dos granitoides indiferenciados do Complexo Xingu, não foi possível até o momento a individualização de associações magmáticas e metamórficas, e tampouco que se estabelecesse uma sequência litoestratigráfica para os granitoides da área. Inicialmente o Complexo Xingu foi definido como rochas polimetamórficas com registro do último evento de migmatização (metamorfismo regional) em **2,86 Ga** (Machado *et al.* 1991) e em um mais antigo em **2,96 Ga** (Silva *et al.* 2015, 2021). No entanto, assim como fora observado na porção sul da Província Carajás (Domínio Rio Maria), o avanço do conhecimento geológicos da porção norte da referida província revelou que diversos tipos de granitoides de idades distintas e afetados por diferentes eventos deformacionais, foram inseridos indiscriminadamente na definição do Complexo Xingu (Gabriel & Oliveira 2014, Leite-Santos & Oliveira 2014, 2016, Marangoanha *et al.* 2020). Na área deste estudo, Avelar *et al.* (1999) atribui idade de **2,97 Ga** para os ortognaisses granodioríticos, enquanto mais recentemente, Costa *et al.* (2016) agrupou a partir do Complexo Xingu, tonalitos e granodioritos isotrópicos em uma nova associação denominada de Complexo Carapanã, cuja idade de cristalização de **3,0 Ga** levanta questionamentos quanto à sua existência. Neste caso, a individualização das rochas destes complexos permitirá uma visão mais clara do quadro geológico da área da Folha Rio Branco, possibilitando a compreensão dos processos evolutivos, a partir da definição de suas afinidades e séries magmáticas, assim como de seus principais aspectos deformacionais.

Com base no exposto acima, segue abaixo algumas lacunas ainda existentes sobre a geologia das áreas de Tucumã e Ourilândia do Norte (Folha Rio Branco): **(i)** ausência de mapas geológicos em escala de semi-detalle (1:50.000) que permitam a caracterização e individualização dos principais tipos granitoides; **(ii)** ausência de dados petrográficos para definição de afinidades petrológicas, origem, evolução magmática, aspectos estruturais e ambiente de formação dos granitoides, especialmente aos que estão inseridos no contexto dos complexos Xingu e Carapanã; e **(iii)** incerteza sobre a real localização do limite tectônico entre os dois domínios supracitados, o que gera dúvidas quanto ao posicionamento desta área no contexto tectônico dos domínios Rio Maria e Carajás.

1.6 OBJETIVOS

O objetivo geral desta dissertação é individualizar e caracterizar os granitoides de afinidade TTG da área de Ourilândia-Tucumã, distinguindo suas variações composicionais e suas afinidades petrológicas e natureza de seu magmatismo. Para isso, deverão ser alcançados os seguintes objetivos específicos: **(i)** individualizar e classificar petrograficamente os principais grupos de rochas (tonalitos, trondhjemitos e granodioritos); **(ii)** delimitar suas áreas de ocorrência e esclarecer as relações temporais de campo entre os granitoides; **(iii)** determinar o comportamento de elementos maiores e traços nas rochas mais representativas dos tipos granitoide estudados; **(iv)** definir a série magmática e comparar as rochas estudadas com granitoides de áreas adjacentes da Província Carajás; **(v)** determinar a idade de cristalização (U-Pb em zircão) dos granitoides estudado; **(vi)** definir suas afinidades petrológicas, o processos que controlaram sua evolução e condições de formação; **(vii)** correlacionar os TTGs da área estudada com as típicas suítes arqueanas da Província Carajás e de outros crátons; **(viii)** propor um modelo geodinâmico para a geração de magma TTG na Província Carajás.

1.7 MATERIAL E MÉTODOS

1.7.1 Pesquisa bibliográfica

Esta etapa constitui no levantamento bibliográfico referente à geologia de terrenos Arqueanos, com ênfase na Província Carajás/Cráton amazônico. Além de uma vasta pesquisa de artigos científicos, mapas geológicos disponíveis, dissertações de mestrado e teses de doutorado, sobre a geologia de terrenos arqueanos com enfoque em evolução crustal, petrografia, geoquímica, gênese de rochas graníticas e caracterização geoquímica de suítes TTG.

1.7.2 Mapeamento Geológico

Na elaboração dos mapas estão sendo utilizados vários *softwares* de Sistema de Informação Geográfica (SIG) e processamento de imagem, dentre eles o *Google Earth* e o *DigitalGlobe* são usados na composição da imagem de relevo, drenagem, vegetação e estradas, o *Zoner Photo Studio 18 PRO* é o responsável para a formação do *anaglifo*, *ArcGis 10.8* e *Global Mapper 17* para o geoprocessamento das imagens para obter imagens de elevação em 3D. As curvas de nível serão geradas por meio de dado de altimetria do *Advanced Land Observing Satellite (ALOS)*, resolução de 12,5 metros. Esses dados foram combinados com fotointerpretação de imagens de radar e aerogeofísica, que são fornecidas pelo Serviço Geológico do Brasil (<https://geosgb.cprm.gov.br/>). Para obtenção de informações de toponímia, utilizou-se as cartas topográfica matricial Rio Branco (SB-22-Y-B-VI) e São Felix do Xingu

(SB-22-Y-B-V) (Macambira & Vale 1997). Por fim, os dados de lineamentos foram processados nos programas *Stereonet* e *AzimuthFinder*. A coleta de dados foi realizada durante a disciplina de Mapeamento Geológico II (MGII) 2019 e 2022, da Faculdade de Geologia da (UFPA), somando um total de aproximadamente 600 pontos, que visaram a descrição de afloramentos e relevo, com destaque para os aspectos litológicos e estruturais, o que possibilitou diversas observações das relações de contato entre os granitoides estudados e suas rochas encaixantes.

1.7.3 Petrografia

Foi realizado exame macroscópico das amostras para seleção e confecção de 118 lâminas delgadas, onde foram separadas os litotipos mais representativos de cada unidade para análises modal (Fig.7). As lâminas foram confeccionadas na Oficina de Laminação do Instituto de Geociências da UFPA, com seções de corte preferencialmente perpendicular à direção do plano de foliação da rocha. O estudo em microscópio petrográfico consistiu em: (i) identificação dos minerais (Deer *et al.* 1992, Kerr 1959) e descrição sistemática; (ii) estudo das texturas magmáticas, deformacionais e de alteração (Hibbard 1995, Mackenzie *et al.* 1982, Passchier & Trouw 1996); (iii) obtenção de composições modais em 40 amostras (Chayes 1956, Hutchison 1974) com contador automático de pontos *Stageledge* da marca *Endeuper* (2.000 pontos por amostra), distribuídos numa malha com espaçamento de 0,4 mm; (iv) e classificação das rochas conforme estabelecido pela IUGS (Le Maitre 2002).

1.7.4 Geoquímica

A primeira fase consistiu no tratamento em laboratório (trituração, pulverização, homogeneização e quarteamento) na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do (IG) da (UFPA), de 20 amostras representativas, dentre as quais: 15 amostras do epidoto biotita tonalito e 5 amostras do biotita trondhjemitito. As análises químicas em rocha total foram realizadas no Laboratório da ALS *Geochemistry Ltda*, para obter a quantificação dos conteúdos de elementos maiores e menores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , TiO_2 , Cr_2O_3 , P_2O_5 e Perda ao Fogo), analisados por ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma Emission Spectroscopy*), os elementos traço (Zn, Cu, Pb, Ba, Be, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, W, Zr, Bi) e terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu), por ICP-MS (*Inductively coupled plasma mass spectrometry*). A segunda fase, foi realizada a caracterização geoquímica destas rochas com base nos princípios gerais discutidos em Ragland (1989) e Rollinson (1993), avaliando-se o comportamento dos elementos maiores, menores e traço por meio de diagramas de variação clássicos e vários diagramas propostos na literatura, exemplo: (i) diagramas de Harker para a individualização composicional das unidades e possíveis relações entre elas; (ii)

diagramas de classificação (Barker 1979, Debon & Le Fort 1983, O'Connor 1965) e séries magmáticas (Barker & Arth 1976, Shand *et al.* 1950, Peccerillo & Taylor 1976) para definição das afinidades geoquímicas de cada grupo; (iii) diagramas ETR (Elementos Terras Raras) e multielementos, normalizados para condrito de (Evensen *et al.* 1978) e manto primitivo de (McDonough & Sun 1995), respectivamente; e (iv) diagramas utilizados em outros trabalhos (Laurent *et al.* 2014, Moyen *et al.* 2003, Halla *et al.* 2009, Heilimo *et al.* 2010) para estudos comparativos e discussões sobre o ambiente, condições de formação e evolução magmática da rochas. Usando os *softwares* *GCDkit* 4.1 (*Geochemical Data Toolkit*) e *Microsoft Excel* versão 11.

1.7.4.1 Modelamento geoquímico

Os cálculos do balanço de massa dos elementos maiores foram realizados utilizando-se o software GENESIS 4.0 (Teixeira 2005), que ajusta as proporções relativas de minerais residuais da fonte para reproduzir a composição do fundido esperado. A qualidade dos dados calculados é confiável se a soma dos resíduos quadrados (ΣR_2) for $\leq 1,2$ (Wyers & Barton 1986) e nos permite proceder à modelagem de elementos traço usada com base na equação de fusão parcial de equilíbrio (Wilson 1989, Equação (1): onde C_L e C_0 são as concentrações dos elementos-traço no fundido (líquido) e na fonte (sólido), respectivamente, F é a fração do fundido formado e D é o coeficiente de distribuição global para os sólidos residuais no momento em que o fundido é retirado do sistema. Os coeficientes de partição mineral/líquido (K_d) foram retirados usando o banco de dados on-line <https://earthref.org/KDD/> e Rollison & Pease (2021).

$$\frac{C_L}{C_0} = \frac{1}{F+D-FD} \quad (1)$$

1.7.5 Geocronologia

A metodologia de preparação de amostras para geocronologia foi realizada conforme métodos de rotina adotados no Laboratório PARÁ-ISO e consistiu na britagem, deslamagem, peneiramento em quatro diferentes frações granulométricas (250, 180, 125 e 75 μm) até obter o intervalo 180-125 μm , separação dos minerais pesados com o microbateamento em água, secagem em estufa (100° C), separação magnética com imã de neodímio e com o separador eletromagnético *Isodynamic Frantz*, microbateamento em álcool, separação de aproximadamente 100 cristais de zircão em lupa binocular, colagem dos cristais selecionados em fita adesiva dupla-face antes da preparação dos *mounts* com resina *epoxy* na Oficina de Laminação do IG/UFPA, que tem o objetivo de expor a seção longitudinal do cristal com o polimento com lixa e pasta diamantada. Preferência foi dada para aqueles cristais não

magnéticos, transparentes, euédricos, sem metamitização aparente, sem fraturas ou inclusão. Os *mounts* foram confeccionados com diâmetro padrão de 1 cm, compatível com a câmara de *laser* do equipamento utilizado para datação. Imagens de catodoluminescência (CL) e de elétrons retroespalhados (ERE) dos cristais de zircão foram obtidos utilizando o microscópio eletrônico de varredura modelo LEO 1430 da marca ZEISS e ZEISS SIGMA-VP, no Laboratório de Microanálises do IG/UFGA. Nesta etapa, as seções polidas foram metalizadas durante 30 segundos com uma fina camada de ouro antes da inserção na câmara de amostras à vácuo. As condições de operação do equipamento para CL seguem o padrão de corrente do feixe de elétrons de 90 μ A, voltagem de aceleração constante de 10 kV e distância de trabalho de aproximadamente 13 mm. Já para as imagens de ERE foram utilizadas condições similares, exceto a voltagem de aceleração de 20 kV e distância de trabalho de 15 mm. Estas imagens auxiliaram na observação de estruturas internas dos cristais (zoneamento, inclusões e fraturas) e na seleção das melhores áreas/domínios dos cristais para análise, e ainda, para direcionar o feixe do *laser* em um mesmo domínio do cristal para o uso tanto da metodologia U-Pb como para prováveis análises de Lu-Hf em zircão *in situ*.

Método U-Pb em zircão *in situ* por SIMS (*sensitive high-resolution ion microprobe* SHRIMP IIe/MC). Foi realizado no Laboratório GeoLab/IGc/USP (Universidade de São Paulo), as análises seguiram o protocolo descrito em Sato *et al.* (2014) e Compston (2000) com *spot* de 25 μ m aproximadamente. A sequência de cada ciclo de análises intercalou quatro leituras na amostra e uma no material de referência usados no laboratório GeoLab/IGc/USP, tal como o Temora-2 (416,78 Ma; Black *et al.* 2004), OG1 (3465,4 \pm 0,6 Ma; Stern *et al.* 2009) e Z6266 (559 \pm 0,2 Ma; Stern & Amelin 2003), A idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ do zircão de referência Temora-2 foi usada para os cálculos dos fatores de correção do Pb comum e de fracionamento nas amostras, e o zircão SL13 (238 ppm) como composição de referência do U (Sato *et al.* 2014). Para a correção de contribuição do Pb comum foi utilizado o modelo de evolução do Pb terrestre ao longo do tempo proposto por Stacey & Kramers (1975). Os dados foram reduzidos usando o *Software SQUID 1.6*, com o cálculo das idades no intervalo de 2 sigmas e a construção dos diagramas concórdia com o *Software Isoplot/EX 4.15* de (Ludwig 2008). Os erros da razão isotópica estão em 1σ (%) e das elipses de idade em 2σ (absoluto). Devido as amostras apresentarem idades maiores que 1,5 Ga, as idades de cristalização foram calculadas usando a média ponderada das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de zircões concordantes, conforme recomendado por Spencer *et al.* (2016). Os critérios de seleção dos cristais de zircão para o cálculo das idades são: (a) o conteúdo de chumbo comum (^{204}Pb), com exclusão das análises com $f_{206} > 1\%$; (b) precisão analítica, excluindo as razões isotópicas com erros maiores que 3.0%; (c) grau de

discordância, considerando as melhores análises aquelas com valor $< 2\%$, capazes de gerar idades concordantes. A fig. 7 apresenta os pontos visitados durante a etapa de campo. A fig.8, resume o banco de dados trabalhados durante o desenvolvimento desta dissertação.

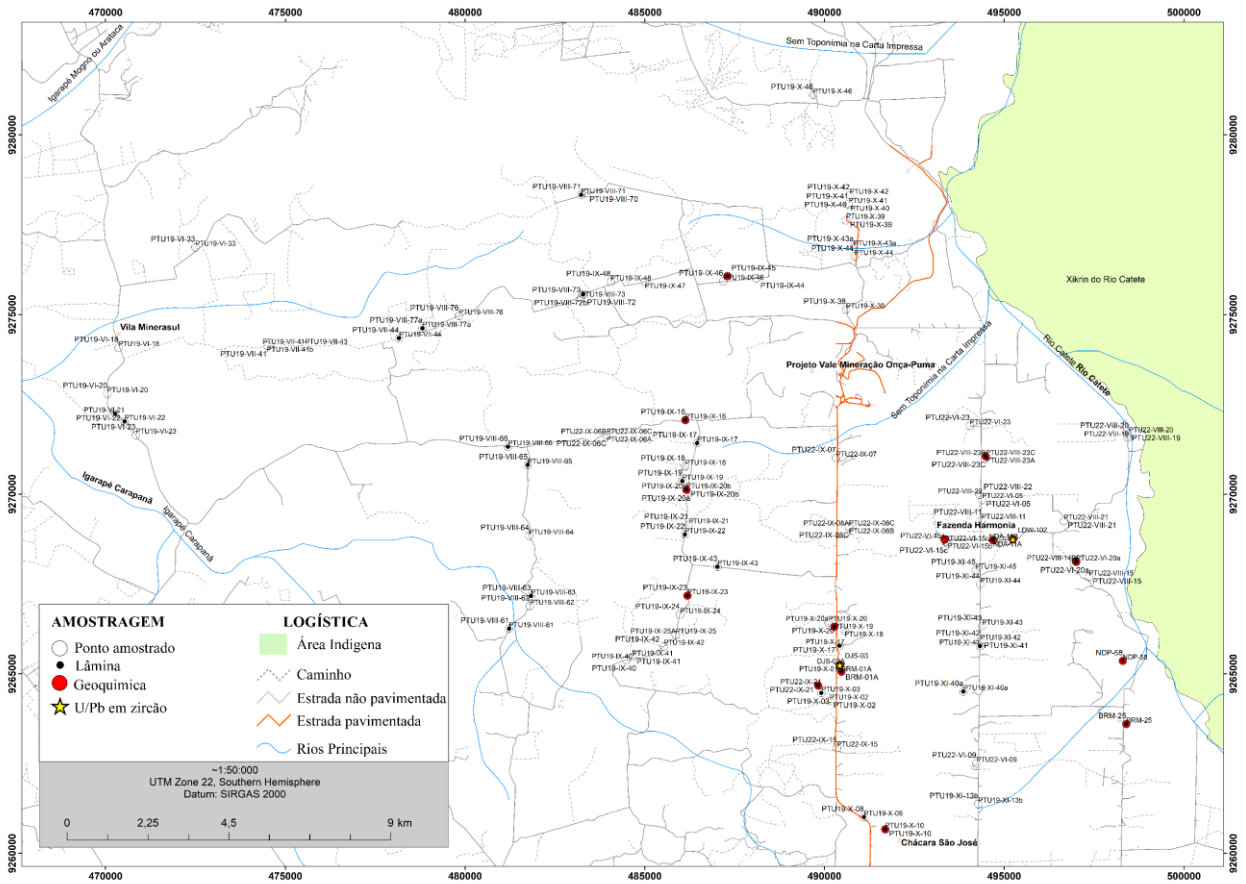


Figura 7 - Mapa de amostragem referente ao trabalho de campo realizado em Ourilândia do Norte e Tucumã neste estudo, durante a etapa de campo da Disciplina de Mapeamento Geológico II, da Faculdade de Geologia da UFPA.

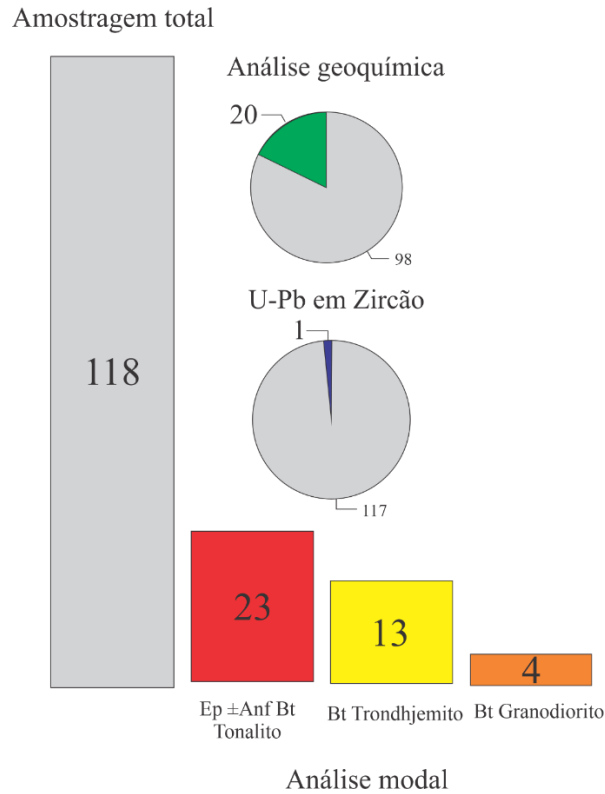


Figura 8 - *Dashboard* resumindo o banco de dados que foi trabalhado nesta pesquisa.

1.8 DESAFIOS NA COMPREENSÃO DA CROSTA PRIMITIVA: TEORIAS E EVIDÊNCIAS

A evolução do cenário geológico da Província Carajás tem apresentado avanços científicos consideráveis (Almeida *et al.* 2010,2011,2017, Marangoanha *et al.* 2019ab, Silva *et al.* 2020, Silva-Silva *et al.* 2020, Silva *et al.* 2022, 2023, Cawood *et al.* 2022), todo esse arcabouço geológico e intelectual levantado ao longo dos anos estão sendo primordiais para progredir no quadro tecto-magmático da crosta primitiva de Carajás. A dinâmica no quadro geocientífico que o mundo vem passando, melhora significativamente a compreensão de formação das primeiras crostas no Cráton Amazônico, fomentando alguns questionamentos e abrindo oportunidades para discussões mais robustas. No Cráton Amazônico, o Domínio Rio Maria é a porção da Província Carajás onde ocorrem a maior quantidade de magmatismo sódico, bem como as variedades magmáticas subordinadas (Silva & Oliveira 2013, Almeida *et al.* 2010, 2011, 2017, Costa *et al.* 2020, Silva *et al.* 2022). Por muito tempo achava-se que os granitoides tipos TTG eram restritos nessa porção da província. Porém, as contribuições do Grupo de Pesquisa de Petrologia de Granitoides (GPPG) da Universidade Federal do Para (UFPA) Brasil, vem atualizando o quadro geológico de Carajás e, destacando as ocorrências TTGs em outras partes da Província (Gabriel *et al.* 2014, Leite-Santos & Oliveira *et al.* 2016, Santos *et al.* 2018, Silva-Silva *et al.* 2020, Silva *et al.* 2022), em terrenos afetados por eventos

deformacionais regionais, com preservação localizadas de granitoides de afinidade TTG (ex. este estudo), com feições de migmatização associados a uma diversidade de granitoides, onde no Terreno Sapucaia, as ocorrências de TTGs são mais comuns, do que no terreno Canaã dos Carajás, que predomina magmatismo neoarquano e metamorfismo de facies granulito (Marangoanha *et al.* 2019, Silva *et al.* 2021).

A diversidade geoquímica dos TTGs é atribuída a várias configurações geodinâmicas, o que abre espaço para discussões sobre os processos de formação dessas rochas, com alguns autores argumentando pela sua origem por meio de processos ativos de tectônicos de placas, mesmo no Eoarquano (Hastie e Fitton 2019), enquanto outros sugerem mecanismos não-uniformitários (Johnson *et al.* 2017, Bédard *et al.* 2018). Recentemente, para adicionar uma camada adicional de complexidade a essa discussão, há questionamentos se as composições das rochas TTG representam ou não os antigos magmas primários de suas fontes basálticas (Liou e Guo 2019, Laurent *et al.* 2020, Rollison 2021). De fato, a complexidade que o estudo das rochas TTGs traz, desencadeia inúmeras dúvidas sobre o que aconteceu na petrogênese dessas rochas, tornando seu estudo crucial para a compreensão do regime tectônico no início da história da Terra, bem como os processos envolvidos na formação da crosta continental. Todas essas questões apontam para um relevante questionamento: há uma única origem para os TTGs ou eles representam magmas de diferentes fontes em múltiplos ambientes tectônicos? (Moyen 2011).

Compreender a formação de crosta primitiva é um desafio para os geocientistas, onde vários cenários geodinâmicos são propostos para explicar a geração desta crosta, como mencionado acima, a subducção é uma das teorias tradicionais para explicar as variedades de TTGs, levanta questionamentos, mas também apoiadores no mundo com base em evidências como: i) padrão de terrenos suturados (Coney *et al.* 1980); ii) refletores sísmicos planos que podem representar zonas de subducção fossilizadas (Goleby *et al.* 2004); iii) rochas metamórficas de alta pressão e baixa temperatura (Volodichev *et al.* 2004, Moyen *et al.* 2006) e; iv) modelagem numérica, alguns argumentam que, apesar da geoterma mais alta, algum tipo de processo de subducção teria ocorrido durante o Arqueano (Moyen & Martin 2012). Por outro lado, não há evidências de indicadores petrotectônicos modernos chave das zonas de subducção de registro arqueano, como ofiolitos verdadeiros, xistos azuis e eclogitos de ultra-alta pressão, que pode indicar que a tectônica de placas, como a que conhecemos hoje, só teria começado no Neoproterozoico (Stern 2005, 2007). Porém, a justificativa para a falta de sequências ofiolíticas completas no registro geológico arqueano é explicada pela maior espessura da crosta oceânica, de modo que apenas a porção superior da crosta (rochas

vulcânicas) é obductada, enquanto a ausência de xisto azul e eclogitos poderia ser entendida com base no maior gradiente geotérmico (geotermas de subducção mais íngremes) e nas menores taxas de exumação que operavam naquele período (Condie & Kröner 2008). Neste contexto, alguns estudos sugerem que por causa do maior fluxo de calor do manto, a crosta oceânica arqueana era mais espessa, mais flutuante e menos acoplada ao manto convectivo subjacente (Abbott *et al.* 1994, Hargraves 1986, Laurent *et al.* 2014). Para outros, a tectônica de placas se estabilizou no Neoproterozoico, mas vem acontecendo desde 3,5 a 3,0 Ga, como mostra vários estudos sobre evolução de crosta (Palin & Santosh 2021, Hawkesworth *et al.* 2020). Entre esses dois extremos, está uma outra proposta, onde relaciona a fusão parcial da base de uma protocrosta máfica primitiva associada à delaminação vertical em um cenário de tectônica de tampa estagnada para tampa móvel (gotejamento), tem se mostrado plausível para a geração das variedades de TTGs em um contexto de tectônica de domos e quilhas, pré tectônica de placas, ou o que marcaria a transição desses estilos (Nebel *et al.* 2018, Cawood *et al.* 2018, Bedard *et al.* 2018, Hawkesworth *et al.* 2020, Cawood *et al.* 2022).

É indiscutível o quão diversificado os cenários geodinâmicos são para dar consistências a diversificada geoquímica dos TTGs, para muitos autores definir um único ambiente de geração e formação de crosta chega ser egoísmo de certo modo, muitos acreditam nas variedades de cenários geodinâmicos que o planeta passou, onde favoreceram formação de crosta primitiva, ora por dominância de subducção ora por tectônica vertical. Entender que um modelo não anula o outro é o primeiro passo para avançarmos no conhecimento de formação de crosta Arqueana, mas saber interpretar e combinar resultados isotópicos, geoquímicos variados, é primordial para avançarmos no conhecimento sobre a formação das primeiras crostas.

CAPÍTULO 2 PETROGENESIS AND GEOCHRONOLOGY OF THE TTG GRANITOIDS FROM THE CARAJÁS PROVINCE, AMAZONIAN CRATON: IMPLICATIONS FOR THE TECTONIC STYLE OF ARCHEAN CRUST FORMATION

Yury Harrison da Costa Reis ^{a, b, *} (yury.reis@ig.ufpa.br), Davis Carvalho de Oliveira ^{a, b} (davis@ufpa.br), Williamy Queiroz Felix ^{a, b} (williamy@ufpa.br), Luana Camile Silva Silva ^{a, b} (luana.silva@ig.ufpa.br), Marco Antônio Galarza ^{a, c} (antogt@ufpa.br), José de Arimatéia Costa de Almeida ^{a, b} (ari@unifesspa.edu.br),

^a Post-Graduate Program in Geology and Geochemistry (PPGG), Institute of Geosciences (IG), Federal University of Pará (UFPA), Post office 8608, CEP-66075-110, Belém, Pará, Brazil.

^b Group of Research on Granitoid Petrology (GRGP), IG, UFPA, Brazil.

^c Isotopic Geology Laboratory (Pará-Iso), IG-UFPA, Belém, Pará, Brazil.

HIGHLIGHTS

- The Mesoarchean TTGs of the Carajás Province were formed by vertical tectonics.
- The early basaltic crust converted into TTG crust by vertical tectonic processes.
- The zircon U–Pb age of 3.00 Ga defines one of the oldest records of magmatism in Carajás Province.
- Tonalites were formed in the first magmatic stage and trondhjemite in the second stage.

