



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

TESE DE DOUTORADO Nº 166

**PETROGÊNESE E HISTÓRIA TECTÔNICA DOS
GRANITOIDES MESOARQUEANOS DE OURILÂNDIA DO
NORTE (PA) – PROVÍNCIA CARAJÁS**

Tese apresentada por:

LUCIANO RIBEIRO DA SILVA

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

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)

S586p Silva, Luciano Ribeiro da.
Petrogênese e história tectônica dos granitoides mesoarqueanos de Ourilândia do Norte (PA) – Província Carajás / Luciano Ribeiro da Silva. — 2022.
xv, 302 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Davis Carvalho de Oliveira
Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2022.

1. Granitoides. 2. Petrologia. 3. Transição tectônica. 4. Arqueano. 5. Província Carajás. I. Título.

CDD 551.9



BELÉM - PARÁ
2022

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

**PETROGÊNESE E HISTÓRIA TECTÔNICA DOS
GRANITOIDES MESOARQUEANOS DE OURILÂNDIA DO
NORTE (PA) – PROVÍNCIA CARAJÁS**

TESE APRESENTADA POR
LUCIANO RIBEIRO DA SILVA

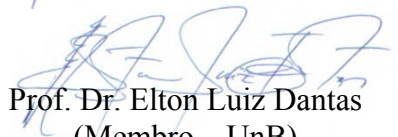
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA, linha de pesquisa EVOLUÇÃO CRUSTAL E METALOGÊNESE.**

Data de Aprovação: 16 / 09 / 2022


Banca Examinadora:


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


Prof^a Dr^a Maria de Fátima Aparecida Saraiva Bitencourt
(Membro – UFRGS)


Prof. Dr. Elton Luiz Dantas
(Membro – UnB)


Prof. Dr. Jean Michel Lafon
(Membro – UFPA)


Prof. Dr. Roberto Dall'Agnol
(Membro – UFPA)

*Dedico este trabalho à minha família,
professores e amigos que sempre me apoiaram
durante a construção deste documento.*

AGRADECIMENTOS

O autor desta tese expressa seus sinceros agradecimentos a todas as pessoas e entidades que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho e em particular:

- Ao Programa de Pós-Graduação de Geologia e Geoquímica do Instituto de Geociências da UFPA pelo fornecimento de infraestrutura;
- À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão de bolsa de estudo (88882.347887/2019-01);
- Ao Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Instituto de Geociências da UFPA, com destaque para o apoio do Prof. Marco Galarza (tutor);
- Ao Laboratório de Microanálises (LM) do Instituto de Geociências da UFPA, com destaque para Gisele Marques (técnica administrativa do laboratório) e para o Prof. Cláudio Lamarão (coordenador do laboratório);
- Ao Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da UFPA, com destaque para o apoio da responsável técnica Joelma Lobo;
- Ao orientador Prof. Davis C. de Oliveira, pela oportunidade de realizar este trabalho com tranquilidade, pelos incentivos, ensinamentos e reflexões tanto dentro quanto fora da geologia;
- Aos funcionários e demais professores do Instituto de Geociências da UFPA, em especial aos Professores Roberto Dall’Agnol, Jean Michel Lafon, Cláudio Lamarão, Roberto Vizeu, Candido Moura, Paulo Gorayeb, Fábio Domingos e as secretárias do PPGG (Cleida e Jô);
- Aos professores de graduação da UNIFESSPA, em especial aos seus orientadores de IC: José de Arimatéia, Francisco Ribeiro, Marivaldo Nascimento e Antônio Emídio.
- Aos membros do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) do Instituto de Geociências da UFPA, pelo suporte técnico-científico e inúmeras discussões, que algumas vezes podem ter sido calorosas e importantes para estimular o raciocínio geológico.
- À Biblioteca Raimundo Montalvão do IG/UFPA pela orientação das normas de formatação do documento, com destaque para os bibliotecários Hélio Martins e Lúcia Imbiriba;
- Aos colegas do Serviço Geológico do Brasil, Felipe Grandjean e Patrick dos Santos, pelas valiosas reflexões sobre a evolução tectônica da Província Carajás (campo em 2019).
- À família, em especial aos pais e aos irmãos (Brendo, Juninho, Victor, Paulo, Maria Clara);
- Aos amigos que a geologia trouxe, em especial João Alberto pelas valorosas discussões sobre geocronologia e evolução crustal;
- Aos demais amigos, em especial Rômulo Antoniazzi, José Arimatéia, Silvio Sanches, Yuri Rafael, Terezinha Silva e Raphael Soares.

“Seria uma atitude ingênua esperar que as classes dominantes desenvolvessem uma forma de educação que proporcionasse às classes dominadas perceberem as injustiças sociais de maneira crítica.”

Paulo Freire

RESUMO

Dados isotópicos inéditos de U-Pb-Hf em zircão das principais unidades mesoarqueanas da área de Ourilândia do Norte, localizada na porção centro-oeste da Província Carajás, foram combinados a uma revisão dos principais aspectos geológico-estruturais, petrográficos e geoquímicos destas rochas, o que permitiu uma redefinição da estratigrafia local, bem como um aprofundamento sobre as naturezas das fontes, com base em modelagem geoquímica. Além disto, foi apresentado um quadro moderno das correlações tectonoestratigráficas e dos principais eventos que levaram à estabilização da província, bem como suas implicações para a origem da tectônica de placas. Os granitoides mesoarqueanos de Ourilândia são compostos por batólitos de sanukitoide (SNK) e biotita granito (BG), com subordinado tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG). (1) Os TTG representam o evento mais antigo da área (2,92 Ga) e são compostos por xenólitos tonalíticos (Suíte Mogno) e por um *stock* de trondhjemitó porfirítico (Suíte Rio Verde). Os xenólitos são deformados e o trondhjemitó apresenta pequenos enclaves máficos. O xenólito tonalítico forneceu $\epsilon_{\text{Hf}}(2,92 \text{ Ga}) = +2,0$ a $-0,2$ e foi formado por 16% de fusão a partir de um metabasalto enriquecido, enquanto o trondhjemitó apresentou valores de ϵ_{Hf} mais amplos [$\epsilon_{\text{Hf}}(2,92 \text{ Ga}) = +2,3$ a $-3,5$], sugerindo uma origem mais complexa envolvendo mistura entre *melt* tipo-TTG (70–80%) e um componente subcondrítico (20–30%), refletindo em seu maior tempo de residência crustal ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3,2\text{--}3,5 \text{ Ga}$) em relação ao xenólito ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3,2\text{--}3,3 \text{ Ga}$). (2) Os SNKs foram agrupados na Suíte Sanukitoide Ourilândia, que integra o Granodiorito Arraias (2,92 Ga) e o Complexo Tonalito-Granodiorito Ourilândia (2,88 Ga), que é composto por tonalitos e granodioritos, com subordinados quartzo monzodiorito, quartzo diorito e enclaves máficos. De modo geral, essas rochas mostram hornblenda, biotita e epidoto como principais fases máficas. O Granodiorito Arraias é a unidade SNK mais antiga da província e uma das mais antigas do mundo. Ele forneceu valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(2,92 \text{ Ga})$ variando de condrítico a subcondrítico (+1,9 a $-4,4$) e pode ser gerado por 29% de fusão do manto metassomatizado por 40% de *melt* tipo-TTG, em condições oxidantes, deixando um resíduo composto de ortopiroxênio, granada, clinopiroxênio e magnetita. Já o Complexo Ourilândia forneceu valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(2,88 \text{ Ga}) = +3,4$ a $-2,0$ e suas diferentes variedades de granitoides (incluindo o quartzo monzodiorito) foram formadas a partir de 18–33% de fusão do manto enriquecido por 20–40% de *melt* tipo-TTG, sob condições oxidantes, deixando um resíduo composto por ortopiroxênio, clinopiroxênio, granada, magnetita \pm olivina. Os enclaves máficos e o quartzo diorito mostram histórias petrogenéticas distintas e foram admitidos como produto de fusão parcial do manto metassomatizado por fluidos em menores pressões, fora da zona de

estabilidade da granada. (3) O monzogranito equigranular representa a unidade mais volumosa da área e foi correlacionado ao batólito Boa Sorte (Suíte Granítica Canaã dos Carajás). Seu magma parental pode ser formado por 18% de fusão a partir de um trondhjemitótipo-TTG (análogo àqueles da região de Água Azul do Norte) sob condições relativamente oxidantes, deixando um resíduo composto por plagioclásio, quartzo, biotita, magnetita e ilmenita. Os dados U-Pb permitiram distinguir quatro populações de zircão (3,04 Ga, 2,97 Ga, 2,93 Ga e 2,88 Ga). A população mais jovem foi interpretada como a idade de cristalização magmática (contemporânea ao Complexo Ourilândia) e forneceu valores subcondríticos de $\epsilon_{\text{Hf}(2,88 \text{ Ga})} = -0,8$ a $-4,1$ (o que confirma sua origem crustal). A população de 2,93 Ga foi interpretada como cristais herdados da fonte tipo-TTG e forneceu $\epsilon_{\text{Hf}(2,93 \text{ Ga})} \text{ condrítico} = +2,8$ a $-0,7$ ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3,1\text{--}3,4 \text{ Ga}$), indicando um menor tempo de residência crustal em relação à população de 2,88 Ga ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3,3\text{--}3,5 \text{ Ga}$). Já as populações com idades de 3,04 Ga e 2,97 Ga foram interpretadas como xenocristais com $\epsilon_{\text{Hf}(3,04 \text{ Ga})} = -1,7$ a $-2,2$ ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3,5 \text{ Ga}$) e $\epsilon_{\text{Hf}(2,97 \text{ Ga})} = +1,4$ a $-5,7$ ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3,3\text{--}3,7 \text{ Ga}$), respectivamente. (4) O granodiorito porfirítico alto-Ti e o monzogranito heterogranular associado são intimamente relacionados ao Granito Boa Sorte e foram agrupados na Suíte Granodiorito-Granito Tucumã, que apresenta afinidade com os granitos Closepet (Cráton Dharwar, Índia) e Matok (Bloco Pietersburg, África do Sul). O granodiorito alto-Ti pode ser formado por fusão de 30% do manto enriquecido com 40% de *melt* tipo-TTG em condições oxidantes, deixando um resíduo composto por ortopiroxênio, olivina, plagioclásio, clinopiroxênio e magnetita, com a participação de um componente enriquecido em HFSE, como sedimentos, fluidos e/ou materiais da astenosfera. A petrogênese do monzogranito desta suíte envolveu mistura entre 40% de magmas derivados da crosta (Granito Boa Sorte) e 60% de magmas derivados do manto enriquecido (granodiorito alto-Ti). Um modelo tectônico de três estágios é admitido para explicar a origem e a assinatura isotópica dos granitoides estudados. Os valores de $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ variam entre 3,7–3,1 Ga, indicando extração de crosta a partir do manto no Paleoarqueano, que foi gerada em tectônica tipo domos-e-quilhas de longa duração (~600 Ma) e posteriormente reciclada de volta ao manto, permitindo seu enriquecimento por subducção de baixo ângulo no Mesoarqueano (2º estágio), onde os TTG (suítes Mogno e Rio Verde) e a primeira geração de SNK (Granodiorito Arraias) foram formados em 2,92 Ga. Então, uma colisão de curta duração (3º estágio) definida pelo pico de metamorfismo regional (2,89–2,84 Ga) e associada com espessamento crustal e *slab breakoff* permitiu a origem de grandes volumes de magmas derivados do manto e da crosta em ~2,88 Ga, com ascensão e colocação condicionada por zonas de cisalhamento.

Palavras-chave: granitoides; petrologia; transição tectônica; Arqueano; Província Carajás.

ABSTRACT

Zircon U-Pb-Hf isotopic data from the main Mesoarchean units in the Ourilândia do Norte area (Carajás Province, Amazon Craton) were combined with a review of the main geological-structural, petrographic and geochemical aspects of these rocks, which allowed a redefinition of local stratigraphy, as well as a better understanding of the nature of the sources, based on geochemical modeling. In addition, a modern framework of the tectonostratigraphic correlations and the main events that led to the stabilization of the province was presented, as well as their implications for the origin of the plate tectonics. The Ourilândia granitoids are composed of interdigitated batholiths of sanukitoids and potassic granites, with subordinate TTG. (1) The TTG represent the oldest event in the area (2.92 Ga) and they are composed of tonalitic xenoliths (Mogno suite) and a porphyritic trondhjemite stock (Rio Verde suite), in which biotite is the main mafic mineral. The xenoliths are intensely deformed and the trondhjemite presents small mafic enclaves. The xenolith provided chondritic values of $\epsilon_{\text{Hf}}(2.92 \text{ Ga}) = +2.0$ to -0.2 and was formed by partial melting of hydrated metabasalts, while the trondhjemite presented $\epsilon_{\text{Hf}}(2.92 \text{ Ga}) = +2.3$ to -3.5 suggesting a more complex origin involving mixing between TTG-type melt and a subchondritic component, reflecting its longer crustal residence time ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.2\text{--}3.5 \text{ Ga}$) in relation to the xenolith ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.2\text{--}3.3 \text{ Ga}$). (2) The sanukitoids were grouped in the Ourilândia sanukitoid suite, which integrates the Arraias granodiorite (2.92 Ga) and the Ourilândia tonalite-granodiorite complex (2.88 Ga), which is composed of tonalites and granodiorites with subordinate quartz monzodiorite, quartz diorite and mafic enclaves. In general, these rocks show hornblende, biotite and epidote as the main mafic phases. The Arraias granodiorite is the oldest sanukitoid unit in the province and one of the oldest in the world. It provided $\epsilon_{\text{Hf}}(2.92 \text{ Ga})$ values ranging from chondritic to subchondritic ($+1.9$ to -4.4) and can be generated by 29% melting of the mantle metasomatized by 40% TTG-type melt, under oxidizing conditions, leaving a residue composed of orthopyroxene, garnet, clinopyroxene and magnetite. Meanwhile, the Ourilândia complex provided values of $\epsilon_{\text{Hf}}(2.88 \text{ Ga}) = +3.4$ to -2.0 and its different varieties of granitoids (including quartz monzodiorite) were formed from 18–33% melting of the mantle enriched by 20–40% TTG-type melt, under oxidizing conditions, leaving a residue composed of orthopyroxene, clinopyroxene, garnet, magnetite \pm olivine. The mafic enclaves and the quartz diorite show distinct petrogenetic histories and were assumed to be a product of partial melting from the mantle metasomatized by fluids at lower pressures, outside the garnet stability zone. (3) The equigranular

monzogranite represents the largest unit in the area and was correlated with the Boa Sorte batholith (Canaã dos Carajás granitic suite). Its parental magma can be formed by 18% melting from a TTG-type trondhjemite (analogous to those of Água Azul do Norte) under relatively oxidizing conditions, leaving a residue composed of plagioclase, quartz, biotite, magnetite and ilmenite. The U-Pb data allowed to distinguish four zircon populations (3.04 Ga, 2.97 Ga, 2.93 Ga and 2.88 Ga). The youngest population was interpreted as the magmatic crystallization age (coeval to the Ourilândia complex) and provided subchondritic values of $\epsilon_{\text{Hf}(2.88 \text{ Ga})} = -0.8$ to -4.1 , which confirms its crustal origin. The 2.93 Ga population was interpreted as crystals inherited from the TTG-type source and provided chondritic $\epsilon_{\text{Hf}(2.93 \text{ Ga})} = +2.8$ to -0.7 ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.1\text{--}3.4 \text{ Ga}$), indicating a shorter crustal residence time than the 2.88 Ga population ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.3\text{--}3.5 \text{ Ga}$). The populations dated at 3.04 Ga and 2.97 Ga were interpreted as xenocrystals with $\epsilon_{\text{Hf}(3.04 \text{ Ga})} = -1.7$ to -2.2 ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.5 \text{ Ga}$) and $\epsilon_{\text{Hf}(2.97 \text{ Ga})} = +1.4$ to -5.7 ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.3\text{--}3.7 \text{ Ga}$), respectively. (4) The high-Ti porphyritic granodiorite and the associated heterogranular monzogranite are closely related to the Boa Sorte granite and were grouped in the Tucumã granodiorite-granite suite, which has affinity with the Closepet (Dharwar craton, India) and the Matok (Pietersburg block, South Africa) granites. The high-Ti granodiorite can be formed by 30% melting from the mantle enriched with 40% of TTG-type melt under oxidizing conditions, leaving a residue composed of orthopyroxene, olivine, plagioclase, clinopyroxene and magnetite, with the participation of a component enriched in HFSEs, such as sediments, fluids and/or asthenosphere materials. The petrogenesis of the monzogranite of this suite involved mixing between 40% crust-derived magmas (Boa Sorte granite) and 60% enriched mantle-derived magmas (high-Ti granodiorite). A three-stage tectonic model is assumed to explain the origin and isotopic signature of the studied granitoids. In general, the $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ ranging from 3.7 to 3.1 Ga, indicating the existence of a Paleoproterozoic crustal component, which was generated in long-lived dome-and-keel tectonics (~600 Ma) and later recycled in the mantle allowing its enrichment from low-angle subduction in Mesoproterozoic (2nd setting), where the TTG-type granitoids and the first sanukitoid generation were formed at 2.92 Ga. Then, a short-lived collision (3rd setting) defined by the peak regional metamorphism (2.89–2.84 Ga) and associated with crustal thickening and slab breakoff allowed the origin of large volumes of mantle- and crust-derived magmas at ~2.88 Ga, where the ascent and emplacement were conditioned by shear zones.

Keywords: granitoids; petrology; tectonic transition; Archean; Carajás province.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

Figura 1 – Mapa de localização e acesso à região de Ourilândia do Norte.	3
Figura 2 – Classificação e petrogênese dos granitoides arqueanos	9
Figura 3 – Distribuição de idades de granitoides arqueanos..	11
Figura 4 – Restrições isotópicas em granitoides arqueanos e agente de metassomatismo.....	17
Figura 5 – Modelos de crescimento, preservação e destruição da crosta continental..	21
Figura 6 – Início da tectônica de placas e surgimento das principais fácies de metamorfismo	26
Figura 7 – Principais estilos geodinâmicos dos corpos rochosos do sistema solar	27
Figura 8 – Evolução secular dos diferentes estilos geodinâmicos da Terra	31
Figura 9 – Modelos de <i>stagnant lid tectonics</i>	32
Figura 10 – Principais mecanismos e estruturas de recristalização.	38
Figura 11 – (Micro)fraturas magmáticas.	40
Figura 12 – Proposta de quando utilizar a classificação de rochas metamórficas.....	42
Figura 13 – Evolução do conhecimento geológico regional da Província Carajás	47
Figura 14 – Encartes de imagens aerogeofísicas.	50
Figura 15 – Síntese dos dados geocronológicos do Terreno Rio Maria.....	61
Figura 16 – Síntese dos dados geocronológicos do Terreno Sapucaia.....	62
Figura 17 – Síntese dos dados geocronológicos do Terreno Canaã dos Carajás.....	63
Figura 18 – Síntese dos dados geocronológicos da Bacia Carajás.....	64
Figura 19 – Mapa geológico da área de Ourilândia do Norte.	95
Figura 20 – Correlações tectonoestratigráficas das unidades mesoarqueanas.	115
Figura 21 – Propostas de evolução geodinâmica para a Província Carajás.....	118
Figura 22 – Mapa de amostragem da área de Ourilândia do Norte.....	124

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

Tabela 1 – Levantamento dos dados geocronológicos e isotópicos das unidades mesoarqueanas do Terreno Rio Maria.....	65
Tabela 2 – Levantamento dos dados geocronológicos e isotópicos do Terreno Sapucaia.	66
Tabela 3 – Levantamento dos dados geocronológicos e isotópicos das unidades mesoarqueanas do Terreno Canaã dos Carajás.	67
Tabela 4 – Levantamento dos dados geocronológicos e isotópicos das unidades neoarqueanas e paleoproterozóicas do Terreno Canaã dos Carajás.	68
Tabela 5 – Levantamento dos dados geocronológicos e isotópicos da Bacia Carajás.	69
Tabela 6 – Levantamento dos dados geocronológicos e isotópicos das unidades paleoproterozóicas do Terreno Rio Maria.	70

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xi
LISTA DE TABELAS	xii
CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO	2
1.1 APRESENTAÇÃO.....	2
1.2 RECURSOS E COLABORAÇÕES	3
1.3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	5
1.3.1 Classificação e petrogênese de granitoides arqueanos	6
1.3.2 Um padrão de evolução global e a diversificação dos granitoides arqueanos	10
1.3.3 Composição isotópica dos diferentes tipos de granitoides arqueanos	12
1.3.4 Origem dos granitoides tipo-M e a natureza do agente de metassomatismo	16
1.3.6 Considerações sobre crescimento, preservação e destruição da crosta continental	18
1.3.7 Diferentes estilos tectônicos e o início da tectônica de placas	23
1.3.8 Metagranito ou granito deformado? Eis a questão!	34
1.4 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	42
1.4.1 Estruturação regional: um breve histórico	43
1.4.2 Estratigrafia da Província Carajás	52
<i>1.4.2.1 Mesoarqueano</i>	54
<i>1.4.2.2 Neoarqueano</i>	57
<i>1.4.2.3 Paleoproterozóico</i>	59
1.5 REGISTRO GEOLÓGICO MESOARQUEANO DA PROVÍNCIA CARAJÁS	71
1.5.1 Greenstone belts	71
<i>1.5.1.1 Grupo Tucumã-Gradaús</i>	71
<i>1.5.1.2 Grupo Andorinhas</i>	72
<i>1.5.1.3 Grupo Sapucaia</i>	74
<i>1.5.1.4 Grupo Sequeirinho</i>	75
<i>1.5.1.5 Grupo Rio Novo</i>	75

1.5.2 Magmatismo máfico-ultramáfico	76
1.5.2.1 <i>Complexos Serra Azul e Guará-Pará</i>	76
1.5.2.2 <i>Anfibolito Surucucu</i>	77
1.5.3 Magmatismo sódico	78
1.5.3.1 <i>Complexo Indiferenciado Xingu</i>	78
1.5.3.2 <i>Suíte Granulítica Chicrim Cateté</i>	79
1.5.3.3 <i>Suíte Tonalítica São Carlos</i>	80
1.5.3.4 <i>Suíte Migmatítica Caracol</i>	81
1.5.3.5 <i>Suíte Tonalito-Trondhjemítica Mogno</i>	83
1.5.3.6 <i>Suíte Trondhjemítica Rio Verde</i>	85
1.5.3.7 <i>Suíte Granodiorítica Nova Canadá</i>	87
1.5.4 Magmatismo cálcico-alcalino	89
1.5.4.1 <i>Suíte Sanukitoide Rio Maria</i>	89
1.5.4.2 <i>Suíte Sanukitoide Água Limpa</i>	90
1.5.4.3 <i>Suíte Sanukitoide Ourilândia</i>	92
1.5.4.4 <i>Suíte Granodiorito-Granito Guarantã</i>	101
1.5.4.5 <i>Suíte Granodiorito-Granito Tucumã</i>	102
1.5.4.6 <i>Suíte Granítica Canaã dos Carajás</i>	104
1.5.4.7 <i>Suíte Granítica Xinguara</i>	113
1.6 CORRELAÇÕES TECTONOESTRATIGRÁFICAS E MODELOS TECTÔNICOS....	114
1.7 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA.....	119
1.8 OBJETIVOS.....	121
1.9 MATERIAIS E MÉTODOS.....	123
1.9.1 Mapeamento geológico e geologia estrutural	123
1.9.2 Petrografia e microestrutural	125
1.9.3 Litoquímica e química mineral	126
1.9.4 Modelagem geoquímica	126
1.9.4.1 <i>Balanco de massas dos elementos maiores</i>	127
1.9.4.2 <i>Modelagem dos elementos-traço</i>	127
1.9.5 Geocronologia	128
1.9.6 Geoquímica isotópica de háfnio em zircão	130
CAPÍTULO 2 MAGMATISMO MESOARQUEANO DE OURILÂNDIA DO NORTE – PA: AFINIDADES PETROLÓGICAS E IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS PARA A PROVÍNCIA CARAJÁS	132

CAPÍTULO 3 THE MESOARCHEAN PLUTONIC COMPLEX FROM THE CARAJÁS PROVINCE, AMAZONIAN CRATON: PETROGENESIS, ZIRCON U-Pb SHRIMP GEOCHRONOLOGY AND TECTONIC IMPLICATIONS	166
CAPÍTULO 4 CHANGE FROM PALEOARCHEAN DOME-AND-KEEL TECTONICS TO MESOARCHEAN SUBDUCTION–COLLISION: GEOCHEMICAL AND ZIRCON U-Pb-Hf ISOTOPE CONSTRAINTS ON THE 2.92–2.88 GA GRANITOIDS FROM OURILÂNDIA DO NORTE, CARAJÁS PROVINCE, AMAZONIAN CRATON, BRAZIL	217
CAPÍTULO 5 CONSIDERAÇÕES FINAIS	263
REFERÊNCIAS	268

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A presente tese de doutorado faz parte das contribuições do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) e está vinculada à área de Geoquímica (linha de pesquisa Evolução Crustal e Metalogênese) do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da Universidade Federal do Pará (UFPA). Os granitoides mesoarqueanos, alvos de estudo desta tese, são localizados na área de Ourilândia do Norte, no sudeste do Estado do Pará (Figura 1). Os resultados são apresentados na forma de três artigos científicos correspondentes aos capítulos 2, 3 e 4, os quais são precedidos por um capítulo introdutório (capítulo 1). Além disto, este documento integra um último capítulo com as considerações finais (capítulo 5).

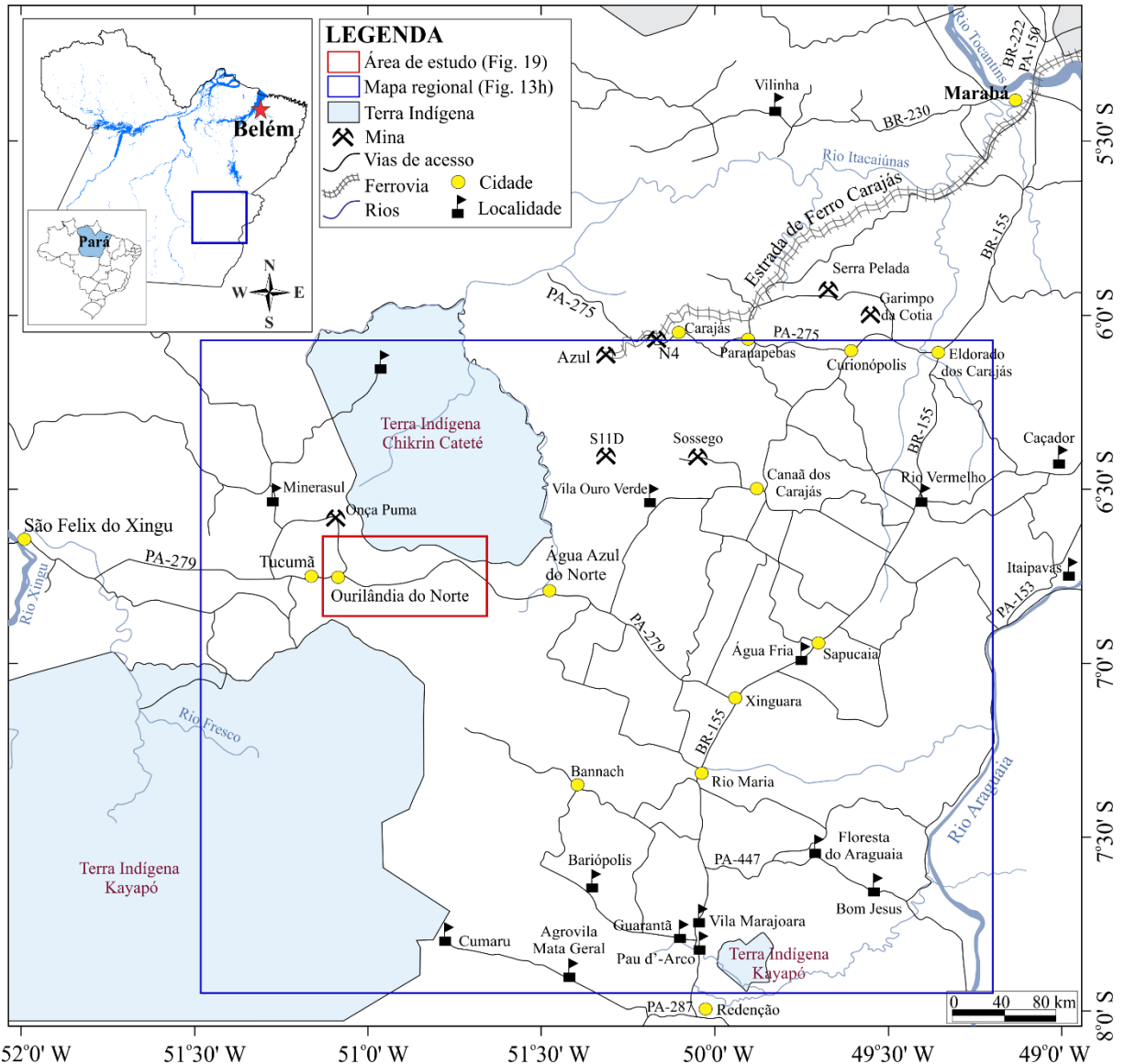
O Capítulo 1 compreende nove seções, em que esta seção (1.1) foi destinada para apresentar a estruturação do documento e a localização da área de estudo. A seção 1.2 cita os recursos financeiros e as colaborações desenvolvidas durante a elaboração da tese. Na sequência, é apresentada uma fundamentação teórica (seção 1.3) que visa revisar o estado da arte sobre a classificação e a petrogênese de granitoides arqueanos, com destaque para os seus contrastes na composição isotópica e em suas implicações tectônicas. Além de discutir algumas questões conflitantes entre as nomeclaturas de rochas metamórficas e granitoides sintectônicos. Granitos deformados ou metagranitos? Eis a questão! Em seguida, este documento fornece um breve histórico sobre a evolução do conhecimento geológico regional da Província Carajás (seção 1.4). Já a seção 1.5 envolveu uma descrição detalhada do registro geológico mesoarqueano desta província, com ênfase na proposta estratigráfica recentemente desenvolvida por Oliveira *et al.* (em preparação). A seção 1.6 aborda as principais correlações tectonoestratigráficas destas rochas, bem como o estado da arte sobre a evolução tectônica mesoarqueana da Província Carajás. Na seção 1.7 foi apresentada a problemática e justificativa da pesquisa, seguida por seus objetivos (seção 1.8) e os materiais e métodos (seção 1.9).

O capítulo 2 compreende o 1º artigo da tese, que é um capítulo de livro publicado na Série Contribuições à Geologia da Amazônia (Silva & Oliveira 2019), intitulado *Magmatismo mesoarqueano de Ourilândia do Norte - PA: afinidades petrológicas e implicações tectônicas para a Província Carajás*. Este trabalho corresponde à primeira integração das informações até então existentes para a região, com base em levantamento e compilação dos dados gerados por Santos & Oliveira (2016) e Silva *et al.* (2018). Nesse contexto, a pesquisa foi voltada para uma síntese das principais características geológicas, petrográficas e litoquímicas dos granitoides estudados. Baseado na proposta de Silva *et al.* (2018), os granitos potássicos foram classificados

como suíte Fe-K e os SNKs como suíte Mg-K, com histórias petrológicas distintas, além do reconhecimento de subordinado trondhjemito tipo-TTG.

O capítulo 3 corresponde a um artigo de síntese submetido ao periódico *Lithos* (Qualis CAPES A1), intitulado “*The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás province, Amazonian craton: petrogenesis, zircon U-Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications*”. Este trabalho (aprovado com revisão) apresenta dados U-Pb SHRIMP em zircão para as principais unidades de granitoides da área. Aqui nós propomos um mapa geológico atualizado para a área de estudo e o termo Complexo Plutônico Ourilândia para agrupar as rochas mesoarqueanas estudadas, que incluem os SNK e BG, com ocorrência subordinada de granitoides tipo-TTG (trondhjemito reconhecido em estudos anteriores, além de xenólitos tonalíticos, que até então não tinham sido caracterizados). Os dados U-Pb em zircão permitiram constatar a contemporaneidade entre SNK e BG, bem como o principal período de crescimento e retrabalhamento crustal em Ourilândia. Testes de balanço de massas e modelagem geoquímica foram combinados com os resultados U-Pb para elucidar a petrogênese das diferentes variedades estudadas. Além disso, este artigo visou: discutir as condições de cristalização e deformação do Complexo Plutônico Ourilândia, avaliar o papel destas rochas na compartimentação tectônica da Província Carajás e propor um modelo de evolução tectono-magmática. Em relação ao primeiro artigo desta tese (capítulo 2), esta pesquisa representa uma evolução do conhecimento, onde dados U-Pb inéditos são combinados com uma reavaliação das informações até então disponíveis para estas rochas (Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2018, Nascimento *et al.* 2021).

O capítulo 4 contempla o último artigo da tese, que está em fase de revisão e será submetido ao periódico *precambrian research* (Qualis A1), intitulado “*Change from Paleoproterozoic dome-and-keel tectonics to Mesoarchean subduction–collision: geochemical and zircon U-Pb-Hf isotope constraints on the 2.92–2.88 Ga granitoids from Ourilândia do Norte, Carajás province, Amazonian craton, Brazil*”. Aqui foram apresentados dados isotópicos de U-Pb-Hf em zircão para as principais unidades estudadas, além de uma redefinição da estratigrafia local, o que permitiu: (i) discutir os mecanismos e períodos de crescimento e retrabalhamento crustal em Ourilândia; (ii) discutir as correlações tectonoestratigráficas destas rochas; (iii) refletir sobre as implicações dos isótopos de Hf na origem dos granitoides estudados; e (iv) propor um modelo tectônico coerente.



1.2 RECURSOS E COLABORAÇÕES

Durante a elaboração deste documento, o autor também colaborou com outras pesquisas na região e participou da coautoria em estudos de química mineral, petrologia magnética e geotermobarometria das rochas estudadas nesta tese (Nascimento *et al.* 2020, 2021, 2022). Também integrou a coautoria de trabalhos envolvendo granitoides neoarqueanos da Província Carajás, tais como os charnoquitos da área de Ourilândia do Norte (Sanches *et al.* 2018, Felix *et al.* 2020), granitoides subalcalinos da área de Vila Jussara (Silva *et al.* 2020) e enderbites da área de Canaã dos Carajás (Marangoanha *et al.* 2022). Além disto, nos últimos anos o doutorando tem colaborado diretamente com a elaboração de um mapa geológico regional para a Província Carajás (apresentado na Figura 13h) que integra os resultados até então alcançados

pelo GPPG da UFPA. Neste contexto, um artigo com os resultados dessa integração está em fase de finalização (Oliveira *et al.* em preparação), que envolve uma nova proposta de compartimentação tectônica e uma redefinição estratigráfica de algumas unidades arqueanas.

Durante o desenvolvimento deste documento, o doutorando também contribuiu com a formação de recursos humanos, onde colaborou com o desenvolvimento de três dissertações de mestrado (Felix 2019, Nascimento 2020, Sanches em preparação), que são vinculadas ao mesmo programa de pós-graduação e realizadas na área de Ourilândia do Norte, sob a supervisão do mesmo orientador, Prof. Davis Carvalho de Oliveira, das quais uma está em andamento e duas foram finalizadas com a geração de três artigos internacionais (Felix *et al.* 2020, Nascimento *et al.* 2021, 2022) e um regional (Nascimento *et al.* 2020). Tais dissertações são intituladas: (i) *Petrologia magnética e química mineral dos granitoides mesoarqueanos de Ourilândia do Norte (PA) – Província Carajás*, elaborada por Aline Costa do Nascimento, que permitiu estimar as condições de cristalização e colocação dos granitoides estudados, a partir de dados de química mineral e petrologia magnética (Nascimento 2020); (ii) *Charnoquitos de Ourilândia do Norte (PA): geologia, natureza e implicações tectônicas para a Província Carajás*, desenvolvida por Williamy Queiroz Felix, que visou definir a natureza, origem e os parâmetros de cristalização dos charnoquitos e rochas máficas associadas, a partir de dados de geologia, petrografia, geoquímica e química mineral (Felix 2019); (iii) *Petrologia Magnética do Charnoquito Rio Seco, Ourilândia do Norte, Província Carajás, em desenvolvimento* por Silvio Sanches Neto, que visa investigar as implicações petrológicas e estimar as condições de cristalização para estas rochas (principalmente fugacidade de oxigênio), a partir do cruzamento de dados de susceptibilidade magnética e petrografia de minerais opacos (Sanches em preparação).

Durante o doutoramento, o autor ainda colaborou com o desenvolvimento de dois Trabalho de Conclusão de Curso (TCC), vinculados à Faculdade de Geologia da UFPA, sob a orientação do Prof. Davis C. de Oliveira, os quais são intitulados: (i) *Petrologia magnética dos granitoides mesoarqueanos de Ourilândia do Norte (PA) - Província Carajás*, realizado por Raquel Camile Prazeres Sacramento, que visou uma caracterização preliminar dos minerais opacos e da natureza magnética destas rochas (Sacramento 2018); e (ii) *Petrologia magnética da associação gabronorito-charnoquito-granito de Ourilândia do Norte (PA), Província Carajás*, elaborado por Silvio Sanches Neto, o qual teve como objetivo um estudo preliminar dos minerais opacos e susceptibilidade magnética destas rochas (Sanches 2019).

Esta pesquisa foi financiada pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq; processos: 311388/2016-7, 435552/2018-0 e 311647/2019-7), cujos

resultados estão vinculados às metas e objetivos propostos pelo projeto Origem e história tectônica dos granitoides arqueanos do Domínio Carajás, SE do Cráton Amazônico. A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) foi responsável pela concessão de bolsa de estudos ao discente (L.R. da Silva; 88882.347887/2019-01). Além disto, os artigos internacionais foram revisados gramaticalmente utilizando recursos pecuniários solicitados a partir de dois editais do Programa de Apoio à Publicação Qualificada (PAPQ) da Pró-Reitoria de Pesquisa e Pós-Graduação (PROPESP) da UFPA (edital 06/2021 – Proc. 23073.027926/2021-27; e edital 02/2022 – Proc. 23073.040109/2022-45). Adicionalmente, este trabalho contou com o apoio do Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) e do Laboratório de Microanálises (LM), ambos do Instituto de Geociências da UFPA. No Para-Iso/UFPA, destaca-se a colaboração e tutoria do Prof. Marco Antônio Galarza. Enquanto, no LM/UFPA destaca-se as colaborações do Prof. Cláudio Nery Lamarão (coordenador do laboratório) e da geóloga MSc. Gisele Tavares Marques (técnica do laboratório).

1.3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Esta é uma seção de natureza teórica, que visa fundamentar os processos evolutivos da crosta continental arqueana, tanto do ponto de vista geoquímico/isotópico quanto das perspectivas de mudanças em termos de estilos tectônicos. A base desta fundamentação teórica são aulas e diversos artigos científicos discutidos durante as disciplinas Petrologia de Rochas Granitoides (PPGG0036) e Tectônica e Petrologia (partes 1 e 2; PPGG0207/0208) ofertado pelo PPGG da UFPA e a disciplina Geologia Estrutural de Rochas Intrusivas: Estruturas Primárias e Subsólidas (GEB0052A), ofertada pelo Programa de Pós-graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Inicialmente é apresentada uma breve conceituação sobre classificação geoquímica, diversificação e petrogênese de granitoides arqueanos. Em seguida, são introduzidas algumas definições que permitem discutir os principais processos responsáveis pela formação e destruição da litosfera continental bem como dos mecanismos que levaram a origem da tectônica de placas. A ênfase é dada na interpretação de modelos teóricos, e no entendimento das limitações dos mesmos com base nos contrastes existentes entre os processos magmáticos responsáveis pelo crescimento crustal no Arqueano e em períodos Pós-arqueano (geodinâmica) e na compreensão do papel da dinâmica do manto na geração de crosta félsica. Além disso, resumidamente, há uma breve discussão sobre os principais mecanismos e estruturas de deformação e recristalização e seus significados para terminologia de rochas intrusivas.

1.3.1 Classificação e petrogênese de granitoides arqueanos

Ao longo da evolução do conhecimento sobre os terrenos arqueanos surgiram diversas propostas para classificação de granitoides, com destaque para os clássicos trabalhos de Martin (1994) e Sylvester (1994). Atualmente, este tema permanece como uma matéria de intenso debate e a nomenclatura utilizada é baseada em termos como TTG, BG, SNK e granitoides cálcico-alcálicos alto-K (CAAK), definidos com base em *constrains* geoquímicos (Moyen *et al.* 2003, Martin *et al.* 2009, Heilimo *et al.* 2010, Almeida *et al.* 2011, 2013, Laurent *et al.* 2014a, Joshi *et al.* 2016, Halla *et al.* 2017, Moyen 2020). De modo geral, suítes TTG são caracterizadas por altos conteúdos de NaO e baixo de K₂O, enquanto SNK e CAAK mostram uma maior variação composicional. Laurent *et al.* (2014a) propuseram uma classificação petrogenética para granitoides arqueanos com base nas principais características geoquímicas e em uma revisão dos modelos disponíveis para a origem destas rochas (e.g., Moyen *et al.* 2003). Como as demais, esta não é uma classificação livre de debates, entretanto, ela merece destaque porque tem sido uma referência para a classificação de granitoides arqueanos. Mas a verdade é que não há um consenso ou um padrão internacional de classificação, o que pode ser devido à diversidade composicional destas rochas e/ou a frequente utilização de terminologias restritas baseadas em particularidades regionais.

Em uma revisão recente, Moyen (2020) propôs uma classificação de primeira ordem para os granitoides arqueanos, onde eles são integrados em dois principais grupos: (i) granitoides tipo-C originados a partir de fusão parcial de uma gama de fontes crustais variando de anfibolitos a rochas metassedimentares. Este grupo inclui granitoides sódicos a potássicos, como TTG, TTG transicionais, BGs e granitos à duas micas (Figura 2a); e (ii) granitoides tipo-M formados a partir do manto enriquecido, em que *melts* tipo-TTG representam o principal agente metassomático. Eles são subdivididos em SNK e CAAK. Esse último grupo também é conhecido como SNK alto-Ti (Martin & Moyen 2005) e foi incluído em um grupo mais amplo denominado SNK *lato sensu (l.s.)* (Laurent *et al.* 2014a). As suítes CAAK mostram composições ferroanas (*ferroan*), mais enriquecidas em elementos litófilos de íons grandes (*low large ion lithophile elements* – LILEs) e elementos litófilos de alta carga (*high field strength elements* – HFSEs) com relação os SNK *stricto sensu (s.s.)* (Heilimo *et al.* 2010), que também são conhecidos como SNK baixo-Ti (Martin & Moyen 2005). Em outras palavras, as suítes CAAK (ou SNK alto-Ti) mostram uma assinatura geoquímica do tipo-A (Figura 2a). Moyen (2020) destaca que no Arqueano não são conhecidos granitos tipo-A propriamente ditos; no

entanto, além das suítes CAAK, podem ocorrer sienitos e rochas associadas com afinidade tipo-A (alto-HFSE), que normalmente são coevos aos granitoides tipo-M (Figura 2a).

Diferentemente da definição fornecida por Moyen (2020), que considera as suítes CAAK como granitoides tipo-M, Joshi *et al.* (2016) e Halla *et al.* (2017) utilizaram o termo CAAK de forma mais ampla, que incluem rochas derivadas do manto enriquecido ou derivadas da crosta. Neste contexto, os autores subdividiram as suítes CAAK em dois grupos, com base em seus conteúdos de sílica e Mg. (i) rochas baixa-sílica/alto-Mg formadas por fusão parcial do manto enriquecido. (ii) rochas alta-sílica/baixo-Mg geradas por fusão parcial da crosta continental. Os autores ainda subdividiram esta segunda categoria em três grupos: (i) monzogranitos com baixo conteúdos de LILEs, HFSEs e elementos terras raras leves (ETRLs); (ii) monzogranitos com baixos conteúdos de Eu, enriquecidos em elementos terras raras pesados (ETRPs), que incluem granitos tipo-A, com textura rapakivi; e (iii) monzogranitos com baixo ETRPs e altos teores de Rb e Ba. Nesta tese, o conceito de CAAK seguirá a definição de Moyen (2020).

Outros trabalhos têm empregado uma nomenclatura alternativa para granitoides do final do Arqueano que envolve uma abordagem descritiva com destaque para os contrastes Fe-K e Mg-K dessas rochas (Laurent *et al.* 2014b, Terentiev & Santosh 2018, Silva *et al.* 2018). Neste contexto, Terentiev & Santosh (2018) sugeriram a existência de uma continuidade composicional entre os granitoides Mg-K e Fe-K expressas por uma diminuição gradual nos conteúdos de Mg, Cr e Ni e aumento nos conteúdos de Ti, P, Zr, Y, Zn, U e elementos terras raras (ETRs). Na Província Carajás, estudos anteriores realizados na área de Ourilândia do Norte integraram os granitos potássicos (CAAK e BG) como suíte Fe-K, enquanto os SNK foram denominados como suíte Mg-K (Silva *et al.* 2018, Silva & Oliveira 2019). Esta classificação pode ter vantagens por se tratar de um esquema descritivo. Entretanto, a classificação petrogenética discutida por Laurent *et al.* (2014a) e suas referências é amplamente difundida e foi utilizada nos artigos internacionais desta tese (Capítulos 3 e 4). Neste contexto, a seguir serão apresentadas as principais características geológicas, petrográficas e geoquímicas dos diferentes grupos de granitoides arqueanos, com ênfase na classificação petrogenética destas rochas (Laurent *et al.* 2014a, Moyen 2020).

1. **Suítes TTG** são essencialmente compostas por tonalitos e trondhjemitos (suítes TT), frequentemente deformados e algumas vezes migmatizados, caracterizados por afinidade cálcica a cálcico-alcálica, ligeiramente peraluminosa ($1,0 \leq A/CNK \leq 1,1$), rica em sílica ($65 \leq SiO_2 \leq 75\%$ em peso), com baixas razões K_2O/Na_2O ($\leq 0,5$) e conteúdos de elementos ferromagnesianos ($FeO^t+MgO+MnO+TiO_2$) $\leq 5\%$. Eles podem ser subdivididos em TTGs de

baixo-ETRP ou alto-ETRP (Halla *et al.* 2009, Almeida *et al.* 2011) ou ainda de baixa-pressão, média-pressão ou alta-pressão (Moyen 2011, 2020, Figura 2b), interpretados como um produto de fusão parcial de rochas metamáficas em diferentes profundidades, por exemplo, anatexia de crosta máfica espessada associada à arcos de ilhas (Almeida *et al.* 2011, Hoffmann *et al.* 2014, Nagel *et al.* 2012), subducção de planaltos oceânicos (Martin *et al.* 2014) ou fusão parcial da base de platôs máficos em contexto de tectônica de domos-e-quilhas (e.g., Van Kranendonk *et al.* 2007).

2. **Suítes SNK e CAAK** são representadas por plútons tardios intrusivos em TTG e *greenstone belts*. Elas são espacial e temporalmente associadas com zonas de cisalhamento e representam um evento progressivo no espaço e restrito no tempo (final do Arqueano) (Figura 2c). Em campo, os SNK podem ser identificados pelos seus altos conteúdos de enclaves e minerais máficos, com presença de anfibólio varietal. Os SNK foram inicialmente definidos como monzodioritos e traquiandesitos enriquecidos em LILEs e ETRLs, com $Mg\# > 0,6$, semelhante aos andesitos alto-Mg (sanukitos) definidos no Japão (Shirey & Hanson 1984). Em seguida, Stern *et al.* (1989) propuseram uma definição envolvendo conteúdos restritos de $SiO_2 = 55\text{--}60\%$; $MgO > 6\%$; $Mg\# > 0,6$; $Sr > 600\text{--}1800$ ppm; $Ba > 600\text{--}1800$ ppm; $Cr > 100$ ppm e $Ni > 100$ ppm. No entanto, estudos subsequentes consideram os SNK como uma suíte de granitoides com rochas máficas e intermediárias associadas, caracterizada por alto conteúdos de elementos compatíveis e incompatíveis, para um determinado teor de SiO_2 (Moyen *et al.* 2003, Halla 2005, Martin *et al.* 2005, 2009, Heilimo *et al.* 2010, Oliveira *et al.* 2011). Nesse contexto, Heilimo *et al.* (2010) definiu os *constrains* geoquímicos para suítes SNK com SiO_2 variando entre $55\text{--}70\%$; $Na_2O/K_2O = 0,5\text{--}3,0$; $MgO = 1,5\text{--}9,0\%$; $Mg\# = 0,45\text{--}0,65$; $K_2O = 1,5\text{--}5,0\%$; $Ba+Sr > 1400$ ppm; $(Gd/Er)_N = 2\text{--}6$ e indicaram que estas rochas diferem das suítes TTG devido aos seus altos conteúdos de Ba-Sr, baixas razões Na_2O/K_2O e padrões de ETRP mais uniformes. Posteriormente, o conceito de SNK *lato sensu* foi proposto por Laurent *et al.* (2014a) para integrar granitoides que não atendem a todos os critérios acima mencionados, porém são admitidos como produto de fusão parcial do manto enriquecido ou interação manto-crosta. Enquanto isto, as suítes CAAK (ou SNK alto-Ti) mostram algumas similaridades com as suítes SNK, o que inclui a comum ocorrência de enclaves máficos (Moyen 2020); entretanto, elas apresentam composições menos magnesianas ($Mg\# < 0,4$) e são mais enriquecidas em LILEs e HFSEs do que os SNK (baixo-Ti).

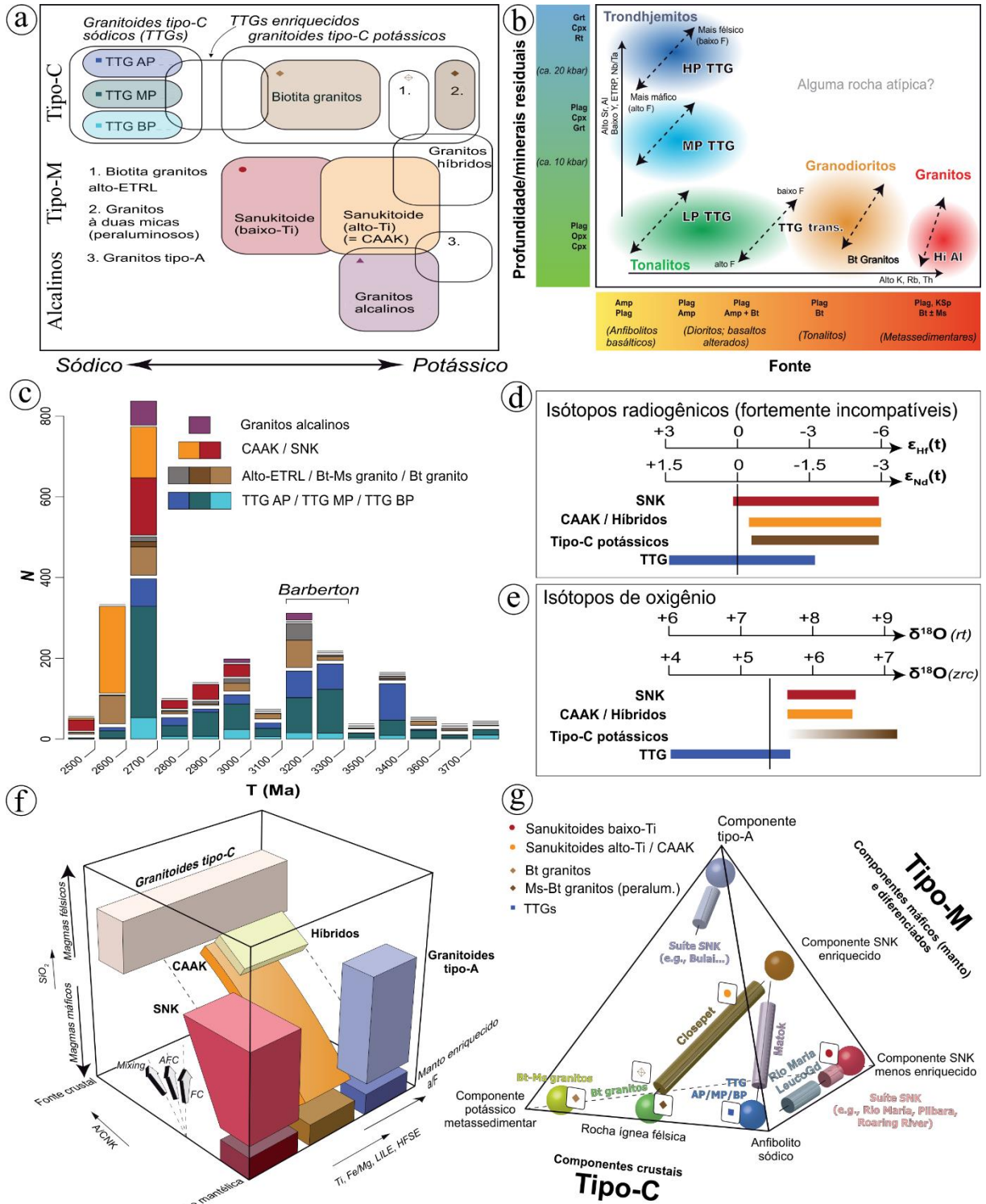


Figura 2 – Classificação e petrogênese dos granitoides arqueanos (modificado de Moyen 2020). (a) Representação esquemática da proposta de classificação. As caixas coloridas correspondem aos principais tipos, ou seja, aqueles que são claramente identificados a partir de características geológicas e geoquímicas; (b) esboço conceitual mostrando as relações entre os diferentes grupos de granitoides tipo-C (modificado de Moyen 2011). A evolução para uma fonte progressivamente mais enriquecida em LILEs foi representada pelo eixo X, enquanto a evolução para uma maior profundidade de fusão, gerando granitoides mais ricos em Na e Sr, e mais pobres em ETRP foi representada pelo eixo Y; (c) histograma mostrando a abundância dos diferentes tipos de granitoides arqueanos; (d) composições isotópicas de Nd e Hf para diferentes tipos de granitoides arqueanos. A escala mostra uma correspondência aproximada entre os valores isotópicos de Hf e Nd; (e) composição isotópica de oxigênio. A escala dupla indica a equivalência aproximada entre $\delta^{18}\text{O}$ em zircões (zrc) e em rocha total (rt), com um deslocamento de cerca de 2 unidades de δ . Consultar Moyen (2020) para as fontes dos dados isotópicos; (f) e (g) esboço conceitual mostrando a ligações petrogenética entre os diferentes tipos granitoides. No cubo, o grau de metassomatismo é representado no eixo X, o *input* crustal no eixo Y e o grau de diferenciação no eixo Z.

3. **Suítes graníticas alto-K** são formadas por BGs ou mais raramente por granitos à duas micas, caracterizados por textura homogênea e ausência de enclaves máficos. Essas rochas mostram afinidade peraluminosa ($A/CNK \geq 1,0$), alto teor de sílica ($68\% \leq SiO_2 \leq 75\%$) e K_2O (~4%), com razão $K_2O/Na_2O > 0,5$; baixos teores de $CaO (<2\%)$ e $FeO^l+MgO+MnO+TiO_2 = 1-4\%$, além de variáveis valores das razões $(La/Yb)_N = 15-65$, com significativas anomalias negativas de Eu ($Eu/Eu^* \sim 0,5$). Eles são gerados por fusão parcial de crosta continental félsica e são frequentemente denominados como granitos anatéticos (e.g., Moyen *et al.* 2003).

4. **Suítes de granitoides híbridos** frequentemente são compostas por granodioritos e granitos porfiríticos formados pela interação entre magmas (ou fontes) de um dos quatro grupos supracitados (TTG, SNK, CAAK e BG). Evidentemente, não existe uma geoquímica sistemática por causa dos diferentes componentes envolvidos na petrogênese destas rochas. Alguns exemplos são os monzogranitos Matlala e Moletsi de Pietersburg (Laurent *et al.* 2014a) e os granodioritos e monzogranitos da Suíte Guarantã (Almeida *et al.* 2010).

1.3.2 Um padrão de evolução global e a diversificação dos granitoides arqueanos

Laurent *et al.* (2014a) destacaram que a colocação dos diferentes grupos de granitoides arqueanos segue uma sequência dois estágios que é típica de todos os terrenos arqueanos (Figura 3). O 1º estágio seria compreendido por um longo período de magmatismo TTG (200–500 Ma), seguido por um 2º estágio mais curto (20–150 Ma), que representa a diversificação dos granitoides arqueanos. Entretanto, mais recentemente Moyen (2020) apontou que em escala global a transição de um estágio para o outro tem um caráter mais progressivo.

De fato, o registro geológico do Eo- e Paleoarqueano (>3,2 Ga) é dominado por TTG, principalmente dos tipos baixa-P e média-P, mas com um componente subordinado de BG (Figura 2c) (Moyen 2020). Já o Mesoarqueano (3,2–2,8 Ga) seria caracterizado pela abundância de TTG alta-P e pela ocorrência de granitoides tipo-C potássicos (BGs) e granitoides tipo-M (SNK e CAAK). Ao passo que, no final do Arqueano (2,8–2,5 Ga), as suítes SNK e CAAK se tornaram os principais componentes do registro de granitoides, além do surgimento de granitos alcalinos e/ou granitos peraluminosos.

Realmente, o registro dos TTG se entende por todo o Arqueano (Figura 2c). O Gnaiss Acasta, que é a unidade plutônica mais antiga até então conhecida, pertence a este grupo e foi datado em ~4,1 Ga (Iizuka *et al.* 2006). O registro de TTG alta-P tende a aumentar ao longo do Arqueano (Moyen & Laurent 2018). Já os BGs são reconhecidos na história precoce

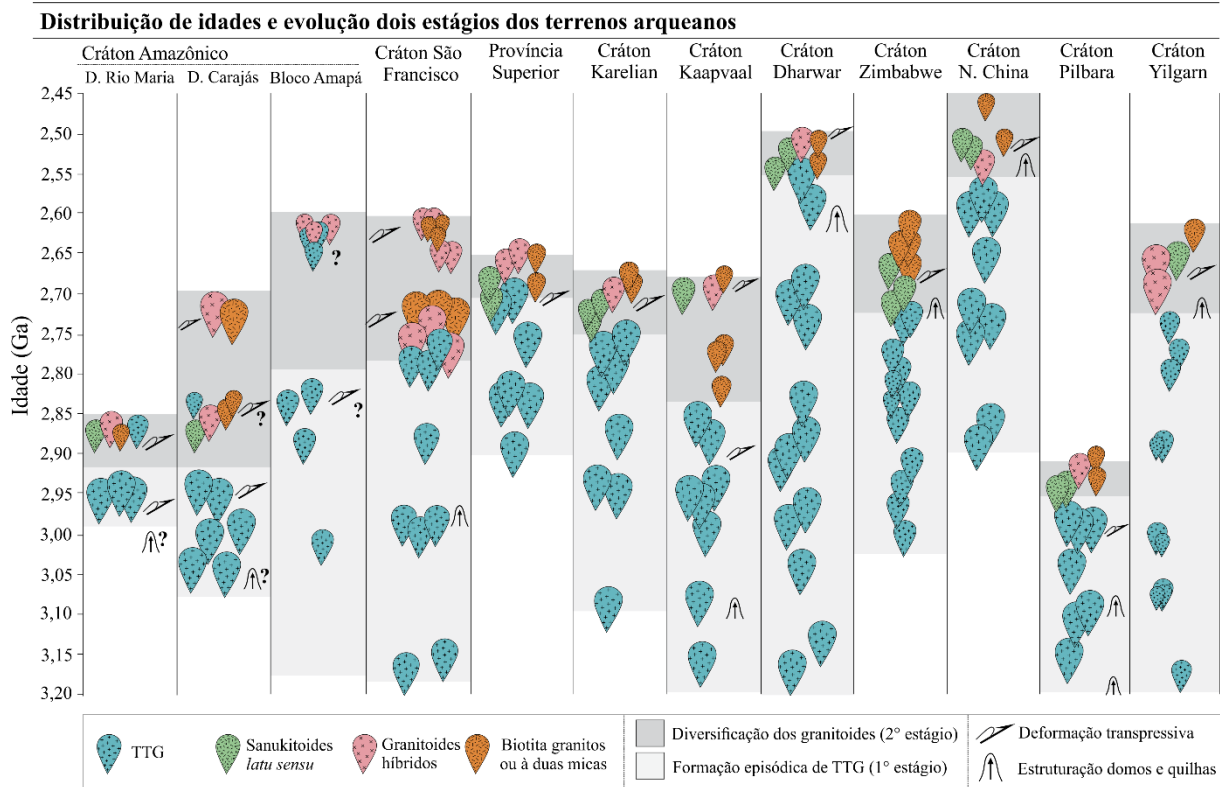


Figura 3 – Distribuição de idades de granitoides arqueanos. Ampliado e modificado a partir de Heilimo *et al.* (2011) e Laurent *et al.* (2014a).

da Terra (Moyen 2020), visto que eles têm sido registrados como parte dos complexos de embasamento do Cráton Pilbara em ~3,3 Ga (Champion & Smithies 2007); como um componente subordinado (~3,51 Ga) no Gnaiss Steynsdorp em Barberton (Moyen *et al.* 2019) e como parte do Complexo Gnaissico Antigo (3,6–3,5 Ga) na Swazilândia (Kröner *et al.* 1993). Entretanto, é evidente que os BGs se tornaram cada vez mais comuns com o tempo (Figura 2c) e evoluíram progressivamente para grandes plútons graníticos com dezenas de quilômetros. Por outro lado, os granitos à duas micas são incomuns no registro Arqueano, o que pode ser um reflexo da ausência de sedimentação clástica expressiva neste período ou, talvez, da falta de um processo que seja capaz de construir uma cunha orogênica, onde as rochas metassedimentares poderiam sofrer fusão parcial (Moyen 2020). De qualquer forma, os granitos à duas micas se tornaram progressivamente mais significativos no início do Proterozóico, após a deposição de extensas bacias clásticas próximo ao limite Arqueano-Proterozóico.

Os granitoides tipo-M (SNK e CAAK) apresentam um padrão semelhante e ainda mais claro do que os BGs (Figura 2c). Os SNK apareceram no registro geológico como um componente restrito em ~2,95 Ga (Smithies & Champion 2000) e ~2,92 Ga (este estudo), e eles permaneceram subordinados em nível global até ~2,7 Ga, momento em que de repente, tanto os SNK (baixo-Ti) quanto os CAAK (alto-Ti) se tornaram um dos mais importantes

componentes do registro arqueano. Suítes CAAK, apesar de apresentarem a mesma evolução temporal das suítes SNK, elas parecem ser menos difundidas (talvez por um viés na montagem, por tomarem menos atenção do que as suítes SNK e/ou por não serem tão facilmente identificadas como uma suíte diferente). As suítes SNK e CAAK nem sempre estão associadas, sendo que algumas províncias apresentam SNK, mas não apresentam CAAK, ou vice-versa, e outras têm ambas as suítes. Até então, o exemplo mais antigo de CAAK pode ser representado pelo plúton Dalmein em Barberton, datado em $\sim 3,17$ Ga (Lana *et al.* 2010). No entanto, essas rochas são reconhecidas principalmente a partir do final do Arqueano e do limite Arqueano-Proterozóico. O exemplo melhor estudado desse grupo é o Granito Closepet ($\sim 2,52$ Ga) do sul da Índia (Moyen *et al.* 2001). Em Carajás, granodiorito-granitos mesoarqueanos com afinidade CAAK foram identificados nas áreas de Ourilândia do Norte (Silva *et al.* 2018, este estudo) e Tucumã (Silva-Silva *et al.* 2020).

1.3.3 Composição isotópica dos diferentes tipos de granitoides arqueanos

Com base no padrão evolutivo dois estágios típicos dos terrenos arqueanos (Figura 3) e em dados isotópicos de Nd e Hf, Laurent *et al.* (2014a) apontaram que a geração de crosta juvenil (magmatismo TTG) do 1º estágio deu lugar a uma crosta retrabalhada e muito mais diversificada no 2º estágio. Sem contradizer essa interpretação, Moyen (2020) indicou que na verdade os dados isotópicos de Nd e Hf fornecem uma compreensão limitada sobre os granitoides arqueanos (Figura 2d). O autor indicou que os granitoides arqueanos são caracterizados por faixas estreitas de composições isotópicas, com $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ e $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ variando de +3 a -6, com sobreposição entre os diferentes tipos de granitoides arqueanos (Figura 2d). De fato, os TTG mostram fontes mais juvenis do que os outros granitoides, apesar de algumas exceções (e.g., O'Neil & Carlson 2017). Isto significa que a fonte dos TTG tem um curto tempo de residência crustal, ou seja, ela foi extraída do manto em um intervalo de tempo relativamente curto com relação à idade de cristalização. Por outro lado, os demais tipos de granitoides arqueanos tendem a apresentar uma assinatura levemente subcondrítica (Figura 2d), o que reflete em fontes com maior tempo de residência crustal.

De acordo com Moyen (2020), esta homogeneidade na assinatura isotópica de granitoides arqueanos é o resultado de vários efeitos.

1. Durante o Arqueano, os reservatórios da Terra tiveram menos tempo para evoluir e, portanto, eram menos contrastantes do que hoje. Por exemplo, o manto depletado (*depleted mantle* – DM) de hoje mostra valores de ϵ_{Nd} em torno de +10 (Workman & Hart 2005) e ϵ_{Hf} variando de +12 a +18 (Dhuime *et al.* 2011), enquanto a crosta continental apresenta valores

fortemente negativos, com ϵ_{Nd} em torno de -20 e ϵ_{Hf} variando de -35 a -30 . Em contraste, durante o final do Arqueano em 2,5 Ga, o DM (assumindo uma evolução linear) apresenta valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ variando entre $+4$ e $+5$, e $\epsilon_{Hf(t)}$ entre $+4$ e $+8$. Isto significa que estas restrições reduzem o intervalo de variações isotópicas para os granitoides arqueanos (Moyen 2020).

2. Ainda não está claro se no Arqueano havia um verdadeiro reservatório DM (e.g., Nägler & Kramers 1998, Moyen & Laurent 2018), sendo que de fato as composições com uma assinatura DM verdadeira (fortemente radiogênica) são muito raras no Arqueano. Em média, os TTG permanecem com valores de $\epsilon_{Hf(t)}$ próximos de zero (Guitreau *et al.* 2012), o que faz sentido se assumirmos que o manto foi empobrecido através da extração da crosta continental, um processo que não teria acontecido muito antes de $\sim 2,7$ Ga (Hofmann 1988). Assim, a fonte do manto dominante e que estava disponível para a extração da crosta continental provavelmente tinha uma natureza condrítica, o que implica em uma redução ainda maior na dispersão máxima das composições isotópicas de granitoides arqueanos (Moyen 2020).

3. Nenhum dos tipos de granitoides arqueanos parece ser formado por um reservatório puramente do manto e os magmas de arco, semelhantes aos exemplos modernos, são ausentes no registro Arqueano (Moyen & Laurent 2018). Os equivalentes mais próximos são os SNK (baixo-Ti) e os CAAK (alto-Ti) que se originam de uma fonte híbrida envolvendo um componente mantélico dominante enriquecido por componentes da crosta. Como Hf e Nd são elementos incompatíveis, mesmo com pequenas proporções do componente crustal, esse representará a maior parte da assinatura isotópica de Nd ou Hf da fonte (Couzinié *et al.* 2016, Moyen 2020). Portanto, até mesmo para os granitoides tipo-M (SNK e CAAK), as composições isotópicas de Nd e Hf tentem a fornecer assinaturas subcondríticas, similares àquelas da crosta (Figura 2d).

O uso de isótopos de Hf *in situ* em zircão permite acessar o histórico de longo prazo de um segmento crustal (Moyen 2020). O padrão observado em estudos regionais representa a sucessão de fases de crescimento da crosta seguidas pela reciclagem desse material inicial de volta ao manto (e.g., Dey 2012, Payne *et al.* 2016). Como discutido antes, em geral, as fases de crescimento são dominadas por TTG, enquanto os processos de reciclagem são representados pela diversificação dos granitoides (Figura 2c, Figura 3). Os *trends* de evolução isotópica de uma determinada província arqueana mostram que o componente crustal é principalmente de origem local (~ 100 km), na escala de uma determinada província (Moyen 2020). Neste sentido, as rochas de tal província tenderão a plotar ao longo de uma linha de evolução isotópica desde que inclua alguma crosta. Isso acontece independentemente da petrogênese destas rochas, uma vez que elas podem conter proporções de até 60–80% do componente mantélico, e ainda assim

conter 95% dos conteúdos de Hf proveniente do componente crustal, mesmo que esse seja volumetricamente restrito (Moyen 2020). Os isótopos de Pb confirmam essas observações. Dentro de uma determinada província eles mostram padrões regionais claros (e.g., Halla 2018), onde os granitoides plotam ao longo das mesmas isócronas de referência correspondentes a um μ comum (razão $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) para o chumbo inicial, aparentemente independentemente de seu tipo petrológico (Moyen 2020).

Os isótopos de oxigênio são relativamente imunes às questões de contaminação discutidas anteriormente, uma vez que o oxigênio é dominante pelo número de átomos em qualquer rocha. Por outro lado, ele é fortemente fracionado por processos de baixa temperatura, sendo frequentemente utilizado para rastrear processos de alteração supergênica (Moyen 2020). Em granitoides arqueanos, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ mostram o mesmo padrão que os isótopos radiogênicos (Figura 2d-e). Os TTG têm uma assinatura semelhante ao manto (Henry *et al.* 1998, King *et al.* 1998). Os BGs mostram valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais elevados, consistentes com uma origem crustal. Os SNK e CAAK mostram valores intermediários de $\delta^{18}\text{O}$, comumente maiores do que aqueles de TTG, mas tipicamente menores do que aqueles fornecidos pelos BGs (Figura 2e).

Uma maneira de contornar as dificuldades decorrentes do uso de elementos incompatíveis como Hf, Nd e Pb (que são tão afetados por qualquer contribuição crustal que obliteram a assinatura do manto) é usar elementos compatíveis (Moyen 2020). Elementos compatíveis são muito mais abundantes no manto e, portanto, devem ser capazes de revelar o papel de uma fonte mantélica na petrogênese de granitoides, mesmo que o magma tenha sido contaminado pela crosta (na fonte ou durante ascensão). Entretanto, elementos compatíveis são isótopos estáveis, tipicamente pesados (com pequenos fatores de fracionamento) e eles geralmente fracionam durante a diferenciação magmática (Millet *et al.* 2016). Consequentemente, estudos envolvendo isótopos estáveis de elementos compatíveis são modernos e os dados existentes são escassos (e raramente adquiridos com foco em petrologia). Um exemplo que envolve uma abordagem petrogenética indica que as composições isotópicas de Zn em granitoides arqueanos no norte do Cráton Kaapvaal sugerem uma diferenciação entre fontes crustais (para BG), com $\delta^{66}\text{Zn} > 0,4$, e fontes mantélicas (ou máficas) para TTG e SNK, com $\delta^{66}\text{Zn} < 0,4$ (Doucet *et al.* 2018) (Figura 4a). Enquanto, os CAAK forneceram valores de $\delta^{66}\text{Zn}$ cobrindo um amplo intervalo entre esses membros finais (Figura 4a).

Neste contexto, Moyen (2020) indica que todas as considerações sobre isótopos supracitadas podem ser integradas em um esquema simples, considerando mistura binária entre dois membros finais: a crosta e o manto (Figura 4b–c). Por se tratar de um diagrama razão-

razão, a curva de mistura será hiperbólica, com uma curvatura que dependerá da abundância relativa dos elementos em cada membro final. Os granitoides tipo-C sódicos (tipo-TTG) plotam próximos ao membro final do manto, os granitoides tipo-C potássicos (BGs) estão próximos ao membro final crustal, e os granitoides tipo-M (SNK e CAAK) e outros híbridos plotam ao longo das curvas de mistura. O autor destaca que pode ser tentador traduzir esta descrição isotópica diretamente em termos de petrogênese dos diferentes grupos de granitoides. No entanto, essa abordagem é perigosa, uma vez que do ponto de vista petrológico essas descobertas podem corresponder a vários processos e fontes.

Para sintetizar, Moyen (2020) apresentou duas projeções esquemáticas para ilustrar a gama de fontes envolvidas na gênese de granitoides arqueanos (Figura 2f–g). Os autores destacam que em primeira ordem, a composição de rochas ígneas é controlada pela natureza da fonte, enquanto as condições físicas de fusão parcial e evolução magmática, como temperatura (T), pressão (P), atividade de água (x_{H_2O}) e fugacidade de oxigênio (f_{O_2}) representam controles secundários. As projeções ilustram a natureza contínua (mais do que descontínua) das composições dos granitoides arqueanos, com sobreposição entre os grupos, abrangendo toda a extensão composicional (Figura 2e–f). Isto sugere que a petrogênese desses granitoides não é questão de uma fonte ou outra, mas sim uma questão de qual a quantidade de cada reservatório presente como um componente da fonte dessas rochas.

Na Figura 2f, Moyen (2020) indicou que pelo menos quatro membros finais poderiam contribuir para a diversidade dos granitoides arqueanos: dois membros finais de origem crustal (sódicos a potássicos) e dois membros finais derivados do manto (mais ou menos enriquecidos). Os granitoides tipos-C tocam apenas, ou principalmente, nos dois primeiros enquanto os granitoides tipo-M plotam nos dois últimos, com contribuições variáveis de componentes tipo-C (como em CAAK e granitoides híbridos). É evidente que esse esboço não é uma projeção geoquímica, visto que os pólos do tetraedro não correspondem a elementos reais ou combinação de elementos, de modo que, os padrões geoquímicos resultantes são muito mais complexos.

De fato, os granitoides arqueanos mostram uma menor diversidade composicional do que os seus homólogos modernos (Moyen 2020). Isso é provavelmente um reflexo da menor variedade de fontes disponíveis para fundir ou fracionar (Moyen & Laurent 2018). Especificamente, alguns tipos comumente encontrados em associações modernas são raros no registro arqueano, tais como os granitos do tipo-S ou fortemente peraluminosos e os granitos peralcalinos tipo-A. No entanto, a escassez de alguns tipos de granitoides no Arqueano não significa que eles estejam totalmente ausentes, sendo que é importante rastrear seu surgimento,

uma vez que isto permite identificar o aumento de certas fontes na petrogênese dessas rochas, bem como refletir sobre suas implicações tectônicas.

1.3.4 Origem dos granitoides tipo-M e a natureza do agente de metassomatismo

A semelhança entre os padrões de ETRs e elementos traços dos SNK e TTG é digna de nota (Martin *et al.* 2005, 2009), sugerindo que o agente de metassomatismo do manto poderia ser um *melt* tipo-TTG. Moyen (2020) indicou que magmas máficos pós-colisionais (MMPC) e magmas de arco modernos mostram diferenças sistemáticas em relação aos granitoides arqueanos tipo-M (Figura 4d). Os valores da razão Nb/Y é mais restrita para SNK do que para os MMPC modernos, que cobrem uma ampla faixa de valores para este parâmetro. Neste contexto, os campos coloridos da Figura 4d mostram os resultados de um modelo simples de metassomatismo do manto (Moyen 2020). A modelagem seguiu o método descrito em Moyen (2009), que permitiu calcular a composição de um *melt* do manto metassomatizado em função de dois parâmetros: a (que é a fração mássica do agente metassomático adicionado ao manto) e F (é o grau de fusão da fonte).

Um parâmetro chave que controla a composição do *melt* gerado é a razão entre os dois parâmetros (F/a). Assim, baixos valores de F/a significa que o metassomatismo foi importante em relação ao grau de fusão, o que resulta em *melts* mais enriquecidos em elementos incompatíveis em comparação aos gerados com maiores valores de F/a. Um exemplo extremo poderia ser dado por um basalto de cadeias meso-oceânicas (sem adição metassomática) que teria um valor de F/a tendendo ao $+\infty$ (Moyen 2020). Os *melts* modelados geraram campos em forma de cunha (*wedge-shaped arrays*) enraizados no campo do manto (*mantle array*), se estendendo para cima e para a direita (Figura 4d), com uma inclinação dependendo da natureza do agente metassomático. Esses *arrays* são calculados usando um resíduo de flogopita lherzolito (com ou sem anfibólio), livre de granada para metassomatismo por fluidos hidratados (Pearce & Parkinson 1993, Pearce 2008); com granada para metassomatismo por fusão de TTG (Moyen 2009); e com e sem granada para metassomatismo por fusão de rochas sedimentares (Couzinié *et al.* 2016). A composição dos agentes de metassomatismo é um fluido hidratado de subducção em 4 GPa e 800–900°C (Kessel *et al.* 2005); a média dos TTG alta pressão (Moyen & Martin 2012); e uma fusão de rochas metassedimentares em 2–5 GPa e 800°C (Hermann & Rubatto 2009).

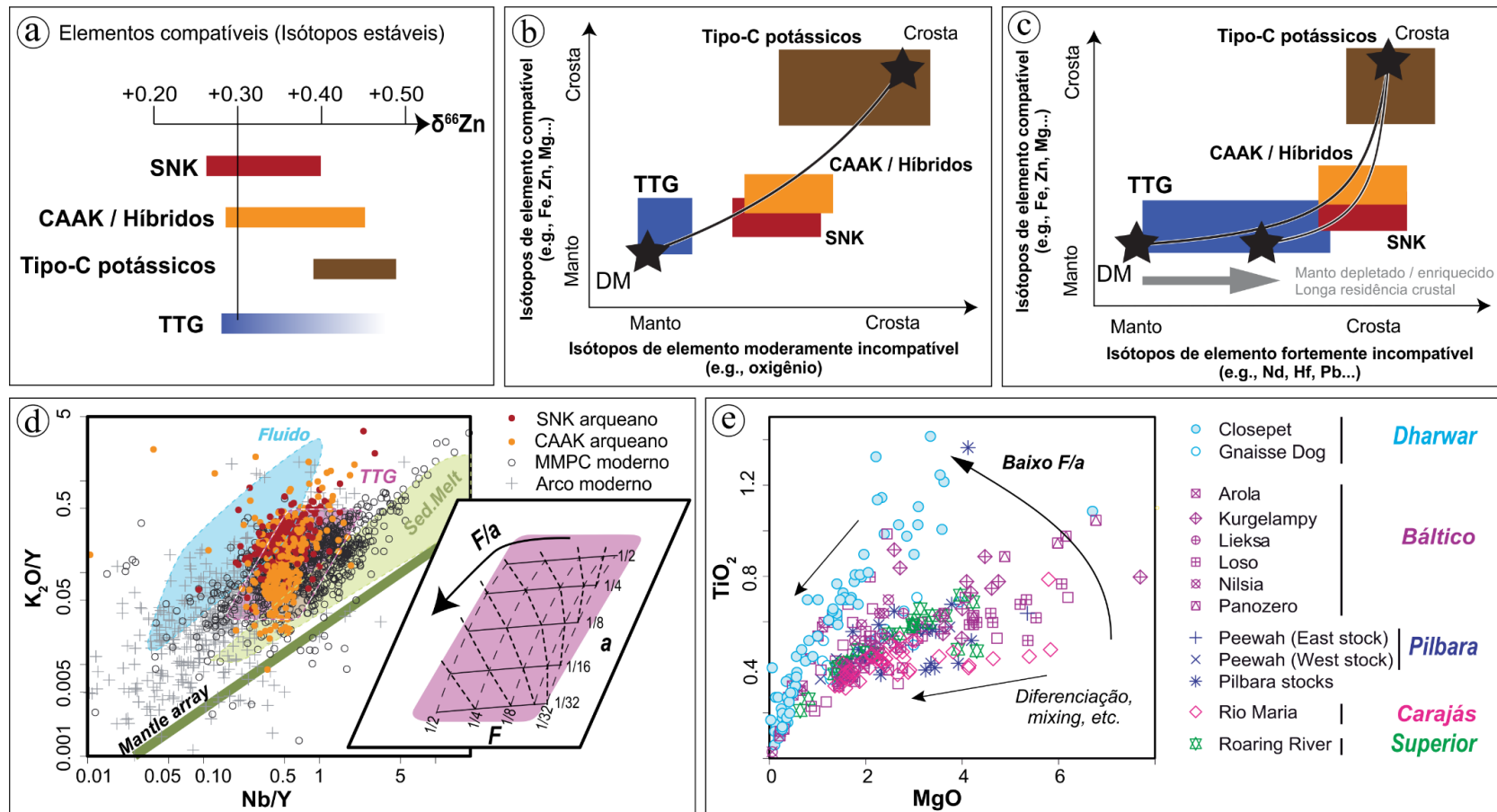


Figura 4 – Restrições isotópicas em granitoides arqueanos e agente de metassomatismo (modificado de Moyen 2020). (a) isótopos estáveis de Zn (elemento compatível), mostrando a assinatura dos diferentes tipos de granitoides arqueanos (Doucet *et al.* 2018); (b) e (c) modelo conceitual de primeira ordem mostrando as características isotópicas de granitoides arqueanos em termos de mistura binária simples entre um componente do manto e outro da crosta. (d) diagrama Nb/Y v. K₂O/Y representando os granitoides arqueanos tipo-M, magmas máficos pós-colisionais (MMPC) modernos (Couzinié *et al.* 2016) e rochas de arcos modernos (Moyen *et al.* 2017). As diferenças composicionais podem ser explicadas pela adição de um agente metassomático com diferentes naturezas ao manto. Legenda dos modelos (campos claros): fluido = metassomatismo por fluidos hidratados; TTG = metassomatismo por melt tipo-TTG; melt sed. = metassomatismo por magmas derivados de rochas metassedimentares). O encarte mostra a relação F/a, onde o F = grau de fusão e a = quantidade do componente de metassomatismo (Moyen 2009); e (e) diagrama de TiO₂ v. MgO representando suites SNK e CAAK individuais. Cada suíte varia de alto a baixo MgO e TiO₂ à medida que evolui com a diferenciação ou interação com a crosta, mantendo constante as razões Ti/Mg, que são herdadas da magnitude de metassomatismo mantélico. Fontes dos dados: Índia (Krogstad *et al.* 1991, Jayananda *et al.* 1995), Escudo Báltico (Querré 1985, Lobach Zhuchenko *et al.* 2008, Heilimo *et al.* 2010), Pilbara (Smithies & Champion 2000), Província Superior Oeste (Stern *et al.* 1989) e Província Carajás (Oliveira *et al.* 2009).

Embora essa abordagem seja um tanto grosseira e omita muitos parâmetros, ela captura algumas características geoquímicas importantes (Figura 4d); em particular, as *wedge-shaped arrays* inclinadas em relação a *mantle arrays* e as diferenças entre os *melts* gerados pelos três agentes metassomáticos (Moyen 2020). Isso mostra claramente como os SNK diferem de suas contrapartes modernas (MMPC e magmas de arco), refletindo o metassomatismo por *melts* tipo-TTG, em vez de fluidos hidratados ou *melts* de rochas metassedimentares subductadas. Entretanto, Moyen (2020) destacou que os isótopos de O e de Pb disponíveis (Heilimo *et al.* 2013) são mal explicados por este modelo, uma vez que o metassomatismo a partir de um *melt* tipo-TTG com baixo $\delta^{18}\text{O}$ não poderia explicar o aumento nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos SNK (Figura 2e).

Como indicado acima, a intensidade do metassomatismo é inversamente proporcional à razão F/a, de modo que valores mais baixos de F/a significam que o metassomatismo foi importante em relação ao grau de fusão (Figura 4d). Portanto, valores mais baixos de F/a se traduzem em conteúdos mais altos de elementos incompatíveis e em maiores razões X/Y, onde X é mais incompatível que Y (Moyen 2009). A Figura 4e ilustra esse efeito, onde granitoides tipo-M de diferentes terrenos arqueanos plotam ao longo de *trends* independentes e restritos em um diagrama de TiO_2 vs. MgO , de modo que cada suíte mantém uma relação Ti/Mg constante ao longo da diferenciação (ou mistura). Assim, os magmas primitivos de cada suíte mostram uma grande variedade de razões Ti/Mg que refletem o grau de metassomatismo do manto.

1.3.6 Considerações sobre crescimento, preservação e destruição da crosta continental

A rocha mais antiga da terra tem ~ 4 Ga e a crosta arqueana é representada por apenas 7% da crosta continental preservada (Hawkesworth *et al.* 2010). No entanto, a maior parte da crosta é geralmente inferida como tendo sido gerada durante o Arqueano (Campbell 2003, Belousova *et al.* 2010, Dhuime *et al.* 2012, Pujol *et al.* 2013, Roberts & Spencer 2015). É muito improvável que os volumes atuais da crosta fanerozóica e arqueana reflitam as proporções em que foram geradas e o desafio é decifrar quais foram os principais mecanismos e eventos envolvidos em sua geração, preservação e destruição ao longo do tempo a partir deste pequeno fragmento do registro geológico. Neste contexto, pode-se inferir que volumes significativos de crosta foram destruídos, e que a crosta preservada hoje em dia é um registro tendencioso, até porque a crosta arqueana está sub-representada. A Figura 5a mostra os principais modelos ou curvas de crescimento crustal, os quais podem ser subdivididos em três grupos, que serão destacados e discutidos a seguir.

1. As curvas tracejadas (Figura 5a; Goodwin 1996, Artemieva 2006) e vermelhas (Allègre & Rousseau 1984, Condie & Aster 2010) correspondem as distribuições de idades preservadas na geologia atual.

1 A. A curva modelada por Goodwin (1996) foi construída a partir de idades de formação de diferentes materiais geológicos, enquanto o modelo de Artemieva (2006) combina dados de idade U-Pb com a espessura da crosta.

1 B. O modelo de Allègre & Rousseau (1984) se baseia em razões isotópicas de Nd em folhelhos australianos, que amostram volumes relativamente grandes de crosta continental superior. A curva modelada por Condie & Aster (2010) representa o crescimento da crosta continental juvenil amostrada nos dias de hoje e envolveu uma análise probabilística (densidade de kernel) de um grande banco de dados de idades U-Pb em zircão (~40.000 amostras) utilizando uma largura de banda ideal de 25–30 Ma. Com visão de reduzir o viés geográfico da amostragem, os autores optaram por uma análise conjunta de idades U-Pb em zircões de granitoides orogênicos + zircões detríticos.

1 C. Condie & Aster (2010) indentificaram oito picos de idade (com um nível de confiança > 90%), os quais ocorrem em pelo menos cinco crátons ou orógenos (~2930, ~2700, ~2650, ~2100, ~1870, ~850 e ~750 Ma). Os autores concluíram que os picos de idade de granitoides orogênicos refletem principalmente a episodicidade do sistema de subducção em escalas locais ou regionais, mas não em escalas continentais ou supercontinentais. Em contraste, aglomerados de pico de idades, tomando em conjunto as idades de zircões em granitoides + detríticos podem ser mais representativos da distribuição global de idades da crosta continental. Assim, Condie & Aster (2010) indicam que cinco grandes aglomerados de picos estão intimamente ligados à formação de supercontinentes em ~2700, ~1870, ~1000, ~600 e ~300 Ma, enquanto os mínimos do espectro de idades (calhas) correspondem à quebra de supercontinentes (2200–2100, 1300–1200, 750–650 e ≤ 200 Ma).

2 As curvas azuis (Figura 5a; Belousova *et al.* 2010, Dhuime *et al.* 2012, Roberts & Spencer 2015) e verdes (Campbell 2003, Pujol *et al.* 2013) restringem o volume de crosta no passado independente das distribuições de idades atuais e indicam que 60–80% do volume atual da crosta continental foi gerado antes de 3,0 Ga (Figura 5b).

2 A. Essas curvas são baseadas nas proporções de crosta retrabalhada e juvenil a partir do registro de zircões (Belousova *et al.* 2010, Dhuime *et al.* 2012, Roberts & Spencer 2015), e na evolução secular do argônio atmosférico com base em razões $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de inclusões fluidas em quartzo de 3,5 Ga (Pujol *et al.* 2013), e nas razões Nb/U de komatiítos e basaltos arqueanos (Campbell 2003). Uma limitação dessas abordagens é que as curvas são baseadas no

crescimento acumulativo da crosta e somam a unidade no dia atual (100%) e, portanto, nenhuma curva pode ter um volume anterior maior que o volume atual.

2 B. É provável que tais curvas representem estimativas mínimas para os volumes da crosta continental em diferentes momentos, em parte porque o material crustal modelado deve estar na crosta por tempo suficiente para desenvolver razões isotópicas distintas e porque os zircões cristalizam predominantemente a partir de magmas félsicos, de modo que o registro pode ser tendencioso para essas litologias evoluídas (Hawkesworth *et al.* 2020).

2 C. Nos diferentes modelos, a inflexão da curva em ~ 3 Ga indica uma redução no crescimento crustal, que é atribuída a um aumento nas taxas em que a crosta continental diferenciada foi destruída (Figura 5c–e). Este modelo requer que grandes volumes de crosta pré-3 Ga sejam destruídos e substituídos por crosta mais jovem desde o final do Arqueano, de modo que a nova crosta continental foi gerada continuamente, mas com uma diminuição acentuada na taxa de crescimento líquido em aproximadamente 3 Ga resultando em uma redução temporária no volume da crosta continental naquele momento.

2 D. O modelo da Figura 5d indica que a taxa de geração crustal foi constante e da ordem de $3 \text{ km}^3/\text{ano}$ durante o primeiro bilhão de anos da história da Terra, entre 4,5–3,5 Ga. Durante a maior parte do Arqueano e do Proterozóico, entre 3,5 e 1,0 Ga, a taxa de geração crustal da ordem de $5 \text{ km}^3/\text{ano}$ foi constante, ou seja, ela foi maior do que no período anterior, enquanto para o último bilhão de anos da história do planeta o modelo indica que a crosta continental continuou crescendo de modo constante, mas em uma ordem menor de $4 \text{ km}^3/\text{ano}$. Em outras palavras, em geral, o crescimento crustal foi aproximadamente constante ao longo do tempo. Mas no final do Arqueano, entre 3,0–2,5 Ga a Terra teria experimentado grandes eventos de destruição crustal, com taxas de destruição da ordem de $8 \text{ km}^3/\text{ano}$, levando a taxa de crescimento líquido neste período para $-4 \text{ km}^3/\text{ano}$ (Dhuime *et al.* 2018). Portanto, os autores concluem que cerca de 2,6 a 2,3 vezes do volume atual da crosta continental foi gerado desde a formação da Terra, e aproximadamente 1,6 a 1,3 vezes desse volume foi destruído e reciclado de volta ao manto.

2 E. As inflexões nas curvas de crescimento crustal em ~ 3 Ga (Campbell 2003, Belousova *et al.* 2010, Dhuime *et al.* 2012, Pujol *et al.* 2013, Roberts & Spencer 2015) em conjunto com outras mudanças no final do Arqueano são consideradas como um reflexo do início da tectônica de placas dominante globalmente (Hawkesworth *et al.* 2020), que teria maior eficiência para reciclar a crosta continental por erosão de subducção se comparado aos mecanismos de tectônica vertical.

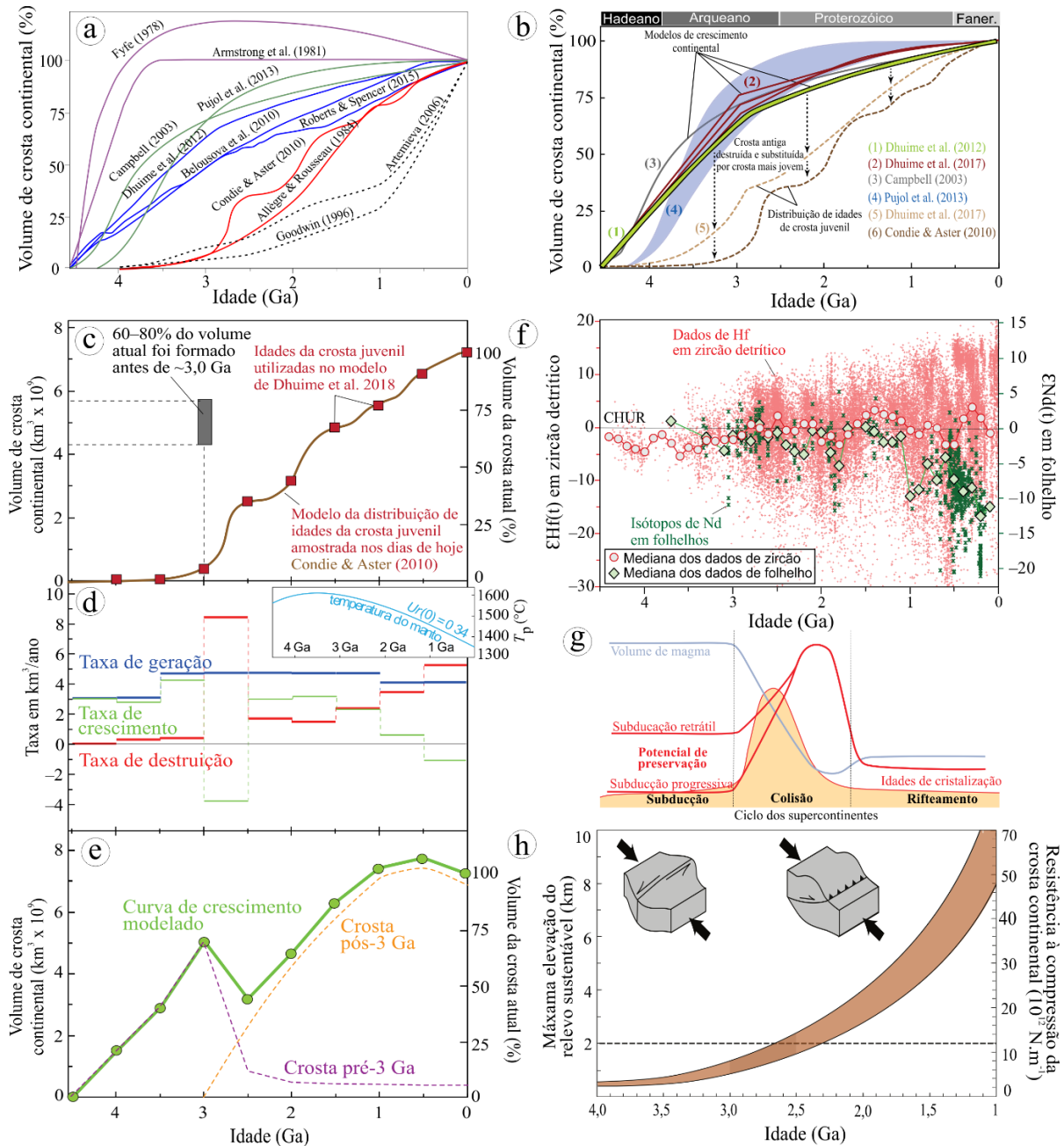


Figura 5 – Modelos de crescimento, preservação e destruição da crosta continental. (a) Seleção dos principais modelos de crescimento crustal (modificado a partir de Hawkesworth *et al.* 2020). Conferir o texto principal para mais informações; (b) modelos de crescimento crustal selecionados sugerindo que 60–80% do volume atual da crosta continental foi estabelecido em torno de 3 Ga (modificado de Dhuime *et al.* 2018). As curvas 1–4 contrastam fortemente com a distribuição acumulada das idades de formação da crosta preservada hoje (curvas 5–6). A lacuna entre as curvas 1–4 e 5–6 implica na destruição de grandes quantidades de crosta continental antiga (esquematizada pelas setas verticais tracejadas). As taxas em que a crosta continental foi destruída e substituída por crosta mais jovem são exploradas nesta contribuição; (c–e) modelo para as mudanças de volume e taxas de geração e destruição da crosta continental ao longo do tempo (Dhuime *et al.* 2018); (f) variação de ϵ_{Hf} em zircão (eixo Y primário) e do ϵ_{Nd} em folhelhos (eixo Y secundário) em função da idade de cristalização de zircões (dados de zircões), ou da idade de deposição dos sedimentos (dados de folhelhos). A mediana para cada fatia de tempo de 100 Ma dos dados é representada pelos pontos (dados de zircões) e diamantes (dados de folhelhos) (modificado de Dhuime *et al.* 2018). O banco de dados de zircão, que inclui zircões de crosta juvenil e retrabalhada foram compilados por Roberts & Spencer (2015) e o banco de dados dos folhelhos são de Dhuime *et al.* (2017); (g) histograma esquemático indicando o potencial de preservação da crosta continental durante os três principais cenários tectônicos para a formação e quebra de supercontinentes, indicando que a preservação é máxima durante a colisão (Hawkesworth *et al.* 2009, 2010); e (h) evolução da resistência a compressão da crosta continental, como um resultado de seu progressivo resfriamento (Rey & Coltice 2008, Laurent *et al.* 2014a).

2 F. Entre outros modelos de crescimento crustal, vale destacar a curva construída por Taylor & McLennan (1985) que requer um crescimento rápido durante o final do Arqueano seguido de uma menor taxa de crescimento, atribuída a presença de arcos.

3. As curvas em roxo (Figura 5a; Fyfe 1978, Armstrong *et al.* 1981) representam volumes relativos da crosta obtidos a partir de uma razão teórica, uma vez que, se a Terra foi mais quente, então poderia haver maior geração de crosta no passado. Estas curvas são de caráter mais esquemático, entretanto foram as primeiras a destacar que o crescimento crustal ocorre a partir da extração de magmas do manto e que a destruição da crosta continental ocorre através da reciclagem de volta ao manto (Hawkesworth *et al.* 2020).

Um debate importante está relacionado se as curvas de crescimento crustal são mais realistas quando baseadas nos registros da própria crosta ou quando baseadas nos registros do manto (Payne *et al.* 2016, Vervoort & Kemp 2016, Hawkesworth *et al.* 2017, Korenaga 2018). Registros crustais amplamente utilizados incluem isótopos de Nd em folhelhos, os quais amostram a crosta superior atualmente preservada, e zircões detríticos que tendem a amostrar litologias mais félsicas (Figura 5f, Roberts & Spencer 2015). Ambos são modelados em termos das proporções de material crustal juvenil e retrabalhado em cada fatia de tempo, e efetivamente fornecem estimativas mínimas das proporções de crosta porque tendem a amostrar reservatórios mais diferenciados dentro da crosta continental (Dhuime *et al.* 2017, Hawkesworth *et al.* 2020). Por outro lado, os registros baseados no manto não coletam amostras da crosta, mas dependem de um arcabouço conceitual em que o manto depletado é gerado devido a formação da crosta continental (Campbell 2003). Há evidências de que as razões isotópicas de Hf do manto superior não foram depletadas pelo menos até 3,8 Ga (Vervoort *et al.* 2013, Fisher & Vervoort 2018), e que regionalmente, como em Pilbara, a fonte do manto para a crosta arqueana foi condrítica em composição até 3,3 Ga (Petersson *et al.* 2019). Assim, se a geração da crosta continental foi responsável pela formação do manto depletado, a presença de um manto condrítico persistente poderia indicar que volumes relativamente pequenos de crosta félsica foram extraídos <3,3 Ga (Hawkesworth *et al.* 2020).