ABSTRACT: The Earth's early basaltic crust was converted episodically into TTG (tonalite-trondhjemite-granodiorite) crust by unknown tectonic processes. To contribute to the discussion regarding the potential tectonic settings of TTGs, this article provides whole-rock geochemical data and in situ zircon U-Pb dating to investigate the origin of TTG-type granitoids occurring west of the Carajás Province in the Amazonian Craton. These granitoids are composed of tonalites with subordinate trondhjemites and granodiorites whose crystallization age obtained in this study is 3.02 Ga. They are divided into two groups: (i) low-heavy rare earth element (HREE) TTGs with high $(La/Yb)_N$ and Sr/Y ratios and (ii) high-HREE TTGs with low $(La/Yb)_N$ and Sr/Y ratios. The origin of the low HREE group is related to 13% partial melting at high pressure (up to 1.5 GPa) of an amphibole/eclogite source in the garnet stability zone. On the other hand, the high HREE group suggests 22% or 16% partial melting of a metabasaltic crust at low pressure (~1.0 GPa), with little or no garnet influence in the residue. Within the proposed petrogenetic model, the source would have a metabasaltic affinity with the greenstone belt sequence of the Tucumã-Gradaús Group in a tectonic setting involving interaction between the

asthenospheric mantle and the base of the lithosphere through mantle convection, potentially generating low-HREE TTGs. This intense convection causes variations in the thickness of the mafic oceanic protocrust, resulting in its densification and possibly creating vertical delamination (crustal dripping). With increasing pressure and temperature, partial melting of hydrated metabasalts within the drips leads to the formation of high-HREE TTGs. This study provides insights into the origin of TTG-type granitoids in the Carajás Province, and the proposed petrogenetic model suggests that their formation is linked to complex tectonic interactions between the asthenospheric mantle and the early lithospheric base, thereby highlighting the significance of mantle convection in the generation of both low- and high-HREE TTGs. These findings contribute to a better understanding of early continental crust formation processes that operated in the Carajás Province, potentially serving as a roadmap for unraveling the process that led to the formation of primitive crust in other cratons.

Keywords: TTG; U–Pb Zircon; Petrogenesis; Archean; Carajás Province, Amazonian Craton.

2.1 INTRODUCTION

During the Archean, the Earth's early basaltic crust was episodically converted into a thickening continental tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) crust. Despite decades of TTG research, there is still no consensus regarding its tectonic settings, and several scenarios such as stagnant lid (dripping in dome-and-keel context) and arc tectonics (island arcs and subduction of oceanic plateaus) are currently subject to debate (Almeida *et al.* 2011, Johnson *et al.* 2017, Nebel *et al.* 2018, Palin *et al.* 2016, Hawkesworth *et al.* 2021). The remarkable geochemical compositions (low K_2O/Na_2O ratios) and their petrogenetic significance have sparked inquiries regarding their origins and the processes by which they were formed (Almeida *et al.* 2011, Moyen & Martin 2012, Nebel *et al.* 2018, Moyen 2020), TTGs can be classified into two subtypes: low- and high-heavy rare earth element (HREE) TTGs (Halla *et al.* 2009, Almeida *et al.* 2011). They are associated respectively with origins under medium-high pressure melting conditions and low-pressure conditions (Moyen 2011, 2020).

TTG suites are the most voluminous granitoid rocks in the Mesoarchean Rio Maria granite-greenstone terrane in the southern part of the Carajás province, North Brazil (Almeida *et al.* 2011; Vasquez & Rosa Costa 2008, Santos-Silva *et al.* 2021). Recent studies show that the TTG basement extends to other terrains from the province (Gabriel *et al.* 2014, Santos *et al.* 2018). Even though the geologic scenario of the Carajás Province has been revised, especially around the Ourilândia do Norte and Tucumã areas (Felix *et al.* 2020, Silva-Silva *et al.* 2020,

Silva *et al.* 2022, 2023), the occurrence of undifferentiated granitoids related to the Xingu Complex is still meaningful (Silva *et al.* 1974). This study provides textural features, whole-rock geochemical data and in situ zircon U-Pb dating to investigate the origin of TTG-type granitoids occurring west of the Carajás Province in the Amazonian Craton. These results allow us to determine the primary magmatic compositions of the primitive crust and advance the understanding of its petrogenesis. The timing of TTG magmatic events implies an important geological processes for juvenile crustal growth; however, their significance to the crustal evolution of the Carajás Province remains *poorly constrained regarding tectonic scenarios*. The geodynamic model proposed in this study aims to explain how tonalites and trondhjemites formed through vertical tectonics.

2.2 GEOLOGICAL SETTING

The Carajás Province, which is considered the main preserved Archean nucleus of the Amazonian Craton (Almeida *et al.* 1981), is identified by Santos (2003) as an independent geochronological province or by Tassinari and Macambira (2004) as part of the geological context of the Central Amazonian Province (Fig. 1a-b). The Carajás Province comprises two domains, i.e., the Rio Maria Domain (3.05-2.86 Ga), which includes the Rio Maria Granite–Greenstone Terrane, comprising associations of greenstone belts, TTG suites, Sanukitoid suites, leucogranodiorites, and leucogranites (Oliveira *et al.* 2009, Almeida *et al.* 2011); and the Canaã dos Carajás Domain (3.07-2.70 Ga), which includes the Sapucaia Subdomain and Canaã dos Carajás Subdomain, as well as the Carajás Basin (Fig. 1c), where the Sapucaia Subdomain is interpreted as a crustal segment with a predominantly E–W-oriented geometry and structure, affected by magmatism and deformation during Neoproterozoic events (Gabriel *et al.* 2014; Santos *et al.* 2018). The Canaã dos Carajás Subdomain (Meso- to Neoproterozoic) in the north exhibits a more complex geological evolution, comprising the basement of the Carajás Basin and showing a highly imbricated crust with an E–W-oriented shear zone known as the Itacaiúnas shear zone (Pinheiro & Holdsworth 2000). It differs from the other terrains due to the scarcity of TTG suites and the predominance of biotite granites, migmatites, granulites, and charnockites series (Pidgeon *et al.* 2000, Feio *et al.* 2013, Marangoanha *et al.* 2019a, Felix *et al.* 2020, Silva *et al.* 2021). The Carajás Basin consists of Neoproterozoic metavolcanosedimentary sequences with minimum ages of 2.77-2.73 Ga that were intruded by bimodal magmatism, including mafic–ultramafic rocks and subalkaline granites (Tavares *et al.* 2018). Between 1.88 and 1.86 Ga, the entire Carajás Province was affected by the emplacement of anorogenic granites and associated dikes (Teixeira *et al.* 2019). The main events associated with the formation of greenstone belts

and TTG units of the Carajás Province are summarized via geochronological data, focusing on the dating methods used thus far, including the data obtained in this study (Fig. 2).

The study area is located to the west of the Carajás Province near the cities of Ourilândia do Norte and Tucumã (Fig. 1c). The geological framework of this region has evolved from the individualization of Mesoarchean granitoids previously attributed to the Xingu Complex and the Rio Maria Granodiorite (Silva *et al.* 1974, Vasquez & Rosa Costa 2008). Later, recent studies identified that this area is characterized by a great diversity of granitoids with different natures (Silva-Silva *et al.* 2020, Felix *et al.* 2020, Silva *et al.* 2022) and that the basement is represented by a crust composed of biotite tonalites with TTG affinity and leucogranodiorites, with a restricted occurrence of the migmatized orthogneisses of the Xingu Complex in the region.

Three main Archean events are recorded in the Carajás Province. The first event occurred between 3.07 and 2.92 Ga and involved the formation of greenstone belts and TTG suites (Avelar *et al.* 1999, Almeida *et al.* 2011, Santos-Silva *et al.* 2021). The second event, between 2.89 and 2.83 Ga, was characterized by the formation of many suites, such as sanukitoids, high-potassic calc-alkaline rocks, biotite granites, and hybrid granitoids, and accounted for the metamorphization of previous rocks (migmatites and granulites; Marangoanha *et al.* 2019a, Silva *et al.* 2021). The third event was the development of metavolcanosedimentary sequences in the Carajás Basin, occurring between 2.76 and 2.72 Ga. During this period, there was also the intrusion of mafic–ultramafic magmatism, the formation of charnockites, and a wide variety of deformed subalkaline granitoids (Pidgeon 2000, Tavares *et al.* 2018).

Regarding the tectonic context, one scenario for the genesis of these rocks is generally associated with accretion and collision in a tectonic setting such as occurs in modern plate tectonics. However, an alternative model suggests an origin involving vertical tectonics for TTGs and greenstone belts and subduction for the other calc-alkaline high-K granitoids. Interpretations of aerogeophysical images have revealed that the Rio Maria Domain exhibits a characteristic architecture of domes and keels formed through plume-related drip tectonics (Costa *et al.* 2020). On the other hand, the Carajás Domain is interpreted as a result of horizontal tectonics related to subduction during the Neoproterozoic (Marangoanha *et al.* 2019b, Silva *et al.* 2021, Silva *et al.* 2022). In this study, we provide consistent results from the preserved Mesoarchean core, with similar characteristics found in the TTG suites of the Rio Maria Domain, supporting the origin proposed by Costa *et al.* (2020).

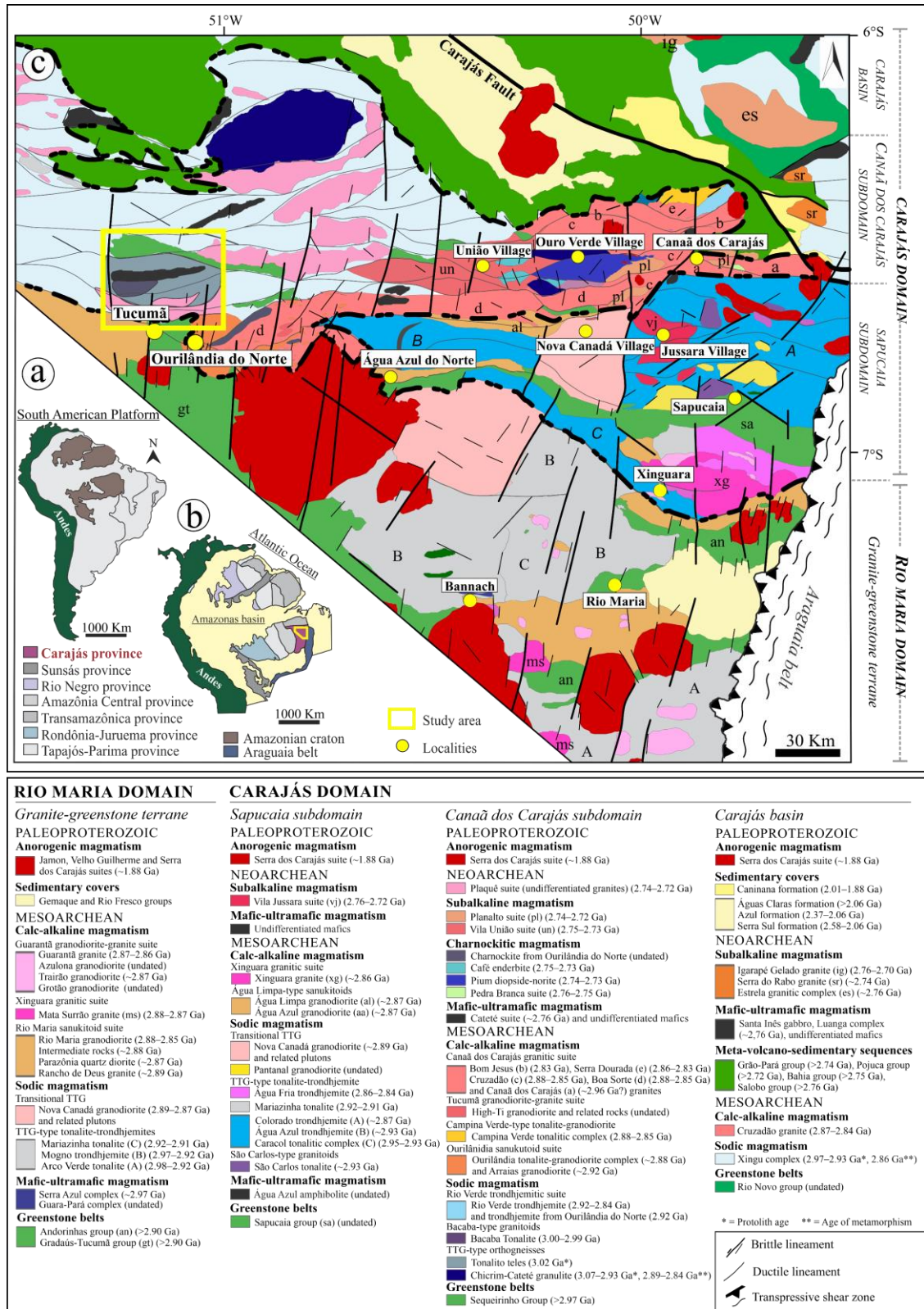


Fig. 1 - Geotectonic context of the Carajás Province (after Silva *et al.* 2023): (a) South American platform; (b) Amazonian Craton with tectonic boundaries from Santos (2003); (c) simplified geologic map of the Carajás Province. On the right is the subdivision of the tectonic domains proposed by Silva *et al.* 2022 and references therein. The summarized geochronological data are from the following studies: Almeida *et al.* (2011), Feio *et al.* (2013); Teixeira *et al.* (2019), Marangoanha *et al.* (2019), Silva *et al.* (2021), Santos-Silva *et al.* (2021) and-Silva *et al.* 2022, 2023, and references therein.

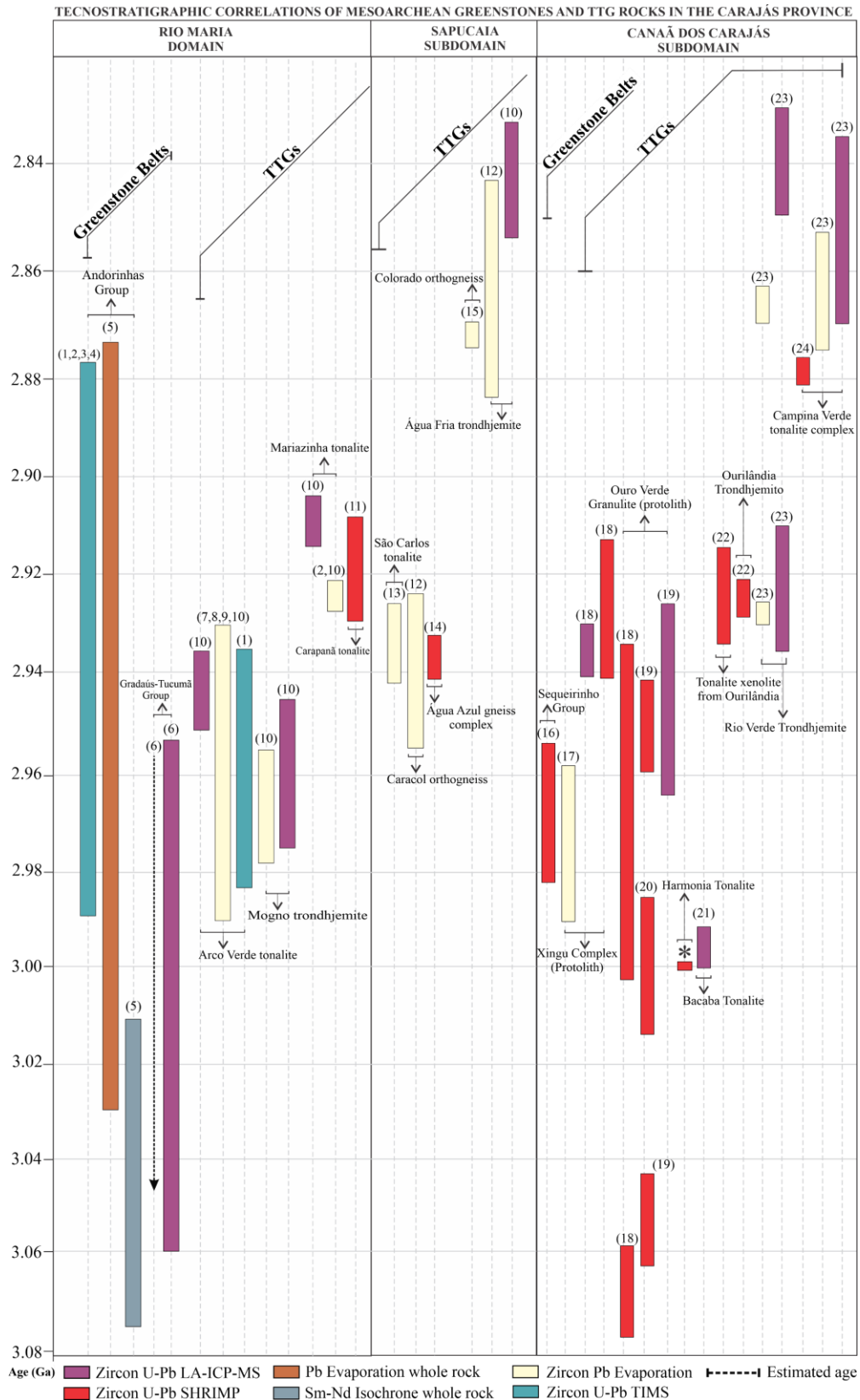


Fig. 2 - Summary of age distributions for the greenstone belts and TTG units from the Carajás Province. The asterisk symbol indicates the geochronological data obtained in this work: 1 – Macambira (1992), (2, 3, 4, 5, 6) Santos–Silva *et al.* (2021) and references therein, (7, 8, 9, 10) – Almeida *et al.* (2011) and references therein, 11 – Souza (2018), 12- Leite *et al.* 2004, 13 Nascimento 2022, 14 – Gabriel (2014), 15 – Silva *et al.* (2010), 16- Tavares F.M. (2014), 17 – Avelar *et al.* (1999), 18– Silva *et al.* (2021), 19 – Marangoanha *et al.* (2019a), 20 – Pidgeon *et al.* (2000), 21 – Moreto *et al.* (2011), 22 – Silva *et al.* (2022), 23 – Feio *et al.* (2013), 24– Moreto *et al.* (2015). Abbreviations: TTG – tonalite, trondhjemite and granodiorite.

2.3 RESULTS

2.3.1 General aspects of the TTG granitoids

This section presents a map on a semidetached scale (~1:50,000; Fig.3), as well as new geological, meso-microscopic petrographic, and quantitative modal compositional data (Fig.4; Table 01). The microscopic observations were made on 36 thin polished sections whose mineralogical aspects were analyzed. A quantitative analysis was performed using a Stageledge automatic point counter (2000 points counted with Endeeper Hardledge software), and the results were plotted in suitable diagrams, according to the International Union of Geological Sciences (IUGS) (Le maître 2002).

2.3.1.2 Geology

Based on geological mapping in the Ourilândia-Tucumã area, it was possible to individualize TTGs (Fig. 4), which were previously classified as the Xingu Complex (Silva *et al.* 1974, Vasquez & Rosa Costa 2008). These granitoids form an elongated belt in the NE–SW direction, which represents the strain direction recorded by the last deformational event, followed by an NE–SW orientation related to the anastomosed shear zone system of the Itacaiúnas Belt (Pinheiro & Holdsworth 2000). The TTG are crosscut by leucogranitic intrusions that are sometimes pegmatitic and are oriented along the regional E–W trend. The rocks are characterized by a well-preserved igneous hypidiomorphic granular texture and mylonitic foliation close to the shear zones. Compositional banding occurs restrictively and is commonly overprinted by a later continuous foliation. Near the contact with the TTG granitoids, the intrusive leucogranite injections preserve the igneous texture of the host rock (Fig. 5a).

The TTG crust is also intruded by Neoproterozoic mafic–ultramafic rocks of the Cateté Suite, as well as charnockitic rocks and undifferentiated mylonitic granitoids. In the southern portion of the area, sanukitoid rocks and greenstone belts are found, while to the southwest, leucomonzogranites occur (Silva-Silva *et al.* 2020, Santos-Silva 2021, Silva *et al.* 2022), and the TTG crust is cut by NW–SE-oriented dykes (Fig. 3).

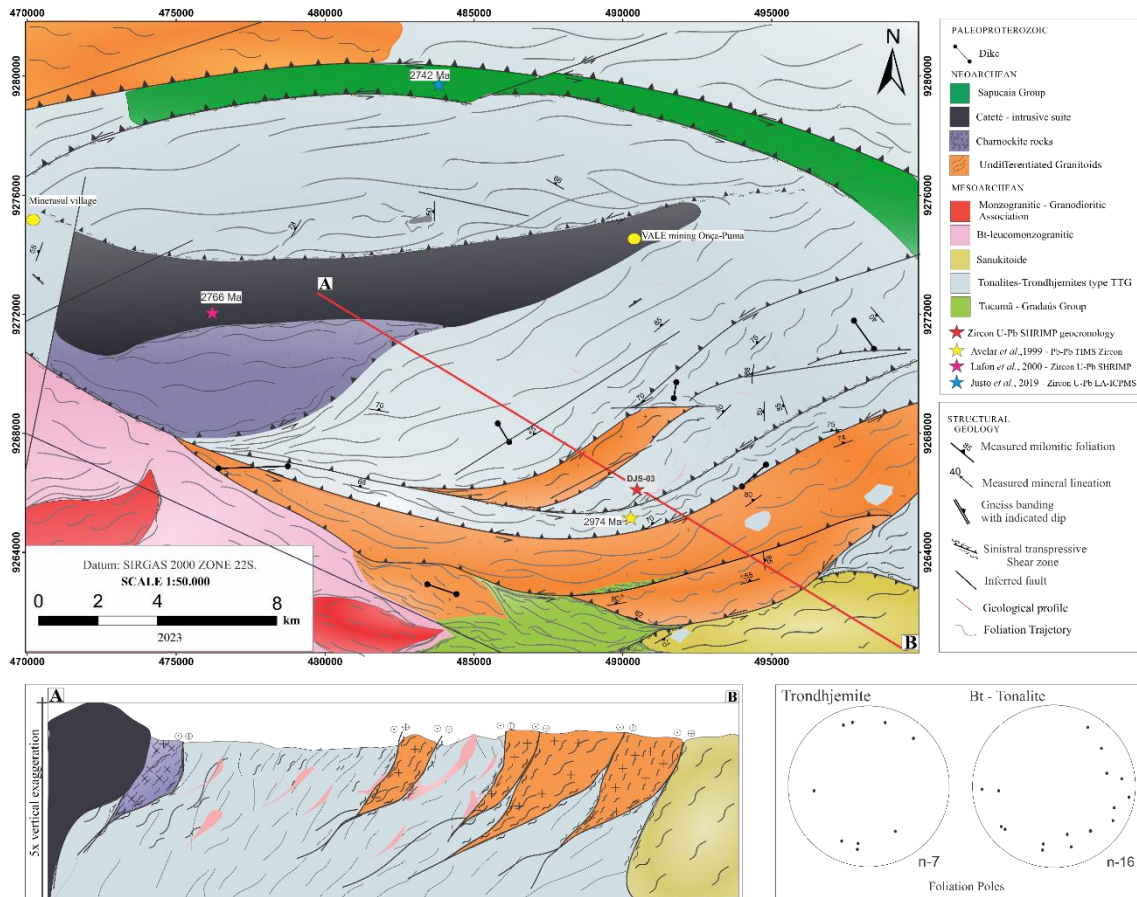


Fig. 3 - Proposed geological map for the northern Ourilândia-Tucumã area. The schematic section (A-B) shows the deep structural interpretations, and equal-area stereographic projections (Schmidt-Lambert) present measured foliations.

2.3.1.3 Petrography

The Ourilândia-Tucumã TTG granitoids display dark gray color and medium to coarse grain size (Fig. 5b). Modal analyses of representative samples showed that granitoids exhibit a well-preserved hypidiomorphic granular igneous texture and an aggregate of weakly oriented mafic minerals (Fig. 5e). The main mafic phases are biotite, amphibole and epidote, which occur in tonalites ($M'=10.6-24.8\%$) and in trondhjemite ($M'=4.5-9.4\%$) varieties (complete modal analyses are in Appendix A, representative modal Table 1; Fig. 4). Overall, the TTGs in this study feature subhedral to anhedral quartz crystals, ranging in size from 0.5 mm to 1.4 mm, with interlobate contacts with itself and straight to irregular contacts with other minerals. Plagioclase displays subhedral habits (2–8 mm) and albite twinning, masked by saussuritization (decalcification) indicated by muscovite, epidote, and sericite (Fig.5e). The recrystallized plagioclase exhibits irregular contacts with other minerals and may be surrounded by biotite or contain it along with quartz as an inclusion; they may also contain magmatic microfractures filled with residual liquid (Fig.5d). K-feldspar crystals are fine-grained or interstitial and occur in limited quantities in tonalites and trondhjemites (0.25 mm to 2.9 mm), becoming more

prominent and larger in granodiorites, reaching dimensions up to 6 mm. They are slightly altered to clay minerals, where chevron twinning is still evident, and locally exhibit granophyric texture.

Biotite is the primary ferromagnesian mineral, occurring as lamellar crystals or fine flakes bordering plagioclase crystals. It is always associated with primary accessory mineral aggregates and shows slight chloritization, with brown to greenish brown or green coloration. Amphibole, of the hornblende type, may occur and is associated with mafic aggregates, displaying simple twinning, and the basal section with oblique cleavage can be identified in some samples. They are generally associated with epidote, magnetite, apatite and titanite crystals. Within these aggregates, titanite is euhedral, while allanite appears metamict. The most common primary accessory minerals are magmatic epidote (Fig. 5c) and, to a lesser extent, magnetite, titanite, zircon, apatite, and allanite. Secondary phases result from the saussuritization of plagioclase, leading to the formation of secondary epidote, muscovite, carbonate, and sericite, as well as the transformation of biotite into chlorite.

The observed crystallization sequence in these granitoids is evidenced by the initial crystallization of the mineral phases of apatite, zircon, magnetite, and allanite, followed by well-developed plagioclase crystals, which are usually zoned and exhibit saussuritization in the cores. Biotite begins to crystallize after plagioclase and exhibits textural characteristics indicating equilibrium with a well-developed epidote. Two distinct types of magmatic epidote are distinguished: one with a zoned core of allanite and the other associated with and partially enclosed by biotite. Quartz likely initiates its crystallization synchronously or slightly after the formation of biotite + epidote, and titanite occurs later. Alkaline feldspar is in a late-stage phase, forming small anhedral crystals. During the *subsolidus* stage, chlorite, epidote, and white mica formed in association with plagioclase or biotite.

Table 1 - Modal composition of the representative samples from the Ourilândia-Tucumã TTGs.

Facies	Biotite Trondhjemite					±Amphibole Epidote Biotite Tonalite												
	PTU19	PTU19	PTU22	PTU19	PTU19	PTU19	NDA	LDW	DJS	DJS	PTU22	PTU22	PTU19	PTU22	PTU19	NDA	PTU19	BRM
Mineral (%)	X-01C	IX-16	VI-20A	IX-23	IX-19	X-10	11B	102	02A	3	VI-15A	VIII-23B	X-01A	VIII-21	IX-45A	11A	IX-21	01A
Quartz	36.2	31.3	34.3	37.6	37.7	31.0	33.0	33.8	27.4	36.0	37.8	39.6	33.6	32.0	32.0	30.7	43.4	43.4
Plagioclase	54.3	61.0	58.0	54.0	49.5	43.3	43.0	44.3	50.9	45.2	43.3	44.0	50.0	52.1	52.1	55.9	46.1	46.1
Microcline	0.0	0.0	0.0	0.0	5.1	0.9	1.0	0.3	0.3	0.0	0.0	0.5	0.5	0.0	0.0	1.1	0.0	0.0
Hornblende	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Biotite	8.3	6.9	6.3	5.8	5.3	16.5	19.5	19.5	15.3	16.8	16.8	14.0	14.0	12.7	12.7	6.4	6.5	6.5
Muscovite	0.2	0.0	0.0	0.1	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.2	0.2
Epidote	0.6	0.3	0.9	1.7	1.3	7.2	2.8	1.8	5.3	1.6	1.8	1.2	1.2	1.6	1.6	4.9	2.3	2.3
Accessory	0.5	0.6	0.4	0.9	0.2	0.1	0.2	0.2	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0
Mafics (M')	9.4	7.8	7.8	7.8	7.6	24.8	22.9	22.0	21.5	18.9	18.7	16.0	16.0	15.9	15.9	12.2	10.4	10.4

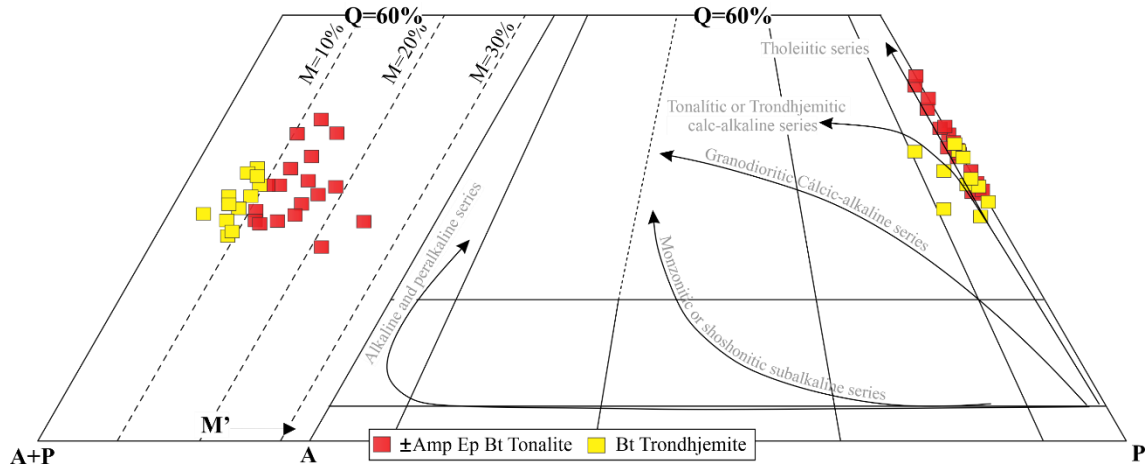


Fig. 4 - Modal analysis Q-A-P (Le Maitre 2002) and Q-A+P-M diagrams for the granitoids of Ourilândia do Norte-Tucumã. Q-quartz; A-alkali feldspar; P-plagioclase; M'-mafic minerals.

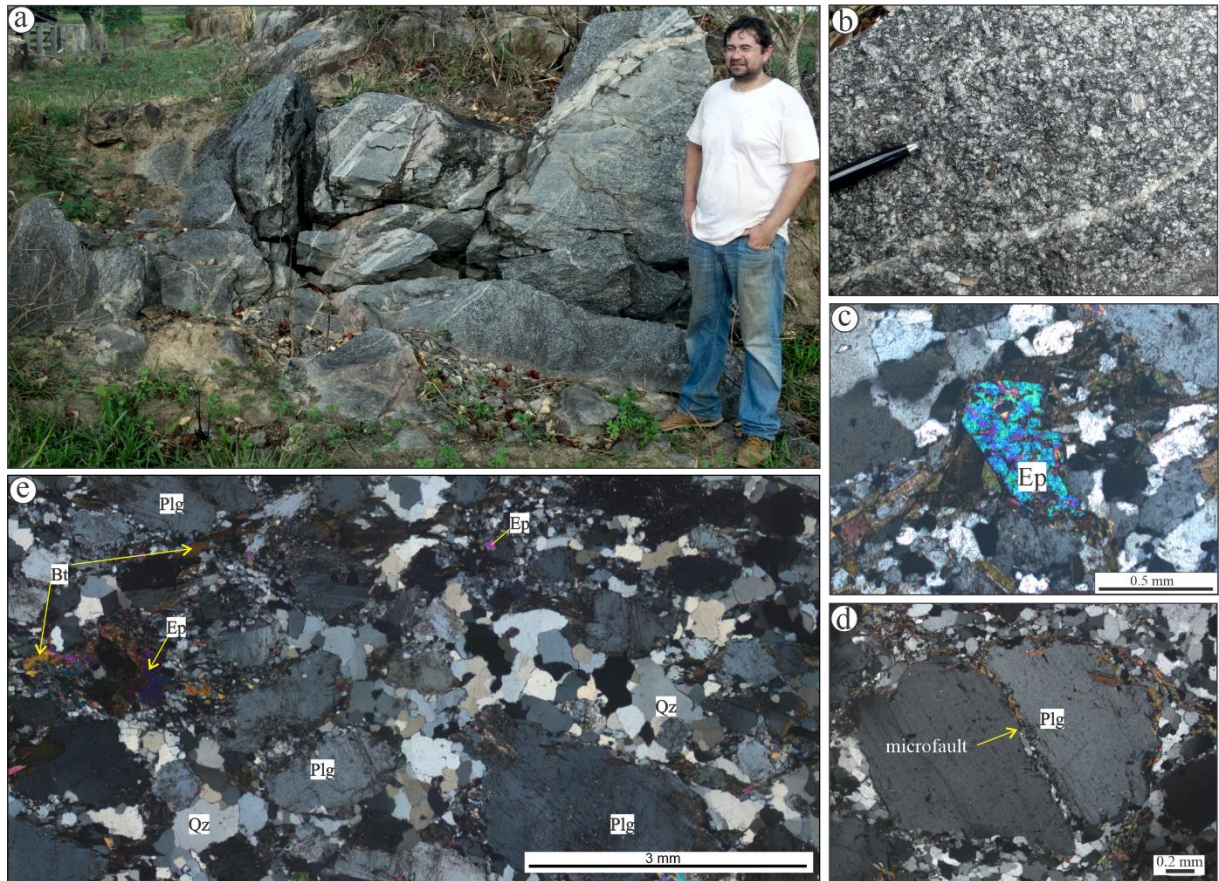


Fig. 5 - a) Overview of tonalites crosscut by younger granitoids, quartz feldspar pegmatite veins, and faciological variations from coarse- to medium-grained Bt tonalite; b) macroscopic features of the Ep-Bt tonalite, with a coarse texture with some plagioclase phenocrysts; c) magmatic epidote, which is a common accessory mineral occurring in the TTG varieties of this study; d) plagioclase crystal with magmatic microfracture filled with residual liquid, highlighting deformation-assisted crystallization in the late magmatic stage; e) characteristic thin section mosaic of the TTGs, revealing the overall behavior of minerals, as well as preserved igneous textures. Abbreviations: Plg=plagioclase; Qz=quartz; Bt=biotite; Ep=epidote; TTG - TTG - tonalite, trondhjemite and granodiorite.

2.3.2 Geochemistry

Eighteen representative samples of TTG granitoids were subjected to chemical analysis. Thirteen samples were epidote–biotite tonalite, and five were biotite trondhjemite. The material was powdered in an agate swing mill until it reached a particle size of < 10 μm . These procedures were performed at the Universidade Federal do Pará (UFPA-Brazil). The chemical analyses of the whole-rock samples were conducted by ALS Geochemistry Ltd. (Table 12), More details about the analytical procedures are available at www.alsglobal.com. Geochemical diagrams were generated by using GCDkit version 6.1 software (<http://www.gcdkit.org/>).

Table 2 - Geochemical compositions of the representative samples of the TTG suite from the Ourilândia-Tucumã area.

Group	Low-Heavy Rare Earth Elements					High-Heavy Rare Earth Elements													
Variety	Bt Trondhjemite					Ep-Bt Tonalite													
Sample	PTU19-IX	PTU22-VI	PTU19-X	PTU19-IX	PTU19-X	NDA	PTU19-X	NDA	LDW	PTU22-VIII	BRM	PTU19-X	PTU19-IX	DJS	BRM	DJS	PTU19-IX	PTU22-VI	
	23	20A	19	16	1C	11A	10	11B	102	23B	01A	01A	45A	03	26A	02A	21	15A	
<i>Major elements(wt%)</i>																			
SiO ₂	69.40	69.90	71.70	72.00	72.10	61.84	64.70	65.07	65.80	66.50	66.69	67.00	67.70	67.80	68.07	68.90	69.40	70.50	
TiO ₂	0.37	0.26	0.29	0.29	0.26	0.62	0.60	0.58	0.52	0.86	0.51	0.41	0.47	0.54	0.52	0.45	0.39	0.33	
Al ₂ O ₃	15.80	16.55	15.50	15.70	14.75	17.82	16.60	16.24	16.70	15.76	15.99	15.50	15.75	16.40	16.25	16.1	16.00	15.45	
Fe ₂ O ₃ *	3.76	2.81	2.98	2.85	3.11	5.23	5.31	4.75	5.02	4.79	4.63	3.64	4.47	4.53	4.02	4.05	3.26	3.39	
MnO	0.06	0.07	0.06	0.04	0.07	0.05	0.09	0.05	0.06	0.07	0.08	0.06	0.07	0.06	0.08	0.04	0.05	0.07	
MgO	0.89	0.75	0.66	0.79	0.58	1.83	1.66	1.58	1.38	1.41	1.46	1.07	1.42	1.38	1.06	1.12	0.96	0.86	
CaO	3.41	3.30	3.08	3.36	3.21	4.53	4.44	3.74	4.05	4.42	3.63	3.47	4.12	3.91	4.33	3.92	3.98	3.42	
Na ₂ O	4.79	5.66	5.05	5.18	4.75	4.51	4.38	4.07	4.74	4.58	4.24	4.49	3.95	4.66	4.27	4.67	4.67	4.63	
K ₂ O	1.26	1.26	1.19	1.06	0.98	1.90	1.86	2.28	1.53	1.42	1.69	1.54	1.35	1.62	2.02	1.56	1.12	1.72	
P ₂ O ₅	0.10	0.09	0.09	0.08	0.09	0.14	0.16	0.14	0.14	0.28	0.14	0.10	0.18	0.10	0.10	0.16	0.08	0.08	
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.007	0.01	0.01	
LOI	0.72	0.76	0.77	1.07	0.56	1.30	1.16	1.20	0.88	0.77	0.07	0.69	1.02	0.70	1.26	0.69	0.59	1.28	
Total	100.57	101.42	101.38	102.43	100.50	99.77	100.97	99.70	100.83	100.86	99.76	97.98	100.50	101.71	101.98	101.667	100.51	101.74	
<i>Trace elements (ppm)</i>																			
La	24.90	19.60	31.40	19.10	19.00	10.80	23.70	52.80	14.60	29.90	35.20	30.50	18.20	2.80	23.02	22.1	21.20	24.40	
Ce	45.30	35.50	48.70	36.60	37.20	23.20	51.80	94.30	33.20	63.50	58.40	54.70	34.00	61.20	51.20	45.4	38.50	48.10	
Pr	4.64	3.73	5.63	3.77	3.96	3.16	6.01	9.43	3.49	7.26	6.45	5.61	3.78	6.20	5.26	4.81	3.90	5.45	
Nd	17.50	12.00	19.50	13.10	14.00	14.30	23.30	31.10	13.60	26.70	22.30	19.10	14.50	21.70	21.30	17.1	12.90	18.20	
Sm	2.88	1.58	3.30	1.81	2.27	3.48	4.59	4.92	3.32	4.25	3.29	3.15	2.98	3.93	4.26	3.86	1.82	3.89	
Eu	0.61	0.62	0.72	0.53	0.72	0.91	1.24	0.97	0.90	1.13	0.62	0.57	0.76	0.96	1.05	0.8	0.73	0.81	
Gd	2.32	1.06	2.53	1.51	2.15	3.68	4.45	4.76	3.11	2.93	2.76	2.68	2.88	2.67	4.35	2.06	1.59	3.34	
Tb	0.31	0.14	0.36	0.20	0.30	0.51	0.70	0.61	0.48	0.47	0.36	0.41	0.45	0.39	0.64	0.34	0.24	0.44	
Dy	1.53	0.64	1.46	0.60	1.40	3.30	3.84	4.10	2.82	1.90	2.34	2.39	2.76	1.94	2.86	1.7	1.18	2.27	
Ho	0.26	0.12	0.28	0.10	0.24	0.57	0.84	0.72	0.54	0.43	0.38	0.43	0.51	0.42	0.62	0.26	0.25	0.40	
Er	0.72	0.40	0.87	0.33	0.71	1.64	2.31	2.06	1.82	0.89	1.05	1.04	1.13	1.22	1.68	0.85	0.78	1.26	
Tm	0.08	0.04	0.09	0.03	0.09	0.23	0.37	0.30	0.23	0.14	0.15	0.14	0.17	0.16	0.34	0.07	0.12	0.17	
Yb	0.39	0.25	0.52	0.28	0.51	1.52	1.93	1.83	1.45	0.86	0.97	1.16	0.79	0.81	1.47	0.67	0.54	1.18	
Lu	0.06	0.06	0.09	0.06	0.09	0.22	0.43	0.27	0.28	0.10	0.14	0.14	0.12	0.18	0.23	0.09	0.12	0.20	
ΣLREE	92.34	70.83	105.23	71.57	74.16	51.46	104.81	187.63	64.89	127.36	122.35	105.23	70.48	121.90	100.78	89.41	76.50	96.15	
ΣHREE	5.67	10.74	6.20	3.11	5.49	11.57	14.91	14.65	10.70	7.70	8.15	8.10	8.80	7.70	12.19	6.04	4.80	9.26	
Total (REE)	98.01	81.57	111.43	74.68	79.65	63.03	119.72	202.28	75.59	135.06	130.50	113.33	79.28	129.60	112.97	95.45	81.30	105.41	
Ba	304.0	190.5	190.0	346.0	316.0	378.0	935.0	749.0	335.0	472.0	537.0	693.0	580.0	822.0	521.0	538.0	368.0	709.0	
Sr	287.0	499.0	220.0	404.0	197.5	400.3	320.0	397.0	310.0	547.0	267.0	273.0	292.0	312.0	316.0	308.0	357.0	334.0	
Rb	79.8	63.9	62.3	52.0	59.6	123.1	97.5	102.1	95.2	44.5	108.5	75.9	59.2	72.0	53.2	57.0	57.5	64.4	
Zr	164.0	158.0	167.0	126.0	145.0	169.0	180.0	175.4	188.0	198.0	187.4	157.0	217.0	164.0	163.0	167.0	172.0	145.0	
Y	7.2	3.3	9.1	4.0	7.5	17.3	22.5	20.7	16.8	10.6	11.6	12.5	11.8	11.6	19.2	9.0	7.5	13.4	
Hf	4.18	4.23	4.46	3.13	4.04	4.50	4.81	4.80	4.93	5.09	4.90	4.39	5.49	4.21	4.72	4.18	5.15	3.98	
Nb	7.95	5.36	7.97	4.58	9.84	7.00	11.20	9.40	8.57	10.45	8.70	8.42	5.38	9.45	9.47	9.63	4.73	10.45	
Ta	0.50	0.50	0.50	0.30	1.00	0.70	1.90	1.60	1.10	0.60	0.70	0.60	0.30	0.80	0.86	0.08	0.40	1.20	
Th	9.47	5.23	10.50	6.39	6.17	3.40	6.86	18.80	8.03	5.37	13.70	11.10	6.88	9.93	11.53	4.89	8.98	9.22	
Ga	21.60	23.50	22.00	20.20	19.00	22.90	23.90	21.40	22.80	22.00	20.90	21.10	21.10	23.50	22.53	21.9	20.30	20.30	
U	0.90	1.12	1.96	0.74	2.84	0.00	2.53	0.00	4.75	1.36	0.00	2.07	0.51	2.54	0.00	1.16	3.77	2.90	
V	35.00	27.00	22.00	29.00	22.00	0.00	81.00	0.00	59.00	66.00	0.00	45.00	59.00	52.00	0.00	38	39.00	32.00	
A/CNK	1.02	1.03	1.02	1.00	1.00	1.01	0.96	1.02	0.99	0.92	1.04	1.01	1.02	0.99	0.95	0.98	0.99	0.98	
Na ₂ O/K ₂ O	3.80	4.49	4.24	7.89	4.85	2.37	2.35	1.79	3.10	3.23	2.51	2.92	2.93	2.88	2.33	2.99	4.17	2.69	
Al ₂ O ₃ /CaO	4.63	9.09	5.03	4.67	4.60	3.93	3.74	4.34	4.12	3.56	4.40	4.47	3.82	4.19	4.10	4.11	4.02	4.52	
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	42.70	39.21	53.45	54.14	56.73	28.74	27.67	28.00	32.12	18.31	31.35	37.80	33.51	30.37	34.58	35.78	41.02	46.82	
CaO/K ₂ O+Na ₂ O	0.56	0.21	0.49	0.54	0.56	0.71	0.71	0.59	0.65	0.74	0.61	0.58	0.78	0.62	0.67	0.63	0.69	0.54	
FeO+MgO	4.27	2.86	3.34	3.35	3.38	6.54	6.44	5.85	5.90	5.72	5.63	4.35	5.44	5.46	5.08	4.76	3.89	3.91	
Rb/Sr	0.28	0.22	0.28	0.13	0.30	0.31	0.30	0.26	31.00	0.08	0.41	0.28	0.20	0.23	0.28	0.19	0.16	0.19	
Ba+Sr	591	1640	411	750	513	778	1255	1146	645	1019	804	966	872	1134	837	846	725	1043	
Str/(Zr+Nb)	1.67	3.25	1.26	3.09	1.28	2.27	1.67	2.15	1.58	2.62	1.36	1.65	1.31	1.80	2.02	1.74	2.02	2.15	
Sr/Y	39.86	25.29	24.18	101.00	26.33	23.14	14.22	19.18	18.45	51.60	23.03	21.84	24.75	26.90	17.11	34.22	47.60	24.93	
(Gd/Yb) _N	4.81	4.59	3.93	4.36	3.41	1.96	1.88	2.10	1.73	19.11	2.30	1.87	2.95	2.66	2.49	2.48	18.45	10.55	
(Gd/Er) _N	2.62	3.51	2.36	3.72	2.46	1.82	1.58	1.88	1.39	2.67	2.14	2.09	2.07	1.78	1.76	1.97	1.66	2.15	
(La/Yb) _N	43.09	64.88	40.76	68.21	37.25	4.80	8.29	19.47	6.80	23.47	24.49	17.75	15.55	27.33	16.23	32.99	26.50	13.96	
Mg Wt%	1.24	0.90	0.91	1.08	0.81	2.57	2.31	2.23	1.92	1.96	2.05	1.53	1.99	1.90	2.08	1.54	1.33	1.19	

Fe₂O₃*= total iron. LOI= loss on ignition. La_N, Yb_N, Er_N and Gd_N

2.3.3 Classification and magmatic series

In the P-Q diagram (Debon & Le Fort 1983), most of the studied rocks plot in the tonalite field (Fig. 6a). According to the ternary classification diagram for Archean granitoids proposed by Laurent *et al.* (2014), trondhjemitites are characterized by higher sodium concentrations ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratios from 4.24-7.89) and low contents of ferromagnesian elements ($6 < \text{FeO}^* + \text{Mg} + \text{TiO}_2 + \text{MnO} < 8$), while tonalites shows concentrations ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratios of 1.79-3.20) and tend to be enriched in ferromagnesian elements ($8 < \text{FeO}^* + \text{Mg} + \text{TiO}_2 + \text{MnO} < 13$), with some samples plotting in the hybrid field (Fig. 6b). In the K-Na-Ca diagram (Barker and Arth, 1976), TTGs follow the trondhjemitic trend due to their sodic character (Fig. 6c). Similar behavior is observed in the Ab-An-Or normative diagram (O'Connor *et al.* 1965), where samples are predominantly within the tonalite and trondhjemitite fields (Fig. 6d). In the A/NK vs. A/CNK diagram, TTGs display peraluminous and metaluminous compositions, with tonalitic varieties tending toward a metaluminous character, while trondhjemitic varieties plot along the boundary between the two fields (Fig. 6e). In the K_2O vs. SiO_2 diagram (Peccerillo & Taylor, 1976; Fig. 6f), tonalites preferentially plot within the calc-alkaline series field, while trondhjemitites predominantly plot within the tholeiitic series field.

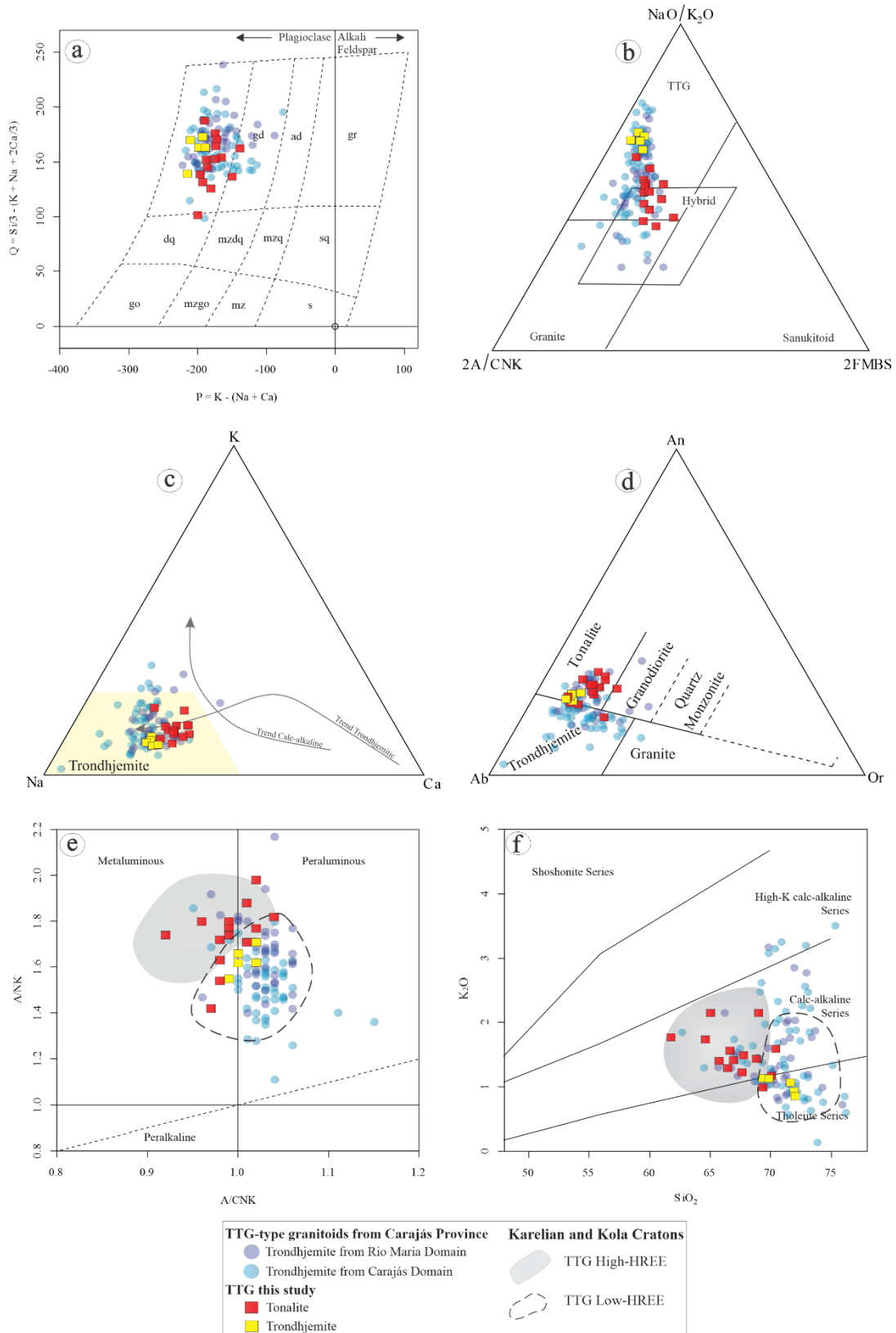


Fig. 6 - Geochemical characterization diagrams of TTG granitoids from Ourilândia do Norte-Tucumã: (a) P-Q diagram (Debon & Le Fort 1983); (b) Archean granitoid classification diagram by Laurent *et al.* (2014); (c) K-Na-Ca diagram (Barker & Arth 1976) with the trondhjemitic field of typical TTGs; (d) normative Ab-An-Or diagram (O'Connor 1965); (e) $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ mol vs. $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ mol diagram (Shand 1950); (f) K_2O vs. SiO_2 diagram (Peccerillo & Taylor, 1976); comparison fields from Karelian and Kola cratons are from Halla *et al.* (2009).

2.3.4 Major and trace elements

The geochemical patterns of the Ourilândia-Tucumã TTGs are presented below and compared to the typical TTG suites of the Carajás Province (Amazonian Craton) and the Karelian and Kola cratons (Halla *et al.* 2009; Fig. 7). In the SiO_2 vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ diagram, the tonalites show variations in SiO_2 of 63–70 wt% and lower $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ values (3.5–4.5 wt%), whereas the trondhjemites show low variations in SiO_2 (69,40–72,10 wt%) and $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ (4.5–5 wt%) (Fig. 7a). In the $\text{CaO}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ vs. FeO_t+MgO diagram, the tonalites show similarities to high HREE-enriched TTGs. They are enriched in FeO_t+MgO (4–7 wt%) and have $\text{CaO}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ ratios of 0.6–0.8. On the other hand, the trondhjemites exhibit subtle enrichment in FeO_t+MgO (3–4 wt%) and $\text{CaO}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ (0.5–0.6; Fig. 7b). The $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ vs. $\text{Ba}+\text{Sr}$ diagram suggests that the studied TTGs had an unenriched source, contrasting with the sanukitoids suites (Fig. 7c). In the $\text{Sr}/(\text{Zr}+\text{Nb})$ vs. Rb/Sr diagram, the tonalites and trondhjemites plot in the high-HREE TTG field, although two samples plot at the intersection between low- and high-HREE TTGs (Fig. 7d). The tonalites show variation in Sr contents, as they exhibit a wide range of Rb/Sr ratios (0.1–0.3 ppm) while showing little variation in high field strength elements (HFSEs) (Zr, Nb). The same pattern applies to the trondhjemites, with a high Rb/Sr ratio (0.3). Additionally, the two samples exhibit Rb/Sr ratios of 0.1–0.2, with high Sr values and high Zr and Nb contents.

In the Gd/Yb_N vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ diagram, there is a distinct difference between the two groups (high and low HREEs), where the tonalites in this study display low $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratios (20–55) and low Gd/Yb_N ratios (1.7–3), characterizing them as the low aluminum and Gd/Yb_N group. Moreover, the trondhjemites contain moderate Gd/Yb_N ratios (3–5) and high $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratios (60–70), characterizing them as the high aluminum group (Fig. 7e; Barker, 1979). According to the binary diagram (MgO vs. Gd/Er_N), the tonalites correspond to high HREE TTGs, with MgO contents ranging from 1 to 3 wt% and low Gd/Er_N ratios (up to 2.5), suggesting garnet-free sources. In contrast, the trondhjemites are consistent with low-HREE TTGs, with low MgO contents (0.7–1 wt%) and Gd/Er_N ratios ranging from 2–4, indicating sources with garnet (Fig. 7f; Halla *et al.* 2009).