Além de subducção, vários modelos foram propostos para a destruição e reciclagem da crosta continental, incluindo sagdução, bombardeio de meteoritos, delaminação e gotejamento de material litosférico (Hawkesworth *et al.* 2020). Na Figura 5g é mostrado um histograma de frequência esquemático que ilustra o potencial de preservação da crosta continental nos três principais cenários tectônicos envolvidos na formação e quebra de supercontinentes (Hawkesworth *et al.* 2009, 2010). Estes autores indicam que os volumes de magma gerados (linha azul) e seu provável potencial de preservação (linhas vermelhas) podem variar nos três

estágios, associados à subducção, colisão e rifteamento de um supercontinente. O potencial de preservação no primeiro estágio é maior em margens de subducção retrátil do que em margens de subducção progressiva e os picos nas idades de cristalização (área marrom) refletem o equilíbrio entre os volumes relativos de magmas gerados em cada etapa e seu potencial de preservação.

Modelos geodinâmicos destacam que a subducção de uma placa abaixo de outra requer certa rigidez na crosta (Hawkesworth *et al.* 2020). Sabe-se que a litosfera é mais competente em temperaturas mais altas, o que leva a argumentação de que subducção só poderia ocorrer se a temperatura potencial do manto for menor que 150 °C em relação a temperatura do manto atualmente (Sizova *et al.* 2010, Johnson *et al.* 2014). Enquanto isso, algumas características geológicas refletem os esforços exercidos na crosta (ou na litosfera, em alguns casos), o que incluem o registro de enxames de diques regionais mais antigos (~2,6 Ga) e as principais bacias sedimentares mais antigas (~2,8 Ga) (Cawood *et al.* 2018). Assim, se a crosta era reologicamente mais competente no Arqueano, pode-se inferir que em áreas continentais antes do final do Arqueano poderiam ter havido raras construções de montanhas ou até mesmo a ausência de relevos positivos (Cawood & Hawkesworth 2019). Por outro lado, os granulitos arqueanos, que tendem a ser registrados no final do Arqueano (Holder *et al.* 2019), podem sugerir que neste período a crosta era forte o suficiente para sustentar processos de espessamento crustal e desenvolver metamorfismo granulítico (Rey & Coltice 2008). Assim, na Figura 5h (Rey & Coltice 2008, Laurent *et al.* 2014a) é apresentado um modelo em que durante os últimos 500 Ma do Arqueano a resistência à compressão da crosta aumentou significativamente (por um fator de 2), de modo que neste período a crosta foi capaz de sustentar anomalias topográficas positivas >2 km, ou seja, orógenos colisionais.

1.3.7 Diferentes estilos tectônicos e o início da tectônica de placas

Após a tectônica de placas ser admitida como uma teoria unificadora das geociências em meados do século XX, houve a emergência de algumas importantes questões, dentre as quais pode-se destacar. (i) Como e quando processos de acresção, subducção e colisão de placas passaram a operar e evoluir na história do planeta? (ii) Quais as relações entre subducção e a origem da crosta continental? Uma vez que, no presente, os continentes são essencialmente formados em ambientes de arcos. (iii) Quais evidências do registro geológico antigo poderiam ser utilizadas para caracterizar processos análogos ao da tectônica moderna? Elas existem? (iv) Que tipo de informações a planetologia comparada poderia fornecer a respeito destas questões? Já que a Terra é o único corpo do sistema solar que atualmente perde calor a partir da tectônica

de placas. Estas questões têm gerado intenso debate, envolvendo a postulação de um grande número de modelos geodinâmicos para a formação de terrenos arqueanos, com diversas hipóteses de quando se deu o início da tectônica de placas (Stern 2005, Smithies *et al.* 2007, Condie & Kröner 2008, Hopkins *et al.* 2008, Sizova *et al.* 2010, Hamilton 2011, Dhuime *et al.* 2012, Korenaga 2013, Laurent *et al.* 2014a, Bédard 2018, Condie 2018, Stern *et al.* 2018, Palin *et al.* 2020, Hawkesworth *et al.* 2020, Brown *et al.* 2020). Em geral, pode-se admitir que na Terra primitiva existiu um oceano de magmas; e que processos relacionados à tectônica vertical precederam a operação de tectônica horizontal (acresção–subducção–colisão). A nucleação dos primeiros continentes provavelmente ocorreu acima de zonas de ressurgência ou plumas do manto, que envolveu retrabalhamento na base de platôs máficos, processos de delaminação e desenvolvimento acoplado da crosta continental e do manto litosférico subcontinental.

Dois modelos geodinâmicos principais foram propostos: *stagnant lid tectonics* (“tectônica de tampa estagnada”) vs. *mobile lid tectonics* (“tectônica de tampa móvel”), que receberam denominações variadas nas últimas décadas, tais como sagdução vs. subducção; tectônica vertical vs. tectônica horizontal, entre outras variações como *drip tectonics* (tectônica por gotejamento), *heat-pipe*, *drips and plumes*, *dripduction*, entre outros (Cawood *et al.* 2006, Smithies *et al.* 2007, Van Kranendonk *et al.* 2007, Sizova *et al.* 2010, Hamilton 2011, Moyen & Laurent 2018, Nebel *et al.* 2018, Stern *et al.* 2018, Palin *et al.* 2020). Entretanto, embora a tectônica vertical por muito tempo tenha sido vista como uma antítese da tectônica de placas, esta é uma falsa dicotomia, uma vez que os dois estilos tectônicos não são mutuamente exclusivos, e evidências de contemporaneidade entre os dois regimes têm sido reconhecidas no registro geológico arqueano (Lin 2005, Van Kranendonk 2010, 2011, Bédard *et al.* 2012, Bédard 2018).

O regime *stagnant lid* contrasta com a tectônica de placas por consistir em uma única placa litosférica, em que plumas do manto ou zonas de ressurgência são as principais fontes de calor para a geração de magmas. As zonas de ressurgência relacionadas aos processos de convecção do manto arqueano eram maiores e mais duradouras do que as plumas do manto pós-arqueano, proporcionando altas taxas de fusão parcial com formação de uma crosta oceânica mais espessa em comparação à crosta oceânica moderna (Condie & Kröner 2008, Korenaga 2013, Bedard 2018, Palin *et al.* 2020). Este cenário permitiu a formação de magmatismo juvenil e retrabalhamento da crosta máfica inferior com geração de magmas tipo-TTG na ausência de subducção. Nesse contexto, maiores volumes de rochas vulcânicas máfica-ultramáficas densas são formadas no Arqueano, desencadeando inversão de densidade e amolecimento termal da crosta espessada, o que pode culminar em afundamento crustal dessas rochas e consequente

ascensão diapírica de domos TTG, derivados da crosta máfica inferior (Condie 1998, Kerrich & Polat 2006, Van Kranendonk *et al.* 2007, Nebel *et al.* 2018).

De fato, os terrenos granito-*greenstone* arqueanos frequentemente mostram uma típica arquitetura domos-e-quilhas (e.g., Van Kranendonk *et al.* 2007). Entretanto, é possível que processos de acreção–subducção–colisão vem atuado localmente na Terra desde o Mesoarqueano (<3,0 Ga) e se difundiu globalmente a partir do Neoarqueano, ~2,7 Ga (Cawood *et al.* 2006, Van Kranendonk *et al.* 2007, Condie & Kröner 2008, Sizova *et al.* 2010, Moyen & Laurent 2018, este estudo). Apesar disso, Stern (2005) apontou que existem “provas irrefutáveis” de que não houve processos de subducção na Terra antes do Neoproterozóico, ~1.0 Ga. Essas evidências seriam a ausência de rochas de ultra-alta pressão, xisto azul e sequências ofiolíticas completas que são assembleias petrotectônicas exclusivas de zonas de subducção. Hamilton (2011) sugeriu uma origem ainda mais jovem, em ~850 Ma; enquanto, Hopkins *et al.* (2008) indicam que processos análogos à subducção poderiam ter ocorrido no Hadeano (Figura 6a).

Condie & Kröner (2008), contrariando as tais “provas irrefutáveis” de Stern (2005), apontaram que 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. 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.* 2014a). Abbott *et al.* (1994) indicaram que, além da composição, a espessura e a temperatura da crosta oceânica exercem um controle de primeira ordem sobre a sua capacidade de subductar e concluíram que a geometria íngreme da subducção moderna só poderia ser alcançada com uma crosta fria e relativamente fina (<10 km). Laurent *et al.* (2014a) sugeriram que este limite poderia ter sido alcançado em ~3,0 Ga, considerando que komatiitos associados a basaltos na crosta oceânica teriam diminuído significativamente sua flutuabilidade (Barbey & Martin 1987, Johnson *et al.* 2014, Martin *et al.* 2014). Alternativamente, Hargraves (1986) propôs que uma maior produção de calor na Terra primitiva poderia ter sido acomodada pelo aumento do comprimento das cadeias mesoceânicas em vez da espessura da crosta oceânica. Nesse sentido, o tamanho das placas oceânicas seria menor do que hoje (de Wit & Hart 1993, Lagabrielle *et al.* 1997), e as geometrias dos sistemas de subducção seriam diferentes. Se este foi o caso, então o estabelecimento de zonas de

subducção estáveis no final do Arqueano refletiria em um aumento progressivo no tamanho das placas oceânicas (Laurent *et al.* 2014a).

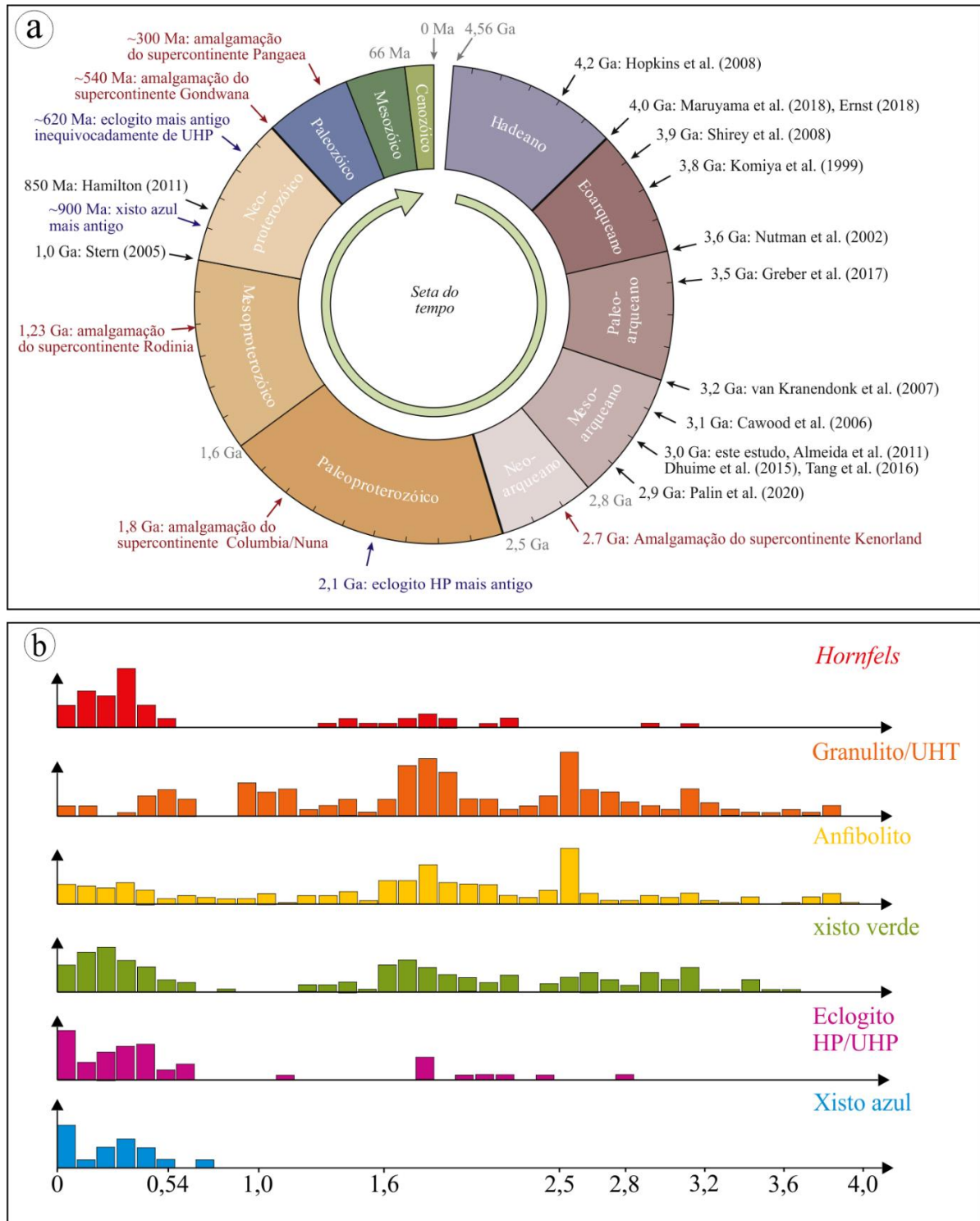


Figura 6 – Início da tectônica de placas e surgimento das principais fácies de metamorfismo no registro geológico. (a) Gráfico esquemático com o tempo geológico mostrando uma seleção das principais propostas de quando se deu o início da tectônica de placas na Terra (modificado de Palin *et al.* 2020). Para referência foram selecionados e incluídos alguns marcos tectônicos em escala global; (b) distribuição secular do registro de rochas sob diferentes fácies de metamorfismo (modificado de Palin & Santoh 2021; dados a partir de Gard *et al.*, 2019). Destaca-se que este conjunto de dados não é abrangente e destina-se a mostrar tendências gerais em vez de proporções precisas de tipos de rochas metamórficas de qualquer idade.

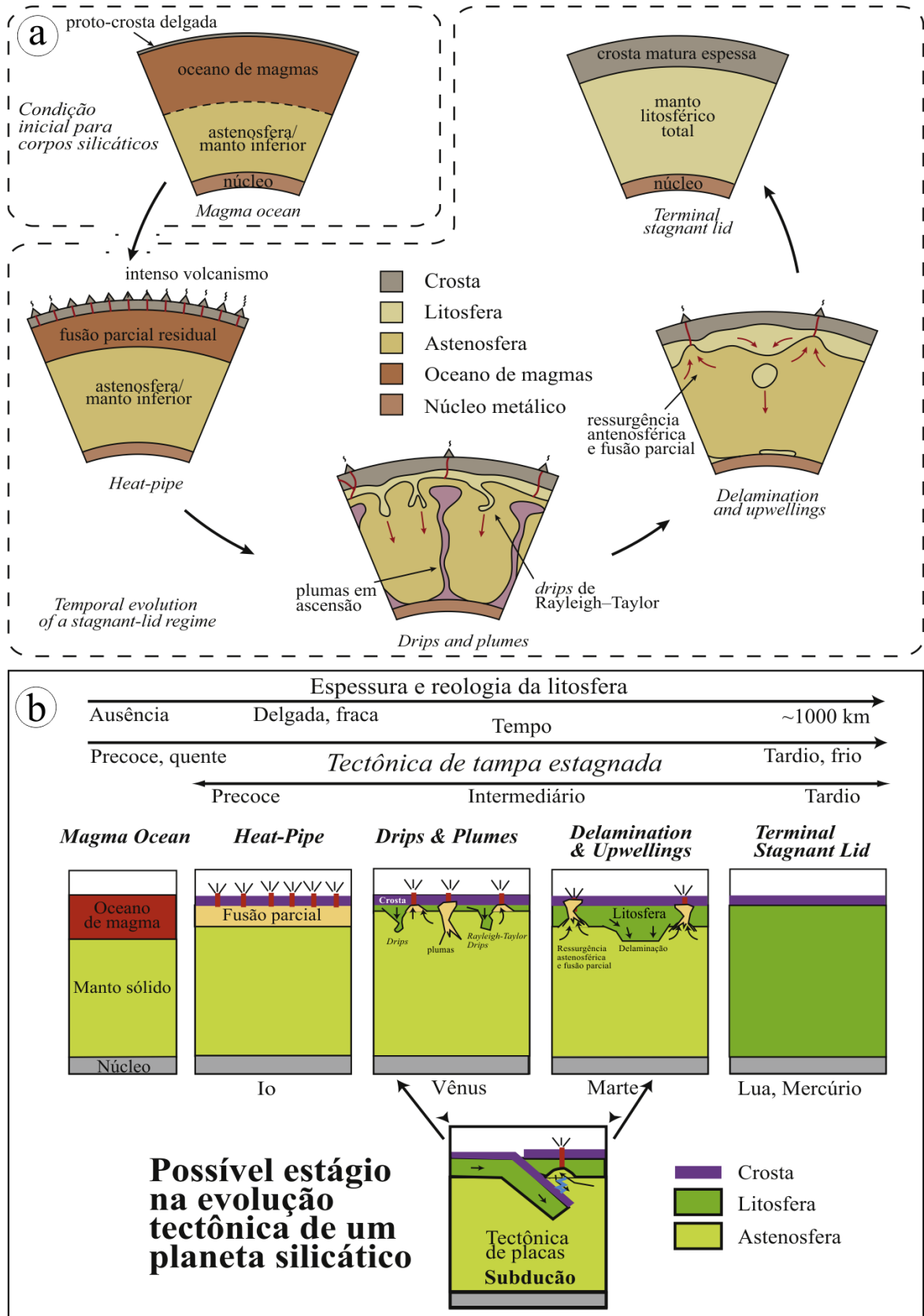


Figura 7 – Principais estilos geodinâmicos dos corpos rochosos do sistema solar (a) diferentes estilos tectônicos de tampa estagnada que podem existir em planetas rochosos após a cristalização de um oceano de magma inicial (modificado de Palin *et al.* 2020). As setas apontam para a frente no tempo, representando uma evolução esquemática do nascimento à morte tectônica de um planeta, sem o estágio da tectônica de placas; e (b) evolução de estilos tectônicos de um grande corpo silicático, como a Terra (modificado de Stern *et al.* 2018). A tectônica de placas requer certas condições de densidade e força litosférica para evoluir. Tectônica de tampa móvel (*mobile lid tectonics*) foi precedida e depois seguida por tampa estagnada (*stagnant lid tectonics*).

Palin & Santoh (2021) indicam que se subducção de fato tiver ocorrido na Terra primitiva, ela teria operado em ângulos rasos ($<10^\circ$), de modo que seria impossível para a crosta subductada atingir condições UHP. Além disto, mesmo que subducção operasse em ângulos altos, no Arqueano as placas seriam mais quentes e mais fracas do que as placas mais frias do Fanerozóico. Isto implica que as placas arqueanas perderiam coerência durante a subducção e se quebrariam em profundidades rasas antes de atingir a transição HP–UHP (Van Hunen & Moyen 2012). Isto explicaria a ausência dessas rochas até o final do Arqueano (Figura 6b). Palin & Santoh (2021) ainda indicaram que fragmentos destacados e eclogitizados de crosta subductada são mais densos que o manto circundante e tendem a afundar para as profundezas da Terra (Aoki & Takahashi 2004), alcançando condições metamórficas UHP, entretanto essas rochas nunca seriam capazes de retornar à superfície para um possível estudo. Em contraste, fragmentos destacados, mas parcialmente eclogitizados (mais flutuantes) ascenderiam em direção à superfície, registrando condições de metamorfismo de HP. Neste contexto, a presença de coesita deve ser vista como suficiente, mas não necessária, para identificar a subducção (Palin & Santoh 2021). Além disso, vale mencionar a curiosa escassez de eclogito HP entre 1,8 e 0,8 Ga, o que até então não foi satisfatoriamente explicado, embora coincida com um período global de quiescência tectônica – o *Boring Billion* (Roberts 2013).

A Figura 7a–b resume a evolução tectono-magmática conceitual de grandes corpos de silicato do sistema solar, como a Terra (Stern *et al.* 2018, Palin *et al.* 2020), onde a tectônica de placas representa um caso especial dos parâmetros geodinâmicos:

1. Inicialmente haveria a existência de um oceano de magmas em todos os planetas silicáticos do sistema solar (Rubie *et al.* 2003, Hamano *et al.* 2013, Stern *et al.* 2018), que se formam devido ao calor fornecido por decaimento radioativo, acreção e diferenciação metal-silicato, além de impactos de bólidos (Sasaki & Nakazawa 1986, Abe 1997). Assim, esta pode ser considerada como uma condição inicial a partir da qual todos os regimes tectônicos possíveis poderiam evoluir (Figura 7a–b). A espessura inicial do oceano de magmas depende do raio do planeta, que controla a taxa de aumento da pressão e, portanto, as profundidades da temperatura *solidus* e *liquidus* do peridotito (Elkins-Tanton 2012). Além disso, planetas grandes com razões área-volume relativamente baixas esfriam a taxas mais lentas do que planetas pequenos com razões área-volume relativamente altas e, portanto, espera-se que os primeiros retenham um oceano de magmas por escalas de tempo maiores. Estimativas de primeira ordem fornecidas por modelagem petrológica-térmica da Terra hadeana preveem um oceano de magmas relativamente raso, parcialmente fundido (ou um *mush* rico em cristais) a uma profundidade de ~150–300 km abaixo da superfície (Hofmeister 1983, Ohtani 1985, Elkins-

Tanton 2012). Entretanto, simulações numéricas do grande impacto que se acredita ter formado o sistema Terra-Lua sugerem que mais de 50% em volume do manto da Terra poderia ter se fundido, indicando um oceano de magma de pelo menos 600 km de profundidade (Canup 2012, Čuk & Stewart 2012, Nakajima & Stevenson 2015). Por causa dessa incerteza, a extensão de um oceano de magma no início da Terra é debatida, mas mesmo nos cenários mais extremos, a solidificação completa provavelmente ocorreu dentro de 1–10 Ma a partir do início (Elkins-Tanton 2008, Monteux *et al.* 2016, Palin *et al.* 2020).

2. Após a cristalização do oceano de magmas, fusões cada vez mais refratárias seriam expelidas do *mush* de cristais em direção à superfície do planeta devido aos fortes contrastes de fluabilidade em relação aos resíduos do manto circundante (e.g., Turner *et al.* 2000). Stern *et al.* (2018) e Palin *et al.* (2020) indicaram que se esses magmas poderiam chegar à superfície do planeta, eles poderiam se cristalizar para formar uma fina crosta primitiva, que se espessaria com o tempo – em um cenário de tampa estagnada denominado tectônica do tipo “tubos de calor” (*heat-pipe*) (Figura 7a–b). Este estilo tectônico é uma forma de curta duração de *stagnant lid tectonics* (Stern *et al.* 2018), onde a combinação de repetidas erupções e o soterramento de fluxos de lava mais antigos acabam por engrossar a crosta e, assim, impedem a ascensão de magmas à superfície (Kankanamge & Moura 2016). É possível que este regime tenha operado na Terra hadeana (Moore & Webb 2013), o que implicaria que vulcanismo dominava sobre plutonismo, embora este não seja o caso dos estilos subsequentes envolvendo *stagnant lid tectonics* (Rozel *et al.* 2017). A questão é que pouco se sabe sobre a veracidade ou duração provável da tectônica do tipo *heat-pipe* na Terra primitiva, embora acredita-se que este estilo tectônico esteja em operação atualmente no satélite mais interno de Júpiter, conhecido como Io (Kankanamge & Moore 2019), onde tal tectônica seria impulsionada pelo aquecimento das “marés” (Palin *et al.* 2020).

3. Após tectônica tipo *heat-pipe*, o resfriamento contínuo e o espessamento da litosfera recém-formada estimulariam os processos de gotejamento que se estendem lateralmente, tornando as plumas mais espaçadas em um cenário envolvendo *stagnant lid tectonics* do tipo gotejamento e plumas (*drips and plumes*) (Sizova *et al.* 2015, Gerya *et al.* 2015). Neste ambiente, os processos de gotejamento seriam transicionados para delaminação de maior escala, relacionado a um maior volume de crosta eclogítica densa com um manto residual subjacente (e.g., Zegers & van Keken 2001, Nebel *et al.* 2018), que tendem a sofrer subsidência termal em direção a astenosfera (Figura 7a–b). Esté cenário tem sido reproduzido em modelos termomecânicos bidimensionais e tridimensionais da Terra arqueana (Gerya 2014, Sizova *et al.* 2015, Fischer & Gerya 2016, Piccolo *et al.* 2019), e poderia ser suportado pela escassez de

eclogitos e materiais refratários no registro geológico desse período. Assim, durante tectônica tipo *drips and plumes*, grandes ressurgências do manto astenosférico poderiam facilitar a fusão por decompressão, com formação contínua de uma nova crosta máfica, que mais tarde seria soterrada e parcialmente fundida para gerar magmas tipo-TTG (Kamber *et al.* 2005, Van Hunen *et al.* 2008, Moyen & Martin 2012, Kamber 2015, Feisel *et al.* 2018, Moyen & Laurent 2018, Palin *et al.* 2020). De fato, apesar da aparente quiescência desta forma evoluída de *stagnant lid tectonics*, alguns estudos destacam que deformação e crescimento crustal podem ocorrer neste ambiente (Ernst 2009, Debaille *et al.* 2013, Wade *et al.* 2017, Bédard *et al.* 2012).

4. Todos os planetas ou planetoides tectonicamente "mortos" devem apresentar um estado tectônico de tampa estagnada final, que contenha uma única crosta circundando o globo (Figura 7a–b). Neste cenário, as perdas de calor do corpo silicático “desligam” as células de convecção do manto, o que transforma a astenosfera até então dúctil em uma litosfera espessa e rígida. Exemplos modernos do nosso sistema solar incluem Mercúrio e a Lua da Terra (Spohn 1991, Hauck II *et al.* 2004, Stern *et al.* 2018, Palin *et al.* 2020).

5. Dada a raridade de tectônica de placas em nosso sistema solar, pode-se inferir que os parâmetros petrológicos e geodinâmicos que permitiriam regimes tectônicos de tampa móvel poderiam iniciar e sobreviver em grandes planetas rochosos, tais como a Terra (e.g., Stern *et al.* 2018). Estudos envolvendo modelagem numérica de Weller *et al.* (2015) e O'Neill *et al.* (2016) avaliaram a influência da taxa de aquecimento interno e indicaram que sistemas convectivos em escala planetária inicialmente quentes tendem a promover diferentes estilos tectônicos de tampa estagnada. Entretanto, imagina-se que à medida que essas fontes de calor diminuem, por exemplo, devido ao decaimento contínuo de elementos radiogênicos, apareceria uma janela de oportunidade para a ocorrência de subducção (Figura 7b, Stern *et al.* 2018). Neste contexto, na Terra o surgimento de subducção envolveu vários parâmetros diferentes, tais como a temperatura, composição, espessura e reologia das crostas oceânicas e continentais, bem como o volume líquido do material continental. No entanto, como observado por Moyen & Martin (2012), o único mecanismo que controla todos esses parâmetros é a evolução do regime térmico da Terra. Em outras palavras, a temperatura impõe um controle de primeira ordem sobre uma série de parâmetros locais, que poderia explicar a natureza das mudanças geodinâmicas do final do Arqueano (Palin *et al.* 2020).

O momento absoluto dessa mudança, conforme ocorre em escala global, é, obviamente, o assunto desta discussão e o foco principal desta revisão. Evidências petrológicas defendem essa transição em algum momento durante o Meso- Neoarqueano (3,2–2,5 Ga: Figura 6a). Palin *et al.* (2020) apontam que baseado nos principais indicadores petrológicos e tectônicos do Ciclo

de Wilson pode-se inferir que subducção foi estabelecida em escala global em torno de 3,0–2,9 Ga (Figura 8), de modo que os indicadores de subducção preservados em terrenos mais antigos poderiam representar eventos localizados. O resfriamento secular e o início da acreção impulsionada pela subducção também facilitaram o retrabalhamento de materiais mais antigos e promoveram uma diferenciação interna mais eficiente dos continentes, transformando uma crosta continental juvenil semi-homogênea do Eo-Paleoarqueano em uma crosta meso-arqueana muito mais estratificada e diversificada (Dhuime *et al.* 2015, Hawkesworth *et al.* 2016). A hipótese de retrabalhamento acelerado é suportada pela mudança na composição da crosta superior entre 3,0–2,5 Ga (seção 1.3.2; Palin *et al.* 2020).

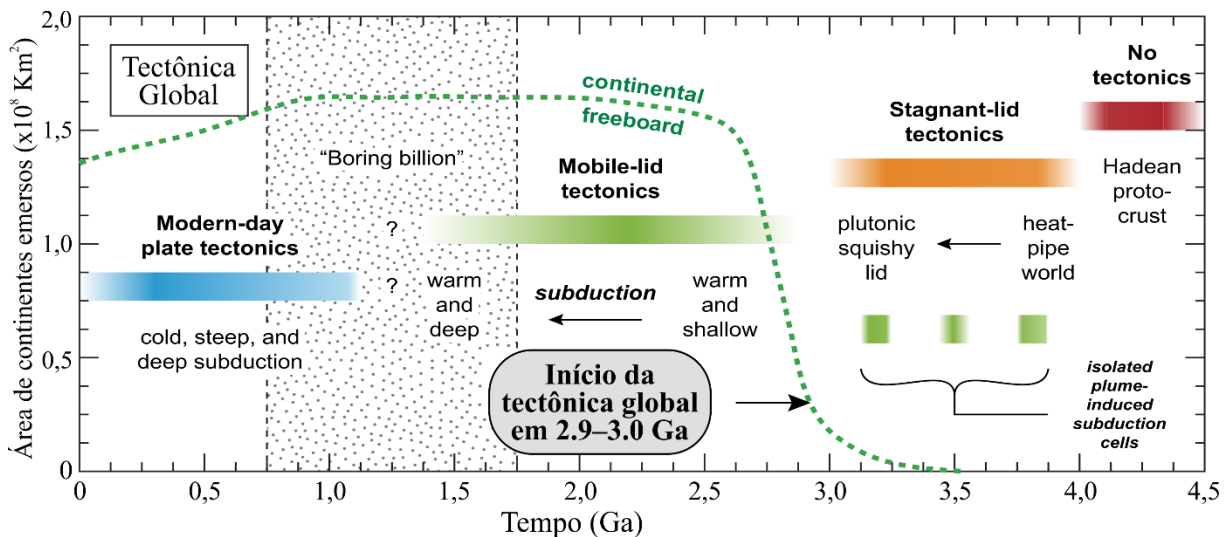


Figura 8 – Evolução secular dos diferentes estilos geodinâmicos da Terra (modificado de Palin *et al.* 2020). *Continental freeboard* que mede a área dos continentes emersos foi calculado por Bada & Korenaga (2018).

Embora o surgimento de SNK seja considerado como um bom marcador cronológico dos processos de enriquecimento do manto e operação de subducção (e.g., Laurent *et al.* 2014a, Moyen 2020), alguns estudos fornecem modelos de tampa estagnada no sentido de explicar a formação dos diferentes grupos de granitoides arqueanos (e.g., Nebel *et al.* 2018, Mole *et al.* 2019). Então, combinando modelagem numérica com evidências geológicas, Nebel *et al.* (2018) sugerem que quando o manto astenosférico por convecção interage com a base da litosfera pode ser criados gotejamentos crustais (*crustal drips*). Em condições crescentes de P–T ocorre fusão parcial de metabasaltos hidratados no interior das *drips* o que produz *melts* félsicos que ascendem para a crosta subjacente para formar os TTG (Figura 9a). As plumas do manto são capazes de provocar erosão da litosfera e injetar magmas komatiíticos. As estruturas em domos, onde os TTG são preservados, são uma expressão diapírica positiva em resposta as estruturas em gotas (que são negativas). Os TTG mais antigos se formam em níveis

mais rasos na presença de plagioclásio enquanto os TTG mais jovens são derivados de fusões mais profundas na presença de granada. Neste contexto, magmas tipo-TTG derivados de gotejamentos assimétricos (*asymmetric drips*) poderiam interagir com o manto astenosférico para formar os SNK (Figura 9b). Os gotejamentos assimétricos são estruturas estacionárias que se desenvolvem por longos períodos de tempo na interface entre planos crustais mais espessos e mais delgados (Nebel *et al.* 2018). Eles poderiam se desenvolver por fluxo intracrustal e diferenças na rigidez da crosta e eventualmente poderiam evoluir para subducção. Neste cenário, o calor derivado de magmas em ascensão teria desencadeado anatexia crustal para formar os granitos potássicos.

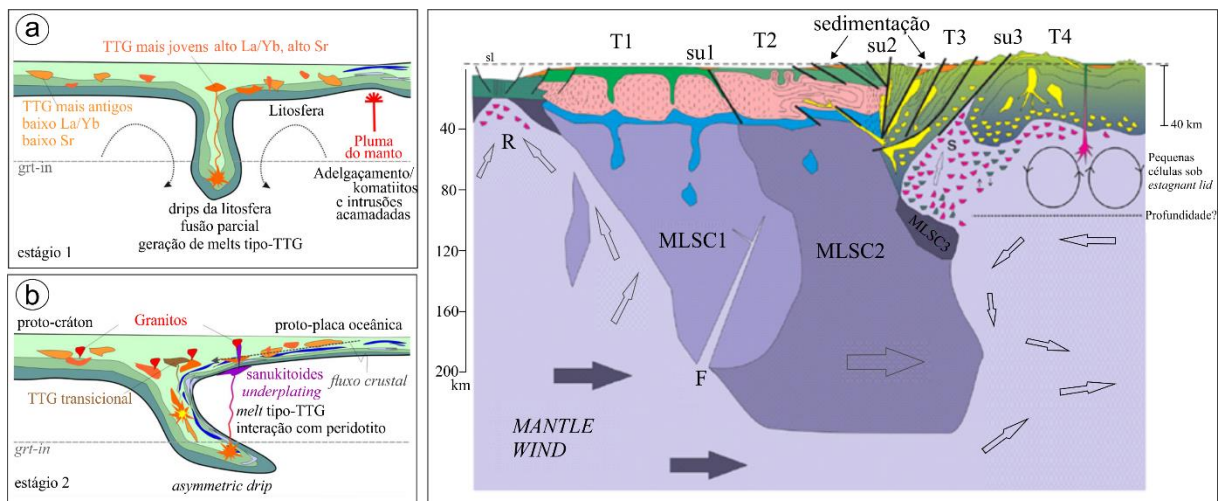


Figura 9 – Modelos de *stagnant lid tectonics*. (a) Gotejamento da crosta inferior com fusão parcial da crosta submersa no manto, dando origem aos *melts* tipo-TTG (Nebel *et al.* 2018); (b) gotejamento assimétrico ou *downwelling* são estruturas estacionárias que se desenvolvem por longos períodos de tempo, onde a subducção eventualmente se inicia (Nebel *et al.* 2018); (c) Estruturação e tectônica tipo gotejamento de um típico cráton antigo, onde as zonas de preenchimento do rifte se tornam gravitacionalmente instáveis na escala crosta-manto (modificado de Bédard *et al.* 2012). Consultar o texto para descrição do modelo. Legenda: terrenos 1, 2, 3 e 4 (T1, T2, T3 e T4); manto litosférico subcontinental 1, 2 e 3 (MLSC1, MLSC2 e MLSC3); suturas 1, 2 e 3 (su1, su2 e su3); fratura (F); e centro de expansão (R).

Os terrenos arqueanos exibem tramas formadas por encurtamento horizontal e alguns crátons contêm terrenos com histórias contrastantes. Mas se levar em conta que subducção foi ausente na maior parte do Arqueano, surge a seguinte pergunta: que mecanismos poderiam proporcionar força motriz para compressão e acreção de terrenos? Bédard *et al.* (2012) sugerem que o mobilismo cratônico pode ser uma resposta às correntes de convecção do manto, o que oferece uma possível solução para esse paradoxo. A proposta é que no momento que um proto-cráton desenvolve sua própria quilha litosférica, ele fica sujeito às pressões de correntes do manto, o que permite sua deriva (Figura 9c). Assim, na ausência de subducção, os crátons arqueanos não seriam núcleos imóveis, mas sim agentes tectônicos ativos, que criam e destroem platôs basálticos à medida que derivavam, bem como outros proto-crátons e domínios

mantélicos. Já os crátons imaturos ou platôs oceânicos não teriam uma quilha litosférica, portanto, seriam estáticos. A Figura 9c mostra um modelo esquemático com a estruturação de um típico cráton antigo (Bédard *et al.* 2012), que é composto por dois terrenos amalgamados (T1 e T2) cada um com sua própria quilha do manto litosférico subcontinental (MLSC1 e MLSC2), separados por uma sutura *soft-docking* (su1):

1. O T1 é caracterizado por tramas verticais na crosta média dominada por TTG (rosa) relacionados ao afundamento de vulcânicas máficas (crosta superior verde) e delaminação da crosta inferior restítica (azul) no manto. O T2 originalmente tinha estruturas internas semelhantes, mas foram superimpostas durante a acreção com o T1 (Figura 9c). Os terrenos 3 (T3) e 4 (T4) são crosta do tipo platô oceânico. O T4 mostra um estágio de evolução que é aproximadamente um estado estacionário, com *underplating* e extrusões de basalto juvenil (vermelho) gerando um platô espesso. Neste contexto, este domínio estagnado da tampa seria sustentado por células de convecção de pequena escala e não mostraria diferenciação sistemática, uma vez que a crosta basal seria reciclada na mesma velocidade em que nova crosta seria gerada por erupções (Bédard *et al.* 2012). Assim, a anatexia dos basaltos gera magmas tipo-TTG juvenis (amarelo) que desenvolvem estruturas em domos e quilhas, enquanto os processos de delaminação de densos resíduos crustais (verde escuro) adelgaçam a crosta.

2. O cráton composto (T1+T2) está se deslocando para a direita como uma resposta ao “vento do manto” (*mantle wind*), o que gera tensões que também podem fraturar a quilha (F), permitindo que a fusão parcial atinja níveis mais rasos (Figura 9c). O lado à montante do cráton (esquerda) está sob tensão, e um centro de expansão pode se desenvolver (R). A borda de ataque do cráton à deriva acaba de acumular um terreno de platô oceânico (T3), que era semelhante ao T4 antes de seu acréscimo (Bédard *et al.* 2012). Neste cenário, a zona de sutura 2 (su2) é uma região compressiva, onde a crosta superior mais rígida de T2 desenvolve uma estrutura apertada de domos e quilhas, onde lascas do T3 são colocadas no topo do T2 por falhas reversas.

3. As falhas e dobras são íngremes e subparalelas. Nesse contexto, o espessamento acima do nível do mar leva à erosão e deposição de rochas vulcanoclásticas (bacias laranja). A inclinação empurra metabasaltos para o manto subjacente e pode produzir pulsos de TTG (amarelo). As delaminações eclogíticas deste terreno submerso (verde escuro) podem cair no manto e desencadear a geração de mais magmas basálticos (vermelho) e produzir uma terceira zona de crescimento do manto litosférico (MLSC3). O fluxo de correntes do manto contra a quilha pode induzir um contrafluxo (Bédard *et al.* 2012). À medida que o T4 é colocado em compressão, ele pode começar a eclogitizar e desenvolver uma reversão, permitindo a ascensão do manto quente (s) sob a zona de sutura 3 (su3) (Figura 9c).

1.3.8 Metagranito ou granito deformado? Eis a questão!

Embora não seja um assunto discutido em livros e artigos científicos, já faz algumas décadas que existe um debate “tabu” sobre qual a categoria mais adequada para se classificar granitoides com feições de deformação dúctil e alteração deltérica. A questão está centrada se rochas com estas características devem ser classificadas como rochas ígneas ou metamórficas. De modo simplificado, pode-se indicar que as escolas de petrologia metamórfica sugerem que essas rochas são metamórficas (e.g., Bucher & Grapes 2011), enquanto as escolas de petrologia ígnea indicam que frequentemente se tratam de granitoides orogênicos, que foram deformados e alterados em estágio tardi- a pós-magmático (e.g., Neves 2012, Nedelec & Bouchez 2015).

A Subcomissão de Sistematização das Rochas Metamórficas (SSRM) define o conceito de metamorfismo como um “processo que envolve mudanças no conteúdo/composição mineral e/ou na microestrutura de uma rocha, predominantemente no estado sólido. Esse processo ocorre principalmente devido à adaptação da rocha a condições físicas diferentes daquelas em que se formou e que também diferem das condições físicas que ocorrem normalmente na superfície da Terra e na zona da diagênese. O processo pode coexistir com fusão parcial e também envolver alterações na composição química da rocha” (Fettes & Desmons 2014, pag. 19). O conceito de metamorfismo é relativamente antigo. No século XVIII, Hutton já indicava que micaxistos eram derivados a partir de folhelhos modificados pela ação de temperatura e pressão, entretanto foi Charles Lyell (1830–1833) em seu clássico trabalho *Principles of Geology* que cunhou o termo “metamorfismo” pela primeira vez. Apesar da evolução no conhecimento, até hoje a SSRM não discutiu nada a respeito das interferências conceituais entre metamorfismo e deformação dúctil em granitoides, assim como não distinguiu quais são as diferenças entre metamorfismo e alteração deltérica. Atualmente, esse assunto continua gerando confusão entre estudantes e até mesmo entre geólogos experientes. Isto pode ser devido a forma como os livros de petrologia metamórfica (e.g., Winter 2001, Best 2003, Bucher & Grapes 2011) e a própria SSRM (Fettes & Desmons 2014) têm mantido os conceitos de metamorfismo, que em algumas situações entram em conflito com os conceitos de granitos orogênicos (e.g., Neves 2012).

Granitoides são excelentes marcadores de deformação crustal e quando colocados em sistemas orogênicos eles podem registrar seus diferentes cenários tectônicos (pré-colisional ou subducção, colisional e pós-colisional), devido ao estreito intervalo de tempo dos processos de cristalização, quando comparados à duração total da orogênese (e.g., Harris *et al.* 1986). No caso dos granitos sincinemáticos (ou sintectônicos), a deformação é condicionada por zonas de

cisalhamento e está presente desde os processos de fusão parcial e segregação e continua durante a ascensão, colocação, cristalização e resfriamento dos magmas (e.g., Neves 2012). Neste contexto, a temperatura e os fluidos envolvidos nas reações tardi- a pós-magmáticas são provenientes do próprio plúton em resfriamento, ou seja, nestas rochas as microestruturas de deformação, recristalização, neocristalização e exsolução podem ser consideradas como uma extensão dos próprios processos ígneos (Winter 2001, Nedelec & Bouchez 2015). Por outro lado, é razoável esperar que para granitos pré-cinemáticos ou pré-tectônicos (cristalização pretérita ao evento de deformação) o evento de deformação dúctil é acompanhado por reações metamórficas, uma vez que se trata de um evento posterior a cristalização, em que a temperatura e os fluidos envolvidos nas reações frequentemente são externos a evolução do próprio plúton. Já os granitos pós-cinemáticos ou pós-tectônicos (cristalização posterior ao evento de deformação) tendem a ser livres de deformação e metamorfismo. Entretanto, eles podem apresentar paragênese mineral secundária, as quais são identificadas até mesmo em granitos anogênicos, o que indica a inexistência de uma correlação direta entre a formação de paragêneses minerais secundárias em granitos e reações de metamorfismo.

Bucher & Grapes (2011) indicam que ao contrário das rochas quartzo-feldspáticas de origem sedimentar que são mais hidratadas, as rochas plutônicas entram no reino metamórfico em um estado relativamente anidro. Assim, para que as reações de metamorfismo se iniciem em granitoides uma hidratação prévia muitas vezes em quantidade significativa se faz necessária, o que normalmente ocorre durante a deformação. Um grau heterogêneo de hidratação também resulta em características como distribuição dispersa e crescimento seletivo de minerais de baixa-T em vesículas e fraturas, bem como o crescimento desses minerais a partir das fases ígneas. Bucher & Grapes (2011) reconhecem que do ponto de vista da petrologia ígnea, esses minerais são chamados de “secundários ou deutéricos”. Por outro lado, do ponto de vista da petrologia metamórfica, tais minerais hidratados constituem um conjunto estável de baixo grau, além de ser o material de partida para o metamorfismo progressivo. No caso conceitualmente mais simples, nenhum mineral ígneo relíquiaria permanecer e sua paragênese ígnea seria completamente substituída por uma paragênese estável de baixa-T e, nesse caso, a rocha estaria em seu estado máximo de hidratação.

De acordo com Winter (2001, pag. 41), o desenvolvimento de reações minerais secundárias em rochas ígneas são uma decorrência dos seus processos de resfriamento e indica que estas fases minerais não são produtos de um evento metamórfico tardio distinto. Winter (2001, pag. 41) ainda aponta que tais processos são comumente denominados de autometamorfismo ao invés de metamorfismo, porque eles são uma parte natural do

resfriamento ígneo. Ele ainda sugere que a maioria das reações de autometamorfismo envolvem minerais em temperaturas moderadas em um ambiente no qual H₂O é liberado a partir do *melt* residual ou introduzido externamente. Essas transformações envolvem hidratação e se o *melt* residual for a fonte dos fluidos elas também são chamadas de alterações deutéricas. Por outro lado, o próprio autor entra em contradição ao indicar que o conceito de “metamorfismo se refere a mudanças na mineralogia, textura e/ou composição de uma rocha que ocorrem predominantemente no estado sólido sob condições entre aquelas de diagênese e fusão em larga escala” (Winter 2001, pag. 410). Ou seja, isto significa que para o autor qualquer mudança na mineralogia ou textura de uma rocha seria considerada como uma transformação metamórfica, contrariando a tese apresentada aqui, onde nem toda mudança mineralógica ou textural seria relacionada ao metamorfismo, mesmo se ocorrer em estado sólido (e.g., alteração e pertitas).

Além das diferenças conceituais entre alteração deutérica e metamorfismo, uma outra questão de primeira ordem é se a presença de microestruturas de deformação dúctil e recristalização em granitoides seria uma evidência de metamorfismo. Ou seja, deformação dúctil pode ou não se desenvolver na ausência de metamorfismo? Afinal, qual é a diferença entre deformação dúctil e metamorfismo? A chave para esta questão poderia surgir de uma análise cruzada entre os conceitos de metamorfismo e deformação dúctil. O Conceito de metamorfismo da SSRM já foi apresentado anteriormente e a seguir, de modo simplificado, foram sintetizados os principais mecanismos da deformação dúctil em microescala. Isto permitirá confrontar esses conceitos e refletir sobre suas diferenças.

(1) Quando uma rocha acumula deformação, alguns processos ocorrem em microescala fazendo que ela mude sua estrutura interna, sua forma e/ou seu volume (Blenkinsop 2000, Vernon 2004, Passchier & Trouw 2005, Fossen 2012). Passchier & Trouw (2005, pag. 22, 31) apontam que deformação dúctil, também conhecida como fluxo viscoso, é produzida por mecanismos ativados termicamente, como deformação intracristalina, geminação, *kinking*, difusão, recuperação e recristalização. Na deformação intracristalina os cristais em uma rocha podem se deformar internamente sem fraturamento rúptil. Isto ocorre pelo movimento de deslocamentos, que de modo simplificado são conjuntos de defeitos (vacâncias) distribuídos em linha dentro do retículo cristalino.

(2) A estrutura cristalina de qualquer mineral deformado ou não contém um número significativo de defeitos e esta é uma das formas do cristal de acumular energia livre em seu retículo. Assim, quanto maior for a densidade de defeitos, ou deslocamentos, maior será a energia livre acumulada, ou seja, mais instável será o cristal. Em outras palavras, a deformação aumenta a densidade de defeitos do cristal e faz com que ele fique em um estado de alta energia,

de modo que, surge uma força termodinâmica no sentido de reduzir o número de defeitos cristalinos, representada pelos mecanismos de recuperação e recristalização, sendo que tanto a formação de defeitos como a sua redução (ou remoção) ocorre por migração dos mesmos dentro do retículo (Blenkinsop 2000, Passchier & Trouw 2005, Fossen 2012).

(3) Assim, os mecanismos de recuperação englobam todos os processos que movem, anulam ou agrupam os deslocamentos em paredes que separam porções do grão original com orientações cristalográficas ligeiramente diferentes (Fossen 2012). Estas paredes de deslocamentos podem ser microscopicamente observadas através da extinção ondulante de cristais deformados (Passchier & Trouw 2005).

(4) Já a recristalização ocorre quando a recuperação se prolonga até os deslocamentos dos subgrãos serem removidos e os grãos se tornarem livres de deformação ou sem extinção ondulante (Fossen 2012). Assim, a recristalização dinâmica é o processo pelo qual grãos deformados e com alta densidade de deslocamentos são substituídos por novos grãos não deformados e praticamente sem deslocamentos (Blenkinsop 2000, Passchier & Trouw 2005).

(5) A recristalização dinâmica ocorre a partir de três principais mecanismos (Figura 10a): (i) migração dos contatos de cristais em baixa temperatura ou *bulging* (BLG), onde a fronteira de um cristal menos deformado (baixa densidade de deslocamentos) invade o cristal mais deformado (com alta densidade de deslocamentos) formando *bulges* que se desenvolvem em novos grãos pequenos e independentes (Figura 10b); (ii) rotação de subgrãos (*subgrain rotation* – SGR) que ocorre em resposta à fluência e escalada dos deslocamentos para as paredes do subgrão. Os subgrãos são porções poligonais, ligeiramente deslocadas (em geral $>5^\circ$) em relação ao cristal hospedeiro ou aos domínios vizinhos. Assim, a formação de subgrãos é um estágio avançado do processo de recuperação, em que cristais deformados podem reduzir sua energia livre pela remoção ou redistribuição de deslocamentos. É convencionalizado que um subgrão (recuperação) pode ser classificado como um novo grão (recristalização) se a rotação cristalográfica do mesmo ultrapassar 10° em relação ao cristal hospedeiro (Figura 10c); e (iii) migração dos contatos de cristais em alta temperatura (*high-temperature grain boundary migration* – GBM), onde as fronteiras dos cristais tornam-se altamente móveis e podem varrer o material em qualquer direção para remover os deslocamentos e os contatos de subgrãos. SGR também pode ocorrer em conjunto com GBM, entretanto, quando os contatos de subgrãos são transformados em contatos de novos grãos, estes também se tornam altamente móveis. Em temperaturas muito altas, os novos grãos têm contatos lobóides ou amebóides, mas podem ser quase “livres de deformação”, ou seja, desprovidos de extinção ondulante e subgrãos. Embora os três mecanismos de recristalização dinâmica sejam descritos separadamente, existem

transições entre eles, de modo que diferentes mecanismos podem operar simultaneamente sob certas condições. Além disso, diferentes fases minerais tendem a ativar diferentes mecanismos de deformação sob uma mesma condição de temperatura (por exemplo, feldspatos e quartzo), conforme observado na Figura 10e (Passchier & Trouw 2005).

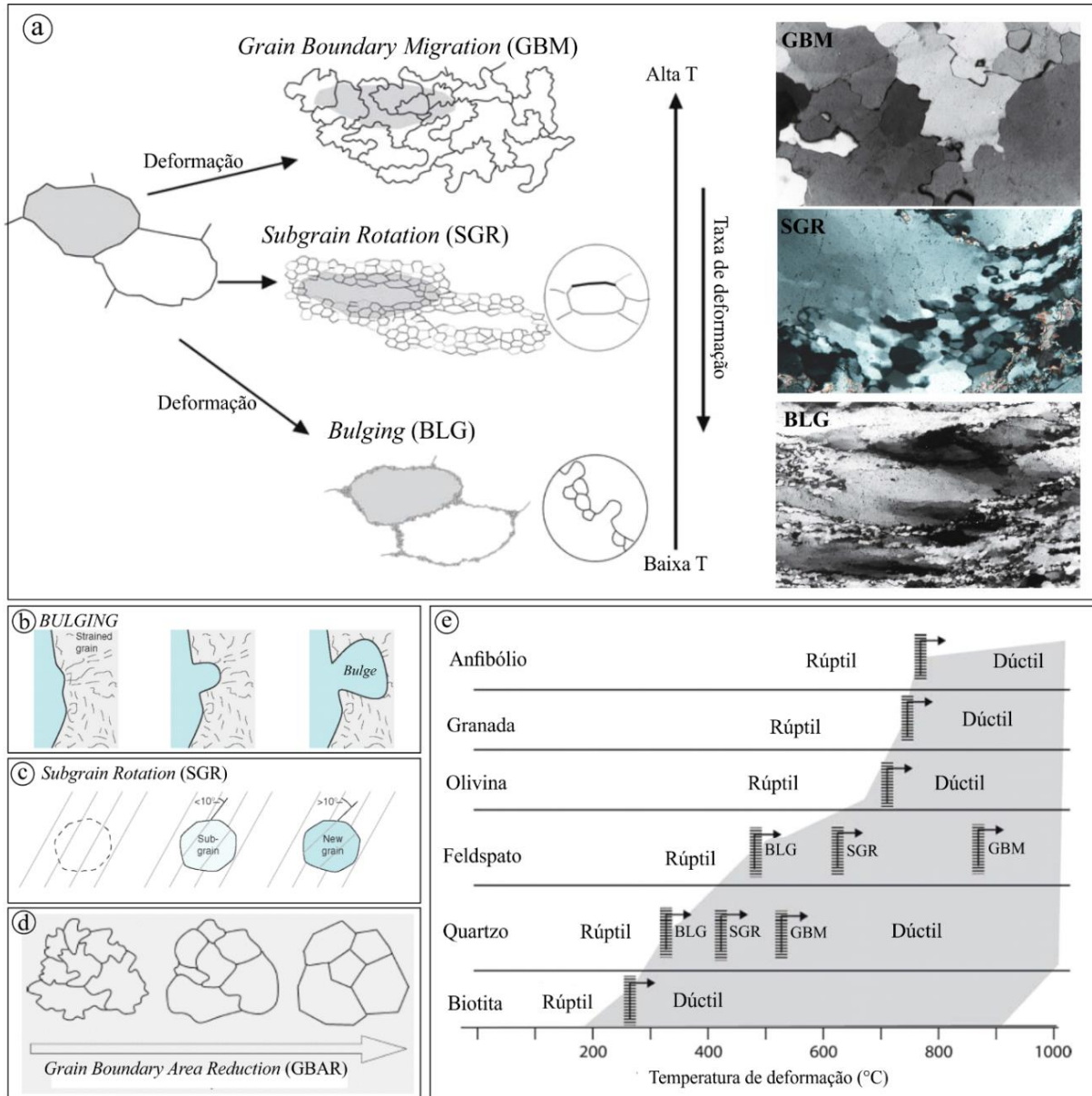


Figura 10 – Principais mecanismos e estruturas de recrystalização (Passchier & Trouw 2005, Fossen 2012). (a) Os três principais tipos de recrystalização dinâmica. A substância de um dos dois grandes cristais que recrystalizaram é indicada por sombreamento, antes e durante a recrystalização; (b) sob baixa temperatura, *bulging* se desenvolve quando dois cristais vizinhos têm densidades diferentes de deslocamentos (traços irregulares na ilustração), de modo que, a fronteira do cristal menos deformado invade o cristal mais deformado (com a maior densidade de deslocamentos), formando *bulges* que podem evoluir para novos grãos; (c) ilustração esquemática da evolução dos mecanismos de recuperação e recrystalização por rotação de subgrãos; (d) ilustração esquemática do processo de redução da área dos contatos de cristais (*Grain Boundary Area Reduction* – GBAR) através do ajuste dos contatos e crescimento de cristais, resultando em uma diminuição da energia livre. Esse mecanismo permite que os contatos de cristais irregulares formados durante deformação e recrystalização dinâmica sejam endireitados para uma forma poligonal, enquanto alguns pequenos cristais podem ser eliminados; (e) Relação entre temperatura dos mecanismos de deformação para diferentes fases minerais. As barras indicam as zonas de transição e o campo cinza representa o domínio de operação da deformação cristal-plástica.

(6) A recristalização estática se desenvolve na ausência de esforços diferenciais e frequentemente é identificada por cristais com contatos retos e junções tríplices, desenvolvidos por redução da área dos contatos de grãos (*grain boundary area reduction* – GBAR) (Figura 10d). Embora GBAR ocorra durante a deformação, seu efeito é mais óbvio e se torna dominante após o final da deformação. Isto ocorre porque defeitos cristalinos não são as únicas estruturas que contribuem para aumentar a energia livre, de modo que, os contatos de cristais podem ser considerados como defeitos planares com uma considerável energia livre associada. Assim, uma redução na área superficial das fronteiras de cristais pode diminuir a energia livre. Portanto, em temperatura relativamente alta e na ausência de deformação, há uma tendência de se desenvolver cristais com contatos retos e junções tríplices, onde qualquer material policristalino tenderá a formar uma textura poligonal, para reduzir sua energia livre (Passchier & Trouw 2005).

Neste contexto, apesar de contrariar as próprias definições de metamorfismo (e.g., Winter 2001, Best 2003, Bucher & Grapes 2011, Fettes & Desmons 2014), as microestruturas de deformação, recuperação e recristalização envolvem mecanismos que não são necessariamente vinculados à petrologia metamórfica, mas sim processos que de uma forma geral podem ocorrer em materiais policristalinos. Apesar disso, nos livros de petrologia metamórfica, o conceito de metamorfismo frequentemente está ligado ao conceito de recristalização. Por exemplo, Best (2003, pag. 710) descreve o conceito de recristalização como um processo que envolve “modificação dos contatos de grãos de fases estáveis existentes em um sistema metamórfico de estado sólido”. Ele ainda admite como parte do conceito de recristalização os processos de nucleação e crescimento de novas fases cristalinas estabilizadas por mudanças nas “condições metamórficas”, reconhecendo que este crescimento é comumente facilitado pela presença de fluidos e intensificado por deformação.

Por outro lado, Nedelec & Bouchez (2015) e suas referências indicam que durante os estágios finais de cristalização magmática, a estrutura cristalina já formada pode sofrer alguma deformação na presença de *melt* residual, se for submetida a um nível de tensão suficientemente alto. Neste contexto, se nenhuma deformação adicional ocorrer, a microestrutura resultante é frequentemente chamada de “submagnética” (ou seja, muito próxima de “puramente” magmática). Em temperaturas próximas ao *solidus*, os cristais de plagioclásio tendem a se comportar de maneira rúptil (ou a se recristalizar por $BLG \pm SGR$), diferindo do quartzo que tende a se recristalizar por $GBM \pm SGR$ (Figura 10e). Assim, se a estrutura já cristalizada for submetida a uma alta tensão diferencial, enquanto *melt* residual ainda estiver presente nos poros dos cristais, alguns cristais serão pressionados uns contra os outros a ponto de terem seus

contatos dissolvidos ou endentados, particularmente nas bordas de tensão. Alguns feldspatos podem dobrar enquanto outros podem quebrar, onde as microfaturas são imediatamente preenchidas pelo *melt* residual (Figura 11a–d). O material de preenchimento é composto principalmente de quartzo, entretanto feldspato também pode estar presente, sendo o conjunto próximo da composição eutética. A presença de fraturas preenchidas (incorretamente chamadas de "submagmáticas") demonstra que a estrutura cristalina foi deformada na presença de uma fusão residual, portanto, antes da cristalização completa do magma. Tais microfaturas frequentemente sobrevivem à subsequente deformação de estado sólido, de modo que, essas estruturas tardi-magmáticas podem ser observadas em escala mesoscópica (Figura 11e) ou microscópica (Figura 11f).

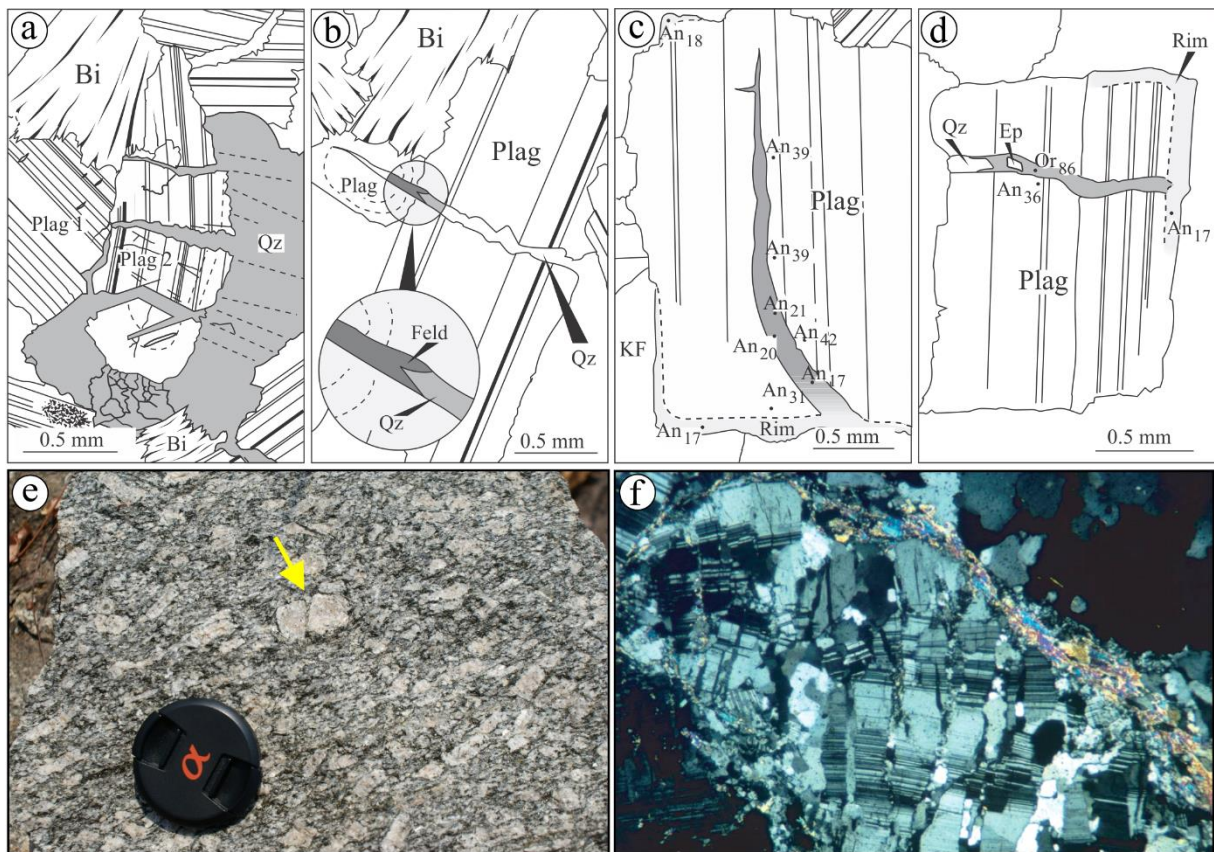


Figura 11 – (Micro)fraturas magmáticas. Qz: quartzo; Plag: plagioclásio (An: teor de anortita; Or: teor de ortoclásio) Feld: feldspato; KF: feldspato potássico; Bi: biotita. (a) Plag2 foi endentado por Plag1; linhas tracejadas em quartzo, com sub-limites prismáticos; (b) microfatura preenchida com quartzo e feldspato; (c) microfatura preenchida por um plagioclásio (An₁₇–An₂₁) enriquecido em albita em relação ao seu hospedeiro (An₃₉–An₄₂); observe o crescimento excessivo ao redor do plagioclásio hospedeiro sem descontinuidade em relação ao material que preenche a microfatura; (d) microfatura preenchida com ortoclásio, quartzo e um cristal de epidoto, ele próprio selado por um crescimento excessivo de plagioclásio mais rico em albita que seu hospedeiro. Consultar Nedelec & Bouchez 2015 para mais informações sobre as ilustrações a–d; (e) fratura magmática em feldspato (seta amarela) no Granodiorito Água Azul, Terreno Sapucaia, Província Carajás (fotografia cedida pelo GPPG/UFGA). A fratura está preenchida pela matrix quartzo-feldspática, indicando que essa textura foi gerada no estágio tardi-magmático; (f) cristal de plagioclásio fragmentado do Batólito Wologorong, New South Wales, Austrália. Quartzo e K-feldspato preenchem o espaço entre os fragmentos, o que é consistente com a migração do magma em estágio avançado de cristalização para esse espaço de abertura. A base da microfotografia mede 3,5 mm (Vernon 2004).

Com base nas definições supracitadas, pode-se concluir que deformação dúctil e metamorfismo envolvem conceitos distintos, sendo que o primeiro é mais ligado a processos físicos e o segundo a reações químicas. Ao se tratar de rochas supracrustais (sedimentares e vulcânicas) essas diferenças são irrelevantes, uma vez que, após a formação primária, essas rochas tendem ao metamorfismo progressivo à medida que são deformadas. Entretanto, isso não é verdadeiro para as rochas plutônicas, onde a evolução após a cristalização pode envolver uma redução ou um aumento nas condições de P–T. Neste contexto, a Figura 12 apresenta um esquema com uma proposta de quando utilizar a nomenclatura de rochas metamórficas para classificar granitoides (ou rochas plutônicas em geral). O esquema primeiramente subdivide as rochas em supracrustais e infracrustais. Como reconhecido por Bucher & Grapes (2011), diferente das rochas sedimentares que são naturalmente mais hidratadas, para que o metamorfismo progressivo se inicie em rochas plutônicas é necessária uma hidratação prévia da mineralogia primária. Assim, é sugerido que: se a temperatura e os fluidos envolvidos nessa hidratação são derivados do próprio plúton em resfriamento, então tais reações seriam consideradas como uma decorrência de alteração deltérica (com ou sem deformação dúctil associada), que pode ser considerada como uma extensão tardi- a pós-magmática dos processos ígneos. Por outro lado, se a temperatura e os fluidos tiverem uma origem externa, então as reações envolvidas seria do “reino metamórfico”. Nesse sentido, granitoides modificados em condições de resfriamento, mesmo se apresentarem microestruturas de deformação, recristalização e alteração não seriam classificados como rochas metamórficas, uma vez que as feições de deformação dúctil não estariam relacionadas com metamorfismo, mas sim com o resfriamento progressivo na presença de água e esforço diferencial. Mas, se existir alguma evidência de metamorfismo progressivo, então a nomenclatura de rochas metamórficas deve ser empregada (Figura 12). Em outras palavras, diferente das rochas sedimentares (mais hidratadas) que após a origem tendem a iniciar metamorfismo progressivo, as rochas plutônicas são inicialmente mais anidras e tendem a passar por um processo de hidratação prévio em estágio tardi- a pós-magmático para então serem metamorfizadas.

QUANDO UTILIZAR A NOMENCLATURA DE ROCHAS METAMÓRFICAS

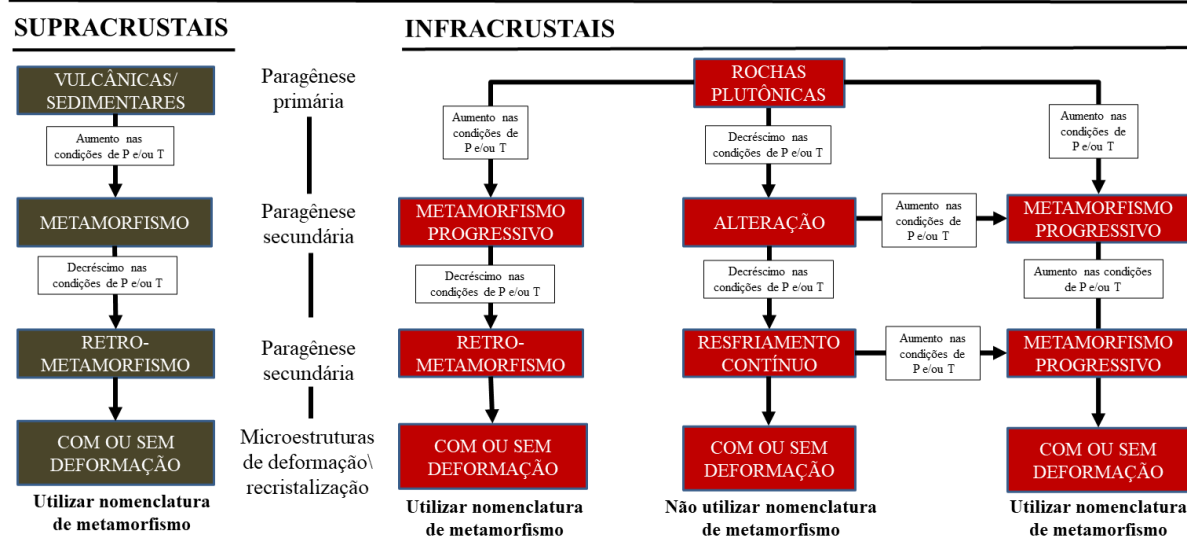


Figura 12 – Esquema ilustrando uma proposta de quando utilizar a classificação de rochas metamórficas, com visão de evitar os conflitos de conceitos entre metamorfismo, deformação e alteração de granitoides. Neste contexto, é sugerido utilizar a classificação de rochas metamórficas (tais como o prefixo meta-) apenas quando existir evidências consistentes de que a rocha plutônica em questão foi submetida a processos de metamorfismo progressivo. Uma vez que, do ponto de vista da petrologia ígnea, feições de deformação dúctil e recristalização desenvolvidas em condições de resfriamento não podem ser consideradas como um produto de metamorfismo. De fato, as rochas supracrustais tendem ao metamorfismo progressivo naturalmente, entretanto, após a cristalização, as rochas plutônicas podem evoluir por uma diminuição ou por um aumento nas condições de temperatura (acompanhada ou não por variações de pressão). Neste contexto, é sugerido que uma rocha plutônica pode ser classificada como metamórfica se e somente se as reações em estado sólido tiverem operado em condições progressivas, ao passo que, granitoides deformados e alterados em condições de resfriamento podem ser considerados como livres de metamorfismo.

1.4 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Carajás é o principal núcleo arqueano do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981, Santos 2003). O Cráton Amazônico representa uma grande placa litosférica continental, composta por várias províncias crustais de idades arqueana a mesoproterozóica, estabilizada tectonicamente em torno de 1,0 Ga, tendo se comportado como uma placa estável no Neoproterozóico, durante o desenvolvimento das faixas orogênicas marginais (cinturões Paraguai-Araguaia-Tocantins), geradas durante o Ciclo Brasileiro (Brito Neves & Cordani 1991, Schobbenhaus & Brito Neves 2003).

A Província Carajás é subdividida em dois domínios tectônicos (Santos 2003, Vasquez & Rosa-Costa 2008, Figura 13): (i) Domínio Rio Maria, situado ao sul, definido como um terreno granito-*greenstone* mesoarqueano bem preservado (2,98–2,85 Ga, Macambira & Lancelot 1996, Althoff *et al.* 2000, Souza *et al.* 2001, Oliveira *et al.* 2011, Almeida *et al.* 2011, 2013), composto essencialmente por *greenstone belts* e suítes TTG, marcados por uma foliação regional de direção NW-SE a E-W, sem evidências de metamorfismo das rochas plutônicas; e (ii) Domínio Carajás, localizado na porção norte, é caracterizado por uma evolução geológica

mais complexa durante o Meso-Neoarqueano (3,07–2,70 Ga, Machado *et al.* 1991, Avelar *et al.* 1999, Pidgeon *et al.* 2000, Feio *et al.* 2012, 2013, Tavares *et al.* 2018, Marangoanha *et al.* 2019a, 2019b, 2020, Silva F.F. *et al.* 2020, Silva M.A.D. *et al.* 2021).

Um levantamento das informações disponíveis do Domínio Carajás (DC) indica que o segmento de crosta que ele compreende é formado por sequências metavulcanossedimentares do Neoarqueano (>2,76 Ga, Docegeo 1988, Machado *et al.* 1991, Vasquez & Rosa-Costa 2008, Martins *et al.* 2017, Tavares *et al.* 2018), recobertas por rochas sedimentares paleoproterozóicas (>2,01 Ga, Nogueira 1995, Pereira *et al.* 2009, Araújo & Nogueira 2019, Araújo-Filho *et al.* 2020), sobre um embasamento granulítico-gnáissico-granítico mesoarqueano (3,07–2,83 Ga, Machado *et al.* 1991, Avelar *et al.* 1999, Pidgeon *et al.* 2000, Feio *et al.* 2013, Tavares *et al.* 2018, Marangoanha *et al.* 2019a, Silva *et al.* 2021, este estudo), com protólitos juvenis formados entre 3,07–2,93 Ga (Marangoanha *et al.* 2019a, Silva *et al.* 2021), extensivamente retrabalhado ainda durante o Mesoarqueano, com a formação de grandes volumes de magmas graníticos entre 2,96–2,83 Ga (Feio *et al.* 2013, Rodrigues *et al.* 2014, este estudo), aproximadamente contemporâneo ao pico de metamorfismo regional (2,89–2,84 Ga, Marangoanha *et al.* 2019a, Silva *et al.* 2021). O Domínio Carajás ainda foi afetado por outros eventos de magmatismo e deformação durante o Neoarqueano (2,76–2,70 Ga, Machado *et al.* 1991, Lafon *et al.* 2000, Vasquez & Rosa-Costa 2008, Barros *et al.* 2009, Feio *et al.* 2012, Dall'Agnol *et al.* 2017, Marangoanha *et al.* 2019a, 2019b, 2020, Silva *et al.* 2020, Felix *et al.* 2020), os quais são representados pelos granitos subalcalinos, rochas charnoquíticas e associações máfica-ultramáficas (magmatismo bimodal).

A seguir foi preparado um breve histórico das principais propostas de compartimentação tectônica da província (seção 1.4.1), enquanto as principais unidades litoestratigráficas foram citadas na seção 1.4.2, com ênfase na proposta de Oliveira *et al.* (em preparação).

1.4.1 Estruturação regional: um breve histórico

Desde a década de 70, o arranjo tectônico do Cráton Amazônico tem sido entendido como províncias geocronológicas ou estruturais (e.g., Amaral 1974, Cordani *et al.* 1979, Cordani & Brito Neves 1982, Lima 1984, Tassinari *et al.* 1987, Santos 2003, Tassinari & Macambira 2004), entretanto foi apenas no século XXI que os termos províncias e domínios tectônicos passaram a ser largamente empregados na porção sudeste do Cráton Amazônico, impulsionados pelos trabalhos do Serviço Geológico do Brasil (Santos 2003, Vasquez & Rosa-Costa 2008, Figura 13a). Alternativamente, este segmento crustal foi descrito e interpretado por diferentes autores como sistemas estruturais transcorrentes e núcleos crustais preservados (e.g.,

Hasui & Haralyi 1985, Costa *et al.* 1995, Figura 13b–c).

Hasui *et al.* (1984) interpretaram a estruturação da porção oriental do Cráton Amazônico como uma articulação de blocos e cinturões, com base em dados gravimétricos e magnetométricos, e indicaram que a região sudeste do Estado do Pará é formada por um bloco crustal denominado Araguacema (região entre Rio Maria e Redenção), contornado pelos cinturões Araguaia (a leste), Itacaiúnas (a norte) e Alto Tapajós (a sul) (Hasui & Haralyi 1985). Em seguida, Araújo *et al.* (1988) denominaram de Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas a megaestruturação arqueana observada na Folha Serra dos Carajás, destacando a ocorrência de importantes feições direcionais. Eles interpretaram que a implantação deste cinturão estaria associada a processos de retrabalhamento, em regime essencialmente dúctil, de terrenos granito-greenstone, em que sequências metavulcanossedimentares e granitoides foram afetados por sistemas transcorrentes. Posteriormente, Araújo & Maia (1991) subdividiram o Cinturão Itacaiúnas em dois sistemas estruturais, um a norte, representado por um regime transcorrente que afetou sequências vulcanossedimentares e outro, a sul, dominado por um regime imbricado oblíquo, caracterizado por forte lenticularização de granulitos, gnaisses, granitoides e rochas supracrustais. Além disso, estes autores utilizaram a denominação de terreno granito-greenstone do sul do Pará para se referir à região de Rio Maria. Tal abordagem foi mantida no trabalho de Macambira & Vale (1997), desenvolvido na porção centro-oeste da província (Folha São Félix do Xingu).

Costa *et al.* (1995) em acordo com os trabalhos do Serviço Geológico do Brasil (Araújo & Maia 1991, Macambira & Vale 1997), descreveram o sistema imbricado oblíquo como faixas de rochas supracrustais que se alternam com gnaisses e megalentes de granulitos e granitoides em um arranjo de zonas de cisalhamento anastomosadas, orientadas na direção E-W com mergulho de $\sim 60^\circ$ para sul, com indicadores cinemáticos sugerindo movimentação sinistral e presença de lineação de estiramento com caimento sistemático para SW e SSW, caracterizando o regime compressivo oblíquo. Entretanto, os autores admitem que boa parte do segmento de crosta relacionado ao sistema imbricado ocorre bem preservado dos movimentos transcorrentes posteriores, especialmente a região entre serra sul, Xinguara e Tucumã. Por outro lado, a parte transcorrente do Cinturão Itacaiúnas foi subdividida em dois domínios estruturais representados pelos sistemas Carajás (Araújo *et al.* 1988) e Cinzento (Costa & Siqueira 1990).

O Sistema Carajás é formado de leste a oeste pelos duplexes Carajás, Itacaiúnas, Aquiri e São José enquanto o Sistema Cinzento foi definido de oeste para leste pelos duplexes Salobo Mirim, Cururu e Serra Pelada, os quais, de forma geral, têm formas elípticas e arranjo estrutural definido por zonas de cisalhamentos transpressivas (Costa *et al.* 1995). O duplex Carajás é

cortado longitudinalmente pela falha Carajás, a qual é formada por estruturas transpressivas em rabo-de-cavalo que se ligam ao duplex transpressivo central através de segmentos retos (Nogueira 1995, Pinheiro 1997, Pinheiro & Holdsworth 2000). Por outro lado, historicamente, a região do terreno granito-greenstone de Rio Maria tem sido descrita como um segmento crustal bem preservado, mas que apresenta uma estruturação definida por vários feixes de zonas de cisalhamento transcorrentes orientados nas direções E-W, NE-SW e NW-SE, as quais afetam principalmente as rochas supracrustais e podem marcar contatos entre unidades (Costa *et al.* 1995, Araújo & Maia 1991, Macambira & Vale 1997, Vasquez & Rosa-Costa 2008). Costa *et al.* (1995) indicaram a ocorrência de duplexes transpressivos ao longo destas zonas de cisalhamento, que se ligam por segmentos direcionais.

O duplex da Serra das Andorinhas foi descrito como um arranjo divergente de cavalgamentos oblíquos, dúcteis e orientados na direção E-W, em que os principais planos representam os contatos entre granitoides, metavulcânicas e metassedimentares enquanto o duplex na região de Tucumã envolve cavalgamentos dúcteis e zonas de cisalhamento transcorrentes que afetam as sequências do Grupo Tucumã. Na parte norte os cavalgamentos são orientados na direção E-W e mergulham entre 50–60° para sul enquanto na parte sul os cavalgamentos tem direção NW-SE, com mergulhos altos para SW ou NE, além de lineação subhorizontal em relação à direção da foliação. Costa *et al.* (1993) interpretaram esse conjunto de cavalgamentos como as partes principais de uma cunha transpressiva, decorrente da atuação de um binário dextral de direção E-W, de acordo com os principais indicadores cinemáticos. Nesse contexto, as zonas de cisalhamento transcorrente que tem direção E-W e afetam os cavalgamentos representariam feições relacionadas a movimentações tardias na evolução do duplex. Nos granitoides as estruturas seriam representadas por zonas de cisalhamento discretas que não impõem fortes modificações sobre a trama NNE-SSW mais antiga (Costa *et al.* 1995).

Ao sul do terreno granito-greenstone de Rio Maria, estes autores também definiram o Cinturão de Cisalhamento Pau D'arco, correspondente ao Cinturão Alto Tapajós de Hasui & Haralyi (1985). Eles descreveram este cinturão como um domínio de zonas de cisalhamento transcorrentes orientadas na direção E-W que afetaram gnaisses tonalíticos mais ou menos migmatizados (Gnaisse Arco Verde) e rochas metavulcanossedimentares do Grupo Serra do Inajá, além de plútons de granitoides correlacionados ao Granodiorito Rio Maria e ao Granito Mata Surrão. Apesar das similaridades entre os modelos de compartimentação tectônica de Hasui & Haralyi (1985) e Costa *et al.* (1995), existem algumas diferenças importantes. O bloco Araguacema de Hasui & Haralyi (1985) foi definido como um segmento de crosta antiga preservada que se estende dos arredores do município de Rio Maria até a região de Redenção

(Figura 13b), enquanto o terreno granito-greenstone de Rio Maria definido por Costa *et al.* (1995) é representado por um segmento crustal com extensão reduzida em forma de cunha, limitado com o Cinturão Pau D'Arco a norte de Redenção (Figura 13c). Entretanto, Althoff *et al.* (1991, 1995), Dall'Agnol *et al.* (1997) e Althoff *et al.* (2000), não consideram que o Cinturão de Cisalhamento Pau D'Arco seja um domínio tectônico distinto e sim uma extensão mais para sul do Terreno Rio Maria, que se prolongaria pelo menos até as proximidades do município de Redenção.

No Brasil, a partir do século XXI, houve uma tentativa de padronização da classificação de unidades geotectônicas com base em províncias e domínios geológicos (Bizzi *et al.* 2003). Isto gerou alguns problemas, por exemplo, na região sudeste do Cráton Amazônico, onde os trabalhos subsequentes passaram a utilizar estes termos (províncias e domínios) alguns *constraints* foram “perdidos”, especialmente de natureza estrutural, definidos no final do século passado, e que a partir de então passaram a ser pouco citados. Na Província Carajás, por exemplo, os limites do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Araújo *et al.* 1988) são aproximadamente coincidentes com aqueles do Domínio Carajás, no entanto para o Domínio Rio Maria o mesmo não é verdade, visto que na proposta de Santos (2003) este domínio se estende para o sul até a região de Santana do Araguaia, ou seja, ele engloba os cinturões de cisalhamento definidos ao sul do terreno granito-greenstone de Rio Maria desde a década de 80 (Hasui & Haralyi 1985, Costa *et al.* 1995). Em revisão a geologia do estado do Pará, Vasquez & Rosa-Costa (2008) adotaram a proposta de províncias e domínios de Santos (2003), no entanto, definiram o Domínio Santana do Araguaia relacionado a Província Transamazonas, na porção sul do Domínio Rio Maria, redefinindo seu limite sul aos arredores da região de Serra do Inajá, o que foi preservado em trabalho recente realizado pelo Serviço Geológico do Brasil (Santos-Silva *et al.* 2021). Entretanto, estes autores dividiram este domínio em dois subdomínios: Andorinhas (porção norte) e Inajá (porção sul).

A estruturação do Subdomínio Inajá apresenta um *trend* regional NE-SW que difere do padrão estrutural regional NW-SE do Subdomínio Andorinhas (Santos-Silva *et al.* 2021). Somado a isto, pode-se destacar que as associações litológicas descritas a sul de Redenção mostram uma evolução geológica mais complexa, diferente do que é mapeado entre as regiões dos municípios de Xinguara e Redenção. Portanto, fica evidente que o terreno granito-greenstone mapeado ao sul de Redenção foi afetado por retrabalhamento crustal mais intenso, o que difere da área de Rio Maria. Assim, destaca-se o entendimento de que o Terreno de Rio Maria é limitado a norte e a sul por cinturões de cisalhamento e que o seu limite sul é melhor definido aos arredores de Redenção, de modo similar à proposta de Hasui & Haralyi (1985).

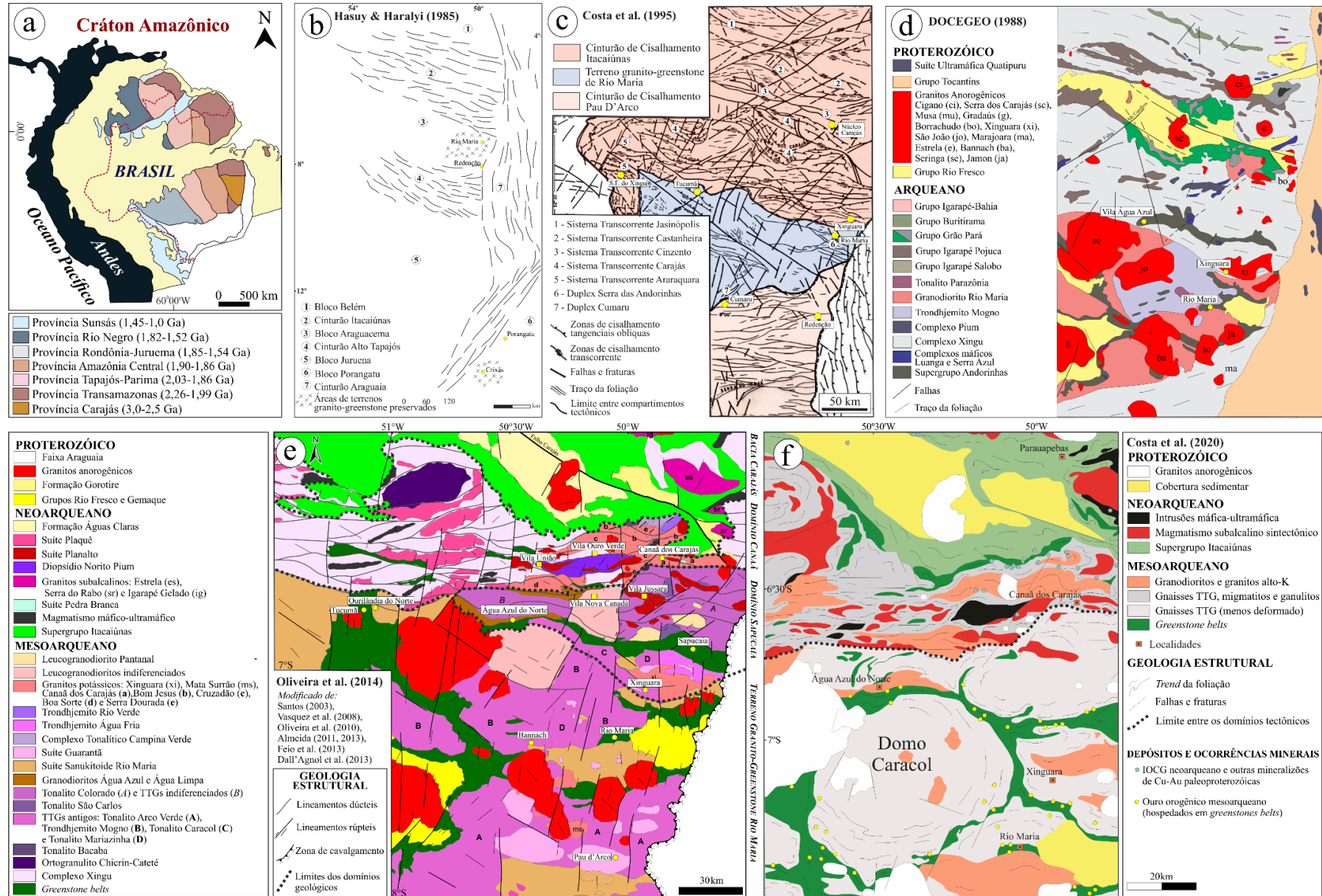


Figura 13 – Evolução do conhecimento geológico regional da Província Carajás (Santos 2003, Vasquez & Rosa-Costa 2008): (a) localização da província no Craton Amazônico (Almeida *et al.* 1981); (b) esboço geotectônico de parte da Amazônia Oriental (Hasuy *et al.* 1984, Hasuy & Haralyi 1985); (c) arcabouço estrutural de parte da região sudeste do estado do Pará (Costa *et al.* 1995); (d) Província Mineral de Carajás (Docegeo 1988); (e) Mapa geológico regional do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides – PPGG (Oliveira *et al.* 2014); (f) mapa esquemático sugerindo arquitetura domos-e-quilhas para o Domínio Rio Maria e estruturação dominada por lineamentos E-W no Domínio Carajás.

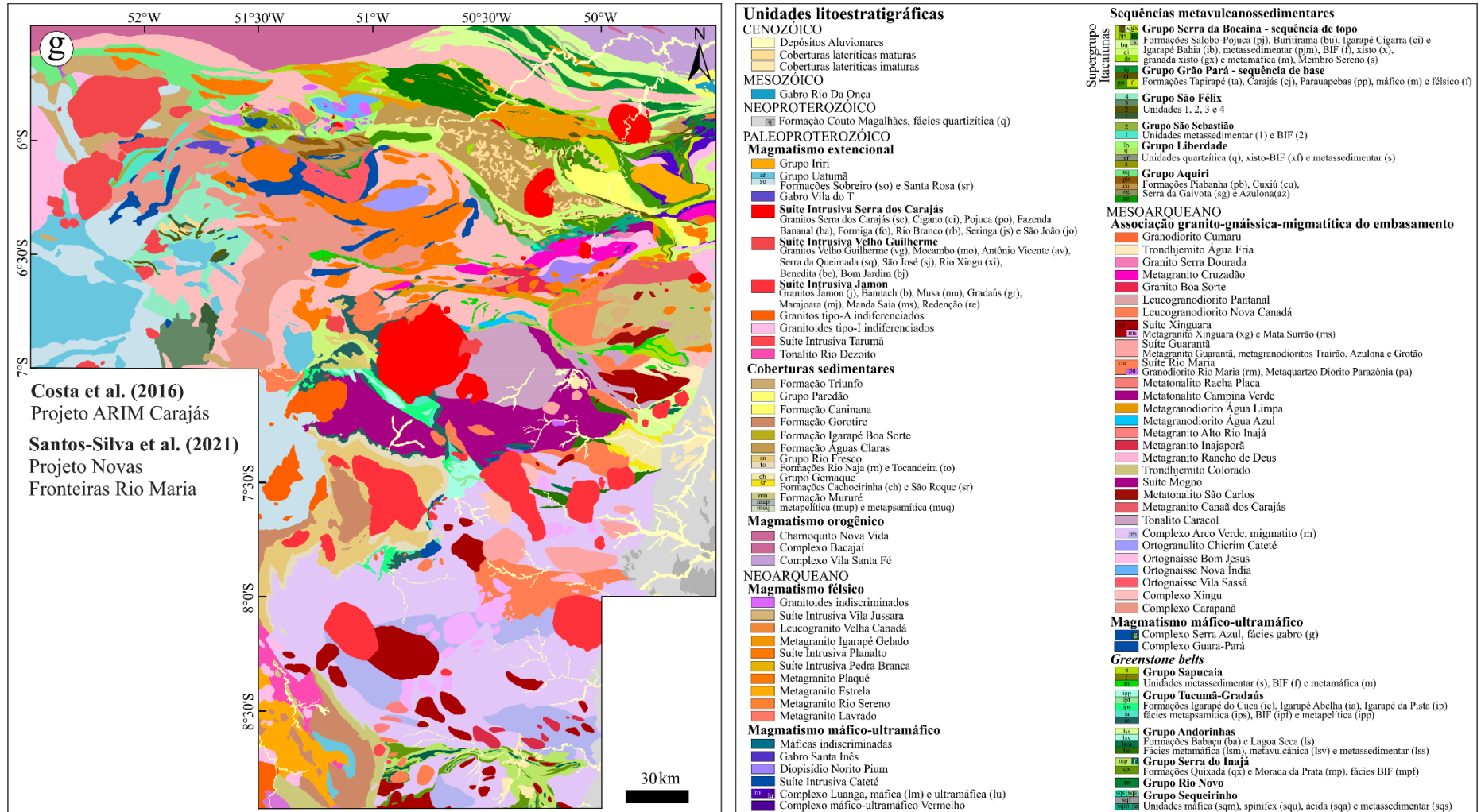


Figura 13 (continuação) – Evolução do conhecimento geológico regional da Província Carajás: (g) mapa geológico-geofísico regional da Província Carajás integrado pelo Serviço Geológico do Brasil a partir de folhas de 1:100.000 como um resultado dos projetos Áreas de Relevante Interesse Mineral - ARIM Carajás (Costa *et al.* 2016) e Novas fronteiras Rio Maria (Santos-Silva *et al.* 2021).

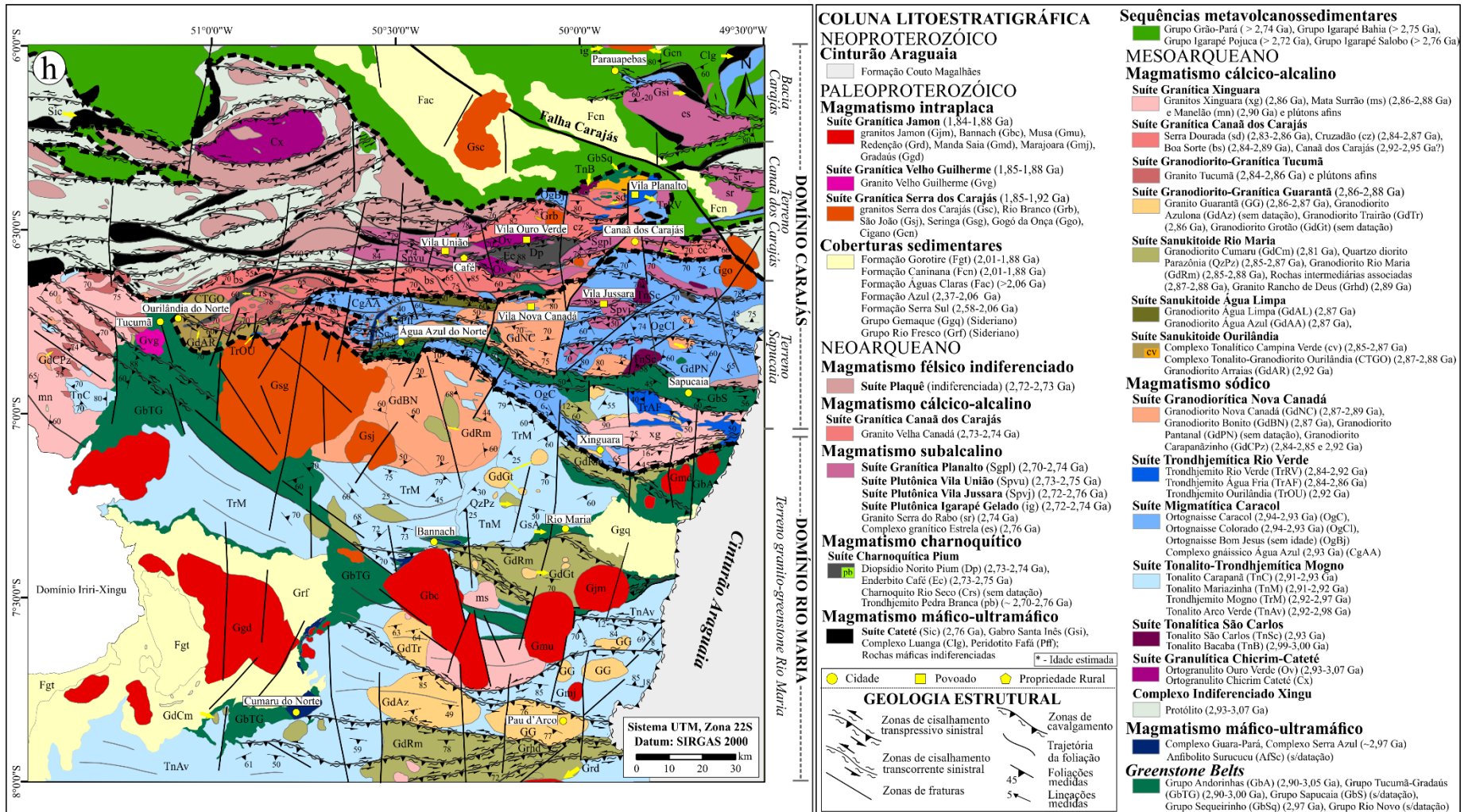


Figura 13 (continuação) – Evolução do conhecimento geológico regional da Província Carajás. (h) Mapa geológico regional e coluna litoestratigráfica (Oliveira *et al.* em preparação). A elaboração deste mapa e proposta litoestratigráfica foram realizadas durante a confecção desta tese e envolveu a integração dos resultados de mapeamento geológico em escala de semidetalhe realizados pelo GPPG. Os domínios, assim como os terrenos, são formados pela predominância de diferentes associações litológicas e limitados por discontinuidades regionais, com base em imagens aerogeofísicas (magnetometria) e modelos digitais de elevação (relevo sombreado).

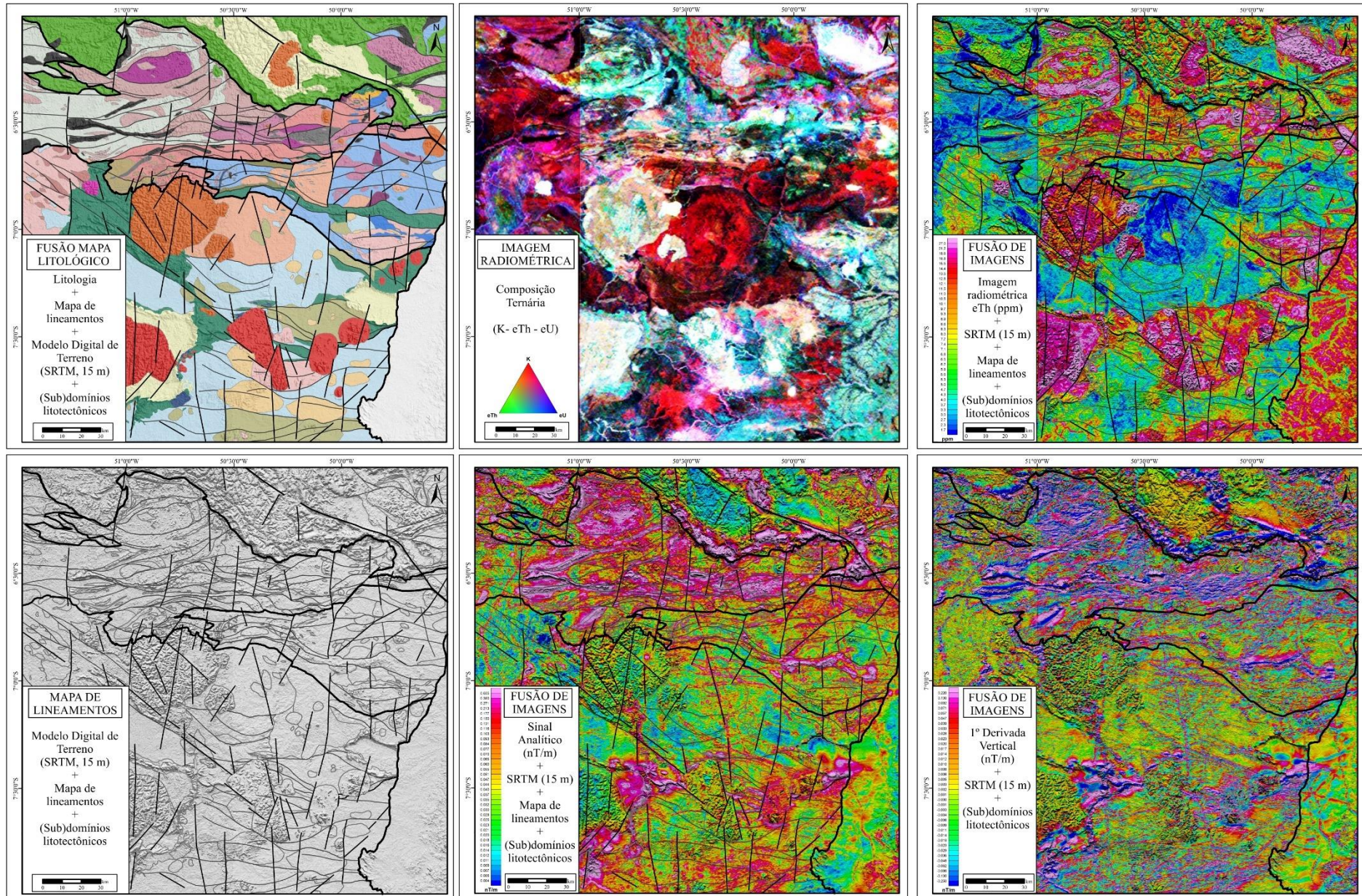


Figura 14 – Encartes de imagens elaboradas a partir da fusão de informações aerogeofísicas (radiometria e magnetometria) disponibilizadas pela CPRM com o modelo digital de elevação (SRTM, 15m). Estas informações em conjunto com os dados de campo serviram de suporte para elaboração do mapa geológico da Figura 13h.