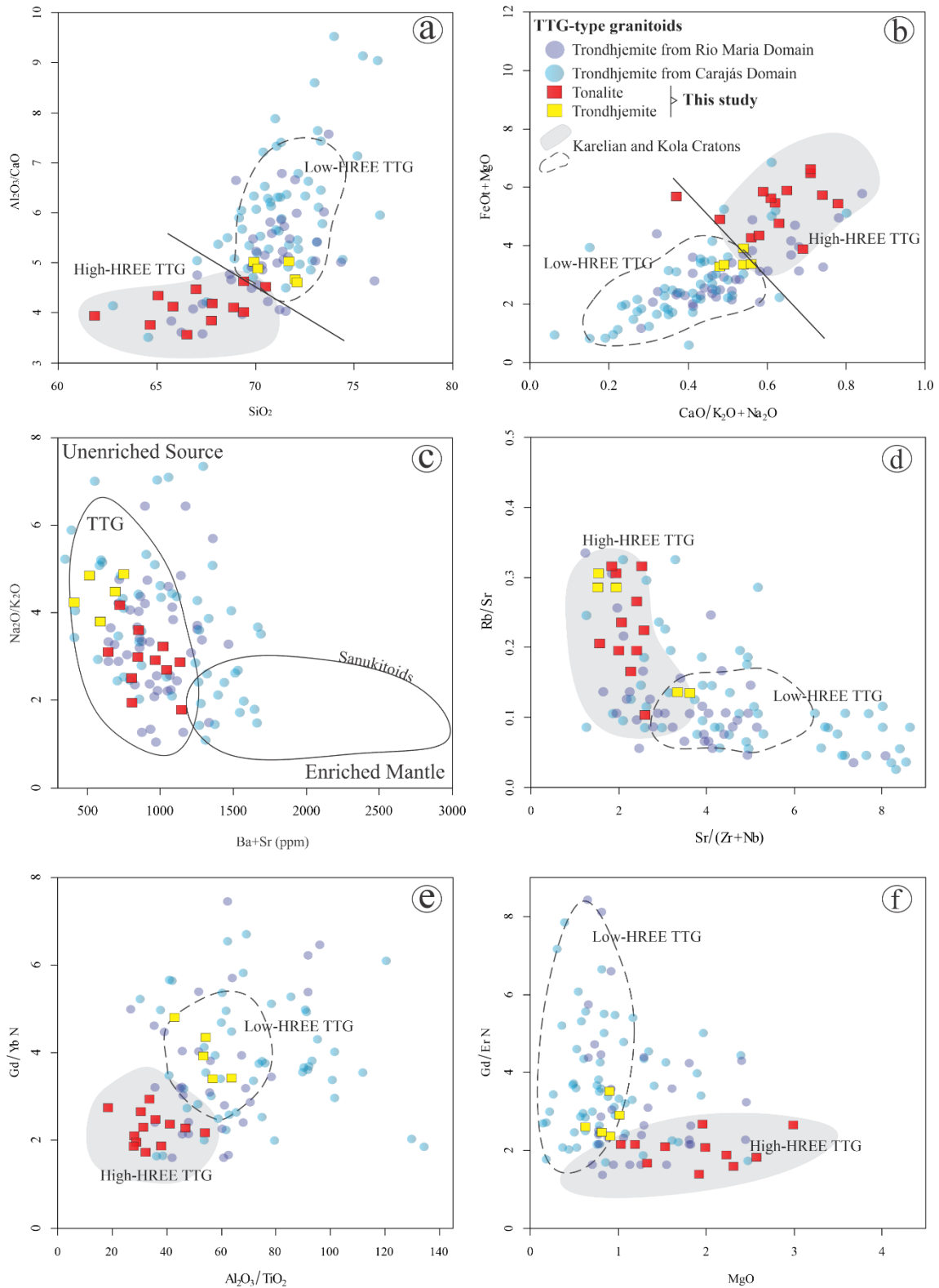


Fig. 7 - Binary diagrams relating to the main geochemical characteristics of major, minor, and trace elements of representative samples of TTG granitoids from this study. Comparison fields with typical TTG suites from the Carajás Province in the Amazonian Craton (see references in Fig. 2) and the Kareljan and Kola cratons from the Fennoscandian Shield (Halla *et al.* 2009); (a) (Al_2O_3/CaO) vs. SiO_2 ; (b) $(FeOt+MgO)$ vs. $(CaO/K_2O) + (Na_2O)$; (c) (Na_2O/K_2O) vs. $(Ba+Sr)$; (d) (Rb/Sr) vs. $Sr/(Zr+Nb)$; (e) (Gd/YbN) vs. (Al_2O_3/TiO_2) ; (f) (Gd/ErN) vs. MgO . Major elements are represented in wt%. Trace elements are represented in ppm.

2.3.5 Rare earth elements

The behavior of rare earth elements (REEs) was evaluated using spider diagrams, and the tested samples were normalized based on the chondrite element values of Evensen *et al.* (1978). The TTG granitoid REE patterns of this study are similar to those found in typical Archean TTGs (Moyen & Martin 2012, Halla *et al.* 2009). They exhibit pronounced enrichment in light rare earth elements (LREEs) compared to HREEs, indicating low to moderate fractionation of HREEs relative to LREEs during magma formation. Thus, two groups are defined: TTGs with low and high HREE contents. The REE patterns of the tonalites appear more horizontal, with subtle Eu anomalies, consistent with high-HREE TTGs, and these patterns distinguish them from the trondhjemites of the Carajás Province. The trondhjemites that plot within the field of low-HREE TTGs exhibit discrete Eu anomalies and show patterns analogous to those found in the TTG crust of the Agua Azul do Norte e Rio Maria from the Carajás Province (Fig. 8).

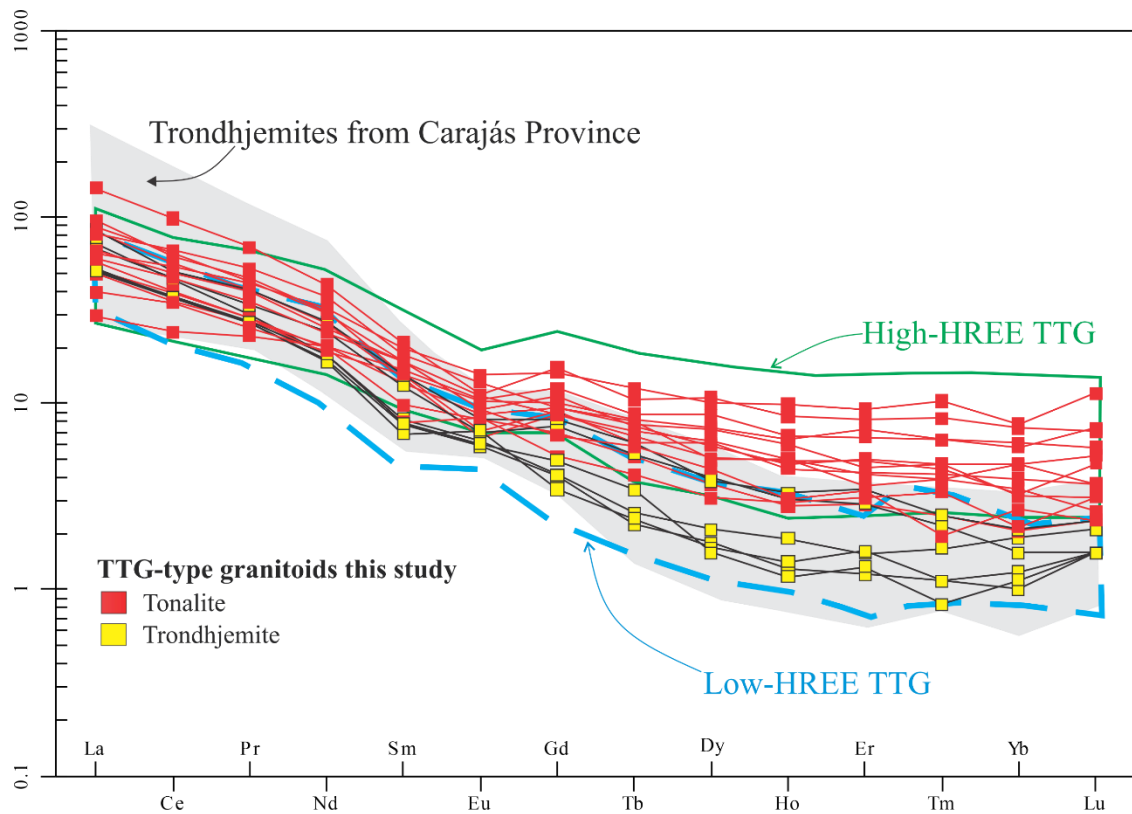


Fig. 8 - Chondrite-normalized REE patterns, according to Evensen *et al.* (1978).

2.3.6 Geochronology

The geochronological analyses were performed on one sample (a representative of TTG) from the Ourilândia-Tucumã area, using a sensitive high-resolution ion microprobe – SHRIMP IIe system at the High-Resolution Geology Laboratory of the University of São Paulo, Brazil (GeoLab/USP). The locations of the analyzed samples are shown in Fig. 9, and their respective isotopic datasets are summarized in Table 3. The analytical techniques and data processing are described in Appendix B.

2.3.6.1 U–Pb zircon dating

The representative zircon grains from the epidote biotite tonalite (sample DJS-03) are euhedral to subhedral, elongated, and bipyramidal in shape, with lengths ranging from 175–250 μm . They are microfractured and exhibit concentric oscillatory zoning (Fig. 9a). The SHRIMP analytical results reveal that 16 spot analyses on 14 different zircon grains yield an upper intercept age of 3002 ± 4 Ma (mean standard weighted deviation, MSWD) = 1.4; 2σ), and 15 analyses provide a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted average age of 3001 ± 3 Ma (MSWD = 1.04; 2σ). Eight spot analyses yield a concordia age of 3002 ± 7 Ma (MSWD = 0.018; 2σ), interpreted as the crystallization age of the rock (Fig. 9b). These ages are slightly older than those recorded in the TTGs from the Carajás Province (Fig. 2)

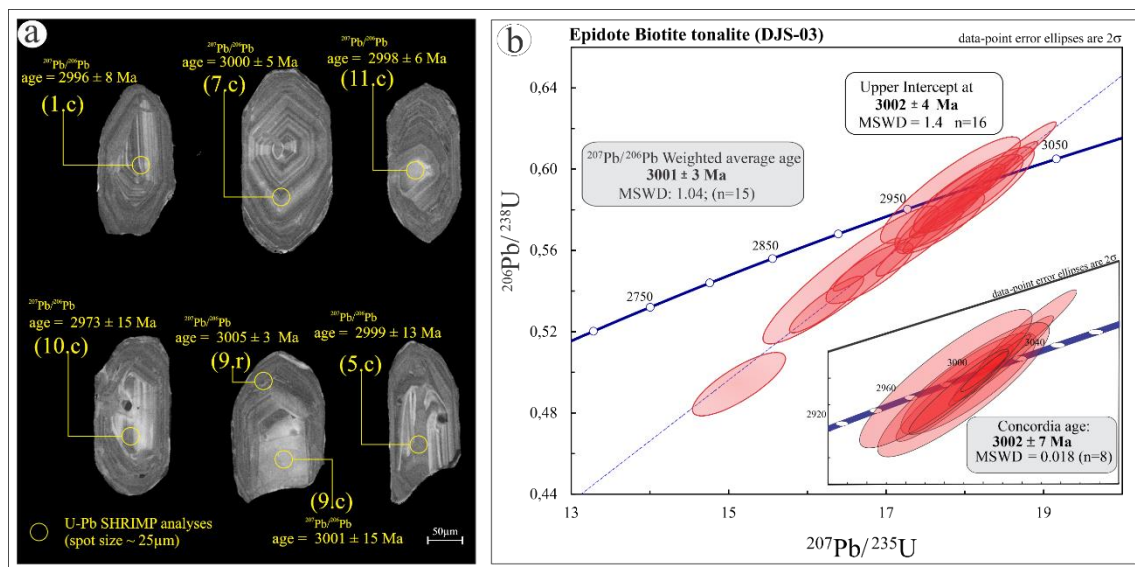


Fig. 9 - U–Pb Concordia plots for the epidote biotite tonalite. a) Luminescence cathode (LM) images of representative zircon grains, with their respective in situ U–Pb ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages) data. The numbers in parentheses correspond to the analyzed spots. The circles (see the legend) mark the positions of the laser spots (scaled to size). b) Plots show the results of SHRIMP U–Pb analyses.

Table 3 - Zircon U–Pb SHRIMP isotope data for the Ourilândia do Norte – Tucumã TTG.

DJS-03				Isotopics Ratios ^c								Ages (Ma)						
Spot ID	f_{206}^a (%)	U ppm	Th ppm	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (%)	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ^e	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ abs	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ abs	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ abs	Conc ^f (%)
1c *	7.93	140	53	0.38	17.9017	1.4	0.5845	1.3	0.93	0.2221	0.5	2967	30	2984	22	2996	8	99.4
2c	5.98	166	76	0.46	17.4267	1.3	0.5644	1.2	0.93	0.2239	0.5	2885	28	2959	23	3009	8	97.5
3c	3.80	241	71	0.30	16.7871	1.4	0.5491	1.1	0.82	0.2217	0.8	2821	26	2923	22	2993	12	96.5
4c	4.17	114	32	0.28	16.5510	2.8	0.5482	2.5	0.92	0.2190	1.1	2818	58	2909	11	2973	17	96.9
5c *	3.28	131	10	0.08	18.0450	1.6	0.5881	1.3	0.85	0.2225	0.8	2982	32	2992	19	2999	13	99.7
6c *	3.10	256	91	0.36	18.4034	1.2	0.5976	1.1	0.96	0.2234	0.3	3020	27	3011	26	3005	5	100.3
7c *	3.12	315	156	0.50	18.6550	1.1	0.6077	1.1	0.96	0.2226	0.3	3061	26	3024	27	3000	5	101.2
8c	1.98	315	121	0.38	16.2413	1.2	0.5337	1.1	0.90	0.2207	0.5	2757	24	2891	24	2986	8	95.4
9c *	0.97	65	18	0.27	17.9926	2.0	0.5858	1.8	0.88	0.2228	1.0	2972	42	2989	15	3001	15	99.4
9r *	0.86	711	200	0.28	18.2647	0.9	0.5931	0.9	0.98	0.2233	0.2	3002	22	3004	32	3005	3	99.9
10c *	1.44	61	19	0.32	17.8125	2.0	0.5899	1.8	0.89	0.2190	0.9	2989	43	2980	15	2973	15	100.3
10r	0.71	335	131	0.39	17.6878	1.3	0.5736	1.1	0.83	0.2236	0.7	2923	25	2973	23	3007	12	98.3
11c *	0.13	258	95	0.37	17.9424	1.2	0.5851	1.1	0.95	0.2224	0.4	2970	26	2987	26	2998	6	99.4
12c	0.16	332	128	0.38	17.7302	1.2	0.5753	1.1	0.96	0.2235	0.3	2930	27	2975	25	3006	6	98.5
13c	0.00	154	40	0.26	15.1269	1.6	0.4943	1.3	0.80	0.2219	1.0	2589	27	2823	18	2995	15	91.7
14c	0.00	538	195	0.36	16.7493	1.0	0.5532	1.0	0.93	0.2196	0.4	2838	22	2921	28	2978	6	97.2

^a Fraction of the nonradiogenic ^{206}Pb of the analyzed zircon spot, where $f_{206} = [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c / [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s$ (c=common; s=sample); ^b Th/U ratios and amount of Th and U (in ppm) are calculated relative to the Temora 2 reference zircon; ^c Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalized to reference zircon Temora-2 (ID-TIMS values/measured value); $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U} = (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}) * 137.88$; ^d Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratios; ^e Corrected for mass bias by normalizing to the Temora 2 reference zircon and common Pb using the model Pb composition of Stacey and Kramers (1975); ^f Degree of concordance = $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ age}/^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ age}) * 100$, according to Horstwood *et al.* (2016), (*) concordant zircon.

2.4 DISCUSSION

2.4.1 Petrological affinity of the Ourilândia-Tucumã TTGs

The tonalites and trondhjemites exhibit mineralogical, textural, and geochemical characteristics similar to typical Archean TTG suites (Moyen 2020 and references therein). They show SiO_2 contents of 64.51% - 76.27%, moderate Na_2O contents (3.96% - 5.87%), low K_2O contents, and low $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios. The Al_2O_3 contents in most samples are greater than 15%, suggesting that these rocks are similar to the high-alumina TTGs of Barker (1979). The ferromagnesian elements ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2 \leq 13$) are higher in tonalites than in trondhjemites, reflecting their more mafic character related to compositional differences in the sources. Petrographically, the studied rocks are tonalites and trondhjemites, with biotite and epidote as early accessory minerals, similar to observed in the TTG suites of the Carajás Province (Almeida *et al.* 2011).

The compositional data presented for the Ourilândia-Tucumã TTG granitoids allow for correlation with those already studied in the Carajás Province, which also show consistencies with the TTG suites of the Barberton and Pilbara cratons (Almeida *et al.* 2011) and those from the Karelian and Kola cratons (Halla *et al.* 2009). Regarding the geochemical characteristics (see section 3.3), there is an overlap of the trondhjemite samples with the fields defined by the Carajás TTGs and low-HREE TTGs (e.g., Água Azul do Norte Trondhjemite - Santos *et al.* 2018, Rio Verde Trondhjemite - Feio *et al.* 2013; Mogno Trondhjemite - Almeida *et al.* 2011,

and others). The tonalites show a greater affinity with the high-HREE TTGs of the Rio Maria Domain (Almeida *et al.* 2011). Overall, the Ourilândia-Tucumã TTGs are typical TTGs, are meta-peraluminous, have medium to low potassium contents, and are consistent with the high- and low-HREE TTG groups of Halla *et al.* (2009), whereas the tonalites are more enriched in Fe₂O₃, MgO, CaO, TiO₂, Rb, Rb/Sr, Yb, and Y and are depleted in SiO₂ and Gd (Gd/Er) compared to the trondhjemites. Additionally, the tonalite REE pattern shows low to moderate HREE fractionation compared to LREEs, plotting in the field of high-HREE TTGs (Fig. 8), while the trondhjemites display pronounced HREE fractionation, overlapping with the field of low-HREE TTGs. Furthermore, they exhibit negligible Eu anomalies, similar to the classic Archean TTGs (Moyen & Martin 2012).

2.4.2 Constraints on the origin

In the source classification diagram for Archean granitoids of Laurent *et al.* (2014), the TTGs from Ourilândia-Tucumã area plot within the field of low-K mafic sources (Fig. 10a). In the ternary diagram of (Ba+Sr)/100, Er, and 1/Er by Heilimo *et al.* (2010) (Fig. 10b), the trondhjemites plot in the field of sources with garnet in the residue, while the tonalites plot out of the stability field of garnet, a characteristic that defines their REE fractionation patterns (see Fig. 8). In the La/Yb vs. Yb diagram (Fig. 10c), the trondhjemites exhibit medium to high La/Yb ratios, which can be related to medium to high pressures, while the tonalites have medium to low La/Yb ratios, indicating formation conditions under medium to low pressures (Moyen 2011). The curves showing the partial melting degree of a tholeiitic basaltic source indicate the type of residue left during the genesis of these magmas (Martin 1987); the tonalites (medium to low La/Yb values) vary between amphibolitic residues with 10% garnet and without garnet, while the trondhjemites (medium to high La/Yb values) plot within the curves of residues with 25% garnet and eclogites. The Sr/Y vs. Y diagram (Fig. 10d) shows adakite fields and an inset with possible trends for their likely origin (Defant and Drummond, 1990; Moyen and Martin, 2012). The trondhjemites are similar to low-silica adakites, consistent with the high-pressure partial melting (>1.5 GPa) of a garnet-bearing basaltic source, plotting on the upper slab melting curve (high pressure), while tonalites plot within the high-silica adakite field and on the lower slab melting curve, suggesting low-pressure melting (1.0 GPa) of a basaltic crust with little or no garnet influence (Martin *et al.* 2005).

The Mg, Cr, and Ni contents in adakites are higher than those found in TTG liquids generated from experimental melting of metabasalts; therefore, this enrichment is attributed to the magma (slab melt) interaction with the peridotite mantle wedge (Martin *et al.* 2005, Rapp

et al. 2003). Although they share similar patterns to those of Archean TTGs, adakite genesis (subduction in island arc settings) does not apply to the Archean TTG suites (Martin and Moyen, 2012, Moyen & Martin, 2012). The curves of partial melting and residual phases by Drummond & Defant (1990) show the divergence of the plotted samples, highlighting that despite their similar geochemistry, adakites undergo more extreme P–T processes, resulting in more depleted values of La/Yb or Sr/Y.

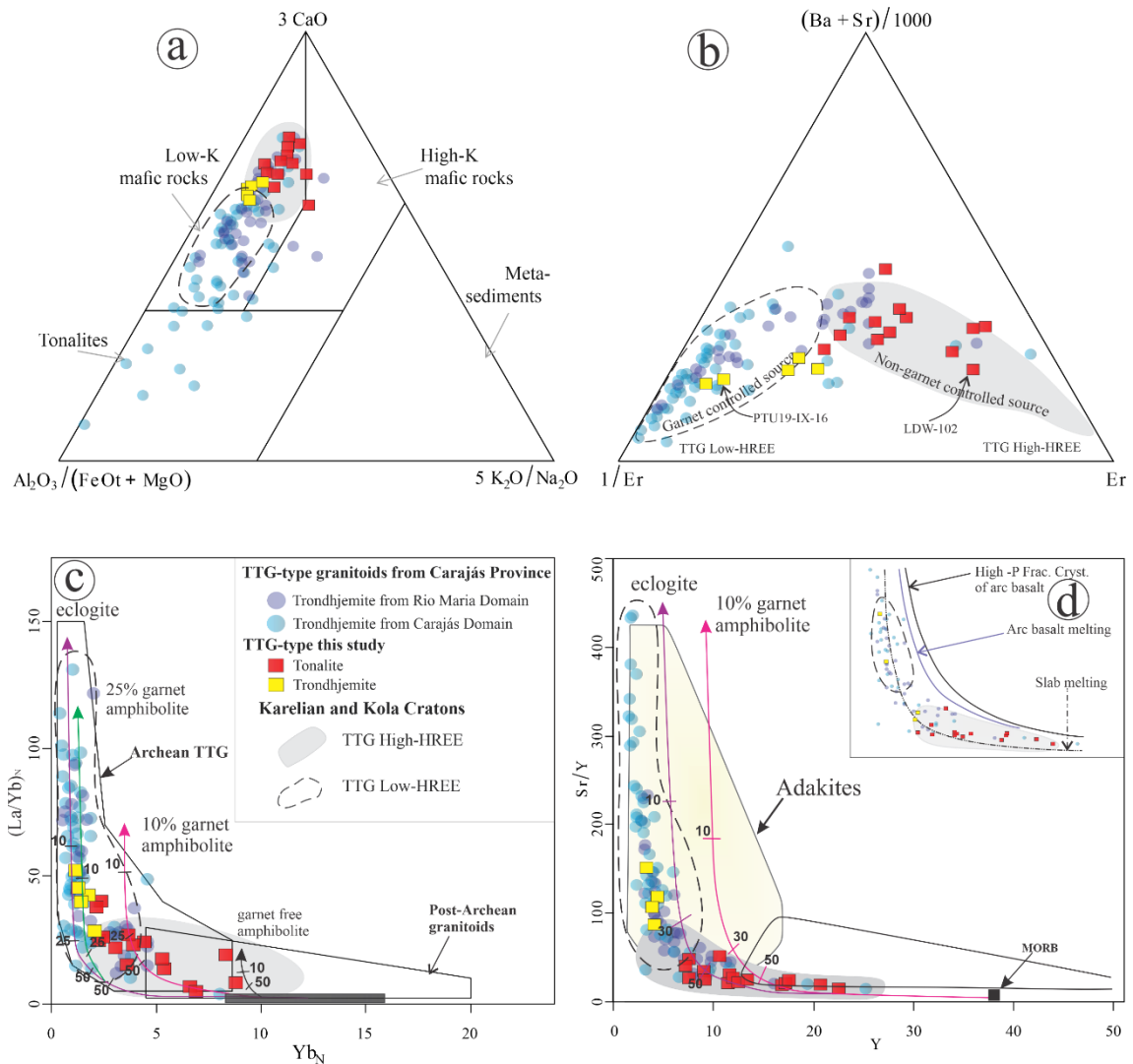


Fig. 10 - (a) Ternary diagram of $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeOt}+\text{MgO})$, $3*\text{CaO}$, and $5*(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$, with the fields representing the composition of Archean melts derived from a range of potential sources (Laurent *et al.* 2014); (b) discriminant diagram of garnet-controlled (pole $1/\text{Er}$) and non-garnet-controlled (pole Er) sources. The third pole $(\text{Ba} + \text{Sr})/1000$ represents an enriched mantle source (Heilimo *et al.* 2010). (c) $(\text{La}/\text{Yb})_N$ vs. Yb_N diagram summarizing the different models for basalt melting and the field of Archean TTGs (continuous line). The source is an average Archean tholeiite (black bar) transformed into garnet-free amphibolite, 10%, and 25% garnet-bearing amphibolite, as well as into eclogite (Martin 1987). (d) Discriminant diagrams for TTGs and adakitic rocks (Sr/Y vs. Y plot) from Drummond & Defant (1990), with the fields for adakites and classic calc-alkaline rocks according to Martin *et al.* (2005). Basalt partial melting curves with either 10% garnet amphibolite or an eclogite restite assemblage are from Drummond & Defant (1990). The average MORB value is from Gill (1981). The trends of high-pressure fractionation of arc basalt and slab melt are from Macpherson *et al.* (2006).

2.4.3 TTG genesis and tectonic framework

The combination of geochemical data and geological configuration of Mesoarchean rocks with geodynamic models is essential to deepen our understanding of Mesoarchean geodynamics in the Carajás Province. Based on numerical experimental models (Nebel *et al.* 2018, Cawood *et al.* 2018, Hawkesworth *et al.* 2021), combined with the presented results, we propose a schematic sequence for the generation of the early stages of TTG granitoids. These stages follow the trend observed in other cratons, starting with a long period of TTG magmatism, followed by a granitoid diversification phase (Fig. 11).

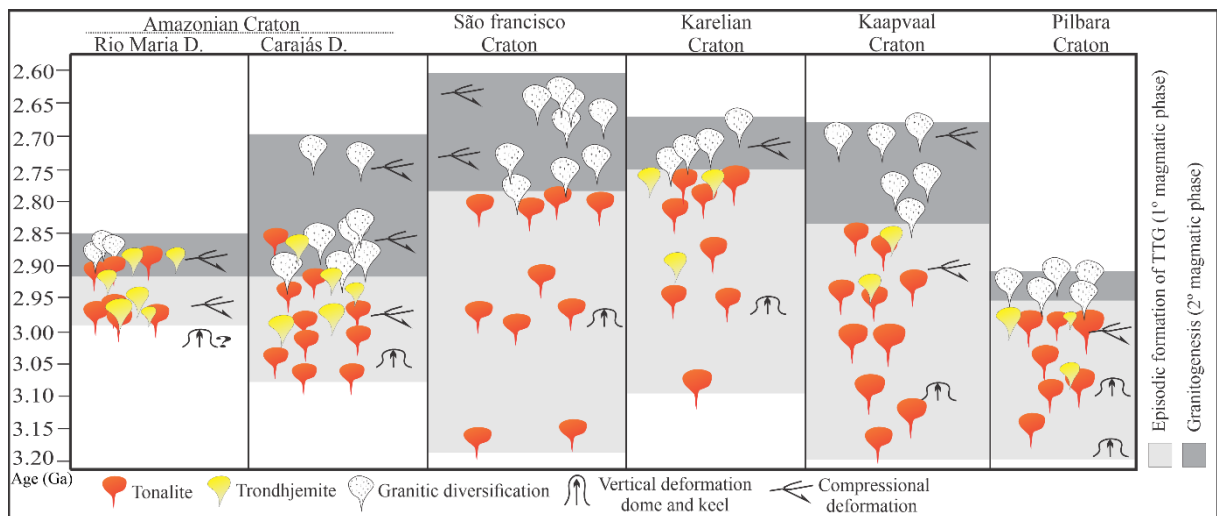


Fig. 11 - Schematic outline of TTG magma generation: (a) synthesis of the episodic formation of tonalite and trondhjemite in the world (adapted from Laurent *et al.* 2014 and references therein, Cawood *et al.* 2018 and references therein).

2.4.4 Geochemical modeling

Considering all the aforementioned information, we propose a petrogenetic model to generate the TTGs from the Ourilândia-Tucumã area, which involves partial melting of a tholeiitic basaltic source. The Tucumã-Gradaús greenstones (CR-13, HP-157A) (Santos-Silva *et al.* 2021) and tholeiitic basaltic from the Carajás Province were used as sources in geochemical modeling studies. For more details on the parameters involved in these processes, see appendix C. Three modeling scenarios were conducted: one for the trondhjemitic variety (medium to high La/Yb and Sr/Y values and low HREE contents) and two for the tonalitic variety (medium to low La/Yb and Sr/Y values and high HREE contents), with and without garnet in the source. The results obtained shows the residual mineralogy that was generated was as follows: for the high-HREE TTG (LDW-102), the model contained 57.26% amphibole, 23.6% plagioclase, 9.86% clinopyroxene, and 9.24% orthopyroxene (Fig.12a); the second model contained 30.20% plagioclase, 25.48% amphibole, 24.27% orthopyroxene, 18.52%

clinopyroxene, and 1.57% garnet (tables 4 and 5; Fig.12b); and the last model contained 41.43% amphibole, 21.33% plagioclase, 21.11% clinopyroxene, and 15.47% garnet for the low-HREE TTG (PTU19-IX-16) (Table 6; Fig.12c). The results of the modeling were combined and plotted on the normalized spider diagram for Evensen *et al.* (1978) chondrites and compared with both high- and low-HREE TTGs, as well as the average of the trondhjemite rocks from the Carajás Province, highlighting the consistency of the calculated magmas with the compared varieties, and satisfying the standards and geochemical conditions of TTGs presented in this study. (Fig. 8–10; Fig. 13).

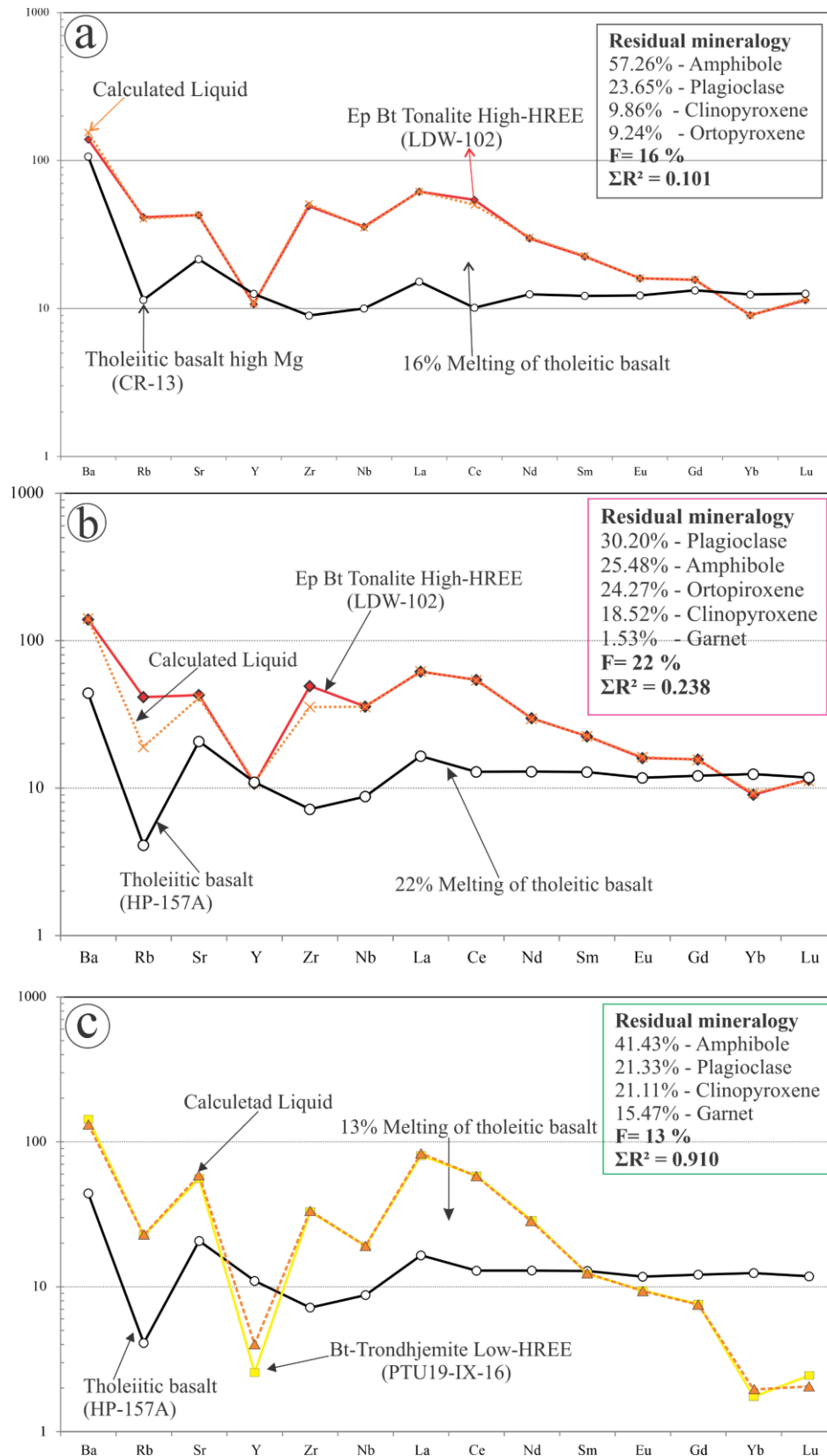


Fig. 12 - Trace element models for the generation of the Harmonia TTG: partial melting for generating tonalite (a) with no garnet in the source, and (b) with little garnet in the source; partial melting for generating trondhjemite (c) with stable garnet. (C1) Normalization values are from McDonough & Sun (1995).

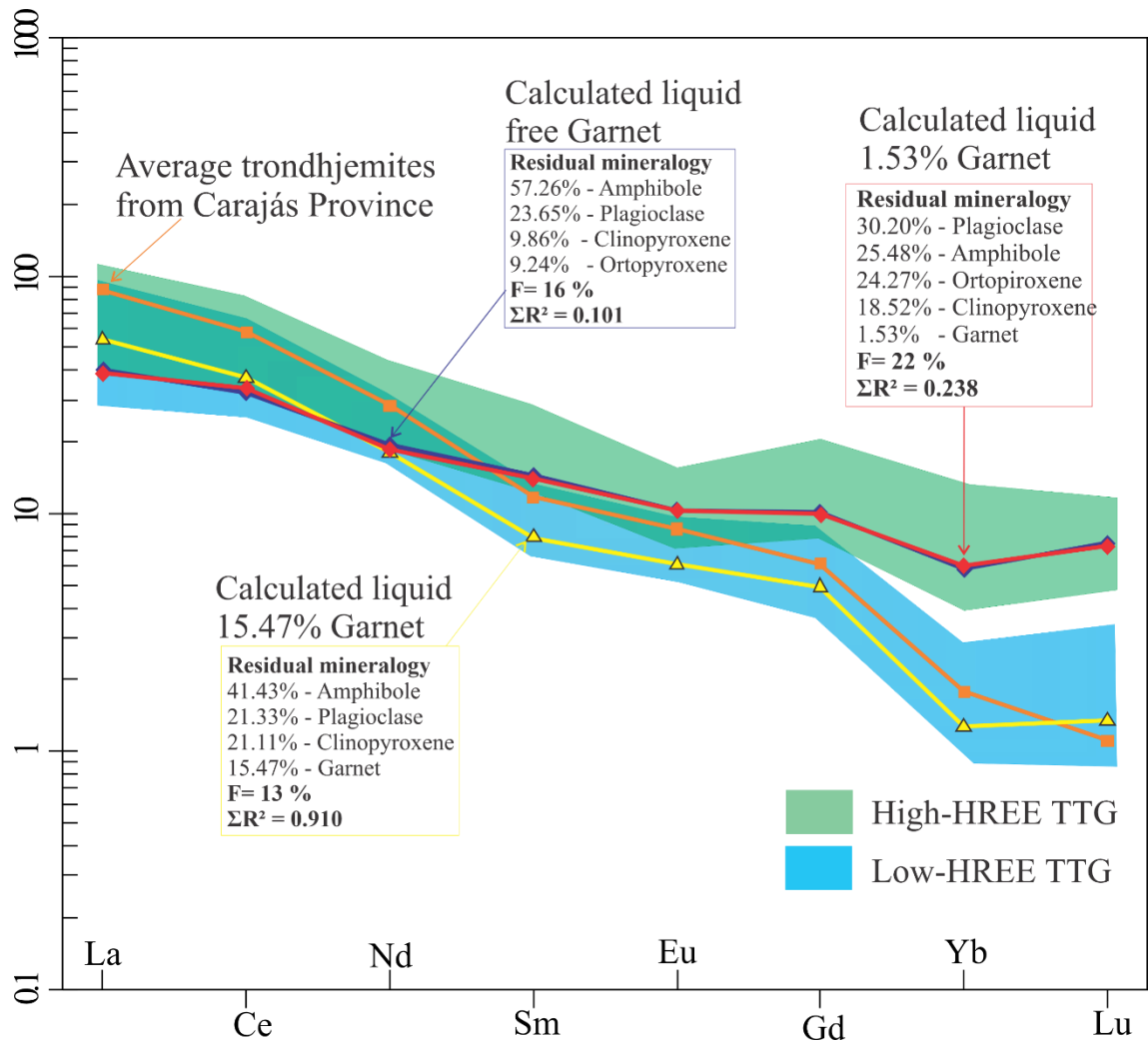


Fig. 13 - Comparison of the calculated magma with high- and low-HREE TTGs (Halla *et al.*, 2009) and average trondhjemite from the Carajás Province (Almeida *et al.* 2011, and references therein; Santos *et al.* 2018, and references therein). The navy-blue line is the model in Fig. 12a. The red line is the model in Fig. 12b. The yellow line is the model in Fig. 12c.

Table 4 - Modeling major and trace element compositions and residual mineral assemblages by partial melting of enriched metabasalt, with no garnet in the source. Abbreviations: Pl = plagioclase, Opx = orthopyroxene, Cpx = clinopyroxene, Amp = amphibole.

CR-13 (C ₀) ^a		Residue (Cs)	Composition of minerals				Calculated	LDW-102
Enriched metabasaltic ^b		Bulk	Pl ^c	Cpx ^c	Opx ^c	Amp ^c	Magma (C _L) ^c	Epidote Biotite Tonaltite ^b
			23.65%	9.86%	9.24%	57.26		
Major elements (weight %)								
SiO ₂	50.38	47.36	50.98	53.43	57.61	43.16	66.36	66.27
TiO ₂	0.88	1.12	0.00	0.13	0.00	1.93	0.37	0.52
Al ₂ O ₃	15.24	14.86	30.91	2.36	0.86	12.65	16.89	16.82
FeO*	11.48	12.65	0.00	6.78	7.26	19.75	4.63	4.54
MnO	0.21	0.17	0.00	0.18	0.21	0.24	0.11	0.06
MgO	8.21	9.44	0.00	19.64	32.93	7.79	1.41	1.39
CaO	10.88	12.09	14.60	17.35	1.11	11.92	4.12	4.08
Na ₂ O	1.89	1.63	3.47	0.12	0.00	1.40	4.54	4.77
K ₂ O	0.84	0.68	0.00		0.00	1.17	1.57	1.54
Trace elements (ppm)								
Ba	256.00						373.25	335.00
Rb	26.30						92.83	95.20
Sr	156.30						311.73	310.00
Y	19.70						16.91	16.60
Zr	34.20						194.09	188.00
Nb	2.40						8.44	8.57
La	3.60						14.66	14.60
Ce	6.20						30.76	33.20
Nd	5.70						13.82	13.60
Sm	1.80						3.36	3.32
Eu	0.69						0.90	0.90
Gd	2.64						3.12	3.11
Yb	2.00						1.45	1.45
Lu	0.31						0.285	0.28

$\sum R^2=0.101$
Melt fraction
F=16%

$\sum R^2$ = sum of the squared residuals. All iron is reported as FeO. ^a 3.06 Ga enriched basalt from the Tucumã-Gradús group, Carajás Province (Santos-Silva *et al.* 2021). ^b Original oxide values recast to 100%. ^c Values from Whattam *et al.* 2020. For the three models, the same references were used for the source and mineral chemistry.

Table 5 - Modeling of major and trace element compositions and residual mineral assemblages by partial melting of enriched metabasalt, with little garnet in the source. Abbreviations: Pl = plagioclase, Opx = orthopyroxene, Cpx = clinopyroxene, Amp = amphibole, Grt = garnet.

HP-157A (C ₀) ^a		Residue (Cs)	Composition of minerals					Calculated	LDW-102
Enriched metabasaltic ^b		Bulk	Pl ^c	Cpx ^c	Opx ^c	Amp ^c	Grt ^c	Magma (C _L) ^c	Epidote Biotite Tonaltite ^b
			30.20%	18.52%	24.27%	25.48%	1.57%		
Major elements (weight %)									
SiO ₂	52.63	48.74	48.20	51.18	51.93	45.24	37.51	66.30	66.27
TiO ₂	0.83	0.50	0.00	0.27	0.00	1.70	0.00	0.85	0.52
Al ₂ O ₃	14.28	13.54	32.81	2.55	0.84	10.37	20.68	16.83	16.82
FeO*	11.26	13.12	0.00	12.30	26.67	15.43	28.80	4.56	4.54
MnO	0.21	0.31	0.00	0.23	0.73	0.13	3.48	0.02	0.06
MgO	7.81	9.63	0.00	10.16	19.16	12.09	1.32	1.38	1.39
CaO	10.63	12.47	16.61	22.87	0.60	11.58	8.16	4.09	4.08
Na ₂ O	2.14	1.39	2.33	0.43	0.00	2.38	0.00	4.77	4.77
K ₂ O	0.22	0.29						1.19	1.54
Trace elements (ppm)									
Ba	106.00							314.55	335.00
Rb	9.40							38.54	95.20
Sr	150.00							288.97	310.00
Y	17.20							17.31	16.80
Zr	27.40							118.18	188.00
Nb	2.10							8.50	8.57
La	3.90							14.27	14.60
Ce	7.90							32.26	33.20
Nd	5.90							13.27	13.60
Sm	1.90							3.23	3.32
Eu	0.66							0.90	0.90
Gd	2.41							3.06	3.11
Yb	2.00							1.50	1.45
Lu	0.29							0.28	0.28

$\sum R^2=0.231$
Melt fraction
F=22%

See the legend from Table 4 for more details of the sources and mineral chemistry data.

Table 6 - Modeling of major and trace element compositions and residual mineral assemblages by partial melting of enriched metabasalt, with stable garnet. Abbreviations: Pl = plagioclase, Opx = orthopyroxene, Cpx = clinopyroxene, Amp = amphibole, Grt = garnet.

	HP-157A (C ₀) ^a	Residue (Cs)	Composition of minerals				Calculated	PTU19-IX-16
	Enriched metabasaltic ^b	Bulk	Pf ^c	Cpx ^c	Amp ^c	Grt ^c	Magma (C _L) ^c	Biotite Trondhjemite ^b
			21.99%	21.11%	41.43%	15.47%		
Major elements (weight %)								
SiO ₂	52.63	49.60	61.57	52.48	45.91	38.53	71.45	71.30
TiO ₂	0.83	0.66	0.00	0.13	1.52	0.00	0.51	0.29
Al ₂ O ₃	14.28	13.66	23.95	1.70	11.42	21.34	15.92	15.55
FeO*	11.26	12.72	0.00	9.87	15.61	26.93	2.43	2.54
MnO	0.21	0.33	0.00	0.24	0.14	1.44	0.05	0.04
MgO	7.81	8.62	0.00	12.75	12.26	5.47	1.01	0.78
CaO	10.63	11.60	6.21	22.10	11.11	6.26	3.46	3.33
Na ₂ O	2.14	2.57	7.90	0.73	1.63	0.00	4.36	5.13
K ₂ O	0.22	0.25	0.37	0.00	0.40	0.00	0.92	1.05
Trace elements (ppm)								
Ba	106.00						318.07	346.00
Rb	9.40						52.18	52.00
Sr	150.00						425.61	404.00
Y	17.20						6.28	4.00
Zr	27.40						127.30	126.00
Nb	2.10						4.59	4.58
La	3.90						19.72	19.10
Ce	7.90						35.51	35.60
Nd	5.90						12.81	13.10
Sm	1.90						1.83	1.81
Eu	0.66						0.53	0.53
Gd	2.41						1.50	1.51
Yb	2.00						0.31	0.28
Lu	0.29						0.05	0.06

$\sum R^2=0.91$
Melt fraction
F=13%

See the legend of Table 4 for more details of the sources and mineral chemistry data.

2.4.5 Geodynamic model

The geochemical diversity of TTGs is attributed to various geodynamic settings, where the subduction scenario in the Archean is a traditional theory to explain these varieties. However, there is no evidence of key modern petrotectonic indicators from Archean subduction zones, which only emerged in the Neoproterozoic (Stern 2005, Almeida *et al.* 2011, Moyen & Martin 2012, Johnson *et al.* 2014). In the Carajás Province, the significant occurrence of komatiites associated with greenstones of the Tucumã-Gradaús group (3.06 Ga) indicates mantle plume activity (Santos-Silva *et al.* 2021). Dome-and-keel architecture is commonly observed in Archean granite–greenstone terrains worldwide (Moyen & Laurent 2018, Cawood & Hawkworth 2019) and is also inferred in the Rio Maria Granite–Greenstone Terrain, which likely formed by drip tectonics related to plumes, with an age range of 3.0–2.9 Ga (Costa *et al.* 2020).

The formation of Archean greenstone belts appears to be episodic, occurring during periods of continental crust growth, in addition to accretion processes, subduction, and local collision on Earth since the Mesoarchean, which spread globally from the Neoproterozoic.

However, the fundamental change in TTG compositions occurred during the 3.3–3.0 Ga period. This period corresponds with an inferred maximum in upper mantle temperatures based on other petrological data and thermal modeling (Johnson *et al.* 2019, and references therein), which could indicate that the same occurred in the Carajás Province.

Considering the aforementioned scenario, we propose a model to explicate the genesis of the TTG types outlined in this paper (Fig. 14a–b). The proposed scenario represents a simulated crustal structure with variations in crust thickness, demonstrating the interaction between the convective asthenospheric mantle and the lower lithosphere (14c). In this context, dispersed crustal dripping occurs under increasing pressure and temperature conditions (Sizova *et al.* 2015, Nebel *et al.* 2018, Cawood *et al.* 2018, Hawkesworth *et al.* 2021). The partial melting of metabasalt within these drips produces felsic melts that intrude into the overlying crust to form low-HREE TTGs. The dome structures, where these melts can be preserved, represent a positive diapiric expression of these negative drips (Fig. 14b). The crustal thickness varies at different locations; it is presumably thicker over mantle upwellings where the base of this thick protocrust becomes gravitationally unstable and collapses toward the mantle (Johnson *et al.* 2014).

The garnet stability is strongly dependent on the composition of the crustal rock and can occur at pressures as low as 0.7 GPa (equivalent to an average of 20 km of crust) for low-Mg metabasalt successions with a high geothermal gradient (Palin *et al.* 2016, Johnson *et al.* 2017). This means that more enriched mafic rocks can produce higher Sr/Y and La/Yb ratios at lower pressures than depleted mafic rocks (Hoffmann *et al.* 2019, and references therein). For a quantitative illustration, we consider the peak of metamorphism under eclogite facies conditions at 20 kbar and 900 °C (Palin *et al.* 2016). It is suggested that low-pressure types formed at 10–12 kbar from basaltic sources, potentially containing less garnet and abundant plagioclase, pyroxenes, and amphibole, as assumed for the tonalite rocks from the Ourilândia-Tucumã area (Fig.12). The medium-pressure types formed at 15 kbar from sources containing amphibole, garnet, pyroxenes, and less plagioclase (Moyen & Stevens 2006, this study). These findings provide a deeper understanding of Mesoproterozoic geodynamics in the Carajás Province, contributing to studies on the evolution of Earth's crust and its global geological context.

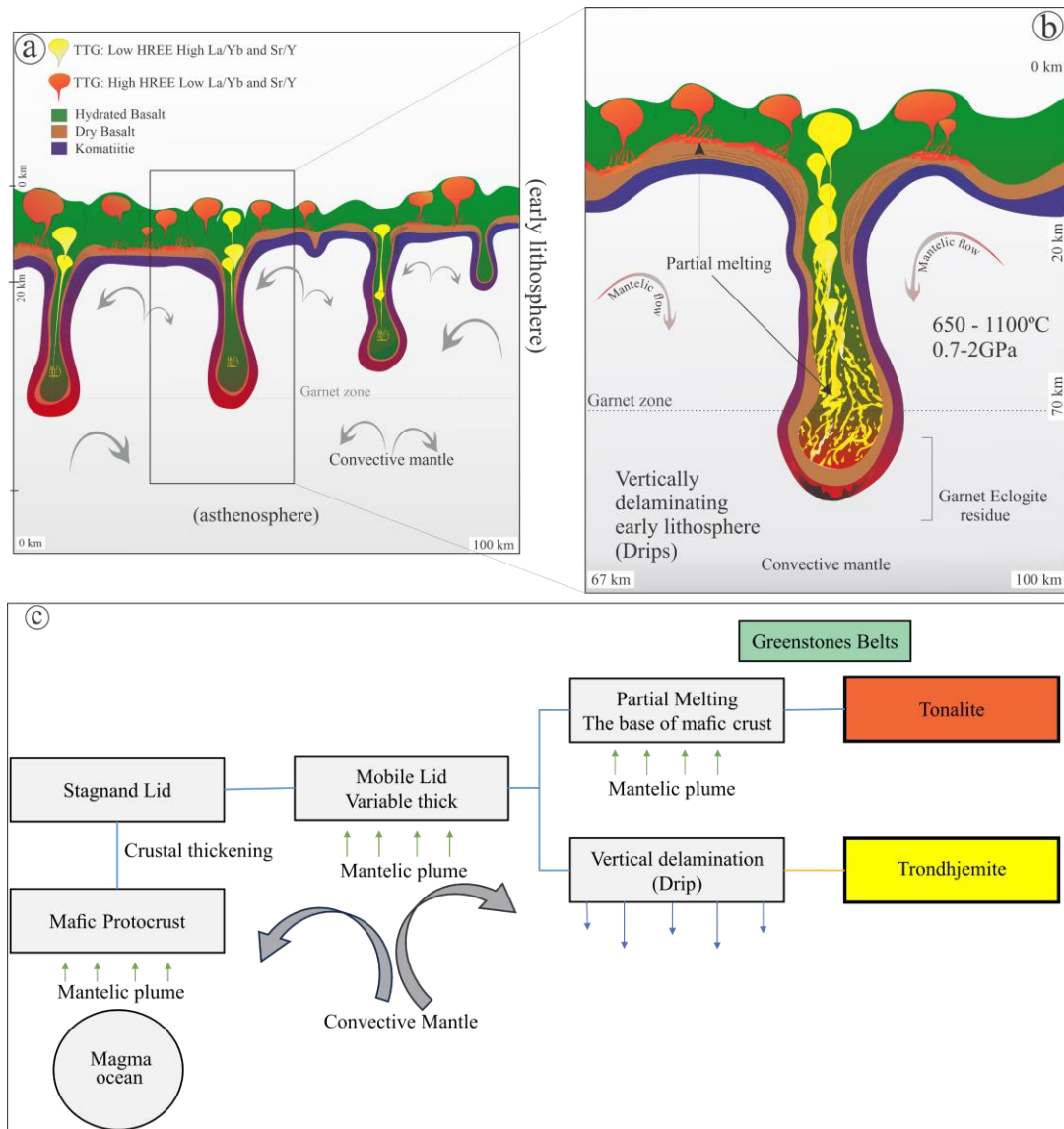


Fig. 14 - (a) Mobile lid, with varying thicknesses forming high-HREE TTGs at low pressures from the melting of this oceanic protocrust. (b) Details of vertical delamination forming lower crustal drips with partial melting of the submerged crust, giving rise to low-HREE TTGs. The drips occur randomly and are driven by underlying mantle convection; mantle plumes erode the lithosphere and inject layers of komatiitic melt intrusions (blue). The formation of the older TTGs (~3.0 Ga) occurs at shallower levels than the younger TTGs, such as the Mogno Trondhjemite (~2.92 Ga), with stable or unstable garnet. (c) Diagram highlighting the stages leading to the generation of TTG varieties.

2.5 CONCLUSIONS

The basement of the Tucumã-Ourilândia area is characterized by a dominant assemblage of epidote–biotite tonalite and trondhjemites with a U–Pb crystallization age of 3.0 Ga. It exhibits a dominant NE–SW structural trend that progressively curves to an E–W trend, suggesting a concentric pattern for the disposition of the mylonitic foliation. This is similar to the deformation pattern observed in the TTG gneiss domes, such as that identified in the Mogno dome of the Rio Maria Domain in the Carajás Province. These granitoids also show

geochemical affinities and geochronological consistency with the typical Archean TTG suites identified in the Carajás Province and the Karelian and Kola cratons.

The genesis of the low-HREE TTG variety is consistent with the partial melting of a mafic source (3.06 Ga) related to the Tucumã-Gradaús greenstone belts. Its medium to high La/Yb and Sr/Y ratios indicate that the trondhjemite magma was generated under high pressure conditions (1–2 GPa) from a source controlled by garnet, resulting in garnet amphibolite or eclogite residue. On the other hand, the high-HREE TTG magma was formed from low-pressure melting (0.7–1.0 GPa) with little or no garnet in the source, as suggested by its medium to low La/Yb and Sr/Y ratios.

The proposed geodynamic scenario for the generation of the TTGs from the Carajás Province involves interactions between the convective asthenospheric mantle and the base of the early lithosphere to originate low-pressure TTGs. Throughout this intense convection, variations in the thickness of the mafic oceanic protocrust led to densification and potentially created vertical delamination (crustal dripping). Under increasing P–T conditions, partial melting of hydrated metabasalts within the drips produced felsic melts that ascended to the overlying crust, forming high-pressure TTGs. The dome structures, where TTG granitoids are preserved, represent positive diapiric expressions in response to the negative drip structures. Dome-and-keel architecture is commonly observed in Archean granite–greenstone terrains worldwide. In the Carajás Province, this architecture is related to the first magmatic stage in the Mesoarchean (3.1–3.0 Ga), where the tonalite crust predominates, as is observed in other cratons.

Acknowledgments

The authors would like to thank the Granitoid Petrology Research Group for their support throughout various stages of this work and the Geoscience Institute and the Geology and Geochemistry Graduate Program at the Universidade Federal do Pará (UFPA) for their technical assistance. The authors would also like to thank G.T. Marques for assistance with scanning electron microscopy conducted at the Microanalysis Laboratory of the UFPA, Joelma Lobo and Bruno Veras for their contribution to preparing thin sections. The first author (Y.H.C., Reis) also acknowledges the Conselho Nacional de Desenvolvimento Tecnológico (CNPq) for the master's scholarship (Proc. 131739/2021-2). Funding for this project was provided by the CNPq (D.C. Oliveira - Proc. 435552/2018-0 and 311647/2019-7) and PROPESP (edital 02/2023 – PAPQ/UFPA).

Appendix A (Supplementary data)

Appendix B – U–Pb SHRIMP geochronology analytical procedures.

Zircon grains from one representative sample, epidote biotite tonalite, were separated at the Isotopic Geology Laboratory, Federal University of Para (Pará-Iso/UFPA). Approximately 10 to 15 kg of rock was crushed, ground, and sieved into fractions between 125 and 175 μm and then processed using an isodynamic magnetic separator and heavy liquid (bromoform), followed by handpicking under a binocular microscope. Representative zircon grains were mounted in epoxy resin and polished down to expose the grain centers. The internal morphologies of the zircon grains were examined using cathodoluminescence (CL) and backscattered electron (BSE) imaging to choose potential target sites for U–Pb analyses. CL and BSE images were collected using a JEOL JXA-8230 scanning electron microprobe (SEM) working at 15 kV, 20 Ma, and a working distance of 11 mm at the Microanalyses Laboratory, Federal University of Para (Brazil).

In situ U–Pb zircon dating using the secondary ion mass spectrometry (SIMS) (SHRIMP IIe/MC) method was employed. The analyses were conducted at the GeoLab/IGc/USP laboratory (University of São Paulo), following the protocol described in Sato *et al.* (2014) and Compston (2000), with a spot size of approximately 25 μm . Each analytical cycle consisted of four readings on the sample and one on the reference material used at the GeoLab/IGc/USP, such as Temora-2 (416.78 Ma; Black *et al.*, 2004), OG1 (3465.4 \pm 0.6 Ma; Stern *et al.*, 2009), and Z6266 (559 \pm 0.2 Ma; Stern and Amelin 2003). The $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of the Temora-2 reference zircon was utilized to calculate the common Pb correction factors and fractionation in the samples, while the SL13 zircon (238 ppm) served as the U reference composition (Sato *et al.*, 2014). The contribution of common Pb was corrected using the terrestrial Pb evolutionary model proposed by Stacey and Kramers (1975). Data reduction was performed using SQUID 1.6 software, ages were calculated with a 2-sigma interval, and concordia diagrams were constructed using Isoplot/EX 4.15 software (Ludwig, 2008).