Entre as questões mais debatidas da evolução tectônica da Província Carajás está a discussão sobre o limite entre os domínios Rio Maria e Carajás. A porção sul do Domínio Carajás foi denominada informalmente de subdomínio de transição por Dall’Agnol *et al.* (2006) e interpretada como uma possível extensão do Domínio Rio Maria afetada pelos eventos neoarqueanos da bacia. Costa *et al.* (1995) indicaram que o limite entre o terreno granito-greenstone de Rio Maria e o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas estaria situado a sul de Xinguara enquanto Dall’Agnol *et al.* (2006) sugerem que o limite estaria a norte de Xinguara. Posteriormente, Feio *et al.* (2013) mostraram evidências geológicas e isotópicas indicando que a área de Canaã dos Carajás tem evolução distinta de Rio Maria, o que enfraquece a hipótese de que a crosta de Canaã dos Carajás representa uma simples extensão do Terreno Rio Maria, mesmo que retrabalhada durante o Neoarqueano. Além disto, imagens aerogeofísicas indicam a presença de importante descontinuidade crustal de direção E-W um pouco a norte de Sapucaia (Figura 14). Embora ainda não seja uma proposta conclusiva, aqui e em Oliveira *et al.* (em preparação) nós sugerimos a localização do limite entre os domínios Rio Maria e Carajás (Figura 13h).

Nesta tese e no trabalho de Oliveira *et al.* (em preparação) nós apresentamos uma proposta de compartimentação tectônica para a Província Carajás, que divide o Domínio Carajás em três subdomínios (Figura 13h). Tais subdomínios apresentam um padrão estrutural linear E-W em comum, entretanto, eles são limitados por descontinuidades regionais e são essencialmente formados por diferentes associações litológicas. Assim, esses subdomínios foram denominados como: (i) Terreno Sapucaia; (ii) Terreno Canaã dos Carajás; e (iii) Bacia Carajás (Figura 13h). Esta compartimentação apresenta similaridade com a proposta de Dall’Agnol *et al.* (2013), que subdividiu o segmento crustal anteriormente denominado como subdomínio de transição em dois domínios tectônicos distintos, denominados de: (i) Domínio Canaã dos Carajás que representa o embasamento da Bacia Carajás e é caracterizado pela dominância de BGs, com subordinada ocorrências de TTG, tonalitos com anfibólio, charnoquitos e rochas máfica-ultramáficas; e (ii) Domínio Sapucaia que mostra analogia em termos litológicos com o Domínio Rio Maria, mas as rochas que o constituem foram intensamente deformadas durante o Neoarqueano e seccionadas por granitoides subalcalinos. Oliveira *et al.* (em preparação) admitem que as rochas de afinidade TTG do Terreno Sapucaia são gnaisses migmatizados, enquanto os tonalitos e trondhjemitos tipo-TTG do Domínio Rio Maria são rochas preservadas, sem evidências de metamorfismo.

Neste contexto, para o Domínio Carajás, Oliveira *et al.* (em preparação) apontaram que o: (i) Terreno Sapucaia pode ser definido como um segmento crustal com geometria e trama de direção E-W, com predominância de suítes TTG, semelhante ao domínio Rio Maria, mas afetado por eventos de migmatização no final do Mesoarqueano (Suíte Migmatítica Caracol) e por

magmatismo do Neoarqueano (Suíte Vila Jussara) (Teixeira *et al.* 2013, Sousa *et al.* 2013, Gabriel & Oliveira 2014, Silva *et al.* 2014, Leite-Santos & Oliveira 2014, 2016, Souza *et al.* 2017, Dall'Agnol *et al.* 2017, Santos *et al.* 2018, Silva *et al.* 2020); (ii) Terreno Canaã dos Carajás compreende o embasamento da bacia Carajás e representa um crosta imbricada de direção E-W também, também conhecida como Zona de Cisalhamento Itacaiúnas (Pinheiro & Holdsworth 2000). O Terreno Canaã difere do Domínio Rio Maria e de outros terrenos granito-greenstone pela escassez de TTGs, dominância de BGs e presença de migmatitos, granulitos e charnoquitos (Pidgeon *et al.* 2000, Feio *et al.* 2012, 2013, Rodrigues *et al.* 2014, Marangoanha *et al.* 2019a, 2019b, 2020, Felix *et al.* 2020, Silva-Silva *et al.* 2020, Silva *et al.* 2021); e (iii) Bacia de Carajás que é formada por sequências metavulcanossedimentares neoarqueanas com idade mínima de 2,76 Ga, intrudido por magmatismo bimodal (rochas máfico-ultramáficas e granitos subalcalinos) (Docegeo 1988, Machado *et al.* 1991, Barros *et al.* 2009, Martins *et al.* 2017, Tavares *et al.* 2018).

1.4.2 Estratigrafia da Província Carajás

Nas últimas décadas, várias propostas estratigráficas foram apresentadas para diferentes regiões da Província Carajás à medida que avança o conhecimento geológico regional no sudeste do Estado do Pará, dentre elas pode-se destacar os trabalhos de Barbosa *et al.* (1966), Knup (1971), Beisiegel (1973), Silva *et al.* (1974), Docegeo (1988), Araújo & Maia (1991), Nogueira (1995), Pinheiro (1997), Santos (2003), Vasquez & Rosa-Costa (2008), Almeida *et al.* (2011, 2013), Oliveira *et al.* (2014), Costa *et al.* (2016), Tavares *et al.* 2018, Araújo & Nogueira (2019), Araújo-Filho *et al.* (2020), Santos-Silva *et al.* (2021). A contribuição do GPPG da UFPA na estratigrafia da Província Carajás envolve tanto estudos do magmatismo intraplaca do Paleoproterozóico quanto das rochas arqueanas do “embasamento”, o que permitiu ao longo das últimas décadas diferenciar várias unidades ígneas e metamórficas a partir do Complexo Xingu, com base em resultados de mapeamento geológico de semidetalhe combinados à estudos de petrografia, geoquímica e geocronologia (e.g. Althoff *et al.* 2000, Souza *et al.* 2001, Leite *et al.* 2004, Guimarães *et al.* 2010, Oliveira *et al.* 2011, Almeida *et al.* 2011, 2013, Feio *et al.* 2012, 2013, Marangoanha *et al.* 2019a, 2019b, 2020, Santos *et al.* 2018, Silva *et al.* 2018, Silva-Silva *et al.* 2020). Isto levou a uma compreensão moderna de como o embasamento da Bacia Carajás foi construído e episodicamente retrabalhado em eventos subsequentes. Vale destacar que a integração destas informações com o registro metavulcanossedimentar neoarqueano e das coberturas sedimentares paleoproterozóicas pode ser a chave para um melhor entendimento da evolução geológica e transição tectônica da província.

A proposta litoestratigráfica da Docegeo (1988) representou um marco na organização do conhecimento geológico da região no final da década de 80 (Figura 13d). Outro trabalho regional de grande relevância foi publicado 20 anos depois pelo Serviço Geológico do Brasil em revisão à geologia e recursos minerais do Estado do Pará (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Posteriormente, Almeida *et al.* (2011, 2013) revisaram a geologia e geocronologia do Domínio Rio Maria e contribuíram para a definição e redefinição de várias unidades mesoarqueanas, enquanto Oliveira *et al.* (2014) apresentaram um mapa regional integrando os dados de mapeamento geológico de semidetalhe até então gerados pelo Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (Figura 13e). Mais recentemente, o Serviço Geológico do Brasil apresentou dois mapas litogeofísicos regionais que merecem destaque, um dando ênfase à estruturação em domos e quilhas observada em imagens aerogeofísicas do Domínio Rio Maria que contrasta com o padrão linear do Domínio Carajás (Figura 13f, Costa *et al.* 2020) e outro que enfatiza a litoestratigrafia da província (Figura 13g), que foi gerado pela integração de folhas litogeofísicas de 1:100.000, vinculadas a dois projetos distintos: Áreas de Relevante Interesse Mineral – ARIM Carajás (Costa *et al.* 2016); e Novas Fronteiras Rio Maria (Santos-Silva *et al.* 2021). Apesar do avanço no conhecimento apresentado nestes trabalhos, pode-se destacar alguns problemas. No mapa (versão preliminar) apresentado por Costa *et al.* (2016), entre algumas questões está a omissão de unidades litoestratigráficas como o Trondhjemito Rio Verde, Tonalito Bacaba e os granitos Bom Jesus e Serra do Rabo. Enquanto, no mapa de Santos-Silva *et al.* (2021) a área de ocorrência do Tonalito Caracol foi superestimada. Outra questão que merece relevância é a ocorrência de migmatitos associados ao Complexo Arco Verde que aflora a sul do município de Redenção, o que difere do Tonalito Arco Verde, preservado de metamorfismo, descrito na região de Marajoara (Althoff *et al.* 2000). Além disto, em ambos os trabalhos (Costa *et al.* 2016, Santos-Silva *et al.* 2021), diversas unidades granitoides que não mostram evidências de metamorfismo de acordo com estudos anteriores receberam nomenclatura com prefixo “meta” (e.g., Metagranodiorito Rio Maria). Portanto, para manter o rigor no estudo estratigráfico da província, esta revisão tem como referência artigos publicados em periódicos internacionais e nacionais.

A seguir foi apresentada uma síntese das unidades litoestratigráficas da província (seções 1.4.2.1, 1.4.2.2 e 1.4.2.3), com ênfase na nova proposta estratigráfica, recentemente elaborada por membros do GPPG da UFPA (Oliveira *et al.* em preparação), onde foram utilizadas as recomendações do Código e Guia Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.* 1986). Um levantamento de dados isotópicos envolvendo U-Pb-Hf-Nd-Ar-O foi apresentado nas tabelas 1–6, enquanto quadros esquemáticos foram construídos a partir dos dados de geocronologia U-Pb e Pb-Pb, com destaques para os principais métodos de datação (Figura 15–18). Os resultados foram

apresentados na forma de um mapa geológico regional (Figura 13h), confeccionado a partir da integração e reavaliação de dados obtidos através de diversas etapas de mapeamento geológico em escala de semitedalhe (e.g., Guimarães *et al.* 2010, Oliveira *et al.* 2011, Almeida *et al.* 2011, 2013, Feio *et al.* 2013, Gabriel & Oliveira 2014, Rodrigues *et al.* 2014, Silva *et al.* 2014, Leite-Santos & Oliveira 2016, Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2018, Santos *et al.* 2018, Marangoanha *et al.* 2019a, 2019b, 2020, Silva-Silva *et al.* 2020, Silva *et al.* 2020, Machado *et al.* 2021, este estudo).

1.4.2.1 Mesoarqueano

1. No Domínio (ou Terreno Granito-Greenstone) Rio Maria, os *greenstone belts* (>2,9 Ga) são representados pelos **grupos Andorinhas** e **Gradaús-Tucumã** (Macambira & Lancelot 1991, Pimentel & Machado 1994, Souza *et al.* 1996, Lafon *et al.* 2000, Souza *et al.* 2001, Rolando & Macambira 2003, Santos-Silva *et al.* 2021). Já no Domínio Carajás eles são representados pelos **grupos Sapucaia** (não datado; Hirata *et al.* 1982, Araújo & Maia 1991, Santos & Pena Filho 2000, Sousa S.D. *et al.* 2015, Sousa S.D. 2020), **Rio Novo** (não datado; Hirata *et al.* 1982, Meireles *et al.* 1982, Araújo & Maia 1991, Oliveira *et al.* 1994, Costa *et al.* 2016) e **Sequeirinho** (>2,97 Ga Tavares 2014, 2015) (ver seção 1.5.1). Estas sequências apresentam correspondentes intrusivos, que são representados pelo magmatismo máfico-ultramáfico dos **complexos Guara-Pará** e **Serra Azul** do Terreno Rio Maria (Pimentel & Machado 1994, Vasquez & Rosa-Costa 2008, Santos-Silva *et al.* 2021) e pelo **Anfibolito Surucucu** do Terreno Sapucaia (ver seção 1.5.2).

2. Os granitoides, granulitos e ortognaisses mesoarqueanos da Província Carajás são agrupados em treze suítes e um complexo indiferenciado, das quais sete apresentam assinatura sódica e sete mostram afinidade cálcico-alcálica moderado a alto-K (Figura 13h). Neste contexto, as unidades com **afinidade sódica** (cálcico-alcálica baixo-K) compreendem: (i) Complexo Indiferenciado Xingu (2,97–2,86 Ga) (Machado *et al.* 1991, Avelar *et al.* 1999, Vasquez & Rosa-Costa 2008, Silva *et al.* 2021); (ii) Suíte Granulítica Chicrim-Cateté (3,07–2,84 Ga) (Pidgeon *et al.* 2000, Marangoanha *et al.* 2019a, Silva *et al.* 2021); (iii) Suíte Tonalítica São Carlos (3,00–2,93 Ga) (Oliveira *et al.* em preparação); (iv) Suíte Migmatítica Caracol (2,95–2,93 Ga) (Oliveira *et al.* em preparação); (v) Suíte Tonalito-Trondhjemitó Mogno (2,98–2,92 Ga); (vi) Suíte Trondhjemitica Rio Verde; e (vii) Suíte Granodiorítica Nova Canadá (2,89–2,84 Ga). Enquanto, as unidades com **afinidade cálcico-alcálica** moderado a alto-K compõem: (i) Suíte Sanukitoide Rio Maria; (ii) Suíte Sanukitoide Água Limpa; (iii) Suíte Sanukitoide Ourilândia; (iv) Suíte Granodiorito-Granito Guarantã; (v) Suíte Granodiorito-Granito Tucumã; (vi) Suíte Granítica Canaã dos Carajás; e (vii) Suíte Granítica Xinguará. A seguir será listado os plútons de cada suíte mesoarqueana, enquanto na seção 1.5 foi preparada uma descrição detalhada de cada unidade.

2 A. O **Complexo Indiferenciado Xingu** representa o embasamento do Domínio Carajás e foi definido como ortognaisses e migmatitos mesoarqueanos, fortemente bimodais, em decorrência da presença de anfíbolitos (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Nas últimas décadas, a área de ocorrência deste complexo tem sido consideravelmente reduzida, devido da individualização de diferentes unidades a partir do mesmo (ver seção 1.5.3.1).

2 B. A **Suíte Granulítica Chicrim-Cateté** integra os núcleos granulíticos do Terreno Canaã dos Carajás (Oliveira *et al.* em preparação), composta pelos corpos do **Granulito Chicrim-Cateté** (Araújo & Maia 1991, Vasquez & Rosa-Costa 2008) e **Granulito Ouro Verde** (Marangoanha *et al.* 2019a, Oliveira *et al.* em preparação), em que o protólito do último foi datado entre 3,07–2,93 Ga (Tabela 3; Pidgeon *et al.* 2000, Marangoanha *et al.* 2019a, Silva *et al.* 2021), enquanto o metamorfismo granulítico regional foi datado entre 2,89–2,84 Ga (Pidgeon *et al.* 2000, Marangoanha *et al.* 2019a, Silva *et al.* 2021) (ver seção 1.5.3.2).

2 C. A **Suíte Tonalítica São Carlos** é composta por granitoides com anfibólio, que mostram assinatura diferente dos típicos TTG (Oliveira *et al.* em preparação). Ela é composta pelo **Tonalito São Carlos** (2,93 Ga; Silva *et al.* 2014, Guimarães F.V. não-publicado) e pelo **Tonalito Bacaba** (3,00 Ga; Moreto *et al.* 2011). O primeiro está situado no Terreno Sapucaia, enquanto o último está localizado no Terreno Canaã dos Carajás (ver seção 1.5.3.3).

2 D. A **Suíte Migmatítica Caracol** compõe o embasamento TTG do Terreno Sapucaia (Oliveira *et al.* em preparação) e é composta por três unidades litoestratigráficas denominadas como **Ortognaisse Caracol** (2,95–2,93 Ga; antes classificado como Complexo Tonalítico Caracol; Almeida *et al.* 2011), **Complexo Gnáissico Água Azul** (~2,93 Ga; Santos *et al.* 2018, Oliveira *et al.* em preparação) e **Ortognaisse Colorado** (~2,87 Ga; antes denominado como Trondhjemitito Colorado; Santos *et al.* 2013b, Silva *et al.* 2014) (ver seção 1.5.3.4).

2 E. A **Suíte Tonalito-Trondhjemitica Mogno** é composta pelo **Trondhjemitito Mogno** (2,97–2,92 Ga; Docegeo 1988, Almeida *et al.* 2011), **Tonalito Arco Verde** (2,98–2,92 Ga; Althoff *et al.* 1994, Almeida *et al.* 2011), **Tonalito Mariazinha** (~2,92 Ga; Guimarães *et al.* 2010, Almeida *et al.* 2011) e **Tonalito Carapanã** (~2,92 Ga; Oliveira *et al.* em preparação) (ver seção 1.5.3.5).

2 F. A **Suíte Trondhjemitica Rio Verde** (Oliveira *et al.* em preparação, este estudo) é composta pelo **Trondhjemitito Rio Verde** (2,92–2,85 Ga; Feio *et al.* 2013), **Trondhjemitito Água Fria** (2,86–2,84 Ga; Macambira *et al.* 2000, Leite *et al.* 2004, Almeida *et al.* 2011) e por plútons similares, tais como um *stock* trondhjemitico (~2,92 Ga; este estudo) situado a leste do município de Ourilândia (Silva *et al.* 2018) (ver seção 1.5.3.6).

2 G. A **Suíte Granodiorítica Nova Canadá** (Oliveira *et al.* em preparação) tem afinidade com os TTG transicionais (Leite-Santos & Oliveira 2016, Leite-Santos 2016, Machado *et al.* 2021)

e é composta pelo **Granodiorito Nova Canadá** (2,89–2,87 Ga; Leite-Santos & Oliveira 2016, Leite-Santos 2016), **Granodiorito Pantanal** (não datado; Teixeira *et al.* 2013), **Granodiorito Bonito** (~2,87 Ga; Silva & Oliveira 2013, Leite-Santos 2016) e **Granodiorito Carapanãzinho** (2,85–2,84 Ga; Silva-Silva *et al.* 2020, Souza D.B. 2018, Silva-Silva em preparação) (ver seção 1.5.3.7).

2 H. A **Suíte Sanukitoide Rio Maria** (Oliveira M.A. *et al.* 2011, Oliveira D.C. *et al.* em preparação) do Terreno Rio Maria é composta pelo **Granodiorito Rio Maria** (2,88–2,85 Ga; Dall’Agnol *et al.* 1986, Docegeo 1998, Avelar *et al.* 1999, Vasquez & Rosa-Costa 2008, Oliveira M.A. *et al.* 2009, 2010, 2011, Santos & Oliveira *et al.* 2016) e rochas intermediárias associadas (Oliveira *et al.* 2011). Além do **Granito Rancho de Deus** (~2,89 Ga; Dias S.B. 2009, Almeida *et al.* 2013), **Quartzo-Diorito Parazônia** (2,88–2,86 Ga; Pimentel & Machado 1994, Guimarães *et al.* 2010) e **Granodiorito Cumaru** (~2,82 Ga; Lafon & Scheller 1994) (ver seção 1.5.4.1).

2 I. A **Suíte Sanukitoide Água Limpa** (Oliveira *et al.* em preparação) do Terreno Sapucaia é composta pelos batólitos do **Granodiorito Água Limpa** (~2,87 Ga; Gabriel & Oliviera 2014) e **Granodiorito Água Azul** (~2,87 Ga; Gabriel & Oliviera 2014) (ver seção 1.5.4.2).

2 J. A **Suíte Sanukitoide Ourilândia** (este estudo) do Terreno Canaã dos Carajás é composta pelo **Granodiorito Arraias** (~2,92; este estudo), **Complexo tonalito-granodiorito Ourilândia** (~2,88 Ga; este estudo) e **Complexo Tonalítico Campina Verde** (2,88–2,85 Ga; Feio *et al.* 2013, Moreto *et al.* 2015a, Oliveira *et al.* em preparação) (ver seção 1.5.4.3).

2 K. A **Suíte Granodiorito-Granito Guarantã** (Almeida *et al.* 2013, Oliveira *et al.* em preparação) do Terreno Rio Maria é composta pelo **Granito Guarantã** (2,87–2,86 Ga; Almeida *et al.* 2013), **Granodiorito Trairão** (~2,87 Ga; Almeida *et al.* 2013), **Granodiorito Azulona** (não datado; Almeida *et al.* 2013) e **Granodiorito Grotão** (não datado; Guimarães *et al.* 2010) (ver seção 1.5.4.4).

2 L. A **Suíte Granodiorito-Granito Tucumã** (Oliveira *et al.* em preparação, este estudo) caracterizada por altos conteúdos de TiO₂ e HFSE é composta por pequenos plútons (2,86–2,84 Ga; Souza D.B. 2018) que ocorrem intimamente relacionados ao Granito Manelão na área de Tucumã (Suíte Granítica Xinguara; Oliveira *et al.* em preparação) e ao Granito Boa Sorte na área de Ourilândia (Suíte Granítica Canaã dos Carajás; este estudo) (ver seção 1.5.4.5).

2 M. A **Suíte Granítica Canaã dos Carajás** (este estudo) do terreno homônimo é composta por cinco unidades litoestratigráficas, que compõem um cinturão granítico E-W com ~160 km de comprimento, conectando as áreas de Ourilândia (este estudo) e Canaã (Feio *et al.* 2013), na fronteira com o Terreno Sapucaia (Figura 13h). Assim temos: (i) **Granito Canaã dos Carajás** (~2,96 Ga; Feio *et al.* 2013); (ii) granitos Cruzadão (~2,86 Ga; Feio *et al.* 2013) e Bom

Jesus (~2,83 Ga; Feio *et al.* 2013), agrupados como **Granito Cruzadão** (2,86–2,83 Ga), devido as suas estreitas relações espaciais e similaridades composicionais; (iii) **Granito Boa Sorte** (2,89–2,85 Ga; Rodrigues *et al.* 2014, este estudo); (iv) **Granito Serra Dourada** (2,86–2,83 Ga; Moreto *et al.* 2011, Feio *et al.* 2013); e (v) **Granito Velha Canadá** (2,73–2,75 Ga Leite-Santos & Oliveira 2016) (ver seção 1.5.4.6).

2 N. A **Suíte Granítica Xinguara** (Almeida *et al.* 2013) ocorre nos terrenos Rio Maria e Sapucaia (Figura 13h) e é composta pelo **Granito Xinguara** (~2,86 Ga; Leite *et al.* 2004), **Granito Mata Surrão** (2,88–2,87 Ga; Althoff *et al.* 1998, Rolando & Macambira 2003) e **Granito Manelão** (~2,90 Ga; Oliveira *et al.* em preparação) (ver seção 1.5.4.7).

1.4.2.2 Neoarqueano

1. O registro neoarqueano da Província Carajás é restrito ao Domínio Carajás, onde as **sequências metavulcanossedimentares** da Bacia Carajás são representadas por sete unidades litoestratigráficas (Vasquez & Rosa-Costa 2008, Costa *et al.* 2016, Taveres *et al.* 2018), listadas a seguir: (i) **Grupo Grão-Pará** (>2,74 Ga; Tabela 5, Gibbs *et al.* 1986, Docegeo 1988, Machado *et al.* 1991, Macambira *et al.* 1996, Trendall *et al.* 1998, Krymsky *et al.* 2002, Martins *et al.* 2017); (ii) **Grupo Igarapé Salobo** (>2,76 Ga; Machado *et al.* 1991); (iii) **Grupo Igarapé Pojuca** (>2,72 Ga; Machado *et al.* 1991; Pimentel *et al.* 2003); (iv) **Grupo Igarapé Bahia** (>2,75 Ga; Lobato *et al.* 2005, Tallarico *et al.* 2005, Galarza *et al.* 2008); (v) **Grupo São Félix** (não datado; Macambira & Vale 1997); (vi) **Grupo São Sebastião** (não datado; Macambira & Vale 1997); e (vii) **Grupo Aquiri** (não datado; Soares *et al.* 1988). Na Figura 18 e na Tabela 5 são apresentadas as informações geocronológicas apenas das unidades que estão dentro da área do mapa geológico regional proposto na Figura 13h (Oliveira *et al.* em preparação). De modo geral, essas rochas são compostas por metabasaltos tholeiíticos, anfíbolitos, riolitos, vulcanoclásticas, metagrauvas, metarcóseos, xistos pelíticos, paragnaisse e formações ferríferas bandadas, sob metamorfismo de fácies xisto verde a anfíbolito (Hirata *et al.* 1982, Docegeo 1988, Machado *et al.* 1991, Trendall *et al.* 1998, Tallarico *et al.* 2005, Galarza *et al.* 2008). Em relação ao cenário geológico e tectônico, têm sido sugeridos dois principais modelos para a formação destas sequências de fundo oceânico. Atualmente, o modelo mais aceito indica uma evolução relacionadas a ambientes de rifte continental (Gibbs *et al.* 1986, Docegeo 1988, Olszewski *et al.* 1989, Oliveira *et al.* 1993, Macambira J.B. 2003, Taveres *et al.* 2018), enquanto outros autores admitem o envolvimento de arcos magmáticos (Meirelles & Dardenne 1991, Teixeira J.B.G. 1994, Silva *et al.* 2005, Lindenmayer *et al.* 2005, Lobato *et al.* 2005, Zucchetti M. 2007).

2. O magmatismo máfico-ultramáfico neoarqueano é composto por vários corpos da **Suíte Intrusiva Cateté** (~2,76 Ga; Lafon *et al.* 2000), pelo **Complexo Luanga** (~2,76 Ga Lafon *et al.* 2000) e **Gabro Santa Inês** (não datado; Docegeo 1988), além de corpos ainda indiferenciados. A Suíte Cateté integra plútons alongados e alinhados preferencialmente segundo E-W e NE-SW, sem evidências de deformação e metamorfismo, conhecidos como Serra da Onça, Serra do Puma, Serra do Jacaré, Serra do Jacarezinho, Igarapé Carapanã, Fazenda Maginco, Ourilândia e Vermelho, e outros sem denominação formal. Por outro lado, o Complexo Luanga é composto por rochas máficas acamadadas, anortositos e gabros, metamorfizados em fácies xisto-verde, e o **Gabro Santa Inês** é essencialmente formado por gabros e anortositos (Vasquez & Rosa-Costa 2008).

3. O magmatismo subalcalino neoarqueano é composto por granitos e rochas associadas do **Complexo Granítico Estrela** (~2,76 Ga; Barros *et al.* 1997, 2001, 2009), **Suíte Granítica Planalto** (2,75–2,74 Ga; Huhn *et al.* 1999, Sardinha *et al.* 2004, Feio *et al.* 2012), **Suíte Plutônica Vila União** (2,75–2,73 Ga; Oliveira *et al.* 2018, Marangoanha *et al.* 2019b, 2020), **Suíte Plutônica Vila Jussara** (2,75–2,73 Ga; Silva *et al.* 2010, Souza *et al.* 2010, Oliveira *et al.* 2010, Dall’Agnol *et al.* 2017, Silva *et al.* 2020), **Suíte Plutônica Igarapé Gelado** (2,76–2,70 Ga; Barbosa 2004, Sardinha *et al.* 2006, Barros *et al.* 2009, Melo *et al.* 2016, Mesquita em preparação), **Granito Serra do Rabo** (~2,74 Ga; Sardinha *et al.* 2006, Barros *et al.* 2009) e **Granito Velho Salobo** (2,57–2,53 Ga; Machado *et al.* 1991, Melo *et al.* 2016). Estas rochas têm sido interpretadas como produto de fusão parcial de rochas metamáficas (e.g., Feio *et al.* 2012) ou processos mais complexos envolvendo hibridização (e.g., Marangoanha *et al.* 2020). Melo *et al.* (2016) indicam que as idades de 2,5 Ga podem ser correlacionadas a um evento tectonotermal de reativação do Lineamento Cinzento, que poderia ter reaberto o sistema U-Pb em zircão, de modo similar à interpretação atribuídas as idades obtidas a partir do depósito IOCG do Salobo (2,55–2,60 Ga; Machado *et al.* 1991).

4. O magmatismo charnoquítico neoarqueano é representado pela **Suíte Charnoquítica Pium** (Oliveira *et al.* em preparação), composta pelos corpos do **Diopsídio-Norito Pium** (2,75–2,73 Ga; Ricci 2006, Santos *et al.* 2013c, Feio *et al.* 2012), **Enderbito Café** (2,75–2,73 Ga; Marangoanha *et al.* 2019a, 2022), **Charnoquito Rio Seco** (sem datação, Felix *et al.* 2020, Oliveira *et al.* em preparação); **Trondhjemito Pedra Branca** (~2,76 Ga; redefinido a partir da Suíte Pedra Branca; Feio *et al.* 2013, Oliveira *et al.* em preparação) e *stocks* enderbíticos e rochas máficas associadas da região de Sapucaia (Teixeira 2013, Dall’Agnol *et al.* 2017). Em algumas áreas, essas rochas ocorrem intimamente relacionadas aos granitos subalcalinos tipo-A (Feio *et al.* 2012).

5. O magmatismo félsico indiferenciado é representado pela **Suíte Plaquê** (2,73–2,74 Ga; Araújo & Maia 1991, Avelar 1996, Macambira & Vale 1997, Avelar *et al.* 1999, Vasquez & Rosa-

Costa 2008), composta por vários corpos graníticos deformados e lenticularizados segundo o *trend* E-W (Araújo *et al.* 1988). Neste contexto, merece destaque que alguns plútons antes correlacionados a Suíte Plaquê têm sido historicamente redefinidos como granitos subalcalinos tipo-Planalto e rochas associadas (e.g., Huhn *et al.* 1999, Sardinha *et al.* 2006, Feio *et al.* 2012, Marangoanha *et al.* 2019b, 2020, Silva *et al.* 2020) ou cálcico-alcalinos tipo-Cruzadão (e.g., Gomes 2003, Feio *et al.* 2013, Rodrigues *et al.* 2014, Silva *et al.* 2018). Mesmo na ausência de mapeamento geológico em escala de semidetalhe estas rochas são passíveis de identificação a partir das imagens aeroradiométricas (Figura 14), uma vez que são definidas como domínios alongados caracterizados por uma assinatura radiogênica maior com relação ao embasamento TTG, que apresenta uma baixa resposta.

1.4.2.3 Paleoproterozóico

1. As coberturas sedimentares paleoproterozóicas do Terreno Rio Maria são representadas pelas sequências do **grupos Rio Fresco e Gemaque** (Santos & Pena Filho 2000) formadas durante o Sideriano, sucedidas pela sedimentação orosiriana dos conglomerados da **Formação Gorotire** (Figura 13h, Barbosa *et al.* 1966, Vasquez & Rosa-Costa 2008, Santos-Silva *et al.* 2021). Essas sequências são compostas por conglomerados e arenitos na base e pelitos carbonáticos no topo, interpretados como produto de transgressões marinhas sobre sedimentos costeiros e continentais (Marinho *et al.* 1977, Cunha *et al.* 1984, Ramos *et al.* 1984; Macambira *et al.* 1986, Santos & Pena Filho 2000, Santos-Silva *et al.* 2021). A Formação Gorotire (Barbosa *et al.* 1966) recobre discordantemente o Grupo Rio Fresco e ocorre como arenitos e conglomerados intercalados, formados em ambiente de leques aluviais, com participação de rios entrelaçados no topo da sucessão (Pastana *et al.* 1980, Cunha *et al.* 1981). Neste contexto, durante o Sideriano-Riaciano, a Terreno Rio Maria representava um cenário de plataforma continental estável capaz de alojar extensas bacias.

2. Já as coberturas sedimentares paleoproterozóicas da Bacia Carajás são representadas pelas seguintes unidades (Figura 13h): (i) **Formação Serra Azul** (2,58–2,06 Ga; Araújo & Nogueira 2019); (ii) **Formação Azul** (2,37–2,06 Ga Araújo-Filho *et al.* 2020); (iii) **Formação Água Claras** (>2,06 Ga; Fabre *et al.* 2011, Tavares *et al.* 2018, Araújo & Sousa 2018, Araújo-Filho *et al.* 2020); e (iv) **Formação Caninana** (2,01–1,88 Ga; Pereira *et al.* 2009, Tavares *et al.* 2018). Araújo & Nogueira (2019) indicam que a Formação Serra Azul compreende diamictitos empilhados dentro de uma sucessão siliciclástica de ~600 m de espessura, apresentando textura bem preservada, com evidências de glacioteconismo e “*ice rafting*”, que indicam deposição em um sistema submarino glacial a subglacial costeiro, no qual as unidades neoarqueanas

imediatamente subjacentes (formação ferrífera bandada e rochas vulcânicas) eram a principal rocha-fonte. A Formação Azul foi desmembrada a partir da Formação Água Claras por Araújo-Filho *et al.* (2020). De acordo com esses autores, a Formação Azul é representada por uma associação de fácies tipo *offshore* depositada em uma extensa plataforma marinha, eventualmente afetadas por episódios de tempestade, composta por ritmitos, argilitos e arenitos, localmente enriquecida em manganês, com ~250 m de espessura, em que a seção-tipo está localizada nas proximidades da mina do Azul. Já a Formação Águas Claras foi formada em um contexto de sistema fluvial tipo *braided* composta por arenitos, conglomerados, arenitos com tufos e argilitos, com espessura de ~800 m, cuja seção-tipo está localizada na estrada de acesso que liga as minas do Azul e Igarapé Bahia. Por outro lado, a Formação Caninana (Pereira *et al.* 2009) é composta por brechas sedimentares, conglomerados e arenitos, composicionalmente imaturos, formados em ambiente continental de leques aluviais a fluvial entrelaçado. Segundo Pinheiro & Nogueira (2003), os dados de paleocorrentes da Formação Águas Claras apontam área fonte dos sedimentos a NE e depocentro a SW, indicando uma bacia mais ampla do que a exposta atualmente, além dos domínios da estrutura sigmoidal preservada na Bacia Carajás. Estes autores sugerem que esta bacia se alojou por subsidência, a partir de zonas de dilatação formadas sob transtensão dextral. Araújo-Filho *et al.* (2020) interpretaram que as formações Azul e Águas Claras registram uma sequência transgressiva-regressiva, limitadas entre si por uma zona de inundação máxima. Estes autores ainda sugeriram que a transgressão marinha pode ter sido influenciada por deglaciação que ocorreu após a glaciação sideriana-riaciana registrada pelas rochas da Formação Serra Sul e que a regressão subsequente foi desencadeada, pelo menos em parte, pelo soerguimento crustal relacionado ao Ciclo Transamazônico (~2,0 Ga).

3. O magmatismo intraplaca paleoproterozóico é intrusivo nas rochas arqueanas ao longo de toda a província e é representado pelos corpos graníticos e diques associados das **suítes Jamon, Serra dos Carajás e Velho Guilherme** (Figura 13h), os quais apresentam fontes crustais e foram colocados em profundidades rasas da crosta superior, condicionados por zonas de fraturas, entre 1,89–1,85 Ga, com pico em ~1,88 Ga (Docegeo 1998, Machado *et al.* 1991, Teixeira *et al.* 2002, Dall'Agnol *et al.* 2005, Dall'Agnol & Oliveira 2007, Oliveira *et al.* 2010, Santos R.F. *et al.* 2018, Teixeira *et al.* 2017, 2018, 2019).

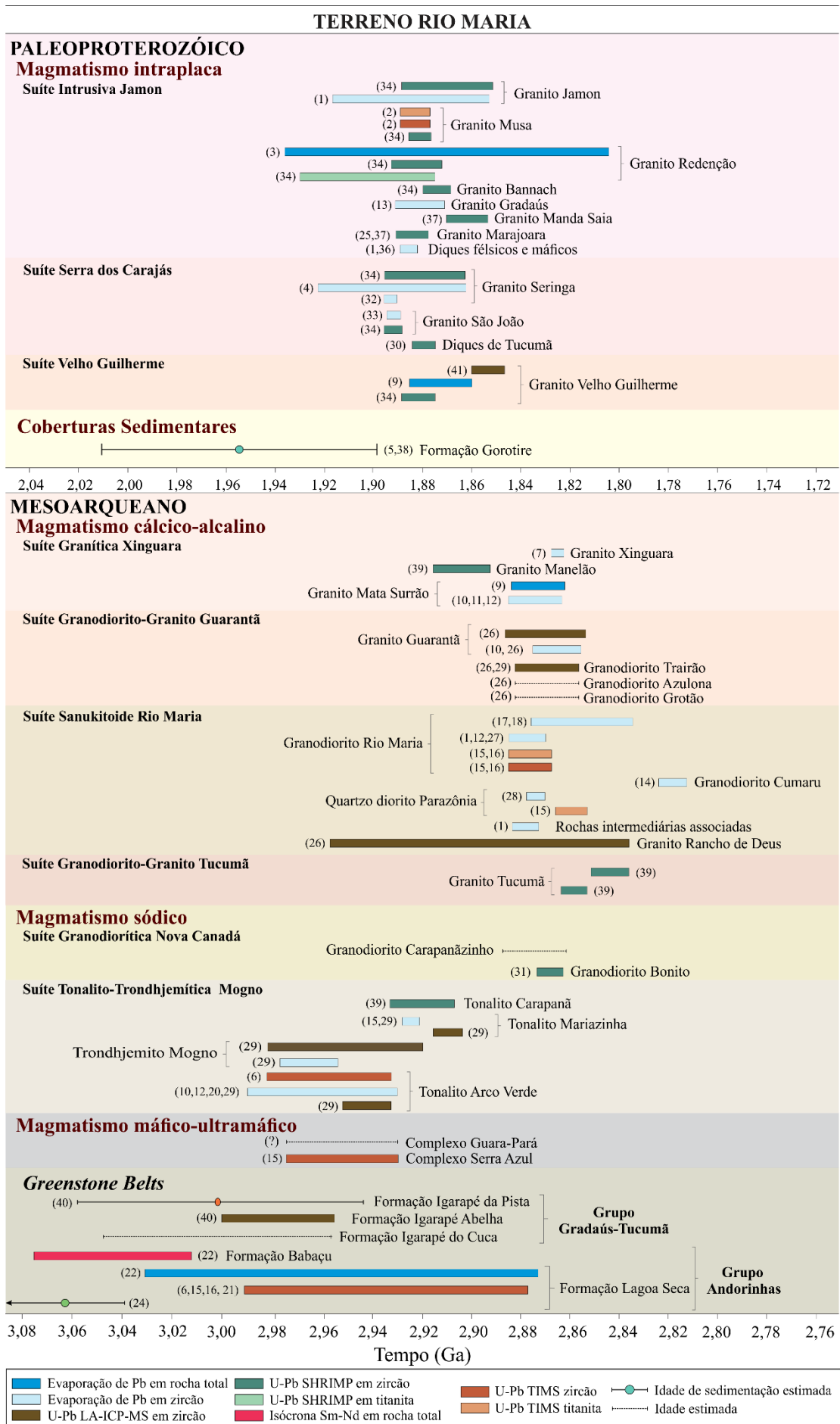


Figura 15 – Síntese dos dados geocronológicos do Terreno Rio Maria. Consultar tabelas 1 e 6 para referências.

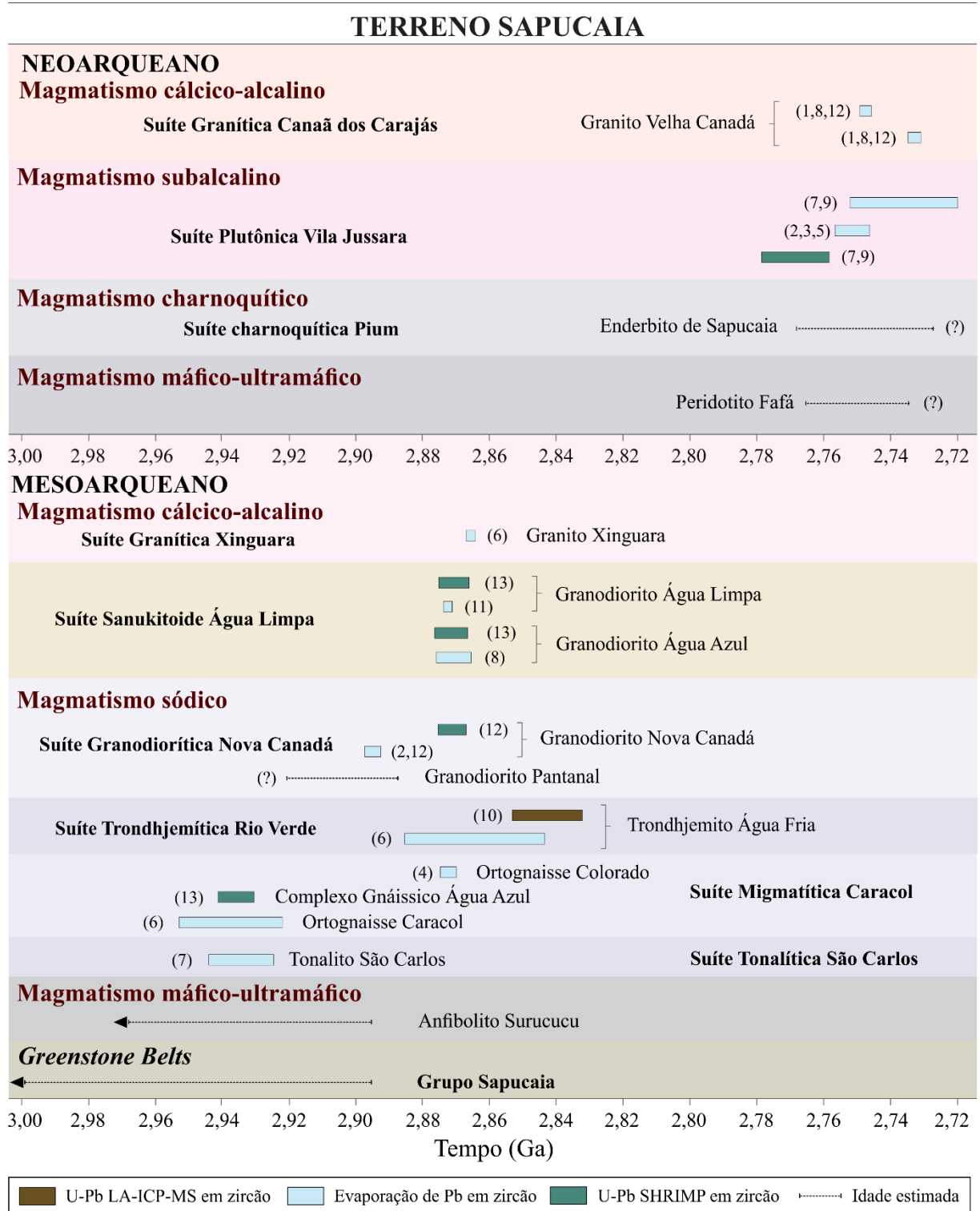


Figura 16 – Síntese dos dados geocronológicos do Terreno Sapucaia. Consultar tabela 2 para referências.

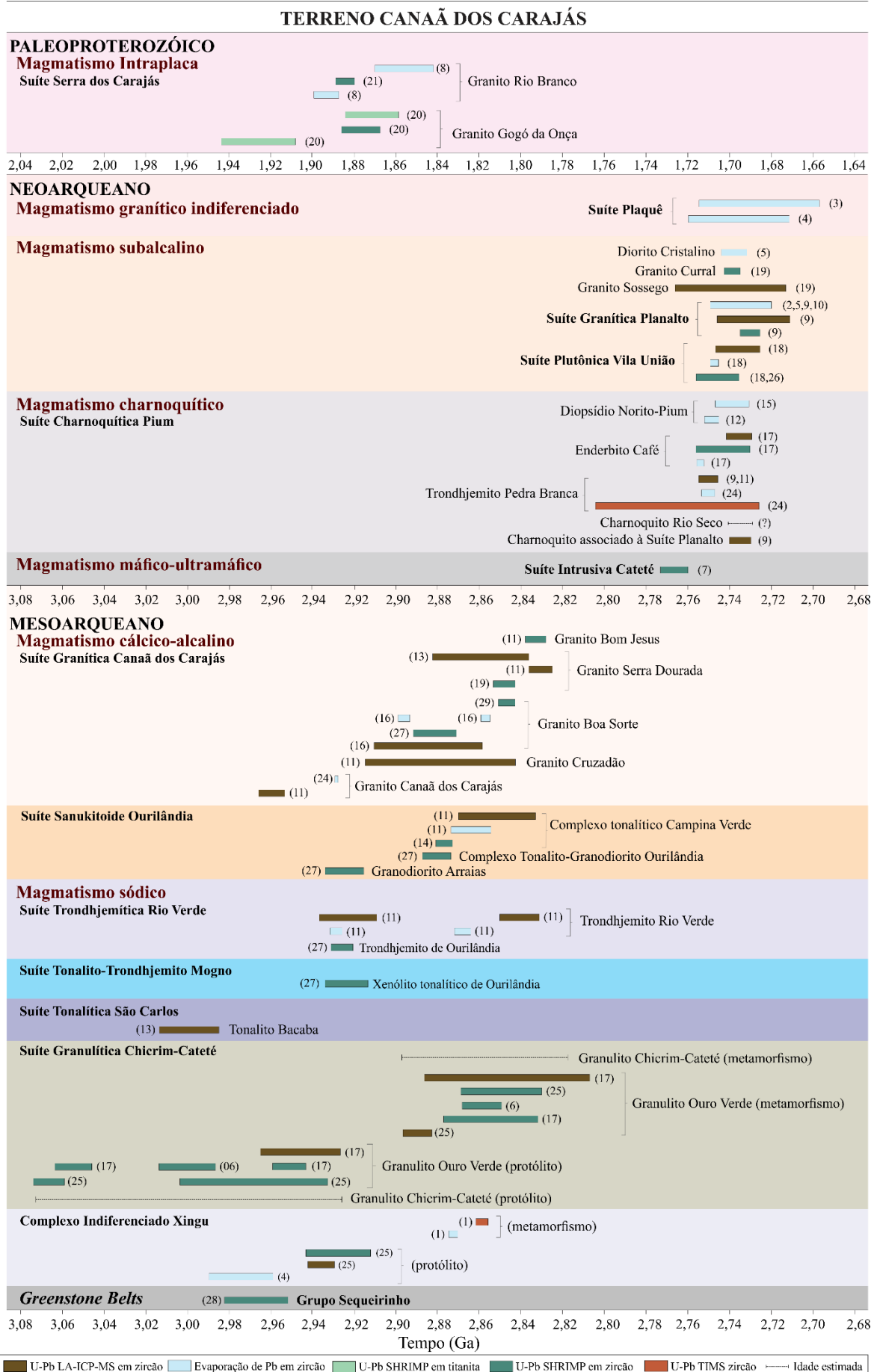


Figura 17 – Síntese dos dados geocronológicos do Terreno Canaã dos Carajás. Referências nas tabelas 3–4.

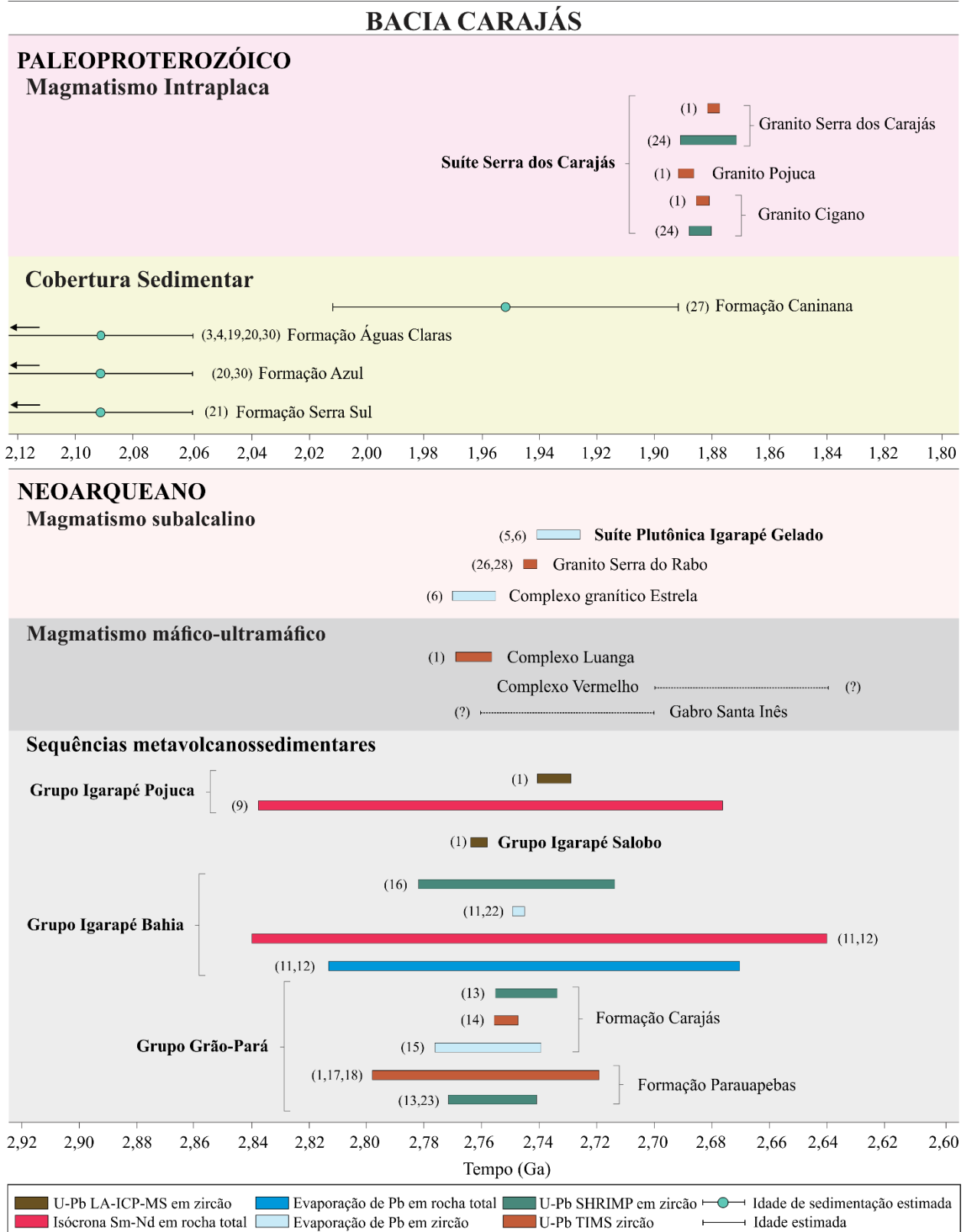


Figura 18 – Síntese dos dados geocronológicos da Bacia Carajás. Consultar tabela 5 para referências.

Tabela 1 – Levantamento dos dados geocronológicos e isotópicos das unidades mesoarqueanas do Terreno Rio Maria.

Unidades Litoestratigráficas		Eventos de Cristalização/Proveniência			Eventos de Metamorfismo			Sistema Sm–Nd (Rocha Total)			Sistema Lu–Hf (Zircão)			
Suítes/Grupos	Corpos/Formações	Idade (Ma)	Método	Material	Idade (Ma)	Método	Material	ϵ_{Nd} (t)	T_{DM1} (Ga)	Ref.	ϵ_{Hf} (t)	T_{DM}^* (Ga)	Ref.	
MESOARQUEANO														
Magmatismo cálcico–alcalino														
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										
Suíte Granodiorito–Granito Guarantã	Granito Guarantã	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	(12)			
		2868±5 ¹⁰ , 2864±8 ²⁶	Evaporação de Pb	Zircão										
		2870±16 ²⁶	U–Pb LA–ICP–MS	Zircão										
		2872±7 ²⁹ , 2869±12 ²⁶	U–Pb LA–ICP–MS	Zircão										
Suíte Sanukitoide Rio Maria	Granodiorito Trairão Granodiorito Azulona Granodiorito Grotão Granodiorito Rio Maria	Sem datação disponível												
		Sem datação disponível												
		2852±16 ¹⁸ , 2859±19 ¹⁷ , 2875±2 ²⁷	Evaporação de Pb	Zircão					–0,5	a +0,7	3,0–3,1	(19)		
		2878±4 ¹ , 2877±6 ¹² , 2880±4 ¹²	Evaporação de Pb	Zircão					+0,4	a +1,2	2,9–3,0	(8)		
		2872±5 ¹² , 2874+9/–10 ¹⁶	U–Pb ID–TIMS	Zircão e Titanita					+0,2	a +1,2	2,9–3,0	(19)		
Suíte Granodiorito–Granito Tucumã	Granodiorito Cumaru Quartzo diorito Parazônia Rochas intermediárias associadas Granito Rancho de Deus Granito Tucumã	2817±4 ¹⁴	Evaporação de Pb	Zircão										
		2858 ¹⁵	U–Pb ID–TIMS	Titanita										
		2876±2 ²⁸	Evaporação de Pb	Zircão										
		2878±4 ¹	Evaporação de Pb	Zircão										
		2898±61 ²⁶	U–Pb LA–ICP–MS	Zircão										
		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 Carapanázinho	Sem datação disponível												
Suíte Tonalito–Trondjemítica Mogno	Trondjemito Mogno Tonalito Carapanã Tonalito Mariazinha Tonalito Arco Verde	2972±9 ²⁹ , 2961±16 ²⁹ , 2924±19 ²⁹	U–Pb LA–ICP–MS	Zircão				+0,9	a +1,0	2,9–3,0	(19)			
		2959±5 ²⁹	Evaporação de Pb	Zircão				+2,0	a +2,5	2,9–3,0	(29)			
		2917±9 ³⁹ , 2923±9,1 ³⁹	U–Pb SHRIMP	Zircão										
		2925±3 ²⁹ , 2924±2 ²⁹	Evaporação de Pb	Zircão					+1,9	2,9	(29)			
		2912±5 ²⁹	U–Pb LA–ICP–MS	Zircão										
		2964±4 ²⁰ , 2948±7 ¹² , 2981±8 ¹²	Evaporação de Pb	Zircão										
		2957+25/–21 ⁵	U–Pb ID–TIMS	Zircão					+2,0	a +2,6	2,9	(19)		
2988±5 ¹² , 2936±4 ¹⁰ , 2937±3 ²⁹	Evaporação de Pb	Zircão					+1,6	a +1,7	3,0	(12)				
2941±5 ²⁹ , 2948±4 ²⁹	U–Pb LA–ICP–MS	Zircão												
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±32 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	(22)			
		3,05 ^{(*)24} , 3,2 ^{(*)24} , 3,4 ^{(*)24} , 3,7 ^{(*)24}	U–Pb SHRIMP	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 D.B. (2018), 40 – Santos–Silva *et al.* (2021), 41 – Antonio *et al.* (2017).

Tabela 2 – Levantamento dos dados geocronológicos e isotópicos do Terreno Sapucaia.

Unidades Litoestratigráficas		Eventos de Cristalização/Proveniência			Eventos de Metamorfismo			Sistema Sm–Nd (Rocha Total)			Sistema Lu–Hf (Zircão)		
Suítas/Grupos	Corpos/Formações	Idade (Ma)	Método	Material	Idade (Ma)	Método	Material	ϵ_{Nd} (t)	T_{DM1} (Ga)	Ref.	ϵ_{Hf} (t)	T_{DM}^c (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	Enderbito 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									
Suíte Trondhjémítica Rio Verde	Granodiorito Pantanal	Sem datação disponível											
	Trondhjémito 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).

Tabela 3 – Levantamento dos dados geocronológicos e isotópicos das unidades mesoarqueanas do Terreno Canaã dos Carajás.

Unidades Litoestratigráficas		Eventos de Cristalização/Proveniência			Eventos de Metamorfismo			Sistema Sm–Nd (Rocha Total)			Sistema Lu–Hf (Zircão)			Sistema ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar			
Suítes/Grupos	Corpos/Formações	Idade (Ma)	Método	Material	Idade (Ma)	Método	Material	ε _{Nd} (t)	T _{DM1} (Ga)	Ref.	ε _{Hf} (t)	T _{DM} ^c (Ga)	Ref.	Idade (Ma)	Material	Ref.	
MESOARQUEANO																	
Magmatismo cálcico–alcalino																	
Suíte Granítica Canaã dos Carajás	Granito Bom Jesus	2833±6 ¹¹		U–Pb SHRIMP	Zircão			+0,1 a +0,5	3,0	(11)				2230±30	hornblenda	(23)	
	Granito Serra Dourada	2831±6 ¹¹ , 2860±22 ¹³		U–Pb LA–ICP–MS	Zircão			+0,1 a +0,9	2,9–3,0	(11)				2280±30	hornblenda	(23)	
		2848±5,5 ¹⁹		U–Pb SHRIMP	Zircão												
	Granito Boa Sorte	2847±4 ²⁹		U–Pb SHRIMP	Zircão							–4,1 a –0,8	3,3–3,5	(27)			
		2857±2 ¹⁶ , 2895±4 ¹⁶		Evaporação de Pb	Zircão												
		2881±10 ²⁷		U–Pb SHRIMP	Zircão												
2885±26 ¹⁶			U–Pb LA–ICP–MS	Zircão													
Granito Cruzadão	2857±8 ¹¹ , 2875±12 ¹¹ , 2879±37 ¹¹		U–Pb LA–ICP–MS	Zircão			+0,4 a +2,3	2,9–3,0	(11)				2046±15	biotita	(23)		
Granito Canaã dos Carajás	2959±6 ¹¹		U–Pb LA–ICP–MS	Zircão			–0,5 a –0,7	3,2	(11)				1965±11	biotita	(23)		
	2928±1 ²⁴		Evaporação de Pb	Zircão													
Suíte Sanukitoide Ourilândia	Complexo Tonalítico Campina Verde	2850±7 ¹¹ , 2851±18 ¹¹		U–Pb LA–ICP–MS	Zircão			+0,9	2,9	(11)							
		2853±2 ¹¹ , 2868±2 ¹¹ , 2872±1 ¹¹		Evaporação de Pb	Zircão			–4,09 a –0,0	3,0–3,3	(11)							
		2871±7,7 ¹⁴ , 2876±5,4 ¹⁴		U–Pb SHRIMP	Zircão												
Complexo Tonalito-Granodiorito Ourilândia	2886±14 ²⁷		U–Pb SHRIMP	Zircão							–2,0 a +3,4	3,1–3,4	(27)				
	2924,3±8,2 ²⁷		U–Pb SHRIMP	Zircão							–4,4 a +1,9	3,2–3,6	(27)				
Suíte Trondhjemitica Rio Verde	Trondhjemitico Rio Verde	2868±4 ¹¹ , 2929±3 ¹¹		Evaporação de Pb	Zircão			+0,2 a +2,7	2,8–3,0	(11)							
		2841±9 ¹¹ , 2923±15 ¹¹		U–Pb LA–ICP–MS	Zircão												
	Trondhjemitico de Ourilândia	2926,5±5,2 ²⁷		U–Pb SHRIMP	Zircão						–3,5 a +2,3	3,2–3,5	(27)				
Suíte Tonalito-Trondhjemitico Mogno	Xenólito tonalítico de Ourilândia	2925±7,8 ²⁷		U–Pb SHRIMP	Zircão						–0,2 a +2,0	3,2–3,3	(27)				
Suíte Tonalítica São Carlos	Tonalito Bacaba	2990,9±5,8 ¹³ , 3001,2±3,6 ¹³ , 3004,6±9 ¹³		U–Pb LA–ICP–MS	Zircão												
Suíte Granulítica Chierim–Cateté	Granulito Chierim–Cateté	Sem datação disponível															
		2946±19 ¹⁷		U–Pb LA–ICP–MS	Zircão	2847±39 ¹⁷		U–Pb LA–ICP–MS	Zircão			+0,8 a +3,0	3,1–3,4	(17)			
		2951±8 ¹⁷ , 3055±9 ¹⁷ , 2932±20 ²⁵		U–Pb SHRIMP	Zircão	2859±9 ⁶ , 2853±21		U–Pb SHRIMP	Zircão			–2,2 a +1,2	3,2–3,4	(25)			
		2955±8 ²⁵ , 2961±9 ²⁵ , 2963±5 ²⁵		U–Pb SHRIMP	Zircão	2845±8 ¹⁷ , 2865±11		U–Pb SHRIMP	Zircão								
		2979±31 ²⁵ , 2984±13 ²⁵ , 3002±14 ⁶ , 3066±7 ²⁵		U–Pb SHRIMP	Zircão	2890±7 ²⁵		U–Pb LA–ICP–MS	Zircão								
Complexo Indiferenciado Xingu		2936±6 ²⁵		U–Pb LA–ICP–MS	Zircão	2859±2 ¹		U–Pb TIMS	Zircão			+0,8 a +1,6	3,2–3,3	(25)			
		2939±7 ²⁵		U–Pb SHRIMP	Zircão	2872±2 ¹		Evaporação de Pb	Zircão								
		2974±15 ⁴		Evaporação de Pb	Zircão												
Greenstone belts																	
Grupo Sequeirinho		2968±15 ²⁸		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 – Este estudo, 28 – Tavares F. (2014), 29 – Leite-Santos (2016).

Tabela 4 – Levantamento dos dados geocronológicos e isotópicos das unidades neoarqueanas e paleoproterozóicas do Terreno Canaã dos Carajás.

Unidades Litoestratigráficas		Eventos de Cristalização/Proveniência			Sistema Sm–Nd (Rocha Total)			Sistema Lu–Hf (Zircão)			Isótopos Estáveis				
Suítes/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.		
PALEOPROTEROZÓICO															
Magmatismo intraplaca															
Suíte Serra dos Carajás	Granito Rio Branco	1855,3±13 ⁸ , 1893±6 ⁸	Evaporação de Pb	Zircão											
		1884±4 ²¹	U–Pb SHRIMP	Zircão											
	Granito Gogó da Onça	1866±10 ²⁰ , 1869±4 ²⁰ , 1877±9 ²⁰	U–Pb SHRIMP	Zircão	–9,1 a	–9,5	2,8	(20)	–14,4 a	–16,5	3,3–3,5	(22)	+5,6 a	+6,9	Zircão
		1872±13 ²⁰ , 1879±15 ²⁰	U–Pb SHRIMP	Titanita											
		1923±12 ²⁰ , 1924±20 ²⁰	U–Pb SHRIMP	Titanita											
NEOARQUEANO															
Magmatismo granítico indiferenciado															
Suíte Plaquê		2727±29 ³ , 2736±24 ⁴	Evaporação de Pb	Zircão											
Magmatismo subcalalino															
	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)				
		2747±2 ⁵ , 2725±5 ¹⁰ , 2743±1 ¹⁰	Evaporação de Pb	Zircão				–2,2 a	+0,3	2,9–3,1	(15)				
		2729±17 ⁹	U–Pb LA–ICP–MS	Zircão				–0,8		3,0	(9)				
		2730±5 ⁹	U–Pb SHRIMP	Zircão				–2,2		3,1	(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)
		2746,9±1,2 ¹⁸	Evaporação de Pb	Zircão								–3,1 a	–1,8	3,1–3,2	(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)
Magmatismo charnoquítico															
Suíte Charnoquítica Pium	Diopsídio Norito Pium	2732±1 ¹⁵ a 2742±1 ¹⁵	Evaporação de Pb	Zircão				–1,6		3,0	(11)				
		2744±1 ¹² a 2745±1 ¹²	Evaporação de Pb	Zircão				–2,2 a	+0,3	2,9–3,1	(15)				
	Enderbitto Café	2730±7 ¹⁷ , 2735±6 ¹⁷	U–Pb LA–ICP–MS	Zircão								–4,8 a	–2,8	3,3–3,5	(17)
		2740±8 ¹⁷ , 2743±13 ¹⁷	U–Pb SHRIMP	Zircão								–3,2 a	–1,9	3,3–3,4	(17)
		2754±1 ¹⁷	Evaporação de Pb	Zircão											
	Trondhjemito Pedra Branca	2750±5 ¹¹	U–Pb LA–ICP–MS	Zircão					–2,2 a	–1,2	2,9–3,1	(11)			
		2750±3 ²⁴	Evaporação de Pb	Zircão											
		2765±39 ²⁴	U–Pb ID–TIMS	Zircão											
	Charnoquito Rio Seco		Sem datação disponível												
	Charnoquito 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 – Este estudo, 28 – Tavares F. (2014), 29 – Leite-Santos (2016).

Tabela 5 – Levantamento dos dados geocronológicos e isotópicos da Bacia Carajás.

Unidades Litoestratigráficas		Eventos de Cristalização/Proveniência			Sistema Sm–Nd (Rocha Total)			Sistema Lu–Hf (Zircão)			Sistema ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar			Isótopos Estáveis		
Suítas/Grupos	Corpos/Formações	Idade (Ma)	Método	Material	ε _{Nd} (t)	T _{DM} (Ga)	Ref.	ε _{Hf} (t)	T _{DM} ^c (Ga)	Ref.	Idade (Ma)	Material	Ref.	δ ¹⁸ O (‰)	Material	Ref.
PALEOPROTEROZOÍCO																
Magmatismo intraplaca																
Suíte Serra dos Carajás	Granito Serra dos Carajás	1880±2 ¹	U–Pb ID–TIMS	Zircão	–7,9 a –9,2	2,6–2,7	(2)									
		1882±10 ²⁴	U–Pb SHRIMP	Zircão				–13,0 a –16	3,4–3,5	(24)				+5,7 a +6,8	Zircão	(24)
	Granito Pojuca	1894±2 ¹	U–Pb ID–TIMS	Zircão	–9,7	3,3	(2)									
	Granito Cigano	1883±2 ¹	U–Pb ID–TIMS	Zircão	–9,5 a –9,7	2,9–2,7	(2)									
		1884±4 ²⁴ , 1884±3 ²⁴	U–Pb SHRIMP	Zircão				–14,4 a –16,5	3,3–3,5	(24)				+6,3 a +6,2	Zircão	(24)
Cobertura sedimentar																
	Formação Caninana	2972–2011 ^{(*)27}	U–Pb SHRIMP	Zircão detrítico												
	Formação Águas Claras	3020–2778 ^{(*)3}	U–Pb ID–TIMS	Zircão detrítico							1932±11	Rocha total	(25)			
		3048–2871 ^{(*)4}	U–Pb ID–TIMS	Zircão detrítico							1876±17	Rocha total	(25)			
		2609±7 ^{(*)19} , 2796±36 ^{(*)20}	U–Pb LA–ICP–MS	Zircão detrítico												
		2060±13 ^{(***)3,30}	Evaporação de Pb	Pirita												
	Formação Azul	2373±4 ^{(*)20,30}	U–Pb LA–ICP–MS	Zircão detrítico												
		2060±13 ^{(***)3,30}	Evaporação de Pb	Pirita												
	Formação Serra Sul	2580 ^(*) –2060 ^{(***)21}	U–Pb LA–ICP–MS	Zircão detrítico												
NEOARQUEANO																
Magmatismo subalcalino																
	Suíte Plutônica Igarapé Gelado	2731±26 ^{5,6}	Evaporação de Pb	Zircão												
	Granito Serra do Rabo	2743±1,6 ^{26,28}	U–Pb ID–TIMS	Zircão												
	Complexo Granítico Estrela	2763±7 ⁶	Evaporação de Pb	Zircão	–0,4 a –2,1	3,0–3,2	(7)				2630±40	hornblenda	(25)			
Magmatismo máfico-ultramáfico																
	Complexo Luanga	2763±6 ¹	U–Pb ID–TIMS	Zircão							2517±12	Actinolita	(25)			
	Complexo Vermelho	Sem datação disponível														
	Gabro Santa Inês	Sem datação disponível														
Sequências metavolcanossedimentares																
Grupo Igarapé Pojuca																
		2732±3 ¹	U–Pb LA–ICP–MS	Zircão	–0,8 a –1,4	2,8–3,1	(9)									
		2719±80 ⁹ , 2757±81 ⁹	isócrona Sm–Nd	rocha–total	–0,9 a –3,3	3,1–3,3	(10)									
Grupo Igarapé Salobo																
		2761±3 ¹	U–Pb LA–ICP–MS	Zircão												
Grupo Igarapé Bahia																
		2748±34 ¹⁶	U–Pb SHRIMP	Zircão	–0,8 a –2,1	3,0–3,1	(11)									
		2745±11 ²² , 2747±11 ¹¹	Evaporação de Pb	Zircão	–1,0	3,0	(12)									
		2758±75 ¹¹ , 2759±24 ¹²	isócrona Sm–Nd	rocha–total												
		2751±81 ¹² , 2758±36 ¹¹	Evaporação de Pb	rocha–total												
		2765±36 ¹¹ , 2776±12 ¹¹	Evaporação de Pb	rocha–total												
		2575±12 ²⁰	U–Pb SHRIMP	Monazita												
Grupo Grão-Pará																
	Formação Carajás	2740±8 ^{(***)13} , 2743±11 ^{(***)13}	U–Pb SHRIMP	Zircão	–4,2		(16)									
		2751±4 ^{(***)14}	U–Pb ID–TIMS	Zircão												
		2757± ^{(***)18} 15	Evaporação de Pb	Zircão												
	Formação Parauapebas	2758±39 ^{18,17} , 2759±2 ¹	U–Pb ID–TIMS	Zircão	–7,0 a +4,6		(18)									
		2745±5 ²³ , 2749±6,5 ²³	U–Pb SHRIMP	Zircão	–4,1 a –1,5	3,0–3,4	(23)	–0,8 a –2,7	3,2–3,3	(23)						
		2757±7 ¹³ , 2760±11 ¹³	U–Pb SHRIMP	Zircão												

*Idade máxima de sedimentação, **Idade mínima de sedimentação

Fonte dos dados: 1 – Machado *et al.* (1991), 2 – Dall'Agnol *et al.* (2005), 3 – Mougeot *et al.* (1996), 4 – Macambira *et al.* (2001), 5 – Barbosa (2004), 6 – Barros *et al.* (2009), 7 – Barros *et al.* (2004), 8 – Reis *et al.* (2001), 9 – Pimentel *et al.* (2003), 10 – Galarza & Macambira (2002), 11 – Galarza (2002), 12 – Santos (2002), 13 – Trendall *et al.* (1998), 14 – Krymsky *et al.* (2002), 15 – Macambira *et al.* (1996), 16 – Lobato *et al.* (2005), 17 – Wirth *et al.* (1996), 18 – Gibbs *et al.* (1986), 19 – Araújo & Sousa (2018), 20 – Justo *et al.* (2018), 21 – Araújo & Nogueira (2019), 22 – Galarza *et al.* (2008), 23 – Martins *et al.* (2017), 24 – Teixeira *et al.* (2018), 25 – Tavares F. (2015), 26 – Sardinha *et al.* (2001), 27 – Tavares F. (2014), 28 – Sardinha *et al.* (2006), 29 – Tallarico *et al.* (2005), 30 – Araújo Filho *et al.* 2020.

Tabela 6 – Levantamento dos dados geocronológicos e isotópicos das unidades paleoproterozóicas do Terreno Rio Maria.

Unidades Litoestratigráficas		Eventos de Cristalização/Proveniência			Sistema Sm–Nd (Rocha Total)			Sistema Lu–Hf (Zircão)			Isótopos Estáveis		
Suítes/Grupos	Corpos/Formações	Idade (Ma)	Método	Material	$\epsilon_{Nd}(t)$	$T_{DM1}(Ga)$	Ref.	$\epsilon_{Hf}(t)$	$T_{DM}^c(Ga)$	Ref.	$\delta^{18}O(‰)$	Material	Ref.
PALEOPROTEROZÓICO													
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)	
	Granito Musa	1883+5/–22	U–Pb ID–TIMS	Zircão e Titanita	–9,3 a	–9,6	2,6–2,8	(1) (19)					
		1882±4 ³⁴	U–Pb SHRIMP	Zircão							+5,5 a	+7,2	Zircão (35)
	Granito Redenção	1870±68 ²	Evaporação de Pb	Rocha total	–8,8 a	–10,5	2,7–2,8	(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)
		1902±27 ³⁴	U–Pb SHRIMP	Titanita									
	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)
	Granito Gradaús	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)	
	Granito Marajoara	1885±6 ²⁵ , 1887±8 ³⁷	U–Pb SHRIMP	Zircão					–11,3 a	–17,9	3,2–3,6	(37)	
	Diques félsicos e máficos	1885±2 ^{1,36}	Evaporação de Pb	Zircão	–9,4 a	–10	2,8–2,9	(1) (19)					
Suíte Granítica Serra dos Carajás	Granito Seringa	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 Zircão (35)
		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)	
	Granito São João	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)
		1876±12 ³⁴ , 1878±3 ³⁴ , 1880±3 ³⁴ , 1891±5 ³⁴	U–Pb SHRIMP	Zircão					–24,2	4,0	(35)		
									–12,9 a	–14,7	3,3–3,4	(35)	
									–14,1 a	–14,9	3,4–3,5	(35)	
Suíte Granítica Velho Guilherme	Diques de Tucumã	1880,9±3,3 ³⁰ , 1881,9±4,4 ³⁰	U–Pb SHRIMP	Zircão	–10 a	–9,4	2,8–2,9	(1)					
	Granito Velho Guilherme	1853,7±6,2 ⁴¹	U–Pb LA–ICP–MS	Zircão									
		1873±13 ⁹	Evaporação de Pb	Rocha total									
		1882±6 ³⁴	U–Pb SHRIMP	Zircão									
Cobertura Sedimentar	Formação Gorotire	2011±25 ³⁸	U–Pb SHRIMP	Zircão detrítico									
		2154±9 ⁵ a 2035±5 ⁵	Evaporação de Pb	Zircão detrítico									
Grupo Gemaque	Formação Fazenda São Roque	Sem datação disponível											
	Formação Cachoeirinha	2,76–3,15 ^{(*)6}	U–Pb ID–TIMS	Zircão detrítico									
Grupo Rio Fresco	Formação Rio Naja	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 D.B. (2018), 40 – Santos–Silva *et al.* (2021), 41 – Antonio *et al.* (2017).

1.5 REGISTRO GEOLÓGICO MESOARQUEANO DA PROVÍNCIA CARAJÁS

1.5.1 Greenstone belts

A equipe da Docegeo (1988) apresentou uma coluna estratigráfica, que entre outras propostas, agrupou os *greenstone belts* mesoarqueanos no Supergrupo Andorinhas. Posteriormente, Vasquez & Rosa-Costa (2008), em revisão à geologia e recursos minerais do Estado do Pará sugeriram não agrupar essas unidades em um supergrupo e optaram por mantê-las separadas em seis grupos: Sapucaia, Babaçu, Lagoa Seca, Gradaús, Tucumã e Serra do Inajá, além da Formação Quixadá. Souza *et al.* (2001) descreveram o Grupo Babaçu como *greenstone belt* Identidade. Mais recentemente, o Serviço Geológico do Brasil (SGB) apresentou dois mapas regionais que foram elaborados pela integração de folhas litogeofísicas de 1:100.000, vinculadas a dois projetos do SGB: Áreas de Relevante Interesse Mineral – ARIM Carajás (Costa *et al.* 2016); e Projeto Integração das Sequências de Greenstone Belts do Domínio Rio Maria (Santos-Silva *et al.* 2021). O relatório desenvolvido por Santos-Silva *et al.* (2021) representa um grande avanço sobre o entendimento geológico das sequências supracrustais do Domínio Rio Maria, enquanto o mapa proposto pelo projeto ARIM no Domínio Carajás (Costa *et al.* 2016) ainda se trata de uma versão preliminar. Na proposta litoestratigráfica de Santos-Silva *et al.* (2021), eles integraram os grupos Tucumã e Gradaús no Grupo Tucumã-Gradaús e rebaixaram os grupos Babaçu e Lagoa Seca para categoria de formação, compondo as formações Babaçu e Lagoa Seca, que foram integradas no Grupo Andorinhas. O Grupo Serra do Inajá não foi descrito por se localizar mais a sul, fora do mapa geológico proposto na Figura 13h (Oliveira *et al.* em preparação). No Domínio Carajás, as sequências de *greenstone belts* são representadas pelos grupos Sapucaia, Sequeirinho e Rio Novo (Santos & Pena Filho 2000; Vasquez & Rosa-Costa 2008; Oliveira D.C. *et al.* 2010; Sousa S.D. *et al.* 2015; Tavares 2014, 2015; Costa *et al.* 2016; Sousa S.D. 2020).

1.5.1.1 Grupo Tucumã-Gradaús

O Grupo Tucumã foi definido formalmente por Araújo & Maia (1991) e o Grupo Gradaús por Macambira *et al.* (1986) como uma sequência metavulcanossedimentar tipo *greenstone belts*, dobrada e metamorfozizada em fácies xisto verde (Santos & Pena Filho 2000). O **Grupo Tucumã-Gradaús** foi subdividido em três formações (Figura 13e–h; Santos-Silva *et al.* 2021): (i) Formação Igarapé do Cuca composta por metabasaltos e xistos máficos (actinolita xistos, actinolita-tremolita xistos, talco xistos e talco-tremolita xistos), serpentinitos, metakomatiítois (textura *spinifex*), com corpos de anfíbolitos e dunitos subordinados; (ii)

Formação Igarapé Abelha composta por metaandesitos, metadacitos e metariolitos, com metapiroclásticas subordinadas (metatufos e brechas). Ocorre alteração hidrotermal com sulfeto disseminado; e (iii) Formação Igarapé da Pista subdividida em três fácies, uma dominada por metaarenitos, com intercalações de metaconglomerados, ardósias e metachert, seguido por uma fácies dominada por formação ferrífera bandada e outra por rochas metapelíticas.

Santos-Silva *et al.* (2021) obtiveram idades para a Formação Igarapé Abelha de $2979 \pm 23/24$ Ma em um metarriodacito e de $2996 \pm 5/9$ Ma em um metatufos de composição dacítica, ambas pelo método U-Pb LA-ICP-MS em zircão. Tassinari *et al.* (2005) obtiveram idade de 3002 ± 3 Ma por U-Pb em zircão em um metadacito porfirítico do então Grupo Gradaús, com idade modelo (Nd- T_{DM}) de $\sim 3,4$ Ga e valor $\epsilon_{Nd(t)}$ de $-0,3$, o que pode indicar uma leve contaminação crustal pelo magma gerador desta rocha, logo após a sua diferenciação do manto. Para o Grupo Tucumã-Gradaús foi obtida uma idade por evaporação de Pb em zircão de 2868 ± 8 Ma em rocha vulcânica félsica, a qual foi interpretada como a idade de formação da sequência (Avelar *et al.* 1999). Santos-Silva *et al.* (2021) também obtiveram idades U-Pb por LA-ICP-MS em zircões detríticos de um metaarenito da fácies metapsamítica da Formação Igarapé da Pista. Assim, as análises dos zircões com dados de discordância inferior a 10% mostraram dois conjuntos de populações. (i) População A representada por zircões mais antigos com pico sobre cinco análises com média de idade em 3,06 Ga, de modo que o zircão analisado com idade mais antiga foi datado em 3,12 Ga. (ii) População B composta por zircões mais jovem com um pico sobre nove análises com média de idade em 2,94 Ga, em que a análise do zircão mais jovem foi de 2,90 Ma. O conjunto destes dados permitiu aos autores inferir uma idade máxima de sedimentação em torno de 2,94 Ga.

1.5.1.2 Grupo Andorinhas

O **Grupo Andorinhas** foi definido por Santos & Pena Filho (2000) como uma sequência tipo *greenstone belt* sob metamorfismo na fácies xisto verde e posteriormente subdividido nos grupos Babaçu (parte inferior) e Lagoa Seca (parte superior) por Vasquez & Rosa-Costa (2008). Estas unidades foram redefinidas para formações Babaçu e Lagoa Seca no trabalho de Santos-Silva *et al.* (2021). (i) Formação Babaçu composta por metabasaltos com estruturas de *pillow* lavas preservadas de forma restrita e xistos máficos (actinolita-tremolita xistos, serpentina xistos) com metapiroxênitos, formações ferríferas bandadas, metadacitos e metapelitos subordinados, além de veios e vênulas de quartzo, alterações hidrotermais de sassuritização e sulfetação ocorrem associados à depósitos de ouro. (ii) Formação Lagoa Seca composta por três fácies, uma metamáfica formada por metabasaltos intensamente deformados

e dobrados, intercalados com rochas metassedimentares, seguido por uma fácies metavulcânica intermediária à félsica formada por metadacitos porfiríticos, com raros metaandesitos e metarriodacitos. Ocorrem alterações hidrotermais de potassificação, carbonatação, sericitização, propilitização, silicificação e sulfetação associadas à mineralização de ouro, a exemplo dos garimpos do Mamão e Babaçu (Docegeo 1988). Com relação as fontes e ambiente tectônico, as rochas máficas e ultramáficas das formações Babaçu e Lagoa Seca foram interpretadas como associadas a zonas vulcânicas intraplaca, e a composição das razões Nb/Y e Zr/Y permitiram inferir o envolvendo de platôs oceânicos como fontes de magmas (Santos-Silva *et al.* 2021). Entretanto, outros autores correlacionaram a formação dos *greenstone belts* do Terreno Rio Maria a um ambiente de compressão N-S (Oliveira *et al.* 1995, Souza *et al.* 2001). Além disso, outros pesquisadores ainda admitiram que o Terreno Rio Maria teria sido afetado por um cinturão de cisalhamento transcorrente regional formado entre 2,97–2,86 Ga, exemplificado pelo Cinturão de Cisalhamento Pau D’Arco (Araújo *et al.* 1991, 1994, Costa *et al.* 1995; Santos & Pena Filho 2000).

A idade da Formação Babaçu é inferida a partir de dados isotópicos de Nd em metabasaltos, metagabros e metadacitos da Faixa Identidade que forneceram idade de 3046 ± 32 Ma (Souza *et al.* 2001) e em metavulcânicas do Depósito Mamão com idade isocrônica de 2952 ± 14 Ma (Souza 2018). Datação por evaporação de Pb em grãos de pirita da zona mineralizada do Depósito Mamão também forneceram idade correlatas, de 2971 ± 95 Ma, interpretada como a principal idade de formação do minério (Galarza *et al.* 2006). Segundo Souza (2018) essas idades sugerem que o evento mineralizante ocorreu temporalmente muito próximo à formação das rochas hospedeiras. Além disso, valores positivos do parâmetro $\epsilon_{Nd(t)}$, variando de +0,11 a +4,25 (Souza 2018) e de +0,22 a +3,15 (Souza *et al.* 2001) reiteram o caráter juvenil dos magmas máficos desta unidade.

A obtenção de dados U-Pb em zircão para as metavulcânicas félsicas da Formação Lagoa Seca forneceram idade de $2904 \pm 29/22$ Ma (Macambira & Lancelot 1996) e 2979 ± 5 Ma (Pimentel & Machado 1994). Outra indicação da idade mesoarqueana foi dada pelo método evaporação de Pb em metadacitos, com idade isocrônica de 2943 ± 88 Ma (Souza *et al.* 2001) em conjunto com dados U-Pb em zircões de metagrauvacas da Formação Lagoa Seca que forneceram idade máxima de sedimentação de 2971 ± 18 Ma (Macambira & Lancelot 1991). As rochas metaultramáficas da Formação Lagoa Seca apresentam idades modelo Nd- T_{DM} entre 3,0–2,9 Ga e $\epsilon_{Nd(2,9Ga)}$ variando de +0,31 a +1,67 (Souza *et al.* 2020). Ao passo que, as metavulcânicas ácidas forneceram Nd- T_{DM} de $\sim 2,8$ Ga, com $\epsilon_{Nd(2,9Ga)}$ variando entre +2,82 e +3,02 e as rochas metassedimentares apresentaram Nd- T_{DM} variando entre 2,8–2,9 Ga, com

$\epsilon_{\text{Nd}(2,9\text{Ga})}$ entre +1,61 e +2,92 (Souza *et al.* 2020). Além disto, idades relativamente mais antigas foram obtidas por Souza *et al.* (2001) que forneceram Nd- T_{DM} entre 3,2–3,0 Ga em metadacitos e valores positivos de $\epsilon_{\text{Nd}(3,0\text{Ga})}$ (+0,22 a +3,15) em metadacitos, metagabros e metabasaltos, o que pode indicar uma origem envolvendo fonte mantélica depletada.

1.5.1.3 Grupo Sapucaia

O **Grupo Sapucaia** foi definido como uma sequência *greenstone belt* por Araújo & Maia (1991), no entanto foi no trabalho de Hirata *et al.* (1982) que indicaram pela primeira vez a ocorrência de metaperidotitos com textura *spinifex*, entre as cidades de Xinguara e São Félix do Xingu. Esta sequência ocorre como uma faixa alongada, de mais de 100 km de extensão e 1 a 10 km de largura, disposta segundo o *trend* WNW-ESE. O contato com as unidades granito-gnáissico-migmatíticas que compõem o embasamento do Terreno Sapucaia é marcado por intensa milonitização e alojamento de veios de quartzo, associadas com extensas zonas de cisalhamento com *trend* preferencial E-W, e variações para NW-SE (Santos *et al.* 2018). Nesses contatos ocorrem feições de metassomatismo, que resultam em litotipos representativos de alteração do tipo *blackwall*, tais como clorita-actinolita xistos e clorititos, além de escapolita marialítica, indicativa de envolvimento de fluidos hidrotermais de alta salinidade, semelhantes aos reconhecidos nos sistemas hidrotermais responsáveis pela formação de depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG) do Domínio Carajás (Sousa S.D. 2020). O Grupo Sapucaia é definido por uma sequência de rochas metaultramáficas, metabásicas e metassedimentares, com paragênese diagnóstica de fácies xisto-verde superior a anfíbolito inferior (Santos & Pena Filho 2000, Oliveira D.C. *et al.* 2010, Sousa *et al.* 2015, Sousa S.D. 2020). De modo geral, essas rochas mostram xistosidade ou foliação milonítica anastomosada (Araújo & Maia 1991). Nas unidades metaultramáficas predomina uma paragênese do tipo actinolita + antofilita + tremolita + clorita \pm talco \pm antigorita \pm crisotila \pm cummingtonita + opacos. Os metassedimentos são compostos por xistos micáceos, com associação paragenética formada por albita + biotita \pm quartzo \pm muscovita \pm microclina \pm clorita \pm granada \pm andaluzita \pm silimanita \pm cianita \pm epidoto + apatita + opacos + zircão, com subordinados níveis de quartzitos e formações ferríferas bandadas. Além disto, ocorrem serpentinitos, constituídos por lizardita com textura em rede associada a pseudomorfos de olivina (forsterita) intensamente intemperizados e limonitizados, por vezes, apresentando relíquias de texturas ígneas cumuláticas do protólito, (Sousa *et al.* 2015). Segundo os autores, as rochas metaultramáficas menos metassomatizadas possuem semelhanças geoquímicas com komatiítos do tipo Barberton com elevadas razões de $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}$ entre 1,31 a 3,46, indicativas de formação a partir de magmas resultantes de elevada

taxa de fusão do manto peridotítico. Enquanto os metabasitos apresentam características geoquímicas afins de basaltos e andesitos basálticos tholeiíticos formados em ambiente MORB (Sousa *et al.* 2015). Estimativas de P-T para os metabasitos ($647,3 \pm 54,4$ °C; $4,4 \pm 1,7$ kbar) e metapelitos (450,6 a 639,5 °C a 4 kbar) usando calibrações geotermobarométricas empíricas, confirmam pico metamórfico em fácies anfíbolito. A presença de lizardita com textura *mesh*, em rochas derivadas a partir de um cumulado de olivina, indicam condições retrometamórficas semelhantes às estimadas a partir de geotermômetros de clorita aplicados em rochas metaultramáficas ($241,3 \pm 30$ °C a $396,4 \pm 10,7$ °C), consistente com as condições de fácies xisto verde (Sousa S.D. 2020). Apesar da ausência de dados geocronológicos, que impossibilita um posicionamento cronoestratigráfico preciso desta unidade, sua similaridade litológica e metalogenética com as demais unidades de rochas supracrustais do tipo *greenstone belts* da província sugerem uma idade mesoarqueana, <2,9 Ga.

1.5.1.4 Grupo Sequeirinho

O **Grupo Sequeirinho**, por sua vez, compreende uma sequência *greenstone belt* localizada à NW da cidade de Canaã dos Carajás, disposta ao longo da Zona de Cisalhamento Itacaiúnas (Pinheiro & Holdsworth 2000) e foi desmembrado do Grupo Sapucaia por Tavares (2014, 2015), com a justificativa que o último seria restrito ao Domínio Rio Maria. Entretanto, neste trabalho o Grupo Sapucaia é restrito ao Terreno Sapucaia enquanto o Grupo Sequeirinho define contato entre as unidades metavulcanossedimentares da Bacia Carajás e as associações gnáissico-migmatíticas do Complexo Xingu. O Grupo Sequeirinho é composto por rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas (textura *spinfex*) interdigitadas com rochas metavulcânicas intermediárias a ácidas, formações ferríferas bandadas, *metachert*, biotita-xistos, quartzo-xistos e paragnaisses finos, foliados e crenulados, metamorfizadas em fácies xisto verde a anfíbolito superior (Costa *et al.* 2016). Idades de cristalização de 2968 ± 15 Ma e 2979 ± 5 Ma foram obtidas por U-Pb SHRIMP em zircão de metavulcânicas félsicas do Corpo Pista, no Depósito Sossego (Silva 2014, Moreto *et al.* 2015a).

1.5.1.5 Grupo Rio Novo

O **Grupo Rio Novo** foi definido por Hirata *et al.* (1982) e Meireles *et al.* (1982), e formalizado por Araújo & Maia (1991) e Oliveira *et al.* (1994), para designar uma sequência metavulcanossedimentar que aflora na região de Serra Pelada, extremo nordeste do Domínio Carajás. O Grupo Rio Novo é constituído por litotipos como metamafitos, metaultramafitos, metaquartzitos, formações ferríferas bandadas, xistos micáceos e metapelitos grafitosos,

manganesíferos e ferruginosos, que foram submetidos a condições metamórficas de fácies xisto verde baixo a alto. Além desses litotipos, destaca-se aqueles aflorantes no garimpo de Serra Pelada, denominada por Jorge-João *et al.* (1982) de Formação Serra Pelada, a qual é constituída por filitos sericíticos e quartzo sericíticos, derivados de siltitos e argilitos. Entretanto, Meireles *et al.* (1982) correlacionou os litotipos descritos na Formação Serra Pelada ao Grupo Rio Fresco. Estes autores admitiram idade mínima neoarqueana para o Grupo Rio Novo, baseada na correlação com o Complexo máfico-ultramáfico Luanga (2763 ± 7 Ma, Machado *et al.* 1991) e Complexo Granítico Estrela (2763 ± 7 Ma, Barros *et al.* 2001), ambos intrusivos neste grupo, ou aqueles de idade arqueana (2658 ± 213 Ma por Pb-Pb em zircão, Reis *et al.* 2001) obtida em rochas metamáficas do depósito Serra Verde, a oeste de Curionópolis. No entanto, Tavares (2014, 2015) e Costa *et al.* (2016) posicionaram esta unidade no mesoarqueano, junto ao Grupo Sequeirinho.

1.5.2 Magmatismo máfico-ultramáfico

1.5.2.1 Complexos Serra Azul e Guará-Pará

O **Complexo Serra Azul** foi definido pela Docegeo (1988) como um corpo máfico-ultramáfico intrusivo no Grupo Gradaús (atualmente agrupado no Grupo Tucumã-Gradaús), aflorante no flanco leste da estrutura de Gradaús, na localidade de Serra Azul, enquanto o **Complexo Guara-Pará** foi proposto por Macambira *et al.* (1986) para agrupar corpos máfico-ultramáficos intrusivos que ocorrem no flanco sudeste da Serra dos Gradaús. Os litotipos descritos no Complexo Serra Azul são dunitos cumuláticos, piroxenitos, peridotitos, gabros e anortositos. Os peridotitos ocorrem serpentinizados e com textura cumulática, constituídos por pseudomorfos de serpentina e tremolita, com *intercumulus* de diopsídio, transformado para tremolita, talco, clorita, hornblenda, clorita e opacos. Por sua vez, o Complexo Guara-Pará é formado predominantemente por olivina gabros com subordinada ocorrência de dunitos e peridotitos serpentinizados. Os gabros apresentam textura subofítica e são constituídos por plagioclásio, clinopiroxênio, hornblenda, tremolita-actinolita, olivina, clorita, zoisita, opacos, carbonatos e titanita (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; Tabela 1), sendo considerado coevo à formação do Grupo Gradaús.

1.5.2.2 Anfibolito Surucucu

O **Anfibolito Surucucu** é denominado neste trabalho para se referir a um corpo com forma de arco (>20 km de comprimento), localizado a noroeste do município de Água Azul do Norte e orientado na direção N-S, com extremidade norte vergindo para NE, discordante ao padrão E-W regional (Souza *et al.* 2017). O corpo principal é formado de actinolita anfibolito enquanto pequenos corpos lenticulares descontínuos também associados a esta unidade são descritos como diopsídio anfibolito. O actinolita anfibolito é essencialmente constituído por plagioclásio e anfibólio, com restrita ocorrência de relíquias de piroxênio e plagioclásio ígneo associados à textura blasto-subofítica. Por outro lado, o diopsídio anfibolito tem uma paragênese mineral formada por plagioclásio, anfibólio, diopsídio e ilmenita, representante do pico de metamorfismo, e plagioclásio, anfibólio, epidoto, clinozoisita, titanita, apatita, quartzo e sericita, associadas ao retrometamorfismo.

As duas fácies do Anfibolito Surucucu apresentam assinatura geoquímica similar, caracterizado por padrões de ETR horizontalizados (baixas razões La/Yb), com anomalias positivas de Sr e ausência de anomalias no comportamento do Eu e Nb (Souza *et al.* 2017). A similaridade composicional das duas fácies sugere que elas foram derivadas de uma mesma fonte, onde o protólito tem composição compatível com basaltos toleíticos, padrão multielementar de toleítos continentais (diopsídio anfibolito) e toleítos de baixo K (actinolita anfibolito). As razões de elementos incompatíveis HFSE sugerem uma fonte derivada do manto primitivo, com mudanças significativas na composição do magma devido à interação com a crosta continental e/ou a litosfera subcontinental (Marangoanha & Oliveira 2014). De acordo com o estudo envolvendo observações microestruturais e dados de química mineral de Souza *et al.* (2017), o actinolita anfibolito apresenta uma trajetória metamórfica que indica descompressão isotermal (com pico metamórfico em 2,7 kbar e 430 °C, e equilíbrio retrometamórfico a 1,2 kbar e 425 °C), associada à sua exumação e/ou à colocação de granitos, enquanto o diopsídio anfibolito foi submetido a metamorfismo sob fácies anfibolito em nível crustal intermediário (5 kbar; 540 °C). Tal evento de metamorfismo afetou estas rochas em condições de crosta dúctil e foi responsável por recristalização da mineralogia original e pela ocorrência de reações metamórficas, com a presença de fluidos hidrotermais. Assim, os autores sugeriram um nível de erosão relativamente profundo para a crosta arqueana de Água Azul do Norte, variando entre 9 e 16 km (Souza *et al.* 2017). Marangoanha & Oliveira (2014) indicaram baixa SM (1,61-9,60x10⁻⁴ SIv) para os anfibolitos, corroborado pela presença unicamente de ilmenita como óxido de Fe-Ti na mineralogia dessas rochas.

1.5.3 Magmatismo sódico

1.5.3.1 Complexo Indiferenciado Xingu

Silva *et al.* (1974) introduziu o termo **Complexo Xingu** para agrupar o conjunto de corpos gnáissico-migmatíticos (tonalitos, trondhjemitos e/ou granodioritos), granulitos e granitoides, além de supracrustais, ocorrentes tanto ao longo do rio Xingu e Fresco como àqueles aflorantes na Serra dos Carajás e na região de São Felix do Xingu. Tal denominação ganhou aceitação geral e passou a ser indiscriminadamente utilizada em toda a Província Carajás tanto em trabalhos de escala regional como aqueles de detalhe, sem uma adequada proposta de nomenclatura estratigráfica para as unidades granitoides (Araújo & Maia 1991).