The errors of the isotopic ratio were expressed as 1 σ (%), and the age ellipses were presented as 2 σ (absolute). Since the samples exhibited ages greater than 1.5 Ga, the crystallization ages were calculated using the weighted mean of the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios of concordant zircons, as Spencer *et al.* (2016) recommended. The criteria for selecting zircon crystals for age calculations were as follows: (a) common lead content (^{204}Pb), excluding analyses with $f_{206} > 1\%$; (b) analytical precision, excluding isotopic ratios with errors greater

than 3.0%; and (c) degree of discordance, considering the best analyses as those with values < 2% capable of generating concordant ages.

APPENDIX C –Geochemical modeling procedures.

Major element mass balance calculations were performed using GENESIS 4.0 software (Teixeira, 2005), which adjusts the relative proportions of residual minerals from the source to reproduce the composition of the expected melt. The quality of the calculated data is reliable if the sum of the squared residuals (ΣR^2) is $\leq 1,2$ (Wyers and Barton, 1986) and allows us to proceed to trace element modeling based on the same Excel sheets by Marangoanha *et al.* (2019a) and equilibrium partial melting equation (Wilson, 1989, Equation (1), where CL and C0 are the trace element concentrations in the melt (liquid) and in the source (solid), respectively; F is the weight fraction of melt formed; and D is the bulk distribution coefficient for the residual solids at the moment when the melt is removed from the system). The mineral/liquid partition coefficients (Kd) were removed using the online database at <https://earthref.org/KDD/>.

$$\frac{CL}{C0} = \frac{1}{F+D-FD} \quad (1)$$

REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Review*, **17**(1–2):1–29.
- Almeida J.A.C., Dall’Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel, M.M., Ramo O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S., 2011. Zircon geochronology, geochemistry, and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of the Carajás Province, Brazil. *Precambrian Res.* **187** (1–2): 201–221. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.03.004>.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correia J.R., F.C, Macambira E.M.B., 1999. O Magmatismo Arqueano da região de Tucumã– Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Rev. Brasil. Geoci.* **29** (4): 453–460. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1999294453460>.
- Barker F., 1979. Trondhjemite: a definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker, F. (Ed.), *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam, pp. 1–12. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-41765-7.50006-X>.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Alenikoff J.N., Valley J.W., Mundif R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C., 2004. Improved 206Pb/238U microprobe geochronology by the monitoring of trace element related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chem. Geol.* **205** (1): 115–140. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.01.003>.
- Cawood PA, Hawkesworth CJ, Pisarevsky SA, Dhuime B, Capitanio FA, Nebel O. 2018 Geological archive of the onset of plate tectonics. *Phil. Trans. R. Soc. A* **376**: 20170405. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2017.0405>
- Compston W. 2000. Interpretation of SHRIMP and isotope dilution zircon ages for the geological time-scale: I. The early Ordovician and late Cambrian. *Mineralogical Magazine*, **64**(1):43-57.
- Costa F.G., Santos P.A., Serafim I.C.C.O., Costa I.S.L., Roopnarain S., 2020. From Mesoarchean drips to modern–style tectonics in the Carajás Province, Amazonian Craton. *J. S. Am. Earth Sci.* **104**: 102817 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102817>.
- Dall’Agnol, R., Oliveira D.C., Guimarães F.V., Gabriel E.O., Feio G.R.L., Lamarão C.N., Althoff F.J., Santos P.A., Teixeira M.F.B., Silva A.C., Rodrigues D.S., Santos M.J. P., Silva C.R.P., Santos R.D., Santos P.J.L., 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – Implicações para a Evolução Arqueana da Província Carajás – Pará, in: 13º *Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, Anais, CD rom.
- Debon F., Le Fort, P. (1983). A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **73**(3): 135-149.
- Drummond M.S., Defant M.J., 1990. A model for trondhjemite–tonalite–dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, **95**: 21503–2152.

Evensen N. M., Hamilton P. J., O’Nions R. K. (1978). Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**(8): 1199-1212. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(78\)90114-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90114-X).

Feio G.R.L., Dall’Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J., Soares J.E.B., 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: implications for crustal evolution of the Carajás Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Res.* **227**: 157–185. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.04.007>.

Felix W.Q., Oliveira D.C., Silva L.R., Silva F.F., 2020. Charnockites from Carajás Province, SE Amazonian Craton (Brazil): Petrogenetic constraints and intensive crystallization parameters. *J. S. Am. Earth Sci.* **101**: 102598 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102598>.

Gabriel E.O., Oliveira D.C., 2014. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides arqueanos de alto magnésio da região de Água Azul do Norte, porção sul do Domínio Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **9** (3): 533–564.

Gill J.B., 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer-Verlag, New York, pp. 390. doi: 10.1007/978-3-642-68012-0.

Halla J., Van Hunen J., Heilimo E., Hölttä P., 2009. Geochemical and numerical constraints on Neoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Res.* **174**: 155–162. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.07.008>.

Hawkesworth, C., Kemp A.I.S., 2021. A Pilbara perspective on the generation of Archaean continental crust. *Chem. Geol.* **578**, 120326. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120326>.

Heilimo E., Halla J., Hölttä P., 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid ϵ series: geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos*, **115**: 27-39. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.11.001>.

Hoffmann J.E., Zhang C., Moyen J.F., and Nagel T.J. 2019. The formation of tonalites–trondjemites granodiorites and of the early continental crust. In: Van Kranendonk, m., Bennett, v.c. and Hoffmann, j.e. (eds) *Earth Oldest Rocks*. 2nd edn. Elsevier, Amsterdam, **342**: 133–168. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63901-1.00007-1>.

Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton C., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J., Schoene B. 2016. Community-derived standards for LAICP-MS U-Th-Pb geochronology – uncertainty propagation, age interpretation and data reporting. *Geostand. Geoanal. Res.*, **40**(3):311–332. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2016.00379.x>.

Johnson T.E., Brown M., Kaus B.J.P., Van Tongeren J.A. 2014. Delamination and recycling of Archaean crust caused by gravitational instabilities. *Nature Geoscience*, **7**:47–52. <https://doi.org/10.1038/ngeo2019>.

Johnson T.E., Brown, M., Gardiner, N.J., Kirkland, C.L., Smithies, R.H., 2017. Earth’s first stable continents did not form by subduction. *Nature*, **543**: 239–242. <https://doi.org/10.1038/nature21383>.

- Johnson T.E., Kirkland C.L., Gardiner N.J., Brown M., Smithies R.H., Santosh M., 2019. Secular change in TTG compositions: Implications for the evolution of Archaean geodynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume **505**: Pages 65-75, ISSN 0012-821X. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.10.022>.
- Justo A.P., Dantas E.L., Freitas-Silva F.H., Rodrigues J.B. 2019. Detrital Zircon Populations in the Neoproterozoic to Paleoproterozoic Sedimentary Coverage of Carajás, Amazon Craton, Brazil. In: 49^o Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Rio de Janeiro.
- Lafon J.M., Macambira M.J.B., Pidgeon R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (Eastern Amazonian Craton, Brazil). In: 31^o International Geological Congress. Rio de Janeiro, *Abstracts*, 1 CDrom
- Laurent O., Martin H., Moyen J.F., Doucelance R., 2014. The diversity and Evolution of late-Archaean granitoids: evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*. **205**: 208–235. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.06.012>.
- Laurent O., Björnson J., Wotzlaw J.F. 2020. Earth’s earliest granitoids are crystal-rich magma reservoirs tapped by silicic eruptions. *Nat. Geosci.* **13**: 163–169 (2020). <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0520-6>
- Leite A.A.S., Dall’Agnol R., Macambira M.J.B., Althoff F.J. 2004. Geologia e geocronologia dos granitoides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. *Revista Brasileira de Geociências.*, **34**:447–458
- Le Maitre R.W. 2002. A classification of igneous rocks and glossary of terms. 2nd Edition, London, 193 p.
- Ludwig K.R. 2008. User’s manual for Isoplot 3.6: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, *Berkeley Geochronology Center* (Special Publication).
- Macambira M.J.B. 1992. Chronologie U-Pb, Rb-Sr, K-Ar et croissance de la croûte continentale dans l’Amazonie du sud-est; exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajás, Brésil. PhD Thesis, Sciences et Techniques du Langdoc, *Universite Montpellier II*, Montpellier, 212 p
- Macpherson C.G., Dreher S.T., Thirlwall M.F., 2006. Adakites without slab melting: high-pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth Planet. Sci. Lett.* **243**: 581–593. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.12.034>.
- Marangoanha B., Oliveira D.C., Dall’Agnol R., 2019a. The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás ’ province, Amazonian craton (Brazil): Origin and implications for crustal growth and cratonization. *Lithos*. **265**: 350–351 105275. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105275>.
- Marangoanha B., Oliveira D.C., Oliveira V.E.S., Galarza M.A., Lamarão C.N. 2019b. Neoproterozoic A-type Granitoids from Carajás Province (Brazil): new insights from geochemistry, geochronology and microstructural analysis. *Precambrian Research*. **324**:86–108. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.01.010>.

Martin H., 1987. Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland; major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology* **28**: 921–953. <https://doi.org/10.1093/petrology/28.5.921>.

Martin H., Smithies R.H., Rapp R.P., Moyen J.-F., Champion D.C., 2005. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos.* **79**: 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.048>.

Martin H., Moyen J.-F., Guitreau M., Blichert-Toft J., Le Pennec J.L. 2014. Why Archaean TTG cannot be generated by MORB melting in subduction zones. *Lithos.* **198–199**:1–13. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.02.017>.

McDonough W.F., Sun S.S., 1995. Composition of the Earth. *Chem. Geol.* **120** (3–4): 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).

Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S., Juliani C., Souza Filho C.R., 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide Cu–Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U–Pb geochronology and metallogenetic implications. *Miner Deposita.* **46**: 789–811. <https://doi.org/10.1007/s00126-011-0352-9>.

Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Creaser R.A., Dufrane, S.A., Melo, G.H.C., Silva M.A.D., Tassinari C.C.G., Sato K., 2015. Timing of multiple hydrothermal events in the iron oxide–copper gold deposits of the Southern Copper Belt, Carajás Province, Brazil. *Mineral Deposita.* **50**: 517–546. <https://doi.org/10.1007/s00126-014-0549-9>.

Moyen J.F., 2011. The composite Archaean grey gneisses: petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. *Lithos.* **123**: 21–36. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.09.015>.

Moyen J.F., 2020. Archean granitoids: classification, petrology, geochemistry, and origin. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 489 <https://doi.org/10.1144/SP489-2018-34>.

Moyen J.-F., Martin H., 2012. Forty years of TTG research. *Lithos.* **148**: 312–336. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.010>.

Moyen J.-F., Stevens G., Kisters A.F.M., 2006. Record of mid-Archaean subduction from metamorphism in the Barberton terrain, South Africa. *Nature.* **443**: 559–562. <https://doi.org/10.1038/nature04972>.

Nascimento A.C. 2022. Petrogênese e contextualização tectônica dos granitoides mesoarqueanos do Terreno Sapucaia da Província Carajás. Exame de qualificação. Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 125 p.

Nebel O., Capitano F., Moyen J.-F., Weinberg R., Clos F., Nebel-Jacobsen Y., Cawood P.A., 2018. When crust comes of age: on the chemical evolution of Archaean, felsic continental crust by crustal drip tectonics. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences.* **376** (2132): 20180103. <https://doi.org/10.1098/rsta.2018.0103>.

- O'Connor J. T. (1965). A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *US Geological Survey, Professional Papers*. **525**: B79-B84.
- Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S., 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal South American Earth Science* 27, 146–160. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.07.003>.
- Palin R.M., White R.W., Green E.C.R., 2016. Partial melting of metabasic rocks and the generation of tonalitic–trondhjemitic–granodioritic (TTG) crust in the Archaean: constraints from phase equilibrium modelling. *Precambrian Res.* **287**: 73–90. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.11.001>.
- Peccerillo A. and Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **58**(1):63–81
- Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-UPb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulites facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*. **166**:159-171. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00190-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00190-4).
- Pinheiro R.V.L and Holdsworth R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*. **30**(4):597-606.
- Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., 2003. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. *Nature*. **425**: 605e609. <https://doi.org/10.1038/nature02031>.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi L.A. *et al.* (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília. CPRM-Serviço Geológico do Brasil. 169-226 p
- Santos M.S., Oliveira D.C., Gabriel E.O. 2018. Granitoides TTG de Água Azul do Norte (PA): implicações tectônicas para a Província Carajás. *Geologia USP-Série científica*. **18**:119-148.
- Sato K., Tassinari C.C.G., Basei M.A.S., Siga Júnior O., Onoe A.T., Souza M.D., 2014. Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences of the University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results. *Geologia USP-Série Científica*. **14**(3): 3–18. <https://doi.org/10.5327/Z1519874X201400030001>.
- Shand S.J., 1950. *Eruptive Rocks, their Genesis, Composition, Classification and their Relation to Ore Deposit*. 4th ed., London. 488 pp
- Santos-Silva R.C., Sabóia A.M., Oliveira H.J., 2021. Projeto integração geológica-geofísica-metalogenética das sequências de Greenstone Belts do Domínio Rio Maria – Novas Fronteiras Rio Maria. Escalas: 1.250.000–1:100.000. CPRM, Belém, p. 274
- Silva L.R. Oliveira D.C., Nascimento A.C., Lamarão C.N., Almeida J.A.C. 2022. The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás province, Amazonian craton: petrogenesis, zircon U-Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications. *Lithos*. **105**: 432–433:106901. [10.1016/j.lithos.2022.106901](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106901).

Silva L.R., Oliveira D.C., Galarza M.A., Nascimento A.C., Marangoanha B., Marques G.T. 2023. Zircon U–Pb–Hf isotope and geochemical constraints on the petrogenesis and tectonic setting of Mesoproterozoic granitoids from the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Res.* Vol. **308**: 107204. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2023.107204> Get rights and content

Silva-Silva L.C., Oliveira D.C., Souza D.B. 2020. Geology and geochemical constraints on the origin of the Mesoproterozoic granitoids from Carajás province, Amazonian craton. *Journal of South American Earth Sciences*. **100**:102– 568. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102568>.

Silva A.C., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2010. Individualização e geocronologia de granitoides do Complexo Xingu, região de Vila Jussara, Município de Água Azul do Norte-PA, Província Mineral de Carajás. In: 45º Congresso Brasileiro de Geologia. Belém, Anais, CDrom, p. 82.

Silva M.A.D., Monteiro L.V.S., Santos T.J.S., Moreto C.P.N., Sousa S.D., Faustinoni J.M., Melo G.H.C., Xavier R.P., Toledo. B.A.M. 2021. Mesoproterozoic migmatites of the Carajás Province: From intra-arc melting to collision. *Lithos*. **388–389**:106078. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106078>.

Silva G.C., Lima M.I.C., Andrade A.R.F., Issler R.S., Guimarães G. 1974. *Geologia das folhas SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins*. Belém, DNPM. **4**:1–143.

Sizova E., Gerya T., Stüwe K., Brown M. 2015. Generation of felsic crust in the Archean: a geodynamic modeling perspective. *Precambrian Researc.* **271**:198–224. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.10.005>.

Souza D.B. 2018. Geologia e Petrologia dos Granitoides Arqueanos da Área de Tucumã: Implicações Para a Evolução Crustal da Província Carajás. *Exame de qualificação*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, **84** p.

Spencer C.J., Kirkland C.L., Taylor R.J.M., 2016. Strategies towards statistically robust interpretations of in situ U-Pb zircon geochronology. *Geosci. Front.* **7**: 581–589. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.11.006>.

Stacey J.S., Kramers J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* **26**: 207–221. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6).

Stern R.J., 2005. Evidence from ophiolites, blueschists, and ultrahigh-pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time. *Geology*. **33** (7): 557–560. <https://doi.org/10.1130/G21365.1>.

Stern R.S., Bodorkos S., Kamo S.L., Hickman A. H., Corfu F. 2009. Measurement of SIMS Instrumental mass fractionation of Pb isotopes during zircon dating. *Geostandard and Geanalytical Research*. **33**(3):145-168. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2009.00023.x>.

Stern R.A. and Amelin Y. 2003. Assessment of errors in SIMS zircon U-Pb geochronology using a natural zircon standard and NIST SRM 610 glass. *Chemical Geology*. **197**(1):111-142. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00320-0](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00320-0).

Tassinari C.C.G. and Macambira M.J.B. 2004. Evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (eds.). *Geologia do continente Sul Americano*. Evolução da obra de Almeida F.F.M. São Paulo, BECA, p. 471–486.

Tavares F.M., Trouw R.A.J., Silva C.M.G., Justo A.P., Oliveira J.K.M., 2018. The multistage tectonic evolution of the northeastern Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil: revealing complex structural patterns. *J. S. Am. Earth Sci.* **88**: 238–252. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.08.024>.

Tavares F.M. 2014. Programa Geologia do Brasil – PGB, Rio Verde – SB.22-Z-A-III, Estado do Pará – Carta Geológica. Belém: CPRM, Escala 1:100.000.

Teixeira L.R., 2005. GENESIS 4.0 – Geochemical Modeling Software (in Portuguese)

Teixeira M.F.B., Dall’Agnol R., Santos L.O.S., Kemp A., Evans N., 2019. Petrogenesis of the Paleoproterozoic (Orosirian) A-type granites of Carajás Province, Amazon Craton, Brazil: combined in situ Hf-O isotopes of zircon. *Lithos.* **332–333**: 1–22. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.01.024>

Vasquez M.L., and Rosa-Costa, L.T., 2008. 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 Para. Escala 1:1.000.000. CPRM, Belém, p. 329. 297–311. <https://doi.org/10.1007/BF00389389>.

Whattam S., Shervais J., Reagan M., Coulthard D., Pearce J., Jones P., Seo, J., Putirka K., Chapman T., Heaton D., Li, H., Nelson W., Shimizu K. and Stern R. (2020). Mineral compositions and thermobarometry of basalts and boninites recovered during IODP Expedition 352 to the Bonin forearc. *American Mineralogist.* **105** (10): 1490-1507. <https://doi.org/10.2138/am-2020-6640>.

Wilson M., 1989. *Igneous Petrogenesis e A Global Tectonic Approach*. Springer, Dordrecht.

Wyers G.P., Barton M., 1986. Petrology and evolution of transitional alkaline subalkaline lavas from Patmos, Dodecanesos, Greece: evidence for fractional crystallization, magma mixing, and assimilation. *Contrib. Mineral. Petrol.* **93**.

CAPÍTULO 3 CONCLUSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS

A área a norte das cidades de Tucumã e Ourilandia do Norte é caracterizada pela ocorrência de uma crosta TTG de 3,0 Ga formada por epidoto-biotita tonalito com trondhjemitos e granodioritos subordinados. O padrão estrutural dessas rochas mostra uma foliação predominantemente E–W com inflexões para NE–SW, sugerindo uma geometria concêntrica para o embasamento TTG da área. Tal padrão se aproxima daquele desenhado para as estruturas dômicas do Domínio Rio Maria. As variedades Tonalito e Trondhjemito identificados neste estudo apresentam consistência petrográfica, geoquímica e geocronológica com as suítes TTG arqueanas típicas da Província de Carajás dentro do Cráton Amazônico, bem como aquelas registradas em outros crátons (Karelian e Kola).

As amostras analisadas se encaixam na categoria dos tonalitos no diagrama P–Q, são concordantes com a classificação ternária para granitoides arqueanos como TTG, onde os trondhjemitos apresentam concentrações mais elevadas de sódio e baixos teores de elementos ferromagnesianos, enquanto os tonalitos tendem a ter maiores concentrações de elementos ferromagnesianos. Os TTGs são caracterizados por sua natureza sódica, especialmente seguindo a tendência trondhjemitica. Similarmente, no diagrama normativo Ab–Na–Or, as amostras estão predominantemente dentro das categorias de tonalitos e trondhjemitos. Além disso, exibem composições peraluminosas e metaluminosas, onde os tonalitos tendem a ser metaluminosos, enquanto as trondhjemitos se situam entre essas duas categorias. Com a relação à série magmática os tonalitos são mais cálcio-alcálicos com alguns na série toleítica, enquanto as trondhjemitos são da série toleítica.

Os principais resultados sobre elementos maiores, menores e traços destacados incluem variações nas composições químicas, particularmente nos conteúdos de SiO₂, Al₂O₃/CaO, CaO/(K₂O+Na₂O) e Na₂O/K₂O vs. Ba+Sr. Os TTGs estudados foram separados em alto e baixo ETRP devido ao padrão de fracionamento identificado em seus conteúdos de ETRP. Além disso, eles foram divididos em grupos com base em suas razões Gd/YbN e Al₂O₃/TiO₂. Os tonalitos foram identificados como parte do grupo de baixo alumínio e Gd/YbN, enquanto os trondhjemitos foram associados ao grupo de alto alumínio. As análises em diagramas MgO vs. Gd/ErN sugerem que os tonalitos são consistentes com fontes sem granada, enquanto os trondhjemitos com a presença de granada nas fontes.

A gênese dos TTGs neste estudo é consistente com a fusão parcial de uma fonte basáltica dos *greenstones belts* Tucumã-Gradáus (3,06 Ga), onde os trondhjemitos exibem baixos ETRP e médias a altas relações La/Yb e Sr/Y, formando-se sob condições de alta pressão (1 – 2 GPa)

a partir de uma fonte controlada por granada, resultando em um resíduo de granada anfibólito ou eclogito. Enquanto isso, o tonalito foi formado em baixas pressões, através da fusão parcial de uma crosta basáltica, deixando um resíduo anfibolítico, ele apresenta alto ETRP e médias a baixas razões La/Yb e Sr/Y.

O cenário geodinâmico proposto para a gênese dos tipos de TTG neste estudo sugere que interações entre o manto astenosférico por convecção e a base da litosfera podem gerar TTGs de baixa pressão. Sob condições crescentes de P-T, a fusão parcial de metabasaltos dentro dos gotejamentos produz derretimentos félsicos que ascendem à crosta sobrejacente, formando TTGs de alta pressão. As estruturas de cúpula, onde os TTGs são preservados, representam expressões diapíricas positivas em resposta às estruturas de gotejamento negativas. Os estágios de magmatismo TTG é marcado em alguns crátons do mundo, mostrando que os tonalitos formam o primeiro estágio magmático e os trondhjemitos posteriormente, a idade de formação para cada estágio varia entre os crátons do mundo. Para Carajás, é observado a formação de tonalitos em cerca de 3,1- 3,0 Ga, após esse período começa a formação de trondhjemitos e em seguida a diversificação granítica, que é globalmente comum.

Os resultados propostos nesta dissertação irão aprofundar as discussões sobre a evolução da crosta primitiva da Província Carajás, possibilitando discussões sobre estilos tectônicos, além de fomentar novas pesquisas que solucionarão as indagações globais sobre o quadro geodinâmico de formação de crosta primitiva. Os avanços sobre o quadro geológico da área de Ourilândia-Tucumã têm se mostrado promissores, em breve novos resultados se somarão a estes, progredindo o entendimento geológico da Província Carajás e do Cráton Amazônico.

REFERÊNCIAS

- Abbott D., Burgess L., Longhi J., Smith W.H. 1994. An empirical thermal history of the Earth's upper mantle. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **99**:13835–13850.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Review*, **17**(1–2):1–29.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. *Boletim IG, Instituto de Geociências, USP*. v. **7**:45–80 p.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Dias S.B., Althoff F.J. 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite-granite suites: evidence from the Rio Maria terrane and implications for the granite magmatism in the Archean. *Lithos*, **120**(3–4):235–257.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of the Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, **187**(1–2):201–221.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Rocha M.C. 2017. Tonalite-Trondhjemite and Leucogranodiorite-Granite suites from The Rio Maria Domain, Carajás Province, Brazil: implicações for discrimination and origin of the Archean Na-granitoids. *The Canadian Mineralogist*, **55**:437–456.
- Althoff F.J., Dall'agnol R., Souza Z.S. 1991. Região de Marajoara, SE do Pará: Prolongamento dos terrenos arqueanos de Rio Maria ou retrabalhamento? In: Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG-Núcleo Norte, Belém, *Anais*[...], **3**:130–141.
- Althoff F.J., Barbey P., Boullier A.M. 2000. 2.8–3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Research*, **104**:187–206.
- Araújo O.J.B., & Maia R.G.N. 1991. *Serra dos Carajás, Folha SB.22-Z-A, Estado do Pará, escala 1:250.000*. Brasília, DF, CPRM, 135 p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB), Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás).
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N., Jorge João X.S., Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação Arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: 7º Congresso Latino-Americano de Geologia, Belém, *Anais*, **1**: 324–338.
- Avelar V.G., 1996. *Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do estado do Pará, Amazônia Oriental*. MS Dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 149 p.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correia JR, F.C., Macambira E.M.B. 1999. O Magmatismo Arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(4):453–460.

Azevedo T.R., Rodrigues A.S.B., Rolando A.P., Macambira M.J.B. Estudo de zircão arqueano na resolução de problemas estratigráficos da região da Serra do Inajá, SE do Cráton Amazônico. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 42., 2004, Araxá. *Resumos* [...]. Araxá: SBG, 2004. 1 CDrom.

Barbosa J.P.O., 2004. *Geologia estrutural, geoquímica, petrografia e geocronologia de granitoides da região do Igarapé Gelado, norte da Província Mineral de Carajás*. MS Dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 96 p.

Barbosa O., de Andrade Ramos J. R., Gomes F.A., Helmbold R. (eds). 1966. *Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia*. Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, 94 p.

Barker F. & Arth J.G. 1976. Generation of trondhjemite-tonalite liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, **4**: 596–600.

Barros C.E.M., Barbey P., Boullier A.M. 2001. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of the syntectonic A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil). *Tectonophysics*, **343**:93–109.

Barros C.E.M., Macambira M.J.B., Barbey P., Scheller T. 2004. Dados isotópicos Pb-Pb em zircão (evaporação) e Sm-Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: Implicações petrológicas e tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**:531–538.

Barros C.E.M., Sardinha A.S., Barbosa J.P.O., Macambira M.J.B. 2009. Structure, petrology, geochemistry and zircon U-Pb and Pb-Pb geochronology of the synkinematic Archean (2.7 Ga) A-type granites from the Carajás Metallogenic Province, northern Brazil. *Canadian Mineralogist*, **47**:1423–1440.

Bédard J.H., 2018. Stagnant lids and mantle overturns: Implications for Archean tectonics, magma genesis, crustal growth, mantle evolution, and the start of plate tectonics. *Geosci. Front.*, **9**:19–49.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Alenikoff J.N., Valley J.W., Mundif R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. 2004. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of trace element related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, **205**(1):115–140.

Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Pisarevsky S.A., Dhuime B., Capitanio F.A., Nebel O. 2018. Geological archive of the onset of plate tectonics. *Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.*, **376**: 20170405.

Champion D.C. & Smithies R.H. 2001. Archean granites of the Yilgarn and Pilbara cratons, Western Australia. In: Cassidy, K.F., Dunphy, J.M., Van Kranendonk, M.J. (Eds.), *4th International Archean Symposium 2001*, Australia. **248**: 134–136.

Chayes F. 1956. *Petrographic Modal Analysis: An Elementary Statistical Appraisal*. Published by John Wiley e Sons. Inc, New York and London. 113 p.

Compston W. 2000. Interpretation of SHRIMP and isotope dilution zircon ages for the geological time-scale: I. The early Ordovician and late Cambrian. *Mineralogical Magazine*, **64**(1):43-57.

Condie K.C. & Kroner A. 2008. When did plate tectonics begin? Evidence from the geologic record. *The Geological Society of America*, **440**:281–294.

Coney P.J., Jones D.L., Monger J.W.H. 1980. Cordilleran suspect terranes. *Nature*, **288**: 329–333.

Costa U.A.P., Paula R.R., Silva D.P.B., Tavares F.M., Oliveira J.K.M., Justo A.P. 2016. Mapa geológico-geofísico ARIM Carajás. Belém: CPRM. Escala 1:250.000. Programa Geologia do Brasil (PGB) – Projeto Evolução Crustal e Metalogenia da Província Mineral de Carajás – ARIM Carajás.

Costa F.G., Santos P.A., Serafim I.C.C.O., Costa I.S.L., Roopnarain S., 2020. From Mesoarchean drips to modern-style tectonics in the Carajás Province, Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **104**: 102817.

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: *33º Congresso Brasileiro de Geologia, Anais[...]*, Rio de Janeiro: SBG, **2**:873–885.

Dall’Agnol R., Vieira E.A.P., Sá C.A.S., Medeiros H., Gastal M.C.P., Texeira N.P. 1986. Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitoides da porção sul da Amazônia Oriental. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(1):11–23.

Dall’Agnol R., Lafon J.M., Macambira M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, **50**:113–138.

Dall’Agnol R., Souza Z. S., Althoff F. J., Barros C.E. M., Leite A. A. S., Jorge João X. S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, Salvador, *Extended Abstracts*, 135–161.

Dall’Agnol R., Rämö O.T., Magalhães M.S., Macambira M.J.B. 1999. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*. **46**:431–462.

Dall’Agnol R., Teixeira N.P., Rämö O.T., Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Oliveira D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province. *Lithos*, **80**(1–4):101–129.

Dall’Agnol R., Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Leite A.A.S., Oliveira D.C., Barros C.E.M. 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenic province, eastern Amazonian craton. In: Dall’Agnol R., Rosa-Costa L.T., Klein E.L. (eds.). Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Belém, *Abstracts Volume And Field Trips Guide*, p. 150.

Dall’Agnol R., Oliveira D.C., Guimarães F.V., Gabriel E.O., Feio G.R.L., Lamarão C.N., Althoff F.J., Santos P.A., Teixeira M.F.B., Silva A.C., Rodrigues D.S., Santos M.J.P., Silva C.R.P., Santos R.D., Santos P.J.L. 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – Implicações para a Evolução Arqueana da Província Carajás – Pará. *In: 13° Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Anais[...]*, CD-rom.

Dall’Agnol R., Cunha I.R.V. Guimarães F.V., Oliveira D.C., Teixeira M.F.B., Feio G.R.L., Lamarão C.N. 2017. Mineralogy, geochemistry, and petrology of Neoproterozoic ferroan to magnesian granites of Carajás Province, Amazonian Craton: The origin of hydrated granites associated with charnockites. *Lithos*, **277**:3–32.

Debon F. & Le Fort P. 1983. A Chemical-Mineralogical Classification of Common Plutonic Rocks and Associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **73** (3): 135-149.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (Ed.). 1992. *Rock-forming minerals*. 2nd ed. London, Longmans, 696 p.

Docego E.D.A. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *In: 35° Congresso Brasileiro de Geologia, CVRD, Belém, Anais [...]*, p.10–54. Drummond, M.S., Defant, M.J., 1990. A model for trondhjemite–tonalite–dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research* **95**: 21503–2152.

Duarte K.D., Pereira E.D., Dall’Agnol R., Lafon J.M. 1991. Geologia e geocronologia do Granito Mata Surrão – sudoeste de Rio Maria (PA). *In: 3° Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG–Núcleo Norte, Belém, Anais[...]*, p. 7–20.

Evensen N. M., Hamilton P. J., O’Nions R. K. (1978). Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**(8): 1199-1212.

Favacho G.G. 2021. *Geologia da Folha Rio Branco (SB-22-Y-B-VI), Província Carajás: Mapeamento e integração de dados geológicos*. Trabalho de Conclusão de Curso. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 110p.

Feio G.R.L. & Dall’Agnol R. 2012. Geochemistry and petrogenesis of the Mesoarchean granites from the Canaã dos Carajás area, Carajás Province, Brazil: implications for the origin of Archean granites. *Lithos*, **154**:33–52.

Feio G.R.L., Dall’Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Gomes A.C.B., Sardinha A.S., Oliveira D.C., Santos R.D., Santos P.A. 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites *Lithos*, **151**:57–73.

Feio G.R.L., Dall’Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J., Soares J.E.B. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **227**:157–185.

Felix W.Q., Oliveira D.C., Silva L.R., Silva F.F. 2020. Charnockites from Carajás Province, SE Amazonian Craton (Brazil): petrogenetic constraints and intensive crystallization parameters. *Journal of South American Earth Science*, **101**:102598.

Gabriel E.O. & Oliveira D.C. 2014. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides arqueanos de alto magnésio da região de Água Azul do Norte, porção sul do Domínio Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi-Ciências Naturais*, **9**(3):533–564.

Gabriel E.O. 2014. *Petrogênese e Evolução Estrutural dos granitoides arqueanos da região de Água Azul do Norte – PA, Província Carajás*. Qualificação de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 77 p.

Gabriel E.O., Oliveira D.C., Galarza M.A. 2010. Geologia, petrografia e geocronologia de granitoides do Complexo Xingu da região nordeste de Água Azul do Norte – PA, Província Mineral de Carajás. In: SBG, 45º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Belém, *Anais[...]*, CD-ROM.

Gill J.B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, New York, pp. 390.

Glikson A.Y. & Sheraton J.W. 1972. Early Precambrian trondhjemitic suites in Western Australia and northwestern Scotland and the geochemical evolution of shields. *Earth and Planetary Science Letters*, **17**: 227–242.

Goleby B.R., Blewett R.S., Korsch R.J., Champion D.C., Cassidy K.F., Jones L.E.A., Groenewald P.B., Henson P., 2004. Deep seismic reflection profiling in the Archaean northeastern Yilgarn Craton, Western Australia: implications for crustal architecture and mineral potential. *Tectonophysics* **388**: 119–133.

Guimarães F.V.G., Dall’Agnol R., Almeida J.A.C., Oliveira M.A. 2010. Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica do trondhjemitito Mogno e Tonalito Mariazinha, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, SE do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **40**(2):196–211.

Guimarães F.V. 2009. *Geologia, petrografia e geoquímica do Trondhjemitito Mogno e rochas arqueanas associadas, terreno granito-greenstone de Rio Maria – SE do Pará*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 102 p.

Halla J., Van Hunen J., Heilimo E., Holtta P. 2009. Geochemical and numerical constraints on Neoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Research*, **174**:155–162.

Hanson G.N., Goldich S.S., Arth J.G., Yardley D.H. 1971. Age of the early Precambrian rocks of the Saganaga Lake–Northern Light Lake area, Ontario–Minnesota. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**: 1110–1124.

Hargraves R.B. 1986. Faster spreading or greater ridge length in the Archean? *Geology*, **14**(9):750–752.

Harris N.B.W., Pearce A.J., Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward M.P., Ries A.C. (eds.). *Collision Tectonics*, Geological Society of America Special, **19**:115–158.

- Hastie A.R., Fitton J.G., 2019. Eoarchaeon tectonics: New constraints from high pressure-temperature experiments and mass balance modelling. *Precambr. Res.* **325**: 20–38.
- Hawkesworth C.J., Cawood P.A., Dhuime B. 2020. The Evolution of the Continental Crust and the Onset of Plate Tectonics. *Frontiers in Earth Science.* **8**:1–23.
- Hawkesworth C.J., Kemp T. 2021. A Pilbara perspective on the generation of Archaean continental crust. *Chemical Geology.* vol. **578**: p. 120326.
- Heilimo E., Halla J., Hölttä P. 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos*, **115**(1–4):27–39.
- Hibbard M. J. 1995. *Petrography to Petrogenesis*. New Jersey, Prentice-Hall, Incorporation, 587p.
- Hoffmann J.E., Zhang C., Moyon J.F. e Nagel T.J. 2019. The formation of tonalites–trondjemites granodiorites and of the early continental crust. In: Van Kranendonk, m., Bennett, v.c. e Hoffmann, j.e. (eds) *Earth Oldest Rocks*. 2nd edn. Elsevier, Amsterdam, **78**: 133–168.
- Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton C., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J., Schoene B. 2016. Community-derived standards for LA-ICP-MS U-Th-Pb geochronology – uncertainty propagation, age interpretation and data reporting. *Geostand. Geoanal. Res.*, **4**(3):311–332.
- Huhn S.B., Macambira M.J.B, Dall’Agnol R. 1999. Geologia e Geocronologia Pb/Pb do granito Alcalino Arqueano Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás – PA. In: 6º Simpósio de Geologia da Amazônia. Manaus, *Anais*, **1**:463–466.
- Hunter D.R., 1970. The Ancient gneiss complex in Swaziland. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, **73**: 107–150.
- Hutchison C.S. 1974. *Laboratory handbook of petrography techniques*. London. John Wiley e Sons. 527 p.
- Johnson T.E., Brown M., Kaus B.J.P., VanTongeren J.A. 2014. Delamination and recycling of Archaean crust caused by gravitational instabilities. *Nature Geoscience*, **7**:47–52.
- Johnson T.E., Brown M., Gardiner N.J., Kirkland C.L., Smithies R.H., 2017. Earth’s first stable continents did not form by subduction. *Nature*, **543**: 239–242.
- Johnson T.E., Kirkland C.L., Gardiner N.J., Brown M., Smithies R.H., Santosh M., 2019. Secular change in TTG compositions: Implications for the evolution of Archaean geodynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume **505**: Pages 65-75, ISSN 0012-821X.
- Justo A.P., Dantas E.L., Freitas-Silva F.H., Rodrigues J.B. 2019. Detrital Zircon Populations in the Neoproterozoic to Paleoproterozoic Sedimentary Coverage of Carajás, Amazon Cráton, Brazil. In: 49º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Rio de Janeiro.
- Kerr P. 1959. *Optical mineralogy*. 3rd ed. New York, McGraw - Hill Book Co., 492 p.

Lafon J.M., Scheller T. 1994. Geocronologia Pb/Pb em zircão do Granodiorito Cumaru, Serra dos Gradaús, PA. *In: 4º Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG–Núcleo Norte, Belém, Resumos expandidos[...]*, p. 321–323.

Lafon J.M., Macambira M.J.B., Pidgeon R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (Eastern Amazonian Craton, Brazil). *In: 31º International Geological Congress. Rio de Janeiro, Abstracts*, 1 CDrom.

Lafon J.M., Rodrigues E., Duarte K.D. 1994. Le granite Mata Surrão: un magmatisme monzogranitique contemporain des associations tonalitiques trondhjemitiques-granodioritiques archéennes de la région de Rio Maria (Amazonie Orientale, Brésil). *Comptes Rendus de la Academie de Sciences de Paris*, **318**(5): 643–649.

Laurent O., Martin H., Moyen J.F., Doucelance R. 2014. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, **205**:208–235.

Laurent O., Björnson J., Wotzlaw J.F. 2020. Earth’s earliest granitoids are crystal-rich magma reservoirs tapped by silicic eruptions. *Nat. Geosci.* **13**:163–169

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

Leite A.A.S. & Dall’agnol R. 1997. Geologia e petrografia do maciço granítico Arqueano Xinguara e de suas encaixantes - SE do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **9**:43–81 (Série Ciências da Terra).

Leite A.A.S. 1995. *Geologia e geoquímica do maciço granítico Arqueano Xinguara – sudeste do Estado do Pará*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 209 p.

Leite A.A.S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitoides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*. Phd Thesis. Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 330 p.

Leite A.A.S., Dall’Agnol R., Macambira M.J.B., Althoff F.J. 2004. Geologia e geocronologia dos granitoides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**:447–458.

Leite-Santos P.J. & Oliveira D.C. 2014. Trondhjemitos da área de Nova Canadá: novas ocorrências de associações magmáticas tipo TTG no Domínio Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi- Ciências Naturais*, **9**(3):635–659.

Leite-Santos P.J. & Oliveira D.C. 2016. Geologia, petrografia e geoquímica das associações leucogranítica arqueanas da área de Nova Canadá: Província Carajás. *Geologia USP-Série Científica*, **16**(2):37–66.

Liou P., Guo J., 2019. Generation of Archean TTG gneisses through amphibole dominated fractionation. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **124** (4): 3605–3619.

Ludwig K.R. 2008. *User's manual for Isoplot 3.6: a geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley, Berkeley Geochronology Center (Special Publication).

Macambira M.J.B. & Lancelot J. 1991. Em busca do embasamento arqueano da região de Rio Maria, sudeste do estado do Pará. *In: 3º Simpósio de geologia da Amazônia*. Belém, *Resumos Expandidos*[...], p. 49–58.

Macambira M.J.B. & Lancelot J. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, **38** (12):1134–1142.

Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. *São Félix do Xingu: folha SB.22-Y-B - estado do Pará*. CPRM, Brasília, 344 p.

Macambira J.B. *et al.* 1986. Estratigrafia e mineralizações primárias de ouro da aba sul do sinclínório de Gradaús – sul do Pará. *In: 34º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Goiânia, Anais*[...], **5**:1956–1968.

Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.E., Lindenmayer D. 1991. U/Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Área, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**:329–354.

Machado J.R.M., Oliveira D.C., Almeida J.A.C. 2021. Geologia, geoquímica e afinidades tectonomagmáticas dos granitoides de Bannach do Domínio Rio Maria, Província Carajás, Brasil. *Geologia USP-Série científica*, **21**(2):5–90.

Mackenzie W.S., Donaldson C.H., Guilford C. 1982. *Atlas de igneous rocks and their textures*. Harlow Essex, England, Longman Group Ltda, 148p.

Macpherson C.G., Dreher S.T., Thirlwall M.F., 2006. Adakites without slab melting: high-pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth Planet. Sci. Lett.* **243**, 581–593.

Marangoanha B., Oliveira D.C., Dall'Agnol R. 2019a. The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): origin and implications for crustal growth and cratonization. *Lithos*, **351**: 330-360

Marangoanha B., Oliveira D.C., Oliveira V.E.S., Galarza M.A., Lamarão C.N. 2019b. Neoproterozoic A-type Granitoids from Carajás Province (Brazil): new insights from geochemistry, geochronology and microstructural analysis. *Precambrian Research*, **324**:86–108.

Marangoanha B., Oliveira D.C., Galarza M.A., Marques G.T. 2020. Crustal anatexis and mantle-derived magmas forming Neoproterozoic A-type granitoids in Carajás Province, northern Brazil: petrological evidence and tectonic control. *Precambrian Research*, **338**:105585.

Marinho P.A.C. *et al.* 1977. Projeto Carvão no Rio Fresco: relatório final. Belém: CPRM, **1**:126.

- Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.F., Champion D. 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoide: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, **79**: 1–24.
- Martin H., Moyen J.-F., Guitreau M., Blichert-Toft J., Le Pennec J.L. 2014. Why Archaean TTG cannot be generated by MORB melting in subduction zones. *Lithos*, **198–199**:1–13.
- Martin H., 1987. Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland; major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*, **28**: 921–953.
- Martins P.L.G., Toledo C.L.B., Silva A.M., Chemale Jr F., Santos J.O.S., Assis L.M. 2017. Neoproterozoic magmatism in the southeastern Amazonian Craton, Brazil: Petrography, geochemistry and tectonic significance of basalts from the Carajás Basin. *Precambrian Research*, **302**:340–357.
- McDonough W.F., Sun, S.S., 1995. Composition of the Earth. *Chem. Geol.* **120** (3–4): 223–253.
- Mesquita C.J.S. (em preparação). *Petrogênese do Granito Igarapé Gelado: implicações para o magmatismo neoproterozoico da Província Carajás, Cráton Amazônico*. PhD thesis. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S., Juliani C., Souza Filho C.R. 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide – Cu–Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U–Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita*, **46**:789–811.
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Creaser R.A., Dufrane S.A., Melo G.H.C., Silva M.A.D., Tassinari C.C.G., Sato K., 2015. Timing of multiple hydrothermal events in the iron oxide–copper gold deposits of the Southern Copper Belt, Carajás Province, Brazil. *Mineral Deposita* **50**: 517–546.
- Moyen J.F. & Martin H. 2012. Forty years of TTG research. *Lithos*, **148**: 312–336.
- Moyen J.F. & Laurent O. 2018. Archaean tectonic systems: A view from igneous rocks. *Lithos*, **302–303**:99–125.
- Moyen J.-F., Stevens G., Kisters A.F.M., 2006. Record of mid-Archaean subduction from metamorphism in the Barberton terrain, South Africa. *Nature* **443**: 559–562.
- Moyen J.F., 2011. The composite Archaean grey gneisses: petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. *Lithos*, **123**: 21–36.
- Moyen J.F., 2020. Archean granitoids: classification, petrology, geochemistry and origin, In: Dey S. e Moyen J.F. (Eds) *Archean Granitoids of India: Windows into Early Earth Tectonics*. *Geological Society*, London, Special Publications, 489 p.

Nascimento A.C. 2022. *Petrogênese e contextualização tectônica dos granitoides mesoarqueanos do Terreno Sapucaia da Província Carajás*. Exame de qualificação. Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 125 p.

Nebel O., Capitanio F.A., Moyen J.F., Weinberg R.F., Clos F., Nebel-Jacobsen Y.J., Cawood P.A. 2018. When crust comes of age: on the chemical evolution of Archaean, felsic continental crust by crustal drip tectonics. *Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.*, **376**:20180103.

Neves A.P. & Vale A.G. 1999. Redenção: folha SC.22-X-A. Estados do Pará e Tocantins, escala 1:250.000. Brasília: DNPM/CPRM, 1999. 1 CDrom. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB).

O'Connor J.T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *US Geological Survey Professional Papers*, **525** (B):79-84.

Oliveira D.C., Silva L.R., Nascimento A.C., *et al.* em preparação. Contribuições à estratigrafia e compartimentação tectônica da Província Carajás.

Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Scaillet B. 2010. Petrological constraints on crystallization conditions of Mesoarchean sanukitoid rocks, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology*, **51**(10):2121–2148.

Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**(2–3):146–160.

Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Almeida J.A.C. 2011. Petrology of the Mesoarchean Rio Maria suite and the discrimination of sanukitoid series. *Lithos*, **127**:192–209.

Oliveira V.E.S., Oliveira D.C., Marangoanha B., Lamarão C.N. 2018. Geology, mineralogy and petrological affinities of the Neoproterozoic granitoids from the central portion of the Canaã dos Carajás domain, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **85**:135–159.

Palin R.M. & Santosh M. 2021. Plate tectonics: What, where, why, and when? *Gondwana Research*, **100**:10.1016/j.gr.2020.11.001.

Palin R.M., White, R.W., Green E.C.R., 2016. Partial melting of metabasic rocks and the generation of tonalitic–trondhjemitic–granodioritic (TTG) crust in the Archaean: constraints from phase equilibrium modelling. *Precambrian Res.* **287**: 73–90.

Passchier C. W. & Simpson C. 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, **8**: 831-844.

Peccerillo A. & Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **58**(1):63-81.

- Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulites facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, **166**:159–171.
- Pimentel M.M. & Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb do Terrenos Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. In: 38º Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú, *Resumos Expandidos*, p. 390–391.
- Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(4):597–606.
- Pinheiro R.V.L. 1997. *Reactivation history of the Carajás and Cinzento strike-slip systems, Amazon, Brazil*. PhD thesis. Department of Earth Sciences, University of Durham, 407 p.
- Ragland P.C. 1989. *Basic analytical Petrology*. 2. New York, Oxford University Press, 369 p.
- Ramos J.F.F. *et al.* 1984. Uma discussão sobre seqüências sedimentares tidas como formação Rio Fresco, Sudeste do Pará. In: 33º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Rio de Janeiro, *Anais[...]*, **2**:862–872.
- Rämö O.T., Dall’Agnol R., Macambira M.J.B., Leite A.A.S., Oliveira D.C. 2002. 1.88 Ga oxidized A-type granites of the Rio Maria region, eastern Amazonian craton, Brazil: positively anorogenic. *Journal of Geology*, **110**:603–610.
- Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., 2003. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. *Nature*, **425**: 605e609.
- Ricci P.S.F. 2006. Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – a deep-seated high-T gabbroic pluton (charnockitoidlike) with xenoliths of enderbitic gneisses dated at 3002 Ma – the basement problem revisited. In: 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG, Belém, *Resumos expandidos[...]*, 1 CDrom.
- Rivalenti G., Mazzuchelli M., Girardi V.A.V., Cavazzini G., Finatti C., Barbieri M.A., Teixeira W. 1998. Petrogenesis of the Paleoproterozoic basaltic-andesite-rhyolite dyke association in the Carajás region, Amazonian craton. *Lithos*, **43**(4): 235-265.
- Rodrigues D.S., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2014. Geologia, geoquímica e geocronologia do Granito Mesoarqueano Boa Sorte, município de Água Azul do Norte, Pará – Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi-Ciências Naturais*, **9**(3):597–633.
- Rolando A.P. & Macambira M.J.B. 2003. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. In: South American Symposium on Isotope Geology. Salvador, *Expanded Abstracts[...]*, 1 CDrom.
- Rollinson H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation* (1st ed.). London, Routledge, 384 p.

Rollinson H. & Pease V. 2021. *Using Geochemical Data: To Understand Geological Processes* (2nd ed.). Cambridge, Cambridge University Press, 358 p.

Santos M.D. & Leonardos O.H. 1995. Sistema de fluidos e modelo genético do depósito aurífero do Cumaru, SE do Estado do Pará. *Boletim Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, **7**:237–262

Santos A. & Pena Filho J.I.C. 2000. Xinguara: folha SB.22-Z-C. Estado do Pará, escala 1:250.000. Brasília, CPRM, 1 CDrom. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi L.A. *et al.* (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 169–226 p.

Santos M.N.S. 2015. *Granodiorito Rio Maria e Rochas Associadas de Ourilândia do Norte. Província Carajás: Geologia e Afinidades Petroológicas*. MS Dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 68 p.

Santos P.A., Teixeira M.F.B., Dall’Agnol R., Guimarães A.V. 2013b. Geologia, petrografia e geoquímica da associação Tonalito-Trondhjemitó-Granodiorito (TTG) do extremo leste do Subdomínio de Transição, Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi-Ciências Naturais*, **8**(3):257–290.

Santos M.S., Oliveira D.C., Gabriel E.O. 2018. Granitoides TTG de Água Azul do Norte (PA): implicações tectônicas para a Província Carajás. *Geologia USP-Série científica*, **18**:119–148.

Santos M.D. 1995. *O papel dos granitoides na gênese dos depósitos de ouro tipo lode arqueano: caso da jazida do Cumaru-PA*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Brasília, 157 p.

Santos R.F., Oliveira D.C., Silva F.F. 2018 – Geocronologia U-Pb, classificação e aspectos evolutivos do Granito Marajoara, Província Carajás. *Geologia USP-Série Científica*, **18**(4):89–124.

Santos-Silva R.C., Sabóia A.M., Oliveira H.J. 2021. Projeto integração geológica-geofísica-metalogenética das sequências de Greenstone Belts do Domínio Rio Maria – Novas Fronteiras Rio Maria. Escalas: 1:250.000–1:100.000. CPRM, Belém, pp. 274.

Sardinha A.S., Dall’Agnol R., Gomes A.C.B., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitoides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. In: 42º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Araxá, *Anais[...]*, 1 CD-ROM.

Sardinha A.S., Barros C.E.M., Krymsky R. 2006. Geology, geochemistry, and U–Pb geochronology of the Archean (2.74 Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajás Metallogenic Province, northern Brazil. *Journal South American Earth Science*, **20**:327–339.

- Sato K., Tassinari C.C.G., Basei M.A.S., Siga Júnior O., Onoe A.T., Souza M.D. 2014. Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences of the University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results. *Geologia USP-Série Científica*, **14**(3):3–18.
- Semprich J., Moreno J.A., Oliveira E.P. 2015. Phase equilibria and trace element modeling of Archean sanukitoid melts. *Precambrian Research*, **269**:122–138.
- Shand S.J., 1950. Eruptive Rocks, their Genesis, Composition, Classification, and their Relation to Ore Deposit. 4th ed., London, 488 pp.
- Sheraton J.W. 1970. The origin of the Lewisian gneisses of Northwest Scotland, with particular reference to the Drumbeg area, Sutherland. *Earth and Planetary Science Letters*, **8**: 301–310.
- Silva C.R.P. & Oliveira D.C. 2013. Geologia, petrografia e geoquímica das associações TTGs e leucogranodioritos do extremo norte do Domínio Rio Maria, Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **8**(3):383–415.
- Silva L.R. 2022. *Petrogênese e história tectônica dos granitoides mesoarqueanos de Ourilândia do Norte (PA) – Província Carajás*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 317 p.
- Silva G.C., Lima M.I.C., Andrade A.R.F., Issler R.S., Guimarães G. 1974. *Geologia das folhas SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins*. Belém, DNPM, **4**:1–143.
- Silva A.C., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2010. Individualização e geocronologia de granitoides do Complexo Xingu, região de Vila Jussara, Município de Água Azul do Norte-PA, Província Mineral de Carajás. In: 45º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Belém, *Anais[...]*, CD ROM, p. 82.
- Silva A.C., Dall’Agnol R., Guimarães F.V., Oliveira D.C. 2014. Geologia, petrografia e geoquímica de Associações Tonalíticas e Trondhjemíticas Arqueanas de Vila Jussara, Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi-Ciências Naturais*, **9**(1):13–46.
- Silva F.F., Oliveira D.C., Antonio P.Y.J., D’Agrella M.S.F., Lamarão C.N. 2016. Bimodal magmatism of the Tucumã area, Carajás province: U-Pb geochronology, classification and processes, *Journal of South American Earth Sciences*, **72**:95–114.
- Silva L.R., Oliveira D.C., Santos M.N.S. 2018. Diversity, origin and tectonic significance of the Mesoarchean granitoids of Ourilândia do Norte, Carajás province (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **82**:33–61.
- Silva L.R., & Oliveira D.C. 2019. Magmatismo Mesoarqueano de Ourilândia do Norte-PA: Afinidades Petrológicas e Implicações Tectônicas para a Província Carajás. In: Teixeira S.G. e Chaves C.L. (eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Manaus, SBG-Núcleo Norte, **11**:147–180.
- Silva L.R., Oliveira D.C., Nascimento A.C., Lamarão C.N., Almeida J.A.C. 2022. The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás province, Amazonian craton: petrogenesis, zircon U-Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications. *Lithos*, **432-433**: 106901.

Silva M.A.D., Monteiro L.V.S., Santos T.J.S., Moreto C.P.N., Sousa S.D. 2015. Partial melting and magma generation in the Mesoarchean (ca. 3.0 Ga) TTG gneisses of the Xingu Complex, Carajás Province, Amazon Craton. In: 8th Hutton symposium on granites and related rocks. Florianópolis, *Abstracts*[...], CD-ROM.

Silva M.A.D., Monteiro L.V.S., Santos T.J.S., Moreto C.P.N., Sousa S.D., Faustinoni J.M., Melo G.H.C., Xavier R.P., Toledo B.A.M. 2021. Mesoarchean migmatites of the Carajás Province: From intra-arc melting to collision. *Lithos*, **388–389**:106078.

Silva-Silva L.C., Oliveira D.C., Souza D.B. 2020. Geology and geochemical constraints on the origin of the Mesoarchean granitoids from Carajás province, Amazonian craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **100**:102–568.

Silva-Silva L.C., 2022. *Petrologia e tectônica dos granitoides mesoarqueanos da Folha Rio Branco (SB-22-Y-B-VI), porção centro-oeste da Província Carajás – SE do Cráton Amazônico*. Exame de qualificação. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Brasil.

Sizova E., Gerya T., Stüwe K., Brown M. 2015. Generation of felsic crust in the Archean: a geodynamic modeling perspective. *Precambrian Research*, **271**:198–224.

Sousa S.D., 2020. *O Greenstone Belt de Sapucaia: implicações para a evolução crustal mesoarqueana da Província Carajás*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 289 p.

Souza D.B., 2018. *Geologia e Petrologia dos Granitoides Arqueanos da Área de Tucumã: Implicações Para a Evolução Crustal da Província Carajás*. Exame de qualificação. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 84 p.

Souza S.Z., Dall’Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S., Barros C.E.M. 1996. Carajás mineral province: geological, geochronological and tectonic constrasts on the Archean evolution of the Rio Maria granite-greenstone terrain and the Carajás block. In: Symposium Archean terranes of the South American Platform. Brasilia, *Extended abstracts*, p 31–32.

Souza Z.S., Potrel A., Lafon J.M., Althoff F.J., Pimentel M.M., Dall’Agnol R., Oliveira C.G. 2001. Nd, Pb and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archean greenstone belt of Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the geodynamic evolution of the Amazonian craton. *Precambrian Research*, **109**(3–4):293–315.