O avanço do conhecimento geológico demonstrou que o referido complexo era na realidade formado por diversos corpos de granitoides, passíveis de serem individualizados, o que foi feito no Domínio Bacajá (Macambira *et al.* 2001, Vasquez *et al.* 2005) e no Domínio Rio Maria (Almeida *et al.* 2011; 2013; Leite A.A.S. 2001, Dall’Agnol *et al.* 2006, Vasquez & Rosa-Costa 2008), onde foi possível extinguir o Complexo Xingu, restando apenas em parte do Domínio Carajás. Neste contexto, Vasquez & Rosa-Costa (2008) sugeriram uma redefinição para o Complexo Xingu, que passou a incorporar apenas o embasamento mesoarqueano, composto por ortognaisses e migmatitos associados, fortemente bimodais (ricos em ortoanfibolitos), que compõem o embasamento ou encaixantes das sequências de *greenstone belts* e granitoides neoarqueanos do Domínio Carajás. Nas últimas décadas, a área de ocorrência deste complexo vem sendo reduzida a partir de mapeamento geológico em escala de semidetalhe, incluindo aqueles conduzidos pelo GPPG, com a individualização de diversas unidades litoestratigráficas. No entanto, alguns autores preferem utilizar o termo Complexo Xingu para se referir aos gnaisses tipo-TTG (e.g., 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) obtiveram na região de Tucumã uma idade de 2972 ± 16 Ma por evaporação de Pb em zircão para uma rocha descrita como gnaiss de composição granodiorítica considerada como pertencente ao Complexo Xingu. Por sua vez, aos arredores da cidade de Curionópolis, Machado *et al.* (1991) obtiveram uma idade de 2859 ± 2 e 2860 ± 2 Ma, em um leucossoma, interpretado como último episódio de migmatização, afetando rocha deste complexo. O mesossoma dessas rochas mostram assinatura sódica e foram correlacionadas a fusão parcial de metabasaltos hidratados com granada e anfibólio residual em um cenário de subducção seguido por colisão (Silva *et al.* 2015, 2021).

1.5.3.2 Suíte Granulítica Chicrim Cateté

As rochas granulíticas da Província Carajás são representadas pelo **Granulito Chicrim-Cateté** (Araújo & Maia 1991), descrito como rochas de composição monzogranítica a tonalítica cálcico-alcalina, com ocorrência restrita de granulitos máficos associados (Vasquez & Rosa-Costa 2008), anteriormente inserido no extinto Complexo Pium (**3,00 Ga**; Araújo & Maia 1991, Pidgeon *et al.* 2000, Ricci 2006), e pelos núcleos granulíticos localizados aos arredores de Vila Ouro Verde (Marangoanha *et al.* 2019a, Silva *et al.* 2021), descritos como dois corpos alongados na direção E-W, encaixantes norte e sul do Diopsídio Norito Pium (Santos *et al.* 2013c). Neste contexto, Marangoanha *et al.* (2019a) apresentaram um mapa geológico de semidetalhe para a área de Vila Ouro Verde e descreveram os granulitos ali aflorantes, que também foram alvo de estudos de Pidgeon *et al.* (2000) e Silva *et al.* (2021). Enquanto isto, o corpo do Granulito Chicrim-Cateté (Araújo & Maia 1991, Vasquez & Rosa-Costa 2008) ocorrem na área indígena Chikrin do Cateté e nunca foi estudado em detalhe, de modo que praticamente todas as informações das rochas granulíticas da Província Carajás, especialmente geocronológicas, foram obtidas na área de Vila Ouro Verde.

Oliveira *et al.* (em preparação) propõem **Granulito Ouro Verde** para denominar os corpos granulíticos estudados aos arredores da vila homônima. Além disto, os autores propõem **Suíte Granulítica Chicrim-Cateté** para agrupar os corpos Chicrim Cateté e Ouro Verde (Figura 13h). Neste contexto, os corpos desta suíte são definidos como granulitos félsicos com composições tonalíticas a trondhjemíticas tipo-TTG, associados a pequenos volumes de granulitos máficos, as vezes observados como enclaves no granulito félsico (Marangoanha *et al.* 2019a). Anteriormente, Silva *et al.* (2015) estudando as mesmas rochas reconheceram a assinatura TTG do protólito, as incluíram no Granulito Chicrim-Cateté e as interpretaram como produtos de fusão parcial de crosta oceânica em um ambiente de arco. Estes autores obtiveram dois padrões de idade para os granulitos félsicos: **3,07–2,95 Ga** correlacionados a idades de cristalização dos protólitos; e **2,86–2,85 Ga** correlacionadas ao evento de metamorfismo regional, enquanto o granulito máfico forneceu idade de 2,89 Ga, naquele estudo considerada como representativa do evento de cristalização. No entanto, posteriormente esta última idade foi reinterpretada como representativa do evento de metamorfismo por Silva *et al.* (2021). Marangoanha *et al.* (2019a) também obtiveram dois padrões de idades: (i) **3,05–2,93 Ga** relacionadas ao evento de formação do protólito tipo-TTG, em um cenário de subducção N-S; and (ii) **2,89–2,84 Ga** relacionado ao evento de metamorfismo granulítico durante espessamento crustal, em um cenário colisional.

Silva *et al.* (2021) propõem que o Granulito Xicrim-Cateté da área de Ouro Verde (redefinido como Granulito Ouro Verde) sofreu desidratação precoce e fusão parcial por fluxo em estágio tardio. O primeiro processo teria resultado em migmatitos estruturados em rede e *schollen* com um paleossoma granulítico máfico contendo pargasita. Os autores indicam que a quebra de F-pargasita produziu um neossoma com enstatita peritética, diopsídio e plagioclásio e um granulito máfico livre de anfibólio residual. Em seguida, fusão por fluxo teria gerado leucossoma de composição quartzo-feldspática em bandas de cisalhamento relacionadas a zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NW-SE e alto ângulo de mergulho.

1.5.3.3 Suíte Tonalítica São Carlos

Oliveira *et al.* (em preparação) propõem a **Suíte Tonalítica São Carlos** (Figura 13h) para agrupar o **Tonalito Bacaba**, datado em **3,00 Ga** por LA-ICP-MS U-Pb em zircão (Moreto *et al.* 2011), situado no Terreno Canaã dos Carajás, e o **Tonalito São Carlos** que ocorre no Terreno Sapucaia e foi datado em **2,93 Ga** por evaporação de Pb em zircão (Guimarães F.V. não-publicado). O Tonalito Bacaba é um batólito alongado na direção E-W em contato com o Trondhjemitó Rio Verde e com os granitos Serra Dourada e Cruzadão, na borda sul da Bacia Carajás, exposto à oeste do depósito de cobre homônimo. É formado por tonalitos com hornblenda, granulação média a fina, heterogeneamente deformado e hidrotermalmente alterados. Enclaves de anfibolitos deformados e pequenas intrusões de gabros são descritas nesta unidade (Feio *et al.* 2013). Os principais minerais máficos são biotita e anfibólio e a mineralogia acessória primária consiste de zircão, apatita, allanita, titanita e magnetita enquanto a secundária é formada por escapolita, albita, biotita, apatita, magnetita, actinolita, \pm epidoto, \pm muscovita, \pm sulfetos, \pm clorita, \pm quartzo, devido ao intenso metassomatismo sódico e subordinadamente potássico registrado em escala regional no setor norte de Canaã dos Carajás e, mais particularmente, nas proximidades da mina do Sossego (Moreto *et al.* 2011). Por outro lado, o Tonalito São Carlos foi identificado por Silva A.C. *et al.* (2010) e Leite-Santos *et al.* (2010) nas proximidades de Vila Jussara e ocorrem na forma de três plútons alongados na direção NE-SW a N-S, compostos por tonalitos com anfibólio texturalmente homogêneos, com comum ocorrência de enclaves máficos. A trama é definida por foliação incipiente mostrando mergulhos moderados a subverticais, ou seja, discordante em relação ao *trend* regional de direção E-W a NW-SE. Biotita, anfibólio e epidoto representam as principais fases máficas do Tonalito São Carlos, enquanto allanita, titanita, zircão, apatita e opacos compõem mineralogia acessória primária e epidoto, carbonato, clorita e escapolita são descritas como fases secundárias (Silva *et al.* 2014).

Em termos de geoquímica, não existem dados publicados para o Tonalito Bacaba. Já o Tonalito São Carlos forneceu uma assinatura sódica, no entanto, ele é diferente dos clássicos TTGs devido ao seu maior enriquecimento em TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO e P_2O_5 , baixos teores de Sr e Rb, o que refletem em razões Rb/Sr mais elevadas e Sr/Ba mais baixas, caracterizando um comportamento geoquímico particular. Além destas características, o Tonalito São Carlos possui baixo fracionamento de ETRP, anomalias de Eu discretas a ausentes, e baixos valores de #Mg e Ni, o que não permite associá-los com os típicos SNK arqueanos, apesar da semelhança com este devido a presença de anfibólio como uma importante fase máfica. Estas diferenças são reforçadas pelo contraste entre as idades do Tonalito São Carlos (2,93 Ga) e do principal evento gerador de magmatismo SNK da Província Carajás (2,88–2,87 Ga, Oliveira D.C. *et al.* 2009, 2010, Gabriel & Oliveira 2014, Gabriel 2014, Santos & Oliveira 2016). A idade até então obtida para o Tonalito São Carlos e seu padrão estrutural poderiam sugerir uma possível correlação com o Tonalito Mariazinha (Guimarães *et al.* 2010, Almeida *et al.* 2011). No entanto, ele é distinto das associações TTG em suas características mineralógicas e geoquímicas. Silva *et al.* (2014) não descartaram a possibilidade de que o Tonalito São Carlos represente fragmentos mais antigos de crosta mesoarqueana, que teriam sido parcialmente preservados.

1.5.3.4 *Suíte Migmatítica Caracol*

Oliveira *et al.* (em preparação) propõem uma redefinição na nomenclatura e significado geológico das unidades representadas pelo Complexo Tonalítico Caracol (**2,93–2,95 Ga** por evaporação de Pb; Leite *et al.* 2004) e Trondhjemito Colorado (~**2,87 Ga** por evaporação de Pb em zircão; Silva *et al.* 2010), sugerindo que estas unidades são melhor classificadas como gnaisses, o que justifica a denominação **Ortognaisse Caracol** e **Ortognaisse Colorado**, respectivamente (Figura 13h). Isto é sustentado pela observação comum de feições de migmatização nestas rochas. Além disto, os autores propõem o **Complexo Gnáissico Água Azul** (~**2,93 Ga** por U-Pb SHRIMP em zircão; Gabriel 2014; Tabela 2) para se referir aos gnaisses trondhjemíticos ± tonalíticos de afinidade TTG e xenólitos gnáissicos de composição tonalítica a diorítica associados, os quais compõem o embasamento juvenil da área de Água Azul do Norte (Gabriel *et al.* 2010, Sousa *et al.* 2010, Gabriel & Oliveira 2014, Santos *et al.* 2013a, Santos *et al.* 2018; Silva *et al.* 2021). Oliveira *et al.* (em preparação) também propõem **Suíte Migmatítica Caracol** (Figura 13h) para agrupar essas três unidades, além do **Ortognaisse Bom Jesus**, definido por Tavares (2014, 2015) na porção oeste da Bacia Carajás. Diferente da Suíte Mogno do Domínio Rio Maria que é composta por unidades TTG bem

preservadas, a Suíte Migmatítica Caracol é caracterizada por feições de migmatização e intensa deformação.

O Ortognaisse Caracol ocorre como uma faixa alongada de direção NW-SE e limita-se a noroeste com o *Greenstone Belt* de Sapucaia, a nordeste com o Trondhjemito Água Fria e a sul com o Trondhjemito Mogno, Granito Xinguara e Granodiorito Rio Maria (Figura 13h). O Ortognaisse Caracol é formado por rochas de composição tonalítica, com trama definida por bandamento composicional orientado na direção N-S, com mergulhos verticais, sendo transposto para o *trend* regional WNW-ESE (Leite 2001). Este bandamento é afetado por bandas de cisalhamento dúcteis orientadas na direção N60-70°E, com sentido de movimentação dextral (Leite 2001, Leite *et al.* 2004). Por outro lado, o Ortognaisse Colorado tem composição predominantemente trondhjemítica e forma o embasamento juvenil da área de Sapucaia e Vila Jussara (Figura 13h), com trama definida por bandamento composicional concordante ao *trend* regional E-W a NW-SE, com mergulhos suaves a subhorizontais (Santos *et al.* 2013b, Silva *et al.* 2014), intrudido pelo Granodiorito Pantanal (Mesoarqueano) e pela Suíte Plutônica Vila Jussara (Neoarqueano). Essas rochas apresentam xenólitos de *greenstone belts* e anfibólitos, orientados de acordo com a foliação, além da comum ocorrência de veios quartzo-feldspáticos. Os autores indicam que na região sudoeste de Xinguara ocorre uma acentuada foliação milonítica, que é acompanhada por lineação mineral sub-horizontal com mergulho para NW. Enquanto isto, o Complexo Gnáissico Água Azul mostra uma trama definida por bandamento composicional de direção E-W, com mergulhos moderados a altos (40° a 89°) para N ou S, exibindo variações locais para NW e SE (Santos *et al.* 2018). Os autores apontam que o bandamento pode ser afetado por dobras complexas e ptigmáticas, evidenciando processos de migmatização. Além disto foram observadas bandas de cisalhamento que truncam essas estruturas, indicando transposição da foliação para N-S por cinemática dextral. Essas rochas apresentam biotita como principal fase máfica e zircão, titanita, allanita, epidoto, muscovita, apatita e opacos como fases acessórias primárias. Nos xenólitos do Complexo Água Azul ocorrem anfibólio, biotita e epidoto como importantes fases máficas, e mais raramente, piroxênio. De modo geral, as rochas da Suíte Caracol apresentam epidoto, muscovita, carbonato, clorita e escapolita como minerais secundários, que podem representar um evento de retrometamorfismo, mas que até então não investigado.

Em termos geoquímicos, os gnaisses da Suíte Migmatítica Caracol são classificados como rochas meta- a peraluminosas, de afinidade cálcico-alcálica trondhjemítica de baixo-K (Leite 2001, Silva *et al.* 2014, Santos *et al.* 2018). O Ortognaisse Caracol foi subdividido em dois grupos, com alto e baixo (La/Yb)_N. Leite (2001) interpretou o primeiro como produto da

fusão de metabasaltos, previamente transformados em granada anfíbolitos e o último seria formado por fonte similar, mas sem granada. Tais metabasaltos poderiam corresponder àqueles do Grupo Andorinhas. Já os padrões de ETR do Ortognaisse Colorado mostram altas razões $(La/Yb)_N$, com anomalias de Eu variando de ausentes a positivas ($0,8 \leq Eu/Eu^* \leq 4,2$) (Silva *et al.* 2014). Leite (2001) forneceu dados isotópicos de Nd para o Ortognaisse Caracol, com $\epsilon_{Nd(t)}$ condriticos a subcondriticos (+2,6 a -3,4) e idades Nd- T_{DM} variando de 2,9 a 3,9 Ga (Tabela 2), o que pode sugerir uma fonte juvenil, mas com participação de material crustal.

Os gnaisses trondhjemíticos do Complexo Água Azul são caracterizados por médias e altas razões La/Yb e Sr/Y, e baixas de Nb/Ta, indicando que sua origem envolveu fusão parcial de metabasaltos previamente transformados em granada-anfíbolito em condições de altas a intermediárias pressões (1,0–1,5 GPa) (Santos *et al.* 2018). De acordo com estes autores, os enclaves tonalíticos possuem características mineralógicas e geoquímicas particulares em relação aos típicos TTGs, visto que essas rochas apresentam anfíbólio modal em quantidades expressivas (> 5%), elevados conteúdos de Fe₂O₃, MgO, CaO, Ni e Cr, com baixas razões La/Yb e Sr/Y, sugerindo que eles foram formados fora do campo de estabilidade da granada, em condições de pressão inferiores ($\leq 1,0$ GPa) àquelas do TTG hospedeiro. Ao comparar com Tonalito São Carlos (Silva *et al.* 2014), o caráter menos evoluído dos enclaves de Água Azul do Norte aliado a um padrão estrutural caótico sugere que estas rochas podem representar partes preservadas de uma crosta ainda mais antiga (Santos *et al.* 2018).

1.5.3.5 Suíte Tonalito-Trondhjemítica Mogno

Oliveira *et al.* (em preparação) e nesta tese nós propomos a denominação de **Suíte Tonalito-Trondhjemítica Mogno** para agrupar as unidades tipo-TTG do Domínio Rio Maria, formadas episodicamente entre 2,98–2,92 Ga (Macambira & Lafon 1995, Rolando & Macambira 2003, Leite *et al.* 2004, Almeida *et al.* 2011, 2017). A Suíte Mogno, diferente da Suíte Migmatítica Caracol, não apresenta evidências de metamorfismo e suas feições de deformação têm sido interpretadas como produto de cristalização sincinemática, com ocorrência de recristalização e alteração deltérica durante resfriamento tardi- a pós-magmático. Recentemente, o Serviço Geológico do Brasil (Santos-Silva *et al.* 2021) propôs a denominação de Suíte Mogno para agrupar o Trondhjemito Mogno e o Tonalito Mariazinha (Figura 13g) e termo Complexo Arco Verde para designar o Tonalito Arco Verde e ortognaisse migmatizados da região de Inajá (Figura 13g). Entretanto, o Tonalito Arco Verde descrito na área tipo, à norte do município de Redenção, não mostra feições de migmatização (Althoff *et al.* 2000) e poderia representar o protólito preservado dos ortognaisse descritos na região de Inajá.

Oliveira *et al.* (em preparação) sugerem integrar quatro unidades tipo-TTG na Suíte Mogno: (i) **Trondhjemito Mogno**, descrito e denominado pela Docegeo (1988), foi primeiramente datado em 2,87 Ga por U-Pb em titanita (Pimentel & Machado 1994), idade interpretada na época como de cristalização. Posteriormente, Almeida *et al.* (2011) redefiniram a idade de colocação desta unidade com pico principal de cristalização em **2,96±0,02 Ga** (U-Pb e evaporação de Pb em zircão), de modo que uma amostra forneceu idade U-Pb de 2,92 Ga; (ii) **Tonalito Arco Verde**, descrito inicialmente por Medeiros (1987) e Gastal (1987) como gnaisses tonalíticos e granodioríticos bandados, nas proximidades de Vila Marajoara. Em seguida, Althoff *et al.* (1991) estudando a mesma área diferenciaram a partir do Complexo Xingu três unidades litoestratigráficas, sendo que uma delas foi classificada como Metatonalito Gnáissico Arco Verde, posteriormente reinterpretado como preservado de metamorfismo, o que levou a sua redefinição como Tonalito Arco Verde (Althoff *et al.* 1994), também datado em 2,87 Ga por U-Pb em titanita (Pimentel & Machado 1994), sendo que na época esta idade foi admitida como representativa do evento de cristalização. Posteriormente, tal idade foi reinterpretada com base em análises U-Pb e evaporação de Pb em zircão, que forneceram dois picos principais de cristalização, um mais antigo em **2,96±0,02 Ga** e outro mais jovem em **2,93±0,02 Ga** (Almeida *et al.* 2011) (Tabela 1); (iii) **Tonalito Mariazinha**, descrito e desmembrado a partir do Trondhjemito Mogno na área à nordeste de Bannach por Guimarães *et al.* (2010), com idade de cristalização definida em **2,93±0,02 Ga** por U-Pb e evaporação de Pb em zircão (Almeida *et al.* 2011) (Tabela 1); e (iv) **Tonalito Carapanã** proposto por Oliveira *et al.* (em preparação) e primeiramente descrito por Silva-Silva *et al.* (2020) à sudeste da cidade de Tucumã (Figura 13h), datado em **2,92–2,93 Ga** por U-Pb SHRIMP em zircão (Souza 2018) e individualizado a partir de um segmento crustal até então mapeado como Granodiorito Rio Maria (Vasquez & Rosa-Costa 2008).

De modo geral, os granitoides da Suíte Mogno são constituídos por biotita tonalitos e/ou trondhjemitos de afinidade sódica ($K/Na < 0,5$), frequentemente mostram bandamento composicional NW-SE a E-W, interpretado como de origem primária. No entanto, o Tonalito Mariazinha exibe particular orientação NE-SW e variações para N-S. Almeida *et al.* (2011) indicaram que as unidades TTG do Domínio Rio Maria foram geradas por fontes similares aos metabasaltos dos grupos Andorinhas e Gradaús-Tucumã, durante o Mesoarqueano, e diferenciaram três grupos: (i) TTG com altas razões La/Yb, Sr/Y e Nb/Ta derivado de magmas gerados em altas pressões ($> 1,5$ GPa) a partir de 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 anfíbolítica com plagioclásio no resíduo. Vale destacar que rochas tipo-TTG interpretadas como produtos de fusão parcial de fonte eclogítica nunca foram descritas na Província Carajás.

Em relação à estruturação do Domínio Rio Maria há evidências aerogeofísicas de um padrão em domos e quilhas (Costa *et al.* 2020), conforme já observado em estudos anteriores (Medeiros 1987, Gastal 1987, Docegeo 1988, Althoff *et al.* 2000, Souza *et al.* 2001, Leite *et al.* 2004), o que implica em uma evolução tectônica vertical, como *sagduction* ou *drip tectonics*, para a formação deste terreno. No entanto, inúmeros trabalhos e as próprias imagens aerogeofísicas mostram a presença de uma trama regional de direção E-W com variações para WNW-ESE, WSW-ENE e NW-SE, e mergulhos moderados a fortes, em geral para sul (Oliveira *et al.* 1995, Althoff *et al.* 2000, Souza *et al.* 2001, Almeida *et al.* 2011, Oliveira *et al.* 2011, Silva-Silva *et al.* 2020, Santos-Silva *et al.* 2021). De modo geral, os tonalitos e trondhjemitos da Suíte Mogno mostram deformação heterogênea, com bandamento magmático preservado superimposto por foliação de alto ângulo e lineação subhorizontal, com presença de dobras e zonas de cisalhamento (Althoff *et al.* 2000). Esses autores sugerem que a deformação na região de Marajoara não resultou de um evento tectono-metamórfico progressivo pós-colocação como considerado anteriormente (Medeiros 1987, Gastal 1987, Althoff *et al.* 1991), mas que os granitoides de Marajoara são intrusões sincinemáticas que foram deformadas em conjunto com as rochas supracrustais tipo *greenstone belts* durante um encurtamento horizontal N-S regional, controlado por um regime transpressivo. Além disto, a deformação das sequências tipo *greenstone belts* também foram correlacionadas a um eixo de compressão N-S (Oliveira *et al.* 1995, Souza *et al.* 2001), o que contrasta com o modelo de um cinturão de cisalhamento transcorrente regional formado entre 2,97–2,86 Ga, conhecido como Cinturão de Cisalhamento Pau D’Arco (Araújo *et al.* 1991, 1994, Costa *et al.* 1995, Santos & Pena Filho 2000).

1.5.3.6 Suíte Trondhjemítica Rio Verde

Oliveira *et al.* (em preparação) e no manuscrito apresentado no Capítulo 4 desta tese, é proposta a **Suíte Trondhjemítica Rio Verde** para agrupa o **Trondhjemito Rio Verde (2,92–2,84 Ga** por evaporação de Pb e por U-Pb LA-ICP-MS em zircão; Feio *et al.* 2013) e o **Trondhjemito Água Fria** datado em **2,86 Ga** por evaporação de Pb em zircão (Macambira *et al.* 2000, Leite *et al.* 2004) e **2,84 Ga** por U-Pb LA-ICP-MS em zircão (Almeida *et al.* 2011), além de um pequeno *stock* trondhjemítico (Silva *et al.* 2018), localizado a leste do município de Ourilândia do Norte, datado em **~2,92 Ga** por U-Pb SHRIMP em zircão (este estudo).

O Trondhjemito Rio Verde aflora aos arredores de Vila Planalto e se estende para

sudoeste em direção ao centro de Canaã dos Carajás e para o nordeste da área-tipo do granito Planalto (Feio 2011). Está em contato com Ortognaisse Bom Jesus (Tavares 2015), com o Tonalito Bacaba (Moreto *et al.* 2011) e com os granitos Serra Dourada (Feio *et al.* 2013) e Planalto (Feio *et al.* 2012). Por outro lado, o Trondhjemitó Água Fria ocorre aos arredores da cidade de Xinguara intrusivo no Grupo Sapucaia e no Ortognaisse Caracol (Leite 2001, Leite *et al.* 2004). Ele apresenta xenólitos dessa última unidade, exibindo sinais de assimilação, sendo contemporâneo ao Granito Xinguara (Leite & Dall'Agnol 1997), como evidenciado pela ocorrência de bandamento definido pela alternância destas duas unidades. De modo geral, essas rochas mostram bandamento composicional, com camadas definidas por variação modal de biotita, de direção NW-SE a WNW-ESE para o Trondhjemitó Rio Verde e E-W para o Trondhjemitó Água Fria, frequentemente com mergulhos subverticais (Leite 2001, Feio 2011). No entanto, no Trondhjemitó Água Fria, próximo ao contato com o Granito Xinguara, o mergulho varia de 60° para S e SW ou para NE (Leite *et al.* 2004). Os autores descrevem xenólitos de anfibólitos e dobras complexas que afetam o bandamento, as quais podem ser truncadas por veios graníticos e zonas de cisalhamento sinistral. O trondhjemitó de Ourilândia está em contato com rochas da Suíte Sanukitoide Ourilândia, Granito Boa Sorte e com o Granito Seringa. Ele é levemente deformado, apresenta textura porfirítica, enclaves máficos e fenocristais euédricos de plagioclásio, caracterizados por um intenso grau de saussuritização.

De forma geral, biotita é a principal fase máfica dessas rochas. No Trondhjemitó Rio Verde os minerais acessórios primários são compostos por allanita, ilmenita e zircão enquanto albita, clorita, escapolita, biotita esverdeada, apatita, epidoto, carbonato, magnetita e rutilo compõem os minerais secundários. No Trondhjemitó Água Fria os minerais acessórios primários são representados por epidoto, titanita, apatita, zircão e opacos e os secundários por muscovita, sericita, epidoto e titanita (Leite 1995, Leite & Dall'Agnol 1997). Enquanto no trondhjemitó de Ourilândia biotita e epidoto compõem os minerais varietais. Titanita, apatita, zircão e anfibólio formam a mineralogia acessória primária e clorita, muscovita e epidoto a secundária. Nascimento *et al.* (2021) estimaram condições moderadas de oxidação ($-0,5 < \text{NNO} < +0,5$) para estas rochas e temperaturas de saturação de apatita entre 907–772° C. Geotermômetros e geobarômetros baseados em composições de anfibólio forneceram temperaturas > 800 °C e condições de pressão entre 580–263 MPa, respectivamente.

Em termos de geoquímica, a Suíte Trondhjemitó Rio Verde mostra afinidade com a série cálcio-alcalina baixo-K. Testes de modelagem geoquímica realizada por Leite *et al.* (2004) indicaram que o Trondhjemitó Água Fria poderia ser gerado a partir de 5 a 10% de fusão parcial de metabasaltos de composição similar àqueles do Grupo Andorinhas, mas previamente

transformados para granada-anfibolitos. Já o trondhjemito de Ourilândia mostra algumas particularidades em relação aos TTG e sua origem foi atribuída à fusão parcial de metabasaltos seguida de interação com magmas dioríticos derivados do manto enriquecido (Silva *et al.* 2018, este estudo). Dados isotópicos de Hf obtidos por LA-ICP-MS em zircão forneceram valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(2,92 \text{ Ga})$ variando de condríticos a subcondríticos (+2,3 e -3,5) e Hf- T_{DM}^{C} entre 3,2–3,5 Ga, o que sugere uma origem juvenil, mas com participação de componentes crustais (Capítulo 4).

1.5.3.7 *Suíte Granodiorítica Nova Canadá*

Oliveira *et al.* (em preparação) propõem a **Suíte Granodiorítica Nova Canadá** para agrupar plútons granodioríticos de afinidade sódica e assinatura geoquímica particular (TTG transicional), caracterizada por alto conteúdo de Ba-Sr. Essas rochas afloram no Terreno Sapucaia e na porção norte do Domínio Rio Maria: (i) **Granodiorito Nova Canadá** (Leite-Santos & Oliveira 2016), individualizado a partir do Complexo Xingu por Leite-Santos *et al.* (2010) na porção leste de Água Azul do Norte, nas proximidades de Vila Nova Canadá, datado em ~2,87 por U-Pb SHRIMP em zircão (Leite-Santos 2016) e em ~2,89 Ga por evaporação de Pb em zircão (Oliveira D.C. *et al.* 2010); (ii) **Granodiorito Pantanal** (sem datação) foi primeiramente descrito e denominado por Teixeira *et al.* (2013) a partir de mapeamento geológico de semidetalhe na porção norte–noroeste da cidade de Sapucaia e à sul de Vila Jussara; (iii) **Granodiorito Bonito**, situado na porção sul de Água Azul do Norte (extremo norte do Terreno Rio Maria), foi diferenciado a partir do Complexo Xingu e primeiramente descrito por Silva & Oliveira (2013). Recentemente foi denominado por Oliveira *et al.* (em preparação) e datado em 2,87 Ga por U-Pb SHRIMP em zircão (Leite-Santos 2016); e (iv) **Granodiorito Carapanãzinho**, datado em **2,84-2,85 Ga** por U-Pb SHRIMP em zircão (Souza D.B. 2018), é aqui proposto para se referir a pequenos *stocks* granodioríticos, que foram identificados e primeiramente descritos por Souza D.B. (2018) e Silva-Silva *et al.* (2020) aos arredores de Tucumã (noroeste do Terreno Rio Maria), região até então mapeada como Granodiorito Rio Maria em trabalhos regionais (Vasquez & Rosa-Costa 2008).

O Granodiorito Nova Canadá, apresenta baixa assinatura radiométrica, é intrusivo no Complexo Gnáissico Água Azul ao oeste, onde ocorrem enclaves de gnaisses tonalíticos com tamanhos métricos a centimétricos e formato alongado de acordo com a foliação. O contato leste é delimitado por uma extensa falha N-S com o Ortognaisse Colorado (2,87 Ga) (Figura 13h). Na porção sul, ocorre uma zona de cisalhamento de aproximadamente 20 km de extensão, de direção NW-SE, onde estão alojadas lentes de TTG e do Grupo Sapucaia. Enquanto isto, na porção norte, também ocorre uma zona de cisalhamento NE-SW de escala crustal com pequena

inflexão para E-W e cinemática sinistral, paralela à zona de cisalhamento do Granodiorito Água Limpa, onde estão alojados megaxenólitos de TTG e *greenstone belt* alinhados segundo o trend NE-SW e com foliações de mesma direção (transposição?). O Granodiorito Pantanal, por sua vez, é intrusivo no Ortognaisse Colorado e intrudido pela Suíte Vila Jussara. Ocorrem na forma de serras e colinas suaves cobertas por vegetação fechada (Teixeira *et al.* 2013), destacando-se nas imagens de radar. Mostra anomalia radiométrica moderada em contraste ao baixo sinal do Ortognaisse Caracol. O Granodiorito Bonito forma um grande batólito com > 610 km², intrusivo no Grupo Sapucaia e Ortognaisse Caracol ao norte e no Tonalito Mogno ao sul e leste; enquanto ao oeste ele é cortado pelos granitos Seringa e São João. Finalmente, o Granodiorito Carapanãzinho ocorre como pequenas lentes ou plútons, dispostos na direção NW-SE e E-W, com ~10 km de comprimento, levemente deformados e intrusivos no Granito Manelão (Suíte Xinguara), com feições que indicam baixo contraste de viscosidade entre estas unidades (Souza D.B. 2018, Silva-Silva *et al.* 2020).

A Suíte Nova Canadá é formada por granodioritos com textura heterogranular ou porfirítica, com ocorrência subordinada de monzogranitos, que mostram fenocristais de feldspatos em matriz de granulação fina a grossa. São rochas moderadamente deformadas, com foliação definida pela orientação preferencial de biotita e feldspato, de acordo o *trend* regional NW-SE a E-W. As bordas dos batólitos mostram foliação milonítica bem definida concordante à trama regional, sugerindo a existência de zonas de cisalhamento de escala crustal. No Granodiorito Nova Canadá a foliação mostra altos e médios mergulhos (89° a 30°) para NE e SW. Em direção as zonas de cisalhamento que delimitam o batólito nas porções norte e sul, a foliação torna-se mais evidente, com cominuição dos cristais e estiramento mineral (Leite-Santos & Oliveira 2016). Por outro lado, o Granodiorito Bonito mostra foliação NW-SE e, mais raramente, E-W e NE-SW, com mergulhos baixos a altos (20° a 80°) definindo um padrão circular, com mergulhos para NE, SW, NW e N, indicando uma estruturação dômica. A biotita ocorre como única fase varietal enquanto muscovita, epidoto, allanita, apatita, titanita e opacos formam os minerais acessórios primários e sericita-muscovita, clorita, carbonato, escapolita, titanita e epidoto (associado à saussuritização do plagioclásio) compõem as fases secundárias. Nestas rochas, microestruturas de recristalização em quartzo e feldspatos são feições comuns.

De forma geral, os granodioritos da Suíte Nova Canadá apresentam afinidade cálcico-alcalina peraluminosa de baixo-K, altos conteúdos de NaO₂, enriquecimento em LILE (Ba e Sr), com altas razões (La/Yb)_N e ausente anomalia de Eu, o que conferem uma assinatura geoquímica particular em relação as demais suítes granitoides arqueanas da Província Carajás (Oliveira *et al.* em preparação). As altas razões La/Yb sugerem que essas rochas foram

derivadas a partir de magmas gerados em elevadas pressões (1,0–1,5 GPa), no campo de estabilidade da granada. Embora estas rochas tem sido correlacionadas com os TTG transicionais do Cráton Yilgarn (Champion & Smithies 2001, 2007), a origem da Suíte Nova Canadá permanece incerta. Uma interpretação preliminar indica que os magmas geradores dessas rochas poderiam ser derivados de fusão parcial de basaltos enriquecidos seguido de hibridização com magmas graníticos.

1.5.4 Magmatismo cálcico-alcálico

1.5.4.1 Suíte Sanukitoide Rio Maria

O Granodiorito Rio Maria foi primeiramente descrito e denominado por Dall’Agnol *et al.* (1986), aos arredores do município de Rio Maria, como um batólito orientado na direção E-W, intrusivo nas unidades TTG e *greenstone belts*, formado essencialmente por granodioritos, com tonalitos subordinados. Eles são compostos por plagioclásio fortemente saussuritizado e apresentam anfibólio, biotita e epidoto como as principais fases máficas, com presença marcante de enclaves máficos orientados preferencialmente de acordo com a foliação. Posteriormente, vários corpos foram correlacionados ao Granodiorito Rio Maria, na porção sul do Terreno Rio Maria, por exemplo, entre os municípios de Pau D’Arco e Redenção foi descrito um grande batólito orientado na direção E-W e correlacionado a esta unidade (Althoff *et al.* 2000, Rolando & Macambira 2003, Oliveira *et al.* 2009, Vasquez & Rosa-Costa 2008), assim como nas áreas de Tucumã-Ouilândia (Araújo & Maia 1991, Macambira & Vale 1997, Avelar *et al.* 1999) e Xinguara (Leite *et al.* 2004), além de corpos satélites espalhados pelo Terreno Rio Maria (Oliveira *et al.* 2009, Santos-Silva *et al.* 2021). Neste contexto, a **Suíte Sanukitoide Rio Maria** foi proposta por Oliveira *et al.* (2011) para agrupar o **Granodiorito Rio Maria** (área tipo Bannach) com enclaves máficos e rochas intermediárias associadas, incluindo rochas acamadadas. Os autores também integraram nesta suíte o **Granito Rancho de Deus** (Dias S.B. 2009) e o **Quartzo-Diorito Parazônia** (Guimarães F.V. 2009), este último redefinido a partir do Tonalito Parazônia (Docegeo 1988, Huhn *et al.* 1988) e previamente correlacionado ao Granodiorito Rio Maria (Medeiros & Dall’Agnol 1988).

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 SiO₂, caracterizando uma típica suíte SNK, formada a partir de fusão parcial do manto enriquecido (Oliveira *et al.* 2011, Semprich *et al.* 2015). Neste contexto, com base na modelagem geoquímica, Oliveira *et al.* (2011)

indicam que os magmas geradores da Suíte Rio Maria foram formados por 9–14% de fusão a partir do manto metassomatizado por 20–30% de *melt* tipo-TTG em diferentes profundidades. Por outro lado, combinando modelagem termodinâmica e com modelagem de elementos-traços, Semprich *et al.* (2015) sugeriram que a geração de magmas SNK requer 50–65% de fusão parcial do manto metassomatizado por 70–50% de *melt* tipo-TTG, deixando um resíduo livre de granada. Além disso, eles indicam que as condições P-T de fusão parcial variam com a composição da mistura dos componentes derivados da crosta e do manto; no entanto, dentro de uma faixa de 1100–1250 °C e 2,0–3,2 GPa. 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 (Tabela 1; Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lancelot, 1996, Avelar *et al.* 1999, Dall’Agnol *et al.* 1999, Rolando & Macambira 2003, Guimarães F.V. 2009, Almeida *et al.* 2013). Oliveira *et al.* (2009) indicam que o **Granodiorito Cumarú** descrito como dois *stocks* próximo ao flanco sul da Serra do Gradaús e datado em ~2,82 Ga por evaporação de Pb (Lafon & Scheller 1994, Santos & Leonardos 1995) teria afinidade com o Granodiorito Rio Maria.

De modo geral, os granitoides da Suíte Rio Maria mostram paragênese acessória secundária formada por epidoto, clorita, titanita, sericita, biotita, calcopirita e pirita, disseminada em batólitos alongados E-W a WNW-ESE, os quais são espacial e temporalmente associados a zonas de cisalhamento transpressivas subverticais de escala regional (Figura 13h). Além desta estruturação tabular geneticamente associada a zonas de cisalhamento, nos domínios de menor *strain* dos batólitos, eles apresentam foliação de direção WNW-ESE a E-W, subvertical, definida pela orientação preferencial de feldspatos, anfibólio e biotita. Esta trama foi interpretada em um contexto de cristalização sincinemática e resfriamento *subsolidus* assistido por deformação (Oliveira *et al.* 2009), o que permite compreender a formação da paragênese secundária destas rochas como produto de alteração deltérica tardi- a pós-magmática, ao invés de metamorfismo sob fácies xisto verde. A temperatura e os fluidos envolvidos na geração desta paragênese secundária são provenientes do próprio magma em cristalização, permitindo que seus próprios fluidos alterem a mineralogia primária. Em outras palavras, todas essas transformações ocorrem dentro do “mundo ígneo”, o que leva a não recomendação da utilização do prefixo “meta” para classificar dessas rochas.

1.5.4.2 Suíte Sanukitoide Água Limpa

Oliveira *et al.* (em preparação) propõem a **Suíte Sanukitoide Água Limpa** para agrupar dois batólitos datados em **2,87 Ga** por U-Pb SHRIMP em zircão (Gabriel 2014) e orientados na

direção E-W, nas proximidades de rios homônimos, entre o município de Água Azul do Norte e Vila Nova Canadá (Gabriel *et al.* 2010, Sousa *et al.* 2010, Oliveira D.C. *et al.* 2010, Gabriel & Oliveira 2014). (i) **Granodiorito Água Limpa**, com ~40 km de comprimento é intrusivo no Complexo Gnáissico Água Azul (Oliveira *et al.* em preparação) ao sul e cortado pelo Granito Boa Sorte ao norte (Rodrigues *et al.* 2014). (ii) **Granodiorito Água Azul**, com ~20 km de comprimento, é intrusivo no Grupo Sapucaia e no Complexo Gnáissico Água Azul (Oliveira *et al.* em preparação). Imagens de radar e aerogeofísicas (magnetométricas e radiométricas) indicam a presença de pelo menos uma zona de cisalhamento cortando a borda sul do batólito granodiorítico Água Azul, que pode atingir extensão de ~25 km (Gabriel & Oliveira 2014). Já o Granodiorito Água Limpa mostra deformação mais intensa em direção norte do batólito, sugerindo a existência de zonas de cisalhamento de escala crustal, também confirmadas por imagens aerogeofísicas. No contato com o Grupo Sapucaia, o Granodiorito Água Azul pode ocorrer fortemente deformado e apresentar feições como xistosidade e boudinagem de veios de quartzo; enquanto, nos domínios de maior *strain* do Granodiorito Água Limpa foram descritas feições como dobras de arrasto, dobras ptigmáticas e dobras fechadas com planos axiais paralelos à foliação regional. A trama e indicadores cinemáticos dessas rochas sugerem deformação sintectônica sob regime transpressivo sinistral, durante encurtamento horizontal N-S (Gabriel & Oliveira 2014).

O granodioritos Água Limpa e Água Azul apresentam subordinados tonalitos e monzogranitos. Em geral, estas rochas mostram textura porfirítica, com fenocristais de feldspatos euédricos definindo uma trama de direção E-W, que mergulha em moderado a alto ângulo ($> 50^\circ$) para S ou N; entretanto, nos domínios de maior *strain*, os granitoides da Suíte Sanukitoide Água Limpa mostram foliação milonítica subparalela à foliação magmática, que também apresenta moderados a altos ângulos de mergulho ($> 50^\circ$) para S ou N. Esta trama milonítica é caracterizada por porfiroclastos de feldspatos grossos rotacionados e contornados por matriz de granulação fina a média formada por quartzo, feldspatos e minerais máficos. Uma feição frequente nestas rochas é a presença de enclaves máficos, com tamanhos que variam de decimétricos a centimétricos e alongados de acordo com a foliação. Biotita e anfibólio são os principais minerais ferromagnesianos. Os minerais acessórios primários são constituídos por epidoto, titanita, allanita, zircão, apatita, muscovita, magnetita e restritamente turmalina. Os minerais acessórios secundários são epidoto, sericita, clorita, titanita, carbonato, escapolita, pirita, calcopirita e goethita (Gabriel & Oliveira 2014). O Granodiorito Água Azul contém pirita, calcopirita e goethita, enquanto no Granodiorito Água Limpa ocorre titanita associada à magnetita. No Granodiorito Água Limpa a magnetita é melhor desenvolvida e mais abundante

do que no Granodiorito Água Azul, que apresenta cristais de magnetita pobremente desenvolvidos e menos abundantes. Isto está de acordo com os dados de susceptibilidade magnética (SM) que mostram menores valores de SM para o Granodiorito Água Azul ($4,10 \times 10^{-4}$ SIv) em relação ao Granodiorito Água Limpa ($17,54 \times 10^{-4}$ SLv) (Gabriel & Oliveira 2013). Estes autores estimaram condições de fO_2 entre os tampões HM e FMQ para estas rochas.

Geoquimicamente, os granitoides da Suíte Sanukitoide Água Limpa são enriquecidos em SiO_2 , com conteúdo variando entre 58–72%, apresentam moderados a altos valores do Mg# (0.4–0.6) e moderados conteúdos de K ($K_2O = 2–4\%$), mostrando afinidade com as séries cálcico-alcalinas de moderado-K. Essas rochas são metaluminosas, com uma correlação negativa para CaO, Fe_2O_3 , MgO, TiO_2 e Al_2O_3 , e positiva para o K_2O e para a razão K_2O/Na_2O com o aumento de SiO_2 , a partir dos tonalitos e granodioritos ricos em anfibólio, em direção a variedades granodioríticas dominadas por biotita (mais evoluídas). Nessas rochas Sr, Y, Zr, #Mg, Ni e Cr decrescem, enquanto Rb e Ba aumentam com o aumento dos teores de SiO_2 . O Em geral, os padrões de ETR mostram importante fracionamento de ETRP em relação aos ETRL, com moderadas a altas razões $(La/Yb)_N = 18–170$, com anomalias de Eu ausentes ou pouco expressivas ($Eu/Eu^* = 0.7–1.1$). O Granodiorito Água Limpa mostra um aumento significativo das razões La/Yb e um decréscimo acentuado de Rb em relação ao Granodiorito Água Azul, o que pode indicar um maior grau de diferenciação magmática do primeiro, com importante fracionamento de anfibólio e biotita (Gabriel & Oliveira 2014). Dados geocronológicos obtidos por evaporação de Pb em zircão forneceram idade de cristalização em $2879 \pm 1,1$ Ma para o Granodiorito Água Limpa (Gabriel *et al.* 2010, Sousa *et al.* 2010) e em $2870,8 \pm 4,6$ Ma para o Granodiorito Água Azul (Gabriel *et al.* 2010, Sousa *et al.* 2010). Enquanto, dados preliminares adquiridos por U-Pb SHRIMP em zircão para duas amostras de cada unidade forneceram idade de cristalização em $2870,2 \pm 3,6$ Ma e $2871,3 \pm 3,9$ Ma para o Granodiorito Água Limpa e em $2872 \pm 4,6$ Ma e $2869,8 \pm 4,2$ Ma para o Granodiorito Água Azul, além de zircões mais antigos de $\sim 2,92$ Ga (Gabriel 2014).

1.5.4.3 Suíte Sanukitoide Ourilândia

Docegeo (1988), Araújo & Maia (1991) e Macambira & Vale (1997) reconheceram a ocorrência do Granodiorito Rio Maria nas regiões de Tucumã e Ourilândia. Em seguida, Avelar *et al.* (1999) obtiveram idade de $\sim 2,85$ Ga por evaporação de Pb para uma amostra dessa unidade. No entanto, nos mapas de escala regional apresentados por Araújo & Maia (1991) e por Macambira & Vale (1997), e posteriormente reproduzidos por Vasquez & Rosa-Costa (2008), os autores superestimaram o volume de rochas com afinidade SNK aflorantes nesta

área, além disto estudos subsequentes baseados em mapeamento geológico de semidetalhe, petrografia e geoquímica indicaram que os SNKs de Ourilândia apresentam particularidades litológicas com relação ao Granodiorito Rio Maria (Santos *et al.* 2013a, Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2018). Nesta tese tais diferenças são destacadas, com a proposta de uma nova unidade litoestratigráfica para denominar os SNKs de Ourilândia. O trabalho de Santos & Oliveira (2016) representa um avanço no entendimento sobre as naturezas das fontes e processos de formação dos SNKs de Ourilândia, enquanto Santos *et al.* (2013a) obtiveram idades de 2,88–2,87 Ga pelo método de evaporação de Pb em zircão. Ambos os autores correlacionaram essas rochas com o Granodiorito Rio Maria.

De modo alternativo, Silva *et al.* (2018) e Silva & Oliveira (2019) (Capítulo 2) classificaram os SNKs de Ourilândia como suíte Mg-K, e destacaram que essas rochas apresentam uma correlação sinplutônica com a suíte Fe-K (BG e CAAK). Em seguida, Silva *et al.* (submetido) (Capítulo 3) agruparam estas rochas no Complexo Plutônico Ourilândia, definido para denominar de modo integrado os granitoides mesoarqueanos estudados, incluindo SNK e BG, com subordinado CAAK e granitoides tipo-TTG. Estes autores indicaram que a crosta de Ourilândia do Norte é diferente do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, entretanto ela apresenta algumas características litológicas e estruturais similares às aquelas identificadas na área de Canaã dos Carajás (Feio *et al.* 2013), como a predominância de BGs em relação às suítes TTG (Silva *et al.* submetido) e a presença de associações charnoquíticas neoarqueanas (Feio *et al.* 2012, Felix *et al.* 2020). Em outras palavras, as associações litológicas e os padrões estruturais da crosta de Ourilândia do Norte mostram similaridades com a área de Canaã dos Carajás.

Mais recentemente, no último artigo vinculado a esta tese (Capítulo 4) foi apresentada uma redefinição estratigráfica para a área de estudo, onde o Complexo Plutônico Ourilândia foi desmembrado em cinco suítes (Figura 19), das quais a **Suíte Sanukitoide Ourilândia** foi proposta para agrupar o **Granodiorito Arraias** (2,92 Ga) e o **Complexo Tonalito-Granodiorito Ourilândia** (2,88 Ga). Além disto, Oliveira *et al.* (em preparação) sugerem integrar nesta suíte o **Complexo Tonalítico Campina Verde** (Feio *et al.* 2013), devido as similaridades texturais, composicionais e geocronológicas desta unidade com o Complexo Tonalito-Granodiorito Ourilândia.

1. O **Granodiorito Arraias** foi denominado para se referir a dois *stocks* cônicos alongados na direção E-W, compostos por granodioritos e subordinados monzogranitos e quartzo monzodioritos, mapeados à sudeste da cidade de Ourilândia do Norte. O Granodiorito Arraias forneceu idade de cristalização em 2924,3±8,2 Ma por U-Pb SHRIMP em zircão

(Tabela 3, este estudo), é intrusivo no Grupo Tucumã-Gradaús e é cortado pelo Complexo Ourilândia e pelo Granito Boa Sorte (Figura 19), representando uma geração mais antiga de SNKs até então não registrada na Província Carajás. Ele é caracterizado por textura porfirítica com fenocristais centimétricos de feldspatos imersos em matriz fina a média, além de feições de campo que indicam processos cumuláticos, como a ocorrência de aglomerados de fenocristais de feldspatos e enclaves máficos.

2. O **Complexo Tonalito-Granodiorito Ourilândia** aflora aos arredores do município de Ourilândia do Norte como um batólito cônico alongado na direção ENE-WSW. Ele é composto por granodioritos e tonalitos com ocorrência subordinada e localizada de *stocks* ou lentes de quartzo monzodioritos, quartzo dioritos e dioritos. De modo geral, estas rochas são caracterizadas por textura equigranular, pela presença de hornblenda varietal e ocorrência de enclaves máficos, que frequentemente mostram relações de *mingling* com os granitoides hospedeiros. O Complexo Ourilândia foi datado em $\sim 2886 \pm 14$ Ma por U-Pb SHRIMP em zircão (Tabela 3; este estudo) e 2,88–2,85 Ga por evaporação de Pb em zircão (Avelar *et al.* 1999, Santos *et al.* 2013a). É intrusivo em gnaisses indiferenciados do Complexo Xingu (Vasquez & Rosa-Costa 2008) a norte e no Grupo Tucumã-Gradaús (Santos-Silva *et al.* 2021) a sudoeste, além de ser cortado a leste pelos granitos Boa Sorte (Rodrigues *et al.* 2014, este estudo) e Seringa (Paiva Júnior *et al.* 2011). Ele também integra lentes de granodiorito heterogranular que ocorrem no Granito Boa Sorte (Figura 19), as quais indicam que os magmas geradores destas unidades coexistiram sob baixo contraste de viscosidade. Além da textura heterogranular, esses granodioritos mostram particularidades mineralógicas, como a ausência de hornblenda varietal, representando a variedade mais evoluída do Complexo Ourilândia;

3. O **Complexo Tonalítico Campina Verde** foi definido próximo à Vila Planalto como tonalitos com anfibólio e subordinados granodioritos, monzogranitos e dioritos, datados em 2,88–2,85 Ga por U-Pb LA-ICP-MS e evaporação de Pb em zircão (Feio *et al.* 2013, Moreto *et al.* 2015a) (Tabela 3, Figura 13h). Ele ocorre em contato com as rochas metavulcanossedimentares do Grupo Grão-Pará, com o Trondhjemitó Rio Verde e com os granitos Cruzadão e Serra Dourada. Feio *et al.* (2013) indicam que os granitoides deste complexo também são caracterizados pela presença de enclaves máficos, apresentam variedades litológicas dominadas por hornblenda ou por biotita e mostram textura equigranular média a grossa ou porfirítica, com fenocristais de plagioclásio imersos em matriz fina a grossa.

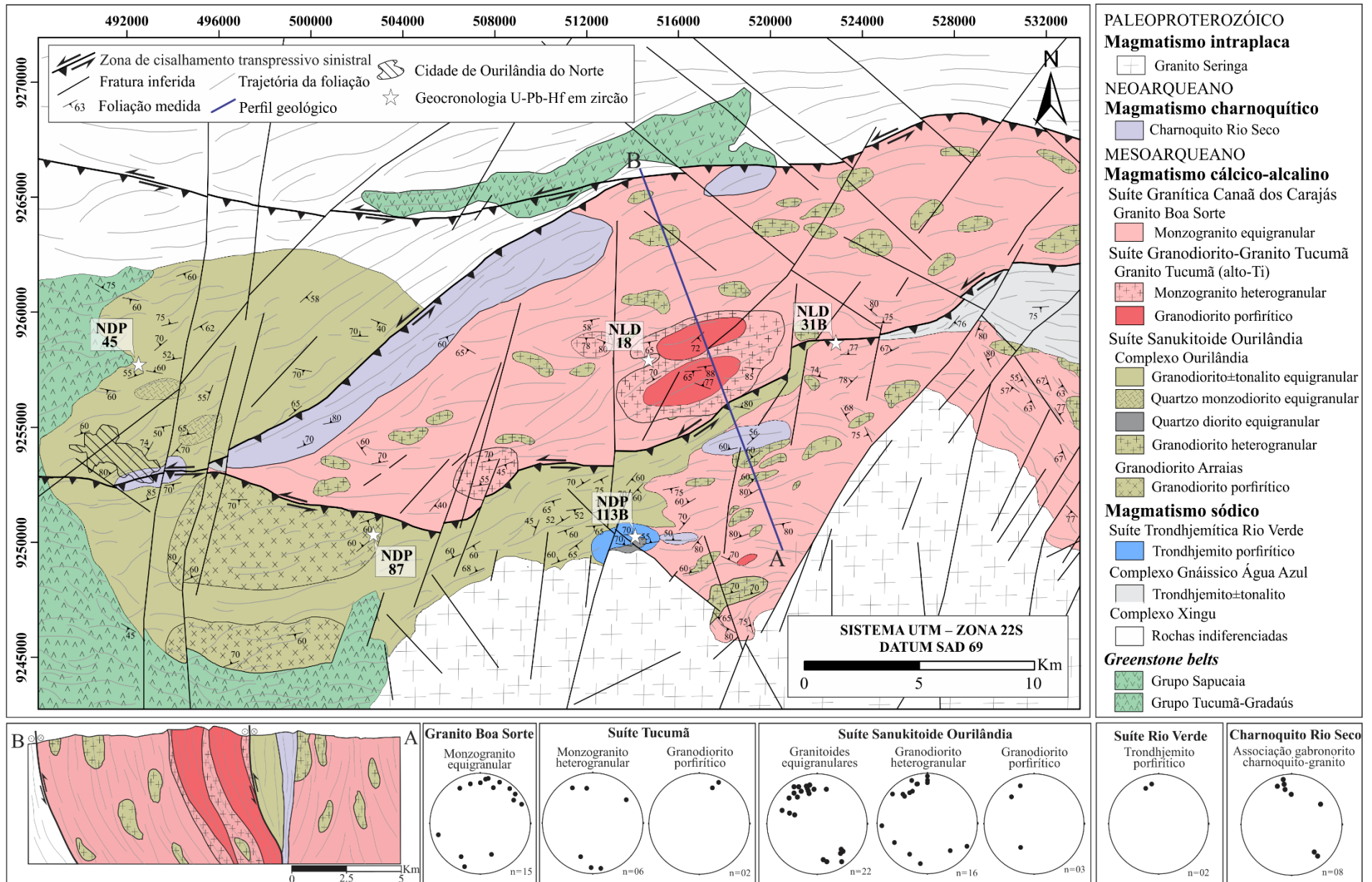


Figura 19 – Mapa geológico da área de Ourilândia do Norte proposto neste estudo (Capítulo 4).

A trama destas rochas é formada por foliação E-W a ENE-WSW, com variações locais para WNW-ESE e mergulhos de moderado a alto ângulo ($> 50^\circ$). Nos domínios de menor *strain*, que frequentemente estão localizados nas porções centrais dos batólitos, a foliação é definida pela orientação preferencial de cristais euédricos de feldspatos e minerais máficos. Enquanto, nos domínios de maior *strain*, localizados aos arredores das bordas dos plútons, comumente ocorre foliação milonítica, com variada intensidade e em geral subparalela a trama magmática. Estas feições indicam que os corpos da Suíte Sanukitoide Ourilândia são limitados por zonas de cisalhamento de escala regional, que estão intimamente relacionadas aos mecanismos de transporte e colocação dos magmas (Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2018, este estudo). O Granodiorito Arraias é afetado por leve deformação, caracterizada por uma trama planar de direção E-W, com mergulho variando de moderado a alto ângulo ($> 50^\circ$) para N ou S, definida pela orientação preferencial de feldspatos e minerais máficos. Os granitoides do Complexo Tonalítico Campina Verde são caracterizados por uma marcante foliação magmática que segue o *trend* regional E-W, exibindo alinhamento dos cristais de plagioclásio e minerais máficos. Localmente, a foliação é transposta para N-S ou NE-SW (Feio *et al.* 2013). Em geral, os enclaves máficos destas rochas ocorrem alongados de acordo com a direção principal da foliação.

Em termos de mineralogia, a hornblenda, biotita e epidoto representam as principais fases máficas das unidades da Suíte Sanukitoide Ourilândia. Entretanto, para a variedade granodiorito heterogranular do Complexo Ourilândia, a hornblenda ocorre apenas como uma fase acessória, representando a variedade litológica mais evoluída desta unidade. No Granodiorito Arraias e no Complexo Ourilândia, os minerais acessórios primários são representados por epidoto, titanita, apatita, zircão, ilmenita \pm magnetita, enquanto clorita, epidoto, biotita, titanita, clinozoisita, ilmenita, \pm hematita (martita), pirita e calcopirita compõem os minerais acessórios secundários (Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2018, Nascimento *et al.* 2021). Nos tonalitos e rochas associadas do Complexo Campina Verde, Feio *et al.* (2013) descrevem zircão, apatita, allanita, titanita e opacos como minerais acessórios primários e escapolita, albita, opacos, actinolita \pm epidoto \pm sulfetos \pm clorita \pm quartzo como fases acessórias secundárias. A formação das fases secundárias do Granodiorito Arraias e do Complexo Ourilândia foi interpretada como uma decorrência de reações de hidratação em condições de resfriamento, assistido por deformação, durante os estágios tardi- a pós-magmático, em que os fluidos envolvidos nesta alteração são derivados da própria evolução magmática (Silva *et al.* submetido, Capítulo 3).

De modo geral, nos granitoides da Suíte Sanukitoide Ourilândia ocorrem microestruturas de recristalização dinâmica, geminação de deformação, mimerquitas, bandas de deformação, *kink bands* e outras feições deformacionais (Feio *et al.* 2013, Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2018, este estudo). As microestruturas de recristalização dinâmica em quartzo e feldspatos indicam que a deformação ocorreu em temperaturas acima de 500 °C e em taxa de deformação relativamente baixa, enquanto a presença de microestrutura poligonal (tríplice) foi interpretada como uma decorrência de recristalização estática pós-deformacional em ~ 500 °C, compatível com fácies xisto verde alto a anfibolito baixo (Silva *et al.* 2018, este estudo). A presença de microfraturas em feldspato preenchidas por minerais residuais indica deformação na presença de *melt* em temperatura próxima ao *solidus*, o que confirma a natureza sintectônica e história de resfriamento dos SNKs desta suíte. Nascimento *et al.* (2021) calcularam temperaturas 738–785 °C por geotermômetros baseados em composições de anfibólio e interpretaram estes resultados como sendo valores de temperaturas próximas ao *solidus*, como uma consequência de reequilíbrio composicional durante resfriamento tardi- a pós-magmático, assistido por deformação (Nascimento *et al.* 2021, Silva *et al.* submetido). Isso permite descartar condição crescente de temperatura após a cristalização destas rochas e sugere que elas experimentaram deformação dúctil (durante resfriamento) sem metamorfismo. Entretanto, o papel da deformação no reequilíbrio das temperaturas obtidas com base na composição dos anfibólios é desconhecido, uma vez que, menores temperaturas e a presença de água poderiam ser suficientes para viabilizar este processo de reequilíbrio.

Em relação as condições de cristalização dos magmas geradores dos granitoides da Suíte Sanukitoide Ourilândia, Nascimento *et al.* (2021) estimaram temperaturas de cristalização entre 959–738 °C para amostras representativas do Complexo Ourilândia e do Granodiorito Arraias, a partir de geotermômetros baseados na saturação de apatita em rocha total e em composições de anfibólios. Geobarômetros baseados na composição de anfibólios permitiram estimar pressões de 300–80 MPa, indicando que os magmas geradores da Suíte Sanukitoide Ourilândia foram colocados em profundidade relativamente rasa (3–10 km), na crosta superior. Nascimento *et al.* (2021) ainda indicaram que essas rochas apresentam razões Fe/(Fe+Mg) em biotita, anfibólio e rocha total compatíveis com condição intermediária a alta de fugacidade de oxigênio, acima do tampão óxido de níquel-níquel (NNO). Além disto, estes autores assumiram a presença de conteúdos relativamente altos de água nos magmas geradores de SNK (> 5%). Estes resultados de química mineral estão de acordo com os dados de petrologia magnética (Nascimento *et al.* 2022). Se comparado aos BG e CAAK que apresentam maiores valores de susceptibilidade magnética (SM) que variam entre 0.23×10^{-3} e 13.10×10^{-3} SI, os menores

valores deste parâmetro ($0,08 \times 10^{-3}$ e $8,91 \times 10^{-3}$ SI) e a escassez de magnetita no Complexo Ourilândia tem sido explicados pela formação precoce de epidoto, que inibe a formação de magnetita devido à captura do ferro durante a evolução magmática, ou mesmo em decorrência dos processos magmáticos tardios, provavelmente responsáveis pela desestabilização da magnetita. Isto poderia explicar a natureza oxidada destas rochas, mesmo com o conteúdo modal restrito de magnetita. Por outro lado, as condições de fugacidade do Granodiorito Arraias (SM entre $0,81 \times 10^{-3}$ e $6,33 \times 10^{-3}$ SI) e da variedade heterogranular ($3,37 \times 10^{-3}$ a $6,74 \times 10^{-3}$ SI) do Complexo Ourilândia foram estimadas em torno do tampão $\Delta\text{NNO} + 1,0$, no campo de estabilidade da magnetita.

Em termos de litoquímica, as rochas da Suíte Sanukitoide Ourilândia apresentam afinidade com as séries cálcico-alcálicas e são essencialmente metaluminosas. Se comparado aos BGs, os granodioritos e tonalitos do Complexo Ourilândia e os granodioritos e monzogranitos do Granodiorito Arraias são menos evoluídos, com conteúdo mais amplos de SiO_2 (60,1–70,6 %), moderado K_2O (1,3–4,8 %) e moderadas razões K/Na (0,31–1,41, com baixos valores de Fe^* (0,52–0,69) e altos de Mg# (0,44–0,63); baixos conteúdos de TiO_2 (0,26–0,67 %) e alto de CaO (1,83–4,90 %), o que reflete em altos valores das razões $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (0,20–0,81). Enquanto, moderados conteúdos de Al_2O_3 (13,8–15,8 %) e altos de MgO (1,4–4,4 %) são responsáveis por baixas razões $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}^{\text{I}}+\text{MgO})$ (1,5–5,4). Já as variedades compostas por quartzo monzodiorito, (quartzo) diorito e enclaves máficos do Complexo Ourilândia mostram diferenças composicionais com relação aos granitoides (granodioritos e tonalitos). Além dos menores teores de SiO_2 (55,5–58,6 %, 48,6–56,8 % e 46,2–60,9 %, respectivamente), estas rochas podem ser subdivididas em dois grupos com base nos conteúdos de Al_2O_3 , um com alta (16,5–20,7) e outro com baixa (7,7–14,9) alumina (Silva *et al.* submetido). De modo similar aos granitoides, essas rochas mostram baixos valores de Fe^* (0,38–0,61) e altos valores de Mg# (0,53–0,75). Entretanto, apresentam ampla faixa de valores das razões K/Na (0,1–20) e dos conteúdos de TiO_2 (0,19–0,68 %). Enquanto isto, Feio *et al.* (2013) indicaram que as rochas do Complexo Tonalítico Campina Verde são distintas dos TTGs arqueanos e definem uma série cálcico-alcálica expandida. Os granitoides com anfibólio varietal são metaluminosos, enquanto àqueles com biotita predominante são peraluminosas. Nesta tese e no trabalho de Oliveira *et al.* (em preparação) é indicado que estas rochas mostram características similares aos granitoides de afinidade SNK do Complexo Ourilândia, o que inclui a presença de anfibólio como importante fase máfica, afinidade com a série cálcico-alcálica e conteúdos de SiO_2 , que variam de 62,9–69,0% para os granitoides do Complexo Campina Verde, os quais apresentam moderados conteúdos de K_2O (1,3–4,9 %, com dois

valores *outliers* de 0,44 e 0,55), assinatura magnesiânica ($Mg\# = 0,37-0,64$, com um valor extremo de 0,30), baixa a moderada razão $FeO^t/(FeO^t + MgO) = 0,50-0,76$ (*outlier* de 0,81), além de idade entre 2,88–2,85 Ga (Tabela 3), coeva à formação dos demais SNKs da Província Carajás. Em termos de elementos traço, a Suíte Sanukitoide Ourilândia mostra enriquecimento relativo em elementos compatíveis (e.g., Cr e Ni) e incompatíveis, principalmente LILE (e.g., Sr e Ba) em relação a HFSE (e.g., Zr, Nb, Ta, Y e ETR). O Complexo Ourilândia e o Granodiorito Arraias são caracterizados por ausente ou suave anomalia de Eu ($Eu_N/Eu^* = 0,78-1,09$) e baixo $\Sigma ETRL$ (28–224 ppm) se comparado aos BG e CAAK da área ($Eu_N/Eu^* = 0,3-0,7$; $\Sigma ETRL = 120-471$ ppm). Enquanto isto, as rochas intermediárias e enclaves máficos do Complexo Ourilândia apresentam anomalia de Eu que variam de negativa a positiva ($Eu/Eu^* = 0,6-1,5$) e baixos valores do $\Sigma ETRL$ (6–208 ppm).

As características geoquímicas da Suíte Sanukitoide Ourilândia têm sido interpretadas como uma herança da fonte, que é atribuída ao manto litosférico subcontinental enriquecido (Capítulos 3 e 4). Santos & Oliveira (2016) apontaram que as variedades compostas por granodiorito, tonalito e quartzo monzodiorito do Complexo Ourilândia apresentam altas razões Nb/Y e La/Yb, o que indica uma fonte mantélica modificada por *melt* tipo-TTG (Martin *et al.* 2009), enquanto os enclaves máficos e (quartzo) dioritos têm baixas razões Nb/Y e La/Yb, o que sugere uma origem envolvendo fusão parcial do manto metassomatizado por fluidos crustais, em profundidades mais rasas do que a profundidade de formação dos magmas geradores dos granitoides. Em outras palavras, a formação dos enclaves máficos e dos (quartzo) dioritos da Suíte Sanukitoide Ourilândia é semelhante a petrogênese dos basalto-andesito-dacito-riolitos (BADR) pós-arqueanos. Os padrões de ETR dos granodioritos, tonalitos e quartzo monzodioritos da Suíte Ourilândia mostram moderado a alto fracionamento de ETRL em relação aos ETRP, indicando que seus magmas foram gerados em torno de 30 a 50 km de profundidade, na zona de estabilidade da granada (1000–1500 MPa), enquanto no quartzo dioritos e enclaves máficos apresentam valores menores para as razões La/Yb, o que indica profundidades mais rasas de formação dos seus magmas, fora da zona de estabilidade da granada (<1000 MPa), em profundidades menores que 30 km. Além disto, os padrões de ETR das unidades da Suíte Ourilândia mostram uma concavidade negativa no ETRP, principalmente nas variedades granodiorito heterogranular e tonalito equigranular do Complexo Ourilândia, o que indicaria cristalização fracionada de anfibólio, piroxênio ou granada, ou a presença dessas fases no resíduo. Em diagrama multielementar, as rochas da Suíte Sanukitoide Ourilândia mostram anomalias negativas para Nb-Ta-P-Ti, que é uma assinatura comum em granitoides arqueanos e pós-arqueanos. De acordo com Martin *et al.* (2005), anomalias Nb-Ta-Ti podem

indicar a presença de anfibólio e/ou rutilo (ou ilmenita) no resíduo, enquanto anomalias negativas de P estão relacionadas aos baixos conteúdos modais de apatita. Em síntese, vale destacar que além de admitir diferentes agentes metassomáticos para as variedades litológicas da Complexo Ourilândia, sugere-se que durante a ascensão e colocação dos magmas geradores destas rochas houve a interação de diversos pulsos de afinidade SNK, os quais foram formados em diferentes níveis de profundidade do manto, caracterizado por diferentes graus de enriquecimento, conforme demonstrado por balanço de massas e modelagem geoquímica no Capítulo 3 desta tese. Assim, é coerente assumir que estes pulsos primeiramente interagiram em nível mantélico, e depois, em níveis mais rasos, com magmas graníticos derivados da crosta.

A assinatura isotópica de Hf em zircões do Complexo Ourilândia, bem como do Granodiorito Arraias mostrou um espectro relativamente amplo de variação, o que é típico dos SNKs de outros terrenos arqueanos (e.g., Moyen 2020). O granodiorito equigranular, principal variedade do Complexo Ourilândia (2,88 Ga) forneceu valores de $\epsilon_{\text{Hf}(2,88 \text{ Ga})}$ variando entre +3,4 a -2,0, o que é compatível com o modelo petrogenético adotado para estas rochas, que envolve uma fonte composta por dois componentes (manto-crosta). O Granodiorito Arraias (2,92 Ga) também forneceu valores condríticos a subcondríticos de $\epsilon_{\text{Hf}(2,92 \text{ Ga})}$ (+1,9 a -4,4), os quais são mais negativos com relação aos valores obtidos pelo Complexo Ourilândia, o que pode indicar que o Granodiorito Arraias foi formado por uma fonte com maior participação da componente crustal em relação ao componente mantélico. As idades modelos crustais (Hf- T_{DM}^{C}) da Suíte Sanukitoide Ourilândia variam do Paleoarqueano ao Mesoarqueano, onde os valores de Hf- T_{DM}^{C} variando de 3,4-3,1 Ga para o Complexo Ourilândia e de 3,6-3,2 Ga para o Granodiorito Arraias. Em geral, isto implica em um tempo de residência crustal menor para o primeiro se comparado ao último.

Embora os granitoides da Suíte Sanukitoide Ourilândia apresentem assinatura isotópica variando de positiva a negativa, estas rochas foram formadas por fusão parcial do manto enriquecido e, nesta tese foram interpretadas como sendo um magmatismo juvenil mesoarqueano, com um componente crustal mais antigo do Paleoarqueano (Capítulo 4). Esta interpretação é baseada na propriedade de que os maiores valores de Hf- T_{DM}^{C} estão diretamente relacionados aos valores mais negativos de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$, os quais são correlacionados à componente crustal da fonte, o que possibilitou inferir que os maiores valores de Hf- T_{DM}^{C} de cada unidade (~3,6 Ga para o Granodiorito Arraias e ~3,4 Ga para o Complexo Ourilândia) representam o tempo de residência da componente crustal envolvida na reciclagem mantélica para a geração destas rochas. Enquanto os menores valores de Hf- T_{DM}^{C} , definidos em ~3,2 Ga para o Granodiorito Arraias e ~3,1 Ga para o Complexo Ourilândia, estão diretamente correlacionados

aos valores mais positivos de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ e foram interpretados como representativos do evento de extração mantélica dos magmas geradores destes granitoides diretamente do manto enriquecido no Mesoarqueano.

1.5.4.4 Suíte Granodiorito-Granito Guarantã

Trabalhos de mapeamento geológico de semidetalhe na área de Pau D'Arco combinados a estudos petrográficos e geoquímicos (Althoff *et al.* 2000, Almeida *et al.* 2008, Dias S.B. 2009) demonstraram a existência de três batólitos nesta região: Granito Guarantã, Granodiorito Azulona e Granodiorito Trairão que apresentam assinatura composicional diferente (alto Ba-Sr) dos típicos BGs, como os granitos Xinguara e Mata Surrão (Almeida *et al.* 2013). Essas três unidades foram integradas na Suíte Guarantã (Dias S.B. 2009, Almeida *et al.* 2010), em conjunto com pequenos *stocks* graníticos encontrados nas áreas de Bannach, além do Granodiorito Grotão (Guimarães *et al.* 2010), exposto à sudoeste de Xinguara. Essas rochas cortam a Suíte Tonalito-Trondhjemítica Mogno e foram descritas como leucogranodiorito-granitos cálcico-alcálicos alto Ba-Sr (Almeida *et al.* 2010). Elas apresentam biotita como principal fase máfica, textura porfirítica ou equigranular e foram datadas em 2,87–2,86 Ga (Almeida *et al.* 2013) (Tabela 1). Seus plútons são alongados (direção E-W ou NW-SE) e geneticamente relacionados a zonas de cisalhamento transpressivas subverticais, concordantes à direção principal E-W a NW-SE (Figura 13h), frequentemente com mergulho para sul (Zona de Cisalhamento Pau D'Arco). Nos domínios de maior *strain*, essas rochas apresentam trama definida por foliação milonítica subvertical de direção WNW-ESE, associada a lineação de estiramento subhorizontal (Althoff *et al.* 2000, Dias S.B. 2009) e nos domínios de menor *strain* a trama é definida pela orientação preferencial de feldspatos e biotita, interpretada como produto de resfriamento sincinemático, com participação de deformação contínua a partir da cristalização magmática ao estágio *subsolidus*. Isto é coerente com a natureza da paragênese mineral secundária observada nestas rochas (epidoto, clorita, titanita, sericita, calcopirita e pirita), interpretada como produto de alteração tardi- a pós-magmática assistida por deformação.

Com relação a petrogênese da Suíte Guarantã, destaca-se o trabalho de Almeida *et al.* (2010) que interpretaram a origem dos magmas geradores desta unidade com base em balanço de massas e modelagem geoquímica de elementos-traço combinado a observações de campo e petrografia. Os resultados indicam que os magmas geradores destes granitos e granodioritos são produtos de mistura em diferentes proporções de magmas de composição trondhjemítica tipo-TTG com magmas de composição granítica alto Ba-Sr (derivados da evolução de magmas

SNK). Em outras palavras, a origem e evolução destas rochas envolveram processos de hibridização entre magmas derivados do manto enriquecido (fonte de SNK) e da crosta oceânica hidratada (fonte de TTG). Oliveira *et al.* (em preparação) propuseram **Suíte Granodiorito-Granito Guarantã** para se referir a esta unidade de origem híbrida e destacaram que no Terreno Rio Maria foram definidas duas suítes granodiorito-granítica de afinidade híbrida: Guarantã e Tucumã. Apesar da existência de algumas similaridades composicionais entre estas duas unidades, como por exemplo assinatura cálcico-alcálica alto K-Ba-Sr, elas diferem em termos de conteúdos de HFSE (e.g. Ti, Zr e ETR), valores de Mg# e certamente mostram diferenças nos membros finais envolvidos nos processos de mistura, sendo que a Suíte Tucumã é caracterizada por altos conteúdos de HFSE e altos valores da razão FeO/MgO, com relação a suíte Guarantã, e tem sido admitida como produto de hibridização entre magmas derivados do manto enriquecido e da crosta continental (Silva *et al.* 2018, este estudo), ao invés de uma crosta oceânica hidratada, conforme admitido como membro final de mistura para a geração da Suíte Guarantã (Almeida *et al.* 2010).

1.5.4.5 Suíte Granodiorito-Granito Tucumã

A área de Tucumã, anteriormente mapeada como Granodiorito Rio Maria em trabalhos regionais (Araújo & Maia 1991, Macambira & Vale 1997, Vasquez & Rosa-Costa 2008), foi alvo recente de mapeamento geológico na escala de semidetalhe pelo GPPG da UFPA (Souza D.B. 2018, Silva-Silva *et al.* 2020), o que permitiu redefinir seu quadro geológico e geocronológico. Os resultados de Souza D.B. (2018) e Silva-Silva *et al.* (2020) permitiram diferenciar quatro principais unidades mesoarqueanas, denominadas como: (i) Granito Manelão (alto-K; Suíte Granítica Xinguara); (ii) Tonalito Carapanã (tipo-TTG; Suíte Tonalito-Trondhjemitó 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) (Oliveira *et al.* em preparação, este estudo). A seguir foi apresentado os principais aspectos geológicos, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos da Suíte Granodiorito-Granito Tucumã e comentado o estado da arte sobre o entendimento dos processos petrogenéticos que geraram as rochas desta unidade.

A **Suíte Granodiorito-Granito Tucumã**, foi datada em 2,84–2,86 Ga por U-Pb SHRIMP em zircão (Souza D.B. 2018) (Tabela 1) e descrita aos arredores do município homônimo por Silva-Silva *et al.* (2020) como alguns *stocks* com forma amendoada e alongada, associados espacial e temporalmente a zonas de cisalhamento transpressivas sinistrais de direção NW-SE, com mergulho subvertical (Figura 13h). Ela é composta por granodioritos e

monzogranitos que mostram textura heterogranular, com biotita e titanita representando as principais fases máficas e marcante presença de enclaves máficos e graníticos, orientados de acordo com a foliação e definindo relações de *mingling* com a rocha hospedeira. Essas rochas apresentam assinatura geoquímica cálcico-alkalina potássica, moderado-Mg ($0,25 < \text{Mg\#} < 0,40$), com altos conteúdos de HFSEs (e.g., Ti, Zr e ETR) e LILEs (e.g., Ba e Sr), o que define uma afinidade com o Granito Closepet do Cráton Dharwar, na Índia (Moyen *et al.* 2003), também interpretado como produto de hibridização entre magmas derivados do manto enriquecido e da crosta continental. Além disto, a Suíte Tucumã também apresenta características geoquímicas similares ao Granito Matok do Bloco Pietersburg, África do Sul, com origem atribuída à interação de dois reservatórios do manto, um representado pelo manto litosférico sub-continental enriquecido e o outro pelo manto astenosférico (Laurent *et al.* 2014b).

Na província Carajás, Silva *et al.* (2018) foi o primeiro trabalho a identificar granitoides com assinatura tipo-Closepet, à oeste do município de Ourilândia do Norte. Os autores descreveram esta unidade como *stocks* com forma alongada na direção E-W, geneticamente associados com zonas de cisalhamento transpressivas sinistrais, formados por granodioritos esparsamente porfiríticos com assinatura cálcico-alkalina potássica e alto-Ti. Essas rochas também são caracterizadas por titanita e biotita como principais fases máficas e por uma grande quantidade de enclaves máficos e graníticos, definindo relações de *mingling* com a rocha hospedeira, similar ao que foi posteriormente mapeado e descrito na área tipo de Tucumã (Silva-Silva *et al.* 2020). Nesta tese, com base em balanço de massas e modelagem geoquímica foi indicado que o granodiorito alto-Ti pode ser formado por fusão de 30% do manto enriquecido com 40% do *melt* tipo-TTG em condições oxidantes, deixando um resíduo composto por ortopiroxênio, olivina, plagioclásio, clinopiroxênio e magnetita, com a participação de um componente enriquecido em HFSEs, tais como sedimentos, fluidos e/ou materiais de astenosfera. Já a origem do monzogranito heterogranular associado envolveu hibridização entre 40% de magmas derivados da crosta (representado pelo Granito Boa Sorte) e 60% de magmas derivados do manto metassomatizado (granodiorito alto-Ti).

Na área de Ourilândia esta unidade permanece não datada, no entanto, as evidências de hibridização com magmas geradores do Granito Boa Sorte (Suíte Granítica Canaã dos Carajás), datados em 2,88 Ga por U-Pb SHRIMP em zircão (este estudo), indicam que estes granitoides são contemporâneos e sintectonicamente colocados em 2,88 Ga, com magmas condicionados por zonas de cisalhamento, que atuaram como condutos para o transporte e interação de magmas não cogenéticos. Isto está de acordo com a paragênese secundária observada nos granodioritos e monzogranitos da Suíte Tucumã, composta por epidoto, clorita, titanita, sericita,

calcopirita e pirita, interpretada como produto de alteração deltérica tardi- a pós-magmática assistida por deformação. Além disto, nos granodioritos e monzogranitos da Suíte Tucumã (da área de Ourilândia) foram descritos xenólitos tonalíticos do embasamento TTG, datados em 2,92 Ga por U-Pb SHRIMP em zircão (Capítulo 4).

1.5.4.6 Suíte Granítica Canaã dos Carajás

Neste estudo e no trabalho de Oliveira *et al.* (em preparação), nós propomos **Suíte Granítica Canaã dos Carajás** para denominar os batólitos de granitos cálcico-alcálicos alto-K identificados no Domínio Carajás, que em geral apresentam forma tabular ou cônica alongados na direção E-W, com variações para NE-SW e NW-SE (Figura 13h). Esses corpos se destacam em imagens aerogeofísicas devido a moderada a alta assinatura radiométrica (Figura 14). Uma avaliação das informações disponíveis indica que as áreas de Canaã e Ourilândia são formadas predominantemente por BGs e que o segmento crustal compreendido entre estas regiões define um cinturão E-W de composição granítica. Neste contexto, esta suíte é formada por cinco unidades litoestratigráficas, representadas pelo: (i) **Granito Canaã dos Carajás** individualizado na porção sudeste da cidade homônima por Feio & Dall'Agnol (2012), forneceu idade de cristalização em **2,93 Ga** por evaporação de Pb em zircão (Sardinha *et al.* 2004) e em **2,96 Ga** por U-Pb LA-ICP-MS em zircão (Feio *et al.* 2013); (ii) granitos Cruzadão e Bom Jesus, ambos foram denominados por Feio & Dall'Agnol (2012) e afloram na porção noroeste da cidade de Canaã dos Carajás. Feio *et al.* (2013) dataram o primeiro em **2,86 Ga** por U-Pb LA-ICP-MS em zircão e o segundo em **2,83 Ga** por U-Pb SHRIMP em zircão. Em decorrência de suas distribuições espaciais e similaridades composicionais, Oliveira *et al.* (em preparação) propõem agrupá-los como uma única unidade litoestratigráfica, denominada **Granito Cruzadão** (2,86–2,83 Ga); (iii) **Granito Boa Sorte** que foi definido em sua área tipo por Rodrigues *et al.* (2014), no extremo norte de Vila Nova Canadá, como um batólito alongado na direção E-W, concordante com a estruturação regional. Neste estudo nós correlacionamos os BGs da área de Ourilândia do Norte com o Granito Boa Sorte e sugerimos que os granitos mesoarqueanos de Ourilândia representam uma extensão desta unidade a partir da área tipo para a direção oeste. Nós ainda sugerimos que existe um cinturão E-W formado por BGs, que é composto de leste em direção oeste pelos batólitos dos granitos Canaã dos Carajás, Cruzadão e Boa Sorte, os quais conectam as regiões de Canaã dos Carajás e Ourilândia do Norte, conforme indicado pelos resultados de campo e interpretação de imagens aerogeofísicas; (iv) **Granito Serra Dourada** denominado por Feio & Dall'Agnol (2012) para se referir a um *stock* subcircular, localizado na Vila Serra Dourada, região nordeste da cidade de Canaã dos Carajás,

datado em **2,86 Ga** (Moreto *et al.* 2011) e **2,83 Ga** (Feio & Dall’Agnol 2012), por U-Pb LA-ICP-MS em zircão; e (v) **Granito Velha Canadá** que aflora na forma de lentes ou *stocks*, alojadas em zonas de cisalhamento de direção NE-SW, na região de Água Azul do Norte (Leite-Santos & Oliveira 2016), datado em **2,73 Ga** e **2,75 Ga** por evaporação de Pb em zircão (Leite-Santos *et al.* 2010), sendo que esta é a única unidade com idade de cristalização neoarqueana da Suíte Canaã dos Carajás, uma vez que as demais são mesoarqueanas. Além disto, vale destacar que exceto para o Granito Canaã dos Carajás que foi datado entre 2,96–2,93 Ga e o Granito Velha Canadá (2,73–2,75 Ga), as outras unidades graníticas forneceram idades entre 2,89–2,83 Ga, as quais são contemporâneas ao pico de metamorfismo regional (2,89–2,84 Ga; Marangoanha *et al.* 2019a, Silva *et al.* 2021). Enquanto isto, a formação do Granito Velha Canadá está provavelmente relacionada ao mesmo evento tectonotermal responsável pela geração dos granitos neoarqueanos subalcalinos.

O Granito Cruzadão é intrusivo no Tonalito Bacaba e está intimamente relacionado com o Trondhjemitó Rio Verde, em que ambos exibem aspectos estruturais similares, ocorrendo intercalados na forma de camadas, enquanto as relações de campo entre o Granito Canaã dos Carajás e as demais unidades da área não foram observadas, porém uma extensa zona de cisalhamento E-W a NE-SW foi sugerida como sendo o contato deste granito com as sequências metavulcanossedimentares da Bacia Carajás (Feio & Dall’Agnol 2012, Feio *et al.* 2013). Localmente são observados enclaves métricos de anfíbolito; além disto, os granitos Canaã dos Carajás e Cruzadão são cortados por *stocks* neoarqueanos de granitos da Suíte Planalto e do Trondhjemitó Pedra Branca. Por outro lado, o Granito Boa Sorte é delimitado por extensas zonas de cisalhamento de direção E-W com inflexões para NW-SE em sua área tipo e NE-SW na área de Ourilândia do Norte, caracterizadas por mergulhos moderados a altos (>45°), frequentemente para S. Na área tipo, o Granito Boa Sorte faz contato ao sul com o Granodiorito Água Limpa, é intrusivo em ortognaisses, migmatitos e *greenstone belts*, além de ser intrudido por plútons de composição máfica a intermediária do Diopsídio Norito Pium, pelos granitos da Suíte Planalto e por diques máficos (Rodrigues *et al.* 2014, Leite-Santos 2016). Os autores também descrevem raros xenólitos angulosos formados por rochas tipo-TTG e anfíbolitos. Por outro lado, na área de Ourilândia do Norte, o Granito Boa Sorte é intrusivo nos granitoides da Suíte Sanukitoide Ourilândia assim como nas rochas indiferenciadas do Complexo Xingu e nos trondhjemitos da Suíte Rio Verde. Ele é cortado pelo Granito Seringa e ocorre de modo intimamente relacionado aos granitoides da Suíte Granodiorito-Granito Tucumã (este estudo), o que não foi identificado em sua área tipo por Rodrigues *et al.* (2014). Entretanto, relações de campo similares entre BGs e granodiorito-granitos alto-HFSE são observadas entre as suítes

Tucumã e Xinguara (Granito Manelão), aos arredores do município de Tucumã. Enquanto isto, o Granito Serra Dourada é intrusivo no Complexo tonalítico Campina Verde e no Tonalito Bacaba. Ele inclui remanescentes de *greentone belts* e é intrudido por pequenos corpos da Suíte Planalto. A maior parte do *stock* é formado por rochas pouco deformadas com foliação subvertical de direção E-W e restritamente afetada por zonas de cisalhamentos. Por último, o Granito Velha Canadá (Leite-Santos & Oliveira 2016) que ocorre como *stocks* de até 5 km de extensão, alojados em zonas de cisalhamento de direção NE-SW na porção norte do batólito Nova Canadá assim como no Granito Boa Sorte, no Granodiorito Água Limpa e em lascas de crosta TTG. De modo similar a trama apresentada nas demais unidades da Suíte Canaã dos Carajás, o Granito Velha Canadá apresenta foliação E-W, com variações locais para NE-SW e mergulhos moderados a altos ($> 55^\circ$), frequentemente para sul ou sudeste. Localmente podem ocorrer foliação milonítica e bandas de cisalhamento (Leite-Santos & Oliveira 2016).

Em geral, nos domínios de maior *strain*, que comumente ocorrem próximos as bordas dos batólitos podem ser observadas foliações miloníticas com variados graus de intensidade, as quais indicam a presença de zonas de cisalhamento de escala crustal. Além disto, próximo as bordas podem ser observadas feições como bandamento composicional centimétrico (alternância de camadas quartzo-feldspáticas com maiores e menores conteúdos modais de biotita), com direções principais concordantes as bordas dos batólitos e mergulhos subverticais. Este acamamento modal pode ocorrer afetado por tramas miloníticas ou cortado por falhas sin-magmáticas e bandas de cisalhamento. Também pode ocorrer bandamento composicional que alternam camadas com larguras que variam de centimétrica a métrica de BG da Suíte Canaã dos Carajás com granitoides de afinidade SNK das suítes Ourilândia (área de Canaã dos Carajás e Ourilândia do Norte) e Água Limpa (área de Água Azul do Norte), o que indica baixo contraste de viscosidade entre os magmas formadores destas unidades.

Nos domínios de menor *strain*, comum na porção central dos batólitos, é mais frequente observar uma trama magmática bem preservada definida pela orientação preferencial de cristais prismáticos ou tabulares, subparalela a estruturação regional (Feio *et al.* 2013, Rodrigues *et al.* 2014, Silva *et al.* 2018, este estudo). De modo geral, nossos resultados em combinação com o trabalho de Oliveira *et al.* (em preparação) indicam que de oeste a partir da área de Ourilândia em direção leste até a região de Canaã dos Carajás existe um aumento na intensidade de *strain* e da componente de cisalhamento simples em relação à componente de cisalhamento puro. Os granitos Cruzadão e Bom Jesus, aqui tratados apenas como Granito Cruzadão, assim como o Granito Canaã dos Carajás, são caracterizados por intensa deformação dúctil, responsável por seu aspecto gnáissico e forte milonitização, definidas por foliação penetrativa de direção E-W

com variações para NW-SE e NE-SW e mergulho subvertical, frequentemente para sul, concordante ao *trend* da trama regional (Feio *et al.* 2013). Por outro lado, na área de Ourilândia no Norte a deformação é menos intensa e dominada por cisalhamento puro, indicando que houve uma diminuição da intensidade de deformação de leste para oeste.

O Granito Canaã dos Carajás é formado por monzogranito com subordinado granodiorito enquanto o Granito Cruzadão é caracterizado por monzogranitos a sienogranitos. Os granitos Serra Dourada e Boa Sorte são essencialmente compostos por monzogranitos, mas o último apresenta subordinados sienogranitos (área tipo) e granodioritos (área de Ourilândia), ao passo que, o Granito Velha Canadá é formado por granodioritos e subordinados monzogranitos. Em termos microestruturais, os granitos Canaã dos Carajás e Cruzadão apresentam textura seriada a porfiroclástica e matriz variando de granulação média a fina, enquanto os granitos Boa Sorte, Serra Dourada e Velha Canadá são caracterizados por apresentar textura equigranular homogênea que varia de granulação fina a grossa, com raros fenocristais de feldspato. Em geral, essas rochas são hololeucocráticas, com índice de cor (M') $< 10\%$ (Le Maitre 2002), entretanto boa parte das amostras analisadas apresentam $M' < 5\%$, o que é comumente expresso pelo prefixo leuco- na descrição destas rochas. A biotita é a principal fase máfica enquanto os minerais acessórios primários são representados por titanita, apatita, allanita, zircão, magnetita e ilmenita. Os minerais secundários são compostos por sericita-muscovita, epidoto, clorita, titanita, clinozoisita, escapolita, carbonato, martita, pirita e calcopirita (Feio *et al.* 2013, Rodrigues *et al.* 2014, Silva *et al.* 2018, este estudo). Na área de Canaã dos Carajás as fases secundárias relacionadas a alteração hidrotermal geralmente incluem albita, muscovita, biotita, clorita, epidoto, opacos, titanita, quartzo, escapolita e turmalina (Feio e Dall'Agnol 2012).

A análise de indicadores cinemáticos combinada à geometria dos corpos e suas feições estruturais sugere que os granitos da Suíte Canaã dos Carajás foram afetados por deformação transpressiva sinistral (Figura 13h), a qual atuou antes, durante e depois da cristalização dos batólitos. Em outras palavras, essas rochas são interpretadas como sintectônicas (cristalização sincinemática). Isto é sustentado por observações microestruturais, que indicam recristalização de quartzo e feldspatos sob moderadas a altas temperaturas ($> 500\text{ }^{\circ}\text{C}$) e feições de deformação na presença de *melt*, como fraturas magmáticas (Silva *et al.* 2018, este estudo). Baseado em dados estruturais e datações Ar-Ar que forneceram resultados de 2,05–1,97 Ga em biotita do Granito Cruzadão (Tabela 3), Tavares *et al.* (2018) levantaram a hipótese de que esta unidade foi afetada por metamorfismo de médio grau durante o Paleoproterozóico, correlacionado ao evento Transamazônico. Entretanto, este assunto é polêmico e tem sido matéria de intenso

debate, de modo que grande parte dos pesquisadores são resistentes para admitir que o Domínio Carajás tenha sido afetado por metamorfismo no Paleoproterozóico. O que torna esta questão um tema de discussões futuras.

Em termos geoquímicos, os granitos da Suíte Canaã dos Carajás são enriquecidos em SiO_2 , com conteúdos que variam entre 67,6–76,7%, com mediana (M_d) de 73,3%. Estas rochas apresentam afinidade cálcico-alcálica alto-K (com M_d dos conteúdos de K_2O = 4,65% e das razões K/Na = 1,44), são levemente peraluminosas (ACNK = 1–1,1), com moderadas razões $\text{FeO}/(\text{FeO}/\text{MgO})$, com M_d = 0,82, moderados a baixos valores do $\text{Mg}\#$ (M_d = 0,28) e baixos conteúdos de TiO_2 (M_d = 0,16%) e CaO (M_d = 1,29%), que são características geoquímicas similares àquelas dos BGs mapeados em outros terrenos arqueanos (Moyen *et al.* 2003, Laurent *et al.* 2014a, Halla *et al.* 2017, Moyen 2020). De acordo com Feio & Dall’Agnol (2012), o Granito Canaã dos Carajás tem afinidades com os granitos cálcico-alcálicos do tipo-1 (CA1) de Sylvester (1994), baixo $\sum\text{ETR}$, baixo a moderado fracionamento de ETRP, com razão $(\text{La}/\text{Yb})_N$ = 7–21 e anomalia de Eu variando de positiva a negativa (Eu/Eu^* = 1,1–0,7). Enquanto, o Granito Cruzadão foi diferenciado em dois grupos, um com alta e outro com baixa razão La/Yb . O grupo com altas razões La/Yb do Granito Cruzadão (que também incluem as amostras do então Granito Bom Jesus) é relativamente enriquecido em ETRL, exibindo um forte fracionamento de ETRP, com $(\text{La}/\text{Yb})_N$ entre 78–330 e anomalia positiva a negativa de Eu (Eu_N/Eu^* entre 1,2–0,7, com dois valores anômalos de 1,8 e 0,5) e uma forma côncava na distribuição dos ETRP, indicando que houve fracionamento de anfibólio durante a evolução magmática. Enquanto, o grupo com baixas razões La/Yb do Granito Cruzadão apresentam $(\text{La}/\text{Yb})_N$ entre 11–56 e foi admitido como uma variedade com afinidade transicional entre os granitos cálcico-alcálicos e alcálicos. Já o Granito Serra Dourada tem um caráter ambíguo em termos geoquímicos, pois apresenta similaridade ora com granitos cálcio-alcálicos ora com granitos peraluminosos (Feio & Dall’Agnol 2012). Exibe baixo a moderado fracionamento de ETRP, com $(\text{La}/\text{Yb})_N$ = 9–63, com discreta a acentuada anomalia negativa de Eu (Eu/Eu^* = 0,8–0,4). Por sua vez, na área tipo do Granito Boa Sorte, Rodrigues *et al.* (2014) descreveram quatro grupos geoquímicos com base em seus padrões de ETR, os quais são caracterizado por: (i) altas razões $(\text{La}/\text{Yb})_N$ = 43–262 e moderada anomalia negativa de Eu (Eu/Eu^* = 0,3–0,6); (b) baixas razões $(\text{La}/\text{Yb})_N$ = 13–43 e forte anomalia negativa de Eu (Eu/Eu^* = 0,2–0,4); (c) baixas razões $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ (valores próximos da unidade) e moderada anomalia negativa de Eu (Eu/Eu^* = 0,3–0,7); e (d) baixo $\sum\text{ETR}$, moderadas razões $(\text{La}/\text{Yb})_N$ = 27–73, com ausente ou suave anomalia negativa de Eu (Eu/Eu^* = 0,7–1,1). Os grupos com altas e baixas razões La/Yb

foram correlacionados ao Granito Cruzadão, ao passo que, o grupo com baixas razões Gd/Yb mostra afinidade com o Granito Serra Dourada e o grupo com baixo Σ ETR parece ser mais afim do Granito Canaã dos Carajás (Rodrigues *et al.* 2014). Na área de Ourilândia do Norte, o Granito Boa Sorte (este estudo) apresenta uma assinatura geoquímica mais homogênea caracterizada por moderado fracionamento de ETRL em relação aos ETRP, com os valores das razões $(La/Yb)_N$ variando entre 19–120 combinado a uma evidente anomalia negativa de Eu ($Eu_N/Eu^* = 0,3–0,9$). Enquanto isto, o Granito Velha Canadá também foi caracterizado por dois padrões distintos de ETR (Leite-Santos & Oliveira 2016): (i) baixas razões $(La/Yb)_N = 5–24$ com acentuadas anomalias negativas de Eu ($Eu/Eu^* = 0,1–0,4$); e (ii) moderadas a altas razões $(La/Yb)_N = 29–143$ associadas com anomalias de Eu predominantemente negativas ($Eu/Eu^* = 0,3–0,8$, com *outliers* positivos de até 1,7) e um padrão côncavo dos ETRP.

A origem dos granitos da Suíte Canaã dos Carajás foi atribuída a diferentes tipos de litologias crustais. Entretanto, fusão parcial em diferentes profundidades de metagranitoides tipo-TTG tem sido considerada como a principal fonte destas rochas (este estudo). Apesar disto, Feio & Dall’Agnol (2012) indicaram com base em testes de balanço de massas e modelagem geoquímica que o magma formador do grupo alta razão La/Yb do Granito Cruzadão pode ser gerado por fusão parcial a partir de uma fonte similar em composição a média de basaltos ou a média da crosta continental inferior, com resíduo de fusão composto por proporções variáveis de plagioclásio, hornblenda, granada, clinopiroxênio \pm ortopiroxênio e ilmenita. No grupo com baixas razões La/Yb do Granito Cruzadão a fase dominante no resíduo de fusão é o plagioclásio, de modo que, a granada provavelmente estava ausente e a hornblenda teve alguma influência, porém limitada. Enquanto isto, a modelagem geoquímica do Granito Canaã dos Carajás sugere uma evolução magmática controlada por fracionamento de proporções variáveis de plagioclásio \pm anfibólio \pm granada, com subordinado clinopiroxênio \pm ortopiroxênio \pm ilmenita (Feio & Dall’Agnol 2012).

Para o Granito Boa Sorte, entre os quatro grupos geoquímicos identificados em sua área tipo, Rodrigues *et al.* (2014) não descartaram a possibilidade de que as amostras do grupo baixo Gd/Yb possam ter sido composicionalmente modificadas por metassomatismo (evidenciado pela presença de escapolita), enquanto as amostras do grupo baixo Σ ETR são fortemente deformadas e poderiam ter suas composições químicas alteradas por processos de segregação deformacional, o que implicaria no empobrecimento das rochas deste grupo em minerais máficos e acessórios, refletindo em alguns aspectos no comportamento dos elementos-traço, tais como baixos teores de Zr, Hf, Y e ETRP, os quais possuem alta afinidade com o zircão,

assim com de ETRL, que apresentam afinidade com a allanita. Neste contexto, Rodrigues *et al.* (2014) admitem que as amostras dos grupos com altas e baixas razões La/Yb são mais representativas desta unidade, em que os padrões de ETR do grupo alta La/Yb do Granito Boa Sorte sugerem uma fonte composta por rochas da crosta inferior, que foi parcialmente fundida no campo de estabilidade da granada, provavelmente com a presença de anfibólio no resíduo, o que resultou no forte fracionamento de ETRP e um padrão côncavo dos mesmos. Enquanto isto, para o grupo com baixas razões La/Yb, a anatexia da fonte provavelmente ocorreu em menores profundidades da crosta, no campo de estabilidade do plagioclásio, devido ao baixo fracionamento de ETRP e às anomalias negativas de Eu. A cristalização fracionada de plagioclásio ou a presença desta fase no resíduo de fusão são caracterizadas pelas anomalias negativas de Eu, as quais são moderadas no grupo alta La/Yb e maiores no grupo baixa La/Yb (Rodrigues *et al.* 2014). Com relação ao fracionamento interno dos grupos, foi admitido que os conteúdos de microclina aumentaram com a evolução magmática em relação aos de plagioclásio, e que este último em conjunto com biotita, zircão e allanita foram extraídos durante a cristalização dos magmas de ambos os grupos, com altas e baixas razões La/Yb.

Nesta tese (Capítulo 3), testes de modelagem geoquímica para uma amostra representativa do líquido parental do Granito Boa Sorte (da área de Ourilândia do Norte) forneceram bom ajuste para uma fonte félsica tipo-TTG; porém, sem granada no resíduo (este estudo). Para a realização dos testes foram selecionadas: (i) amostras trondhjemiticas (Santos *et al.* 2018) do Complexo Gnáissico Água Azul; e (ii) dados de química mineral de granitoides tipo-TTG da área de Xinguará (Leite 2001). Assim, um bom resultado estatístico foi obtido no balanço de massas para uma taxa de fusão de 18% ($\Sigma R^2 = 0,613$), deixando um resíduo composto por plagioclásio (67,9%), quartzo (23,2%), biotita (5,9%), magnetita (1,8%) e ilmenita (0,5%), o que foi confirmado por modelagem de elementos traço que mostrou bons ajustes para a equação de fusão parcial em equilíbrio. Em outras palavras, a assinatura geoquímica e os testes de modelagem indicam que os processos de anatexia da fonte dos magmas geradores do Granito Boa Sorte (na área de Ourilândia) ocorreram em menores profundidades da crosta continental, dentro da zona de estabilidade do plagioclásio e fora da zona de estabilidade da granada.

A origem do Granito Velha Canadá também foi atribuída a fusão parcial de gnaisses tipo-TTG em diferentes níveis crustais, em que o líquido residual seria formado por plagioclásio, hornblenda, biotita e quartzo (Leite-Santos & Oliveira 2016). De acordo com os autores, o modelo em que a hornblenda é a principal fase residual mostrou o melhor ajuste, devido ao padrão côncavo dos ETRPs, feição que sugere fracionamento deste mineral. Tal

hipótese foi considerada para explicar a formação das rochas com alta razão La/Yb, enquanto o grupo caracterizado por baixa razão La/Yb foi admitido como produto de fusão parcial sob condições de baixas pressões, dentro do campo de estabilidade do plagioclásio. Para estas rochas foi admitida uma fonte análoga às rochas TTG de Rio Maria, cuja concentração de biotita no resíduo é maior em relação ao anfibólio, já que o padrão de ETR não indica o fracionamento deste último (Leite-Santos & Oliveira 2016). Na área de Canaã dos Carajás, as profundidades de geração dos magmas graníticos com granada no resíduo foram estimadas em condições de pressão que variam entre 8–10 kbar, enquanto os magmas que deram origem a um resíduo dominado por plagioclásio, livre de granada, foram formados por fontes crustais mais rasas (< 7–8 kbar) (Feio & Dall’Agnol 2012).

Dados geocronológicos para o Granito Canaã dos Carajás indicam idade de cristalização em 2928 ± 1 Ma por evaporação de Pb em zircão (Sardinha *et al.* 2004) e 2959 ± 6 Ma por U-Pb LA-MC-ICPMS (Feio *et al.* 2013). Por outro lado, o Granito Cruzadão forneceu idades de cristalização em 2857 ± 8 Ma (U-Pb LA-ICP-MS) e 2833 ± 6 Ma (U-Pb SHRIMP) (Feio *et al.* 2013) e o Granito Serra Dourada foi datado em 2860 ± 22 Ma (Moreto *et al.* 2011) e 2831 ± 6 Ma (Feio *et al.* 2013), ambos pelo método U-Pb LA-ICP-MS em zircão. A obtenção de uma idade mais antiga (3030 ± 15 Ma) e outra mais nova (2864 ± 12 Ma) em zircões do Granito Canaã dos Carajás, ambas obtidas por U-Pb LA-ICP-MS (Feio *et al.* 2013), foram associadas à presença de cristais herdados e a abertura do sistema U-Pb, respectivamente (Feio *et al.* 2013). Isto poderia implicar que nós não podemos descartar uma idade mais jovem para o Granito Canaã dos Carajás. Por sua vez, o Granito Boa Sorte (em sua área tipo) forneceu idades de cristalização em 2857 ± 2 Ma e 2895 ± 4 Ma por evaporação de Pb em zircão (Rodrigues *et al.* 2014) e 2885 ± 26 Ma por U-Pb LA-ICP-MS em zircão (Rodrigues *et al.* 2014) e $2847 \pm 3,5$ Ma por U-Pb SHRIMP em zircão (Leite-Santos 2016), enquanto na área de Ourilândia do Norte o Granito Boa Sorte forneceu idade de cristalização em 2881 ± 10 Ma por U-Pb SHRIMP em zircão (este estudo). Nas amostras datadas do Granito Boa Sorte (área tipo e Ourilândia) foram obtidas várias populações de zircões com idades de cristalização mais antigas ($\sim 2,92$ Ga, $\sim 2,93$ Ga, $\sim 2,96$ Ga, $\sim 2,97$ Ga, $\sim 3,00$ Ga e $3,04$ Ga), as quais foram interpretadas como populações de zircões herdados da fonte ou xenocristais incorporados a partir das rochas encaixantes durante a ascensão e colocação dos magmas (Capítulo 3). Portanto, as unidades da Suíte Canaã dos Carajás são caracterizadas por essa grande diversidade de populações de zircão, o que torna a interpretação dos dados geocronológicos uma tarefa difícil. No entanto, o entendimento dessa diversidade pode fornecer valiosas informações sobre evolução crustal.

Dados isotópicos de Hf foram apresentados neste estudo (Capítulo 4) para quatro populações de zircão (3,04 Ga, 2,97 Ga, 2,93 Ga e 2,88 Ga) identificadas em amostra representativa do Granito Boa Sorte (área de Ourilândia do Norte). A população mais jovem (2,88 Ga) foi interpretada como idade de cristalização magmática (Capítulo 3) e forneceu valores subcondríticos de $\epsilon_{\text{Hf}(2,88 \text{ Ga})}$ variando de $-0,8$ a $-4,1$ (Capítulo 4), o que é compatível com uma fonte crustal. A população de 2,93 Ga é admitida como cristais herdados da fonte tipo-TTG, conforme indicado por sua assinatura condrítica [$\epsilon_{\text{Hf}(2,93 \text{ Ga})} = +2,8$ a $-0,7$] com um tempo de residência crustal mais curto ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3,4-3,1$ Ga) em relação à população de 2,88 Ga ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3,5-3,3$ Ga). As populações de zircão datadas em 3,04 Ga e 2,97 Ga foram interpretadas como xenocristais incorporados durante a ascensão e colocação do magma e forneceram $\epsilon_{\text{Hf}(3,04 \text{ Ga})} = -1,7$ a $-2,2$ ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3,5$ Ga) e $\epsilon_{\text{Hf}(2,97 \text{ Ga})} = +1,4$ a $-5,7$ ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3,3-3,7$ Ga), respectivamente. Tais resultados sugerem extração crustal no Paleoarqueano e um longo tempo de residência para ambas as populações de xenocristais. Entretanto, na Província Carajás, até então não foram registrados BGs datados entre 3,04–2,97 Ga, de modo que a unidade granítica mais antiga é o Granito Canaã dos Carajás datado em 2,96–2,93 Ga (Sardinha *et al.* 2004, Feio *et al.* 2013), além disto, estudos adicionais podem ser necessários para confirmar esta idade, uma vez que Feio *et al.* (2013) indetificaram um cristal de zircão mais jovem datado em 2,86 Ga para essa unidade. Embora esta idade tenha sido interpretada como uma decorrência de abertura do sistema U-Pb, é sugerido um aumento do número de análises em estudos geocronológicos futuros, não apenas nesta unidade como também nas demais unidades graníticas da Suíte Canaã dos Carajás. Isto permitirá um registro mais fiel de todas as populações de zircão da amostra e poderá influenciar na interpretação dos dados.

Os valores de $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ fornecidos nesta tese são essencialmente do Paleoarqueano, similar aos dados isotópicos de Hf obtidos para os granulitos e gnaisses da área de Vila Ouro Verde (Marangoanha *et al.* 2019a, Silva *et al.* 2021), bem como a partir de granitos anorogênicos paleoproterozóicos (Teixeira *et al.* 2019). Esses resultados têm levantado uma importante questão, uma vez que, na Província Carajás não há unidades geológicas datadas por U-Pb no Paleoarqueano. Entretanto, há zircões detríticos em quartzitos da área de Rio Maria (Macambira *et al.* 1998) e zircões herdados em gnaisses da região de São Félix do Xingu (Teixeira *et al.* 2001) que atingiram idades de até $\sim 3,7$ Ga. Portanto, não podemos descartar a formação de crosta félsica paleoarqueana na Província Carajás, porém se grandes volumes de crosta paleoarqueana foram formados, esta não estaria aflorando ou teria sido completamente retrabalhada ou substituída por crosta mesoarqueana, conforme indicado pelos dados regionais.

1.5.4.7 Suíte Granítica Xinguara

A Suíte Xinguara foi definida por Almeida *et al.* (2013) para integrar plútons de BGs cálcico-alcálicos alto-K, representados pelos granitos Xinguara, Mata Surrão e *stocks* afins distribuídos pelo Terreno Rio Maria, datados em **2,88–2,86 Ga** por evaporação de Pb em zircão (Lafon *et al.* 1994, Leite *et al.* 2004, Almeida *et al.* 2013) (Tabela 1). O Granito Xinguara foi definido por Leite (1995) para designar um batólito alongado na direção E-W, descrito como leucomonzogranitos, com leucosienogranitos e pegmatoides graníticos subordinados, situado aos arredores do município de Xinguara (Leite & Dall’Agnol 1997, Neves & Vale 1999, Santos & Pena Filho 2000). Enquanto o Granito Mata Surrão foi denominado por Duarte *et al.* (1991) para descrever um plúton granítico, com variações locais para granodiorito, localizado a oeste de vila Marajoara (Duarte & Dall’Agnol 1996). Posteriormente, alguns estudos estenderam esta nomenclatura para definir outros corpos localizados nas proximidades de Marajoara (Althoff *et al.* 2000) ou espalhados pelo Domínio Rio Maria (Santos-Silva *et al.* 2021).

As dimensões do Granito Matassurrão foram redefinidas por Oliveira *et al.* (em preparação) (Figura 13h), com base em anomalias radiométricas no canal do eTh (Figura 14). Além disto, estes autores propõem o **Granito Manelão** para se referir aos granitos cálcico-alcálicos potássicos recentemente identificados na área de Tucumã (Silva-Silva *et al.* 2020) (Figura 13h). Essas rochas são descritas como leucomonzogranitos com textura equigranular homogênea e foram datadas em **2905±12 Ma** por U-Pb SHRIMP em zircão (Souza D.B. 2018). Oliveira *et al.* (em preparação) propõem integrar o Granito Manelão na **Suíte Granítica Xinguara**, unidade litoestratigráfica proposta para agrupar os granitos Xinguara, Matassurrão, Manelão e outros plútons afins espalhados pelo Terreno Rio Maria, datados entre **2,90–2,86 Ga** por U-Pb e evaporação de Pb em zircão (Tabela 1). Os granitos da Suíte Xinguara apresentam grande homogeneidade textural (equigranular) e composicional (monzogranítica). Não apresentam enclaves microgranulares máficos, mas podem conter xenólitos de outros granitoides e *greenstone belts*. Por exemplo, no Granito Xinguara foi descrito um grande número de xenólitos de afinidade tonalito-trondhjemítica, granodiorítica, quartzo diorítica e quartzo monzodiorítica, correlacionados ao Tonalito Caracol e ao Granodiorito Rio Maria, além de enclaves micáceos e metabásicos correlacionados aos *greenstone belts* (Leite 2001). Com relação ao estado da arte sobre sua petrogênese, Almeida *et al.* (2013) demonstraram, com base em balanço de massas e modelagem geoquímica de elementos-traço, que os granitos da Suíte Xinguara podem ser formados por 12% de fusão a partir de uma fonte tipo-TTG, sem granada no resíduo.

Em termos de estruturação, os granitos Xinguara e Matassurrão ocorrem como batólitos alongados na direção E-W (Almeida *et al.* 2013), ao passo que o Granito Manelão é estruturado na direção NW-SE (Silva-Silva *et al.* 2020). Em domínios de menor *strain*, podem apresentar aspecto isotrópico ou levemente foliado, definido pela orientação preferencial de biotita. No entanto, nos domínios de maior *strain* podem ocorrer foliação milonítica que sugerem grandes zonas de cisalhamento transpressivas com alto ângulo de direção E-W (granitos Xinguara e Matassurrão) ou NW-SE (Granito Manelão). Nas proximidades ao contato com as encaixantes, pode ser observado bandamento magmático e foliação milonítica de direção E-W a NW-SE, com mergulhos subverticais, além disto, ocorrem dobras de transposição, bandas de cisalhamento e fendas de tensão (Leite 2001, Almeida *et al.* 2013).

1.6 CORRELAÇÕES TECTONOESTRATIGRÁFICAS E MODELOS TECTÔNICOS

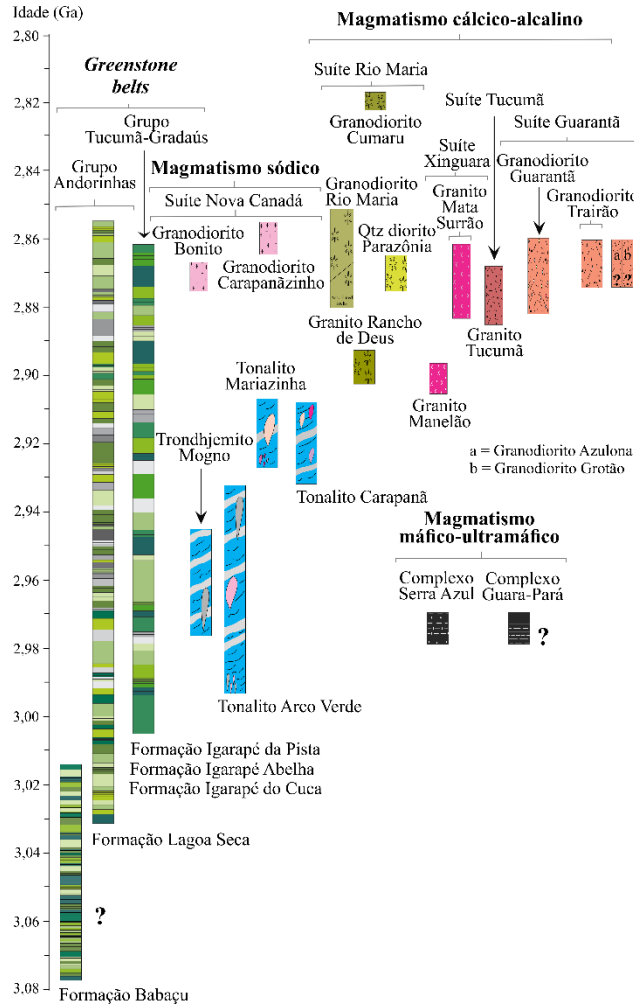
Um diagrama esquemático com as correlações tectonoestratigráficas das unidades mesoarqueanas da Província Carajás foi apresentado na Figura 20. Este esquema foi construído a partir de dados U-Pb e Pb-Pb em zircão (Tabela 1–3) e com base na proposta estratigráfica apresentada nesta tese (seções 1.4.2 e 1.5) e em Oliveira *et al.* (em preparação). O registro mesoarqueano da província pode ser dividido em dois períodos: (i) formação de TTG, *greenstones belts* e suítes máfica-ultramáficas subordinadas (3,07–2,92 Ga); e (ii) formação de granulitos, migmatitos, SNKs, CAAKs, BGs, granitoides híbridos e subordinados TTG (2,90–2,83 Ga). O metamorfismo regional foi registrado entre 2,89–2,84 Ga (Pidgeon *et al.* 2000, Marangoanha *et al.* 2019a, Silva *et al.* 2021), onde o pico é contemporâneo à formação dos batólitos de SNKs, BGs e granitoides híbridos. Entretanto, essas suítes de granitoides são interpretadas como sintectônicas, ou seja, sincinemáticas, e por isso aqui não foi utilizado o prefixo “meta” para a classificação dessas rochas (ver seção 1.3.8).

A petrogênese e o metamorfismo regional das unidades mesoarqueanas da província são frequentemente interpretados como uma decorrência de acreção–subducção–colisão (Machado *et al.* 1991, Avelar *et al.* 1999, Althoff *et al.* 2000, Pidgeon *et al.* 2000, Santos 2003, Almeida *et al.* 2011, Oliveira *et al.* 2011, Silva *et al.* 2018, Tavares *et al.* 2018, Marangoanha *et al.* 2019a, Silva *et al.* 2021). Nesta tese foi admitido que subducção de baixo ângulo deve ter operado ou pelo menos influenciado a formação das rochas do 1º período (3,07–2,92 Ga), enquanto o 2º período é relacionado à diversificação litológica (2,90–2,83 Ga) e ao pico de metamorfismo regional (2,89–2,84 Ga) e foi interpretado como um cenário colisional de curta duração, onde os mecanismos de ascensão e colocação de magmas (derivados do manto e da crosta) foram controlados por zonas de cisalhamento translitosféricas (ver capítulo 3).

CORRELAÇÕES TECTONOESTRATIGRÁFICAS DAS ROCHAS MESOARQUEANAS DA PROVÍNCIA CARAJÁS

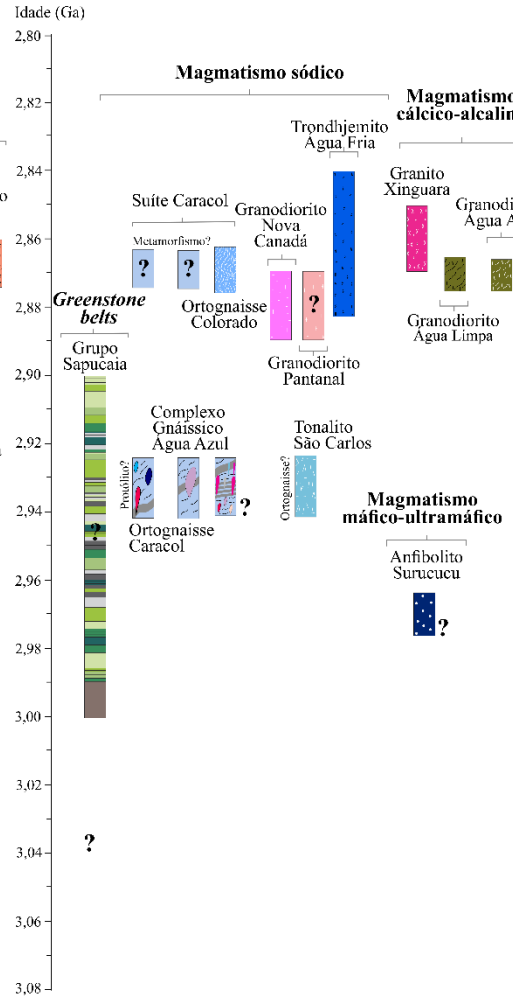
Domínio Rio Maria

Terreno Granito-Greenstone Rio Maria



Domínio Carajás

Terreno Sapucaia



Terreno Canaã dos Carajás

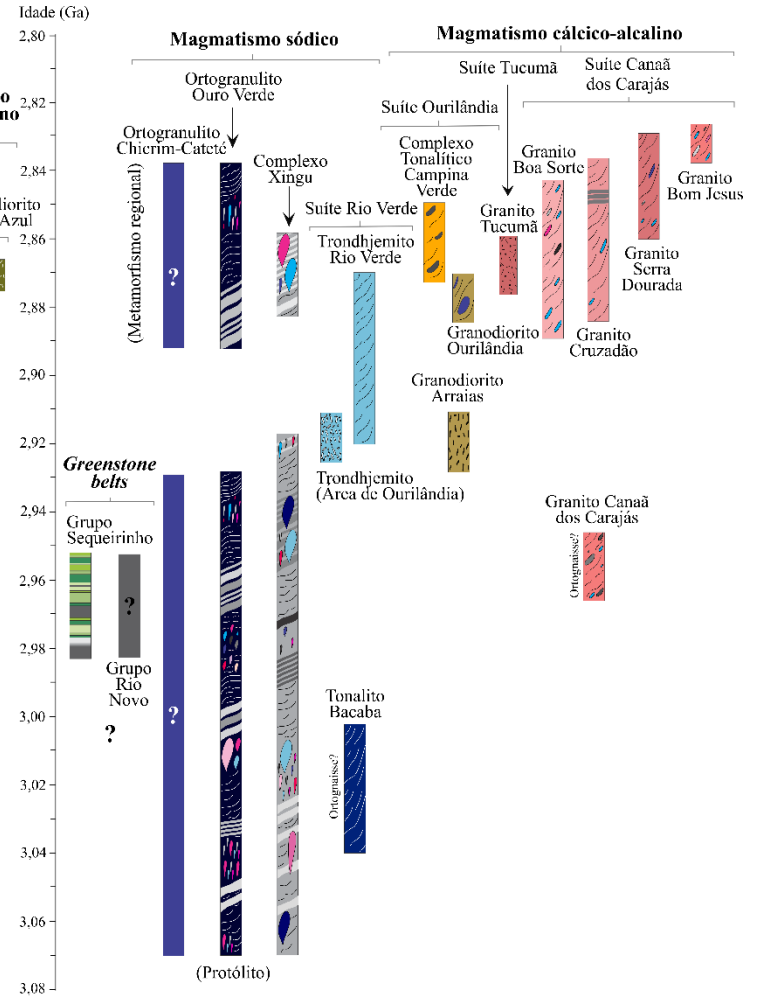


Figura 20 – Correlações tectonoestratigráficas das unidades mesoarqueanas da Província Carajás.

Uma ampliação desta proposta foi apresentada no último artigo vinculado a esta tese (captítulo 4), onde é proposto um modelo tectônico de três estágios para explicar a petrogênese e a assinatura isotópica de U-Pb-Hf dos granitoides mesoarqueanos de Ourilândia (Figura 21a–c). Esse modelo pode ser extrapolado para a província. Em geral, os valores de Hf-T_{DM}^C dessas rochas variam entre 3,7–3,1 Ga, o que indica extração de crosta no Paleoarqueano (Figura 21d–e). Aqui é sugerido que tal crosta paleoarqueana foi gerada em tectônica tipo domos-e-quilhas de longa duração (~600 Ma) e foi posteriormente reciclada no manto permitindo seu enriquecimento em um ambiente de subducção de baixo ângulo no Mesoarqueano (2° cenário). Então, após 30 milhões de anos de quiscência magmática, um ambiente colisional de curta duração (3° cenário) restrito pelo pico de metamorfismo regional (2,89–2,84 Ga; Pidgeon *et al.* 2000, Marangoanha *et al.* 2019a, Silva *et al.* 2021) e associado com espessamento crustal e *slab breakoff* permitiu a origem de grandes volumes de magmas derivados do manto e da crosta.

Uma proposta alternativa sugere a operação de tectônica vertical no Mesoarqueano para a geração das suítes TTG e *greenstone belts* seguida por subducção para a formação dos SNKs e BGs (Leite *et al.* 2004). Mais recentemente, com base em interpretação de imagens aerogeofísicas, Costa *et al.* (2020) indicaram que o Domínio Rio Maria possui uma arquitetura tipo domos-e-quilhas e teria se formado por *drip tectonics* relacionada a atividade de plumas, enquanto o Domínio Carajás mostra uma estruturação mais linear e seria relacionado com tectônica horizontal, que teria se iniciado no Neoarqueano. De fato, o Terreno Rio Maria mostra uma estruturação tipo domos-e-quilhas que foi superimposta por uma foliação tectônica NW-SE, enquanto os terrenos Sapucaia e Canaã dos Carajás apresentam maior intensidade de deformação e linearização das estruturas na direção E-W (Althoff *et al.* 2000, Almeida *et al.* 2011, Feio *et al.* 2013, Santos-Silva *et al.* 2021, Costa *et al.* 2020). Alguns estudos indicam que *stagnant lid tectonics* pode ocorrer junto com tectônica horizontal, mas na ausência de subducção (e.g., Bédard *et al.* 2012). Neste contexto, a partir do momento que um cráton arqueano desenvolve sua própria quilha de MLSC ele passaria a se comportar como um agente tectônico ativo, que cria e destrói platôs basálticos à medida que derivam em decorrência de correntes (ou “ventos”) do manto astenosférico (ver seção 1.3.7).

De forma geral, na Província Carajás não há consenso sobre a operação ou influência de subducção para a formação das rochas mesoarqueanas. O modelo apresentado nesta tese envolve subducção–colisão mesoarqueana, onde a subducção teve início em ~3.0 Ga e foi precedida por tectônica tipo domos-e-quilhas durante o Paleoarqueano. Esse modelo é capaz de explicar de forma satisfatória a diversidade, petrogênese, geocronologia e assinatura de Hf dos

granitoides estudados, entretanto, ele representa uma hipótese que necessita de mais investigações, uma vez que, na província não existem unidades datadas por U-Pb ou Pb-Pb neste período (Figura 20). Por outro lado, existe o registro de zircões detríticos em quartzitos da região de Rio Maria (Macambira *et al.* 1998) e zircões herdados em gnaisses dos arredores de São Félix do Xingu (Teixeira *et al.* 2001) que chegam a atingir idades de até ~3,7 Ga. Portanto, de fato, não podemos descartar a formação de crosta félsica paleoarqueana em Carajás, no entanto, caso grandes volumes dessa tenha se formado, ela não estaria aflorando ou teria sido completamente retrabalhada ou substituída por crosta mesoarqueana.

Já a proposta de evolução tectônica apresentada por Costa *et al.* (2020) indica que *drip tectonics* teria operado durante todo o Mesoarqueano, permitindo a formação dos diferentes grupos de rochas, bem como o metamorfismo regional na ausência de subducção–colisão. Neste contexto, à medida que a crosta máfica vai se espessando, ela começaria a afundar durante a geração e ascensão dos TTG (3,0–2,87 Ga). Assim, a crosta oceânica hidratada teria entrado no MLSC por gotejamento crustal, permitindo metassomatismo pela liberação de fluidos e *melt* tipo-TTG (Figura 21f). Em seguida, um evento relacionado à pluma do manto teria promovido a fusão parcial do MLSC metassomatizado para geração dos magmas SNK, que se colocaria na base da crosta, desencadeando o metamorfismo regional e a geração de granitos crustais (2,87–2,83 Ga) (Figura 21g).

Embora essa proposta apresente certa coerência para explicar a formação dos diferentes grupos de granitoides, algumas evidências ou interpretações petrológicas desfavorecem o modelo de *drip tectonics* no Mesoarqueano. Por exemplo, admite-se que as *drips* crustais só poderiam afundar no manto caso tenham previamente se transformado em materiais refratários e anidros, como os eclogitos. Entretanto, os TTG de Rio Maria são interpretados como derivados de fonte anfibolítica com ou sem granada no resíduo (grupos com baixo e alto-ETRP, respectivamente), e não a partir de fonte eclogítica (e.g., Almeida *et al.* 2011). Assim, de acordo com os dados disponíveis, admite-se que um reservatório crustal de composição anfibolítica não teria densidade suficiente para penetrar no manto por gotejamento. Assim, apenas o espessamento da crosta oceânica não seria capaz de induzir *drips* da crosta. Além disto, durante *drip tectonics* a interação do manto com fluidos seria ainda mais limitada devido aos processos de desidratação e fusão parcial que ocorrem durante o próprio afundamento crustal ou já na base da crosta, à medida que os domos TTG ascendem. Portanto, do ponto de vista petrológico, um modelo envolvendo subducção–colisão mesoarqueana e domos-e-quilhas no Paleoarqueano parece ser mais favorável para explicar a petrogênese e a assinatura isotópica dos diferentes grupos de granitoides do que um cenário relacionado a *drip tectonics* no Mesoarqueano.

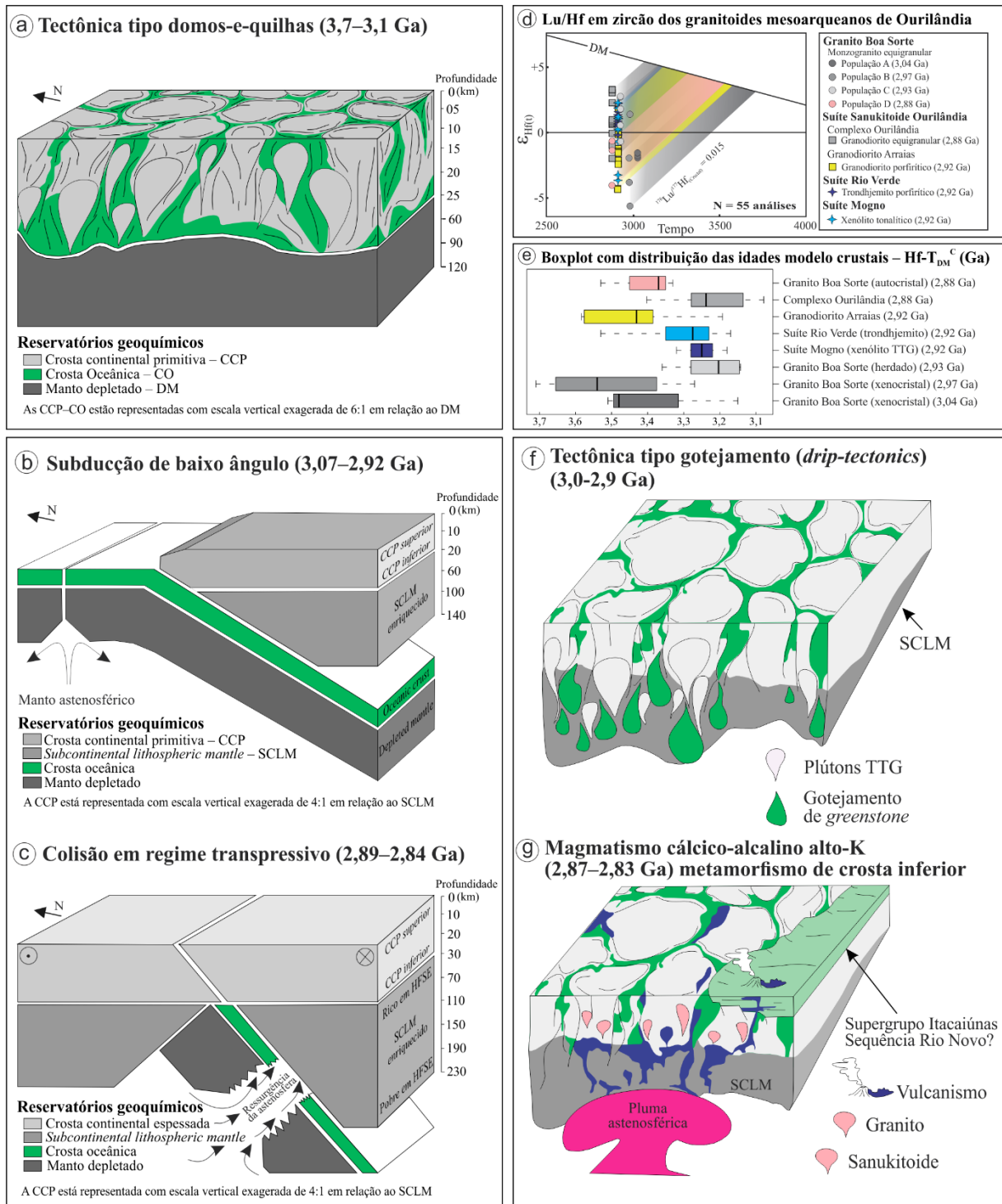


Figura 21 – Propostas de evolução geodinâmica para a Província Carajás. (a–c) *boxmodels* resumando a transição tectônica três estágios apresentada nesta tese. (a) Primeiro estágio (3,7–3,1 Ga) – tectônica tipo domos-e-quilha de longa duração (~600 Ma) proposta para a formação da crosta paleoarqueana, que posteriormente foi reciclada no manto dando origem a fonte enriquecida para a geração dos SNKs; (b) segundo estágio (3,07–2,92 Ga) – subducção de baixo ângulo (~150 Ma) com a colocação de *slab-melt* e consequente metassomatismo da cunha do manto; (c) terceiro estágio (2,89–2,84 Ga) – colisão de curta duração (50 Ma) definida pelo pico de metamorfismo regional e associada com espessamento e retrabalhamento crustal, onde a geração dos *melts* derivados do MLSC enriquecido foi induzida por *slab breakoff*, permitindo a formação de grandes volumes de magmas derivados do manto e da crosta; (d) diagrama de evolução isotópica $\epsilon_{Hf}(t)$ versus idade (Ma) para os granitoides mesoarqueanos de Ourilândia; (e) *boxplots* mostrando as distribuições dos valores de Hf- T_{DM}^C dos diferentes tipos de granitoides estudados, incluindo as populações de xenocrístais e zircões herdados do Granito Boa Sorte; e (f–g) modelo alternativo sugerindo gotejamento crustal para a origem dos diferentes grupos de granitoides mesoarqueanos, bem como para o desenvolvimento de metamorfismo regional na ausência de subducção–colisão (Costa *et al.* 2020).

1.7 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA

Anteriormente aos estudos do GPPG da UFPA, a área de Ourilândia do Norte estava inserida no contexto das rochas indiferenciadas do Complexo Xingu e do Granito Plaquê (Vasquez & Rosa-Costa 2008 e suas referências). Além disto, desde o clássico trabalho da Docegeo (1988), o Granodiorito Rio Maria também foi identificado nesta região (Araújo & Maia 1991; Avelar *et al.* 1999). Mais recentemente, trabalhos baseados em mapeamento geológico em escala de semidetalhe e estudos detalhados de petrografia, geoquímica (litoquímica e química mineral), geocronologia e petrologia magnética têm permitido uma significativa contribuição à geologia de Ourilândia (Santos *et al.* 2013a, Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2018, Silva & Oliveira 2019; Nascimento *et al.* 2021, 2022, este estudo). Essas pesquisas indicaram que a área de Ourilândia é caracterizada por plútons interdigitados de SNK e BG mesoarqueanos, com subordinada ocorrência de CAAK e granitoides tipo-TTG. Além disso, estas rochas são cortadas por plútons charnoquíticos neoarqueanos (Felix *et al.* 2020). Os granitoides mesoarqueanos da área de Ourilândia do Norte forneceram idades de cristalização entre 2,92–2,88 Ga por U-Pb SHRIMP em zircão (este estudo). Entretanto, antes da realização deste trabalho, idades variando entre 2,88–2,85 Ga foram obtidas para os SNKs por evaporação de Pb em zircão (Avelar *et al.* 1999, Santos *et al.* 2013a).

Apesar do avanço no conhecimento sobre a geologia dos granitoides mesoarqueanos da área de estudo, no início de desenvolvimento desta tese ainda existiam várias lacunas sobre o conhecimento petrológico das unidades recém identificadas. Além disto, as informações sobre geologia, petrografia e geoquímica (gerados pelo GPPG) não estavam integradas em um único banco de dados e nem organizadas para serem gerenciadas em um mesmo Sistema de Informações Geográficas (SIG). Nesse contexto, a princípio, esta pesquisa envolveu uma compilação das informações até então existentes, que combinadas a testes de modelagem geoquímica permitiram organizar e aprofundar a compressão sobre as naturezas das fontes e dos processos de formação e diferenciação dos diferentes grupos de granitoides estudados. Aliado a isto, uma reavaliação das informações disponíveis e a obtenção de dados inéditos de isótopos de U-Pb-Hf em zircões das principais unidades mapeadas levou a um refinamento dos modelos petrológico e tectônico discutidos em trabalhos anteriores (Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2018). A seguir foram listadas algumas das inúmeras questões que necessitavam de esclarecimentos no momento da proposição da tese. Algumas são restritas à área de Ourilândia e outras envolvem um contexto regional.

1. Qual é o posicionamento estratigráfico das diferentes unidades de granitoides identificadas na área de Ourilândia do Norte? Entre estas rochas existe alguma relação genética e/ou espaço-temporal? Quais?

2. Que correlações tectonoestratigráficas podem ser feitas entre as unidades estudadas e as demais unidades mesoarqueanas até então identificadas na província? Existem relações entre as rochas da área de estudo e aquelas mapeadas na região de Rio Maria (Oliveira *et al.* 2011; Almeida *et al.* 2013)? Ou com aquelas mapeadas aos arredores de Canaã dos Carajás (Feio *et al.* 2013)? Ou ainda com aquelas da área de Tucumã (Silva-Silva *et al.* 2020), Nova Canadá (Rodrigues *et al.* 2014) ou Sapucaia (Teixeira *et al.* 2013)? Se sim. Quais?

3. Qual a relação dos corpos de granitoides estudados e as zonas de cisalhamento da área de Ourilândia do Norte? Como pode ser explicado os mecanismos de ascensão e colocação dos magmas geradores destas rochas? Esses granitoides são cristalizados sob deformação de alta temperatura? Ou foram deformadas em temperaturas *subsolidus* em eventos posteriores a cristalização? Em que nível crustal os granitoides estudados foram alojados? Quais as condições e regimes de deformação destas rochas? Qual é o papel da deformação mesoarqueana na evolução da crosta de Ourilândia? E da Província Carajás? Quais seriam as evidências de que a crosta de Ourilândia teria sido efetivamente afetada por deformação durante o Neoarqueano? Se tais evidências existem, que tipo de relações os eventos de deformação meso- e neoarqueana poderiam apresentar entre si?

4. Quais são as afinidades e os contrastes petrológicos entre os SNKs da área de Ourilândia e aqueles de outras regiões da Província Carajás? Existem diferenças entre os SNKs estudados e aqueles correlacionados ao Granodioritos Rio Maria (Oliveira *et al.* 2011)? E com relação os granodioritos Água Azul e Água Limpa (Gabriel & Oliveira 2014)? E com relação ao Complexo Tonalítico Campina Verde (Feio *et al.* 2013)? Existem diferenças entre estas unidades? Quais?

5. Existe alguma relação genética ou espaço-temporal entre os granitos potássicos de Ourilândia do Norte e aqueles de Tucumã (Silva-Silva *et al.* 2000, Silva-Silva em preparação)? Ou com aqueles das áreas de Vila Nova Canadá (Rodrigues *et al.* 2014, Leite-Santos & Oliveira 2016) e Canaã dos Carajás (Feio *et al.* 2013)? Se sim, qual o significado de tal relação em termos de evolução crustal?

6. Qual(is) seria(m) a(s) rocha(s)-fonte dos inúmeros batólitos de BGs da Província Carajás? Essas rochas poderiam ser consideradas como cogenéticas? Os vários corpos de granitos alto-K poderiam ser enquadrados em uma única suíte? Qual o significado tectônico destas rochas na evolução da crosta de Ourilândia? E da Província Carajás?

7. Qual é o real período de formação do magmatismo granítico alto-K na Província Carajás? Visto que estes granitos são verdadeiras “lixadeiras de zircões”, com diferentes idades de cristalização. Que tipo de informações pode-se obter dessas populações de zircões em termos de evolução crustal e tectônica regional? E em termos petrológicos?

8. Quais as idades de extração mantélica das rochas ancestrais que deram origem as diferentes populações de zircões dos granitoides de Ourilândia do Norte? A evolução dessas rochas envolveu um único evento de extração mantélica? Elas são derivadas exclusivamente da crosta? São derivadas do manto? Ou são derivadas de processos de mistura do manto com componentes crustais extraídos em diferentes períodos do Arqueano?

9. O registro mesoarqueano desta região é composto por rochas ígneas deformadas durante resfriamento ou estas foram metamorfizadas após a cristalização?

10. Como se deram os processos de crescimento, retrabalhamento e estabilização do segmento crustal compreendido pela área de Ourilândia? Qual a relação desses processos com o pico de metamorfismo regional? E quais suas implicações tectônicas?

11. Como e quando ocorreu a formação da crosta na área de Ourilândia, em que ambiente geológico–tectônico se deu sua evolução e qual é o seu papel em relação a compartimentação tectônica da província? Trata-se de uma crosta juvenil mesoarqueana ou foi episodicamente retrabalhada durante o Meso- e Neoarqueano? Se tais episódios de retrabalhamento foram importantes para a evolução crustal da região, que processos tectonotemais seriam responsáveis por eles?

12. Se subducção operou no Arqueano qual seria o seu papel na diversificação litológica e quando ela teria se iniciado? E em relação a tectônica de tampa estagnada? Qual é a dimensão do registro Paleoarqueano na Província Carajás? Ele existe? Se sim. Qual é o seu significado?

1.8 OBJETIVOS

Nesta tese não foi possível responder a todas as questões levantadas na seção anterior, mas elas serviram para definir o objetivo geral deste documento, que visa aprofundar o conhecimento sobre os processos petrogenéticos e tectônicos que condicionaram a formação do magmatismo mesoarqueano da área de Ourilândia do Norte, além de propor um modelo de transição tectônica capaz de explicar a diversificação e assinatura isotópica dos granitoides estudados, contribuindo dessa forma, para um avanço na compreensão sobre evolução crustal da Província Carajás, além de refletir sobre as interações crosta–manto no Mesoarqueano. Neste contexto, durante o desenvolvimento desta pesquisa foram atingidos os seguintes objetivos específicos:

- (i) levantamento, integração e compilação das informações geradas na área de Ourilândia, visando construir um único banco de dados em ambiente SIG (anexo deste documento);
- (ii) reavaliar e atualizar o mapa geológico local (escala de semidetalhe), partindo de mapas anteriores, elaborados pelo GPPG (Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2018);
- (iii) realizar uma revisão conceitual sobre classificação de granitoides arqueanos e redefinir a estratigrafia dos diferentes grupos de granitoides da área de Ourilândia, com base no Código e Guia Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.* 1986);
- (iv) reavaliar os dados de geologia estrutural, com visão de avançar no entendimento sobre os controles tectônicos que condicionaram os processos de ascensão, colocação e deformação dos magmas formadores dos granitoides estudados, levando em conta as reflexões levantadas por Santos & Oliveira (2016) e Silva *et al.* (2018);
- (v) revisar os dados mineralógicos e microestruturais dos granitoides estudados, visando construir uma trajetória P-T para a formação destas rochas;
- (vi) reavaliar os contrastes e afinidades petrológicas dos granitoides estudados em comparação com rochas análogas da província, bem como de outros terrenos arqueanos;
- (vii) aprofundar o entendimento dos processos petrogenéticos e de diferenciação interna das rochas estudadas, tomando como ponto de partida as discussões levantadas nos trabalhos de Santos & Oliveira (2016) e Silva *et al.* (2018);
- (viii) definir as idades de cristalização das principais unidades estudadas e suas assinaturas isotópicas de Hf;
- (ix) comparar os dados isotópicos de U-Pb-Hf obtidos neste estudo com aqueles existentes na Província Carajás, incluindo dados de geocronologia em zircões detríticos;
- (x) avaliar o papel da crosta de Ourilândia na compartimentação tectônica regional;
- (xi) refletir sobre os processos de metassomatismo do manto e suas implicações para a evolução acoplada do manto litosférico subcontinental e da crosta continental primitiva;
- (xii) elaborar artigos científicos, como primeiro autor, para submissão à publicação em periódicos qualificados (Qualis CAPES A1), onde se pode destacar a participação de estudante(s) e professor(es) permanente(s) do PPGG.

1.9 MATERIAIS E MÉTODOS

1.9.1 Mapeamento geológico e geologia estrutural

O mapeamento geológico da área de Ourilândia foi realizado em três etapas durante os períodos de 18-26/10/2010, 18-27/10/2013, e 23-25/07/2014 (Figura 22), sendo que: (i) os dados coletados no período compreendido entre 18 a 26 de outubro de 2010 são herdados de equipes da disciplina estágio de campo II do curso de graduação em geologia da Universidade Federal do Pará, Campus II, Marabá (atual UNIFESSPA). Essas amostras são representadas pelas siglas BRM, MNC e FRME; e (ii) etapas de campo realizadas entre 18 a 27 de outubro de 2013 (amostras de sigla NDP) e entre 23 a 25 de setembro de 2014 (amostras de sigla NLD). Tais etapas foram realizadas pelos pesquisadores do GPPG, lideradas pelo Prof. Davis C. de Oliveira. O somatório dos dados de campo obtidos para a região resultou em 197 pontos, com descrição de afloramentos e relevo, destacando os principais aspectos litológicos e estruturais, o que permitiu diversas observações das relações de contato entre os granitoides estudados e suas rochas encaixantes. Durante o mapeamento das duas últimas etapas (2013 e 2014), houve uma coleta sistemática de amostras de mão, réplica, lâmina e geoquímica, todas devidamente identificadas e etiquetadas, totalizando 293 amostras. Para a localização destes pontos foi utilizado um aparelho GPS (*Global Position System*) com precisão de ~3 m.

A evolução do conhecimento geológico dos granitoides arqueanos de Ourilândia alcançada nos últimos anos permitiu produzir nesta tese uma nova versão do mapa geológico local em escala de semidetalhe (~1:50.000), a partir de uma reavaliação dos dados de campo em ambiente SIG combinado à fotointerpretação de modelo digital de terreno (*Shuttle Radar Topography Mission* – SRTM; com resolução espacial interpolada para 15 m, banda C), e imagens aeromagnetométricas e aeroradiométricas (com linha de voo de 500 m). A 1º versão do mapa geológico de semidetalhe para a área foi elaborada durante o desenvolvimento da dissertação de Maria Nattânia Santos (Santos 2015), onde foram individualizados os SNKs, charnoquitos e rochas associadas, permanecendo a ocorrência de uma ampla área de granitos indiferenciados (Santos & Oliveira 2016). A 2º versão foi confeccionada na dissertação do doutorando, onde os granitos foram individualizados (Silva *et al.* 2018). Assim, foi apresentada uma 3º versão deste mapa, onde foi realizada uma reavaliação dos contatos litológicos bem como uma redefinição da estratigrafia local.

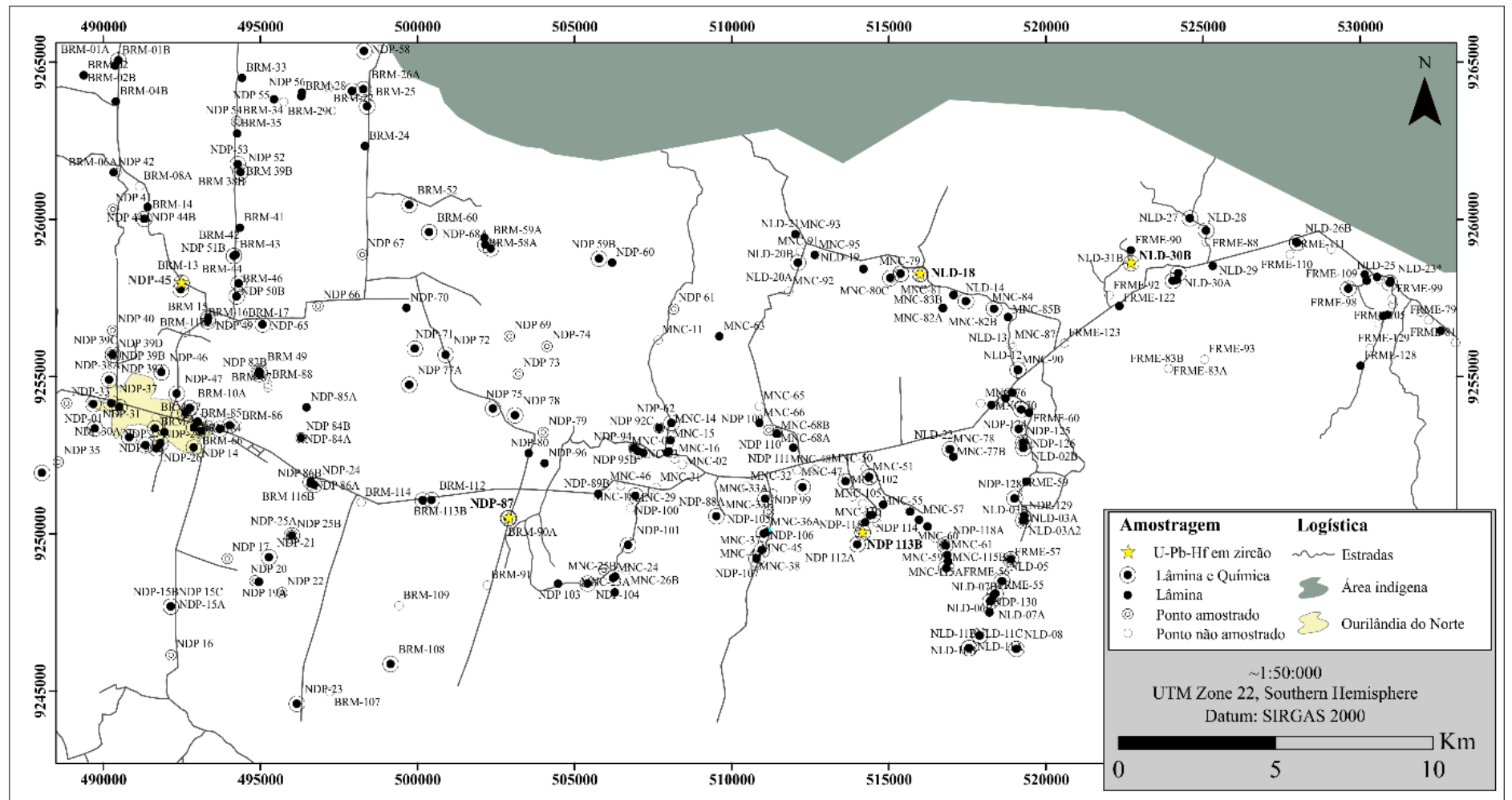


Figura 22 – Mapa de amostragem da área de Ourilândia do Norte, com destaque para a localização das amostras U-Pb-Hf em zircão Modificado a partir de Silva (2017).

Estruturas planares são abundantes nos granitoides mesoarqueanos de Ourilândia, entretanto dados de lineação não foram medidos, devido às dificuldades de observação dos mesmos em campo. Com relação a isto, fica para estudo futuro uma investigação mais detalhada da trama destas rochas, com a obtenção de dados de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM). Entretanto, visando postular os principais mecanismos de ascensão, interação e colocação dos magmas geradores dessas rochas nesta tese foi utilizada uma abordagem interdisciplinar que envolve uma avaliação das formas dos plútons, observações de campo, imagens aerogeofísicas, estudo meso- e microestrutural e interpretações petrogenéticas.

1.9.2 Petrografia e microestrutural

Com exceção do xenólito tonalítico, a análise mineralógica e microestrutural de todas as variedades de granitoides alvos desta tese foi realizada nas dissertações de mestrado de Santos (2015) e Silva (2017). A princípio as amostras de mão foram descritas e agrupadas com base na composição mineralógica e nos aspectos texturais. Lâminas polidas ou delgadas foram preparadas na Oficina de Laminação do Instituto de Geociências da UFPA, com secções aproximadamente perpendicular à foliação da rocha. Em escala microscópica, a descrição das lâminas permitiu um reagrupamento das amostras de mão de acordo com as proporções dos minerais essenciais e varietais. A análise mineralógica quantitativa foi adquirida a partir da contagem modal de 2000 pontos, em 115 lâminas das diversas variedades de granitoides estudados, distribuídos numa malha de 0,4 mm de espaçamento em contador de pontos automático utilizando o *software Hardledge* (versão *Worskstation 1.3.6.1111; ENDEEPER*) e os princípios de Chayes (1956) e Hutchison (1974). As fases acessórias secundárias foram contabilizadas como suas possíveis fases formadoras. Estes dados foram plotados nos diagramas de classificação Q-A-P e Q-A+P-M (Le Maitre 2002), conforme estabelecido pela *International Union of Geological Sciences* (IUGS).

Em termos microestruturais, nos trabalhos de Santos & Oliveira (2016) e Silva *et al.* (2018) foram realizados um reconhecimento detalhado da tipologia mineralógica e das diversas microestruturas magmáticas e deformacionais. A análise das microestruturas primárias foi essencial para auxiliar na interpretação sobre a origem e evolução magmática dos granitoides de Ourilândia, bem como nos testes de modelagem geoquímica apresentados neste trabalho. Enquanto a identificação das microestruturas de deformação permitiu inferir a relação de continuidade entre deformação magmática e *subsolidus*, além de estimar as condições de temperatura que atuaram nas fases finais da deformação dúctil.

1.9.3 Litoquímica e química mineral

Análises de geoquímica em rocha total foram realizadas em 139 amostras representativas das diversas rochas estudadas (Santos 2015, Silva 2017, este estudo). As amostras selecionadas foram trituradas, pulverizadas, homogeneizadas e quarteadas no Laboratório de Preparação de Amostras (OPA) do Instituto de Geociências da UFPA e as análises químicas foram realizadas pela ACME *Analytical Laboratories* Ltda. (Vancouver, Canadá), onde os conteúdos de elementos maiores e menores foram analisados por ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma Emission Spectroscopy*) e os elementos-traço por ICP-MS (*Inductively coupled plasma mass spectrometry*). Uma caracterização geoquímica preliminar foi realizada em Santos & Oliveira (2016) e Silva *et al.* (2018) com base nos procedimentos indicados em Ragland (1989), Rollinson (1993), Laurent *et al.* (2014a), Rollinson & Pease (2021) e suas referências.

Dados de química mineral foram obtidos para os silicatos (biotita, hornblenda, epidoto, titanita e plagioclásio) e óxidos de Fe-Ti (magnetita, ilmenita) dos granitoides estudados, onde, sempre que possível, foram analisados o núcleo e a borda de cada cristal (Nascimento 2020, Nascimento *et al.* 2021). As análises foram realizadas no Laboratório de Microanálises da UFPA com a utilização de uma microsonda eletrônica JEOL JXA-8230 equipada com cinco espectrômetros de energia dispersiva de raio-X (*Wavelength Dispersive Spectroscopy – WDS*). As condições analíticas de operação do equipamento incluem: tempo de aceleração de 15 kV; corrente de 20nA; e tempo de análise de 20 segundos para os elementos maiores e 40 segundos para os elementos menores. A metodologia segue o padrão de correção LIFH para V, Mn, Fe, Ni e Ba; PETJ para K, Ca, Ti e Sr; TAP para Na, Si, Al e Mg; LDE1 para F. Os padrões utilizados para calibração do instrumento foram andradita (Si e Ca), microclina (Al e K), hematita (Fe), olivina (Mg), albita (Na), pirophanita (Ti e Mn), vanadinita (V e Cl), topázio (F). A precisão analítica é de $\pm 1\%$ e $\pm 10\%$ para os elementos maiores e menores, respectivamente.

1.9.4 Modelagem geoquímica

Os procedimentos de modelagem geoquímica são utilizados para definir e quantificar os mecanismos petrogenéticos que atuaram para a formação de uma determinada unidade ígnea (Albarède 1995), e envolvem balanço de massas simples e balanço de massas com regressão linear. Essa metodologia emprega fórmulas matemáticas que simulam situações muito mais simples que as presentes na natureza, mas que determinam os limites, dentro dos quais

determinados eventos são passíveis de ocorrer. A princípio, é necessário que se tenha um bom conhecimento geológico da(s) unidade(s) investigada(s) antes da realização de testes de modelagem geoquímica, os quais permitem refinar ou propor modelos de fusão parcial, cristalização fracionada, assimilação+cristalização fracionada, misturas entre magmas, etc. Além dos dados geoquímicos e do suporte das informações de campo, para construir modelos petrogenéticos consistentes é fundamental realizar um reconhecimento detalhado da mineralogia primária das rochas modeladas.

1.9.4.1 Balanço de massas dos elementos maiores

Os testes de balanço de massas são realizados para os elementos maiores e consistem em ajustar as proporções modais relativas dos minerais residuais, tendo como ponto de partida dados de litoquímica e química mineral de rochas consideradas como o pai para reproduzir a composição das rochas esperadas como filho. Neste contexto, para os cálculos são necessários dados de litoquímica das amostras tidas como: (i) rocha-fonte e líquido gerado, em modelos de fusão parcial; (ii) líquido primário e líquido evoluído, em modelos de cristalização fracionada; e (iii) rochas encaixantes, em modelos de assimilação+cristalização fracionada. Embora já citado, vale destacar que, o balanço de massas ainda requer dados de química mineral das amostras consideradas como rocha-fonte em fusão parcial ou como líquido primário em cristalização fracionada. Estatisticamente, a qualidade do modelo será aceitável se a soma dos resíduos quadrados (ΣR^2) for $\leq 1,2$ (Wyers & Barton 1986). Neste contexto, os testes de balanço de massas fornecem as proporções modais da assembleia residual (em fusão parcial) ou da assembleia extraída (em cristalização fracionada), assim como, os valores das taxas de fusão ou de cristalização fracionada. Para os cálculos de fusão parcial ou cristalização fracionada será utilizado o *software* GENESIS 4.0 (Teixeira 2005), ao passo que para os processos de mistura e assimilação+cristalização fracionada será utilizado o *software* PETROMODELER (Ersoy 2013), tanto para os elementos maiores quanto para os traços.

1.9.4.2 Modelagem dos elementos-traço

Ao conseguir bons ajustes no balanço de massas, os resultados são confirmados graficamente a partir de modelagem de elementos-traço, utilizando planilhas do Excel[®]. O procedimento visa escolher coeficientes de partição mineral/líquido (K_d) adequados; que levem a um bom ajuste gráfico dos principais elementos-traço, de modo que os parâmetros produzidos pelo balanço de massas são considerados como constantes nos cálculos. Em outras palavras, nesta etapa, a assembleia residual (ou extraída) e a taxa de fusão parcial (ou de cristalização

fracionada) definidas pelo balanço de massas não podem ser alteradas. Os coeficientes de partição mineral/líquido (K_d) utilizados na modelagem foram obtidos a partir de Rapp *et al.* (2010) e em um banco de dados online (<https://kdd.earthref.org/KdD/>).

Para os modelos de fusão foi utilizada a equação de fusão parcial em equilíbrio [$C_L/C_0 = 1/D(1 - F)^{(1/D-1)}$], onde C_L e C_0 são as concentrações dos elementos traço no *melt* (líquido) e na fonte (sólido), respectivamente, F é a fração em peso do líquido formado e D é o coeficiente de distribuição total para os sólidos residuais no momento em que o líquido foi removido do sistema (Wilson 1989). Para mistura binária foi utilizada a equação $X_M = X_A \cdot f + X_B(1-f)$, onde X_A e X_B são as concentrações dos elementos ou óxidos de cada membro final, X_M é o teor do elemento ou óxido na mistura calculada e f é um índice descrito por $A/(A+B)$.

1.9.5 Geocronologia

Foram realizadas análises geocronológicas em cinco amostras representativa das principais unidades granitoides de Ourilândia do Norte, a partir do método U-Pb em zircão (in situ) pelo sistema SHRIMP IIe (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*), no Laboratório de Geologia de Alta Resolução do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (GeoLab-IGc-USP). Neste contexto, a seguir foram listadas as principais informações das amostras que foram selecionadas para datação nesta pesquisa. As coordenadas são dadas no sistema UTM SIRGAS 2000, zona 22S.

Unidade: Suíte Tonalítica-Trondhjemítica Mogno (tipo-TTG)

Variedade litológica: *xenólito tonalítico* (no Granito Boa Sorte; textura pele de onça)

Amostras/coordenadas: NLD-31B (522710, 9258606)

Unidade: Suíte Trondhjemítica Rio Verde (tipo-TTG)

Variedade litológica: *trondhjemito porfirítico* (stock localizado c/pequenos enclaves máficos)

Amostras/coordenadas: NDP-113B (514161, 9250048)

Unidade: Granodiorito Arraias (Suíte Sanukitoide Ourilândia)

Variedade litológica: *granodiorito porfirítico* (high-Mg)

Amostras/coordenadas: NDP-87 (502883, 9250496)

Unidade: Granodiorito Ourilândia (Suíte Sanukitoide Ourilândia)

Variedade litológica: *granodiorito equigranular* (high-Mg)

Amostras/coordenadas: NDP-45 (492463, 9257780)

Unidade: Granito Boa Sorte (Suíte Granítica Canaã do Carajás)

Variedade litológica: *monzogranito equigranular* (alto-K)

Amostras/coordenadas: NLD-18 (515048, 9258144)

Em torno de 5–10 kg de cada amostra foi triturada e moída na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) da UFPA. Em seguida foram peneiradas nas frações de 250, 175, 125 e 75 μm no Laboratório de Preparação Mineral (LPM) da UFPA. O material peneirado (frações 250–175, 175–125 e 125–75 μm) foi submetido a processos de separação gravimétrica (bateamento macro e micro em água, e micro em álcool) e magnética (ímãs de mão e em algumas situações separador eletromagnético *Isodynamic Frantz*). Posteriormente, com o auxílio de lupa binocular foram separados entre 70–90 cristais de zircão de cada amostra e montados em disco de epóxi juntamente com os padrões analíticos, polidos na altura da metade de sua espessura para expor o interior dos cristais, e revestida com uma película de ouro. Antes das análises foram observadas as estruturas internas, sobrecrescimentos, fraturas e inclusões nos cristais de zircão, utilizando imagens de catodoluminescência, obtidas no GeoLab-IGc-USP. Após a realização das análises foram adquiridas imagens de elétrons retroespalhados (*Backscattered Electron* – BSE) de detalhe dos cristais de zircão mais concordantes, para apresentação nos artigos, obtidas pela microsonda eletrônica modelo JEOL JXA-8230, do Laboratório de Microanálises da UFPA, operando sob condições de voltagem de aceleração de 15 kV e corrente do feixe de 20 μA , com distância de trabalho de 11 mm.

As análises realizadas pelo sistema SHRIMP IIe seguem os procedimentos analíticos segundo Stern (1998), Williams (1998) e Sato *et al.* (2008, 2014). O SHRIMP é um espectrômetro de massa acoplado a uma microsonda iônica de alta sensibilidade e resolução que utiliza um feixe colimado e acelerado de íons primários (O^{2-}) para atingir um alvo onde os íons secundários são gerados a partir de um *spot* de 30 μm . Os íons secundários são acelerados através do equipamento e os isótopos $^{254}\text{UO}^+$, $^{206}\text{Pb}^+$, $^{207}\text{Pb}^+$, $^{208}\text{Pb}^+$, $^{238}\text{U}^+$, $^{254}\text{ThO}^+$ e $^{196}\text{Zr}_2\text{O}^+$ gerados pela amostra são mensurados sucessivamente. A configuração do SHRIMP IIe no GeoLab-IGc-USP foi apresentada a seguir (Sato *et al.* 2014): (i) feixe primário \rightarrow abertura Kohler = 120 μm ; tamanho do *spot* = 30 μm ; densidade do feixe de O^{2-} = 2,5–7,0 ηA (dependendo da abertura do brilho); (ii) feixe secundário \rightarrow abertura da fonte = 80 μm ; resoluções de massa para $^{196}(\text{Zr}_2\text{O})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{238}U , $^{248}(\text{ThO})$ e $^{254}(\text{UO})$ variando entre 5.000 e 5.500 (1%), e resíduos $<0,025$. As correções exigidas pela técnica são feitas pelas análises de materiais desconhecidos e materiais de referência com relações isotópicas conhecidas para determinar fatores de calibração específicos (Black *et al.* 2004). Assim, durante a execução de cada cinco análises no material de idade desconhecida, uma análise é realizada no padrão de referência.

As análises das amostras selecionadas foram realizadas com o zircão de referência Temora-2 (idade estimada $416,78 \pm 0,33$ Ma; Black *et al.* 2004) para razões isotópicas padrão,

utilizadas nos cálculos dos fatores de correção de Pb e dos fatores de fracionamento, enquanto o SL13 (238 ppm; Sato *et al.* 2014) foi empregado para a composição do U. As correções de chumbo comum foram realizadas com ^{204}Pb , utilizando o modelo de Stacey & Kramer (1975). Os dados foram reduzidos com o *software* SQUID 1.6 (Ludwig 2009), enquanto o Isoplot 4.15 (Ludwig 2008) foi usado para o tratamento de dados e geração dos diagramas e o CorelDraw[®] v.20.0 para tratamento gráfico e geração das pranchas. Os erros da razão isotópica estão à 1σ (%) e das elipses de idade à 2σ (absoluto). Como as amostras têm mais de 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 analisados para o cálculo das idades envolveram: (i) o conteúdo de chumbo comum (^{204}Pb), com exclusão das análises com $f^{206} > 1\%$; (ii) precisão analítica, excluindo-se as razões isotópicas com erros maiores que 3,0%; e (iii) grau de discordância, sendo considerados as melhores análises aquelas com valores $<2\%$, que são capazes de gerar idades concordantes.

1.9.6 Geoquímica isotópica de háfnio em zircão

Para as análises *in-situ* de isótopos de Hf em zircão foram selecionados de dez a quinze cristais/amostra, a partir das cinco amostras datadas por U-Pb SHRIMP IIe: (i) NLD-18 = monzogranito equigranular (Granito Boa Sorte); (ii) NLD-31B = xenólito tonalítico (Suíte Mogno); (iii) NDP-45 = granodiorito equigranular (Complexo tonalito-granodiorito Ourilândia – Suíte Sanukitoide Ourilândia); (iv) NDP-87 = granodiorito porfirítico (Granodiorito Arraias – Suíte Sanukitoide Ourilândia); e (v) NDP-113B = trondhjemito porfirítico (Suíte Rio Verde). Tais análises foram obtidas no mesmo *spot* ou domínio com idades U-Pb concordantes, no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Instituto de Geociências da UFPA por um *Laser Ablation Multi-Collector Ion Coupled Plasma Mass Spectrometer* (LA-MC-ICP-MS) de alta resolução, modelo Neptune, marca Thermo Finnigan, equipado com uma sonda laser Nd:YAG 213nm, modelo LSX-213 G2 da marca CETAC.

Os parâmetros analíticos para operação do ICP-MS envolvem 16,0 l/min de fluxo de gás argônio (Ar) resfriador; 0,7 a 0,8 l/min de gás argônio auxiliar; 1,2 a 1,3 l/min de gás argônio de arraste, 1200 W de potência, -2000 de extração, em modo de análise estático em baixa resolução, utilizando oito coletores de Faraday. O diâmetro de *spot* do laser é de 50 μm , sendo que durante as análises o fluxo de gás hélio (He), responsável pelo transporte do material de ablação para o ICP-MS, variou de 450–500 ml/min, com frequência de 10 Hz e tempo total de ablação de aproximadamente 60 segundos. Com utilização de uma potência de 50%, que

forneceu uma densidade de energia de 4–5 J/cm² e permitiu obter um sinal da ordem de 1 a 3 volts para ¹⁷⁸Hf. O fracionamento elementar induzido pelo laser e a discriminação instrumental de massa foram corrigidos usando as razões isotópicas do zircão de referência GJ-1 (608,5 ± 1,5 Ma; Jackson *et al.* 2004, Morel *et al.* 2008), enquanto o Mud Tank (732 ± 1 Ma; Black & Gulson 1978, Horstwood *et al.* 2016) foi utilizado como material de referência secundário.

Para realizar as correções de interferências isobáricas dos isótopos Lu e Yb na massa 176, os isótopos de Lu, Hf e Yb foram medidos concomitantemente, com base nas razões isotópicas ¹⁷³Yb/¹⁷¹Yb, ¹⁷⁹Hf/¹⁷⁷Hf, ¹⁷⁵Lu/¹⁷⁷Hf e ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf. Assim, as interferências isobáricas do ¹⁷⁶Lu e ¹⁷⁶Yb foram corrigidas utilizando uma equação que envolve um fator de fracionamento de massa (β) para Lu e Yb e a intensidade dos sinais observados nos isótopos livres de interferência ¹⁷⁵Lu e ¹⁷³Yb, normalizados a partir de suas abundâncias isotópicas aceitas ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁵Lu = 0,026549 (Chu *et al.* 2002) e ¹⁷⁶Yb/¹⁷³Yb = 0,786956 (Thirlwall & Anczkiewicz 2004). O fator $\beta_{(Hf, Yb \text{ e } Lu)}$ foi calculado para cada medida realizada, uma vez que seu valor depende diretamente da razão medida entre os isótopos de interesse. Por outro lado, para corrigir o fracionamento isotópico provocado pelo equipamento durante as análises, de acordo com a lei exponencial (Russel *et al.* 1978), as razões isotópicas de Yb foram normalizadas assumindo valor de 1,12346 para ¹⁷³Yb/¹⁷¹Yb (Thirlwall & Anczkiewicz 2004) e as razões isotópicas de Hf foram normalizadas utilizando valor de 0,7325 para a razão ¹⁷⁹Hf/¹⁷⁷Hf (Patchett & Tatsumoto 1980). Para a realização destes cálculos de correção e obtenção dos valores corrigidos das razões ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf e ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf de cada ponto analisado, os dados brutos foram processados em macro Microsoft Excel, sendo selecionados aproximadamente 40 valores de um total de 60 dados integrados de 1,049 s/ponto (Bertotti 2012, Bertotti *et al.* 2013, Milhomem Neto *et al.* 2017). Para informações mais detalhadas sobre as correções de interferências isobáricas e fracionamento isotópico provocado pelo equipamento durante as análises consultar Milhomem Neto *et al.* (2017, 2019).

Planilhas de Excel foram utilizadas para calcular as idades-modelo dois estágios ou crustais (Hf-T_{DM}^C) e os parâmetros épsilon háfnio (ϵ_{Hf}) no tempo t, $\epsilon_{Hf(t)}$, assim como para gerar os diagramas de evolução do Hf vs. tempo. O acabamento gráfico e confecção das pranchas foram realizados com o *software* CorelDraw[®] v.20.0. Para os cálculos foi usada a constante de decaimento λ_{176Lu} de 1,867x10⁻¹¹ anos⁻¹ (Söderlund *et al.* 2004), razão ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf de 0,015 para o valor médio da crosta continental (Griffin *et al.* 2002, 2004, Belousova *et al.* 2009, 2010) e razões ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf e ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf atuais para o Reservatório Uniforme Condritico (CHUR) de 0,0336 e 0,282785 (Bouvier *et al.* 2008) e para o manto empobrecido (DM) de 0,0388 e 0,28325 (Andersen *et al.* 2009), respectivamente.

CAPÍTULO 2 MAGMATISMO MESOARQUEANO DE OURILÂNDIA DO NORTE – PA: AFINIDADES PETROLÓGICAS E IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS PARA A PROVÍNCIA CARAJÁS

Magmatismo Mesoarqueano de Ourilândia do Norte-PA: afinidades petrológicas e implicações tectônicas para a Província Carajás

Mesoarchean Magmatism of Ourilândia do Norte-PA: petrological affinities and tectonic implications for the Carajás Province

Luciano Ribeiro da Silva^{1,2}, Davis Carvalho de Oliveira^{1,2}

RESUMO: Este estudo investiga a diversidade, afinidades petrológicas, mecanismos de ascensão e colocação, regime e temperatura de deformação, além do significado tectono-magmático dos granitoides mesoarqueanos que ocorrem aos arredores de Ourilândia do Norte, sudeste do Estado do Pará. O magmatismo mesoarqueano desta área foi agrupado em duas suítes com histórias petrológicas distintas, denominadas suíte granitoide Mg-K e suíte granodiorito-granito Fe-K, ambas de natureza cálcico-alcálica. Raras ocorrências de granitoides de afinidade toleítica de alto-Na também são identificadas. A associação granodiorito-granito Fe-K compõem dois batólitos orientados na direção principal E-W, separados por uma faixa subparalela de granitoides Mg-K. O granitoide alto-Na ocorre localmente, como um pequeno *stock* elipsoidal orientado na direção E-W. As porções centrais dos batólitos representam domínios de menor *strain*, caracterizado por trama planar de direção principal E-W e mergulho subvertical, enquanto as bordas desses plútons são caracterizadas por domínios de maior *strain*, sugerindo que eles são limitados por zonas de cisalhamento de escala regional. Os dados meso- e microestruturais indicam que as rochas estudadas são sin-tectônicas e foram afetadas por deformação de moderada a alta temperatura (> 500 °C) e baixo esforço diferencial, durante resfriamento, na presença de água, em regime transpressivo sinistral, controlado predominantemente por cisalhamento puro. Os granitoides equigranulares Mg-K mostram assinatura geoquímica análoga ao Granodiorito Rio Maria e foram formados pela diferenciação de

magma máfico parental derivado de fusão parcial do manto previamente metassomatizado por *slab melt*, enquanto os enclaves foram gerados pela fusão do manto metassomatizado por fluidos. A variedade granodiorítica heterogranular Mg-K pode ser produzida por intenso fracionamento de hornblenda ± clinopiroxênio, a partir do granodiorito equigranular Mg-K. O granito equigranular Fe-K é composicionalmente afim dos demais leucogranitos alto-K da Província Carajás e foi originado pela anatexia de crosta TTG. O granodiorito porfirítico Fe-K foi interpretado como produto de fusão parcial do manto extensivamente enriquecido, com participação de líquidos anatéticos crustais. O granito heterogranular Fe-K tem origem híbrida envolvendo *mingling/mixing* entre 60% de magmas derivados de fusão parcial do manto metassomatizado e 40% da crosta juvenil. A origem do granodiorito porfirítico Mg-K teria envolvido processos de mistura binária entre 80% de magmas derivados do manto metassomatizado e 20% de magmas derivados de anatexia crustal. A petrogênese do granitoide alto-Na foi modelada como uma mistura entre 70-80% de líquido trondhjemitico de assinatura TTG e 20-30% de magma análogo aos enclaves Mg-K. A análise integrada de todas as informações petrológicas e estruturais convergem indicando que a construção, deformação e estabilização do segmento de crosta estudado ocorreram em um cenário paleotectônico similar aos sistemas orogênicos modernos. A comum ocorrência de unidades granitoides análogas em outros terrenos arqueanos combinada a uma interpretação unânime de que a formação de grande

¹Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), Instituto de Geociências (IG), Universidade Federal do Pará (UFPA), caixa postal 8608, CEP-66075-110, Belém, Pará, Brasil. E-mail: lucianor@ufpa.br

²Grupo de pesquisa Petrologia de Granitoides (PPGG), IG, UFPA, Brasil. E-mail: davis@ufpa.br

Magmatismo Mesoarqueano de Ourilândia do Norte - PA: Afinidades Petroológicas e Implicações Tectônicas para a Província Carajás

parte dessas rochas requer fusão parcial do manto previamente metassomatizado são evidências fortes de que o início do estilo moderno da tectônica de placas foi precoce na história da Terra (<3,0 Ga), onde seria possível hibridização de fluidos/melt da placa subductante (*slab*) com o peridotito sobrejacente da cunha mantélica. Deste modo, admite-se que os granitoides estudados foram formados durante a segunda etapa de um modelo tectono-magmático de dois estágios: (i) primeiro estágio (2,98-2,92 Ga) - subducção de baixo ângulo com colocação de *slab*-melt e metassomatismo da cunha mantélica; (ii) segundo estágio (-2,88-2,87 Ga) - ambiente colisional, caracterizado por espessamento crustal e retrabalhamento litosférico, onde zonas de cisalhamento litosféricas condicionaram a ascensão e colocação dos magmas, atuando como condutos pré-existentes para o transporte e interação entre magmas mantélicos e crustais.

PALAVRAS-CHAVE: Granitoides; Arqueano; Petrogênese; Tectônica; Província Carajás.

ABSTRACT: *This study investigates the diversity, petrological affinities, ascent, emplacement mechanisms, deformation regime and temperature, as well as the tectono-magmatic significance of the Mesoarchean granitoids of Ourilândia do Norte, southeast of the Pará State (Brazil). The Mesoarchean magmatism of that area was grouped in two suites with distinct petrological histories, denominated Mg-K granitoid suite and Fe-K granodiorite-granite suite, both of them with calcic-alkaline nature. Rare occurrences of high-Na tholeiitic affinity granitoids are also identified. The Fe-K granodiorite-granite association consists of two batholiths oriented in the main E-W trend, separated by a rock strip represented by Mg-K granitoids. The high-Na granitoid occurs locally, as a small ellipsoidal stock oriented in the E-W direction. The central portions of the batholiths represents lower strain domains, characterized by planar fabric of main E-W direction and subvertical dip, while the pluton borders are characterized by higher strain domains, suggesting that they are limited by regional scale shear zones. Meso- and microstructural data indicates that the rocks studied are syn-tectonic and were affected by deformation of moderate to high temperature (> 500 °C) and low differential stress, during cooling, in the water presence, during a sinistral transpressive regime predominantly controlled by pure shear. The Mg-K equigranular granitoids*

show a geochemical signature analogous to the Rio Maria Granodiorite and were formed by the differentiation of parental mafic magma derived from partial melting of the mantle previously metassomatized by slab melt, while the enclaves were generated by the melting of the metassomatized mantle by fluids. The Mg-K heterogranular granodioritic variety can be produced by intense hornblende-clinopyroxene fractionation from the Mg-K equigranular granodiorite. The Fe-K equigranular granite is compositionally related to the others high-K leucogranites of Carajás province and was originated by TTG crust anatexis. The Fe-K porphyritic granodiorite is interpreted as a product of partial melting of the extensively enriched mantle, with crustal melt participation. The Fe-K heterogranular granite has a hybrid origin involving mingling/mixing between 60% of magmas derived from partial melting of the metassomatized mantle and 40% of the juvenile crust. The Mg-K porphyritic granodiorite would have been generated by binary mixing processes between magmas derived from the mantle metassomatized (80%) and magmas derived from crustal anatexis (20%). The high-Na granitoid petrogenesis was modeled as a mixture between 70-80% from trondhjemite with TTG signature and 20-30% of magma analogous to the Mg-K enclaves. The integrated analysis of all petrological and structural information indicates that the crustal growth, deformation and stabilization of the studied area could have occurred in a paleotectonic setting similar to modern orogenic systems. The common occurrence of analogous granitoid units in others Archean terrains as well as a unanimous interpretation that the formation of a large part of those rocks require partial melting of the previously metassomatized mantle are strong evidence that the onset of the modern-style plate tectonics was premature in the Earth history (<3.0 Ga), where would be possible hybridization between fluids/melt released by slab and peridotite mantle. Thus, it is assumed that the granitoids studied were formed during the second stage of a two-stage tectono-magmatic model: (i) first stage (2.98-2.92 Ga) - low-angle subduction with slab-melt emplacement and mantle wedge metasomatism; (ii) second stage (-2.88-2.87 Ga) - collisional environment, characterized by crustal thickening and lithospheric reworking, which lithospheric shear zones were conditioned by the magma rise and emplacement, acting as pre-existing conduits to transport and contribute to the interaction between mantle- and crustal-derived magmas.

KEYWORDS: Granitoids; Archean; Petrogenesis; Tectonics; Carajás province.

INTRODUÇÃO

Granitoides são excelentes marcadores tectônicos, assim como de crescimento, retrabalhamento e deformação crustal, e quando colocados em sistemas orogênicos do estilo moderno podem registrar seus diferentes cenários tectônicos (pré-colisional, colisional ou pós-colisional), devido ao estreito intervalo de tempo dos processos de cristalização, quando comparados à duração total da orogênese (Best 2003, Neves 2012, Nedelec & Bouchez 2015). O estudo da natureza, forma e estrutura interna de plútons combinado com observações microestruturais e o padrão estrutural das rochas encaixantes podem fornecer valiosas informações sobre os processos petrogenéticos, mecanismos de ascensão, colocação, deformação e cenários paleotectônicos (Paterson *et al.* 1989, Blenkinsop 2000, Best 2003, Passchier & Trouw 2005, Neves 2012, Nedelec & Bouchez 2015).

A crosta continental tem sido continuamente formada a partir do manto em decorrência da diferenciação e resfriamento da Terra, no entanto as taxas e mecanismos de crescimento crustal mudaram ao longo do tempo geológico, de modo que pelo menos 70% do volume continental atual foi formado antes de 2,5 Ga (Taylor & McLennan 1985, 1995; Belousova *et al.* 2010, Dhuime *et al.* 2012, Guitreau *et al.* 2012). Desta forma, o final do Arqueano tem sido considerado como um período de fundamentais mudanças geodinâmicas, mas a natureza e a origem dessas mudanças ainda são matéria de intenso debate (Taylor & McLennan 1995, Condie & O'Neill 2010, Laurent *et al.* 2014a), assim como questionamentos de quando e como o estilo moderno da tectônica de placas (horizontal) teve início no planeta. A maioria dos pesquisadores defendem que esta vem atuando desde o Arqueano (<3,0 Ga), em pelo menos algumas regiões do planeta e se difundiu globalmente em -2,7 Ga (Cawood *et al.* 2006, Van Kranendonk *et al.* 2007; Condie & Kröner 2008), no entanto, alguns argumentam que o início da tectônica se deu em tempos ainda mais antigos, durante o Hadeano (<4,2 Ga; Hopkins *et al.* 2008), e outros indicam um começo muito mais recente, em torno de -1 Ga (Stern 2005, 2006, 2008) ou -0,85 Ga (Hamilton 2011).

A Província Carajás (PC), localizada na porção sudeste do Estado do Pará, é o maior núcleo

arqueano do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981) e conhecida mundialmente como a maior província mineral do planeta, foi compartimentada pelo Serviço Geológico do Brasil - CPRM (Santos, 2003; Vasquez *et al.* 2008) em Domínio Rio Maria (DRM) a sul de idade mesoarqueana (-3,0-2,86 Ga) e Domínio Carajás (DC) a norte de idade meso- a neoarqueana (-3,0-2,70 Ga). A área de estudo compreende a região entre Ourilândia do Norte e Água Azul do Norte (Fig. 1), tem 45x22 Km de extensão (-990 Km²) e está situada na porção centro-oeste da PC, ao longo da fronteira entre os DRM e DC.

Nos últimos anos, estudos de mapeamento geológico-estrutural de semi-detalle (1:50.000) combinados com petrografia, microestrutural, geoquímica e geocronologia Pb-Pb (Santos *et al.* 2013a, Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2018) permitiram um significativo avanço do conhecimento sobre a natureza e aspectos estruturais do diversificado magmatismo mesoarqueano (-2,88-2,87 Ga) deste segmento de crosta, o qual é formado por diversas variedades de granitoides, agrupadas em duas suítes, denominadas Mg-K e Fe-K, ambas de natureza cálcico-alcalina, e uma variedade de ocorrência subordinada e natureza distinta das demais por apresentar afinidade toleítica, alto-Na (Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2018). Essas rochas têm correspondentes em todos os crátons e representam um dos últimos eventos geológico do Arqueano em cada um desses terrenos, indicando que estão relacionadas à estabilização final da litosfera arqueana. Embora esse evento seja diacrônico de um cráton a outro, ele ocorreu entre 3,0 e 2,5 Ga em escala global (Sylvester 1994, Frost *et al.* 1998, Champion & Smithies 1999, Moyen *et al.* 2003, Oliveira *et al.* 2009, Heilimo *et al.* 2013, Almeida *et al.* 2011, 2013; Laurent *et al.* 2014a).

A integração e reavaliação de dados já existentes do magmatismo mesoarqueano de Ourilândia permitiram esclarecer sua diversidade, afinidades petrológicas e mecanismos de ascensão e colocação, além do regime e temperatura de deformação, assim como seu significado paleotectônico. Neste contexto, este trabalho permitiu uma melhor compreensão sobre os mecanismos de crescimento, retrabalhamento e deformação de crosta continental primitiva, além de discutir suas implicações para o início do estilo moderno da tectônica de placas.

Magmatismo Mesoarqueano de Ourilândia do Norte - PA: Afinidades Petrológicas e Implicações Tectônicas para a Província Carajás

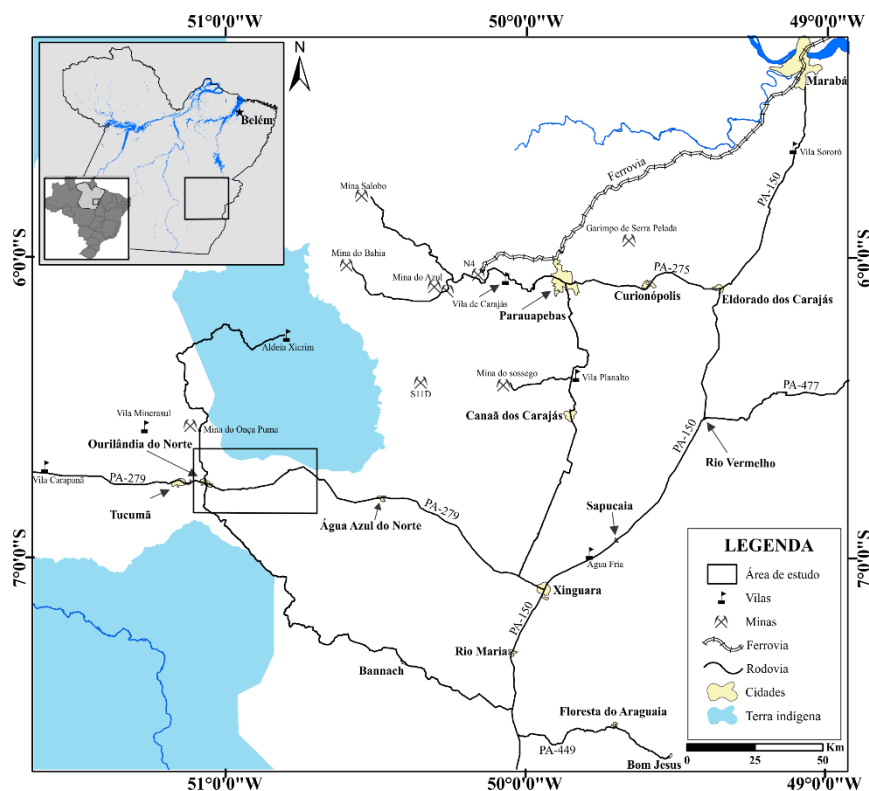


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo

GEOLOGIA REGIONAL

A Província Carajás (Santos 2003, Vasquez *et al.* 2008; Fig. 2) foi subdividida por Souza *et al.* (1996) em Terreno Granito Greenstone de Rio Maria, a sul, e Bacia Carajás, a norte. O primeiro compreendia as rochas mais antigas, de características ígneas bem preservadas, enquanto a porção norte manteria um embasamento mesoarqueano, afetado por eventos tectonotermiais de idade neoarqueana, representados por intrusões granitoide e uma vasta sequência vulcano-sedimentar. Posteriormente, a CPRM (Santos 2003; Vasquez *et al.* 2008) oficializou a compartimentação tectônica da PC em dois domínios, conhecidos como Domínio Rio Maria a sul de idade mesoarqueana (3,0-2,86 Ga) e Domínio Carajás a norte de idade meso- a neoarqueana (3,0-2,70 Ga). Mais recentemente, Dall'Agnol *et al.* (2013) indicaram que o segmento de crosta considerado como embasamento da Bacia Carajás, que se estenderia desde a sua borda sul até o limite com o DRM, também conhecido como domínio

de transição (Dall'Agnol *et al.* 2006) ou subdomínio de transição (Feio & Dall'Agnol 2012), não corresponderia a uma crosta arqueana tectonicamente homogênea, o que levou à adoção das denominações Domínio Sapucaia (DS) e Domínio Canaã dos Carajás (DCC), conforme observado na Figura 2c. Nesse contexto, a seguir estão apresentadas as principais associações litológicas que compõem tais domínios.

O DRM, de idade exclusivamente mesoarqueana, é caracterizado por associações *greenstone belt* do Supergrupo Andorinhas (3,0-2,9 Ga; Macambira & Lancelot 1991, Pimentel & Machado 1994, Avelar 1996, Souza *et al.* 2001, Rolando & Macambira 2003, Lafon *et al.* 2000), incluindo o Grupo Tucumã que aflora na área de estudo (Araújo & Maia 1991) e diversas associações granitoides, agrupadas em: (a) suítes TTG (2,98-2,92 Ga), representadas pelas unidades tonalíticas Arco Verde, Mariazinha e Caracol, além do Trondhjemito Mogno (Macambira & Lafon 1995; Rolando & Macambira 2003; Almeida *et al.* 2011); (b) Suíte Sanukitoide Rio Maria (2,87

Ga) formada pelo Granodiorito Rio Maria e rochas associadas (Oliveira *et al.* 2009, Santos *et al.* 2013a, Santos & Oliveira 2016); (c) Suíte Guarantã (2,87 Ga) formada por leucogranodiorito-granitos de alto Ba-Sr representados pelos plútons Guarantã, Trairão e Azulona (Almeida *et al.* 2010, 2013); (d) leucogranitos cálcico-alcálicos, alto-K (2,86 Ga), representado pelo Granito Mata Surrão e plútons afins (Lafon *et al.* 1994; Almeida *et al.* 2013). Em alguns locais essas rochas são recobertas por siliciclásticas, transgressivas do Grupo Rio Fresco (Docegeo 1988). No Paleoproterozóico (-1,88 Ga), este terreno foi afetado por magmatismo plutônico Tipo-A da Suíte Jamon, com subvulcanismo associado (Rivalenti *et al.* 1998, Silva Jr. *et al.* 1999, Dall'Agnol *et al.* 2005, Dall'Agnol & Oliveira 2007, Silva *et al.* 2016).

O DS é formado por associações TTG similar ao DRM, no entanto seu embasamento mesoarqueano foi intensamente deformado e seccionado por magmatismo neoarqueano, representado por: (i) associações TTG, compostas pelo trondhjemitos de Água Azul do Norte (2,93 Ga), Colorado (2,87 Ga) e Água Fria (2,86 Ga); (ii) tonalito com anfibólio formado pelo Tonalito São Carlos; (iii) granitoides de alto-Mg definidos pelos granodioritos Água Azul e Água Limpa, colocados em 2,87 Ga; (iv) granitos cálcico-alcálicos alto Ba-Sr representados pelos leucogranodioritos Pantanal e Nova Canadá; e (v) granitos cálcico-alcálicos, alto-K representados pelos granitos Xinguara (2,86 Ga) e Velha Canadá (2,75 Ga) (Santos *et al.* 2013b, Teixeira *et al.* 2013, Silva *et al.* 2014, Gabriel & Oliveira 2014, Oliveira *et al.* 2014, Leite-Santos & Oliveira 2016).

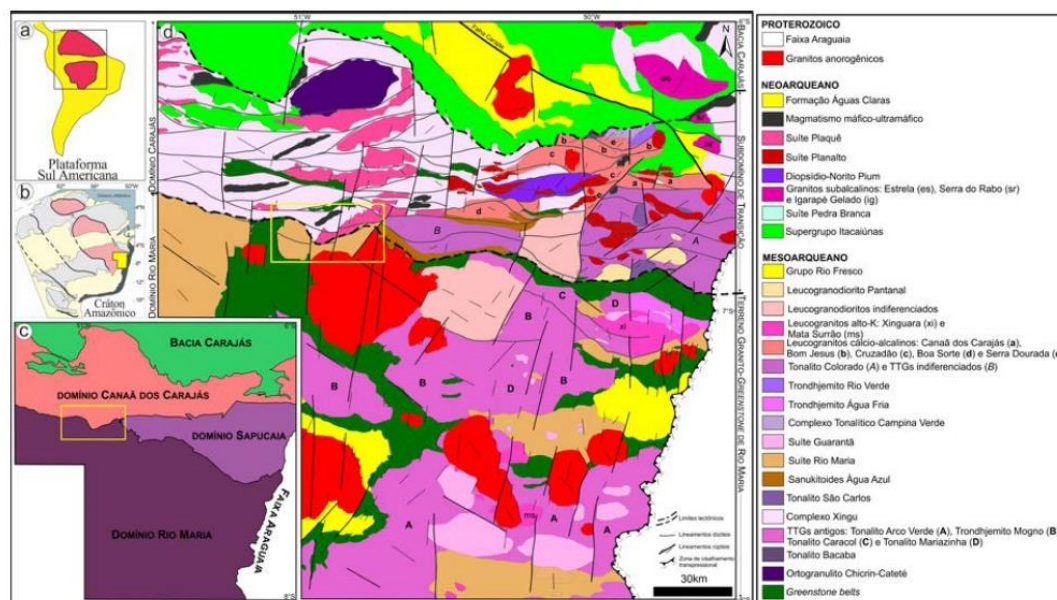


Figura 2. (a) Localização do Cráton Amazônico na Plataforma Sul Americana (Almeida *et al.* 1981); (b) Localização da Província Carajás no Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira 2004); (c) Compartimentação tectônica da Província Carajás segundo Dall'Agnol *et al.* (2013), com a localização da área sob estudo; e (d) mapa geológico regional da Província Carajás (modificado de Oliveira *et al.* 2014) com a localização da área de estudo. Na parte esquerda é mostrado a proposta de compartimentação tectônica de acordo com Vasquez *et al.* (2008) e a direita a proposta de Feio & Dall'Agnol (2012)

O DCC, de idade meso- a neoaqueana (3,0-2,70), é caracterizado pela predominância de granitos cálcico-alcálicos, alto-K e provavelmente representa o embasamento da Bacia Carajás, formada pelo Supergrupo Itacaiúnas. O DCC é constituído pelo Ortogranulito Chicrim-Cateté (3,0 Ga), pelas rochas do Complexo Xingu (2,97-2,86 Ga), Diopsídio-Norito Pium (2,74 Ga) e por seis grupos de granitoides: (i) tonalitos com anfibólio representado pelas unidades Tonalito Bacaba (3,0 Ga) e Complexo Tonalítico Campina Verde (2,87-2,85 Ga); (ii) suíte TTG, com

baixa expressividade areal, composta pelo Trondhjemito Rio Verde (2,93 Ga); (iii) Granito Canaã dos Carajás cálcico-alcálico, sódico (2,95-2,93 Ga); (iv) granitos cálcico-alcálicos, alto-K, com grande expressividade volumétrica, formados pelos granitos Bom Jesus (sem idade definida), Cruzadão (2,86-2,85 Ga), Serra Dourada (2,85-2,83 Ga) e Boa Sorte (2,86 Ga); (v) Suíte Pedra Branca de idade 2,75; e (vi) Suíte Planalto e rochas charnockíticas associadas, de idade 2,73 Ga (Feio *et al.* 2012, Feio & Dall'Agnol 2012, Feio *et al.* 2013, Santos *et al.* 2013c, Rodrigues *et al.* 2014).

MATERIAIS E MÉTODOS

O mapeamento geológico-estrutural da área de estudo foi realizado por pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides – GPPG da UFPA, onde foram visitados 197 afloramentos. Nestes, foram realizados a descrição dos principais aspectos litológicos e estruturais, assim como das relações de contato entre os granitoides estudados e suas rochas encaixantes. Para a localização desses pontos foi utilizado um aparelho GPS (*Global Position System*) com precisão de -3 m. A confecção do mapa geológico da área de estudo foi realizada utilizando o *software ArcGIS® v. 10.5/2017*, com base na integração de dados de campo, imagens de radar (SRTM, resolução espacial de 15 m), aerogamaespectrométricas e aeromagnetométricas (Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2018). Os estereogramas foram gerados no *software Stereonet v. 9.9.3/2017* e as seções geológicas foram confeccionadas a mão e digitalizadas utilizando o *software Corel Draw® v. X9/2017*.

Estudos detalhados de petrografia e microestrutural foram realizados por Santos & Oliveira (2016) e Silva *et al.* (2018). As lâminas (polida ou delgada) foram preparadas na Oficina de Laminação do Instituto de Geociências da UFPA, com seções de corte aproximadamente perpendicular à foliação da rocha, e sempre que possível paralela ao *rake*. A análise modal quantitativa foi adquirida a partir da contagem de 2000 pontos, em 115 lâminas das diversas variedades de granitoides, distribuídos numa malha de 0,4 mm de espaçamento, em contador de pontos automático da ENDEEPER (*software Hardledge; v. Worskstation 1.3.6.IIIII*) e utilizando os princípios de Chayes (1956) e Hutchison (1974). Para a classificação esses dados foram plotados nos diagramas Q-A-P (Le Maitre 2002), conforme estabelecido pela IUGS (*International Union of Geological Sciences*). A análise das microestruturas magmáticas permitiu um avanço na compreensão dos processos petrogenéticos envolvidos na formação dos granitoides estudados, enquanto o exame dos diferentes tipos de microestruturas de recristalização especialmente aquelas observadas em quartzo e feldspatos permitiram estimar a temperatura de deformação. Adicionalmente, o estudo microestrutural possibilitou inferir a relação entre origem e deformação dessas rochas, assim como realizar uma listagem das diversas transformações tardi- a pós-magmáticas, permitindo um melhor entendimento das condições de reequilíbrio e papel dos fluidos em estágio *subsolidus*.

Os dados de geoquímica foram obtidos a partir de 135 amostras representativas das diversas rochas estudadas (Santos & Oliveira 2016; Silva *et al.* 2018). As amostras selecionadas foram trituradas, pulverizadas, homogeneizadas e quarteadas no Laboratório de Preparação de Amostras (OPA) do Instituto de Geociências da UFPA e as análises químicas foram realizadas pela ACME *Analytical Laboratories* Ltda. (Vancouver, Canadá), onde os conteúdos de elementos maiores e menores foram analisados por ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma Emission Spectroscopy*) e os elementos traços por ICP-MS (*Inductively coupled plasma mass spectrometry*). A classificação geoquímica e avaliação do comportamento dos elementos maiores, menores e traços foram feita por meio de diagramas adequados, conforme indicado por Ragland (1989), Rollinson (1993), Frost *et al.* (2001) e Gill (2010). A geração de todos os diagramas foi realizada com o *software GCDkit® v. 5.0/2018*, enquanto o *Corel Draw® (v. 20.0/2018)* foi utilizado para tratamento e construção das pranchas.