Souza D.B., Oliveira D.C., Monteiro L.V.S., Gabriel E.O. Marangoanha B. 2017. Colocação, metamorfismo e natureza dos anfíbolitos de Água Azul do Norte, Província Carajás. *Geologia USP-Série científica*, **17**:98–123.

Spencer C.J., Kirkland C.L., Taylor R.J.M. 2016. Strategies towards statistically robust interpretations of in situ U-Pb zircon geochronology. *Geosci. Front.*, **7**:581–589.

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

Stern R.J., 2005. Evidence from ophiolites, blueschists, and ultrahigh-pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time. *Geology*, **33**(7):557-560.

Stern R.J., 2007. When and how did plate tectonics begin? Theoretical and empirical considerations. *Chin. Sci. Bull.* 52, 578–591.

Stern R.S., Bodorkos S., Kamo S.L., Hickman A. H., Corfu F. 2009. Measurement of SIMS Instrumental mass fractionation of Pb isotopes during zircon dating. *Geostandard and Geanalytical Research*, **33**(3):145-168.

Stern R.A., & Amelin Y. 2003. Assessment of errors in SIMS zircon U-Pb geochronology using a natural zircon standard and NIST SRM 610 glass. *Chemical Geology*, **197**(1):111-142.

Tassinari C.C.G., & Macambira M.J.B. 2004. Evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (eds.). *Geologia do continente Sul Americano*. Evolução da obra de Almeida F.F.M. São Paulo, BECA, p. 471–486.

Tassinari T., Tachibana J., Tulio M., Lívio R., Gaia C. 2005. *Geologia isotópica aplicada nas mineralizações de Cu-Au do greenstone belt da Serra dos Gradaús, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico: exemplo de mineralizações policíclicas*. In: 1º Simpósio Brasileiro de Metalogenia. SBG/SEG/SGMTM-MME. Gramado, Resumos..., Porto Alegre. CDrom.

Tavares F.M. 2014. Programa Geologia do Brasil – PGB, Rio Verde – SB.22-Z-A-III, Estado do Pará – Carta Geológica. Belém: CPRM, Escala1:100.000.

Tavares F.M., Trouw R.A.J., Silva C.M.G., Justo A.P., Oliveira J.K.M. 2018. The multistage tectonic evolution of the northeastern carajás province, Amazonian Craton, Brazil: revealing complex structural patterns. *J. South Am. Earth Sci.* **88**:238–252.

Teixeira L.R. 2005. Genesis versão 4.0. Aplicativo de modelamento geoquímico. Universidade Federal da Bahia.

Teixeira M.F.B., Dall’Agnol R., Santos J.O.S., Sousa L.A.M., Lafon J.M. 2017. Geochemistry, geochronology and Nd isotopes of the Gogó da Onça Granite: A new Paleoproterozoic A-type granite of Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **80**:47–65.

Teixeira M.F.B., Dall’Agnol R., Santos J.O.S., Oliveira D.C., Lamarão C.N., McNaughton N.J. 2018. Crystallization ages of Paleoproterozoic A-type granites of Carajás province, Amazon craton: Constraints from U-Pb geochronology of zircon and titanite. *Journal of South American Earth Sciences*, **88**:312–331.

Teixeira M.F.B., Dall’Agnol R., Santos J.O.S., Kemp A., Evans N. 2019. Petrogenesis of the Paleoproterozoic (Orosirian) A-type granites of Carajás Province, Amazon Craton, Brazil: combined in situ Hf-O isotope of zircon. *Lithos*, **332–333**:1–22.

Teixeira N.P. *et al.* 2002. Archean crustal sources for paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Research*, **119**:257–275.

Teixeira M.F.B., Dall’Agnol R., Silva A.C., Santos P.A. 2013. Geologia, petrografia e geoquímica do Leucogranodiorito Pantanal e dos leucogranitos arqueanos da área a norte de Sapucaia, Província Carajás, Pará: implicações petrogenéticas. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi-Ciências Naturais*, **8**(3):291–323.

Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. (org). 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000. CPRM, Belém, pp. 329.

Volodichev O.I., Slabunov A.I., Bibikova, E.V., Konilov, A.N., Kuzenko, T.I., 2004. Archean eclogites in the Belomorian mobile belt, Baltic Shield. *Petrology*, **12**: 540–560.

Whattam S., Shervais J., Reagan, M., Coulthard, D., Pearce, J., Jones, P., Seo, J., Putirka, K., Chapman, T., Heaton, D., Li, H., Nelson, W., Shimizu, K. e Stern, R. (2020). Mineral compositions and thermobarometry of basalts and boninites recovered during IODP Expedition 352 to the Bonin forearc. *American Mineralogist*, **105**(10): 1490-1507.

Wilson M., 1989. *Igneous Petrogenesis e A Global Tectonic Approach*. Springer, Dordrecht.

Wyers G.P. & Barton M. 1986. Petrology and evolution of transitional alkaline subalkaline lavas from Patmos, Dodecanesos, Greece: evidence for fractional crystallization, magma mixing, and assimilation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **93**:297–311.

Anexo A - Levantamento dos dados geocronológicos e isotópicos do Terreno Rio Maria

(continua)

Unidades Litoestratigráficas		Eventos de Cristalização/Proveniência			Sistema Sm-Nd (Rocha Total)		
Suites/Grupos	Corpos/Formações	Idade (Ma)	Método	Material	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{\text{DM1}}(\text{Ga})$	Ref.
MESOARQUEANO							
Magmatismo cálcico-alkalino							
Suíte Granítica Xinguara	Granito Xinguara	2865±1 ⁷	Evaporação de Pb	Zircão	+1,6	2,9	(8)
	Granito Manelão	2905±12 ³⁹	U-Pb SHRIMP	Zircão			
	Granito Mata Surrão	2872±10 ⁹	Evaporação de Pb	Rocha total			
		2868±5 ¹⁰ , 2871±7 ¹¹ , 2875±11 ¹² , 2881±2 ¹²	Evaporação de Pb	Zircão	+0,6	a +1,9	2,9-3,1
Suíte Granodiorito-Granito Guarantã	Granito Guarantã	2868±5 ¹⁰ , 2864±8 ²⁶	Evaporação de Pb	Zircão			(12)
		2870±16 ²⁶	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão			
	Granodiorito Trairão	2872±7 ²⁹ , 2869±12 ²⁶	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão			
	Granodiorito Azulona	Sem datação disponível					
	Granodiorito Grotão	Sem datação disponível					
Suíte Sanukitoide Rio Maria	Granodiorito Rio Maria	2852±16 ¹⁸ , 2859±19 ¹⁷ , 2875±2 ²⁷	Evaporação de Pb	Zircão	-0,5	a +0,7	3,0-3,1
		2878±4 ¹ , 2877±6 ¹² , 2880±4 ¹²	Evaporação de Pb	Zircão	+0,4	a +1,2	2,9-3,0
		2872±5 ¹⁵ , 2874+9/-10 ¹⁶	U-Pb ID-TIMS	Zircão e Titanita	+0,2	a +1,2	2,9-3,0
	Granodiorito Cumaru	2817±4 ¹⁴	Evaporação de Pb	Zircão			
	Quartzo diorito Parazônia	2858 ¹⁵	U-Pb ID-TIMS	Titanita			
		2876±2 ²⁸	Evaporação de Pb	Zircão			
	Rochas intermediárias associadas	2878±4 ¹	Evaporação de Pb	Zircão			
	Granito Rancho de Deus	2898±61 ²⁶	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão			
Suíte Granodiorito-Granito Tucumã	Granito Tucumã	2844±8 ³⁹ , 2859±4,8 ³⁹	U-Pb SHRIMP	Zircão			
Magmatismo sódico							
Suíte Granodiorítica Nova Canadá	Granodiorito Bonito	2870,6 ±4 ³¹	U-Pb SHRIMP	Zircão			
	Granodiorito Carapanãzinho	Sem datação disponível					
Suíte Tonalito-Trondhjemitica Mogno	Trondjemito Mogno	2972±9 ²⁹ , 2961±16 ²⁹ , 2924±19 ²⁹	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão	+0,9	a +1,0	2,9-3,0
		2959±5 ²⁹	Evaporação de Pb	Zircão	+2,0	a +2,5	2,9-3,0
	Tonalito Carapanã	2917±9 ³⁹ , 2923±9,1 ³⁹	U-Pb SHRIMP	Zircão			
	Tonalito Mariazinha	2925±3 ²⁹ , 2924±2 ²⁹	Evaporação de Pb	Zircão	+1,9	2,9	(29)
		2912±5 ²⁹	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão			
	Tonalito Arco Verde	2964±4 ²⁰ , 2948±7 ¹² , 2981±8 ¹²	Evaporação de Pb	Zircão			
		2957±25/-21 ⁶	U-Pb ID-TIMS	Zircão	+2,0	a +2,6	2,9
		2988±5 ¹² , 2936±4 ¹⁰ , 2937±3 ²⁹	Evaporação de Pb	Zircão	+1,6	a +1,7	3,0
		2941±5 ²⁹ , 2948±4 ²⁹	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão			(12)
Magmatismo máfico-ultramáfico							
Complexo Serra Azul		2970±7 ¹⁵	U-Pb ID-TIMS	Zircão			
Complexo Guara-Pará		Sem datação disponível					
Greenstone Belts							
Grupo Tucumã-Gradaús	Formação Igarapé da Pista	3063-2944 ⁴⁰	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão detrítico	-0,34	3,4	(23)
	Formação Igarapé Abelha	2979±23/24 ⁴⁰ , 2996±5,9 ⁴⁰	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão			
	Formação Igarapé do Cuca	Sem datação disponível					
Grupo Andorinhas	Formação Babaçu	3046±22 ²²	Isócrona Sm-Nd	Rocha total	+1,1	a +2,5	(22)
	Formação Lagoa Seca	2943±88 ²²	Evaporação de Pb	Rocha total			
		2904±29/-22 ^{6,16} , 2971±18 ^{6,21} , 2979±5 ¹⁵	U-Pb ID-TIMS	Zircão	+0,2	a +3,1	3,1-3,2
		3,05 ⁽¹²⁾ , 3,2 ⁽¹²⁾ , 3,4 ⁽¹²⁾ , 3,7 ⁽¹²⁾	U-Pb SHRIMP	Zircão detrítico			(22)

Anexo A

(conclusão)

Unidades Litoestratigráficas		Eventos de Cristalização/Proveniência			Sistema Sm–Nd (Rocha Total)			Sistema Lu–Hf (Zircão)			Isótopos Estáveis			Ref. Isótopos		
Suítas/Grupos	Corpos/Formações	Idade (Ma)	Método	Material	ϵ_{Nd} (t)	T_{DM1} (Ga)	Ref.	ϵ_{Hf} (t)	T_{DM}^c (Ga)	Ref.	$\delta^{18}O$ (‰)	Material	Ref.			
PALEOPROTEROZOÍCO																
Magmatismo intraplaca																
Suíte Jamon	Granito Jamon	1870±18 ³⁴	U–Pb SHRIMP	Zircão												
		1885±32 ¹	Evaporação de Pb	Zircão	–9,7	a –9,5	2,9–3,0	(1) (19)	–12	a –15,7	3,3–3,5	(35)			(1) (19) (35)	
	Granito Musa	1883+5/–22	U–Pb ID–TIMS	Zircão e Titanita		–9,3	a –9,6	2,6–2,8	(1) (19)						(1) (19)	
		1882±4 ³⁴	U–Pb SHRIMP	Zircão								+5,5	a +7,2	Zircão	(35) (35)	
	Granito Redenção	1870±68 ³	Evaporação de Pb	Rocha total		–8,8	a –10,5	2,7–2,8	(19)						(19)	
		1865±6 ³⁴ , 1871±5 ³⁴ , 1883±9,8 ³⁴	U–Pb SHRIMP	Zircão						–13,6	a –14,9	3,3–3,5	(35)	+6,1	a +4,9	Zircão (35) (35)
		1902±27 ³⁴	U–Pb SHRIMP	Titanita											(35)	
	Granito Bannach	1857±14 ³⁴ , 1874±6,1 ³⁴	U–Pb SHRIMP	Zircão		–9,6		2,8	(19)	–11	a –9,3	3,1–3,2	(35)	+6,1	a +7,0	Zircão (35) (19) (35)
		1882±9 ^{(*)13}	Evaporação de Pb	Zircão												
	Granito Manda Saia	1864±6,5 ³⁷	U–Pb SHRIMP	Zircão		–8,1	a –8,4	2,6–2,7	(19)	–12,9	a –18,7	3,2–3,6	(37)		(19)	
		1885±6 ²⁵ , 1887±8 ³⁷	U–Pb SHRIMP	Zircão						–11,3	a –17,9	3,2–3,6	(37)		(37)	
	Suíte Granítica Serra dos Carajás	Granito Seringa	1885±2 ^{1,36}	Evaporação de Pb	Zircão	–9,4	a –10	2,8–2,9	(1) (19)						(1) (19)	
			1875±6 ³⁴ , 1879±18 ³⁴	U–Pb SHRIMP	Zircão						–12,8	a –17,3	3,3–3,6	(35)	+6,0	a +7,0
	Suíte Granítica São João	Granito São João	1880±7 ³⁴ , 1889±8 ³⁴	U–Pb SHRIMP	Zircão											
			1895±1 ³² , 1892±30 ⁴	Evaporação de Pb	Zircão	–10,9	a –9,9	2,8–2,9	(35)	–15,5	a –17,3	3,5–3,6	(35)		(35)	
1890±2 ³³		Evaporação de Pb	Zircão	–11,3	a –9,4	2,9–3,0	(35)	–15,4	a –18,3	3,4–3,6	(35)	+5,5	a +6,8	Zircão (35) (35)		
1876±12 ³⁴ , 1878±3 ³⁴ , 1880±3 ³⁴ , 1891±5 ³⁴		U–Pb SHRIMP	Zircão							–24,2		4,0	(35)	(35)		
										–12,9	a –14,7	3,3–3,4	(35)	(35)		
Suíte Granítica Velho Guilherme	Diões de Tucumã Granito Velho Guilherme	1880,9±3,3 ³⁰ , 1881,9±4,4 ³⁰	U–Pb SHRIMP	Zircão	–10	a –9,4	2,8–2,9	(1)	–14,1	a –14,9	3,4–3,5	(35)		(1)		
		1853,7±6,2 ⁴¹	U–Pb LA–ICP–MS	Zircão												
		1873±13 ⁹	Evaporação de Pb	Rocha total												
Cobertura Sedimentar	Formação Gorotire	1882±6 ³⁴	U–Pb SHRIMP	Zircão												
		2011±25 ³⁸	U–Pb SHRIMP	Zircão detrítico												
Grupo Gemaque	Formação Fazenda São Roque	2154±9 ⁵ a 2035±5 ⁵	Evaporação de Pb	Zircão detrítico												
		Sem datação disponível														
Grupo Rio Fresco	Formação Cachoeirinha Formação Rio Naja	2,76–3,15 ^{(*)6}	U–Pb ID–TIMS	Zircão detrítico												
		Sem datação disponível														
	Formação Tocandera	2,83 ^{(*)40}	Evaporação de Pb	Zircão detrítico												

*Idade em Ga, **Idade citada

Fonte dos dados: 1 – Dall'Agnol *et al.* (1999), 2 – Machado *et al.* (1991), 3 – Barbosa *et al.* (1995), 4 – Avelar (1996), 5 – Monteiro *et al.* (2004), 6 – Macambira (1992), 7 – Leite *et al.* (2004), 8 – Leite (2001), 9 – Rodrigues *et al.* (1992), 10 – Almeida *et al.* (2008), 11 – Althoff *et al.* (1998), 12 – Rolando & Macambira (2003), 13 – Abrantes Jr (2011), 14 – Lafon & Scheller (1994), 15 – Pimentel & Machado (1994), 16 – Macambira & Lancelot (1996), 17 – Gaudette *et al.* (1998), 18 – Avelar *et al.* (1999), 19 – Rämö *et al.* (2002), 20 – Vasquez & Rosa–Costa (2008), 21 – Macambira & Lancelot (1991), 22 – Souza *et al.* (2001), 23 – Tassinari *et al.* (2005), 24 – Macambira *et al.* (1998), 25 – Santos R.F. *et al.* (2018), 26 – Almeida *et al.* (2013), 27 – Santos M.J.P. *et al.* (2013), 28 – Guimarães *et al.* (2010), 29 – Almeida *et al.* (2011), 30 – Silva F.F. *et al.* (2016), 31 – Leite–Santos (2016), 32 – Paiva Jr (2009), 33 – Lima (2011), 34 – Teixeira *et al.* (2018), 35 – Teixeira *et al.* (2019), 36 – Dall'Agnol *et al.* (2005), 37 – Santos R.F. (2021), 38 – Pereira *et al.* (2009), 39 – Souza (2018), 40 – Santos–Silva *et al.* (2021), 41 – Antonio *et al.* (2017). Fonte da tabela. Silva (2022).

Anexo B

(conclusão)

Unidades Litoestratigráficas		Eventos de Cristalização/Proveniência			Eventos de Metamorfismo			Sistema Sm-Nd (Rocha Total)			Sistema Lu-Hf (Zircão)			Sistema ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar			Isótopos Estáveis			Ref. Isótopos	
Suítas/Grupos	Corpos/Formações	Idade (Ma)	Método	Material	Idade (Ma)	Método	Material	ε _{Nd} (t)	T _{DM1} (Ga)	Ref.	ε _{Hf} (t)	T _{DM1} (Ga)	Ref.	Idade (Ma)	Material	Ref.	δ ¹⁸ O (‰)	Material	Ref.		
PALEOPROTEROZOÍCO																					
Magmatismo intraplaca																					
Suíte Serra dos Carajás	Granito Rio Branco	1855,3±13 ⁸ , 1893±6 ⁸ 1884±4 ²¹	Evaporação de Pb U-Pb SHRIMP	Zircão Zircão																	
	Granito Gogó da Onça	1866±10 ²⁰ , 1869±4 ²⁰ , 1877±9 ²⁰ 1872±13 ²⁰ , 1879±15 ²⁰ 1923±12 ²⁰ , 1924±20 ²⁰	U-Pb SHRIMP U-Pb SHRIMP U-Pb SHRIMP	Zircão Titanita Titanita				-9,1 a -9,5	2,8	(20)		-14,4 a -16,5	3,3-3,5	(22)				+5,6 a +6,9	Zircão	(22)	(20) (22)
NEOARQUEANO																					
Magmatismo granítico indiferenciado																					
	Suíte Plaquê	2727±29 ¹ , 2736±24 ⁴	Evaporação de Pb	Zircão																	
Magmatismo subalcalino																					
	Diorito Cristalino	2738±6 ⁵	Evaporação de Pb	Zircão																	
	Granito Curral	2739±4 ¹⁹	U-Pb SHRIMP	Zircão																	
	Granito Sossego	2740±26 ¹⁹	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão																	
Suíte Granítica Planalto		2730±10 ²⁹	Evaporação de Pb	Zircão				-2,3 a +1,4	2,8-3,1	(11)										(11)	
		2747±2 ² , 2725±5 ¹⁰ , 2743±1 ¹⁰	Evaporação de Pb	Zircão				-2,2 a +0,3	2,9-3,1	(15)											(15)
		2729±17 ⁷	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão				-0,8	3,0	(9)											(9)
		2730±5 ⁸	U-Pb SHRIMP	Zircão				-2,2	3,1	(9)											(9)
Suíte Plutônica Vila União		2734,5±9 ¹⁸	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão				-1,7 a +0,7	2,9-3,1	(26)				-4,4 a -2,5	3,0-3,1	(26)				(26)	
		2746,9±1,2 ¹⁸	Evaporação de Pb	Zircão										-3,1 a -1,8	3,1-3,2	(26)				(26)	
		2744±5,6 ¹⁸ , 2745,8±9,9 ²⁶ , 2745,3±7,1 ²⁶	U-Pb SHRIMP	Zircão										-3,8 a -2,2	3,0-3,1	(26)				(26)	
Magmatismo charnoquítico																					
Suíte Charnoquítica Pium	Diopsídio Norito Pium	2732±1 ¹⁵ a 2742±1 ¹⁵	Evaporação de Pb	Zircão				-1,6	3,0	(11)										(11)	
		2744±1 ¹² a 2745±1 ¹²	Evaporação de Pb	Zircão				-2,2 a +0,3	2,9-3,1	(15)											(15)
Enderbitó Café		2730±7 ¹⁷ , 2735±6 ¹⁷	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão				-2,8 a -1,6	3,0-3,1	(12)				-4,8 a -2,8	3,3-3,5	(17)				(17)	
		2740±8 ¹⁷ , 2743±13 ¹⁷	U-Pb SHRIMP	Zircão										-3,2 a -1,9	3,3-3,4	(17)				(17)	
		2754±1 ¹⁷	Evaporação de Pb	Zircão																	(17)
Trondhjemito Pedra Branca		2750±5 ¹¹	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão				-2,2 a -1,2	2,9-3,1	(11)											(11)
		2750±3 ²⁴	Evaporação de Pb	Zircão																	
		2765±39 ²⁴	U-Pb ID-TIMS	Zircão																	
	Charnquito Rio Seco	Sem datação disponível																			
	Charnquito associado à Suíte Planalto	2735±5 ⁹	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão																	
Magmatismo máfico-ultramáfico																					
	Suíte Intrusiva Cateté	2766±6 ⁷	U-Pb SHRIMP	Zircão																	

Fonte dos dados: 1 – Machado *et al.* (1991), 2 – Macambira & Tassinari (1998), 3 – Avelar (1996), 4 – Avelar *et al.* (1999), 5 – Huhn *et al.* (1999), 6 – Pidgeon *et al.* (2000), 7 – Lafon *et al.* (2000), 8 – Araújo & Sousa (2018), 9 – Feio *et al.* (2012), 10 – Guimarães *et al.* (não publicado), 11 – Feio *et al.* (2013), 12 – Santos R.D. *et al.* (2013), 13 – Moreto *et al.* (2011), 14 – Moreto *et al.* (2015a), 15 – Galarza *et al.* (2017), 16 – Rodrigues *et al.* (2014), 17 – Marangoanha *et al.* (2019a), 18 – Marangoanha *et al.* (2019b), 19 – Moreto *et al.* (2015b), 20 – Teixeira *et al.* (2017), 21 – Teixeira *et al.* (2018), 22 – Teixeira *et al.* (2019), 23 – Tavares F. (2015), 24 – Sardinha *et al.* (2004), 25 – Silva M.A.D. *et al.* (2021), 26 – Marangoanha *et al.* (2020), 27 – Silva *et al.*, (2022), 28 – Tavares F. (2014), 29 – Leite-Santos & Oliveira (2016). Fonte da tabela. Silva (2022).

Anexo C: Levantamento dos dados geocronológicos e isotópicos do Terreno Sapucaia.

Unidades Litoestratigráficas		Eventos de Cristalização/Proveniência			Sistema Sm–Nd (Rocha Total)		
Suítes/Grupos	Corpos/Formações	Idade (Ma)	Método	Material	ϵ_{Nd} (t)	T_{DMI} (Ga)	Ref.
NEOARQUEANO							
Magmatismo cálcico–alcalino							
Suíte Granítica Canaã dos Carajás	Granito Velha Canadá	2733±2 ^{1,8,12} , 2747±2 ^{1,8,12}	Evaporação de Pb	Zircão			
Magmatismo subalcalino							
Suíte Plutônica Vila Jussara		2725±5 ^{7,9} , 2735±4 ^{7,9} , 2743±1 ^{7,9}	Evaporação de Pb	Zircão			
		2743±9 ^{7,9} , 2748±2 ^{2,3} , 2749±3 ^{2,3}	Evaporação de Pb	Zircão			
		2752±5,7 ⁵ , 2754±2 ^{2,5}	Evaporação de Pb	Zircão			
		2769±10 ^{7,9}	U–Pb SHRIMP	Zircão			
Magmatismo charnoquítico							
Suíte Charnoquítica Pium	Enderbitto de Sapucaia	Sem datação disponível					
Magmatismo máfico–ultramáfico							
	Peridotito Fafá	Sem datação disponível					
MESOARQUEANO							
Magmatismo cálcico–alcalino							
Suíte Granítica Xinguara	Granito Xinguara	2865±1 ⁶	Evaporação de Pb	Zircão	+1,6	2,9	(14)
Suíte Sanukitoide Água Limpa	Granodiorito Água Limpa	2870,2±3,6 ¹³ , 2871,3±3,9 ¹³	U–Pb SHRIMP	Zircão			
		2879±1,1 ¹¹	Evaporação de Pb	Zircão			
	Granodiorito Água Azul	2872±4,6 ¹³ , 2869,8 ±4,2 ¹³	U–Pb SHRIMP	Zircão			
		2870,8 ±4,6 ⁸	Evaporação de Pb	Zircão			
Magmatismo sódico							
Suíte Granodiorítica Nova Canadá	Granodiorito Nova Canadá	2870,6±4 ¹²	U–Pb SHRIMP	Zircão			
		2895±2 ^{2,12}	Evaporação de Pb	Zircão			
	Granodiorito Pantanal	Sem datação disponível					
Suíte Trondhjémítica Rio Verde	Trondhjemitó Água Fria	2843±10 ¹⁰	U–Pb LA–ICP–MS	Zircão			
		2864±21 ⁶	Evaporação de Pb	Zircão	+1,4 a +2,0	2,9	(14)
Suíte Migmatítica Caracol	Ortognaisse Colorado	2872±2 ⁴	Evaporação de Pb	Zircão			
	Complexo Gnáissico Água Azul	2935,6±4,7 ¹³	U–Pb SHRIMP	Zircão			
	Ortognaisse Caracol	2936±3 ⁶ , 2948±5 ⁶	Evaporação de Pb	Zircão	–3,4 a +2,6	2,9–3,9	(14)
Suíte Tonalítica São Carlos	Tonalito São Carlos	2934±8,6 ⁷	Evaporação de Pb	Zircão			
Magmatismo máfico–ultramáfico							
	Anfibolito Surucucu	Sem datação disponível					
Greenstone belts							
Grupo Sapucaia		> 2,9* (Sem datação disponível)					

*idade em Ga

Fonte dos dados: 1 – Leite–Santos *et al.* (2010), 2 – Oliveira D.C. *et al.* (2010), 3 – Souza *et al.* (2010), 4 – Silva *et al.* (2010), 5 – Silva F.F. *et al.* (2020), 6 – Leite *et al.* (2004), 7 – Guimarães *et al.* (não publicado), 8 – Sousa *et al.* (2010), 9 – Dall’Agnol *et al.* (2017), 10 – Almeida *et al.* (2011), 11 – Gabriel *et al.* (2010), 12 – Leite–Santos (2016), 13 – Gabriel (2014), 14 – Leite (2001). Fonte da tabela. Silva (2022).



Ministério da Educação
Universidade Federal do Pará
Sistema de Bibliotecas

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

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

2. Informações sobre a obra:

Autor: YURY HARRISON DA COSTA REIS

RG: 6809626 CPF: 025745422-58 E-mail: Yurygeo16@gmail.com

Telefone: (91) 982444258 Curso/Programa: Pós-graduação em Geologia e Geoquímica

Orientador: Daviz Carvalho de Oliveira Co-orientador: _____

Título do documento:

Geoquímica e geocronologia U-Pb SHRIMP dos granitoides
ITG da área de Anilândia-Tucumã, Província Borajó - SE do

Data da defesa: 17/11/2023 Área do Conhecimento: Petrologia e Geoquímica

Agência de Fomento (se houver): _____

CRISTOM
AMAZÔNICO

3. Informação de disponibilização do documento:

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

Justificativa de restrição total*: _____

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

A partir de qual data esse documento poderá ser disponibilizado: 10/12/2023

4. Permissões⁵

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

O documento está sujeito a patentes? () Sim Não

5. T&D defendidas fora da instituição

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

Belém - Pará - 23/11/2023

Local e Data

Yury Harrison da C. Reis
Assinatura do autor

³ Trabalho de Conclusão de Curso

⁴ Trabalho de Conclusão de Curso em Especialização

⁵ Creative Commons Internacional 4.0