As análises isotópicas foram realizadas pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão, a partir de espectrômetro de massa de ionização termal modelo FINNIGAN MAT 262, no Laboratório de Geologia Isotópica do IG/UFPA, utilizando os métodos de Kober (1986). Foram analisados 16 cristais de zircão de um anfíblio-biotita granodiorito (2875 ± 2 Ma) e 31 de um granodiorito livre de anfíblio (2884 ± 3 Ma), de modo que apenas 5 cristais no primeiro e 3 cristais no último foram utilizados para o cálculo da idade de cristalização, uma vez que os demais apresentaram razões $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ acima de 0,0004 ou conteúdo de Pb insuficiente para a datação (Santos *et al.* 2013a).

CLASSIFICAÇÃO

Os granitoides mesoarqueanos de Ourilândia do Norte foram agrupados em duas suites, denominadas de suite granitoide Mg-K e suite granodiorito-granito Fe-K, ambas de natureza cálcico-alcálica. Mais restritamente ocorre uma variedade distinta de afinidade toleítica, alto-Na (Santos & Oliveira 2016; Silva *et al.* 2018). A classificação petrográfica e diagramas discriminantes das duas séries magmáticas definidas por essas rochas é mostrada na Figura 3, onde as faixas cinzas, observadas nos diagramas das figuras 3c-d, são propostas neste trabalho como um intervalo transicional dos valores de Fe^* e $\text{Mg}^\#$, que separa claramente as rochas estudadas. Na Figura 4 é mostrado os

aspectos texturais de cada variedade, onde temos: (i) suíte Mg-K que agrupa seis variedades de sanukitoides e rochas associadas, petrograficamente definidas como epidoto-hornblenda-biotita granodiorito equigranular (EHBGde, Fig. 4a), epidoto-hornblenda-biotita tonalito equigranular (EHBTLne, Fig. 4b), epidoto-hornblenda quartzo monzodiorito equigranular (EHQzMzDe, Fig. 4c), epidoto-biotita granodiorito heterogranular (EBGdh; Fig. 4d), biotita-hornblenda granodiorito porfirítico (BHGdp, Fig. 4e), e epidoto-biotita-hornblenda (quartzo) diorito equigranular (EBHQzDe; Fig. 4f) e enclave máfico microgranular (EMM); (ii) suíte Fe-K formada por uma associação granodiorito-granítica, representada por três variedades litológicas, petrograficamente definida como biotita monzogranito equigranular (BMzGe, Fig. 4g), biotita monzogranito heterogranular (BMzGh, Fig. 4h) e titanita-epidoto-biotita granodiorito esparsamente porfirítico (TEBGdep, Fig. 4i); e (iii) granitoide alto-Na, classificado como epidoto-biotita trondhjemito porfirítico (EBTdp; Fig. 4j).

No item geoquímica foi preparada uma síntese dos dados geoquímicos dessas rochas, no entanto, antecipadamente, vale ressaltar o maior espectro composicional dos conteúdos de K_2O e valores da razão K/Na para as rochas da suíte Mg-K, em especial dos EMMs, em relação aquelas da Fe-K. O EBTdp mostra Mg# relativamente alto, baixos conteúdos de K_2O (Fig. 3c) e com menor razão K/Na entre os granitoides estudados (Fig. 3d).

GEOLOGIA

O mapa geológico da área de estudo (Fig. 5) mostra que a associação granodiorito-granito da suíte Fe-K constitui dois batólitos de natureza composta, separados por uma faixa de granitoides Mg-K, predominantemente formada por EHBGde, com ocorrência localizada de lentes ou pequenos plútons de fácies EHBTLne, EHQzMzDe e EBHQzDe. O batólito Fe-K, situado na porção central do mapa, tem forma elipsoidal, com maior eixo orientado na direção principal E-W, dimensões de ~ 37x8 Km, enquanto o segundo, localizado na porção sudeste, tem forma de arco e foi cortado a sul pelo Granito Seringa. O granodiorito porfirítico Mg-K (BHGdp) ocorre na porção sudoeste do mapa, como dois plútons, um em contato com os granitos Fe-K; e o outro com os *greenstones belts* de Tucumã, separados por uma faixa de sanukitoide de fácies EHBGde (ver Fig. 5). O granitoide alto-Na (EB-

Tdp) apresenta uma ocorrência localizada, situado na porção central do mapa, como um pequeno *stock* elipsoidal E-W e dimensões de ~2x1 Km (Santos & Oliveira 2016; Silva *et al.* 2018).

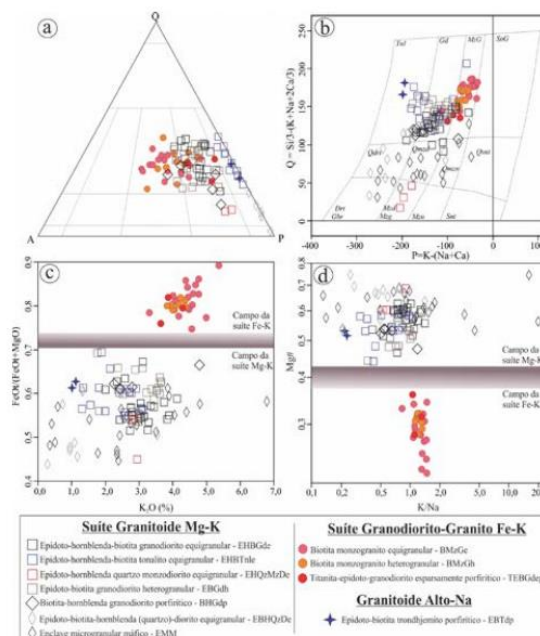


Figura 3. Diagramas de classificação petrográfica e geoquímica dos granitoides mesoarqueanos estudados. (a) Q-A-P (LeMaitre 2002); (b) P-Q (Debon & Le Fort 1983); (c) $Fe^* [FeO^*/(FeO^*+MgO)]$ vs. K_2O ; e (d) $Mg\# [(MgO_{mol})/(MgO_{mol}+FeO^*_{mol})]$ vs. K/Na (modificado de Moyen *et al.* 2003). A faixa cinza representa um intervalo transicional dos valores de Fe^* e $Mg\#$ e separa as rochas estudadas em dois grupos composicionais: Mg-K e Fe-K.

Os granitoides da suíte Mg-K apresentam um grande número de EMM, de composições heterogêneas (Figs. 6a e 6b), frequentemente orientados segundo a direção principal da foliação. Por outro lado, na suíte Fe-K, os granitos (BMzGe e BMzGh) são caracterizados pela ausência de EMMs, sendo que apenas na variedade granodiorítica (TEBGdep) foram identificados a ocorrência destes (Fig. 6c), que também ocorrem em grande número e orientados de acordo com a foliação. Até o momento não há um trabalho definindo a natureza dos EMMs hospedados no granodiorito da suíte Fe-K, assim como sua comparação com aqueles mapeados nos granitoides Mg-K, já caracterizados por Santos & Oliveira (2016).

Magmatismo Mesoarqueano de Ourilândia do Norte - PA: Afinidades Petrológicas e Implicações Tectônicas para a Província Carajás

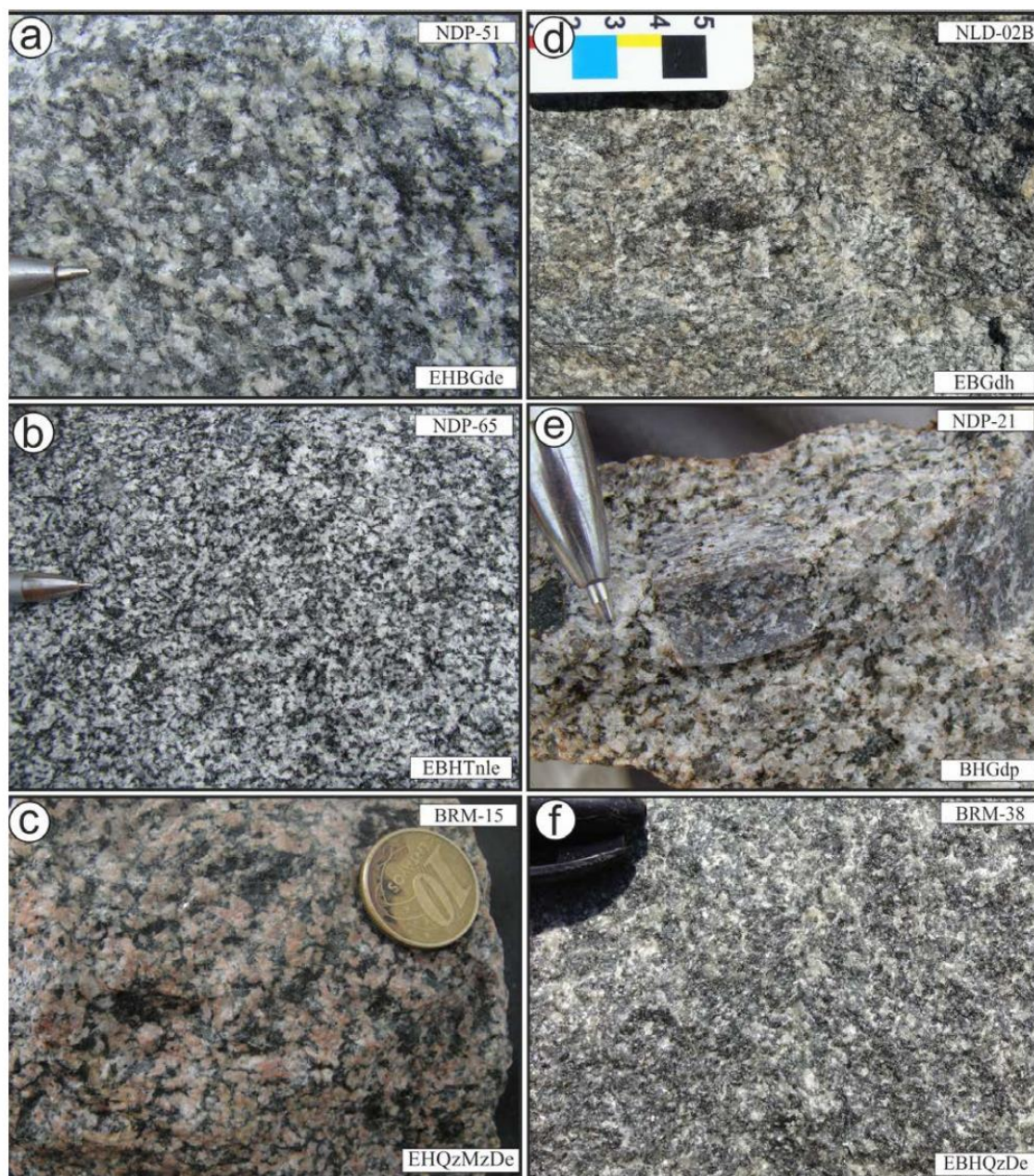


Figura 4. Amostras representativas dos granitoides da suíte Mg-K (modificado de Santos & Oliveira 2016; Silva et al. 2018). (a) epidoto-hornblenda-biotita granodiorito equigranular - EHBGde mostrando textura equigranular média, típico desta variedade; (b) epidoto-hornblenda-biotita tonalito equigranular - EBHTnle mostra aspectos texturais e mineralógicos semelhantes as rochas de fácies EHBGde, diferindo essencialmente por apresentar maiores valores na razão $Pl1/Kfs1$; (c) epidoto-hornblenda quartzo monzodiorito equigranular - EHQzMzDe mostrando textura equigranular grossa (d) epidoto-biotita granodiorito heterogranular - EBGdh formado por fenocristais de feldspatos imersos em matriz de agregados de quartzo, feldspatos e fases máficas; (e) biotita-hornblenda granodiorito porfirítico - BHGdp com textura definida por fenocristais centimétricos de álcali-feldspato hipidiomófico imerso em matriz de granulação média; e (f) epidoto-biotita-hornblenda quartzodiorito equigranular - EBHQzDe apresentando textura equigranular fina.

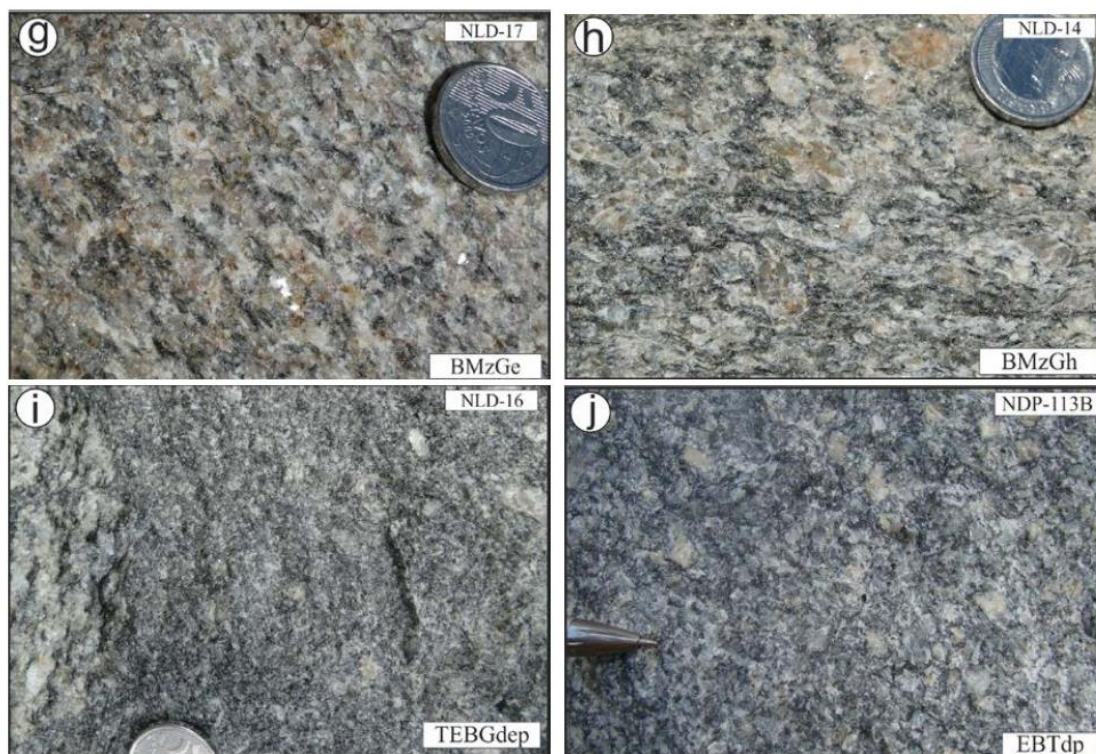


Figura 4 (continua). Amostras representativas dos granitoides da suíte Fe-K. (g) biotita monzogranito equigranular – BMzGe mostrando aspecto textural homogêneo típico dessas rochas, com trama definida essencialmente pela orientação preferencial de micas; (h) biotita monzogranito heterogranular – BMzGh com foliação protomilonítica, formada por porfiroclastos de feldspatos, contornados por agregados alongados de quartzo e cristais de biotita; e (i) titanita-epidoto-biotita granodiorito esparsamente porfirítico - TEBGdep formado por fenocristais de feldspato centimétrico, imersos em matriz de granulação fina, composta por quartzo, feldspatos, biotita, epidoto e titanita. (j) Amostra representativa do granitoide alto-Na (epidoto-biotita trondhjemito porfirítico – EBTdp) formado por fenocristais grossos (>5 mm) de plagioclásio imersos em matriz de granulação fina (<1 mm) de quartzo, feldspatos e biotita. Observe a presença de pequenos enclaves máficos com aspecto digerido.

Os batólitos Fe-K apresentam inúmeras lentes de sanukitoide de fácies EBGdh (Fig. 5), as quais são cortadas por veios graníticos (Fig. 6d), sugerindo que essas lentes de EBGdh são relativamente mais antigas do que os granitos Fe-K hospedeiros. Uma análise em escala de mapa reforça a hipótese de que ambos os batólitos Fe-K são intrusivos nas rochas Mg-K, no entanto, a ausência de feições como bordas de resfriamento e enclaves angulosos aponta um contraste de viscosidade relativamente baixo entre essas rochas (BMzGe e EBGdh), tornando inviável descartar que seus magmas possam ter coexistido e interagido durante os processos de transporte e colocação.

O BMzGe é volumetricamente mais abundante em ambos os batólitos Fe-K, enquanto o BMzGh ocorre localmente associado a lentes de TEBGdep (Fig. 5). O BMzGh e TEBGdep frequentemente mostram relações de *mingling* entre si, como por exemplo, enclaves arredondados de TEBGdep hospedados em BMzGh (Fig. 6b) e cristais de feldspato deste último mecanicamente infiltrados no primeiro (Fig. 6e). A Figura 6c mostra a ocorrência de EMMs e enclave tonalítico hospedados na variedade TEBGdep, enquanto a Figura 6f mostra a comum presença de pequenos EMMs no granitoide alto-Na.

Magmatismo Mesoarqueano de Ourilândia do Norte - PA: Afinidades Petroológicas e Implicações Tectônicas para a Província Carajás

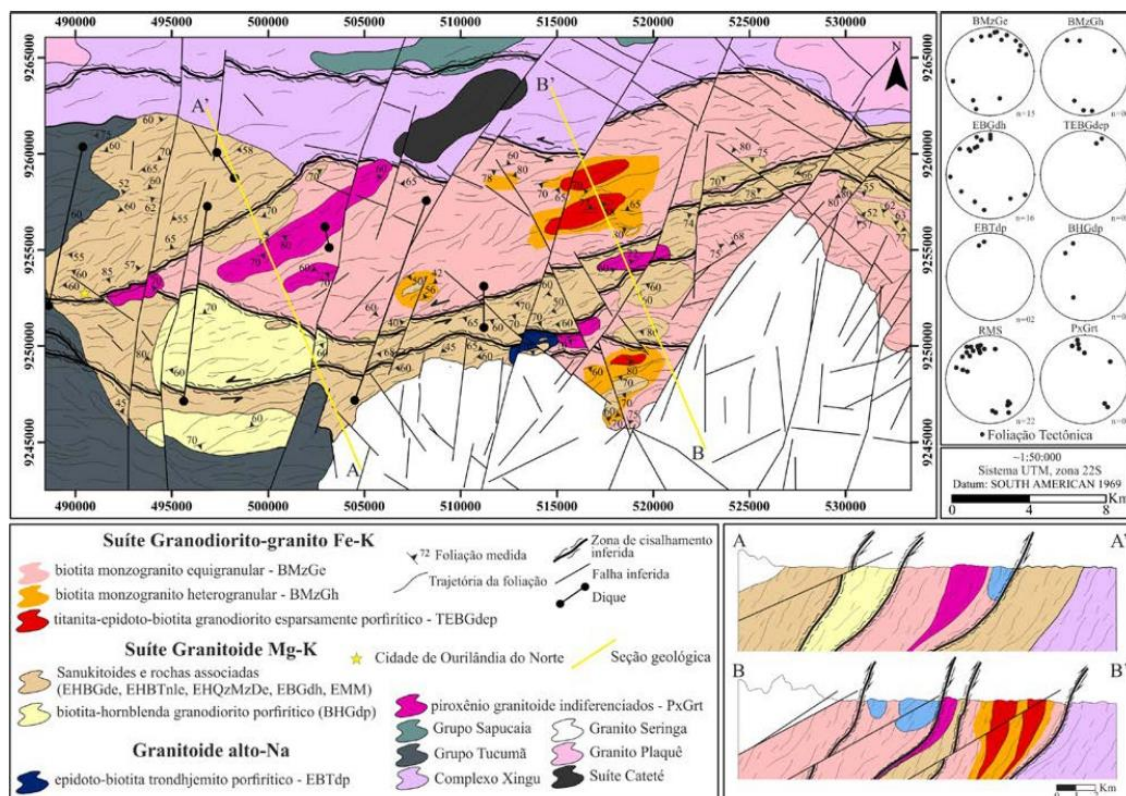


Figura 5. Mapa geológico de Ourilândia do Norte, modificado de Silva et al. (2018) e Santos & Oliveira (2016), mostrando a localização dos perfis geológicos esquemáticos A-A' e B-B', exibidos na porção inferior direita. Na parte superior direita, são mostradas as projeções estereográficas de equal-area (Schmidt-Lambert), com as principais atitudes de foliação medidas.

Em escala mesoscópica, todos os granitoides estudados mostram características ígneas bem preservadas (figs. 4 e 6), no entanto foram afetados por deformação heterogênea em temperatura relativamente alta. Estruturalmente, podem ser classificados como tectonitos tipo S ou SL, apresentam uma trama planar de direção principal E-W, frequentemente mergulhando para sul, com moderado a alto ângulo (-65-90°), concordante ao eixo principal dos batólitos e definindo um arranjo contínuo com a foliação tectônica da rocha encaixante (Fig. 5). Em decorrência da partição geométrica e cinemática da deformação, na porção central dos batólitos a foliação é observada pela orientação preferencial de cristais prismáticos ou

tabulares de feldspatos e máficos (Fig. 6g), o que indica fluxo magmático/submagmático seguido de fluxo em estado sólido de alta temperatura (domínio de menor *strain*), por outro lado, nas porções próximas as bordas dos batólitos, a trama é caracterizada essencialmente por foliação milonítica, principalmente nas variedades mais enriquecidas em máficos da suíte Mg-K. No BMzGe empobrecido em fases máficas, a trama desenvolvida nos domínios de borda dos batólitos é caracterizada por bandamento composicional, com direção concordante as bordas dos batólitos e mergulho subvertival, o qual é comumente afetado por dobras complexas, ou cortado por falhas submagmáticas (Fig. 6i), indicando que sua origem é primária.



Figura 6. Relações de campo e aspectos estruturais dos granitoides estudados. (a) Enclave Microgranular Máfico – EMM com forma arredondada, hospedado em sanukitoide de fácies EHBGde. Note a presença de cristais de feldspato do granodiorito mecanicamente infiltrado no EMM, sugerindo baixo contraste de viscosidade entre eles. (b) enclave arredondado de TEBGdep hospedado em BMzGh, indicando baixo contraste de viscosidade entre enclave e hospedeiro; (c) TEBGdep hospedando EMM e xenólito de epidoto-biotita tonalítico, este último mostra uma trama milonítica pretérita fortemente achatada e bordas irregulares, possivelmente indicando processos de assimilação de uma crosta mais antiga. Note que os enclaves ocorrem orientados de acordo com a foliação da rocha hospedeira; (d) veios leucograníticos seccionando sanukitoides de fácies EBGdh. Note a presença de EMM amendoado e alongado segundo a foliação; (e) contato entre BMzGh e TEBGdep, com presença de fenocristais de feldspato do BMzGh mecanicamente infiltrados no TEBGdep, sugerindo baixo contraste de viscosidade entre eles; (f) EBTdp hospedando pequenos enclaves máficos com bordas irregulares, que indicam processos de interação; (g) sanukitoides de fácies EBGdh com trama definida pela orientação preferencial dos fenocristais de feldspatos predominantemente euédricos, contornados por matriz de granulção fina composta por quartzo, feldspatos e minerais máficos, tipicamente encontrado em domínios de menor *strain*; (h) sanukitoides de fácies EHBTnle afetado por banda de cisalhamento e veio leucogranítico; (i) BMzGe mostrando bandamento composicional decimétrico, cortado por falha magmática subvertical (porção central da foto), caracterizada pelo preenchimento e “cicatrização” da superfície de rompimento da falha por *melt* residual (fase líquida do magma), indicando deformação na presença de *melt*.

Nesse contexto, pode-se inferir que esses batólitos são bordejados por zonas de cisalhamento de escala regional e em profundidade tendem a apresentar uma forma cônica (ver seções geológicas da Fig. 5). Em decorrência da dificuldade de coleta dos dados lineares durante as etapas de campo, não é possível avaliar a relação foliação vs. lineação da trama dessas rochas, no entanto, quando visível, esta frequentemente mostra um *rake* oblíquo com

relação ao plano da foliação (informação verbal do Prof. Oliveira, D.C.), indicando um regime transpressivo para a deformação dúctil que afetou essas rochas. A forma dos plútons e análise de indicadores cinemáticos, observados em domínios de maior *strain*, permitiram inferir uma cinemática predominantemente sinistral, com baixa vorticidade, caracterizando um regime transpressivo sinistral dominado por cisalhamento puro.

Magmatismo Mesoarqueano de Ourilândia do Norte - PA: Afinidades Petroológicas e Implicações Tectônicas para a Província Carajás

MINERALOGIA E MICROESTRUTURAL

Os minerais essenciais de todas as rochas estudadas são formados por quartzo, plagioclásio e microclina. Seus conteúdos modais, assim como dos minerais varietais e acessórios, podem ser conferidos na Tabela 1.

A maioria das variedades da suíte Mg-K (EHBGde, EHBtInle, EHQzMzDe, BHGdp e EBHQzDe) apresentam hornblenda, biotita e epidoto como minerais varietais, com exceção do granodiorito de fácies EBGdh, em que a hornblenda ocorre apenas como mineral acessório. Os minerais acessórios primários são formados por titanita, apatita, zircão, magnetita e ilmenita, enquanto os acessórios secundários são clorita, muscovita, epidoto, biotita, titanita, hematita, ilmenita, pirita e calcopirita.

Os monzogranitos Fe-K (BMzGe e BMzGh) apresentam biotita como único mineral varietal e as fases acessórias primárias são epidoto, titanita, apatita, zircão, allanita, magnetita e ilmenita, enquanto os acessórios secundários são clorita, muscovita, epidoto, titanita, hematita, ilmenita, pirita e calcopirita. Por outro lado, a variedade granodiorítica Fe-K (TEBGdep) apresenta biotita, epidoto e titanita como fases varietais, allanita, apatita, zircão, magnetita e ilmenita como minerais acessórios primários e clorita, muscovita, epidoto, titanita, hematita, ilmenita, pirita e calcopirita como fases acessórias secundárias.

O trondhjemitó sódico (EBTdp) é caracterizado por epidoto e biotita varietal, como mineralogia acessória primária apresenta titanita, apatita e zircão, e secundária clorita, muscovita e epidoto.

Tabela 1. Composições modais (conteúdos mínimos e máximos) das variedades granitoides estudadas. Dados compilados de Santos & Oliveira (2016) e Silva et al. (2018). As fases acessórias secundárias foram contabilizadas como suas possíveis fases formadoras.

Variedades/ Mineral (%)	Suíte granitoide Mg-K						Suíte granodiorito-granito Fe-K			Granitoide alto-Na
	EHBGde	EBGdh	BHGdp	EHBtInle	EHQzMzDe	EBHQzDe	BMzGe	BMzGh	TEBGdep	EBTdp
Quartzo	17,35 - 34,6	19,65 - 38,9	13,5 - 30,15	19,5 - 33,75	6,6 - 23,0	1,2 - 14,3	24,65 - 39,20	20,45 - 41,2	22,2 - 31,9	24,6 - 34,65
Plagioclásio	29,95 - 61,9	33,7 - 56,34	33,8 - 64,45	36,54 - 57,45	50,6 - 56,6	16,5 - 55,4	27,20 - 48,79	27,1 - 43,84	29,65 - 51,85	45,8 - 65,05
Álcali-feldspato	0,1 - 17,95	3,09 - 24,45	9,1 - 25,9	0,05 - 4,99	0,8 - 11,5	-	12,39 - 39,55	15,34 - 39,55	5,65 - 17,25	0,95 - 13,6
Anfibólio	1,4 - 20,9	0,15 - 1	3,9 - 12,05	0,5 - 21,1	0,5 - 18,7	7,0 - 70,0	-	0,25 - 0,05	2,25	0,8 - 1,85
Biotita	0,2 - 20,79	2,8 - 79,39	0,05 - 2	13,85 - 27,0	5,6 - 18,7	0,3 - 16,8	0,6 - 9,89	3,65 - 12,69	6,65 - 14,5	2,4 - 6,3
Epidoto	0,2 - 3,25	0,1 - 2,85	0,1 - 1,55	0,4 - 3,7	0,4 - 3,9	0,1 - 6,2	0,05 - 1,04	0,1 - 1,7	0,35 - 2,8	0,3 - 1,9
Muscovita	-	0,35 - 0,85	-	-	-	-	0,05 - 0,89	0,05 - 0,4	0,10	0,05 - 0,1
Titanita	0,1 - 0,4	0,05 - 0,45	0,3 - 0,95	0,05 - 0,1	0,4 - 1,0	0,3 - 1,3	0,05 - 0,85	0,1 - 0,75	0,15 - 2,4	0,2 - 0,55
Allanita	0,05 - 0,89	0,05 - 0,34	-	0,15 - 0,2	-	-	0,05 - 0,11	0,1 - 0,3	0,15 - 0,7	0,05
Apatita	0,05 - 0,25	0,05 - 0,4	0,2 - 0,7	0,10	0,1 - 0,5	-	0,05 - 0,44	0,05 - 0,35	0,7 - 1,0	0,2 - 0,5
Zircão	0,05 - 0,25	0,1 - 0,25	0,10	<0,1	0,70	<0,1	0,05 - 0,15	0,05 - 0,2	0,05 - 0,25	0,05 - 0,2
Clinozoisita	0,1 - 1,55	1,45	-	0,15 - 0,95	-	-	0,10	-	-	-
Opacos	0,10	0,05	0,05 - 2,05	<0,1	<0,1	0,10	0,05 - 0,75	0,34 - 1,2	0,75 - 2,7	<0,1
Máficos	15,55 - 33,7	11,5 - 18,79	10,2 - 15,7	16,7 - 35,4	-	-	2,75 - 11,8	5,40 - 13,59	17,80	5,90
A+P	36,9 - 65,2	46,9 - 68,75	59,70 - 78,1	36,6 - 57,5	57,5 - 67,9	16,7 - 55,4	35,88 - 79,85	25,28 - 25,28	46,90 - 63,25	63,20 - 66,0
Recalculado para 100%										
Quartzo	21,0 - 46,1	22,49 - 43,2	14,74 - 33,24	29,6 - 47,0	11,9 - 28,6	2,4 - 14,1	25,28 - 37,97	24,16 - 45,94	25,99 - 40,49	27,16 - 33,76
Plagioclásio	36,8 - 74,6	39,6 - 64,96	40,19 - 70,37	52,9 - 68,9	70,5 - 75,6	85,9 - 97,6	29,35 - 50,81	30,22 - 46,54	37,62 - 60,68	65,09 - 71,81
K-feldspato	0,1 - 21,7	7,88	10,57 - 30,80	0,1 - 7,8	0,9 - 14,9	0	12,90 - 40,36	16,82 - 33,55	6,94 - 21,89	1,04 - 1,15

Embora as diferentes variedades de granitoides estudados apresentem algumas diferenças mineralógicas (Tab. 1) e microestruturais (Fig. 7), elas mostram muitas similaridades sob o microscópio, o que permitiu Santos & Oliveira (2016) e Silva et al. (2018) realizarem uma descrição conjunta da tipologia mineralógica e microestrutural dessas rochas. Assim, a seguir foi estruturada uma compilação descritiva dos principais aspectos mineralógicos e microestruturais dos diversos granitoides estudados.

Quartzo – ocorre na forma de quatro principais tipos microestruturais: (i) Qtz₁ – cristais xenomórficos primários, geralmente de granulação fina (<1,0 mm), com contatos irregulares, fraturados e mode-

rada extinção ondulante. Nos domínios de menor *strain* frequentemente ocorrem compondo núcleos, no contexto de microestrutura núcleo-manto, com cristais de Qtz₂ e/ou Qtz₃. Nos domínios de maior *strain*, cristais de Qtz₁ dificilmente são observados, em decorrência do maior grau de recristalização; (ii) Qtz₂ – cristais recristalizados, com contatos suturados, definindo microestrutura tipo GBM ±SGR. Nos domínios de menor *strain* comumente ocorrem como mantos de recristalização em volta de núcleos de Qtz₁, e em domínios de maior *strain* todo o quartzo da amostra pode estar transformado para Qtz₂, definindo agregados oblatos e alongados segundo a direção principal da foliação milonítica; (iii) Qtz₃ – são agregados de cristais

com contatos internos retos e pontos tríplices entre si, definindo a microestrutura granoblástica poligonal; e (iv) Qtz₄ – representa pequenos cristais de quartzo em forma de gotas, compondo microestrutura mimerquítica, com Plg₄. Os Qtz₃ e Qtz₄ Podem ocorrer em domínios de maior e menor *strain*.

Plagioclásio – apresenta quatro tipos microestruturais: (i) Pl₁ – cristais idiomórficos a hipidiomórficos primários, com contatos retos ou irregulares, moderada extinção ondulante e com microfraturas intragranulares. Comumente apresentam maclas tipo albíta afetadas por plasticidade intracristalina, microestruturas de transformação para epidoto (saussuritização) e muscovita (sericitização), além de inclusões de minerais varietais e acessórios primários. O Pl₁ identificado na maioria das variedades mostra zoneamento normal, enquanto zoneamento oscilatório pode ser observado no BMzGh (Fig. 7h). Nos domínios de menor *strain* mostram comportamento deformacional essencialmente rúptil e podem ocorrer com microfraturas submagmáticas, indicando deformação na presença de *melt* (e.g. Fig. 7d). Nos domínios de maior *strain* Pl₁ frequentemente ocorre como porfiroclastos arredondados ou com forma de *augen*, compondo núcleos bordejados por cristais recristalizados de Pl₂ e/ou Pl₃; (ii) Pl₂ – cristais recristalizados de granulação muito fina, com contatos suturados entre si, definindo microestrutura tipo BLG ±SGR. Microestrutura núcleo-manto, envolvendo núcleo de Pl₁ e manto de Pl₂ pode estar presente em domínios de menor *strain*, no entanto a razão volumétrica manto/núcleo dos cristais de plagioclásio é maior em amostras coletadas em domínios de maior *strain*; (iii) Pl₃ – formam agregados de cristais com pontos tríplices e contatos retos entre si, evidenciando microestrutura granoblástica poligonal, geralmente como mantos em torno de Pl₁; e (iv) Pl₄ – representa cristais de composição albítica formando microestrutura mimerquítica, em conjunto com o Qtz₄, ao longo de contatos entre o Pl₁ e Mc₁.

Microclína – compõe quatro principais tipos microestruturais: (i) Mc₁ – cristais idiomórficos a hipidiomórficos magmáticos, com contatos retos ou irregulares, moderada extinção ondulante, microfraturas intragranulares, lamelas de exsolução (*peritita*) e po-

dem apresentar inclusões de Qtz₁, Pl₁ e minerais varietais e acessórios. Nos domínios de menor *strain*, embora Mc₁ possa compor um núcleo manteado por Mc₂ e/ou Mc₃, evidenciando plasticidade intracristalina, ela tende a mostrar comportamento deformacional essencialmente rúptil. Nos domínios de maior *strain*, Mc₁ ocorre frequentemente como porfiroclastos contornados por cristais recristalizados de Mc₂ e/ou Mc₃, além de agregados alongados de Qtz₂ e minerais máficos; (ii) Mc₂ – cristais recristalizados de granulação muito fina, com contatos suturados entre si, definindo microestrutura tipo BLG e SGR. Em domínios de maior *strain* é comum a presença de microestrutura núcleo-manto, envolvendo Mc₁ e Mc₂; e (iii) Mc₃ – definem microestrutura granoblástica poligonal caracterizados por agregados de cristais com contatos retos, com pontos tríplices de -120° entre si.

Biotita – compõe três principais tipos microestruturais: (i) Bt₁ – cristais primários predominantemente idiomórficos, com contatos retos ou curvos, podendo apresentar suave extinção ondulante, microdobras, *kink-bands*, microfraturas intragranulares e inclusões de minerais varietais e acessórios, como epidoto, titanita, zircão, apatita, magnetita e ilmenita. Comumente mostram microestruturas de transformação para clorita (cloritização) e menos comumente epidoto e óxidos de Fe-Ti. Nos domínios de menor *strain*, Bt₁ pode ocorrer alterada, mas geralmente não apresentam feições de plasticidade intracristalina, por outro lado, nos domínios de maior *strain*, a Bt₁ comumente está transformada para Bt₂; (ii) Bt₂ – agregados alongados de cristais recristalizados de granulação muito fina, e contatos retos entre si, por vezes definindo pontos tríplices. Em domínios de maior *strain*, ocorrem associados a outros minerais máficos, contornando porfiroclastos de feldspatos; (iii) Bt₃ – cristais neoformados ao longo das superfícies de clivagem da Hbl₁.

Hornblenda – Ocorre essencialmente como um único tipo microestrutural, Hbl₁, caracterizado por cristais idiomórficos a hipidiomórficos, granulação fina (<1 mm), contatos retos ou curvos, comumente microfraturados e podendo apresentar leve extinção ondulante e até formação de *subgrain*.

Magmatismo Mesoarqueano de Ourilândia do Norte - PA: Afinidades Petrológicas e Implicações Tectônicas para a Província Carajás

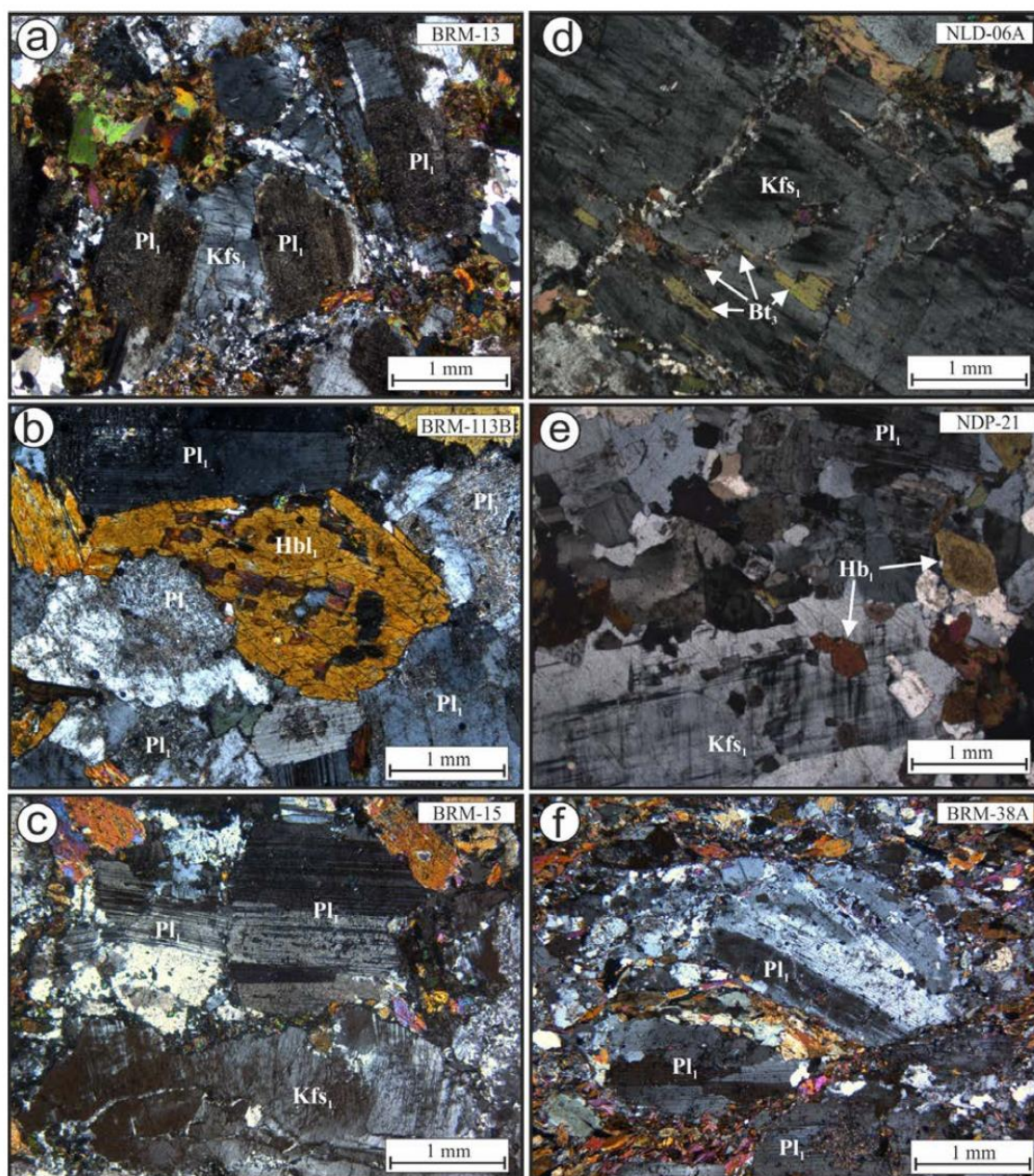


Figura 7. Aspectos microestruturais das rochas da Suíte Mg-K (Santos & Oliveira 2016; Silva et al. 2018). (a) epidoto-hornblenda-biotita granodiorito equigranular – EHBGde com cristais de plagioclásio definindo textura equigranular hipidiomórfica, com álcali-feldspato e quartzo intersticial; (b) epidoto-hornblenda-biotita tonalito equigranular – EHBThle mostrando textura geral equigranular hipidiomórfica, com presença de finos cristais de sericita alterando o plagioclásio; (c) epidoto-hornblenda quartz monzodiorito equigranular – EHQzMzDe mostrando cristais de feldspatos com granulação equigranular hipidiomórfica grossa; (d) epidoto-biotita granodiorito heterogranular – EBGdh mostrando fenocristal idiomórfico de álcali-feldspato afetado por fratura submagmática, preenchida por quartzo residual, indicativa de que foi preenchida pelo *melt* residual, em estágio submagmático; (e) biotita-hornblenda granodiorito porfíritico - BHGdp mostrando porção marginal de fenocristais centimétricos de álcali-feldspato hipidiomórfico imerso em matriz de granulação média; (f) epidoto-biotita-hornblenda quartz-diorito equigranular – EBHQzDe exibindo textura equigranular hipidiomórfica fina.

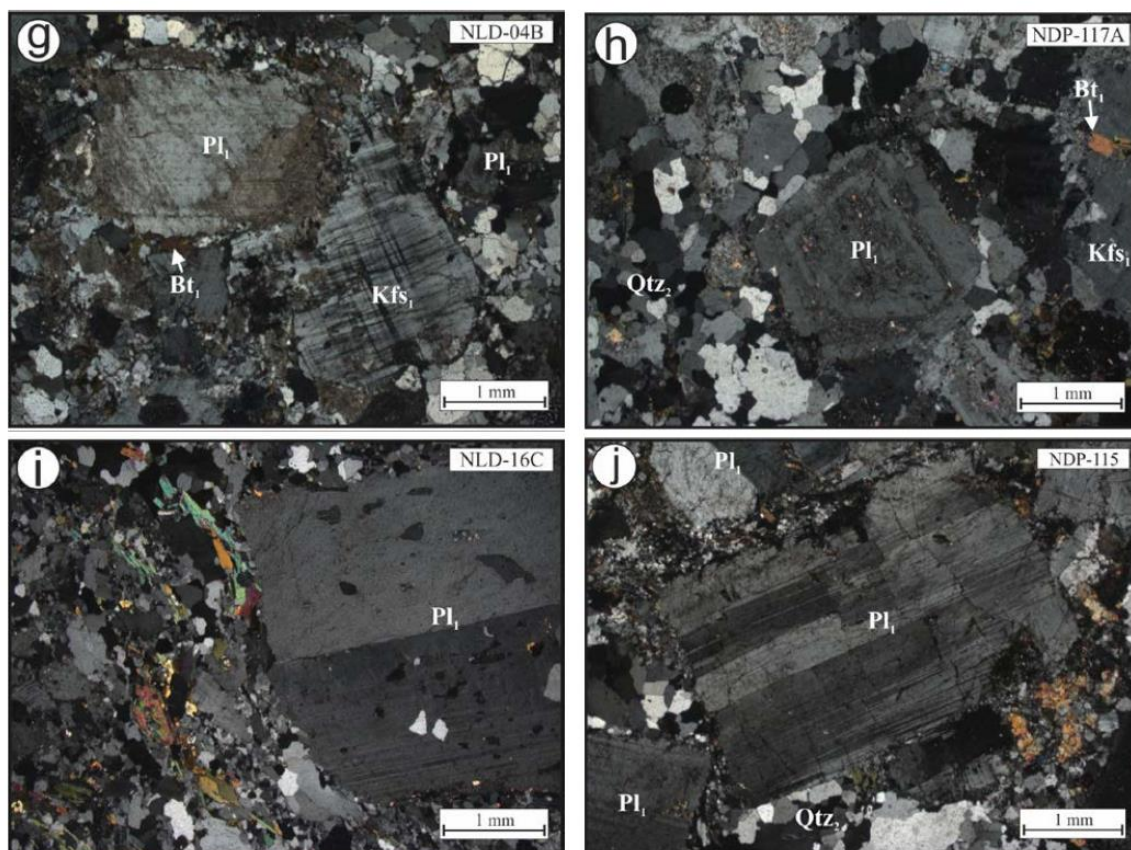


Figura 7. Aspectos microestruturais dos granitoides da Suíte Fe-K. (g) biotita monzogranito equigranular – BMzGe mostrando cristais de feldspatos com textura geral equigranular hipidiomórfica; (h) biotita monzogranito heterogranular – BMzGh ilustrando um fenocristal de plagioclásio com zoneamento oscilatório, o que pode indicar desestabilização na composição do magma, durante sua cristalização. Notar presença de Qtz_2 e Qtz_3 ; e (i) titanita-epidoto-biotita granodiorito esparsamente porfírico – TEBGdep caracterizado pela ocorrência de fenocristais de feldspato centimétricos, imersos em matriz de granulação fina, formada por quartzo, feldspatos, biotita, epidoto e titanita. Aspectos microestruturais do granitoide alto-Na. (j) epidoto-biotita trondhjemito porfírico – EBTdp mostrando fenocristais grossos (>5 mm) de plagioclásio imersos em matriz de granulação fina (<1 mm) formada por quartzo recristalizado, feldspatos e biotita.

Epidoto – apresenta quatro principais tipos microestruturais: (i) Ep_1 – cristais idiomórficos de origem primária, com contatos retos, microfraturas intragranulares e comumente compõem agregados associados a outras fases máficas. Em ambos os domínios de deformação, maior e menor *strain*, o Ep_1 mostra comportamento essencialmente rúptil; (ii) Ep_2 – são cristais xenomórficos associados a microestruturas de transformação do Pl_1 (saussuritização); (iii) Ep_3 – cristais contornando allanita, definindo textura em corona; e (iv) Ep_4 – cristais neoformados ao longo dos planos de clivagem da Bt_1 .

Titanita – Ocorre como três principais tipos microestruturais: (i) Tit_1 – cristais comumente idiomórficos, contatos retos, com comum presença de microfraturas intragranulares e ausência de extinção ondulante, indicando comportamento deformacional essencialmente rúptil, independente da intensidade

de deformação da amostra analisada; (ii) Tit_2 – cristais neoformados ao longo de planos de clivagem de Bt_1 ou Hbl_1 ; (iii) Tit_3 – bordas de reação ou microestrutura em corona, envolvendo núcleos de magnetita e/ou ilmenita.

Muscovita – apresenta dois tipos microestruturais: (i) Ms_1 – cristais hipidiomórficos de origem primária, com contatos retos ou irregulares, comumente associados a agregados de Bt_1 . Podem apresentar suave extinção ondulante, microdobras, *kink-bands*, microfraturas intragranulares e ocasionalmente mostram feições de recristalização, nos domínios de maior *strain*. Vale ressaltar a ausência de Ms_1 na composição modal dos sanukitoides (Tab. 1), com exceção do EBGdh, que é livre de hornblenda varietal; (ii) Ms_2 – associada a microestruturas de transformação do Pl_1 (sericitização). Pode ocorrer em domínios de maior e menor *strain*.

Magmatismo Mesoarqueano de Ourilândia do Norte - PA: Afinidades Petrológicas e Implicações Tectônicas para a Província Carajás

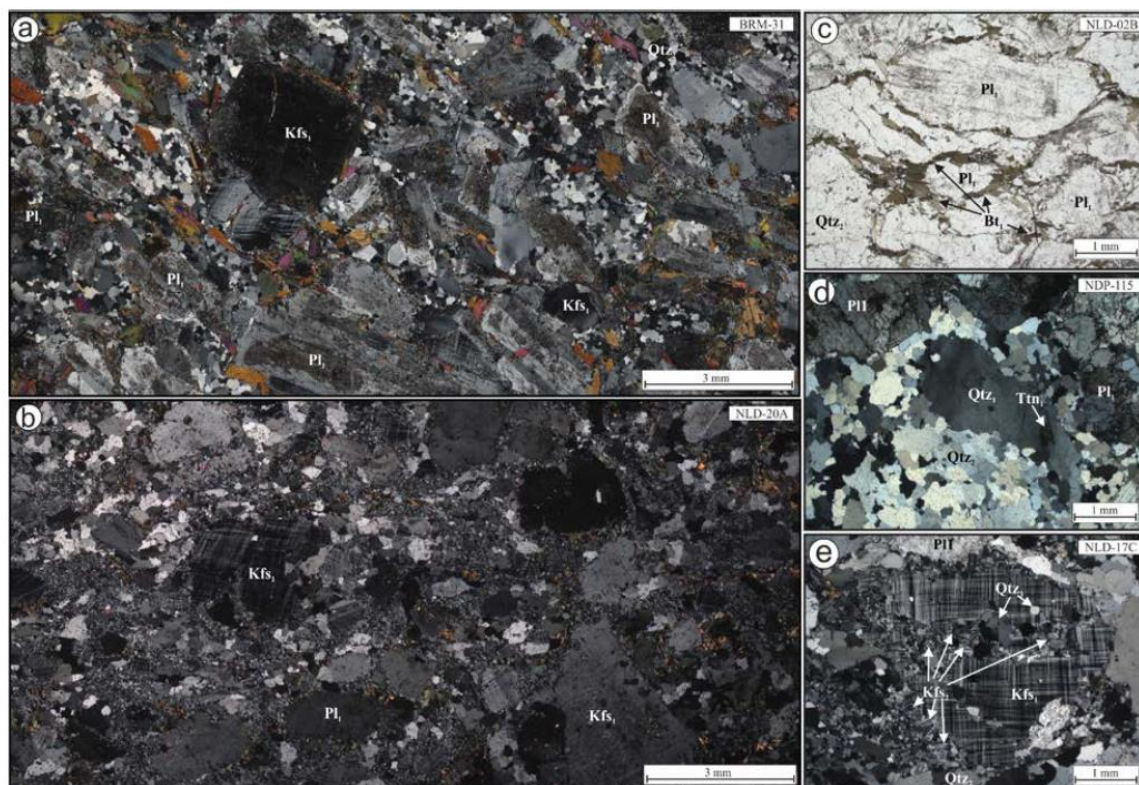


Figura 8. Microestruturas de deformação e recrystalização. (a) e (b) mosaicos de fotomicrografias mostrando a trama frequentemente observada nos granitoides estudados, definida pela orientação preferencial de feldspatos imersos em matriz composta por agregados de quartzo \pm feldspatos recrystalizados (Qtz_2 , Pl_2 e Kfs_2) e minerais máficos. (c) Foliação milonítica definida por cristais de feldspato, contornados por biotita e agregados de quartzo; (d) detalhe de microestrutura núcleo-manto, mostrando agregado de quartzo (Qtz_2), com contatos suturados, evidenciando mecanismo de recrystalização tipo GBM \pm SGR; (e) porfiroclasto de microclina formando microestrutura núcleo-manto. A granulação muito fina do manto (<0,1 mm) indica que a recrystalização dinâmica ocorreu via BLG \pm SGR.

Allanita – apresenta um único tipo microestrutural de origem primária, All_1 , com forma prismática, idiomófica e comumente afetado por metamictização. Podem ocorrer como núcleos bordada por Ep_2 .

Zircão – ocorre como um único tipo microestrutural, Zr_1 , comumente com forma prismática bipiramidal, idiomófica. Os granitoides Mg-K apresentam cristais maiores e mais límpidos, enquanto aqueles de afinidade Fe-K mostram cristais de Zr_1 menores e mais metamictizados.

Apatita – forma apenas um tipo microestrutural, Ap_1 , com forma prismática longa ou acicular, frequentemente idiomófica e com microfaturas intragranular, associada ou inclusa em fases máficas. Apresenta comportamento deformacional exclusivamente rúptil.

Magnetita – ocorre como um único tipo microestrutural de origem primária, Mt_1 . Nas rochas Fe-K, a Mt_1 geralmente mostra maior conteúdo modal, forma cristais idiomórficos, com granulação relativamente maior quando comparado os granitoides Mg-K e alto-Na, que mostram cristais de Mt_1 mais finos, menos abundantes e com faces xenomórficas. A Mt_1 comumente ocorre transformada para martita (hematita) e associada a Ilm_1 , definindo microestruturas de intercrescimento.

Ilmenita – define apenas um tipo microestrutural, Ilm_1 , de origem primária, com forma predominantemente xenomórfica, associada à Mt_1 , a partir de microestruturas de intercrescimento (compostas interna, externa, manchas) e comumente manteeda por Tit_2 . Em domínios de maior e menor *strain*, a Ilm_1 e Mt_1 mostram comportamento deformacional rúptil, evidenciado por microfaturas intragranulares.

GEOQUÍMICA

Elementos maiores, menores e traços

Os conteúdos de elementos maiores, menores e traços das diversas variedades granitoides de Ourilândia do Norte são apresentados na Tabela 2, enquanto a Figura 9 mostra o comportamento geoquímico dessas rochas, a partir de padrões de elementos terras-raras – ETR e multielementares, normalizados para o condrito (Boynton 1984) e manto primitivo (McDonough & Sun 1995), respectivamente. Assim, abaixo foram destacadas as principais características composicionais dos granitoides estudados, enquanto uma descrição mais detalhada envolvendo diagramas de variação pode ser conferida nos trabalhos de Santos & Oliveira (2016) e Silva *et al.* (2018).

Os granitoides Mg-K (EHBGde, EHBtNle, EH-QzMzDe, EBGdh e BHGdp) são composicionalmente caracterizados por altos valores do número de Mg (0,44 < Mg# < 0,69), baixos valores do número de Fe (0,45 < Fe* < 0,69) e moderada a alta razão K/Na, com amplo espectro de valores variando entre 0,31-1,41 (figs. 3c e 3d). Apresentam relativo enriquecimento em elementos formadores de rochas mantélicas (*Mantle Rock Formation elements* – MRFE; e.g. Mg, Cr e Ni) e elementos incompatíveis, principalmente litófilos de íons grandes (*large-ion lithophile elements* – LILE; e.g. K, Sr, Ba), quando comparado aos elementos litófilos de alta carga (*high field strength elements* – HFSE; e.g. Zr, Nb, Ta, ETR). Apresentam padrões ETR (Figs.

9a,c,e,g,i) com moderado a alto fracionamento dos ETR leves (ETRL) em relação aos pesados (ETRP) e ausente ou suave anomalia negativa de Eu, conforme apontado pelas suas razões (La/Yb)_N e Eu/Eu*, com valores de 17,16-51,97 e 0,78-1,02 para EHBGde; 18,39-69,67 e 0,80-1,19 para EHBtNle; 5,56-33,47 e 0,73-0,98 para EH-QzMzDe; 11,15-91,43 e 0,79-1,03 para EBGdh; e 41,29-51,43 e 0,91-1,01 para BHGdp. Esses padrões podem mostrar uma concavidade negativa nos ETRP, especialmente nas variedades EBGdh e EHBtNle, indicando fracionamento de anfibólio, piroxênio ou granada durante a diferenciação destas rochas, ou presença dessas fases no resíduo. Os padrões multielementares mostram moderadas anomalias negativas de Nb-Ta-P-Ti e suaves anomalias positivas de Sr (figs. 9b,d,f,h,j), ao passo que o Ba, Zr e Th apresentam um comportamento mais destoante.

Assim como os granitoides Mg-K, as variedades mais básicas, EHBQzDe e EMM são enriquecidas em MRFE e LILE. Os padrões de ETR (Fig. 9k), em geral são mais espalhados em comparação aos granitoides e indicam um menor fracionamento de ETRL em relação aos pesados, em decorrência dos maiores conteúdos de ETRP, com valores da razão (La/Yb)_N entre 0,72-56,64 e abela 2 – Composição dos granitoides mesoarqueanos de Ourilândia do Norte. Aqui estão apresentados apenas os conteúdos elementares mínimos e máximos de cada variedade, no entanto os dados geoquímicos das 135 amostras analisadas podem ser obtidas a partir dos trabalhos de Santos & Oliveira (2016) e Silva *et al.* (2018).

Tabela 2. Composição dos granitoides mesoarqueanos de Ourilândia do Norte. Aqui estão apresentados apenas os conteúdos elementares mínimos e máximos de cada variedade, no entanto os dados geoquímicos das 135 amostras analisadas podem ser obtidas a partir dos trabalhos de Santos & Oliveira (2016) e Silva *et al.* (2018).

Variedades/ Elementos	Suite granitoide Mg-K							Suite granitoide Fe-K			Granitoide alto-Na
	EHBGde	EHBtNle	EHQzMzDe	EBGdh	BHGdp	EHBQzDe	EMM	BMzGe	BMzGh	TEBGdp	
SiO ₂ (%)	60,07-67,64	62,58-70,11	55,53-58,65	66,62-70,65	65,77-67,80	48,57-56,80	46,18-60,88	69,56-74,69	69,30-72,36	65,34-68,08	71,51-72,66
TiO ₂	0,28-0,67	0,26-0,48	0,40-0,51	0,34-0,44	0,36-0,41	0,19-0,67	0,44-1,00	0,08-0,36	0,25-0,44	0,54-0,60	0,23-0,26
Al ₂ O ₃	13,82-15,78	13,82-15,63	13,96-17,84	14,91-15,57	14,62-15,74	12,27-20,06	7,72-19,05	13,22-15,95	13,95-14,68	14,90-15,30	14,36-14,98
Fe ₂ O ₃ *	3,41-5,94	3,07-6,39	4,67-6,59	2,20-3,90	3,01-3,53	4,86-12,42	6,87-13,48	1,04-2,74	2,26-3,40	3,74-4,38	1,74-1,98
MnO	0,03-0,07	0,02-0,06	0,07-0,14	0,02-0,04	0,04-0,05	0,04-0,20	0,04-0,30	0,01-0,03	0,01-0,05	0,03-0,05	0,01
MgO	15,6-4,38	1,52-4,09	3,56-7,26	0,88-2,28	1,42-2,03	2,87-11,57	5,17-16,96	0,12-0,74	0,47-0,81	0,74-1,24	0,89-1,06
CaO	2,02-4,90	0,56-4,02	3,64-6,93	2,41-2,93	1,83-2,62	4,99-12,91	1,31-10,27	1,09-3,24	1,62-2,09	2,42-3,68	2,52-2,66
Na ₂ O	3,28-5,39	3,19-5,37	3,66-5,96	3,84-5,29	4,53-5,04	1,16-7,11	0,23-5,11	3,60-5,49	3,56-3,94	3,68-3,94	5,23-5,48
K ₂ O	2,00-4,13	1,30-3,12	2,81-2,94	1,76-3,66	2,27-4,79	0,28-3,59	0,35-6,79	0,70-4,09	3,83-4,37	3,63-4,28	1,01-1,12
P ₂ O ₅	0,07-0,20	0,04-0,29	0,10-0,16	0,08-0,16	0,14-0,16	0,01-0,27	0,06-0,27	0,02-0,13	0,08-0,17	0,18-0,28	0,08
LOI	0,60-1,00	0,60-2,40	1,90-2,20	0,50-1,20	0,70-1,30	1,10-2,60	0,90-5,30	0,30-1,00	0,50-1,30	0,40-1,00	0,90-0,90
Total	99,52-99,79	99,67-99,79	99,55-99,64	99,58-99,78	99,58-99,70	99,58-99,85	99,37-99,78	99,67-99,86	99,59-99,77	99,34-99,44	99,86-99,87
La (ppm)	18,10-42,10	8,50-42,50	7,50-60,50	7,10-45,90	28,80-51,90	1,20-47,80	4,20-54,50	11,90-80,00	69,80-117,00	115,80-134,80	27,80-38,00
Ce	36,80-80,20	13,40-81,20	22,80-66,90	12,50-43,30	59,00-115,50	2,70-84,30	7,60-95,00	21,00-138,00	128,20-187,40	190,10-241,60	56,90-74,50
Nd	4,00-9,42	1,38-8,17	3,17-12,55	1,65-12,40	6,54-12,12	0,31-10,85	0,77-11,69	2,75-14,07	13,38-20,40	20,72-24,09	6,81-8,29
Pr	14,00-35,80	4,90-35,90	13,60-42,40	6,40-44,50	24,60-44,40	1,50-39,90	2,90-44,00	10,10-43,50	44,20-70,30	66,90-83,10	25,30-33,00
Sm	2,23-6,57	0,66-3,50	2,91-6,62	1,67-7,43	4,05-6,89	0,48-6,52	0,45-7,20	2,67-6,45	6,31-10,34	8,95-11,41	4,55-5,14
Eu	0,51-1,39	0,19-1,30	0,61-1,77	0,51-1,43	1,01-1,63	0,24-1,57	0,23-1,55	0,39-0,82	0,74-1,57	1,92-2,09	0,97-1,36
Gd	1,65-3,98	0,43-3,11	2,34-4,65	1,57-4,59	2,52-4,37	0,65-4,61	0,35-6,37	2,33-4,88	4,65-7,91	7,08-8,38	3,07-3,54
Tb	0,20-0,47	0,05-0,40	0,24-0,56	0,18-0,53	0,26-0,44	0,12-0,59	0,06-0,39	0,23-0,62	0,48-0,93	0,73-0,96	0,29-0,31
Dy	0,86-6,79	0,31-1,99	2,01-3,19	0,96-3,32	1,25-2,17	0,79-3,93	0,32-4,56	0,88-3,57	2,59-4,68	3,37-5,04	1,24-1,48
Ho	0,20-0,47	0,06-0,37	0,32-0,53	0,11-0,40	0,17-0,27	0,20-0,54	0,05-0,26	0,15-0,63	0,42-0,79	0,55-0,86	0,18-0,21
Er	0,54-1,29	0,20-0,97	0,90-1,35	0,30-0,90	0,44-0,80	0,59-1,59	0,18-2,27	0,38-1,94	1,33-2,22	1,45-2,23	0,55-0,56
Tm	0,08-0,17	0,04-0,15	0,14-0,20	0,03-0,14	0,06-0,10	0,08-0,21	0,04-0,34	0,05-0,28	0,18-0,31	0,22-0,32	0,05-0,09
Yb	0,45-1,12	0,24-0,98	0,90-1,22	0,22-0,83	0,42-0,78	0,46-1,50	0,25-2,35	0,33-1,83	1,17-2,26	1,42-2,07	0,43-0,48
Lu	0,07-0,16	0,04-0,15	0,14-0,17	0,03-0,11	0,05-0,08	0,07-0,27	0,05-0,35	0,05-0,26	0,16-0,31	0,24-0,30	0,05-0,06
Rb (ppm)	65,70-178,50	62,50-213,30	52,40-62,10	79,70-232,10	67,60-159,50	9,00-184,80	9,40-238,00	33,70-245,60	143,10-192,20	117,70-145,20	53,90-62,10
Ba	653,00-1799,00	230,00-985,00	1150,00-1842,00	3060,00-1469,00	1139,00-2247,00	52,00-653,00	1260,00-1861,00	275,00-1428,00	1342,00-1989,00	2877,00-485,00	169,00-1700,00
Sr	330,80-997,80	106,80-710,50	571,90-812,00	571,00-857,20	788,10-986,80	70,80-2047,30	29,20-1236,90	127,50-390,40	31,30-386,60	513,30-776,70	719,30-776,70
Th	0,40-1,28	0,30-1,39	0,30-0,98	0,40-1,70	0,60-1,19	0,10-0,70	0,20-0,70	0,90-2,30	0,70-1,90	1,30-1,50	0,50-0,80
Nb	3,20-7,40	2,70-6,80	4,00-6,10	3,60-9,80	3,30-8,90	0,30-4,90	2,10-7,40	2,60-13,40	8,20-13,80	14,60-17,70	4,40-6,80
Th	6,20-47,70	6,50-15,70	7,00-13,90	1,10-14,10	6,80-27,00	0,10-10,10	0,30-21,70	13,40-47,80	19,50-46,60	28,50-32,50	12,10-13,80
Zr	-	-	2,90-4,50	2,30-4,20	3,40-5,10	0,30-4,70	1,40-4,50	3,00-7,50	5,90-8,00	8,40-11,30	3,20-4,00
Hf	99,70-211,90	99,20-173,00	99,70-157,50	83,70-152,60	131,70-208,90	9,90-180,10	5,610-158,60	86,60-324,10	222,20-346,00	340,50-455,00	114,80-134,30
Cr	13,68-75,26	82,10-225,78	68,42-225,78	13,68-20,53	13,68-20,53	218,95-444,75	13,68-129,99	54,73-75,26	20,53-49,79	34,21-1327,40	34,21
Ni	34,00-102,00	2600-9600	106,00-186,00	10,50-52,80	5,20-27,30	33,00-273,00	89,00-553,00	1,60-14,80	6,80-18,40	8,80-22,10	15,10-19,20
Fe*	0,52-0,67	0,55-0,69	0,45-0,54	0,56-0,69	0,61-0,66	0,38-0,61	0,61-0,38	0,70-0,89	0,79-0,82	0,76-0,82	0,61-0,63
Mg#	0,46-0,63	0,44-0,59	0,60-0,69	0,44-0,58	0,47-0,54	0,53-0,75	0,53-0,75	0,19-0,43	0,28-0,32	0,28-0,36	0,51-0,53
K/Na	0,42-1,41	0,31-1,05	0,53-0,90	0,37-1,06	0,51-1,18	0,21-1,40	0,13-20,00	0,14-1,48	1,12-1,33	1,06-1,30	0,22-0,23

Magmatismo Mesoarqueano de Ourilândia do Norte - PA: Afinidades Petrológicas e Implicações Tectônicas para a Província Carajás

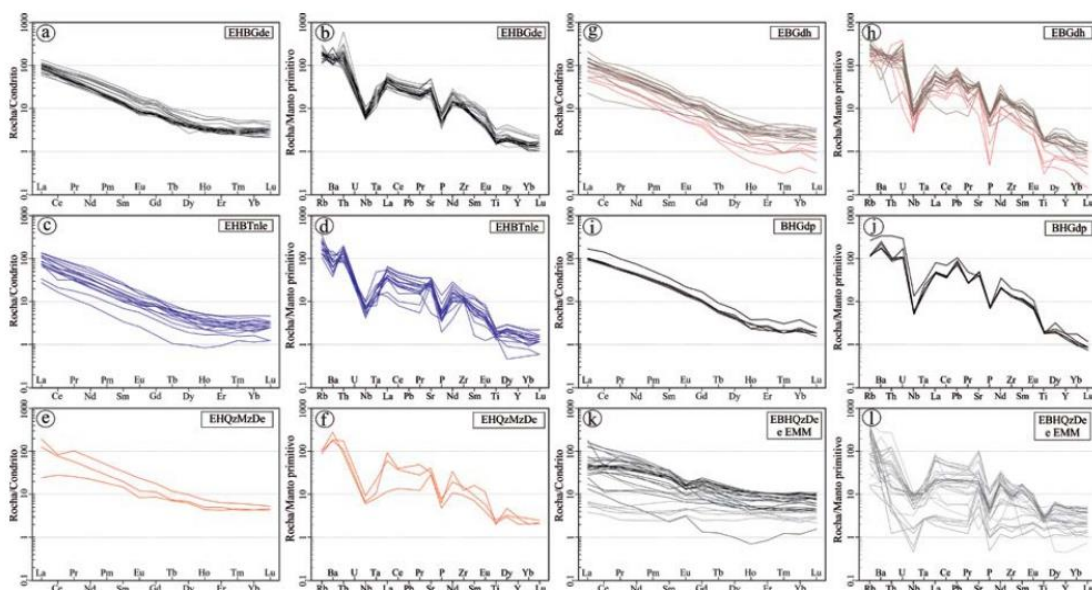


Figura 9. Composição das rochas da suíte Mg-K a partir de padrões ETRs e multielementares, normalizados para o condrito (Boynton 1984) e manto primitivo (McDonough & Sun, 1995), respectivamente. (a) e (b) epidoto-hornblenda-biotita granodiorito equigranular (EHBGde); (c) e (d) epidoto-hornblenda-biotita tonalito equigranular (EHBTnlc); (e) e (f) epidoto-hornblenda-quartzo monzodiorito equigranular (EHQMzDe); (g) e (h) epidoto-biotita granodiorito heterogranular (EBGdh); (i) e (j) biotita-hornblenda granodiorito porfiritico (BHGdp); (k) e (l) epidoto-biotita-hornblenda quartzo diorito equigranular (EBHQzDe) e enclaves microgranulares máficos (EMMs).

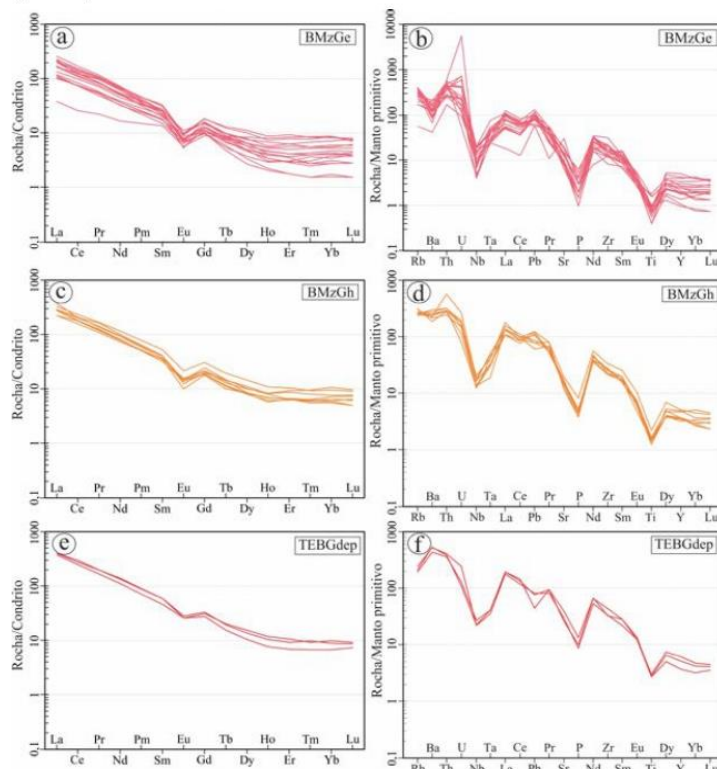


Figura 10. Composição dos granitoides da suíte Fe-K com base em padrões ETRs e Multielementares, normalizados para o condrito (Boynton 1984) e manto primitivo (McDonough & Sun 1995), respectivamente. (a) e (b) biotita monzogranito equigranular (BMzGe); (c) e (d) biotita monzogranito heterogranular (BMzGh); (e) e (f) titanita-epidoto-biotita granodiorito esparsamente porfiritico (TEBGdep).

1,52-41,06, respectivamente. Anomalias de Eu podem estar presente e variam de negativa a positiva, com valores da razão Eu/Eu^* entre 0,8-1,31 para EBH-QzDe e 0,57-1,71 para EMM. Por sua vez, de modo análogo aos padrões de ETR, os diagramas multielementares dessas rochas mostram um amplo intervalo de valores para a razão elementar rocha/manto primitivo, no entanto, apesar do espalhamento, é possível observar moderadas anomalias negativas de Nb-Ta-P-Ti e positivas de Sr e Th. De acordo com Martin *et al.* (2005), as anomalias de Nb-Ta-Ti podem indicar presença de anfibólio e/ou rutilo (ou ilmenita) no resíduo. Anomalias negativas de P estão relacionadas ao baixo conteúdo modal de apatita e de Zr e Th aos conteúdos de zircão. Anomalias positivas de Sr podem representar, pelo menos em parte, um envolvimento de contaminação e/ou enriquecimento mantélico, conforme discutido na seção 8.

Os granodiorito-granitos da suíte Fe-K mostram valores de número de Mg ($0,19 < Mg\# < 0,43$) relativamente baixos, altos para o número de Fe ($0,70 < Fe^* < 0,89$) e para a razão K/Na, com valores restritos ao intervalo de 0,82-1,48 (Figs. 3c e 3d). Em comparação ao BMzGe, o TEBGdep é relativamente enriquecido em TiO_2 , LILE e HFSE, incluindo os ETRs. De maneira geral, essas rochas apresentam anomalia negativa de Eu e moderado fracionamento de ETR, o qual é relativamente maior e mais amplo para o BMzGe, menor para o TEBGdep e intermediário para o BMzGh, com valores da razão $(La/Yb)_N$ entre 18,60-119,67; 40,67-55,04; e 26,73-57,64; respectivamente. O somatório de ETR e a intensidade da anomalia negativa de Eu diminuem de uma variedade para outra na direção TEBGdep → BMzGh → BMzGe, com valores do ΣETR e razão Eu/Eu^* variando de 428,45-504,73 e 0,61-0,74 para TEBGdep; 278,17-410,51 e 0,40-0,59 para BMzGh; e 59,0-291,38 e 0,31-0,60 para BMzGe. A forma côncava nos padrões de ETRP observado na variedade BMzGe indica fracionamento de anfibólio durante a evolução magmática desses granitos. Algumas amostras graníticas apresentam assinatura química ambígua entre BMzGe e EBGdh. Tais amostras não apresentam anomalias negativas de Eu e mostram uma forte concavidade nos ETRP, de modo análogo à assinatura geoquímica dos EBGdh, no entanto, plotam na maioria dos diagramas de variação (Silva *et al.* 2018) com composição similar ao BMzGe. Esse comportamento em combinação com as relações de campo pode indicar processos de assimilação ou hibridização entre essas variedades, conforme discutido na seção 8.1. As três variedades da suíte Fe-K mostram anomalias negativas de Nb-Ta-S-

r-P-Ti (Figs. 10b,d,f), de modo que a intensidade das anomalias aumentam de uma variedade para a outra na direção TEBGdep → BMzGh → BMzGe, assim como das razões elementares rocha/manto primitivo do Th e Zr. A anomalia de Ba é positiva no TEBGdep, negativa no BMzGe e ausente no BMzGh, enquanto um comportamento inverso é observado para a anomalia de Rb.

O granitoide alto-Na mostra altos valores para o número de Mg ($0,51 < Mg\# < 0,53$) e baixos para o número de Fe ($0,61 < Fe^* < 0,63$) e para a razão K/Na, com valores variando respectivamente de 0,61-0,63 e 0,22-0,23 (figs. 3c e 3d). Apresentam assinatura ETR (Fig. 11a) com moderado a alto fracionamento dos ETRL em relação aos pesados e ausente ou suave anomalia negativa de Eu, conforme apontado pelas suas razões $(La/Yb)_N$ e Eu/Eu^* , com valores variando de 38,81-59,65 e 0,79-0,97; respectivamente. Os padrões multielementares apresentam anomalias negativas de Ba-Nb-Ta-P-Ti (Fig. 11b).

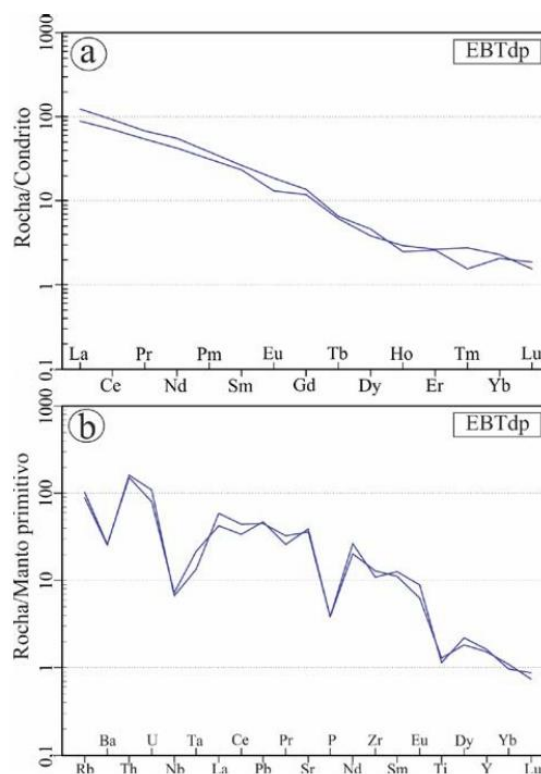


Figura 11. Composição do granitoide alto-Na, a partir de padrões ETRs e Multielementares, normalizados para o condrito (Boynton 1984) e manto primitivo (McDonough & Sun 1995), respectivamente. (a) e (b) epidoto-biotita trondhjemito porfirítico (EBTdp).

Magmatismo Mesoarqueano de Ourilândia do Norte - PA: Afinidades Petroológicas e Implicações Tectônicas para a Província Carajás

Séries magmáticas

No diagrama Fe^* vs. SiO_2 (Fig. 12a; Frost *et al.* 2001), os granitoides Mg-K (EHBGde, EHBtne, EHQzMzDe, EBGdh e EHGdp) e alto-Na (EBTdp) plotam no campo magnésiano, enquanto as amostras da suíte granodiorito-granito Fe-K incidem sobre a fronteira dos campos magnésiano e ferroso, levando a questionar a viabilidade da utilização deste diagrama para a classificação da suíte Fe-K de Ourilândia do Norte.

No diagrama AFM (Fig. 12b; Irvine & Baragar 1971), todos os granitoides plotam no campo da série cálcico-alcalina, incluindo o granitoide alto-Na. Os granitoides da suíte Mg-K definem um *trend* cálcico-alcalino, não colinear com a associação granodiorito-granito Fe-K. Dentro da suíte Mg-K existe um *gap* composicional entre os granitoides e EMM, algumas

amostras deste último incidem sobre o campo da série toleítica.

No diagrama K_2O vs. SiO_2 (Fig. 12c; Peccerillo & Taylor 1976), os granitoides Mg-K plotam no campo das séries cálcico-alcalina a cálcico-alcalina alto-K, ao passo que as amostras de EMM se espalham desde o campo da série toleítica até o campo da série shoshonítica. Por outro lado, os granodiorito-granitos Fe-K incidem exclusivamente no campo da série cálcico-alcalina alto-K, enquanto o granitoide alto-Na plota no campo da série toleítica.

No diagrama de Shand (1943) observada na Figura 12d, os granitoides de ambas as suítes, assim como o trondhjemito alto-Na, mostram índice de saturação em alumina que variam de metaluminoso a levemente peraluminoso, de modo que, os monzogranitos Fe-K são exclusivamente peraluminosos.

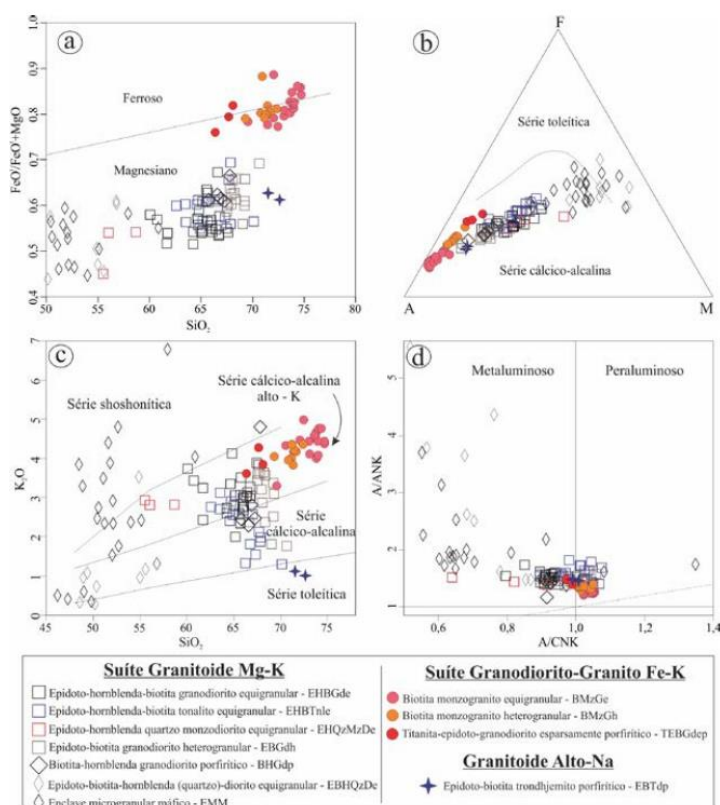


Figura 12. Séries magmáticas. (a) Diagrama $Fe^* = FeO/(FeO+MgO)$ vs. SiO_2 (Frost *et al.* 2001); (b) diagrama AFM (Irvine and Baragar 1971; $A=Na_2O+K_2O$; $F=FeO$; $M=MgO$); (c) diagrama K_2O vs. SiO_2 (Peccerillo & Taylor 1976); (d) $A/CNK [Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)]mol$ vs. $A/NK [Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)]$ (Shand 1943).

CONSIDERAÇÕES SOBRE CLASSIFICAÇÃO E AFINIDADES PETROLÓGICAS

Granitoides tardi-arqueanos são frequentemente classificados em três associações principais, representadas pelos TTGs, sanukitoides e leucogranitos, além de variedades híbridas entre esses três membros finais (Moyen *et al.* 2003a, Oliveira *et al.* 2009, Almeida *et al.* 2011, 2013; Laurent *et al.* 2014a). Por outro lado, Frost *et al.* (2001) propuseram um esquema classificatório descritivo para granitoides, envolvendo o número de ferro – Fe* como o principal parâmetro. Desta forma, com base em um banco de dados global, estes autores mostraram que granitoides podem ser subdivididos em dois grupos: (i) magnésiano (granitos cordilheirianos); e (ii) ferroso (granitos tipo-A). No entanto, eles incluíram indiscriminadamente a grande diversidade de granitoides formados em sistemas orogênicos no campo dos granitos cordilheirianos, sem levar em consideração seus diferentes cenários tectônicos de geração.

Na última década, alguns trabalhos têm apontado a existência de uma dicotomia composicional (Mg-K e Fe-K) na natureza de associações petrotectônicas características de cenários orogênicos pós-colisionais (Vander Auwera *et al.* 2011, Laurent *et al.* 2014b, Dall'Agnol *et al.* 2017, Terentiev & Santosh 2017, 2018). De maneira geral, tais estudos indicam que os granitoides Mg-K e sua contraparte Fe-K apresentam algumas similaridades composicionais como, por exemplo, são álcali-cálcicos a cálcico-alcálicos, metaluminosos a levemente peraluminosos e enriquecidos em elementos incompatíveis, com relação ao manto primitivo. No entanto, mostram contrastes sistemáticos na razão Fe_2O_3/MgO , assim como nos conteúdos de K_2O , Al_2O_3 , TiO_2 , elementos-traço formadores de rochas mantélicas (e.g. Cr e Ni) e incompatíveis (e.g. Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Ta, La, Yb). A origem desta classificação envolve a definição das clássicas suítes AMCG – Anortosito-Mangerito-Charnokito-Granito (e.g. Vander Auwera *et al.* 2003; Dall'Agnol & Oliveira 2007, Vander Auwera *et al.* 2011) do Proterozóico, que são comumente conhecidas como suítes Fe-K. Enquanto, os granitoides alto-Mg têm sido comumente registrados a partir do Mesoarqueano e são representados por sanukitoides, granitoides tipo-closepet e dioritos alto-Mg (Debon & Lemmet 1999, Moyen *et al.* 2003a, Bonin 2004, Martin *et al.* 2005, Mikkola *et al.* 2011, Laurent *et al.* 20014a, 2014b; Oliveira *et al.* 2009, Santos & Oliveira 2016, Terentiev & Santosh 2017, 2018; Silva

et al. 2018). Embora a dualidade química Mg-K, Fe-K seja frequentemente associada a granitoides pós-colisionais, neste estudo e em Silva *et al.* (2018) indicamos tal assinatura para diferenciar duas séries granitoide mesoarqueanas, formadas em cenário colisional, contemporaneamente entre si e ao pico metamórfico regional da Província Carajás (ver seção II).

Os processos envolvidos na origem de granitoides Mg-K são melhor compreendidos e requerem apenas o manto metassomatizado (Heilimo *et al.* 2010, Laurent *et al.* 2014a, Oliveira *et al.* 2009, Santos & Oliveira 2016). Por outro lado, não há consenso sobre a petrogênese das associações Fe-K, com proposições de modelos que variam desde fusão da crosta juvenil inferior (Duchesne *et al.* 2010), manto metassomatizado (Ferré *et al.* 1998) ou duas fontes mantélicas distintas, envolvendo o manto litosférico sub-continental enriquecido e o manto astenosférico (Laurent *et al.* 2014b). Enquanto, granitoides alto-Na comumente estão relacionados à fusão de basaltos toleíticos enriquecidos e submetidos a metamorfismo de fácies anfíbolito ou eclogito (Martin *et al.* 2005).

Suíte granitoide Mg-K

Santos & Oliveira (2016) apontaram que os granitoides equigranulares Mg-K (EHBGde, EHBInle, EHQzMzDe) mostram assinatura geoquímica similar ao Granodiorito Rio Maria (Oliveira *et al.* 2009), portanto compõe parte da Suíte Sanukitoide Rio Maria e foram admitidos como produto de diferenciação de magma máfico parental derivado de fusão parcial do manto previamente metassomatizado por *slab melt* (magma derivado de fusão parcial da crosta oceânica subductada), enquanto os EMM e EHBQzDe foram interpretados, por tais autores, como produto de fusão parcial do manto metassomatizado por fluidos (afinidade BADR), em profundidades relativamente menores, com relação a fonte que gerou o magma máfico parental dos granitoides. Ou seja, de acordo com Santos & Oliveira (2016), os processos petrogenéticos envolvidos na formação dos EMMs e granitoides equigranulares diferem essencialmente pela natureza do agente metassomático e profundidades relativas de fusão. Por outro lado, a variedade EBGdh foi associada à Suíte Sanukitoide Rio Maria e pode ser produzida por extensiva cristalização fracionada de hornblenda +clinopiroxênio, a partir da variedade EHBGde, no entanto algumas amostras dessa variedade (EBGdh) mostram assinatura ambígua com o granito equigra-

nular Fe-K, indicando que a diferenciação dessas rochas provavelmente envolveu participação de líquidos derivados de fusão crustal.

Com base em observações de campo e modelagem de elementos-traço, Silva *et al.* (2018) indicaram que a petrogênese da variedade porfirítica, BHGdp, requer envolvimento de mistura de magmas de diferentes naturezas para sua formação, e indicaram a participação de *mixing* (mistura binária) entre magmas Mg-K derivados de fusão do manto metassomatizado por *slab-melt* (80% EHBGde) e leucogranítico Fe-K derivados de anatexia crustal (20% BMzGe). No entanto, os dados geológicos e geoquímicos não permitem descartar a possibilidade de uma origem independente envolvendo processos petrogenéticos mais complexos, capazes de explicar a assinatura petrográfica e geoquímica dessas rochas. Além disso, estudos envolvendo a natureza dos EMMs hospedados nessa variedade ainda são ausentes, dificultando o estabelecimento de uma restrição aos processos envolvidos na formação do BHGdp.

Suíte granodiorito-granito Fe-K

Silva *et al.* (2018) indicaram que o BMzGe tem assinatura composicional similar aos típicos leucogranitos alto-K, mapeados em outras áreas tanto da Província Carajás (e.g. granitos Xinguara, Mata Surrão, Boa Sorte, Cruzadão), quanto de outros terrenos arqueanos (Moyen *et al.* 2003) e atribuíram sua origem à anatexia de crosta TTG mais antiga (2,92-2,98 Ga; Almeida *et al.* 2011). Por outro lado, a variedade granodiorítica, TEBGdep, é enriquecida em Ti, ETR, HFSE (Zr, Y) e LILE (Ba, Sr) e foi interpretado como produto de fusão parcial do manto extensivamente enriquecido, provavelmente em um ambiente de pós-subducção, com participação de líquidos anatéticos crustais. Por sua vez, o monzogranito heterogranular Fe-K (BMzGh) apresenta feições de *mingling* com a variedade TEBGdep, mostra microestrutura de desequilíbrio magmático (e.g. zoneamento oscilatório em plagioclásio; Fig. 7h), e tem composição química intermediária entre as rochas de fácies BMzGe e TEBGdep. Análise de dados geoquímicos e modelagem de elementos-traço realizadas por Silva *et al.* (2018) permitiram indicar que o monzogranito heterogranular Fe-K (BMzGh) tem origem híbrida envolvendo mistura binária simples (*mixing*) entre magmas derivados do manto metassomatizado e da crosta, representados por membros finais de composição TEBGdep (60%) e BMzGe (40%), respectivamente.

Granitoide alto-Na

A natureza sódica da variedade EBTdp indica forte afinidade petrológica com as associações TTG (Fig. 13a) da PC (Almeida *et al.* 2011) e outros terrenos arqueanos (Moyen *et al.* 2003), além de uma origem envolvendo participação de *melt* derivados de fonte máfica similar a crosta oceânica. No diagrama de classificação petrogenética para granitoides tardi-arqueanos (Fig. 13b; Laurent *et al.* 2014a), as amostras do EBTdp plotam no campo de fonte máfica baixo-K, indicando uma fonte toleítica similar àquela das associações TTGs.

Observações de campo, como a presença de inúmeros EMM, combinadas com dados de modelagem de elementos-traço levaram Silva *et al.* (2018) a admissão de uma origem híbrida para essas rochas, envolvendo *mixing* na base da crosta entre líquido trondhjemítico de assinatura TTG (70-80%) e magma máfico, análogo aqueles que geraram o EMMs Mg-K, derivados do manto metassomatizado por fluidos (20-30%). No entanto, novas investigações com base em dados geocronológicos e isotópicos são imprescindíveis para elucidar de forma mais confiável os processos formadores da variedade EBTdp, uma vez que essas rochas podem ser mais antigas do que aquelas da suíte Mg-K.

CONSIDERAÇÕES SOBRE MICROTECTÔNICA

Temperatura de deformação

Determinar temperatura de deformação é um requisito fundamental para avaliar as taxas de deformação, mecanismos de transporte e colocação de magmas, assim como as relações entre gênese e deformação de granitoides (Best 2003, Vernon 2004, Passchier & Trouw 2005, Nedelec & Bouchez 2015). Em comparação à existência de diversos geotermômetros baseados em petrologia que visam estimar as temperaturas de cristalização ou metamorfismo das rochas (Essene 1989, Spear 1993, Powell & Holland 2008, Anderson *et al.* 2008, e suas referências), existe um número reduzido de técnicas analíticas disponíveis para estimar temperaturas de deformação (Law 2014, Passchier & Trouw 2005).

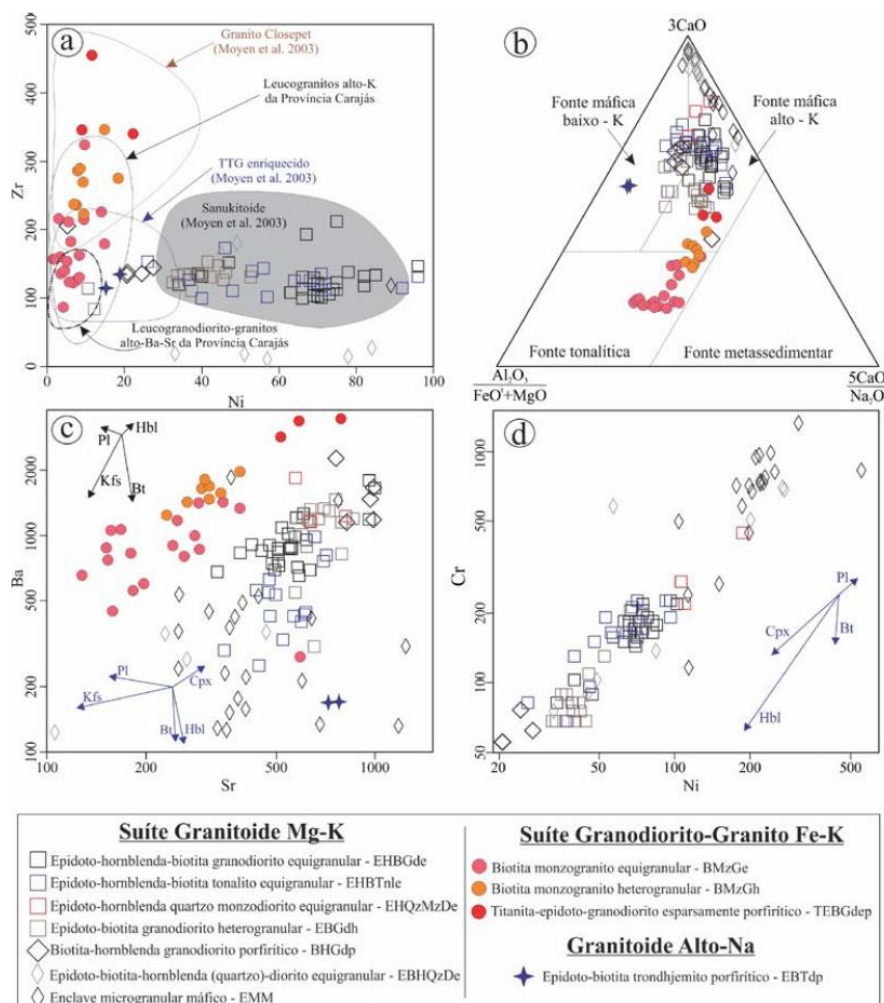


Figura 13. Afinidades petrológicas, petrogênese e evolução magmática dos granitoides estudados. (a) Diagrama Zr vs. Ni, com campos de comparação de outros granitoides arqueanos (Moyen et al. 2003); (b) diagrama de classificação petrogenética, mostrando campos definidos com base em estudos experimentais (Laurent et al. 2014a); (c) diagrama Ba vs. Sr, com modelagem vetorial para processos de cristalização fracionada. Os coeficientes de distribuição para composição granítica (vetor preto) foram obtidos em Rollison (1993) e para composição máfica (vetor azul) em Villemant et al. (1981). legenda: Pl = plagioclásio, Afs = feldspato alcalino; Bt = biotita, Cpx = clinopiroxênio e Hbl = hornblenda.

Para tectonitos de composição quartzo-feldspática, como os granitoides estudados, podem ser empregados dois principais tipos de geotermômetros de deformação: (i) geotermômetros de recristalização em quartzo e feldspatos – baseados em observações de três principais tipos de microestruturas de recristalização, identificadas principalmente por diferenças na granulação dos novos cristais, que permitem inferir diferentes mecanismos de recristalização dinâmica, BLG, SGR e GBM, a partir do aumento progressivo da granulação e temperatura de deformação (Passchier & Trouw 2005). Em decorrência do dis-

tinto comportamento reológico de quartzo e feldspatos, para uma mesma temperatura eles mostram diferentes microestruturas de recristalização, o que permite uma avaliação qualitativa mais segura da faixa de temperatura reinante durante sua deformação cristal-plástica; e (ii) geotermômetro baseado no ângulo de abertura de tramas de eixos-c em quartzo (Kruhl 1998), que possibilita, pelo menos em potencial, uma estimativa quantitativa da temperatura de deformação. Até o momento esse método não foi empregado nas rochas estudadas.

Magmatismo Mesoarqueano de Ourilândia do Norte - PA: Afinidades Petrológicas e Implicações Tectônicas para a Província Carajás

A seguir será discutido o comportamento deformacional e mecanismos de recristalização dos diferentes minerais formadores de rochas, descritos nos granitoides estudados, com visão de estimar qualitativamente as temperaturas e taxas de deformação atuantes durante o desenvolvimento da trama milonítica observada nessas rochas.

O comportamento deformacional do quartzo é controlado pela temperatura, assim como pela taxa de deformação, tensão diferencial e presença de água na rede cristalina ou ao longo dos limites de cristais (Kronenberg 1994, Luan & Paterson 1992, Gleason & Tullis 1995, Kohlstedt *et al.* 1995, Post *et al.* 1996). Nesse contexto, durante a recristalização dinâmica um aumento na granulação dos novos cristais e mudança no tipo microestrutural, no sentido BLG → SGR → GBM, pode ocorrer se houver um aumento independente tanto da temperatura, quanto do conteúdo de água ou decréscimo da taxa de deformação (Hirth & Tullis 1992; Stipp *et al.* 2006; Law 2014). Os cristais de quartzo recristalizados dos granitoides estudados mostram microestruturas de recristalização dinâmica definida por novos cristais de contatos suturados e granulação relativamente grossa, indicando mecanismos de GBM ± SGR, formados em condições superiores a 500 °C, na presença de água, sob baixa taxa de deformação e esforço diferencial, de acordo com calibrações experimentais – regime 3 de Hirth & Tullis (1992).

Em comparação com quartzo, o comportamento deformacional de feldspatos é fortemente dependente da temperatura e similar para plagioclásio e feldspato alcalino (Tullis 1983, Tullis & Yund 1987). Nos granitoides estudados, a granulação muito fina observada no manto de recristalização de feldspato sugere recristalização dinâmica via BLG ± SGR. De acordo com estudos experimentais em feldspatos, BLG pode se desenvolver nesses minerais em condições de 450-600 °C, enquanto, mimerquita e recristalização dinâmica via SGR ocorre em temperaturas acima de 600 °C (Gapais 1989; Tullis & Yund 1991). Portanto, em conformidade com as observações microestruturais em quartzo, a análise microestrutural dos feldspatos dos granitoides estudados indica moderada a alta temperatura de deformação (>500 °C).

Os minerais ferromagnesianos mostram comportamento deformacional distinto. De acordo com estudos experimentais (Kronenberg *et al.* 1990; Wilson 1980), em temperaturas acima de 250 °C, a biotita comporta-se ductilmente e frequentemente ocorre recristalizada em finos cristais, mas sua comum ocor-

rência na forma magmática a torna uma fase mineral inadequada para estimar as temperaturas de deformação dos granitoides estudados. Por outro lado, a hornblenda, assim como os minerais acessórios, são deformados predominantemente por mecanismos rúpteis (ver seção 6). Estas observações são consistentes com estudos experimentais de deformação em anfibólio, os quais indicam ocorrência de recristalização apenas em temperatura superior a 650-700 °C (Allison & LaTour 1977, Imon *et al.* 2004). Nos granitoides estudados, a ocorrência localizada de hornblenda com extinção ondulante e formação de *subgrain* em domínios de maior *strain* fortalece a estimativa de temperatura de deformação relativamente alta.

A presença de microestrutura poligonal granoblástica em quartzo, feldspatos e ocasionalmente em biotitas, desenvolvida via mecanismo de redução da área de limite de cristais (GBAR) pode ser interpretada como evidência de recristalização estática pós-deformacional, o que também fortalece a estimativa de temperatura moderada a alta para o fim da deformação dessas rochas. Além disso, a presença de água juvenil permite uma continuidade dos processos de recristalização (GBAR) na ausência de deformação até alcançar uma configuração de menor energia interna dos cristais (Passchier & Trouw 2005). Esta interpretação é coerente com as microestruturas de transformação evoluindo hidratação tardi- a pós-magmática, conforme discutido na próxima seção.

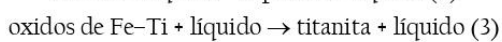
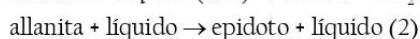
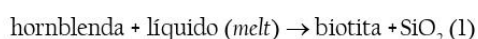
Transformações tardi- a pós-magmáticas: o papel da água juvenil

A água juvenil, liberada em reações de cristalização durante a evolução magmática, pode estabilizar novas fases em condições *subsolidus* a partir da alteração de minerais magmáticos, assim como catalisar tais reações (Best 2003). Nesse contexto, uma reflexão envolvendo a presença de fases magmáticas hidratadas como biotita e hornblenda em granitoides combinado com a tendência natural de elevação dos conteúdos de fluidos durante a diferenciação magmática permitem melhor compreender a gênese das microestruturas de transformação observadas em granitoides.

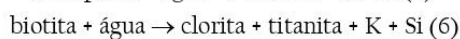
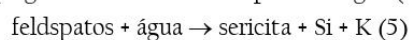
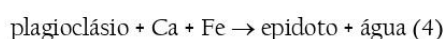
Os granitoides estudados preservam diversas microestruturas de transformação relacionadas aos estágios magmáticos ou *subsolidus* nos quais a mineralogia secundária inclui clorita, muscovita, epidoto, titanita, biotita, ilmenita, calcopirita e pirita (ver seção 6). Nesse contexto, foi possível listar as seguintes

microestruturas de transformação: (i) plagioclásio cálcico parcialmente transformado para sericita (sericitização) e epidoto (saussuritização); (ii) álcali-feldspato para sericita (sericitização); (iii) álcali-feldspato substituído por intercrescimento vermicular de quartzo e albita (mirmequita); (iv) lamelas de exsolução em cristais de álcali-feldspato (pertita); (v) biotita parcialmente transformada para clorita + titanita; (vi) hornblenda para biotita + quartzo; (vii) hornblenda para biotita + titanita + epidoto, (viii) allanita para epidoto; (ix) óxidos de Fe-Ti para titanita. Adicionalmente, ocorrem microfaturas intergranulares preenchidas por material de composição diversificada, como quartzo, quartzo + feldspatos, sericita + epidoto, epidoto + óxidos de Fe-Ti.

Conforme apontado por estudos experimentais (Best 2003), as microestruturas de transformação (vi), (viii) e (ix) podem ser formadas em estágio magmático a partir de reequilíbrio no ponto peritético e podem ser representadas pelas seguintes reações gerais (1), (2) e (3), respectivamente.



Por outro lado, reações de reequilíbrio envolvendo hidratação de fases magmáticas esclarecem a gênese das microestruturas de transformação (i), (ii), (v) e (vii), em estágios tardi- a pós-magmáticos (Hibbard 1987; Best 2003; Vernon 2004). Assim, essas microestruturas podem ser representadas pelas seguintes reações gerais (4), (5), (6) e (7), respectivamente:



Reações de reequilíbrio são cíclicas, ou seja, os elementos químicos liberados por determinada reação em um local são usados em outra, em local adjacente, sem modificar a composição química da rocha total (Vernon 2004). Hibbard (1987) indica que intercrescimento mirmequítico pode se formar em estágio tardi-magmático, no entanto, essa microestrutura é muito comum em granitoides deformados e sua origem é frequentemente atribuída à substituição de

álcali-feldspato assistida por deformação (Tsurumi *et al.* 2003, Paterson *et al.* 1989, Vernon 2004). Microestruturas pertíticas são formadas por processos de exsolução de álcali-feldspato durante resfriamento, em temperaturas abaixo da curva do *solvus* (Best 2003).

A água necessária para essas transformações pode ter diferentes origens, embora provavelmente tenha uma natureza exclusivamente juvenil, em decorrência da profundidade do atual nível de erosão. Em sistemas magmáticos fechados, água juvenil reage em temperaturas *subsólidas* com os minerais magmáticos, de modo que a rocha fica encharcada em seus próprios fluidos (Best 2003). Oliveira *et al.* (2010) e Santos & Oliveira (2016) indicam que magmas de afinidade sanukitoide possuem alto teor de H₂O, sugerindo que a alteração dessas rochas seria possível até mesmo em sistemas fechados. Por outro lado, em sistemas magmáticos abertos, a água pode ser dragada para o interior de um dique pobre em H₂O, a partir de uma rocha encaixante hidratada, ou vice-versa, o que pode permitir uma interação de fluidos e granitoides relativamente desidratados, e.g. os leucogranitos Fe-K estudados, que apresentam baixos conteúdos modal de biotita e ausência de hornblenda.

Portanto, a análise da paragênese mineral secundária identificada nessas rochas e sua ampla distribuição volumétrica, ao longo dos batólitos, indicam que as rochas estudadas foram afetadas por processos de alteração deutérica (ou autometamorfismo) sob condições compatíveis com fácies xisto-verde alto a anfíbolito baixo (>500 °C; Best 2003), o que é coerente com as interpretações relacionadas as estruturas de recristalização em quartzo e feldspatos, discutido na seção anterior.

Relação temporal entre cristalização e deformação

Em rochas plutônicas deformadas, para avaliar a relação temporal entre cristalização e deformação é fundamental combinar observações de campo com investigações microestruturais visando identificar se existiu ou não uma continuidade de fluxo submagmático (>70% de cristais) para fluxo em estado sólido (completamente cristalizado), de modo que seja possível inferir se a cristalização se deu antes, durante ou após a atuação de determinado campo de esforço diferencial, permitindo classificar o magmatismo analisado como pré-tectônico, sin-tectônico ou pós-tectônico, respectivamente (Passchier & Trouw 2005, Neves 2012, Nedelec & Bouchez 2015). Para granitoides antigos a superposição de eventos deformacionais

Magmatismo Mesoarqueano de Ourilândia do Norte - PA: Afinidades Petrológicas e Implicações Tectônicas para a Província Carajás

pode tornar difícil essa classificação, especialmente se tais eventos apresentarem intervalo de tempo relativamente curto entre si (Best 2003; Nedelec & Bouchez, 2015). Por exemplo: (i) em uma situação ideal, plútons pós-tectônicos estariam livres de deformação, entretanto a ativação de um segundo evento deformacional posterior à cristalização poderia afetá-los, dificultando sua classificação como pós-tectônico com relação ao primeiro evento e/ou pré-tectônico em relação ao segundo; ou (ii) um plúton considerado sin-tectônico com relação a determinado evento e pré-tectônico em relação a um segundo.

É importante destacar que fluxo submagmático e sintectonismo só podem ser provados se houver evidências consistentes de deformação de rochas ou cristais na presença de *melt* (Paterson *et al.* 1989, Blenkinsop 2000, Vernon 2004, Passchier & Trouw 2005). Provar tal relação pode ser uma tarefa difícil, uma vez que durante a cristalização de granitoides sob determinado campo de esforço é natural imaginar a atuação de fluxo submagmático seguido por fluxo em estado sólido, dificultando a separação de estruturas geradas na presença de *melt* daquelas similares formadas após a completa cristalização.

Apesar da complexidade, observações de campo e análise microestrutural das rochas estudadas permitem listar as seguintes estruturas e microestruturas desenvolvidas durante fluxo submagmático, que possibilitaram estabelecer com certa confiança as relações entre origem e deformação das rochas estudadas (Passchier & Trouw 2005; Nedelec & Bouchez 2015; Santos & Oliveira 2016; Silva *et al.* 2018): (i) presença de falhas preenchidas por *melt* residual, seccionando bandamento composicional (e.g. Fig. 6i); (ii) presença de microfaturas em fenocristais de feldspatos, preenchidas por material quartzo-feldspático da matriz, indicando que foram preenchidas pelo *melt* residual; (iii) orientação preferencial e deformação de cristais idiomórficos a hipidiomórficos de feldspatos, em matriz ígnea (e.g. Fig. 7d); e (iv) evidências microestruturais de deformação em estado sólido de moderada a alta temperatura (>500°C), durante o desenvolvimento da trama observada nessas rochas (ver seção 9.1).

A ocorrência relativamente comum dessas estruturas e microestruturas sugere que fluxo submagmático operou durante os estágios finais de cristalização dos granitoides estudados, com destaque especial para as falhas e microfaturas submagmáticas que permitem provar deformação na presença de *melt*. Tais evidências combinadas com aquelas de resfriamento progressivo na presença de água, assistido por defor-

mação, registradas pelas microestruturas de recristalização (ver seção 9.1) e neocristalização tardi- a pós-magmáticas (ver seção 9.2) são fortes indicadores da existência de uma passagem contínua de deformação submagmática para estado sólido. Tal interpretação em combinação com as relações de contemporaneidade estabelecidas para associações granitoide Mg-K e granodiorito-granito Fe-K (ver seção 5) permitem definir com certa confiabilidade uma relação sin-tectônica entre a origem e deformação de todas as rochas estudadas (Santos & Oliveira 2016; Silva *et al.* 2018).

MECANISMOS DE ASCENSÃO E COLOCAÇÃO

O estudo da forma e estrutura interna de plútons acoplado com observações microestruturais e com o padrão da trama desenvolvida nas rochas encaixantes podem fornecer valiosas informações sobre os mecanismos de ascensão e colocação de magmas (Paterson *et al.* 1989, Blenkinsop 2000, Best 2003, Passchier & Trouw 2005, Neves 2012, Nedelec & Bouchez 2015).

A análise dos dados de campo e microestruturais anteriormente apresentados convergem sugerindo que os mecanismos de ascensão dos magmas que deram origem aos granitoides estudados envolveram migração de magma por fluxo penetrativo, durante deformação ativa, através de uma rede de canais tabulares pré-existent, caracterizando o segmento de crosta estudado como um complexo de múltiplas injeções de magma (D'Lemos *et al.* 1992, Weinberg 1999, Neves 2012). A construção desses plútons requer injeções de vários pulsos derivados do manto e da crosta, em um curto intervalo de tempo. Nesse contexto, a criação do espaço provavelmente ocorreu através de deformação e translação lateral das rochas encaixantes, como resultado da injeção de novos pulsos no nível de alojamento (Cruden 2006, Neves 2012, Nedelec & Bouchez 2015, Silva *et al.* 2018).

SIGNIFICADO TECTÔNICO: IMPLICAÇÕES PARA O INÍCIO DO ESTILO MODERNO DA TECTÔNICA DE PLACAS

Nas últimas décadas, um dos assuntos mais debatidos entre os geocientistas refere-se à quando e como o estilo moderno da tectônica de placas teve início no planeta (Condie & Kröner 2008, Stern 2006, 2008; Korenaga 2013). Grande parte dos pesquisadores defendem que sistemas orogênicos similares aos modernos vem atuando desde o Arqueano (<3,0 Ga), em pelo menos alguns lugares do planeta e se difun-

diu globalmente em -2,7 Ga (Cawood *et al.* 2006, Van Kranendonk *et al.* 2007, Condie & Kröner 2008), no entanto, alguns indicam que o início da tectônica se deu em tempos ainda mais antigos, no Hadeano (<4,2 Ga; Hopkins *et al.* 2008), e outros sugerem um começo muito mais recente, em torno de -1,0 Ga (Stern 2005, 2006, 2008) ou -0,85 Ga (Hamilton 2011). Apesar da falta de unanimidade entre os especialistas, há um consenso de que antes da atuação da tectônica de placas de estilo moderno, a Terra primitiva experimentou um cenário caracterizado por um grande oceano de magmas, seguido por um comportamento de “placa única, estagnada”, onde o calor seria perdido por processos de delaminação, vulcanismo tipo *hotspots* e intrusões superficiais.

Para investigar a operação de tectônica moderna em determinado segmento de crosta continental é necessário acoplar a presença de assembleias petrotectônicas tipicamente desenvolvidas em sistemas orogênicos com outros indicadores tectônicos. Dickinson (1970) definiu o conceito de assembleia petrotectônica como “pacotes” de rochas geradas em cenário tectônico específico, sendo uma característica deste cenário, enquanto os demais indicadores da tectônica incluem dados geoquímicos, isotópicos, suturas e falhas transcorrentes, metamorfismo de alta e ultra-alta pressão, formação de orógenos acrecionários e colisionais, paleomagnetismo, entre outros (Stern 2005, 2006; Cawood *et al.* 2006, Van Kranendonk *et al.* 2007, Condie & Kröner 2008).

Defensores da hipótese de um começo mais recente para a tectônica moderna utilizam como principais argumentos a ausência de algumas assembleias petrotectônicas no registro geológico mais antigo, como suíte ofiolítica completa, xisto-azul (alta pressão) e eclogito (ultra-alta pressão), que são comumente identificados a partir de -1,0 Ga. Como essas assembleias são formadas exclusivamente em ambientes de subducção, tal ausência poderia representar uma grande evidência de início tardio para os sistemas orogênicos de estilo moderno (Stern 2005, 2006). No entanto, a maioria dos pesquisadores apontam que a falta de seqüência ofiolítica completa no registro geológico arqueano está relacionada à maior espessura da crosta oceânica arqueana (-25-30 Km) se comparado a crosta oceânica moderna (Sleep & Windley 1982, Foley *et al.* 2003). Assim, processos de obducção poderiam resultar na delaminação de crosta oceânica média e inferior, permitindo preservação apenas a unidade basáltica superior, tipicamente observada em terrenos granito-greenstones arqueanos (Condie & Benn 2006, Condie & Kröner 2008). Por outro lado, a falta de xisto-azul e eclogito no registro geológico

arqueano seria uma resposta às condições mais quentes desse período, em que o gradiente geotérmico de subducção seria mais íngreme e não atingia o campo de estabilidade xisto-azul (Martin 1994, Pollack 1997, Peacock 2003, Ernst 2003). Além disso, as baixas taxas de exumação de eclogitos no Arqueano poderia permitir recristalização das assembleias minerais de ultra-alta pressão, impossibilitando seu reconhecimento (Condie & Kröner 2008).

É de suma importância ressaltar que a formação de crosta continental arqueana pode não requerer necessariamente subducção, mas precisa de algum mecanismo que explique a retenção de Nb e Ta na fonte, assim como o relativo enriquecimento de LILE nos magmas, assinatura tipicamente observada tanto nos granitoides arqueanos, quanto nos pós-arqueanos. Boa parte dos especialistas argumenta que subducção é necessária para produzir tal comportamento geoquímico, onde fases de Fe-Ti, como o rutilo, poderia reter Nb e Ta em profundidades mantélicas (Martin *et al.* 2005, Condie & Kröner 2008). Tanto nas rochas estudadas como nos demais granitoides arqueanos da PC essa assinatura é identificada, sugerindo ocorrência de fusão parcial da *slab* ou do manto em níveis profundos, durante ou após subducção.

Nesse contexto, uma análise integrada de todas as informações sintetizadas neste trabalho indica que a formação, deformação e estabilização do segmento de crosta estudado ocorreram em um cenário paleotectônico mesoarqueano similar aos sistemas orogênicos modernos, no entanto ainda tem sido questão de debate se as suítes Mg-K e Fe-K foram formadas em um mesmo cenário, e se este era de subducção ou colisão. Santos & Oliveira (2016) apontaram um ambiente de subducção para a formação dos granitoides Mg-K e EMMs associados, envolvendo fusão parcial da cunha mantélica previamente metassomatizada por *melt* e/ou fluidos da *slab* (ver seção 8). Por outro lado, Silva *et al.* (2018) indicaram a inviabilidade de descartar uma origem contemporânea para os granitoides Mg-K e granodiorito-granito Fe-K, o que permitiu sugerir que ambas as suítes foram formadas contemporaneamente, em um ambiente colisional, associado a espessamento crustal e retrabalhamento listosférico, capaz de desencadear em um curto intervalo de tempo tanto fusão parcial do manto enriquecido, quanto da crosta juvenil. Assim, tais autores propuseram um modelo tectono-magmático de dois estágios (subducção-colisão) para explicar a origem dessas rochas: (i) primeiro estágio (2,98-2,92 Ga) - subducção de baixo ângulo com colocação de *slab-melt* e metassomatismo da cunha mantélica; (ii) segundo estágio (-2,88-2,87 Ga) - ambiente colisional, onde zonas de cisalhamento transli-

Magmatismo Mesoarqueano de Ourilândia do Norte - PA: Afinidades Petroológicas e Implicações Tectônicas para a Província Carajás

tosféricas condicionaram a ascensão e colocação dos magmas, atuando como condutos pré-existentes para o transporte e interação entre magmas derivados do manto e da crosta (ver seção 10).

A admissão unânime entre diversos autores de que a formação de grande parte dessas rochas requer fusão parcial do manto previamente metassomatizado (Moyen *et al.* 2003, Martin *et al.* 2005, Heilimo *et al.* 2010, 2013; Oliveira *et al.* 2009, Laurent *et al.* 2014a, 2014b, e suas referências) é um forte indicador de que o início da tectônica moderna foi precoce na história da Terra (<3,0 Ga), onde seria possível interação entre fluidos/melt da placa subductante (*slab*) com o peridotito sobrejacente da cunha mantélica. Tal processo de hibridização, assim como as assinaturas de ambas as suítes Mg-K e Fe-K dificilmente poderiam ser explicadas sem envolvimento de subducção prévia.

CONCLUSÕES

(i) No magmatismo mesoarqueano estudado foram diferenciadas dez variedades de rochas plutônicas. Nove delas foram agrupadas em duas suítes, denominadas suíte granitoide Mg-K e suíte granodiorito-granito Fe-K, ambas de natureza cálcico-alcalina, enquanto uma variedade difere das demais e apresenta afinidade toleítica, alto-Na.

(ii) Os dados de campo sugerem que os granitoides Mg-K são ligeiramente mais antigos com relação aos granodiorito-granitos Fe-K, no entanto, observações de várias relações de *mingling* não permitem descartar uma origem contemporânea para as diversas variedades identificadas em ambas as suítes. Enquanto, o granitoide alto-Na, embora tenha sido admitido como contemporâneo ao EMMs Mg-K, ele pode representar um evento mais antigo.

(iii) Em termos estruturais, as rochas estudadas podem ser classificadas como tectonitos tipo S ou SL, caracterizados por trama planar de direção principal E-W, mergulhando com moderado a alto ângulo predominantemente para sul, concordante ao eixo principal dos batólitos e definindo um arranjo contínuo com a foliação tectônica da rocha encaixante. As porções centrais dos batólitos representam domínios de menor *strain*, enquanto, aquelas próximas às bordas representam domínios de maior *strain*, sugerindo que tais plútons são limitados por zonas de cisalhamento de escala regional. A forma dos plútons combinada com as observações meso- e microestruturais indicam origem sin-tectônica para todas as rochas estudadas, de modo que o final da deformação cristal-plástica ocorreu em condições de resfriamento, na presença de água, sob moderada a alta temperatura (> 500 °C; compatível com fácies xisto verde alto, anfíbolito baixo),

baixo esforço diferencial e taxa de deformação, em regime transpressivo sinistral, controlado predominantemente por cisalhamento puro.

(iv) Os granitoides equigranulares Mg-K mostram assinatura geoquímica similar ao Granodiorito Rio Maria e foram admitidos como produto de diferenciação de um magma máfico parental derivado de fusão parcial do manto previamente metassomatizado por *slab melt*, enquanto os EMMs foram gerados a partir de fusão parcial do manto metassomatizado por fluidos. O granodiorito heterogranular Mg-K pode ser produzido por intenso fracionamento de hornblenda ± clinopiroxênio, a partir de composições análogas ao granodiorito equigranular Mg-K. O granito equigranular Fe-K tem assinatura composicional similar aos típicos leucogranitos alto-K de outras áreas da PC e foi formado pela anatexia de crosta juvenil, de composição análoga às suítes TTG. O granodiorito porfirítico Fe-K foi interpretado como produto de fusão parcial do manto extensivamente enriquecido, com participação de líquidos anatéticos crustais. O granito heterogranular Fe-K tem origem híbrida envolvendo *mingling/mixing* entre 60% de magmas derivados de fusão parcial do manto metassomatizado e 40% da crosta juvenil. A origem do granodiorito porfirítico Mg-K teria envolvido processos de mistura entre 80% de magmas derivados de fusão do manto metassomatizado por *slab-melt* e 20% de magmas graníticos derivados de anatexia crustal. O granitoide alto-Na foi interpretado como produto de mistura entre líquido trondhjemítico de assinatura TTG (70-80%) e magma de composição similar aos EMMs (20-30%).

(v) As amostras datadas pelo método de evaporação de Pb são afins àquelas da suíte Mg-K e suas idades de cristalização (2875±2 Ma; e 2884 ±3 Ma) confirmam a correlação desses granitoides com o Granodiorito Rio Maria, assim como crescimento e retrabalhamento do segmento de crosta estudado no final do Mesoarqueano.

(vi) As evidências petrológicas e estruturais convergem sugerindo que a construção, deformação e estabilização do segmento de crosta estudado ocorreram em cenário paleotectônico análogo aos sistemas orogênicos modernos, de modo que, os granitoides estudados foram colocados durante a segunda etapa de um modelo tectono-magmático de dois estágios (subducção-colisão). Assim temos: primeiro estágio (2.98-2.92 Ga) - subducção de baixo ângulo com colocação de *slab-melt* e consequente metassomatismo da cunha mantélica; (ii) segundo estágio (-2,88-2,87 Ga) - ambiente colisional, caracterizado por espessamento crustal e retrabalhamento litosférico, onde zonas de cisalhamento litosféricas condicionaram a ascensão e colocação de magmas, operando como condutos pré-existentes para transporte e interação entre magmas derivados do manto e da crosta.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica do IG-UFPA pela infraestrutura, à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq pela concessão de bolsa ao primeiro au-

tor, durante o desenvolvimento deste trabalho, além de todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram para a elaboração do mesmo, em especial aos membros do GPPG pelos inúmeros momentos de debate e discussão sobre granitogênese e evolução paleotectônica da Província Carajás. Esta pesquisa está vinculada aos objetivos do projeto CNPq (Proc. 311388/2016-7), coordenado pelo Prof. D.C. Oliveira.

REFERÊNCIAS

- Allison I. & LaTour T.E. 1977. Brittle deformation of hornblende in a mylonite: a direct geometrical analogue of ductile deformation by translation gliding. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **14**(8):1953-1958.
- 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., 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., Leite A.A.S. 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **42**:103-126.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.03.004>
- Anderson J.L., Barth A.P., Wooden J.L., Mazdab F. 2008. Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **69**(1):121-142.
- 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, 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.
- Avelar V.G. 1996. *Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocrystal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 149 p.
- Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. 2010. The growth of the continental crust: constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, **119**(3-4):457-466.
- Best M.G. 2003. *Igneous and metamorphic petrology*. New York, Freeman, 758 p.
- Blenkinsop T.G. 2000. *Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 150 p.
- Bonin B. 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos*, **78**:1-24.
- Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: Henderson P. (ed.). *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam, Elsevier Science Publishing Company, p. 63-114.
- Cawood P.A., Kroner A., Pisarevsky S. 2006. Precambrian plate tectonics: criteria and evidence. *GSA Today*, **16**(7):4-11.
- Champion D.C. & Smithies R.H. 1999. Archean granites of the Yilgarn and Pilbara cratons, western Australia: secular changes in the origin of granites and related rocks. In: Fourth Hutton Symposium: the origin of granites and related rocks, France, *proceedings*, p. 137.
- Chayes F. 1956. *Petrographic modal analysis: an elementary statistical appraisal*. New York, John Wiley & Sons, 113 p.
- Condie K.C. & Kroner A. 2008. When did plate tectonics begin? evidence from the geologic record. *Geological Society of America*, **440**:281-294.
- Condie K.C. & O'Neill C. 2010. The archaic-proterozoic boundary: 500 my of tectonic transition in earth history. *American Journal of Science*, **310**(9):775-790.
- Condie K.C. & Benn K. 2006. Archean geodynamics: similar to or different from modern geodynamics?. *American Geophysical Union Monograph*, **164**:47-59.

Magmatismo Mesoarqueano de Ourilândia do Norte - PA: Afinidades Petrológicas e Implicações Tectônicas para a Província Carajás

- Cruden A.R. 2006. Emplacement and growth of plutons: implications for rates of melting and mass transfer in continental crust. In: Brown M. & Rushmer T. (eds.). *Evolution and differentiation of the continental crust*. New York, Cambridge University Press, p. 455-519.
- D'Lemos R.S., Bronw M., Strachan R.A. 1992. Granite magma generation and emplacement within a transpressional orogen. *Journal of the Geological Society*, **149**:487-490.
- 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.
- Dall'Agnol R. & Oliveira D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, **93**:215-233.
- 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.
- 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: abstracts volume and field trips guide*. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, 150 p.
- Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Râmo 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 D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, **93**(3-4):215-233.
- 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.
- Debon F. & Lemmet M. 1999. Evolution of Fe/Mg Ratios in late variscan plutonic rocks from the external crystalline massif of the alps (France, Italy, Switzerland). *Journal of Petrology*, **40**(7): 1151-1185.
- Dhuime B., Hawkesworth C.J., Cawood P.A., Storey C.D. 2012. A change in the geodynamics of continental growth 3 billion years ago. *Science*, **335**(6074):1334-1336.
- Dickinson W.R. 1970. Relations of andesites, granites, and derivative sandstones to arc-trench tectonics. *Reviews of Geophysics*, **8**:813-860.
- Docege E.D.A. 1988. Revisão litoestratigráfica da província mineral de Carajás. In: 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, *Anais*, p.10-54.
- Duchesne J.C., Martin H., Baginski B., Wiszniewska J., Vander Auwera J. 2010. The origin of ferroan-potassic A-type granitoids: the case of the hornblende-biotite granite suite of the Mesoproterozoic Mazury complex, northeastern Poland. *Canadian Mineralogist*, **48**(4):947-968.
- Ernst W.G. 2003. High-pressure and ultrahigh-pressure metamorphic belts - subduction, recrystallization, exhumation, and significance for ophiolite studies. In: Dilek Y. & Newcombe S. (eds.). *Ophiolite concept and evolution of geological thought*. *Geological Society of America*, **373**:365-384.
- Essene E. 1989. The current status of thermobarometry in metamorphic rocks. In: Daly J.S., Cliff R.A., Yardley B.W.D. (eds.). *Evolution of metamorphic rocks*. *Geological Society of London*, **43**:1-44.
- 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.
- Ferré E.C., Caby R., Peucat J.J., Capdevila R., Monie P. 1998. Pan-African, postcollisional, ferro-potassic granite and Quartzemonzonite plutons of Eastern Nigeria. *Lithos*, **45**(1-4):255-279.
- Foley S.F., Buhre S., Jacob D.E. 2003. Evolution of the Archean crust by shallow subduction and recycling. *Nature*, **421**:249-252.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42**(11):2033-2048.

- Frost C.D., Frost B.R., Chamberlain K.R., Hulsebosch T.P. 1998. The late Archean history of the Wyoming province as recorded by granitic magmatism in the wind river range, Wyoming. *Precambrian Research*, **89**(3-4):145-173.
- 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.
- Gapais D. 1989. Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indications. *Geology*, **17**:1144-1147.
- Gill R. 2010. *Igneous rocks and processes: a practical guide*. [s.l.], Wiley-Blackwell, 472 p.
- Gleason G.C. & Tullis J. 1995. A flow law for dislocation creep of quartz aggregates determined with the molten salt cell. *Tectonophysics*, **247**(1-4):1-23.
- Guitreau M., Blichert-Toft J., Martin H., Mojzsis S., Albarède F. 2012. Hafnium isotope evidence from Archean granitic rocks for deep-mantle origin of continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, **337-338**:211-223.
- Hamilton W.B. 2011. Plate tectonics began in Neoproterozoic time, and plumes from deep mantle have never operated. *Lithos*, **123**(1-4):1-20.
- Heilimo E., Halla J., Adersen T. 2013. Neoproterozoic crustal recycling and mantle metasomatism: Hf-Nd-Pb-O isotope evidence from sanukitoids of the Fennoscandian shield. *Precambrian Research*, **228**:250-266.
- 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. 1987. Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications. *The Journal of Geology*, **95**(4):543-561.
- Hirth G. & Tullis J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, **14**(2):145-159.
- Hopkins M., Harrison T.M., Manning C.E. 2008. Low heat flow inferred from >4Gyr zircons suggests Hadean plate boundary interactions. *Nature*, **456**:493-96.
- Hutchison C.S. 1974. *Laboratory handbook of petrography techniques*. London, John Wiley e Sons, 527 p.
- Imon R., Okudaira T., Kanagawa K. 2004. Development of shape- and lattice-preferred orientations of amphibole grains during initial cataclastic deformation and subsequent deformation by dissolution, precipitation creep in amphibolites from the Ryoke metamorphic belt, SW Japan. *Journal of Structural Geology*, **26**(5):793-805.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**(5):523-548.
- Kober B. 1986. Whole-grain evaporation for ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-age-investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **93**(4):482-490.
- Kohlstedt D.L., Evans B., Mackwell S.J. 1995. Strength of the lithosphere: constraints imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research*, **100**(B9):17587-17602.
- Korenaga J. 2013. Initiation and evolution of plate tectonics on earth: theories and observations. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **41**:117-51.
- Kronenberg A.K. 1994. Hydrogen speciation and chemical weakening of quartz. In: Heaney P.J., Prewitt C.T., Gibbs G.V. (eds.). *Silica: physical behavior, geochemistry, and materials applications*. *Mineralogical Society of America*, **29**:123-176.
- Kronenberg A.K., Kirby S.H., Pukst J.C. 1990. Basal slip and mechanical anisotropy of biotite. *Journal of Geophysical Research*, **95**(B12):19257-19278.
- Kruhl J.H. 1998. Reply: prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of metamorphic Geology*, **16**(5):142-146.
- 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: 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, *Abstracts*, CD-ROM.
- 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., Rapopo M., Stevens G., Moyen J.F., Martin H., Doucelance R., Bosq C. 2014. Contrasting petrogenesis of Mg-K and Fe-K granitoids and implications for post-collisional magmatism: case study from the late-archean matok pluton (Pietersburg block, South Africa). *Lithos*, **196-197**:131-149.
- Law R.D. 2014. Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: a review. *Journal of Structural Geology*, **66**:129-161.

Magmatismo Mesoarqueano de Ourilândia do Norte - PA: Afinidades Petroológicas e Implicações Tectônicas para a Província Carajás

- Le Maitre R.W. 2002. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2. ed. London, Cambridge University Press, 193 p.
- Leite-Santos P.J. & Oliveira D.C. 2016. Geologia, petrografia e geoquímica das associações leucograníticas arqueanas da área de Nova Canadá – Província Carajás. *Boletim IG-USP - Série Científica*, 16(2):37-66.
- Luan F.C. & Paterson M.S. 1992. Preparation and deformation of synthetic aggregates of quartz. *Journal of Geophysical Research*, 97(B1):301-320.
- Macambira M.J.B. & Lafon J.M. 1995. Geocronologia da província mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 7:263-288.
- Macambira M.J.B. & Lancelot J. 1991. Em busca do embasamento arqueano da região de Rio Maria, sudeste do Estado do Pará. In: 3^o Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Resumos expandidos*, p. 49-58.
- Martin H., Smithies R., Rapp R.P., Moyen J.F., Champion D. 2005. An overview of adakite, TTG, and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79(1-2):1-24.
- Martin H. 1994. The Archean grey gneisses and the genesis of the continental crust. In: Condie K.C. (ed.). *Archean crustal evolution*. Amsterdam, Elsevier, p. 205-259.
- McDonough W.F. & Sun S.S. 1995. Composition of the earth. *Chemical Geology*, 120(3-4):223-253.
- Mikkola P., Huhma H., Heilimo E., Whitehouse M. 2011. Archean crustal evolution of the suomussalmi district as part of the Kianta Complex, Karelia: constraints from geochemistry and isotopes of granitoids. *Lithos*, 125:287-307.
- Moyen J.F., Martin H., Jayananda M., Auvray B. 2003. Late Archaean granites: a typology based on the dharwar Craton (India). *Precambrian Research*, 127(1-3):103-123.
- Nedelec A. & Bouchez J.L. 2015. *Granites: petrology, structure, geological setting, and metallogeny*. New York, Oxford University Press, 352 p.
- Neves S.P. 2012. *Granitos orogênicos: da geração dos magmas à intrusão e deformação*. Rio de Janeiro, Synergia, 147 p.
- Oliveira D.C., Gabriel E.O., Santos P.J.L., Silva C.R.P., Rodrigues D.S., Santos R.D., Galarza M.A., Marangoanha B., Santos M.S., Souza D.B. 2014. Geologia da região de Água Azul do Norte (PA): implicações para a compartimentação tectônica do domínio Carajás. In: 47^o Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, *Anais*, CD-ROM.
- 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., Scaillet B. 2010. Petrological constraints on crystallization conditions of mesoarchean sanukitoid rocks, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology*, 51(10):2121-2148.
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J. (eds.). 2005. *Microtectonics*. Germany, Springer, 366 p.
- Paterson S.R., Vernon R.H., Tobisch O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11(3):349-363.
- Peacock S.M. 2003. Thermal structure and metamorphic evolution of subducting slabs. In: Eiler J. & Hirschman M. (eds.). *Inside the subduction factory*. [s.l.], American Geophysical Union, v. 138, p.7-22. Geophysical Monograph Series.
- 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.
- Pimentel M.M. & Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos Terrenos Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. In: 38^o Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, *Resumos expandidos*, p. 390-391.
- Pollack H.N. 1997. Thermal characteristics of the Archean. In: Wit M. & Ashwal L.D. (eds.). *Greenstone belts*. Oxford, Oxford University Press, p. 223-233.
- Post A.D., Tullis J., Yund R.A. 1996. Effects of chemical environment on dislocation creep of quartzite. *Journal of Geophysical Research*, 101(B10):143-155.
- Powell R. & Holland T.J.B. 2008. On thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 26:155-179.
- Ragland P.C. 1989. *Basic analytical petrology*. New York, Oxford University Press, 384 p.
- 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*, CD-ROM.

- Rollinson H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. England, Longman Scientific & Technical, 344 p. (Longman Geochemistry Series).
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília, CPRM, p. 169-226.
- Santos M.J.P., Lamarão C.N., Lima P.H.A., Galarza M.A., Mesquita J.C.L. 2013. Granitoides arqueanos da região de Água Azul do Norte, Província Carajás, sudeste do Estado do Pará: petrografia, geoquímica e geocronologia. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 8(3):325-354.
- Santos M.N.S. & Oliveira D.C. 2016. Rio Maria granodiorite and associated rocks of Ourilândia do Norte - Carajás province: petrography, geochemistry and implications for sanukitoid petrogenesis. *Journal of South American Earth Sciences*, 72:279-301.
- Santos P.A., Teixeira M.F.B., Dall'Agnol R., Guimarães A.V. 2013. Geologia, petrografia e geoquímica da associação Tonalito-Trondhjemito-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 R.D., Galarza M.A., Oliveira D.C. 2013. Geologia, geoquímica e geocronologia do Diopsídio-Norito Pium, Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 8(3):355-382.
- Shand S.J. 1943. *The eruptive rocks*. New York, John Wiley, 444 p.
- 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 mineral de Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 9(1):13-46.
- Silva F.F., Oliveira D.C., Antonio P.J., D'Agrella Filho M.S., 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 Jr R.O., Dall'Agnol R., Oliveira E.P. 1999. Geologia, petrografia e geoquímica dos diques proterozoicos da região de Rio Maria, sudeste do Pará. *Geochimica Brasil*, 13(2):163-181.
- 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.
- Sleep N.H. & Windley B.F. 1982. Archean plate tectonics: constraints and inferences. *The Journal of Geology*, 90:363-379.
- 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 constraints on the Archean evolution of the Rio Maria granite-greenstone terrain and the Carajás block. In: Symposium Archean terranes of the South American Platform, Brasília, *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.
- Spear F.S. 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Washington D.C, Mineralogical Society of America Monograph Series, 799 p.
- Stem 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.
- Stem R.J. 2006. When and how did plate tectonics begin?: theoretical and empirical considerations. *Chinese Science Bulletin*, 52(5):578-591.
- Stem R.J. 2008. Neoproterozoic crustal growth: the solid earth system during a critical episode of earth history. *Gondwana research*, 14(1-2):33-50.
- Stipp M., Tullis J., Behrens H. 2006. Effect of water on the dislocation creep microstructure and flow stress of quartz and implications for the recrystallized grain size piezometer. *Journal of Geophysical Research*, 111(B04201):1-19.
- Sylvester P.J. 1994. Archean granite plutons. In: Condie K.C. (ed.). *Archean crustal evolution*. New York, Elsevier, p. 261-314. (Developments in precambrian geology, v. 11).
- 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.
- Taylor S.R. & McLennan S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford, Backwell Scientific, 321 p.
- Taylor S.R. & McLennan S.M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 33(2):241-265.

Magmatismo Mesoarqueano de Ourilândia do Norte - PA: Afinidades Petroológicas e Implicações Tectônicas para a Província Carajás

- 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.
- Terentiev R.A. & M. Santosh. 2018. High magnesian granitoids in the precambrian continental crust: implication for the continuum between ferro-potassic and magnesio-potassic rock suites. *Lithos*, 314-315:669-682.
- Terentiev R.A. & Santosh M. 2017. Post-collisional high-Mg granitoids from the Paleoproterozoic east samatian orogen (east european Craton): evidence for crust-mantle interaction. *Lithos*, 274-275:271-290.
- Tsurumi J., Hosonuma H., Kanagawa K. 2003. Strain localization due to a positive feedback of deformation and myrmekite-forming reaction in granite and aplite mylonites along the hatagawa shear zone of NE Japan. *Journal of Structural Geology*, 25(4):557-574.
- Tullis J. 1983. Deformation of feldspars. In: Ribbe P.H. (ed.). *Feldspar mineralogy*. Mineralogical Society of America, 2:297-323.
- Tullis J. & Yund R.A. 1987. Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: mechanisms and microstructures. *Geology*, 15(7):606-609.
- Tullis J. & Yund R.A. 1991. Diffusion creep in feldspar aggregates: experimental evidence. *Journal of Structural Geology*, 13(9):987-1000.
- Van Kranendonk M.J., Smithies R.H., Hickman A.H., Champion D.C. 2007. Secular tectonic evolution of Archaean continental crust: interplay between horizontal and vertical processes. *Terra Nova*, 19:1-38.
- Vander Auwera J., Bogaerts M., Liégeois J.P., Demaiffe D., Wilmart E., Bolle O., Duchesne J.C. 2003. Derivation of the 1.0-0.9 Ga ferro-potassic A-type granitoids of southern Norway by extreme differentiation from basic magmas. *Precambrian Research*, 124:107-148.
- Vander Auwera J., Bolle O., Bingen B., Liégeois J.P., Bogaerts M., Duchesne J.C., de Waele B., Longhi J. 2011. Sveconorwegian massif-type anorthosites and related granitoids result from post-collisional melting of a continental arc root. *Earth Science Reviews*, 107:375-397.
- Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. *Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará*. Belém, CPRM, 329 p.
- Vernon R.H. 2004. *A practical guide to rock microstructures*. Cambridge, Cambridge University Press, 594 p.
- Villemant B., Jaffrezic H., Joron J.L., Treuil M. 1981. Distribution coefficients of major and trace elements, fractional crystallisation in the alkali basalt series of chaîne des puys (Massif Central, France). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45:1997-2016.
- Weinberg R.F. 1999. Mesoscopic pervasive felsic magma migration: alternatives to dikeing. *Lithos*, 46:393-410.
- Wilson C.J.L. 1980. Shear zones in a pegmatite: a study of albite-mica-quartz deformation. *Journal of Structural Geology*, 2:203-209.

CAPÍTULO 3 THE MESOARCHEAN PLUTONIC COMPLEX FROM THE CARAJÁS PROVINCE, AMAZONIAN CRATON: PETROGENESIS, ZIRCON U-Pb SHRIMP GEOCHRONOLOGY AND TECTONIC IMPLICATIONS

Submetido para Lithos (aceito com revisões). O manuscrito abaixo já foi revisado e reenviado para Lithos.

EDITORS AND REVIEWERS

Dear Dr. da Silva,

Thank you for submitting your manuscript entitled "The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás province, Amazonian craton: petrogenesis, zircon U-Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications" to Lithos. Below and attached are the comments of two reviewers that evaluated your manuscript. The reviewers are supportive of publication after revisions.

Reviewer #1 is more critical and highlights problems with: 1) nomenclature, 2) geochronology with specific reference to the 3.0-2.9 Ga ages, 3) clarity in the geochemistry description, and 4) organization issues and grammar issues. Reviewer #2 is supportive of publication after minor revisions that focus mostly on grammar with a few conceptual issues.

Should you disagree with any part of the reviews, please explain why.

All the best
Greg Shellnutt
Co-Editor-in-Chief

Reviewer #1: The manuscript presents detailed field, structural, geochemical, and geochronological overview of the Ourilândia plutonic complex, Carajás province (northern Brazil) of the Amazonian Craton. The authors have provided integrated field and structural information while discussing the petrogenesis and geodynamic setting through the whole geochemistry data of 139 samples, geochemical modelling and U-Pb zircon SHRIMP age data for two samples. The results are very interesting, and interpretations appears to be logical. With these new results, apart from providing new insights on petrogenetic characterization and stratigraphic disposition of studied granites in a regional perspective, the authors tried to address few pertinent thematic issues on Archean geodynamics, such as when was plate tectonics initiated and operative, the role of plate/ plume tectonics in the crustal growth etc., with special emphasis on the Ourilândia plutonic complex by proposing a tectono-magmatic evolutionary model. The context of the study is very good.

The manuscript if published in Lithos, will be interesting to international audience working on Archean geodynamics. However, there are many shortcomings as outlined below, with details in the appended pdf. These issues must be addressed before the manuscript being accepted. I recommend the MAJOR REVISION. More details with attached file and annotated pdf.

Reviewer #2: Silva et al provide an informative assessment of the Amazonian Craton Carajás province. Although a lot of the whole rock data has been published previously, the authors report new data such as SHRIMP zircon dates that justify this new contribution. The overall findings of the paper are also distinct from previous papers. I found the paper to be well written, but I have provided an edited Word document with some suggestions for revised grammar or improved clarity. I have also made a few other comments in that document, but they are mainly statements of my opinion and it is not essential that the authors act on these points. The figures are of high quality.

The conclusions of the paper are reasonable inferences from the data presented. The authors have carefully distinguished between the various granitoid types and have reasonably concluded (in my opinion) that the evidence supports some form of plate tectonic scenario. Many LITHOS readers will find the paper to be of significant interest. Please see the uploaded file for specific comments.

Derek Wyman

1 **The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás province, Amazonian craton:**
 2 **petrogenesis, zircon U-Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications**

3
 4 Luciano Ribeiro da Silva^{a,b,*} (lucianor@ufpa.br), Davis Carvalho de Oliveira^{a,b}
 5 (davis@ufpa.br), Aline Costa do Nascimento^{a,b} (aline.nascimento@ig.ufpa.br), Cláudio Nery
 6 Lamarão^{a,b,c} (lamarao@ufpa.br), José de Arimatéia Costa de Almeida^{b,d}
 7 (ari@unifesspa.edu.br)

8
 9 ^aPost-Graduate Program in Geology and Geochemistry (PPGG), Institute of Geosciences (IG),
 10 Federal University of Pará (UFPA), Post office 8608, CEP-66075-110, Belém, Pará, Brazil.

11 ^bGroup of Research on Granitoid Petrology (GRGP), IG, UFPA, Brazil.

12 ^cMicroanalysis Laboratory, IG, UFPA, Belém, PA, Brazil

13 ^dInstitute of Geosciences and Engineering, Federal University of the south and southeast of Pará
 14 (Unifesspa), CEP 68505-080, Marabá, Pará, Brazil.

15 *Corresponding author.

16 **ABSTRACT**

17 This study investigates the origin of the different Mesoarchean granitoids of the Ourilândia
 18 plutonic complex from the Carajás province (northern Brazil), as well as their geodynamic
 19 significance. This complex integrates interdigitated plutons of 2.88 Ga biotite granite (BG) and
 20 sanukitoid (SNK), with subordinate high-K calc-alkaline (HKCA) granodiorite-granite and
 21 tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG). (i) The BG is represented by equigranular
 22 monzogranite, which can be formed by 18% melting from TGG-type trondhjemite. (ii) The
 23 SNKs are composed of granodiorites (equigranular, heterogranular and porphyritic), with
 24 subordinate tonalite, quartz monzodiorite and quartz diorite, all with mafic microgranular
 25 enclaves. The different SNK-type granitoids and quartz monzodiorite were generated by 18–
 26 33% melting from mantle previously enriched by 20–40% TTG-type melt in the garnet stability
 27 zone. On the other hand, quartz diorite and mafic enclaves formed from fluid-metasomatized
 28 mantle at lower depths. (iii) The HKCA granodiorite-granite group (also called high-Ti SNK)
 29 is composed of porphyritic granodiorite and heterogranular monzogranite. The granodiorite can
 30 be formed by 30% melting from mantle enriched by 40% TTG-type melt under oxidizing
 31 conditions, with the participation of a component enriched in HFSEs. The heterogranular
 32 monzogranite is a hybridization product between 60% metasomatized mantle-derived magmas
 33 (high-Ti granodiorite) and 40% crust-derived magmas (equigranular monzogranite). (iv) The
 34 TTG-type tonalitic xenolith and porphyritic trondhjemite were formed by partial melting of
 35 hydrous metabasalts; however, the trondhjemite petrogenesis involves hybridization with
 36 enriched mantle-derived magmas. The BG and SNK provided coeval crystallization ages of
 37 2881 ± 10 Ma and 2886 ± 14 Ma, respectively. In addition, in the BG, three more crystal
 38 populations were identified with ages of 3040 ± 40 Ma, 2976 ± 09 Ma and 2934 ± 21 Ma. The
 39 first two are interpreted as xenocrystals, and the latter is interpreted as inherited crystals. ~2.88
 40 Ga represents the main period of crustal growth in the Ourilândia do Norte area, with
 41 emplacement of juvenile magmas and crustal reworking. The studied rocks were formed in a
 42 post-subduction collision setting with coeval mantle and crust-derived magma generation over
 43 a short time span (~2.88 Ga), where shear zones conditioned the ascent and emplacement of the
 44 Ourilândia magmas.

45 **Keywords:** Archean; Granitoid; Crustal anatexis; Enriched mantle; Plate tectonics; Carajás
 46 province.

47 **1 INTRODUCTION**

48 The Archean geological record indicates that TTG is dominant in the Eo-Paleoarchean,
49 while the Meso-Neoarchean is characterized by lithological diversification, with progressive
50 occurrence of BG, SNK and HKCA. The TTG suites consist of often deformed and sometimes
51 migmatized rocks characterized by calcic to calc-alkaline affinity and low K_2O/Na_2O ratios (\leq
52 0.5). They can be subdivided into low- and high-HREE groups (Halla et al., 2009; Almeida et
53 al., 2011) or low-, medium- and high-pressure groups (Moyen, 2011), which are interpreted as
54 the products of partial melting of hydrous metabasalts at various depths, involving settings such
55 as subducting oceanic plateaus (Nair and Chacko, 2008) or bases of mafic plateaus in dome-
56 and-keel tectonics (e.g., Van Kranendonk et al., 2007). However, the BG, SNK and HKCA
57 plutons represent abrupt changes in the reservoirs involved in magma generation, which may
58 indicate the emergence of a new geodynamic setting. Although this event was diachronic from
59 one craton to another, it occurred between 3.0 and 2.5 Ga on the global scale (Laurent et al.,
60 2014a).

61 In a recent review, Moyen (2020) proposed a petrogenetic classification for Archean
62 granitoids into two groups: (i) C-type granitoids originating from partial melting of a range of
63 crustal sources from amphibolites to metasedimentary rocks. This group includes sodic to
64 potassic granitoids, such as TTG and BG, and (ii) M-type granitoids formed from enriched
65 mantle (subdivided into SNK and HKCA). The SNK *sensu stricto* (*s.s.*) are high-Mg and low-
66 Ti granitoid suites with high contents of compatible (e.g., Cr and Ni) and incompatible elements
67 (e.g., Ba and Sr) at a given SiO_2 content (Martin et al., 2009; Heilimo et al., 2010). Whereas,
68 the HKCA suites have moderately magnesian compositions and are more enriched in TiO_2 ,
69 large ion lithophile elements (LILEs) and high field strength elements (HFSEs) than the SNK
70 suites (Moyen 2020). In other words, the HKCA suites present an A-type geochemical affinity.
71 In addition, they are also known as high-Ti SNK (Martin et al., 2009) and have been included
72 in a broader group called SNK *sensu lato* (*s.l.*) (Laurent et al., 2014a).

73 In contrast to the HKCA definition provided by Moyen (2020), Halla et al. (2017) used
74 the HKCA term more broadly, which includes mantle- and crust-derived granitoids. In this
75 respect, the HKCA are subdivided into two groups based on their silica and Mg contents: (i)
76 low-silica – high-Mg rocks formed by enriched mantle similar to SNKs *s.l.* reported by Laurent
77 et al. (2014a) and (ii) high-silica – low-Mg rocks generated by the partial melting of continental
78 crust. This second category is subdivided into three groups: granites with low LILEs and HFSEs
79 and light rare earth elements (LREEs); low-Eu granites enriched in heavy rare earth elements
80 (HREEs); and low-HREE granites with high Rb and Ba contents. In this paper, the definition
81 of HKCA will follow the proposal of Moyen (2020).

82 Other studies have used an alternative classification for Archean moderate- to high-K
83 calc-alkaline granitoids that involves a descriptive approach highlighting the Fe-K and Mg-K
84 contrasts of these rocks (Laurent et al. 2014b, Terentiev & Santosh 2018, Silva et al. 2018).
85 Terentiev and Santosh (2018) suggested the existence of compositional continuity between Mg-
86 K and Fe-K granitoids expressed by gradual decreases in Mg, Cr, and Ni and increases in Ti,
87 P, Zr, Y, Zn, U, and rare earth elements (REEs). In the Carajás province, previous studies
88 carried out in the Ourilândia do Norte area integrated the BG and HKCA as an Fe-K suite, while
89 the SNKs were designated as an Mg-K suite (Silva et al. 2018, Silva & Oliveira 2019). This
90 classification may have advantages as a descriptive scheme; however, the petrogenetic
91 classifications of Laurent et al. (2014a) and Moyen (2020) will be used in this paper.

92 The Mesoarchean granitoids from the Ourilândia do Norte area are characterized by
93 interdigitated plutons of BG and SNK with subordinate HKCA and TTG (Santos and Oliveira,
94 2016; Silva et al., 2018; Silva and Oliveira, 2019; Nascimento et al., 2021), where the SNKs

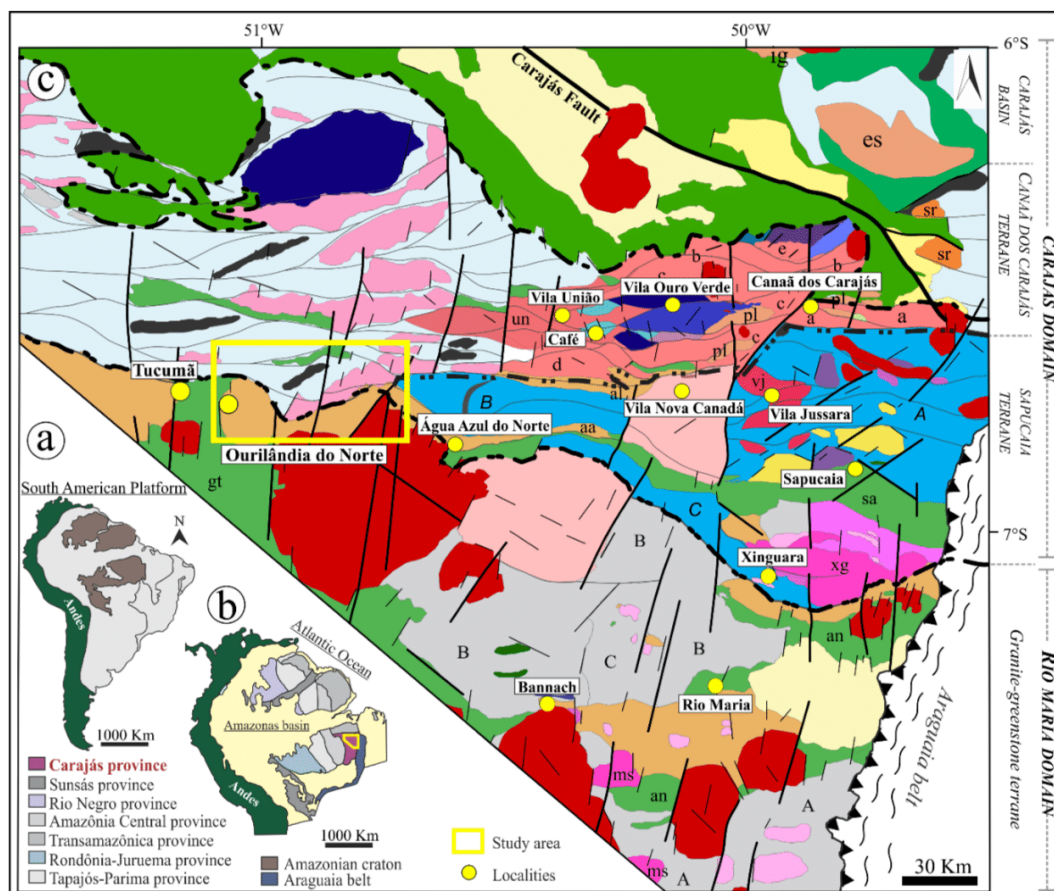
95 were dated at 2.88–2.85 Ga by single-zircon Pb evaporation (Avelar et al. 1999; Santos et al.
 96 2013). These previous studies contributed to the understanding of the geology, petrography,
 97 geochemistry and geochronology of these rocks. In this paper, we propose the Ourilândia
 98 plutonic complex to group Mesoarchean granitoids from the Ourilândia do Norte area, where
 99 new geochronological data are combined with an overview of the lithological, microstructural
 100 and geochemical constraints to investigate the petrogenesis of the different units of this complex
 101 as well as its geodynamic significance. In addition, this paper aims to (i) discuss the main period
 102 of crustal growth and reworking in the study area; (ii) discuss the crystallization and
 103 deformation conditions for these rocks to describe a schematic P–T path; (iii) evaluate the role
 104 of these granitoids in regional tectonic compartmentalization; (iv) propose a tectono-magmatic
 105 evolution model; and (v) provide insights into the crustal evolution of Carajás province.

106 2 REGIONAL SETTING

107 The Carajás province is recognized as the best-preserved Archean nucleus of the
 108 Amazonian craton (Figure 1a–b; Santos, 2003 and references therein), and it has been
 109 subdivided into two main tectonic domains (Figure 1c; Santos, 2003; Vasquez and Rosa-Costa,
 110 2008). (i) The Mesoarchean Rio Maria domain to the south, regarded as a preserved granite-
 111 greenstone terrane (3.05–2.86 Ga; Macambira and Lancelot, 1996; Souza et al., 2001; Oliveira
 112 et al., 2011; Almeida et al., 2011, 2013). (ii) The Meso- to Neoproterozoic Carajás domain to the
 113 north shows a more complex geologic evolution (3.07–2.70 Ga; Machado et al., 1991; Avelar
 114 et al., 1999; Pidgeon et al., 2000; Feio et al., 2013; Tavares et al., 2018; Marangoanha et al.,
 115 2019; Silva et al., 2021), subdivided here into three subdomains, termed the Sapucaia terrane,
 116 Canaã dos Carajás terrane and Carajás basin, similar to the proposal by Dall’Agnol et al. (2013).
 117 Table 1 and Figure 2 summarize geochronological data for the Mesoarchean units from the Rio
 118 Maria and Canaã dos Carajás terranes, with emphasis on the dating methods.

119 The Mesoarchean Rio Maria domain is essentially composed of greenstone belts and
 120 TTG suites, with minor occurrences of BG and SNK suites, with regional fabrics in the NW–
 121 SE to E–W direction (Souza et al., 2001; Oliveira et al., 2011; Almeida et al., 2011, 2013). The
 122 Sapucaia terrane is a crustal segment with geometry and fabric preferably oriented in the E–W
 123 direction, similar to the Rio Maria domain where TTG suites predominate, but is affected by
 124 Neoproterozoic magmatism and deformation (Teixeira et al., 2013; Gabriel and Oliveira, 2014;
 125 Silva et al., 2014; Leite-Santos and Oliveira, 2014, 2016; Santos et al., 2018). The Canaã dos
 126 Carajás terrane comprises the basement of the Carajás basin and represents an imbricated
 127 structure (oriented E–W), known as the Itacaiúnas shear zone (Pinheiro and Holdsworth, 2000).
 128 It differs from the Rio Maria domain and other granite-greenstone terranes by the scarcity of
 129 TTGs, dominance of BGs and presence of migmatites, granulites and charnockites (Pidgeon
 130 et al., 2000; Feio et al., 2013; Rodrigues et al., 2014; Marangoanha et al., 2019; Felix et al., 2020;
 131 Silva et al. 2021). The Carajás basin consists of Neoproterozoic metavolcanic-sedimentary
 132 sequences with minimum ages of 2.77–2.73 Ga intruded by coeval bimodal magmatism (mafic-
 133 ultramafic rocks and subalkaline granites) (Machado et al., 1991; Barros et al., 2009; Martins
 134 et al., 2017; Tavares et al., 2018). In the Paleoproterozoic, the Archean rocks were covered by
 135 Siderian to Orosirian sedimentary successions (Santos-Silva et al. 2021) and intruded by 1.88
 136 Ga anorogenic magmatism (Teixeira et al., 2019).

137 In general, the Archean record of the Carajás province can be grouped into three main
 138 events: (i) generation of TTGs and greenstone belts (3.07–2.92 Ga); (ii) formation of
 139 migmatites, granulites, SNKs, HKCAs, BGs and hybrid granitoids (2.89–2.83 Ga); and (iii) the
 140 development of metavolcanic-sedimentary sequences (Carajás basin), mafic-ultramafic
 141 magmatism, charnockites and a great diversity of deformed subalkaline granitoids (2.76–2.72
 142 Ga). The origin of these rocks is often linked to accretion and collision in a tectonic setting



RIO MARIA DOMAIN

Granite-greenstone terrane

PALEOPROTEROZOIC

Anorogenic magmatism

Jamon, Velho Guilherme and Serra dos Carajás suites (~1.88 Ga)

Sedimentary covers

Gemaque and Rio Fresco groups

MESOARCHEAN

Calc-alkaline magmatism

Guaranatã granodiorite-granite suite

Guaranatã granite (2.87–2.86 Ga)

Azuloma granodiorite (undated)

Trairão granodiorite (~2.87 Ga)

Grotão granodiorite (undated)

Xinguara granitic suite

Matã Surtão granite (ms) (2.88–2.87 Ga)

Rio Maria sanukitoid suite

Rio Maria granodiorite (2.88–2.85 Ga)

Intermediate rocks (~2.88 Ga)

Paraçônia quartz diorite (~2.87 Ga)

Rancho de Deus granite (~2.89 Ga)

Sodic magmatism

TTG-type tonalite-trondhjemites

Mariázinha tonalite (C) (2.92–2.91 Ga)

Mogno trondhjemite (B) (2.97–2.92 Ga)

Arco Verde tonalite (A) (2.98–2.92 Ga)

Mafic-ultramafic magmatism

Serra Azul complex (~2.97 Ga)

Guara-Pará complex (undated)

Greenstone belts

Andorinhas group (an) (~2.90 Ga)

Gradaús-Tucumã group (gt) (~2.90 Ga)

CARAJÁS DOMAIN

Sapucaia terrane

PALEOPROTEROZOIC

Anorogenic magmatism

Serra dos Carajás suite (~1.88 Ga)

NEOARCHEAN

Calc-alkaline magmatism

Vila Canadã granite (2.74–2.73 Ga)

Subalkaline magmatism

Vila Jussara suite (vj) (2.76–2.72 Ga)

Mafic-ultramafic magmatism

Faã body (undated) and undifferentiated mafics

MESOARCHEAN

Calc-alkaline magmatism

Xinguara granitic suite

Xinguara granite (xg) (~2.86 Ga)

Água Limpa-type sanukitoids

Água Limpa granodiorite (al) (~2.87 Ga)

Água Azul granodiorite (aa) (~2.87 Ga)

Sodic magmatism

Transitional TTG

Nova Canadã granodiorite (2.89–2.87 Ga)

Pantanal granodiorite (undated)

TTG-type tonalite-trondhjemite

Água Fria trondhjemite (2.86–2.84 Ga)

Mariázinha tonalite (2.92–2.91 Ga)

Colorado trondhjemite (A) (~2.87 Ga)

Água Azul trondhjemite (B) (~2.93 Ga)

Caracol tonalitic complex (C) (2.95–2.93 Ga)

São Carlos-type granitoids

São Carlos tonalite (~2.93 Ga)

Mafic-ultramafic magmatism

Água Azul amphibolite (undated)

Greenstone belts

Sapucaia group (sa) (undated)

Canaã dos Carajás terrane

PALEOPROTEROZOIC

Anorogenic magmatism

Serra dos Carajás suite (~1.88 Ga)

NEOARCHEAN

Subalkaline magmatism

Planoalto suite (pl) (2.74–2.72 Ga)

Vila União suite (un) (2.75–2.73 Ga)

Charnokitic magmatism

Pium diopside-norite (2.74–2.73 Ga)

Café enderbite (2.75–2.73 Ga)

Pedra Branca suite (2.76–2.75 Ga)

Mafic-ultramafic magmatism

Cateté suite (~2.76 Ga), undifferentiated mafics

MESOARCHEAN

Calc-alkaline magmatism

Potassic granites

Bom Jesus granite (b) (~2.83 Ga)

Serra Dourada granite (e) (2.86–2.83 Ga)

Cruzado granite (c) (2.88–2.85 Ga)

Boa Sorte granite (d) (2.88–2.85 Ga)

Canaã dos Carajás granite (a) (~2.96 Ga?)

Campina Verde-type tonalite-granodiorites

Campina Verde tonalitic complex (2.88–2.85 Ga)

Sodic magmatism

TTG-type trondhjemite

Rio Verde Trondhjemite (2.92–2.84 Ga)

Bacaba-type granitoids

Bacaba Tonalite (3.00–2.99 Ga)

TTG-type orthogneisses

Xingu complex (2.97–2.93 Ga*, ~2.86 Ga**)

Chicrim-Cateté granulite (3.07–2.93 Ga*, 2.89–2.84 Ga**)

Greenstone belts

Sequeirinho Group (~2.97 Ga)

Carajás basin

PALEOPROTEROZOIC

Anorogenic magmatism

Serra dos Carajás suite (~1.88 Ga)

Sedimentary covers

Cuninha formation (2.01–1.88 Ga)

Águas Claras formation (~2.06 Ga)

Azul formation (2.37–2.06 Ga)

Serra Sul formation (2.58–2.06 Ga)

NEOARCHEAN

Subalkaline magmatism

Igarapé Gelado granite (ig) (2.76–2.70 Ga)

Serra do Rabo granite (sr) (~2.74 Ga)

Estrela granitic complex (es) (~2.76 Ga)

Mafic-ultramafic magmatism

Santa Inês gabbro, Luanga complex (~2.76 Ga), undifferentiated mafics

Meta-volcano-sedimentary sequences

Grão-Pará group (>2.74 Ga), Pojoca group (>2.72 Ga), Bahia group (~2.75 Ga), Salobro group (>2.76 Ga)

MESOARCHEAN

Calc-alkaline magmatism

Cruzado granite (2.87–2.84 Ga)

Sodic magmatism

Xingu complex (2.97–2.93 Ga*, 2.86 Ga**)

Greenstone belts

Rio Novo group (undated)

* = Protolith age ** = Age of metamorphism

Brittle lineament

Ductile lineament

Transpressive shear zone

143
144
145
146
147
148
149
150

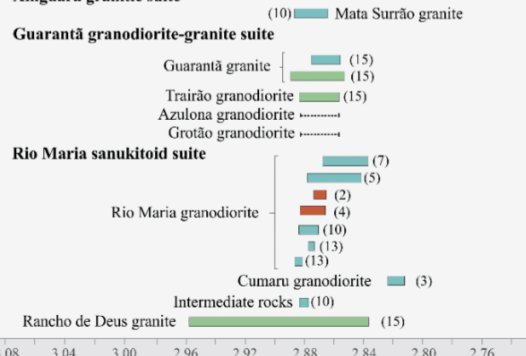
Figure 1 – Geotectonic context of the Carajás province: (a) South American platform; (b) Amazonian craton with tectonic boundaries from Santos (2003); (c) simplified geologic map of the Carajás province. On the right, the subdivision of the lithotectonic (sub)domains is schematically shown, similar to that proposed by Dall'Agnol et al. (2013). The summarized geochronological data were obtained by U–Pb in situ and/or Pb evaporation in zircon using different analytical equipment and procedures: Machado et al. (1991); Macambira and Lancelot (1996); Avelar et al. (1999); Souza et al. (2001); Vasquez and Rosa-Costa (2008); Almeida et al. (2011, 2013); Feio et al. (2013); Tavares et al. (2018); Teixeira et al. (2019); Marangoanha et al. (2019); Silva et al. (2021), Santos-Silva et al. (2021), and references therein.

RIO MARIA GRANITE-GREENSTONE TERRANE

MESOARCHEAN

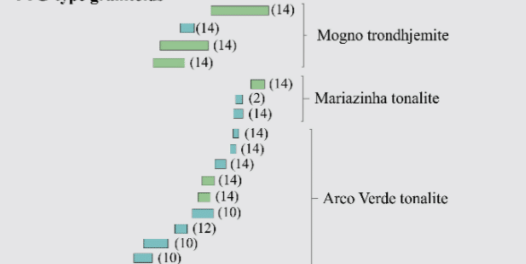
Calc-alkaline magmatism

Xinguara granitic suite



Sodic magmatism

TTG-type granitoids



Ultramafic and mafic magmatism

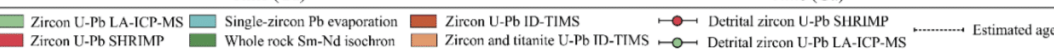
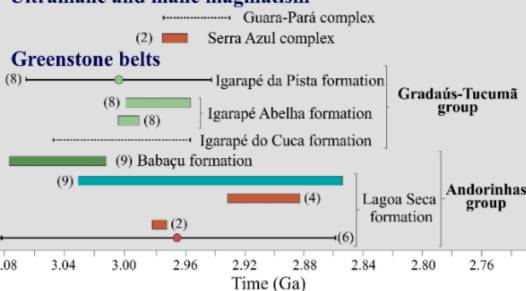


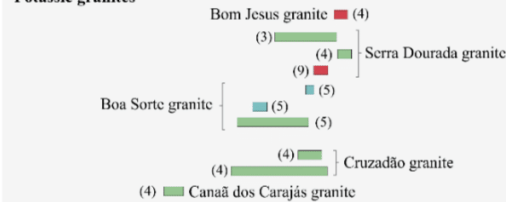
Figure 2 – Geochronology of Mesoarchean rocks from Carajás province. Data sources from the Rio Maria granite-greenstone terrane: 1 – Macambira (1992), 2 – Pimentel and Machado (1994), 3 – Lafon and Scheller (1994), 4 – Macambira and Lancelot (1996), 5 – Gaudette et al. (1998), 6 – Macambira et al. (1998), 7 – Avelar et al. (1999), 8 – Santos-Silva et al. (2021), 9 – Souza et al. (2001), 10 – Rolando and Macambira (2003), 11 – Leite et al. (2004), 12 – Vasquez and Rosa-Costa (2008), 13 – Santos et al. (2013), 14 – Almeida et al. (2011), 15 – Almeida et al. (2013). Data sources from the Canaã dos Carajás terrane: 1 – Machado et al. (1991), 2 – Avelar et al. (1999), 3 – Moreto et al. (2011), 4 – Feio et al. (2013), 5 – Rodrigues et al. (2014), 6 – Tavares et al. (2018), 7 – Pidgeon et al. (2000), 8 – Marangoanha et al. (2019), 9 – Moreto et al. (2015), 10 – Silva et al. (2021), 11 – This study. LA-ICP-MS = laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry; SHRIMP = sensitive high-resolution ion microprobe; e ID-TIMS = thermal ionization mass spectrometry isotopic dilution.

CANAÃ DOS CARAJÁS TERRANE

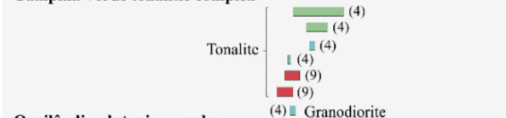
MESOARCHEAN

Calc-alkaline magmatism

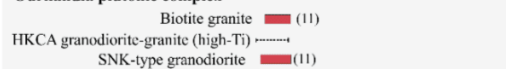
Potassic granites



Campina Verde tonalitic complex



Ourlândia plutonic complex

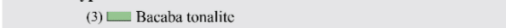


Sodic magmatism

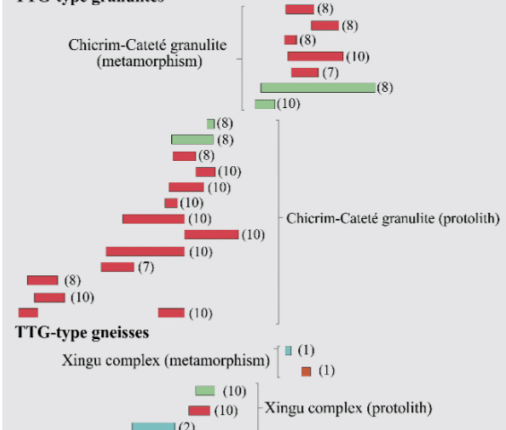
TTG-type granitoids



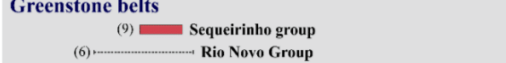
Bacaba-type tonalite



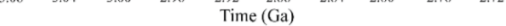
TTG-type granulites



TTG-type gneisses



Greenstone belts



151
152
153
154
155
156
157
158
159
160

161

Table 1 – Summary of the geochronological data of the Mesoarchean units from the Carajás province.

Lithostratigraphic units	Variety/Facies	Ages (Ma)	Methods	Material	Interpretation	Reference
CALC-ALKALINE MAGMATISM						
Xinguara granitic suite						
Mata Surrão granite	Monzogranite	2875±11	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Rolando and Macambira (2003)
	Monzogranite	2881±2	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Rolando and Macambira (2003)
Guarantã granodiorite-granite suite						
Guarantã granite	Monzogranite	2864±8	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2013)
	Monzogranite	2870±16	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2013)
Trairão granodiorite	Granodiorite	2869±12	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2013)
Rio Maria Sanukitoid suite						
Cumaru granodiorite	Granodiorite	2817±4	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Lafon and Scheller (1994)
Rio Maria granodiorite	Granodiorite	2852±16	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Avelar et al. (1999)
	Granodiorite	2859±19	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Gaudette et al. (1998)
	Granodiorite	2872±5	U-Pb ID-TIMS	Zircon and Titanite	Emplacement	Pimentel and Machado (1994)
	Granodiorite	2874±9/-10	U-Pb ID-TIMS	Zircon and Titanite	Emplacement	Macambira and Lancelot (1996)
	Granodiorite	2877±6	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Rolando and Macambira (2003)
	Granodiorite	2875±2	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Santos et al. (2013)
	Granodiorite	2884±3	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Santos et al. (2013)
Intermediate rocks	Diorite	2880±4	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Rolando and Macambira (2003)
Rancho de Deus granite		2898±61	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2013)
SODIC MAGMATISM						
TTG-type granitoids						
Mogno trondhjemitite	Trondhjemitite	2924±19	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2011)
	Trondhjemitite	2959±5	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2011)
	Trondhjemitite	2961±16	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2011)
	Trondhjemitite	2972±9	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2011)
Mariazinha tonalite	Tonalite	2912±5	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2011)
	Tonalite	2924±2	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Pimentel and Machado (1994)
	Tonalite	2925±3	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2011)
Arco Verde tonalite	Tonalite	2926±2	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2011)
	Tonalite	2928±2	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2011)
	Tonalite	2937±3	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2011)
	Tonalite	2941±5	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2011)
	Tonalite	2948±4	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2011)
	Tonalite	2948±7	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Rolando and Macambira (2003)
	Tonalite	2964±4	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Vasquez and Rosa-Costa (2008)
	Tonalite	2981±8	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Rolando and Macambira (2003)
	Tonalite	2988±5	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Rolando and Macambira (2003)
MAFIC-ULTRAMAFIC MAGMATISM						
Serra Azul complex		2970±7	U-Pb ID-TIMS	Zircon	Emplacement	Pimentel and Machado (1994)
GREENSTONE BELTS						
Tucumã-Gradaús group						
Igarapé da Pista formation	Felsic volcanic	2868 ± 8	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Avelar et al. (1999)
	Meta-sandstone	3063–2944	U-Pb LA-ICP-MS	Detrital zircon	Provenance	Santos et al. (2021)
Igarapé Abelha formation	Metarhyodacite	2979±23/24	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Extrusion	Santos et al. (2021)
	Dacitic metatuff	2996±5/9	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Extrusion	Santos et al. (2021)
Andorinhas group						
Babaçu formation	Volcanic rocks	3046±32	Sm-Nd isochron	Whole rock	Extrusion	Souza et al. (2001)
Lagoa Seca formation	Metadacite	2943±88	Pb evaporation	Whole rock	Extrusion	Souza et al. (2001)
	Metarhyodacite	2904±29/-22	U-Pb ID-TIMS	Zircon	Extrusion	Macambira and Lancelot (1996)
	Felsic volcanic	2979±5	U-Pb ID-TIMS	Zircon	Extrusion	Pimentel and Machado (1994)
	Quartzite	2.8–3.7 Ga	U-Pb SHRIMP	Detrital zircon	Provenance	Macambira et al. (1998)

162

163

Table 1 – (Continued)

Canaã dos Carajás Terrane

Lithostratigraphic units	Variety/Facies	Ages (Ma)	Methods	Material	Interpretation	Reference
CALC-ALKALINE MAGMATISM						
Bom Jesus granite	Syenogranite	2833±6	U-Pb SHRIMP	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
Serra Dourada granite	Monzogranite	2848±5.5	U-Pb SHRIMP	Zircon	Emplacement	Moreto et al. (2015)
	Monzogranite	2831±6	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
	Monzogranite	2860±22	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Moreto et al. (2011)
Boa Sorte granite	Monzogranite	2857±2	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Rodrigues et al. (2014)
	Syenogranite	2885±26	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Rodrigues et al. (2014)
	Monzogranite	2895±4	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Rodrigues et al. (2014)
Cruzadão granite	Syenogranite	2857±8	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
	Syenogranite	2879±37	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
Canaã dos Carajás granite	Monzogranite	2959±6	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
Campina Verde tonalitic complex	Tonalite	2850±7	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
	Tonalite	2851±18	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
	Tonalite	2853±2	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
	Granodiorite	2868±2	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
	Tonalite	2872±1	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
	Tonalite	2871±7.7	U-Pb SHRIMP	Zircon	Emplacement	Moreto et al. (2015)
	Tonalite	2876±5.4	U-Pb SHRIMP	Zircon	Emplacement	Moreto et al. (2015)
Ourilândia plutonic complex	Potassic monzogranite	2881±11	U-Pb SHRIMP	Zircon	Emplacement	This study
	Sanukitoid granodiorite	2885.3±12	U-Pb SHRIMP	Zircon	Emplacement	This study
SODIC MAGMATISM						
TTG-type granitoids						
Rio Verde trondhjemite	Granodiorite	2841±9	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
	Granodiorite	2868±4	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
	Trondhjemite	2923±15	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
	Trondhjemite	2929±3	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
Bacaba-type granitoids						
Bacaba tonalite	Tonalite	2990.9±5.8	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Moreto et al. (2011)
	Tonalite	3001.2±3.6	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Moreto et al. (2011)
	Tonalite	3004.6±9	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Moreto et al. (2011)
TTG-type orthogneisses						
Chicrim-Cateté granulite	Mafic granulite	2845±8	U-Pb SHRIMP	Zircon	Metamorphism	Marangoanha et al. (2019)
	Felsic granulite	2847±39	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Metamorphism	Marangoanha et al. (2019)
	Felsic granulite	2853±21	U-Pb SHRIMP	Zircon	Metamorphism	Silva et al. (2021)
	Felsic granulite	2859±9	U-Pb SHRIMP	Zircon	Metamorphism	Pidgeon et al. (2000)
	Felsic granulite	2865±11	U-Pb SHRIMP	Zircon	Metamorphism	Marangoanha et al. (2019)
	Mafic granulite	2870±5	U-Pb SHRIMP	Zircon	Metamorphism	Marangoanha et al. (2019)
	Mafic granulite	2890±7	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Metamorphism	Silva et al. (2021)
	Felsic granulite	2930±3	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Protolith	Marangoanha et al. (2019)
	Felsic granulite	2932±20	U-Pb SHRIMP	Zircon	Protolith	Silva et al. (2021)
	Felsic granulite	2946±19	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Protolith	Marangoanha et al. (2019)
	Felsic granulite	2951±8	U-Pb SHRIMP	Zircon	Protolith	Marangoanha et al. (2019)
	Felsic granulite	2955±8	U-Pb SHRIMP	Zircon	Protolith	Silva et al. (2021)
	Felsic granulite	2961±9	U-Pb SHRIMP	Zircon	Protolith	Silva et al. (2021)
	Felsic granulite	2963±5	U-Pb SHRIMP	Zircon	Protolith	Silva et al. (2021)
	Felsic granulite	2979±31	U-Pb SHRIMP	Zircon	Protolith	Silva et al. (2021)
	Felsic granulite	2984±13	U-Pb SHRIMP	Zircon	Protolith	Silva et al. (2021)
	Felsic granulite	3002±14	U-Pb SHRIMP	Zircon	Protolith	Pidgeon et al. (2000)
	Felsic granulite	3055±9	U-Pb SHRIMP	Zircon	Protolith	Marangoanha et al. (2019)
	Felsic granulite	3066±7	U-Pb SHRIMP	Zircon	Protolith	Silva et al. (2021)
	Xingu complex	Leucosome	2859±2	U-Pb TIMS	Zircon	Metamorphism
Orthogneiss		2936±6	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Protolith	Silva et al. (2021)
Orthogneiss		2939±7	U-Pb SHRIMP	Zircon	Protolith	Silva et al. (2021)
Orthogneiss		2974±15	Pb evaporation	Zircon	Protolith	Avelar et al. (1999)
Greenstone belts						
Sequeirinho group	Volcanic rock	2968±15	U-Pb SHRIMP	Zircon	Extrusion	Moreto et al. (2015)

164

165 similar to plate tectonics (Machado et al., 1991; Avelar et al., 1999; Pidgeon et al., 2000; Santos,
166 2003; Almeida et al., 2011; Oliveira et al., 2011; Silva et al., 2018; Tavares et al., 2018;
167 Marangoanha et al., 2019; Silva et al., 2021). However, an alternative model suggests an origin
168 involving vertical tectonics for TTGs and greenstone belts and subduction for the other
169 granitoids (Leite et al., 2004). More recently, Costa et al. (2020), based on interpretations of
170 aerogeophysical images, showed that the Mesoarchean Rio Maria domain has a typical
171 architecture of domes and keels and was formed by plume-related drip tectonics, while the
172 Meso- to Neoproterozoic Carajás domain presents a linear structure and is interpreted as a product
173 of subduction-related horizontal tectonics from the Neoproterozoic.

174 3 METHODOLOGY

175 3.1 GEOLOGICAL MAPPING

176 Semidetail scale geological mapping of the Mesoarchean granitoids from Ourilândia has
177 been carried out by researchers of the Group of Research on Granitoid Petrology (GRGP) from
178 the Federal University of Pará (UFPA), and their first results were published in Santos and
179 Oliveira (2016) and Silva et al. (2018). Thus, Santos and Oliveira (2016) provided the first
180 semidetailed geological map of the study area combined with petrographic and geochemical
181 data, where the different varieties of SNKs were individualized, leaving a wide area of
182 undifferentiated granitoids. Silva et al. (2018) individualized six more granitoid varieties and
183 presented a new local geological map. In turn, in this paper, we present an update of the
184 geological map from the Ourilândia do Norte area based on a reassessment of the available field
185 data (see Figure 3). In this respect, in a Geographic Information System (SIG), these data were
186 combined with photointerpretation of radar and aerogeophysics images, which are provided by
187 the Geological Service of Brazil (<https://geosgb.cprm.gov.br/>).

188 3.2 MODAL AND MICROSTRUCTURAL ANALYSES

189 The different varieties of granitoids studied share mineralogical and deformational
190 similarities that allow us to present in this paper an integrated description of their main
191 microstructural aspects. The modal analyses of representative samples of the granitoids studied
192 (see Table 2) were conducted on an automatic point counter manufactured by Stageledge and
193 using Hardledge software (workstation version 1.3.6.111) manufactured by Endepeer. A total
194 of 2000 points (distance of 0.4 mm) were counted in each thin section with subsequent
195 classification performed according to the Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks
196 of the International Union of Geological Sciences (IUGS) (Le Maitre et al., 2002). A detailed
197 reconnaissance of the magmatic and deformational microstructures was performed to estimate
198 the deformation temperatures as well as the relations between magmatism and deformation
199 (Passchier and Trouw, 2005; Nedelec and Bouchez, 2015). Except for the tonalitic xenolith
200 sample (original data), these analyses were compiled and re-evaluated from Santos and Oliveira
201 (2016) and Silva et al. (2018), where additional information can be found.

202 3.3 MINERAL CHEMISTRY

203 Quantitative chemical analyses were acquired from preselected crystals of silicates
204 (amphibole, biotite, epidote, titanite, and plagioclase) and opaque minerals (magnetite and
205 ilmenite) in thin sections of representative samples of the studied granitoids using a JEOL JXA-
206 8230 electron microprobe equipped with five wavelength dispersive spectrometers (WDS) at
207 the Microanalysis Laboratory of the UFPA, Brazil. These data were presented and interpreted

208 by Nascimento et al. (2021), where additional information on analytical operating conditions
 209 can be found. In this paper, these data were combined with microstructural observations to infer
 210 the crystallization and deformation conditions, which allowed proposing a schematic P–T path
 211 for these rocks.

212 3.4 WHOLE-ROCK GEOCHEMISTRY

213 A total of 139 chemical analyses of representative samples from the studied rocks were
 214 conducted at ACME Analytical Laboratories, Ltd. (Vancouver, Canada). Except for one sample
 215 of tonalitic xenolith, the data of 138 samples were compiled from Santos and Oliveira (2016)
 216 and Silva et al. (2018). This material was analyzed according to the analytical procedures of
 217 packages 4A and 4B (new code LF200 = AQ200 + LF302 + LF100). Information regarding the
 218 description of the methods and the detection limits is available at
 219 <http://acmelab.com/pdfs/FeeSchedule-2015.pdf>. Major and main trace element concentrations
 220 were determined using inductively coupled plasma emission spectrometry (ICP-ES), while
 221 refractory and rare earth elements were analyzed by inductively coupled plasma–mass
 222 spectrometry (ICP–MS). Representative samples are shown in Table 3, while the whole
 223 database is presented in the supplementary data and plotted in selected variation diagrams. The
 224 diagrams were generated using GeoChemical Data ToolKIT 4.1 software
 225 (<http://www.gcdkit.org/>).

226 3.5 GEOCHEMICAL MODELING

227 In this paper, to investigate the parameters involved in the petrogenesis of the rocks
 228 studied, major element mass balance calculations were performed using the software GENESIS
 229 4.0 (Teixeira, 2005), which adjusts the relative proportions of residual minerals from the source
 230 to reproduce the composition of the expected melt. The quality of the calculated data is reliable
 231 if the sum of the squared residuals (ΣR^2) ≤ 1.2 (Wyers and Barton, 1986). Then, the results are
 232 tested by trace element modeling using Excel sheets based on the equilibrium partial melting
 233 equation [$C_L/C_0 = 1/D(1 - F)^{(1/D - 1)}$], where C_L and C_0 are the trace element concentrations in
 234 the melt (liquid) and in the source (solid), respectively, F is the weight fraction of melt formed
 235 and D is the bulk distribution coefficient for the residual solids at the moment when melt is
 236 removed from the system. The mineral/liquid partition coefficients (K_d) used in the modeling
 237 were obtained from Rapp et al. (2010) and the online database <https://kdd.earthref.org/KdD/>.
 238 The binary mixing modeling was performed using the $X_M = X_A \cdot f + X_B(1-f)$ equation, where X_A
 239 and X_B are the concentrations of the elements or oxides in the end members, X_M is the element
 240 or oxide content in the calculated mixture and f is an index described by $A/(A+B)$.

241 3.6 ZIRCON U–Pb SHRIMP GEOCHRONOLOGY

242 3.6.1 Sample selection and preparation

243 The geochronological analyses were performed on two samples (a representative of BG
 244 and another of SNK) from the Ourilândia do Norte area using a sensitive high-resolution ion
 245 microprobe – SHRIMP IIe system at the High-Resolution Geology Laboratory of the University
 246 of São Paulo, Brazil (GeoLab/USP). The locations of the dated samples are shown in Figure 3.
 247 (i) BG – equigranular monzogranite (NLD-18; 9258144, 515048); (ii) SNK – equigranular
 248 granodiorite (NDP-45; 9257780, 492463). From 5–10 kg of each sample, the analytical
 249 procedure included crushing/grinding, followed by granulometric, magnetic and gravimetric
 250 separation at the Laboratory of Mineral Preparation from the Federal University of Pará, Brazil.
 251 Then, a binocular magnifying glass allowed the separation of ~80 zircon crystals from each

252 sample and mounted on an epoxy disc together with the analytical standards, polished to the
 253 height of half its thickness. Backscattered electron (BSE) images were obtained using a JEOL
 254 JXA-8230 scanning electron microprobe (SEM) working at 15 kV, 20 μ A and 11 mm working
 255 distance at the Microanalysis Laboratory, Federal University of Pará, Brazil.

256 3.6.2 Zircon U–Pb dating

257 The SHRIMP IIe system at GeoLab/USP is a mass spectrometer coupled to an ion
 258 microprobe with high sensitivity and resolution that uses a collimated and accelerated beam of
 259 primary ions (O_2^-) to reach a target where secondary ions are generated from a 30 μ m spot. The
 260 secondary ions are accelerated through the equipment, and the $^{254}UO^+$, $^{206}Pb^+$, $^{207}Pb^+$, $^{208}Pb^+$,
 261 $^{238}U^+$, $^{254}ThO^+$ and $^{196}Zr_2O^+$ isotopes generated by the sample are measured successively. Its
 262 instrumental performance and analytical procedures were documented by [Sato et al. \(2014\)](#) and
 263 references therein: (i) primary beam \rightarrow Kohler aperture = 120 μ m; spot size = 30 μ m; beam
 264 density of O_2^- ions = 2.5–7.0 η A (depending on brightness aperture); (ii) secondary beam \rightarrow
 265 source aperture = 80 μ m; mass resolutions for $^{196}Zr_2O$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{238}U , ^{248}ThO and
 266 ^{254}UO ranging from 5,000 to 5,500 (1%), and residuals <0.025. The corrections required by the
 267 technique are made by analyzing unknown materials and reference materials with known
 268 isotopic relationships to determine specific calibration factors ([Black et al., 2004](#)). Thus, during
 269 execution, for every five analyses on material of unknown age, one analysis is performed on
 270 the reference standard.

271 The analyses were performed with the Temora-2 reference zircon (estimated age 416.78
 272 \pm 0.33 Ma; [Black et al., 2004](#)) for standard isotopic ratios used in the calculation of Pb
 273 correction and fractionation factors. On the other hand, the SL13 reference zircon (238 ppm;
 274 [Sato et al., 2014](#)) was used for the composition of U. The corrections for common lead were
 275 performed with ^{204}Pb , according to the isotopic evolution model of [Stacey and Kramer \(1975\)](#).
 276 Data reduction was performed in SQUID 1.6 software ([Ludwig, 2009](#)), while data processing
 277 and diagram generation were carried out in Isoplot 4.15 ([Ludwig, 2003](#)). The errors of the
 278 isotope ratio are at 1 σ (%) and the age ellipses at 2 σ (absolute). The following criteria were
 279 used for the age calculations: (i) common lead contents, excluding the analyses with $f_{206} > 1.5\%$;
 280 (ii) analytical precision, excluding the analyses with errors of isotopic ratios greater than 3.0%;
 281 and (iii) discordance degree (preferably < 2%). As the samples are older than 1.5 Ga, the
 282 $^{207}Pb/^{206}Pb$ weighted mean ages from the concordant spots are interpreted as representative of
 283 the crystallization event for each population of crystals identified, as recommended by [Spencer](#)
 284 [et al. \(2016\)](#).

285 4 RESULTS

286 The Ourilândia do Norte area is located in the central-western portion of the Carajás
 287 province along the boundary between the Rio Maria domain and Canaã dos Carajás terrane
 288 (Figure 1c). In the following sections, the geology and lithological classification of the
 289 Ourilândia plutonic complex are presented (section 4.1), followed by a synthesis of its
 290 petrography (section 4.2) and geochemistry aspects (section 4.3). New zircon U–Pb sensitive
 291 high resolution ion microprobe (SHRIMP) geochronological data are presented in section 4.4.

292 4.1 GEOLOGY AND CLASSIFICATION

293 The Ourilândia plutonic complex is associated with an E–W anastomosed shear zone
 294 system, known as the Itacaiúnas shear zone ([Pinheiro and Holdsworth, 2000](#)), and is intruded
 295 by Neoproterozoic charnockites ([Felix et al., 2020](#)). The Ourilândia complex is in contact with
 296 undifferentiated rocks of the Xingu complex in the northernmost portion of the map (Figure 3).

297 It crosscuts mafic-ultramafic volcanic rocks from the 2.9 Ga Tucumã-Gradaús group
298 (greenstone belts) to the west (Avelar et al., 1999) and TTG-type trondhjemites to the east
299 (Santos et al., 2018). In the southernmost portion of the area, these granitoids are intruded by
300 the Seringa granite (1.88 Ga; Teixeira et al., 2019). All granitoids from the Ourilândia complex
301 show well-preserved igneous features; however, they have also been affected by heterogeneous
302 deformation at moderate to high temperatures (> 500 °C), as confirmed by microstructural
303 observations (section 4.2.2). They can be classified as S-tectonites or foliated granitoids and
304 present E–W planar fabrics, with variations for NE–SW to NW–SE and dips moderately to
305 steeply ($> 60^\circ$) toward the south. In general, the foliation is subparallel to the main axis of the
306 plutons, defining a continuous arrangement with the tectonic foliation of the wallrocks (Figure
307 3). The petrographic classification is shown in the Q–A–P and Q–(A+P)–M' diagrams (Figure 4),
308 whereas the geochemical classification is detailed in section 4.3.2. The lithological varieties of
309 the Ourilândia complex and their main textural aspects are shown in Figure 5, while the major
310 field relations can be seen in Figure 6.

311 **4.1.1 Biotite granite (BG)**

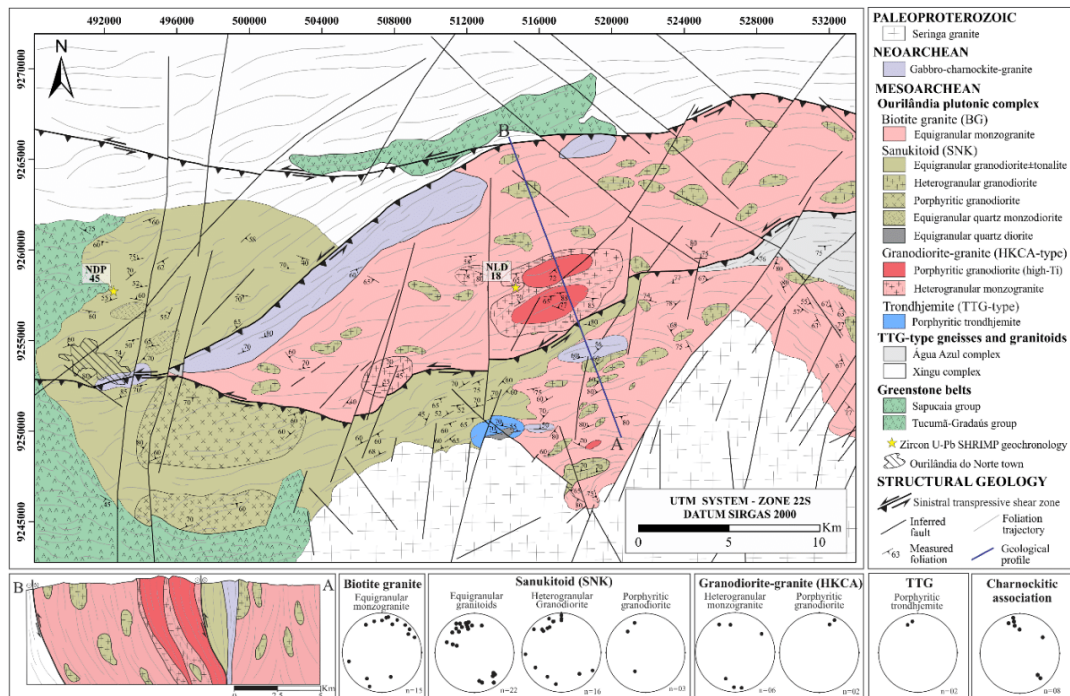
312 BG form two composite batholiths interdigitated with SNK rocks (Figure 3). The first
313 is located in the central portion of the map and has an E–W to SW–NE elongated shape with a
314 width of 6–11 km and a length greater than 40 km, whereas the second is located in the
315 southernmost portion and has a conical shape, sectioned by the Paleoproterozoic Seringa
316 granite. These rocks consist of equigranular monzogranite with homogeneous texture (Figure
317 5a) and host tonalitic xenoliths (Figure 6a).

318 **4.1.3 Sanukitoid (SNK)**

319 SNK from the Ourilândia complex forms a composite batholith oriented in the E–W to
320 SW–NE direction. They are represented by granodiorites (Figure 5b–d) with subordinate
321 tonalite (Figure 5e), quartz monzodiorite (Figure 5f), (quartz) diorite (Figure 5g) and mafic
322 microgranular enclaves (Figure 5h). The equigranular granodiorite is the main variety with
323 SNK affinity. Heterogranular granodiorite occurs as lenses disseminated into BG batholiths,
324 whereas porphyritic granodiorite occurs as two stocks in the southwestern portion of the map
325 (Figure 3). A striking feature of SNK-type granitoids is the presence of mafic microgranular
326 enclaves commonly oriented according to the major foliation trend, which show mingling
327 relations with the host rocks (Figure 6e). The batholiths of BG and SNK are interdigitated;
328 however, the BG seems to be intrusive in the SNK (Figure 3), as evidenced by the occurrence
329 of veins of the former crosscutting the latter (Figure 6e). On the other hand, the existence of
330 SNK-type heterogranular granodiorite lenses in BG batholiths (see map; Figure 3) indicates a
331 low viscosity contrast during the emplacement of their magmas. The SNK-type porphyritic
332 granodiorite shows field evidence indicative of cumulate processes during crystallization
333 (Figure 6f). In general, the fabric in the central portion of the batholiths is characterized by
334 preferential orientation of prismatic or tabular crystals (e.g., Figure 6g), whereas mylonitic
335 foliation and/or compositional banding can be identified near the borders. The latter is often
336 affected by magmatic faults (Figure 6h).

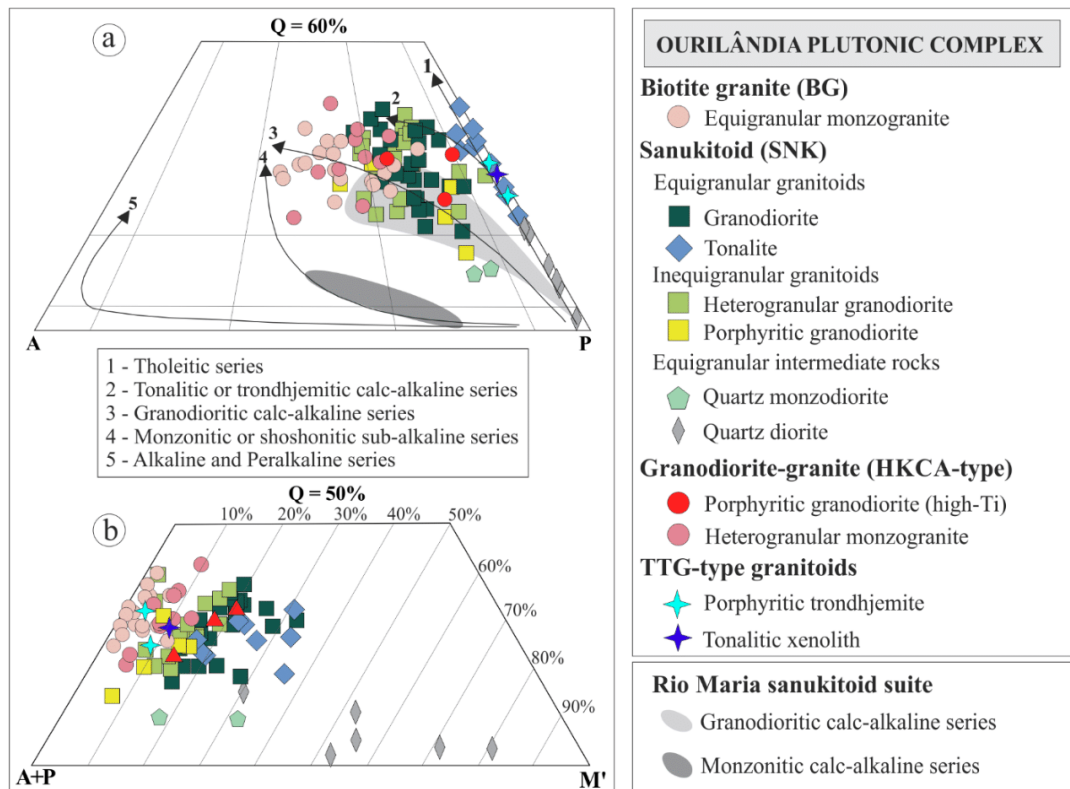
337 **4.1.2 HKCA granodiorite-granite (high-Ti SNK)**

338 This group occurs as porphyritic granodiorite (high-Ti) (Figure 5i) and heterogranular
339 monzogranite (Figure 5j) lenses in the BG batholiths (Figure 3). Mingling relations are
340 commonly observed, such as rounded high-Ti granodiorite enclaves hosted in heterogranular
341 monzogranite (Figure 6b) and feldspar phenocrysts from the latter mechanically infiltrated into



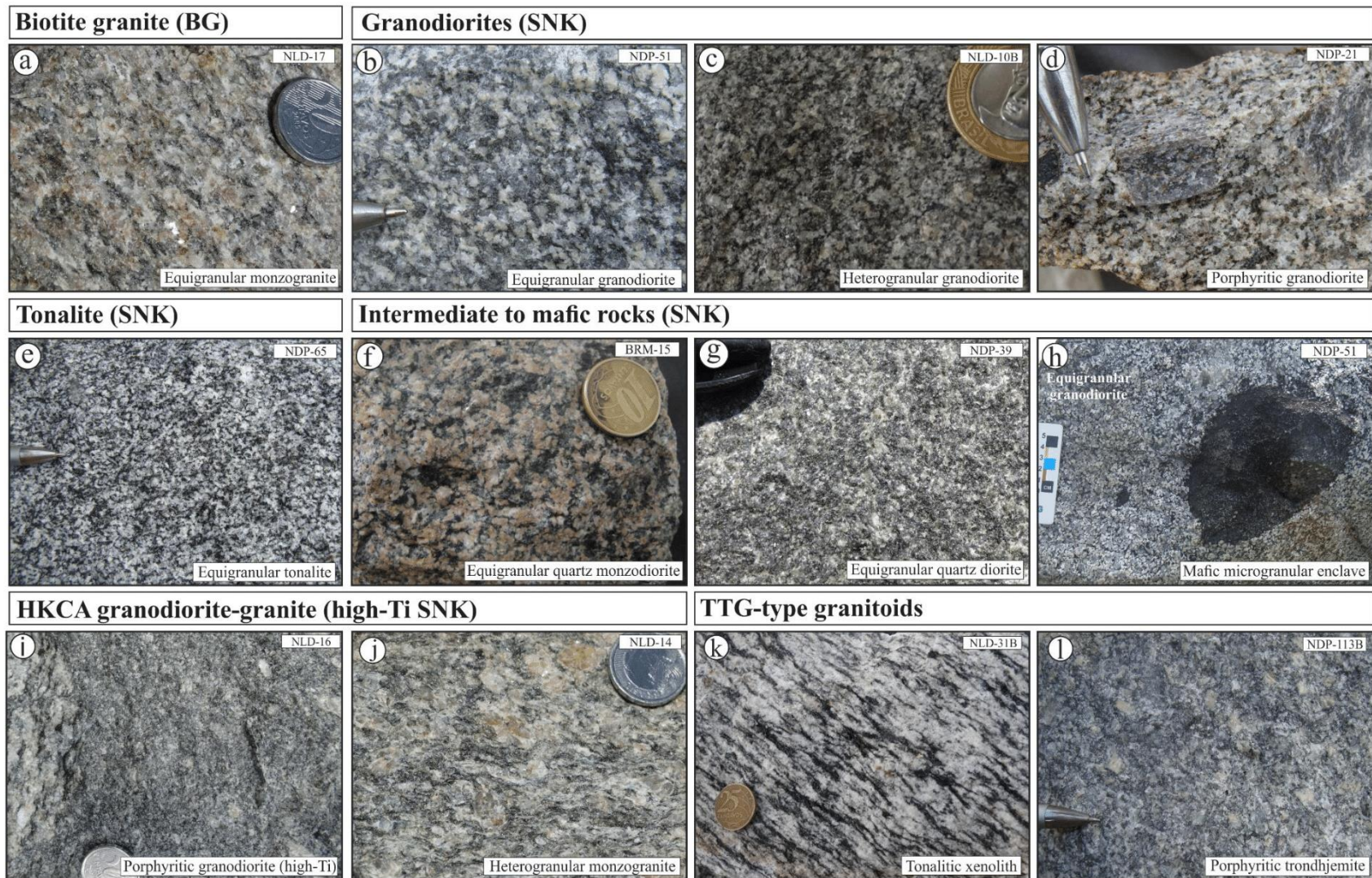
342
 343
 344
 345

Figure 3 – Proposed geological map for the Ourilândia plutonic complex. A schematic profile (A-B) shows the deep structure interpretations, and equal-area stereographic projections (Schmidt-Lambert) present measured foliations.



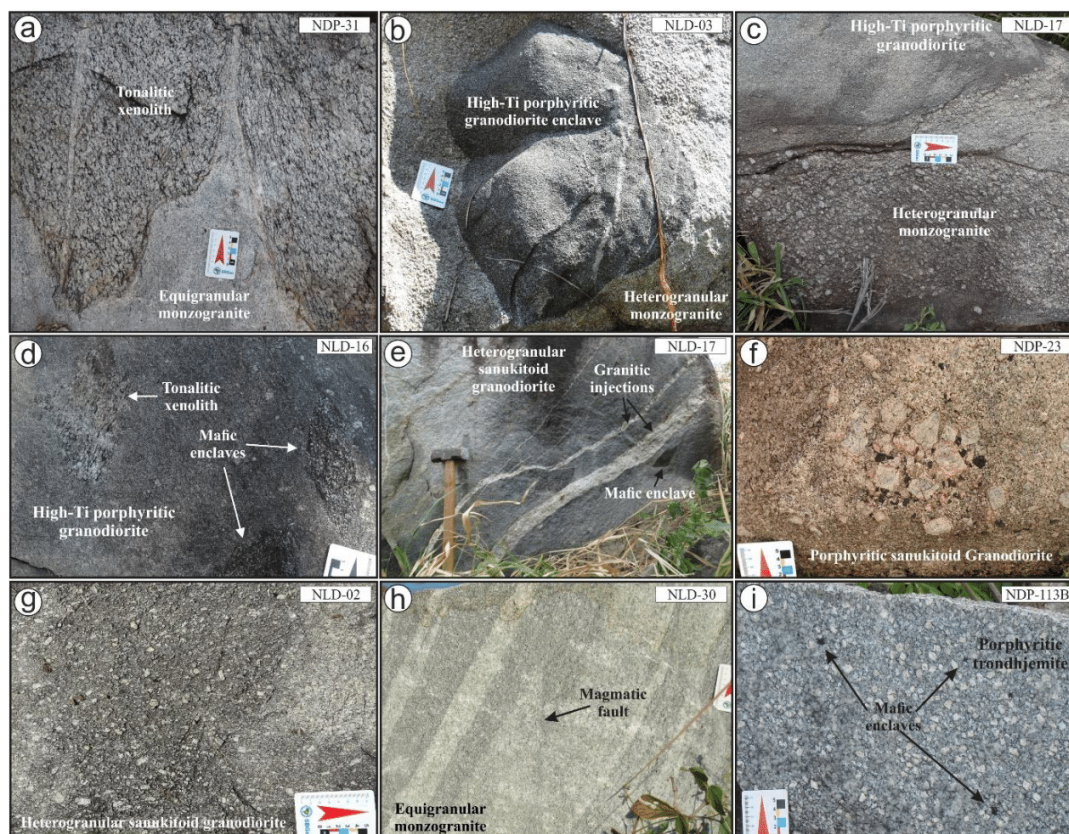
346
 347
 348

Figure 4 – Q-A-P and Q-(A+P)-M' classification diagrams (Le Maitre et al., 2002) for the Ourilândia plutonic complex. 1–5 granitic series and their evolutionary trends (Bowden et al., 1984, and references therein).



349
350
351
352

Figure 5 – Textural aspects of the Ourilândia plutonic complex. (a) Equigranular monzogranite; (b) equigranular granodiorite; (c) heterogranular granodiorite; (d) porphyritic granodiorite; (e) equigranular tonalite; (f) equigranular quartz monzodiorite; (g) equigranular quartz diorite; (h) mafic microgranular enclave; (i) porphyritic granodiorite (high-Ti); (j) heterogranular monzogranite; (k) tonalitic xenolith; and (l) porphyritic trondhjemite.



353
 354 **Figure 6** – Field relations of the Ourilândia plutonic complex. (a) Tonalitic xenolith and host equigranular monzogranite; (b)
 355 rounded enclave of high-Ti porphyritic granodiorite enclosed within heterogranular monzogranite, indicating a low viscosity
 356 contrast; (c) heterogranular monzogranite and high-Ti porphyritic granodiorite with feldspar phenocrysts of the former
 357 mechanically infiltrated into the latter; (d) mafic enclave and tonalitic xenolith in high-Ti porphyritic granodiorite, where the
 358 xenolith shows mylonitic fabric and digested borders; (e) granitic veins crosscutting the SNK-type heterogranular granodiorite
 359 with mafic enclave elongated according to the foliation trend; (f) SNK-type porphyritic granodiorite showing evidence of
 360 cumulate processes; (g) SNK-type heterogranular granodiorite showing feldspar phenocrysts; (h) equigranular monzogranite
 361 with compositional banding crosscut by magmatic fault, which indicates deformation in the presence of melts; and (i) small
 362 mafic enclaves hosted in porphyritic trondhjemite.

363

364 the former (Figure 6c). These rocks were grouped due to their geochemical affinities as HKCA
 365 granodiorite-granite (also called high-Ti SNK) (see section 4.3), and they also have TTG-type
 366 tonalitic xenoliths (Figure 6d). Furthermore, the high-Ti granodiorite has several mafic
 367 microgranular enclaves (Figure 6d), analogous to SNK.

368 4.1.4 TTG-type granitoids

369 Granitoids with TTG affinity are represented by strongly foliated tonalitic xenoliths and
 370 a less deformed trondhjemitic stock. The former shows compositional banding and mylonitic
 371 fabric (Figure 5k) and occurs in the BG (Figure 6a) and HKCA (Figure 6d); the latter has an E–
 372 W ellipsoidal shape (~2 km long), presents porphyritic texture (Figure 5l), contains several
 373 small mafic enclaves (Figure 6i) and occurs associated with quartz diorite of SNK affinity.

374 4.2 PETROGRAPHY

375 **4.2.1 Mineralogy**

376 Modal analyses of representative samples of the studied granitoids are shown in Table
 377 2. The mineralogy of the granitoids studied is described below. (i) **BG** – The color index (M')
 378 of the equigranular monzogranite varies in a range from 2 to 12, where biotite is the main mafic
 379 mineral. In general, titanite, epidote, apatite, zircon, allanite, magnetite and ilmenite represent
 380 the primary accessory mineralogy, and chlorite, muscovite, epidote, titanite, hematite (martite),
 381 ilmenite, pyrite and chalcopyrite constitute the secondary minerals. (ii) **SNK** – Hornblende is
 382 the main mafic phase, in addition to biotite and epidote. However, hornblende is an accessory
 383 phase in the heterogranular granodiorite. The M' values of the equigranular granitoids range
 384 from 15 to 35 (granodiorite and tonalite), while inequigranular granitoids show lower M' values
 385 ranging from 11 to 19 for heterogranular granodiorite and 10 to 16 for porphyritic granodiorite.
 386 The M' values of the intermediate to mafic rocks range from 23–33 for quartz monzodiorite and
 387 30–81 for quartz diorite to diorite, with mafic enclaves presenting the highest values ($M' > 70$).
 388 All SNK varieties have primary accessory mineralogy consisting of epidote, titanite, apatite,
 389 zircon, and ilmenite \pm magnetite, whereas the secondary accessory minerals are chlorite,
 390 muscovite, epidote, biotite, titanite, ilmenite \pm hematite (martite), pyrite and chalcopyrite. (iii)
 391 **HKCA** – The high-Ti granodiorite has higher M' values (14–20) than the heterogranular
 392 monzogranite ($M' = 5$ –14). Both have biotite as the chief mafic mineral; however, the high-Ti
 393 granodiorite has notable titanite and epidote contents. The primary accessory mineralogy is
 394 composed of titanite, epidote, apatite, zircon, allanite, magnetite and ilmenite, while the
 395 secondary phases are chlorite, muscovite, epidote, titanite, hematite (martite), ilmenite, pyrite
 396 and chalcopyrite. (iv) **TTG** – The porphyritic trondhjemite has biotite and epidote as the main
 397 mafic phases and M' values varying from 4 to 9. The primary accessory mineralogy is composed
 398 of hornblende, titanite, apatite, and zircon \pm ilmenite, and the secondary phases are chlorite,
 399 muscovite and epidote. The tonalitic xenolith has biotite and epidote as varietal phases and an
 400 M' value = 10. Apatite, zircon, magnetite and ilmenite represent the primary accessory phases,
 401 while the secondary minerals are chlorite, muscovite, epidote, titanite, ilmenite, \pm hematite
 402 (martite), pyrite and chalcopyrite.

403 **4.2.2 Microstructural features**

404 The general microstructural aspects of these rocks are shown in Figure 7, while
 405 photomicrograph mosaics highlight their fabrics and recrystallization microstructures, as shown
 406 in Figure 8. In general, essential minerals (quartz, plagioclase and microcline) occur
 407 predominantly in three microstructural types. (i) Type-1 crystals (Qtz_1 , Pl_1 and Mc_1) are primary
 408 crystals and commonly occur as cores in the context of core-mantle microstructures. Qtz_1 is
 409 xenomorphic and has light to moderate undulatory extinction and microfractures. Feldspars
 410 form prismatic, idiomorphic to hypidiomorphic crystals or phenocrysts, defining straight or
 411 curved contacts with the other minerals, have light undulatory extinction and late magmatic
 412 microfractures (e.g., Figure 7c). For all granitoids studied, Pl_1 is oligoclase (An_{12-26} ;
 413 Nascimento et al., 2021) without significant compositional variation between phenocrysts and
 414 matrix and is characterized by normal or oscillatory zoning (e.g., Figure 7j). Secondary minerals
 415 such as epidote (saussuritization) and muscovite (sericitization) are found in plagioclase
 416 cleavage planes. In Mc_1 crystals, myrmekites and perthites are often observed, as well as
 417 inclusions of varietal and accessory minerals. (ii) Type-2 crystals (Qtz_2 , Pl_2 and Mc_2) represent
 418 recrystallized grains with sutured contacts and microstructures that indicate different dynamic
 419 recrystallization mechanisms for quartz and feldspars (Figure 8). The microstructures observed
 420 in Qtz_2 indicate that recrystallization occurred via high-temperature grain boundary migration.

421

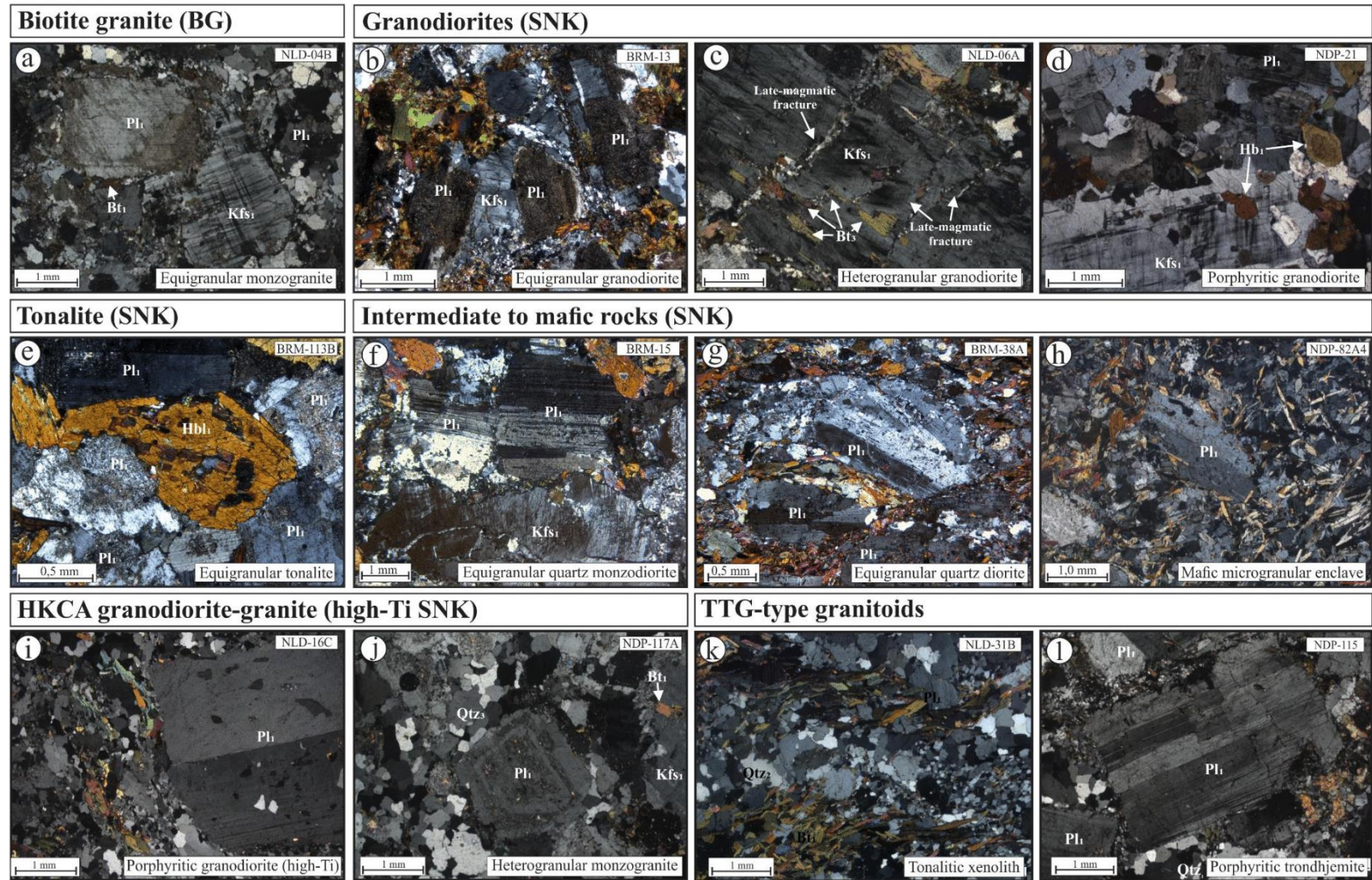
Table 2 – Modal analysis of representative samples from the Ourilândia plutonic complex. Data sources: ¹ = Santos and Oliveira (2016); ² = Silva et al. (2018); and ³ = this study.

Units	Biotite granite (BG)											HKCA granodiorite-granite (high-Ti SNK)							TTG	
	Equigranular monzogranite											High-Ti granodiorite			Heterogranular monzogranite				Xenolith	
\Samples	² NLD	² NDP	² NDP	² NLD	² NLD	² NLD	² NLD	² NLD	² NLD	² NLD	² NLD	² NLD	² NLD	² NLD	² NLD	² NLD	² NLD	² NLD	² NLD	³ NLD
Mineral (%)	04B	118	127	25	11B	17C	07B	30A	27	30B	18	17A	16C	15B	20A	11C	16B	14	31B	
Quartz	25.4	24.7	27.8	28.4	31.3	32.7	32.9	33.7	34.5	34.6	37.1	22.2	29.5	31.9	28.6	29.5	35.7	41.2	30.5	
Plagioclase	40.7	40.1	42.8	42.6	36.8	30.2	39.0	34.3	32.1	33.0	32.6	51.9	46.4	29.7	31.7	35.2	40.1	27.1	58.2	
Microcline	21.8	32.8	23.1	19.7	29.2	35.5	22.6	27.5	29.9	24.0	27.9	11.4	5.7	17.3	30.5	27.0	15.3	21.4	0.4	
Biotite	9.9	1.6	5.2	7.0	2.3	0.8	3.9	3.4	2.2	6.9	1.5	6.7	12.6	14.5	6.6	6.8	6.0	8.8	6.1	
Epidote	0.1	0.2	0.3	1.1	Tr	0.1	0.2	0.1	0.6	0.4	0.2	1.6	2.8	1.1	0.3	Tr	0.9	0.1	1.9	
Muscovite	0.2	0.1	0.3	0.8	Tr	-	-	0.3	0.5	0.7	0.2	0.1	-	-	0.1	Tr	0.2	0.4	0.3	
Titanite	0.9	0.2	0.2	Tr	Tr	0.1	0.1	0.2	Tr	Tr	0.3	2.4	1.2	2.2	0.5	0.1	0.6	0.2	1.1	
Allanite	0.1	-	0.1	-	-	0.1	-	-	-	-	-	0.4	0.5	0.7	0.3	0.2	Tr	0.2	0.1	
Apatite	0.2	Tr	0.1	0.5	Tr	Tr	0.3	0.5	0.1	0.3	0.1	0.7	0.8	1.0	0.4	0.4	0.2	0.2	0.2	
Zircon	0.2	Tr	Tr	0.1	Tr	Tr	0.1	0.2	Tr	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.2	Tr	0.1	Tr	0.2	
Opaque minerals	0.8	0.5	0.4	0.1	0.5	0.8	1.1	0.2	0.3	0.3	0.4	2.7	0.8	1.5	1.0	1.0	1.0	0.5	1.0	
A+P	62.5	72.9	65.9	62.2	66.0	79.9	61.5	61.8	62.0	56.9	60.5	63.3	52.0	46.9	62.2	62.1	55.4	48.5	58.6	
Color index (M')	11.7	2.5	6.1	8.1	2.8	1.7	5.3	3.8	3.0	7.6	2.2	13.7	17.8	20.0	8.7	8.1	8.5	9.8	10.4	
Recalculated/100%																				
Quartz	28.9	25.3	29.7	31.4	32.1	33.2	34.9	35.3	36.3	37.8	38.0	26.0	36.2	40.5	31.5	32.2	39.2	45.9	34.3	
Microcline	24.8	33.6	24.6	21.7	30.0	36.1	23.9	28.8	31.3	26.2	28.6	13.3	6.9	21.9	33.6	29.4	16.8	23.9	0.4	
Plagioclase	46.3	41.1	45.7	47.0	37.8	30.7	41.3	35.9	32.4	36.0	33.4	60.7	56.9	37.6	34.9	38.4	44.0	30.2	65.3	

422

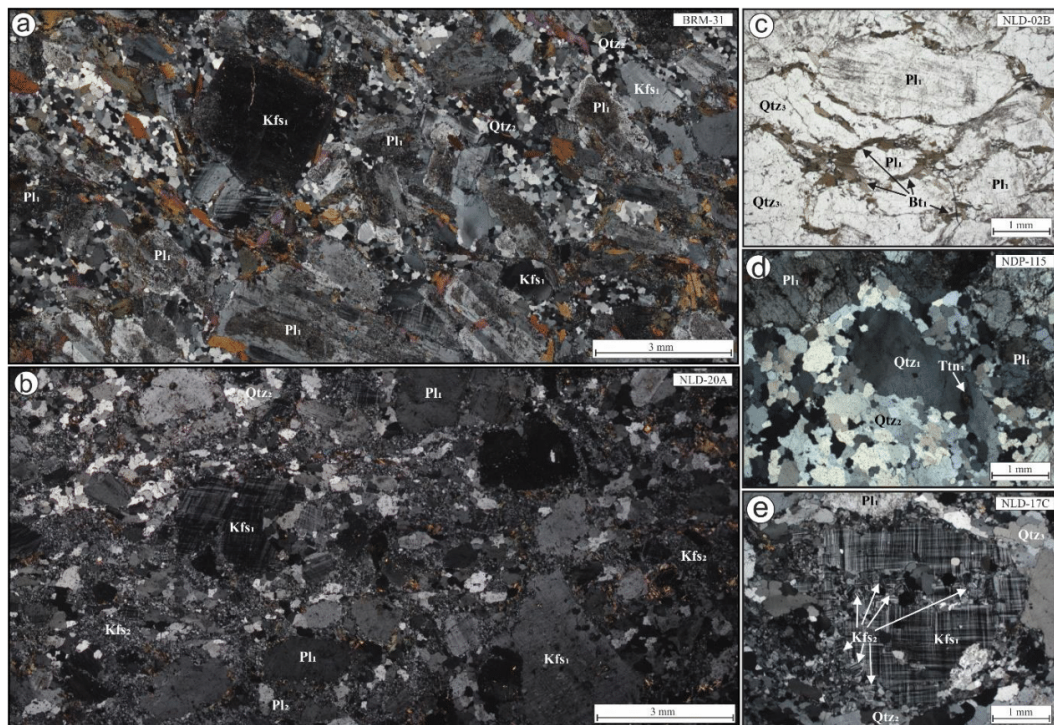
Units	Sanukitoid (SNK)												TTG							
	Equigranular granodiorite				Heterogranular granodiorite			Porphyritic granodiorite			Tonalite		Quartz monzodiorite		Quartz diorite		Porphyritic trondhjemite			
\Samples	¹ BRM	¹ NDP	¹ NDP	¹ NDP	² NLD	¹ NDP	¹ NDP	² NDP	² NDP	² NDP	¹ NDP	¹ NDP	¹ BRM	¹ BRM	¹ BRM	¹ NDP	¹ NDP	² NDP	³ NDP	
Mineral (%)	112	30A	51A	53A	07A	130	101	23	87	21	62	104	14	49	15	30B	112A	113B	115	
Quartz	17.4	18.5	25.6	29.3	19.7	33.0	34.0	24.4	24.6	30.2	25.8	26.4	33.7	8.6	9.2	2.8	4.5	24.6	32.2	
Plagioclase	54.9	40.5	42.4	25.5	45.6	40.0	39.4	33.8	52.3	39.8	57.4	39.4	44.2	50.6	56.4	26.0	40.0	65.1	62.1	
Microcline	10.3	12.9	13.0	11.4	19.7	11.9	10.0	25.9	9.1	20.8	0.1	0.4	2.7	7.7	11.5	-	-	1.0	1.1	
Hornblende	8.3	20.0	7.6	9.5	-	0.2	0.2	12.1	10.6	6.7	0.6	2.0	0.6	18.7	11.0	65.8	55.1	-	0.8	
Biotite	5.1	7.6	10.2	20.8	14.0	14.4	13.7	0.1	2.0	1.6	15.1	27.0	16.8	7.6	5.6	1.2	0.3	6.3	2.4	
Epidote	2.0	0.5	0.5	0.8	0.2	0.4	2.3	1.6	0.4	0.1	0.9	3.7	1.2	3.9	Tr	2.8	-	1.9	0.8	
Zoizite	1.3	-	-	1.5	-	-	-	-	-	-	-	-	0.6	1.4	3.9	-	-	-	-	
Clinozoizite	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.0	-	-	1.2	-	-	-	-	
Muscovite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.1	-	
Titanite	0.3	-	0.2	0.4	0.5	0.1	0.4	Tr	0.8	0.6	0.1	0.1	-	1.0	0.4	1.3	-	0.6	0.2	
Allanite	0.2	-	0.1	0.7	0.1	0.1	0.2	-	-	-	-	-	0.2	-	-	-	-	-	-	
Apatite	Tr	Tr	-	0.1	0.4	0.1	Tr	0.2	Tr	0.2	-	Tr	Tr	0.5	0.1	-	-	0.5	0.2	
Zircon	Tr	-	-	Tr	0.1	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	-	-	Tr	Tr	0.7	-	-	0.1	0.2	
Opaque minerals	Tr	Tr	0.4	Tr	-	-	-	2.1	0.1	0.3	Tr	-	Tr	Tr	-	0.1	0.1	-	-	
A+P	65.2	53.4	55.4	36.9	65.2	51.9	49.3	59.7	61.4	60.5	57.5	39.8	46.9	58.3	67.9	26.0	40.0	66.0	63.2	
Color index (M')	17.4	28.1	19.0	33.7	14.7	15.1	16.7	15.7	13.9	9.1	16.7	33.8	19.4	32.6	22.8	71.2	55.5	8.8	4.2	
Recalculated/100%																				
Quartz	21.0	25.8	31.6	44.3	23.2	38.9	40.8	29.0	28.6	33.2	31.0	40.0	41.8	12.9	11.9	9.7	10.1	27.2	33.8	
Microcline	12.4	17.9	16.0	17.2	23.2	14.0	11.9	30.8	10.6	22.9	0.1	0.6	3.4	11.5	14.9	0.0	0.0	1.0	1.2	
Plagioclase	66.6	56.3	52.4	38.5	53.7	47.2	47.3	40.2	60.8	43.9	68.9	59.4	54.8	75.6	73.2	90.3	89.9	71.8	65.1	

423



424
425
426
427

Figure 7 – Microstructural aspects of the Ourilândia plutonic complex. (a) Equigranular monzogranite; (b) equigranular granodiorite; (c) heterogranular granodiorite; (d) porphyritic granodiorite; (e) equigranular tonalite; (f) equigranular quartz monzodiorite; (g) equigranular quartz diorite; (h) mafic microgranular enclave; (i) porphyritic granodiorite (high-Ti); (j) heterogranular monzogranite; (k) tonalitic xenolith; and (l) porphyritic trondhjemite.



428
429
430
431
432
433
434
435

Figure 8 – Deformation and recrystallization microstructures. (a) and (b) Photomicrograph mosaics showing the fabric frequently observed in the studied granitoids, defined by the preferred orientation of feldspars immersed in a matrix composed of recrystallized quartz \pm feldspar aggregates (Qtz₂, Pl₂ and Kfs₂) and mafic minerals; (c) mylonitic foliation defined by feldspar crystals contoured by biotite and quartz aggregates; (d) details of core-mantle microstructure formed by quartz aggregate (Qtz₂) with sutured contacts, which indicates GBM \pm SGR recrystallization; (e) microcline porphyroclasts with core-mantle microstructure. The sutured contacts and very fine granulation of type-2 feldspars indicate that dynamic recrystallization occurred predominantly by BLG.

436
437
438
439
440
441
442

(GBM) and subgrain rotation (SGR), while type-2 feldspars (Pl₂ and Mc₂) are recrystallized in a very fine-grained groundmass, indicating that they are predominantly formed by bulging (BLG). (iii) Type-3 minerals (Qtz₃, Pl₃ and Mc₃) consist of recrystallized grains with straight contacts and triple points, which define polygonal heterogranular microstructures and indicate that grain boundary area reduction (GBAR) mechanisms also acted in quartz and feldspars of these granitoids.

443
444
445
446
447
448
449
450
451
452
453
454

Mafic phases have been affected by different deformation mechanisms. Biotite is represented by two main microstructural types: (i) type-1 – primary crystals (Bt₁) have magnesian composition (annite) for all varieties studied (Nascimento et al., 2021), commonly show microfolds, kink bands, microfractures, mineralogical transformation (chloritization) and contain accessory mineral inclusions; and (ii) type-2 – recrystallized grains (Bt₂) are characterized by aggregates with straight contacts and triple points and are more common in the higher strain domains. On the other hand, hornblende occurs essentially as a single microstructural type (Hbl₁) represented by fine-grained, prismatic, idiomorphic to hypidiomorphic crystals, commonly having straight contacts with other minerals. They are predominantly classified as magnesiohornblende for SNKs and TTG-type trondhjemites (Nascimento et al., 2021). Accessory mineral inclusions and alteration to biotite can be observed in hornblende, with microfractures indicating brittle deformational patterns.

455
456
457

Another mafic phase of great relevance in the studied granitoids is epidote, which can occur in four different microstructural types. (i) Ep₁ consists of primary idiomorphic crystals, has pistacite contents ranging from 25 to 36% (Nascimento et al., 2021), is characterized by

458 straight contacts with other primary phases and intragranular microfractures and commonly
 459 forms aggregates in association with other mafic minerals. In both the high- and low-strain
 460 deformation domains, Ep₁ shows brittle deformational behavior. (ii) Ep₂ forms xenomorphic
 461 crystals associated with Pl₁ by saussuritization. (iii) Ep₃ crystals surrounding allanite define a
 462 corona texture. (iv) Ep₄ neocrystals form along the cleavage planes of Bt₁. Titanite is an
 463 important phase in high-Ti granodiorite but occurs in all petrographic varieties as an accessory
 464 mineral and is represented by three main microstructural types: type 1 is formed by idiomorphic
 465 crystals (Tit₁) with intragranular microfractures, which indicates brittle deformational behavior;
 466 type 2 consists of neofomed crystals (Tit₂) that occur along cleavage planes of Bt₁ or Hbl₁; and
 467 type 3 forms reaction edges or corona microstructures (Tit₃) involving ilmenite cores. The other
 468 primary accessory minerals consist of idiomorphic to hypidiomorphic crystals affected by
 469 intragranular microfractures, indicating an essentially brittle deformational pattern.

470 4.3 GEOCHEMISTRY

471 4.3.1 Major and trace elements

472 Representative samples from the Ourilândia plutonic complex are shown in Table 3,
 473 while geochemical parameters selected from the major elements of the different units studied
 474 are shown in Figure 9a–d. The main characteristics of trace elements are presented in Figure
 475 9e–t, which includes chondrite-normalized REE pattern diagrams for the different lithological
 476 varieties of the Ourilândia plutonic complex.

477 4.3.1.1 Biotite granite (BG)

478 The BG from the Ourilândia complex is slightly peraluminous ($1 < A/CNK < 1.1$), with
 479 high silica ($69.6 \leq SiO_2 \leq 74.7$ wt.%) and K₂O (3.3–5.0 wt.%) contents (Figure 9a–b), in
 480 addition to high K/Na ratios (0.8–1.5). It presents low CaO (< 2.2 wt.%), MgO (< 1.0 wt.%)
 481 and TiO₂ (< 0.3 wt.%), with FeO_t+MgO+MnO+TiO₂ < 4 wt.% and Mg# < 0.4 (Figure 9b–d).
 482 The BG is Ni-poor (<16 ppm) and shows moderate contents of LILE (e.g., Ba+Sr = 600–1800
 483 ppm) and HFSE (e.g., Zr = 100–250 ppm), with low Sr/Y ratios (< 40, with outliers ranging
 484 from 60 to 100) (Figure 9e–f). It presents significant negative Eu anomalies (Eu/Eu* = 0.3–0.9)
 485 (Figure 9g), with variable LREE/HREE fractionation [(La/Yb)_N = 20–120] (Figure 9i).

486 4.3.1.2 Sanukitoid (SNK)

487 The SNK-type granitoids (including quartz monzodiorite) from the Ourilândia plutonic
 488 complex have SiO₂ ranging from 55.5 to 70.6 wt.% (Figure 9a) and metaluminous to slightly
 489 peraluminous affinity ($0.6 < A/CNK < 1.1$). They present high MgO (1.0–4.4 wt.%) and
 490 FeO_t+MgO+MnO+TiO₂ (4–15 wt.%), with low TiO₂ (< 0.6 wt.%), high CaO (1.8–4.9 wt.%)
 491 and moderate to high K₂O (1.3–4.8 wt.%) contents (Figure 9b–c). These rocks are characterized
 492 by Mg# = 0.44–0.69 and K/Na = 0.3–1.4 (Figure 9d). They have high contents of transition
 493 metals (e.g., Ni = 10–110 ppm, with outliers of 168 ppm) and LILEs (Ba+Sr = 700–3000 ppm);
 494 however, they provide relatively low HFSE contents (e.g., Zr = 100–250 ppm) with high Sr/Y
 495 ratios (40–260) (Figure 9e–f). The SNK-type granitoids show an absent or weakly negative Eu
 496 anomaly (Eu/Eu* = 0.8–1.1) (Figure 9g) with moderate to high LREE/HREE fractionation
 497 [(La/Yb)_N = 10–90] (Figure 9j–n). The REE patterns of the SNK-type granitoids show negative
 498 concavity in the HREEs, especially those of heterogranular granodiorite (Figure 9k) and
 499 equigranular tonalite (Figure 9m) varieties.

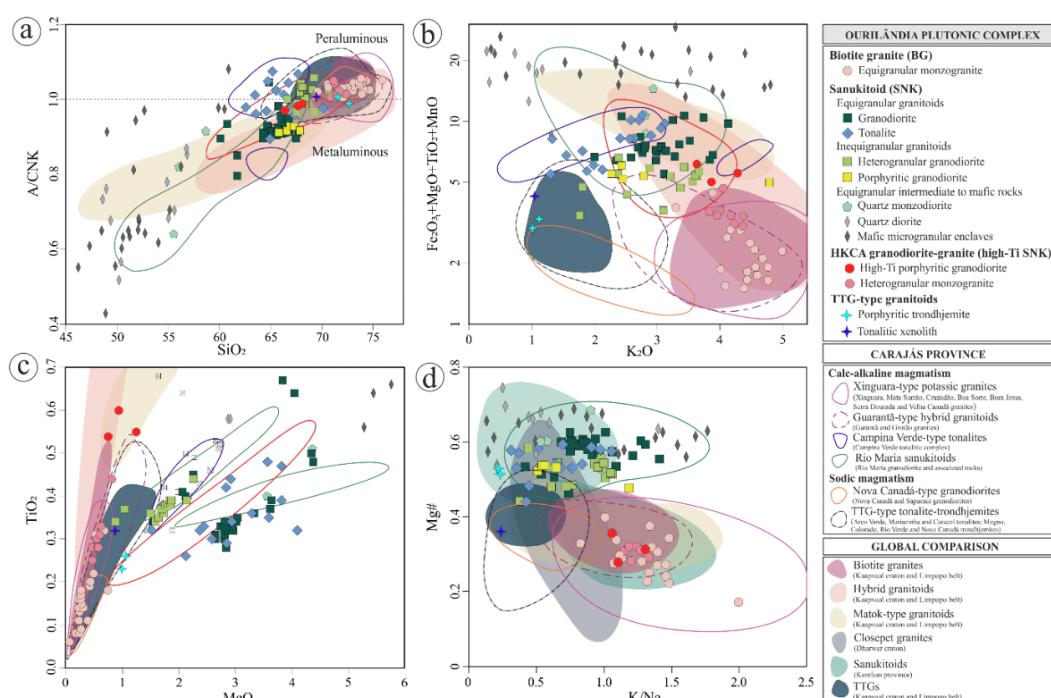
500 The (quartz) diorite and mafic microgranular enclaves have compositional differences
 501 with respect to SNK-type granitoids, characterized by lower SiO₂ contents ranging from 48.6–
 502 56.8 wt.% and 46.2–60.9 wt.%, respectively (Figure 9a). These rocks are metaluminous to

503
504**Table 3** – Compositions and geochemical parameters of representative samples of the Mesoarchean granitoids from the Ourilândia plutonic complex. Data sources: ¹ = Santos and Oliveira (2016); ² = Silva et al. (2018); and ³ = this study.

Units Facies	Biotite granite (BG)											HKCA granodiorite-granite (high-Ti SNK)							TTG	
	Equigranular monzogranite											High-Ti granodiorite			Heterogranular monzogranite				Xenolith	
	Samples Composition\	² NLD 04B	² NLD 25	² NLD 30B	² NLD 30A	² NLD 27	² NLD 127	² NDP 07B	² NLD 118	² NLD 18	² NLD 17C	² NLD 11B	² NLD 16C	² NLD 15B	² NLD 17A	² NLD 16B	² NLD 11C	² NLD 14	² NLD 20A	² NLD 31B
wt. %																				
SiO ₂	69.56	70.53	71.43	73.05	73.66	73.79	73.81	73.92	74.05	74.64	74.69	66.34	67.65	68.08	69.30	71.30	71.60	72.30	69.46	
TiO ₂	0.32	0.18	0.31	0.15	0.14	0.18	0.17	0.16	0.11	0.08	0.14	0.55	0.60	0.54	0.44	0.31	0.30	0.28	0.32	
Al ₂ O ₃	15.31	15.25	14.82	14.53	13.96	14.16	13.66	13.93	13.75	13.49	13.22	15.30	15.09	14.90	14.50	13.90	14.00	13.90	16.06	
Fe ₂ O ₃ ¹	2.74	1.95	2.05	1.21	1.44	1.40	1.67	1.37	1.27	1.21	1.42	4.38	4.02	3.74	3.40	2.66	2.54	2.26	3.04	
MnO	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.03	0.01	0.05	0.03	0.04	0.04	0.01	0.03	0.03	0.04	
MgO	0.68	0.74	0.53	0.28	0.32	0.27	0.27	0.24	0.18	0.24	1.24	0.93	0.74	0.81	0.60	0.56	0.47	0.87		
CaO	2.22	1.69	1.63	1.35	1.35	1.21	1.16	1.17	1.20	1.26	1.09	3.03	2.55	2.42	2.09	1.89	1.83	1.65	3.70	
Na ₂ O	4.48	4.19	4.28	4.21	3.66	4.18	3.60	3.89	3.67	3.72	3.73	3.84	3.68	3.94	3.83	3.73	3.56	3.67	4.91	
K ₂ O	3.30	4.33	4.17	4.44	4.57	4.01	4.68	4.45	4.77	4.38	4.44	3.63	4.28	3.86	4.05	3.83	4.18	4.36	1.04	
P ₂ O ₅	0.11	0.09	0.13	0.06	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.28	0.21	0.18	0.17	0.10	0.09	0.11	0.10	
ppm																				
Rb	158.9	116.2	102.8	103.0	188.3	211.0	235.2	245.6	192.5	170.7	232.8	126.9	117.7	145.2	151.9	157.1	143.1	152.4	64.3	
Ba	1428	1334	861	800	1002	771	1069	653	558	446	877	3485	2877	3410	1969	1815	1657	1475	263.0	
Sr	343.8	386.2	292.1	261.1	281.4	153.3	167.9	127.5	182.5	151.3	782.7	513.3	585.4	386.6	302.5	296.7	312.4	465.4	265.0	
Zr	324.1	225.9	182.8	123.3	153.7	162.2	160.2	140.0	126.0	216.4	135.2	340.5	455.0	346.4	346.0	289.1	275.3	222.2	123.8	
Y	11.1	4.1	9.0	4.5	8.0	18.2	10.4	21.8	7.9	5.9	10.3	22.1	26.7	16.0	22.2	13.8	15.8	21.2	5.9	
Th	20.5	42.9	29.9	23.1	44.6	20.1	38.6	21.7	29.3	47.8	30.5	30.3	28.5	32.5	25.5	25.4	23.5	46.6	2.6	
Hf	7.5	6.0	4.9	3.9	4.8	4.5	5.0	4.1	4.3	7.5	4.2	8.5	11.3	8.4	8.0	7.3	7.0	5.9	3.1	
Ni	9.7	13.9	6.0	5.7	5.1	8.3	3.4	4.5	7.4	3.0	3.6	22.1	11.4	8.8	14.7	8.5	18.4	8.8	6.90	
K/Na	0.82	1.16	1.09	1.18	1.40	1.07	1.45	1.28	1.45	1.32	1.33	1.06	1.30	1.10	1.18	1.15	1.31	1.33	0.24	
Mg#	0.33	0.43	0.34	0.31	0.31	0.28	0.24	0.28	0.27	0.23	0.25	0.36	0.31	0.28	0.32	0.31	0.30	0.29	0.36	
*Fe	0.78	0.70	0.78	0.80	0.80	0.82	0.85	0.82	0.83	0.86	0.84	0.76	0.80	0.82	0.79	0.80	0.80	0.81	0.76	
Sr/Y	30.97	94.20	32.46	58.02	35.18	8.42	16.14	5.85	23.10	26.83	14.69	35.42	19.22	36.59	17.41	21.92	18.78	14.74	78.88	
Ba+Sr (ppm)	1772	1720	1153	1061	1283	924	1237	781	741	604	1028	4268	3390	3995	2356	2118	1954	1787	728	
ΣREE (ppm)	291.4	221.8	191.7	129.3	230.5	249.5	206.4	207.5	134.8	131.3	144.8	488.1	504.7	428.5	410.5	319.6	348.8	278.2	74.97	
ΣLREE (ppm)	276.2	212.1	177.9	120.5	217.9	229.2	193.4	187.7	123.3	121.6	133.4	455.5	471.5	402.5	379.5	300.1	325.9	255.6	67.46	
ΣHREE (ppm)	5.36	2.11	4.41	2.34	3.60	8.30	4.75	9.00	3.73	3.28	4.58	10.54	11.76	7.98	11.19	7.11	7.55	8.81	2.76	
(La/Yb) _N	48.2	119.7	57.8	70.2	64.4	24.9	35.8	21.1	26.2	30.7	28.9	45.5	40.6	55.0	34.6	38.9	48.1	29.1	21.40	
(La/Sm) _N	10.0	9.5	6.3	6.2	7.9	6.4	7.3	6.3	6.7	6.0	6.4	6.9	6.9	8.1	6.2	8.6	7.0	6.2	4.8	
(Gd/Yb) _N	2.9	5.7	5.4	6.2	4.3	2.2	2.8	2.3	3.1	2.8	2.7	3.7	3.2	4.0	3.2	2.7	4.1	2.8	2.8	
Eu/Eu*	0.56	0.60	0.38	0.51	0.43	0.39	0.31	0.42	0.44	0.54	0.39	0.65	0.61	0.74	0.53	0.59	0.47	0.55	1.1	

505

Units Facies	Sanukitoid (SNK)														TTG						
	Equigranular granodiorite				Heterogranular granodiorite				Porphyritic granodiorite			Equigranular tonalite		Qtz monzodiorite		Qtz diorite		Mafic enclave		Trondhjemite	
	Samples Composition\	¹ BRM 37	¹ NDP 30A	¹ NDP 51A	¹ NDP 29	¹ NDP 100	² NDP 128A	² NDP 101	² NDP 87	² NDP 21	² NDP 23	¹ NDP 104	¹ NDP 14	¹ BRM 49	¹ BRM 15	¹ NDP 30B	¹ NDP 112A	¹ NDP 82A4	¹ NDP 51B	² NDP 113B	² NDP 115
wt. %																					
SiO ₂	60.07	61.71	65.67	67.48	66.62	67.94	68.34	65.77	67.26	67.80	62.58	67.35	66.25	56.03	58.65	50.37	55.60	52.10	51.63	71.53	72.66
TiO ₂	0.67	0.48	0.32	0.33	0.44	0.39	0.35	0.41	0.36	0.37	0.47	0.30	0.29	0.51	0.40	0.67	0.43	0.51	0.60	0.26	0.23
Al ₂ O ₃	15.78	14.60	14.70	13.82	15.32	15.41	15.10	15.74	15.65	14.62	15.33	14.95	14.53	17.29	17.84	13.27	13.34	12.78	13.77	14.98	14.36
Fe ₂ O ₃ ¹	5.89	5.19	4.23	3.71	3.90	3.09	3.51	3.53	3.01	3.11	6.39	3.87	5.02	5.70	4.67	12.42	8.40	11.44	12.22	1.98	1.74
MnO	0.05	0.07	0.04	0.05	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05	0.05	0.03	0.04	0.09	0.07	0.20	0.13	0.10	0.10	0.01	0.01
MgO	3.84	4.38	2.94	2.74	2.26	1.84	1.64	2.03	1.75	1.42	3.82	2.59	2.85	4.37	3.56	8.25	9.03	9.24	8.73	1.06	0.99
CaO	4.34	4.89	3.36	3.15	2.89	2.72	2.91	3.62	3.28	1.83	3.98	3.36	3.26	5.01	3.64	10.96	7.49	6.80	5.45	2.55	2.66
Na ₂ O	3.45	3.60	3.92	3.33	4.54	3.86	4.36	4.90	5.04	4.53	3.29	4.75	4.23	5.43	5.96	1.65	2.47	1.95	1.39	5.48	5.22
K ₂ O	3.74	3.25	3.07	3.89	2.38	3.21	2.37	2.43	2.45	4.79	2.77	1.55	1.33	2.81	2.82	0.73	1.17	2.92	4.40	1.12	1.01
P ₂ O ₅	0.20	0.13	0.10	0.10	0.16	0.14	0.12	0.16	0.14	0.15	0.13	0.08	0.08	0.16	0.13	0.02	0.05	0.09	0.12	0.08	0.08
Rb	178.5	114.6	113.0	129.8	124.4	116.8	134.2	67.6	69.9	159.5	213.3	80.6	62.5	52.4	62.1	31.1	51.3	202.9	245.0	62.1	53.9
Ba	841.0	867.0	1018	854.0	821.0	1173	1147	1456	1171	2247	544.0	399.0	250.0	1229.0	1150.0	123.0	361.0	231.0	489.0	170.0	169.0
Sr	507.6	556.1	542.6	451.1	789.2	631.5	788.4	965.3	985.7	758.1	473.7	594.6	442.3	812.0	635.5	105.7	251.9	348.3	393.4	776.7	719.3
Zr	211.9	146.0	105.4	130.6	152.6	133.2	122.5	133.7	135.9	203.9	124.8	101.9	112.1	157.5	130.8	27.2	63.7	67.7	110.9	134.3	114.8
Y	13.8	9.0	6.6	7.7	8.7	10.8	5.6	7.5	6.4	7.5	9.3	5.9	8.5	12.1	12.9	13.9	9.1	22.7	17.2	6.5	6.9
Th	12.9	12.1	8.5	16.1	7.2	11.3	8.5	7.4	7.7	27.0	6.5	10.9	15.5	13.9	8.8	<0.2	4.1	1.1	1.1	12.1	12.8
Hf	5.8	4.0	3.1	3.7	4.0	4.2	3.8	3.6	4.0	6.1	3.5	2.8	3.1	4.5	3.5	0.9	1.7	2.2	3.1	4.0	3.2
Ni	75.0	96.0	73.0	66.0	41.5	39.5	32.5	24.4	20.7	5.2	64.0	57.0	75.0	106.0	110.0	84.0	273.0	219.0	185.0	19.2	15.1
Cr	219.0	225.8	184.7	164.2	82.1	75.3	68.4	75.3	54.7	54.7	164.2	157.4	171.1	273.7	219.0	136.8	684.2	745.8	581.6	34.2	34.2
K/Na	1.21	1.01	0.88	1.31	0.59	0.93	0.61	0.55	0.54	1.18	0.94	0.37	0.35	0.58	0.53	0.50	0.53	0.37	3.54	0.23	0.22
Mg#	0.65	0.71	0.67	0.68	0.53	0.54	0.48	0.53	0.54	0.47	0.63	0.66	0.62	0.69	0.66	0.76	0.73	0.67	0.51	0.53	0.53
*Fe	0.58	0.52	0.56	0.55	0.61	0.60	0.66	0.61	0.61	0.66	0.60	0.57	0.61	0.54	0.58	0.46	0.49	0.56	0.63	0.61	0.61
Sr/Y	36.8	61.8	82.2	58.6	90.7	58.5	140.8	128.7	154.0	101.1	50.9	100.8	52.0	67.1	49.3	7.6	27.7	29.0	22.9	119.5	104.2
Ba+Sr (ppm)	1349	1423	1561	1305	1610	1805	1935	2													



509
 510 **Figure 9** – Major and trace elements of the Ourilândia plutonic complex. (a) $A/CNK = [Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)]_{mol}$ vs. SiO_2
 511 (wt.%); (b) $FeO_3 + MgO + TiO_2 + MnO$ (wt.%) vs. K_2O (wt.%); (c) TiO_2 (wt.%) vs. MgO (wt.%); and (d) $Mg\# =$
 512 $(MgO)_{mol} / (FeO + MgO)_{mol}$ vs. K/Na (Moyen et al., 2003). Data sources used for comparison with other granitoids of the Carajás
 513 province: Oliveira et al. (2011); Almeida et al. (2011, 2013); Feio et al. (2013); Teixeira et al. (2013); Silva and Oliveira (2013);
 514 Rodrigues et al. (2014); Leite-Santos and Oliveira (2014, 2016). Data sources for global comparison: Moyen et al. (2003);
 515 Heilimo et al. (2010); Laurent et al. (2014a) and references therein.

516
 517 slightly peraluminous ($0.4 < A/CNK < 1.1$) and have high MgO (2.9–17.0 wt.%), CaO (1.3–
 518 12.9), TiO_2 (0.19–0.68 wt.%), $FeO + MgO + MnO + TiO_2$ (8–29 wt.%) and $Mg\#$ (0.5–0.8), with a
 519 wide range of K_2O contents (0.3–6.8 wt.%) and K/Na ratios (0.1–20) (Figure 9b–d). These
 520 rocks are Ni-rich (33–553 ppm), HFSE-poor (e.g., $Zr = 10$ –180 ppm) and have contents of LILE
 521 ranging from low to high (e.g., $Ba + Sr = 123$ –2700 ppm), with predominantly low Sr/Y ratios
 522 (< 60 , with outliers ranging from 80 to 250) (Figure 9e–f). They present slightly negative to
 523 positive Eu anomalies ($Eu/Eu^* = 0.6$ –1.5), with low to moderate LREE/HREE fractionation
 524 [$(La/Yb)_N < 57$] (Figure 9o–p). Despite the geochemical differences between the different
 525 varieties of the Ourilândia complex, in general, they show similar primitive mantle-normalized
 526 multielement patterns, with outstanding negative Nb-Ta-P-Ti anomalies (Figure 9h).

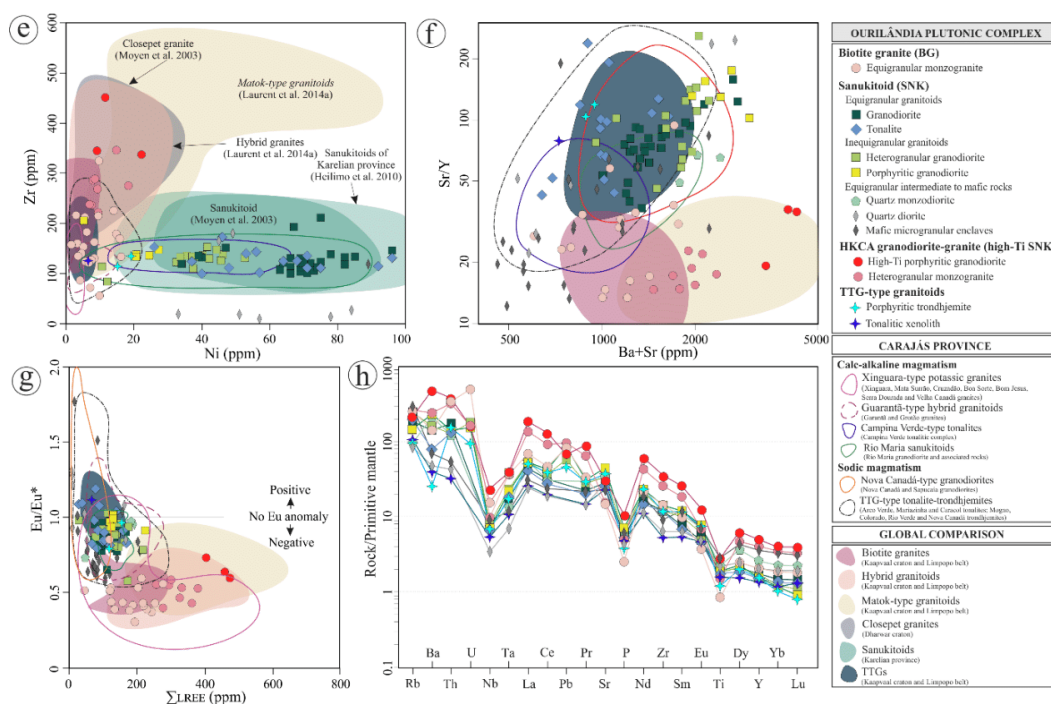
527 4.3.1.3 HKCA granodiorite-granite (high-Ti SNK)

528 High-Ti granodiorite has SiO_2 ranging from 66.3 to 68.1 wt.% and metaluminous
 529 affinity ($A/CNK = 0.97$ –0.99) (Figure 9a). It has moderate MgO (0.7–1.2 wt.%) and
 530 $FeO + MgO + MnO + TiO_2$ (5.0–6.2 wt.%) contents, with high K_2O (3.6–4.3 wt.%) and TiO_2
 531 (0.54–0.60 wt.%) contents (Figure 9b–c). Compared to the BG (equigranular monzogranite),
 532 the high-Ti granodiorite shows similar values for $Mg\#$ (0.28–0.36) and K/Na (1.1–1.3) ratios
 533 (Figure 9d). On the other hand, compared to the SNK, it has moderate contents of transition
 534 metals (e.g., $Ni = 9$ –22 ppm) and is richer in LILEs ($Ba + Sr = 3390$ –4268 ppm) and HFSEs
 535 (e.g., $Zr = 340$ –455 ppm), with lower Sr/Y ratios (19–37) (Figure 9e–f). It shows slightly
 536 negative Eu anomalies ($Eu/Eu^* = 0.6$ –0.7) (Figure 9g) and moderate LREE/HREE fractionation
 537 [$(La/Yb)_N = 41$ –55] (Figure 9q). Meanwhile, in general, for both major and trace elements, the

538 heterogranular monzogranite has an intermediate composition that ranges between high-Ti
539 granodiorite and equigranular monzogranite (Figure 9).

540 4.3.1.4 TTG-type granitoids

541 The porphyritic trondhjemite and tonalitic xenolith are slightly peraluminous (A/CNK
542 $\cong 1.0$), silica- ($69.5 \leq SiO_2 \leq 72.7$ wt.%) and sodium-rich ($4.9 \leq Na_2O \leq 5.5$ wt.%) with
543 moderate MgO ($0.9\text{--}1.1$ wt.%) and low K_2O (≤ 1.1 wt.%), TiO_2 (≤ 0.3 wt.%) and $FeO+MgO+$
544 $MnO+TiO_2$ (≤ 4.3 wt.%) (Figure 9a–c). These rocks have low K/Na ratios ($0.22\text{--}0.24$) and
545 moderate $Mg\#$ values ($0.36\text{--}0.53$) (Figure 9d). They are Ni-poor (≤ 19 ppm); however, the
546 trondhjemite has higher Ni contents than tonalitic xenoliths (Figure 9e), which can be explained
547 by the presence of mafic enclaves in the former (see Figure 6i). Both show relatively low
548 contents of LILE (e.g., $Ba+Sr = 728\text{--}947$ ppm) and HFSE (e.g., $Zr = 115\text{--}134$ ppm), with high
549 Sr/Y ratios ($79\text{--}119$) (Figure 9e–f). Their REE patterns show moderate to high LREE/HREE
550 fractionation [$(La/Yb)_N = 21\text{--}60$] (Figure 9s–t), with a lack of Eu anomalies ($Eu/Eu^* = 0.8\text{--}$
551 1.1) (Figure 9g).



553 **Figure 9** (Continued) – (e) Zr (ppm) vs. Ni (ppm) (Moyen et al., 2003); (f) Sr/Y vs. Ba+Sr (ppm); (g) Eu/Eu* vs. ΣLREE
554 (ppm). Eu = chondrite-normalized Eu concentrations (Boynton, 1984) and $Eu^* = (Sm_{N \times}Gd_N)^{1/2}$; (h) primitive mantle-
555 normalized (McDonough and Sun, 1995) multielement diagram for the average compositions of the studied granitoids.
556

557 4.3.2 Geochemical affinities and comparison with other Archean granitoids

558 In all geochemical diagrams, the BG from the Ourilândia complex shows affinity with
559 the Xinguara-type granites from the Carajás province (Almeida et al., 2013; Feio et al., 2013;
560 Rodrigues et al., 2014; Leite-Santos and Oliveira, 2016) and those from other Archean terranes,
561 such as the BGs described in the Dharwar and Kaapvaal cratons (Moyen et al., 2003; Laurent
562 et al., 2014a). Meanwhile, the Ourilândia SNKs show compositional affinities with the Rio
563 Maria SNK suite (Oliveira et al., 2011) and SNKs from the Karelian (Finland; Halla, 2005;
564 Heilimo et al., 2010) and Superior (Canada; Stevenson et al., 1999) provinces and those from
565 the Pilbara craton (Australia; Smithies and Champion, 2000), as previously demonstrated by

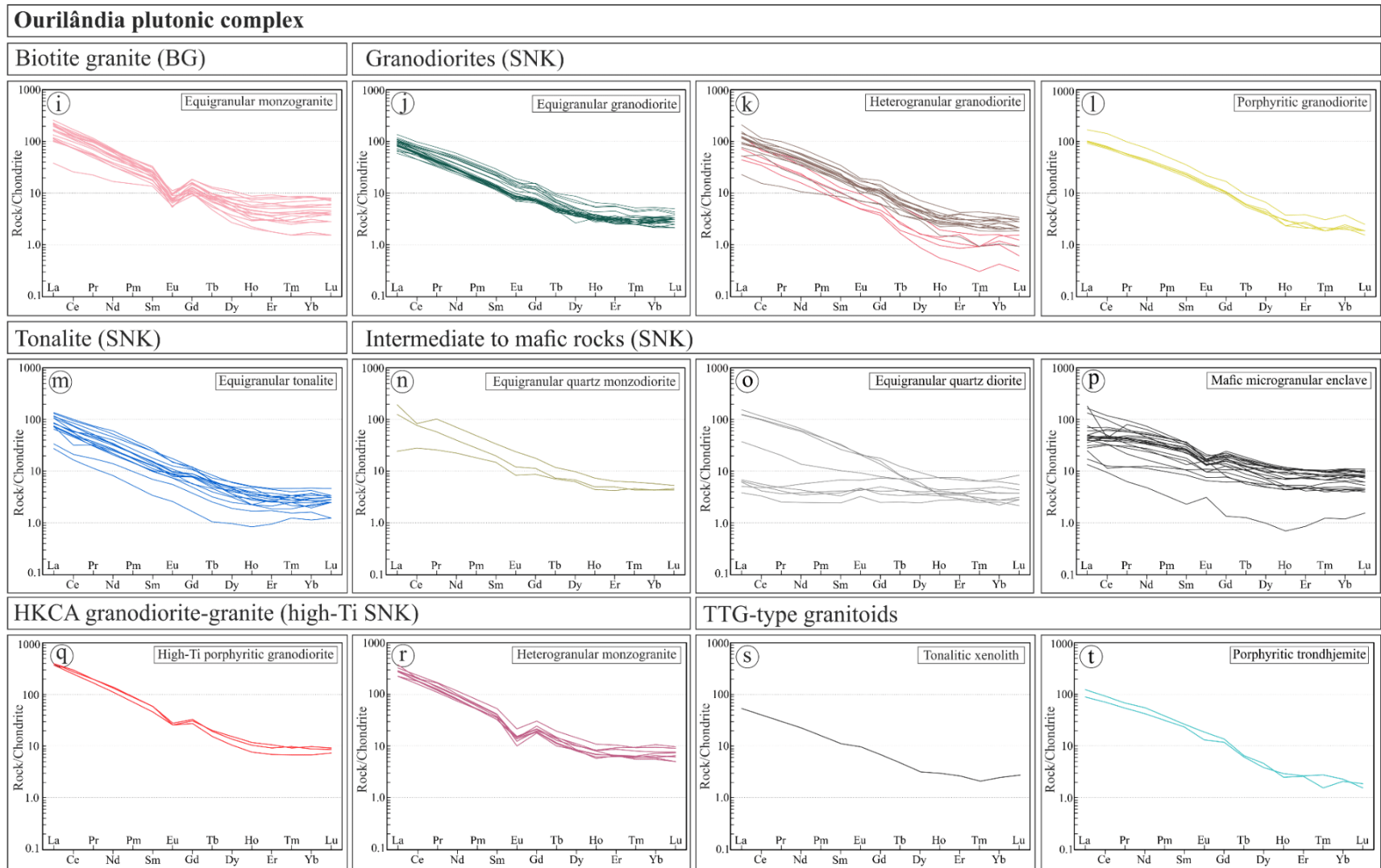


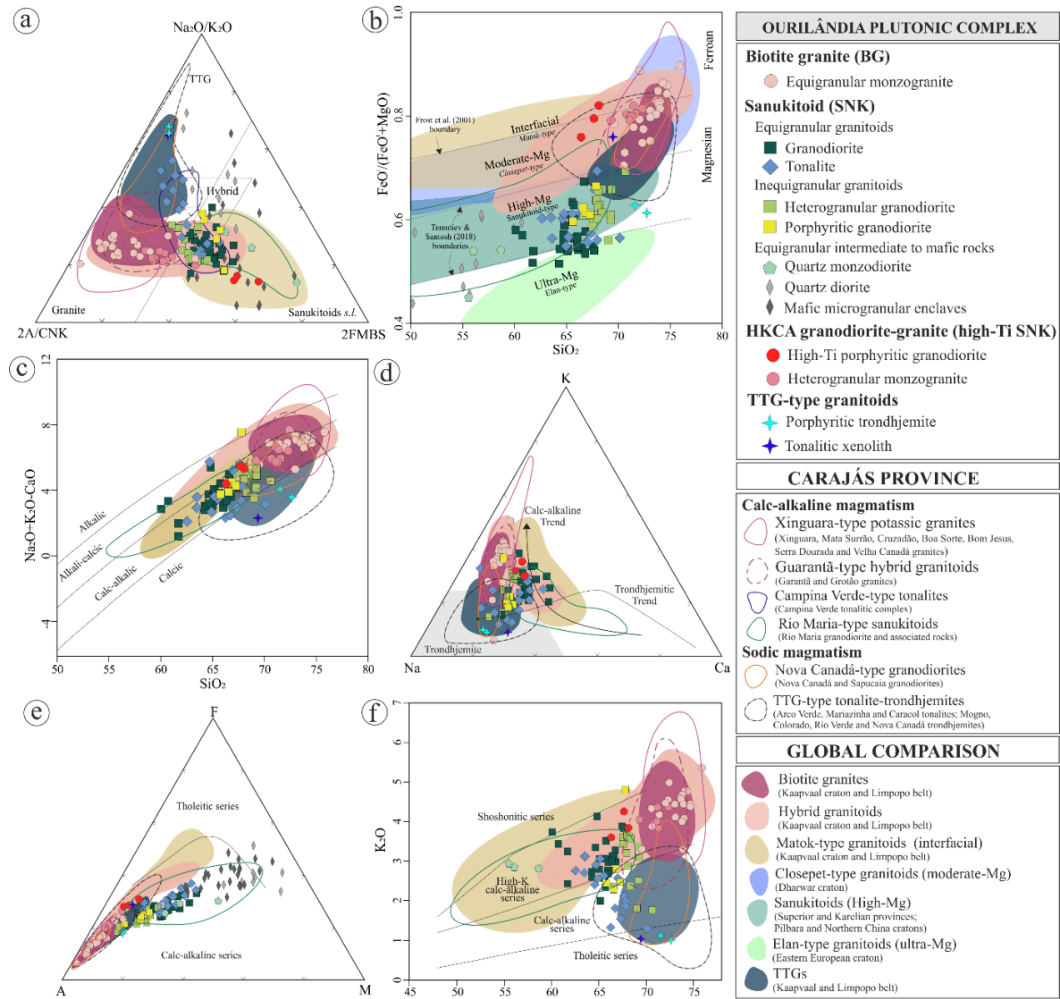
Figure 9 (Continued) – (i–t) Chondrite-normalized (Boynton, 1984) REE pattern diagrams for the different varieties of the Ourilândia plutonic complex.

568 Santos and Oliveira (2016). However, the Ourilândia SNKs are characterized by granodioritic
 569 to tonalitic calc-alkaline series (Figure 4a), while the Rio Maria SNKs are characterized by
 570 granodioritic to monzonitic calc-alkaline series (Oliveira et al., 2011). In general, (quartz)
 571 diorite and mafic enclaves from the Ourilândia complex show larger dispersion in the diagrams,
 572 wherein some samples differ in relation to the composition of the Rio Maria and Karelian SNKs
 573 (Figure 9). This difference is attributed to the nature of metasomatic agents that modified the
 574 mantle sources of these rocks (see section 5.1.2.2).

575 In the ternary classification diagram proposed by Laurent et al. (2014a), the Ourilândia
 576 complex provides the following results (Figure 10a). (i) BG – equigranular monzogranite plot
 577 in the granite field (ii) SNK – the granodiorite varieties plot in the SNK *s.l.* field; however,
 578 some heterogranular granodiorite samples are classified as granite, close to the SNK *s.l.* field
 579 boundary. For the tonalites, some samples plot in the SNK *s.l.* field; however, the majority plot
 580 in the TTG field due to high Na₂O/K₂O ratios. In general, quartz monzodiorite, (quartz) diorite
 581 and mafic enclaves plot in the SNK *s.l.* field. (iii) HKCA – the high-Ti granodiorite plots in the
 582 SNK *s.l.* field and the heterogranular monzogranite plot in the granite field between the
 583 equigranular monzogranite and the high-Ti granodiorite. (iv) TTG – porphyritic trondhjemite
 584 and tonalitic xenolith plot in the TTG field because of their high Na₂O/K₂O ratios.

585 In the Fe* vs. SiO₂ diagram (Figure 10b), the boundary between the ferroan (A-type)
 586 and magnesian (cordilleran-type) granitoid fields was defined by Frost et al. (2001). Later,
 587 Terentiev and Santosh (2018) proposed two new boundaries that subdivide magnesian
 588 granitoids into three distinct groups: moderate-Mg (Closepet-type), high-Mg (SNK-type) and
 589 ultra-Mg (Elan-type). These authors also suggested continuity between the compositions of
 590 magnesian (Mg-K series) and ferroan (Fe-K series) granites, expressed according to the
 591 increase in the Fe* parameter. Granitoids with a composition similar to that of the Matok pluton
 592 plot on the boundary between magnesian and ferroan fields (interfacial type). In this diagram,
 593 the Ourilândia complex provides the following results (Figure 10b): (i) BG and HKCA – these
 594 rocks plot near the boundary between ferroan (A-type) and moderate-Mg fields (Closepet-type),
 595 which is a common signature of cordilleran granitoids with SiO₂ contents >70 wt.%. In this
 596 respect, the high-Ti granodiorite shows affinities with the Closepet-type (Moyen et al., 2003)
 597 and Matok-type granites (Laurent et al., 2014b), especially due to their high Fe* values (Figure
 598 10b) and HFSE contents (e.g., Zr; Figure 9e); (ii) SNK – samples plot predominantly in the
 599 high-Mg field (SNK-type); however, some plot in the ultra-Mg field (Elan-type); and (iii) TTG
 600 – the trondhjemite plots in the high-Mg field, while the xenolith plots in the moderate-Mg field.

601 In the modified alkali-lime index (MALI) = Na₂O+K₂O-CaO vs. SiO₂ diagram (Frost et
 602 al., 2001), the BG and HKCA plot on the boundary between the alkali-calcic and calc-alkaline
 603 fields (Figure 10c), while the SNKs plot predominantly within the calc-alkaline field, with
 604 minor variations among the alkali-calcic, alkaline and calcic fields. TTG plot on the calcic field.
 605 In the Na-K-Ca ternary diagram (Figure 10d; Barker and Arth, 1976), the BG, HKCA and SNK
 606 define a calc-alkaline trend, while the TTG (trondhjemite and tonalitic xenolith) and some
 607 SNK-type samples, especially of the tonalitic variety, show an affinity with the trondhjemitic
 608 trend. All rocks from the Ourilândia complex define a calc-alkaline trend in the AFM diagram
 609 (Figure 10e; Irvine and Baragar, 1971), wherein the BG, HKCA and TTG-type tonalitic
 610 xenoliths have a trend not collinear with that of the SNK and TTG-type trondhjemites (Figure
 611 10e). In the K₂O vs. SiO₂ diagram (Figure 10f; Peccerillo and Taylor, 1976), the BG and HKCA
 612 plot in the high-K calc-alkaline series field, while the SNKs generally plot in the moderate- to
 613 high-K calc-alkaline series fields. The TTG plot in the tholeiitic series field (Figure 10f), and
 614 in general, these rocks show geochemical affinities with the TTG suites of the Carajás province
 615 (Almeida et al., 2011; Feio et al., 2013; Silva et al., 2014; Leite-Santos and Oliveira, 2014) and
 616 those of other Archean cratons (Moyen et al., 2003; Laurent et al., 2014a).



617
 618 **Figure 10** – Geochemical classification and magmatic series. (a) Ternary classification diagram for late Archean granitoids
 619 (Laurent et al., 2014a). $2A/CNK = 2 * [Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)]_{mol}$; $(Na_2O/K_2O)_{wt. \%}$; and $FMBS = 2 * (FeO + MgO)_{wt. \%} * (Sr + Ba)_{wt. \%}$; (b) $Fe^* = FeO^2 / (FeO^2 + MgO)$ vs. SiO_2 diagram (Frost et al., 2001; and Terentiev and Santosh, 2018 boundaries);
 620 (c) $Na_2O + K_2O - CaO$ vs. SiO_2 diagram (Frost et al., 2001); (d) Na-K-Ca ternary diagram, where the trondhjemitic and calc-
 621 alkaline trends are according to Barker and Arth (1976) and the gray field corresponds to Archean TTGs (Martin, 1994); (e)
 622 AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971; $A = Na_2O + K_2O$; $F = FeO^2$; and $M = MgO$); (f) K_2O vs. SiO_2 diagram (Peccerillo and
 623 Taylor, 1976). Data sources used for comparison with other granitoids from the Carajás province: Oliveira et al. (2011);
 624 Almeida et al. (2011, 2013); Feio et al. (2013); Teixeira et al. (2013); Silva and Oliveira (2013); Rodrigues et al. (2014); Leite-
 625 Santos and Oliveira (2014, 2016). Data sources for global comparison: Moyen et al. (2003); Laurent et al. (2014a); Terentiev
 626 and Santosh (2018) and references therein.
 627

628 4.4 GEOCHRONOLOGY

629 4.4.1 Biotite granite (BG)

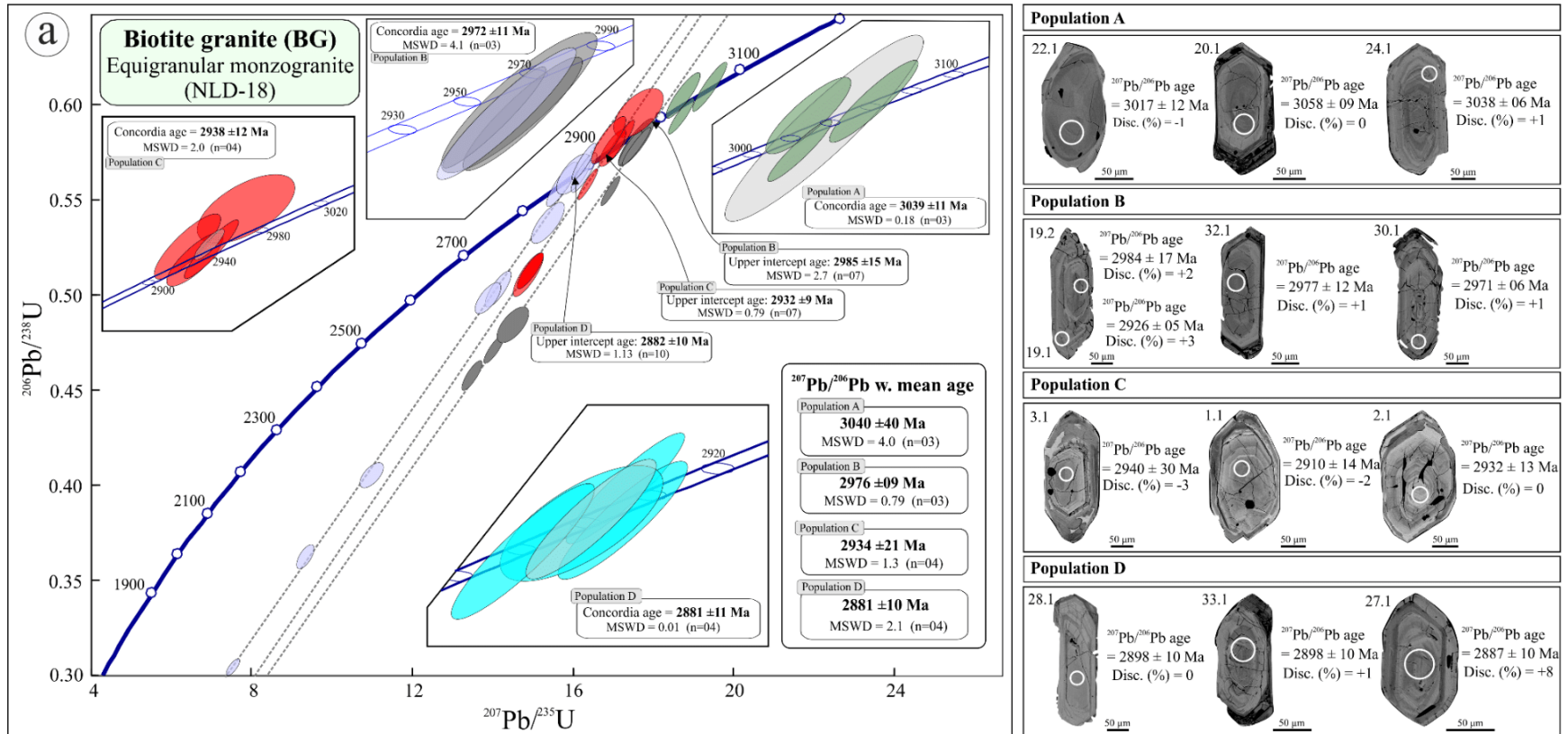
630 The U–Pb SHRIMP results for equigranular monzogranite (NLD-18) were obtained in
 631 thirty-five spots analyzed in thirty-three zircon crystals (Table 4), wherein two crystals were
 632 analyzed in the core (19.2 and 21.1) and rim (19.1 and 21.2). Eight spots (6.1, 7.1, 9.1, 10.1,
 633 11.1, 17.1, 27.1 and 29.1) were discarded in the age calculations, where spots 9.1 and 11.1 have
 634 high common lead, with $f_{206} > 2.0\%$ (Table 4). Spots 3.1, 8.1, 21.1 and 32.1 provided f_{206}
 635 ranging from 1.05 to 1.45% (Table 4); however, they participated in the age calculations. In
 636 this context, the data analysis from the twenty-seven analyses allowed them to be grouped into
 637 four age populations (A, B, C and D), as observed in the concordia diagram (Figure 11a).

638

Table 4 – Zircon U–Pb SHRIMP age data for the BG and SNK from the Ourilândia plutonic complex.

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	f_{206} (%)	Isotopic ratio				Age		Disc. (%)	
					$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 1 σ (%)	ρ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ (Abs)			
Biotite granite (BG) – Equigranular monzogranite (NLD-18)												
1.1	126	66	0.53	0.60	16.88	1.6	0.581	1.4	0.84	2910	29	-2
2.1	266	126	0.47	0.45	16.98	1.4	0.577	1.1	0.81	2932	26	-0
3.1	129	92	0.71	1.45	17.62	2.3	0.596	1.4	0.61	2940	60	-3
4.1	213	158	0.74	0.71	16.03	1.7	0.563	1.2	0.70	2879	40	+0
5.1	239	221	0.92	0.51	16.26	1.2	0.569	1.2	0.92	2883	15	-1
6.1	485	365	0.75	0.45	13.89	1.1	0.503	1.0	0.94	2830	11	+9
7.1	466	364	0.78	0.73	12.25	1.3	0.456	1.0	0.78	2783	26	+16
8.1	297	267	0.90	1.23	13.87	1.5	0.498	1.1	0.73	2843	33	+10
9.1	265	173	0.65	2.26	9.69	2.9	0.351	1.2	0.43	2828	84	+36
10.1	310	274	0.89	0.26	13.42	1.1	0.496	1.1	0.94	2795	13	+9
11.1	391	443	1.13	2.05	8.39	2.0	0.347	1.1	0.54	2610	56	+30
12.1	336	260	0.77	0.72	10.97	1.7	0.405	1.1	0.64	2796	43	+25
13.1	738	69	0.09	0.39	7.46	1.2	0.300	0.9	0.77	2656	26	+41
14.1	399	158	0.40	0.57	9.31	1.5	0.362	1.1	0.70	2710	36	+31
15.1	138	112	0.81	0.42	15.36	1.7	0.538	1.4	0.78	2884	35	+5
16.1	192	171	0.89	0.49	14.14	1.5	0.503	1.2	0.84	2857	27	+10
17.1	109	58	0.53	0.53	20.86	4.0	0.703	3.9	0.98	2946	23	-21
18.1	127	56	0.44	0.21	17.19	1.3	0.580	1.2	0.93	2942	15	-0
19.1	310	42	0.14	0.08	16.37	1.0	0.558	1.0	0.96	2926	10	+3
19.2	162	28	0.17	0.23	17.57	1.3	0.578	1.1	0.91	2984	17	+2
20.1	88	48	0.55	0.34	19.39	1.5	0.609	1.4	0.93	3058	18	-0
21.1	127	75	0.59	1.05	14.48	1.8	0.484	1.3	0.71	2959	41	+17
21.2	196	60	0.31	0.51	13.50	1.2	0.457	1.1	0.91	2936	17	+21
22.1	110	83	0.76	0.29	18.75	1.5	0.605	1.3	0.87	3017	24	-1
23.1	82	46	0.56	0.59	14.91	1.7	0.511	1.5	0.88	2919	26	+11
24.1	228	29	0.13	0.46	18.66	1.1	0.594	1.1	0.94	3038	12	+1
25.1	154	76	0.49	0.75	14.91	1.4	0.512	1.2	0.87	2914	22	+10
26.1	534	187	0.35	0.27	16.93	1.0	0.554	0.9	0.95	2992	10	+6
27.1	157	45	0.29	0.87	14.94	1.3	0.522	1.2	0.89	2887	19	+8
28.1	86	75	0.87	0.29	15.73	1.6	0.558	1.4	0.91	2862	21	+0
29.1	304	154	0.51	0.29	14.23	1.1	0.498	1.0	0.92	2882	14	+12
30.1	284	94	0.33	0.66	17.41	1.1	0.577	1.0	0.94	2971	12	+1
31.1	223	28	0.12	0.23	14.03	1.2	0.470	1.1	0.93	2954	14	+19
32.1	87	38	0.44	1.06	17.56	1.6	0.580	1.4	0.88	2977	25	+1
33.1	130	60	0.46	0.82	16.24	1.4	0.564	1.2	0.90	2898	20	+1
Sanukitoid (SNK) – Equigranular granodiorite (NDP-45)												
1.1	219	119	0.54	0.15	15.55	1.19	0.55	1.01	0.85	2870	21	+2
2.1	203	143	0.70	0.69	15.57	1.10	0.53	1.01	0.92	2928	14	+8
3.1	310	118	0.38	0.18	16.20	0.99	0.53	0.95	0.96	2994	9	+10
4.1	133	77	0.58	0.26	15.53	1.22	0.55	1.13	0.93	2870	15	+2
5.1	122	45	0.37	1.03	16.91	1.93	0.58	1.19	0.62	2922	49	-1
5.2	93	20	0.21	0.36	16.04	1.37	0.56	1.25	0.91	2902	18	+2
6.1	306	169	0.55	0.39	15.58	1.00	0.55	0.95	0.95	2874	10	+2
7.1	99	72	0.73	0.10	19.68	1.32	0.61	1.23	0.94	3067	15	-1
8.1	169	131	0.77	0.08	16.42	1.21	0.57	1.15	0.96	2885	12	-2
9.1	170	62	0.36	0.13	16.29	1.14	0.57	1.08	0.94	2898	12	+0
10.1	69	23	0.33	0.48	16.47	1.56	0.57	1.39	0.89	2899	23	-1
11.1	211	165	0.78	0.38	15.49	1.09	0.54	1.03	0.94	2879	12	+3
12.1	252	110	0.44	0.58	14.28	1.08	0.53	1.00	0.92	2792	14	+2
13.1	113	76	0.67	0.07	15.99	1.29	0.56	1.21	0.94	2892	14	+2
14.1	213	108	0.51	0.16	14.61	1.11	0.51	1.05	0.94	2880	12	+9
15.1	243	109	0.45	0.11	15.85	1.05	0.56	1.00	0.96	2870	10	+0
16.1	435	182	0.42	0.08	15.59	0.94	0.55	0.91	0.97	2873	8	+2

639



640
641
642

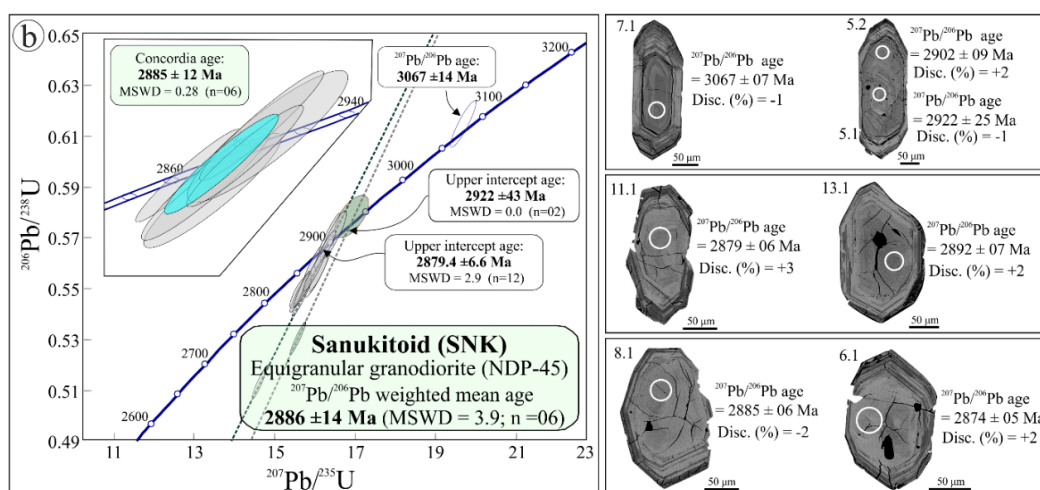
Figure 11 – (a) Concordia diagram presenting zircon SHRIMP data for the equigranular monzogranite from the Ourilândia plutonic complex. BSE images of representative zircons for the four identified populations are shown on the right.

643 The zircon crystals of all populations are formed by transparent or pinkish brown crystals and
 644 have a bipyramidal prismatic shape, euhedral faces, concentric oscillatory zoning and the
 645 presence of fractures and inclusions (apatite and opaque minerals). The crystals of populations
 646 A–C show overgrowth rims and tend to be large (>200 μm), while the crystals from population
 647 D are smaller, with a length generally ranging from 150–200 μm (Figure 11a).

648 Population A is formed by concordant analyses of three zircon crystals (20.1, 22.1 and
 649 24.1) that provided a concordia age of 3039 ± 11 Ma (MSWD = 0.18) and a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted
 650 mean age of 3040 ± 40 Ma (MSWD = 4.0). Population B (spots 19.2, 21.1, 21.2, 26.1, 30.1,
 651 31.1 and 32.1) provided an upper intercept age of 2985 ± 15 Ma (MSWD = 2.7), in which the
 652 three most concordant analyses (19.2, 30.1 and 32.1) furnished a concordia age of 2972 ± 11
 653 Ma (MSWD = 4.1) and a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean age of 2976 ± 09 Ma (MSWD = 0.79).
 654 Population C (spots 1.1, 2.1, 3.1, 18.1, 19.1, 23.1 and 25.1) provided an upper intercept age of
 655 2932 ± 9 Ma (MSWD = 0.79), in which the four most concordant analyses (1.1, 2.1, 3.1 and
 656 18.1) provided a concordia age of 2938 ± 12 Ma (MSWD = 2.0) and a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted
 657 mean age of 2934 ± 21 Ma (MSWD = 1.3). As seen in the BSE images (Figure 11a), analyses
 658 19.1 and 19.2 were performed on the rim and core, with $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of 2926 ± 5 Ma
 659 (discordance = +3%) and 2984 ± 17 Ma (discordance = +2%), respectively. The core age was
 660 integrated into population B and the rim age in population C. The other crystals with core (21.1)
 661 and rim (21.2) analysis showed similar results but with a high degree of discordance, with
 662 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of 2959 ± 20 Ma (discordance = +17%) and 2936 ± 8 Ma (discordance =
 663 +21%), respectively (Table 4). Population D (spots 4.1, 5.1, 8.1, 12.1, 13.1, 14.1, 16.1, 15.1,
 664 28.1 and 33.1) provided an upper intercept age of 2882 ± 10 Ma (MSWD = 1.13), where the
 665 four most concordant analyses (4.1, 5.1, 28.1 and 33.1) defined a concordia age of 2881 ± 11
 666 Ma (MSWD = 0.0074) and a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean age of 2881 ± 10 Ma (MSWD = 2.1).

667 4.4.2 Sanukitoid (SNK)

668 The U–Pb SHRIMP results for equigranular granodiorite (NDP-45) involved a total of
 669 seventeen spots analyzed in sixteen zircon crystals (Table 4), with one crystal being analyzed
 670 in the core (5.1) and rim (5.2). In general, zircon crystals are transparent or brownish and have
 671 prismatic shapes, euhedral faces, concentric oscillatory zoning, fractures and lengths ranging
 672 from 200–300 μm (Figure 11b). The analyses of twelve spots (1.1, 4.1, 5.2, 6.1, 8.1, 9.1, 10.1,
 673



674
 675
 676

Figure 11 (Continued) - (b) Concordia diagram presenting zircon U–Pb SHRIMP data for the SNK-type equigranular granodiorite from the Ourilândia plutonic complex. BSE images of representative zircons are shown on the right.

677 11.1, 13.1, 14.1, 15.1 and 16.1) provided an upper intercept age of 2879.4 ± 6.6 Ma (MSWD =
 678 2.9), while the six most concordant analyses (5.2, 8.1, 9.1, 10.1, 13.1 and 15.1) defined a
 679 concordia age of 2885.3 ± 12 Ma (MSWD = 0.28) and a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean age of 2886
 680 ± 14 Ma (MSWD = 3.9) (Figure 11b). In addition, one analysis (7.1) furnished a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
 681 age of 3067 ± 14 Ma, and two spots (2.1 and 5.1) provided an upper intercept age of 2922 ± 43
 682 Ma (MSWD = 0.0).

683 5 DISCUSSION

684 5.1 GEOCHEMICAL MODELING ON MAGMA GENESIS

685 5.1.1 Biotite granite (BG)

686 5.1.1.1 Equigranular monzogranite

687 In petrogenetic diagrams, the equigranular monzogranite plots essentially in tonalitic
 688 (Figure 12a; Laurent et al., 2014a) and crustal (Figure 12b; Zhao et al., 2012) sources.
 689 Considering these constraints and based on major element mass balance calculations and trace
 690 element modeling, we investigated whether equigranular monzogranite could have been
 691 generated by partial melting of TTG from adjacent areas. Sample NLD-30B (biotite
 692 monzogranite) was used as a representative of the generated liquid, and sample EDC-06 (TTG-
 693 type trondhjemite from the Água Azul do Norte area; Santos et al. 2018) was used as a
 694 representative of the crustal source. The residual phase compositions were obtained from Leite
 695 (2001) and references therein. The tests showed good fits for a degree of melting (F) = 18%
 696 ($\Sigma R^2 = 0.613$), leading to a residual mineralogy composed of plagioclase (67.89%), quartz
 697 (23.90%), biotite (5.88%), magnetite (1.81%) and ilmenite (0.53%) (Table 5). Such results were
 698 confirmed by trace element modeling (Figure 13a), which showed good fits for $F=18\%$. Based
 699

700 **Table 5** – Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residual phases for the generation of the
 701 equigranular monzogranite from TTG-type trondhjemite. Abbreviations: Pl = plagioclase, Qtz = quartz, Bt = biotite, Ilm =
 702 ilmenite and Mt = magnetite.

	Source rock	Residual					Residue	Calculated	Modeled sample
	EDC-06 (C _O) ^a	mineralogy					bulk (C _S)	magma (C _L)	NLD-30B
	TTG-type ^b	Pf ^c	Qtz	Bt ^c	Ilm ^c	Mt ^c	Total	F = 18%	Equigranular ^b
	trondhjemite	67.89%	23.90%	5.88%	0.53%	1.81%	100.01%	$\Sigma R^2 = 0.613$	monzogranite
<i>Major elements (weight %)</i>									
SiO ₂	69.64	64.06	100.00	36.80	0.02	0.01	69.31	71.84	71.97
TiO ₂	0.26	0.00	0.00	2.17	49.83	0.00	0.42	0.51	0.31
Al ₂ O ₃	16.48	24.15	0.00	16.60	0.07	0.11	17.29	19.23	14.93
Fe ₂ O ₃	2.95	0.04	0.00	19.87	42.87	84.40	3.30	4.32	2.07
MnO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03
MgO	0.84	0.00	0.00	9.87	0.09	0.00	0.61	0.67	0.53
CaO	3.24	5.23	0.00	0.04	0.00	0.01	3.52	5.07	1.64
Na ₂ O	5.33	7.20	0.00	0.02	0.00	0.00	4.85	4.41	4.31
K ₂ O	1.22	0.14	0.00	9.79	0.00	0.00	0.70	3.59	4.20
<i>Trace elements (ppm)</i>									
Rb	51.6							110.7	102.8
Ba	413							900	861
Sr	650.8							266.4	292.1
Y	2.8							9.5	9.0
Zr	98.5							154.4	182.8
Nb	2.5							6.1	5.20
La	14.1							51.5	49.7
Ce	22.6							101.8	88.8
Nd	8.7							37.6	30.2
Sm	1.15							4.15	4.98
Eu	0.51							0.71	0.55
Gd	0.77							2.98	3.89
Yb	0.24							0.55	0.58
Lu	0.04							0.09	0.09

^a Mesoarchean TTG-type trondhjemite from
 Água Azul do Norte area (Santos et al., 2018).

^b Original oxide values recalculated to 100%.

^c Values from Leite (2001) and references therein.

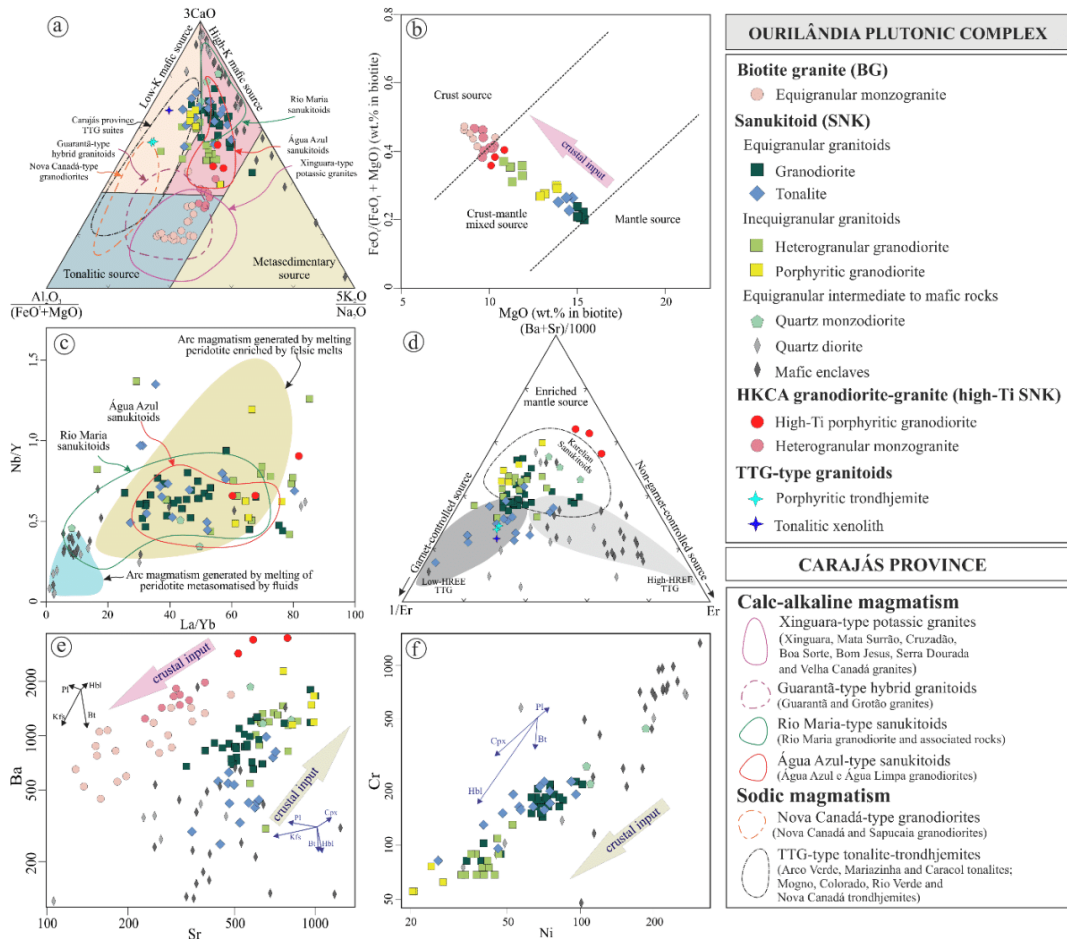
703

704 on Rayleigh mineral fractionation vector modeling, these granites showed internal
705 compositional variation, indicating that their magmas evolved through fractionated
706 crystallization controlled by K-feldspar and biotite (Figure 12e). Furthermore, for Ba and Sr,
707 these rocks show an inverse evolution trend in relation to the SNKs.

708 5.1.2 Sanukitoid (SNK)

709 5.1.2.1 Granitoids and quartz monzodiorite

710 The SNK-type granitoids from the Ourilândia complex plot mostly in the high-K mafic source
711 field (Figure 12a; Laurent et al. 2014a), representative of enriched mantle. Some samples plot
712 on the boundary with the low-K mafic source field. In the source discriminant diagram based
713 on biotite compositions (Figure 12b; Zhao et al., 2012), they plot in the crust-mantle mixed
714 source field. The systematic decrease in MgO contents and increase in Fe* values in biotite
715 from equigranular granodiorite to tonalite, porphyritic granodiorite and heterogranular
716



717 **Figure 12** – Melting depth and source nature of the Ourilândia plutonic complex. (a) Source discriminant diagram for Archean
718 granitoids with fields defined by experimental studies (Laurent et al., 2014a); (b) source discriminant $\text{FeO}^2/(\text{FeO}^2 + \text{MgO})$ vs.
719 $\text{MgO}_{\text{wt}\%}$ diagram based on biotite compositions (Zhao et al., 2012); (c) discriminant Nb/Y vs. La/Yb diagram of mantle
720 metasomatism agents (Martin et al., 2009); (d) discriminant diagram of garnet-controlled (pole 1/Er) and non-garnet-controlled
721 (pole Er) sources. The third pole $(\text{Ba} + \text{Sr})/1000$ represents an enriched mantle source (Helimo et al., 2010); (e) Ba vs. Sr; and
722 (f) Cr vs. Ni. Distribution coefficients for granitic (black vector) and mafic (blue vector) compositions are obtained from the
723 online database <https://kdd.earthref.org/KdD/search>. Abbreviations: Pl = plagioclase, Kfs = alkali feldspar, Bt = biotite, Cpx =
724 clinopyroxene and Hbl = hornblende.
725

726 granodiorite suggest an increase in the input of crustal components (for instance, by mantle
 727 metasomatism, crustal assimilation or magma hybridization) toward inequigranular SNKs
 728 (Figure 12b). Differences in the degree of metasomatism result in different primitive liquids
 729 from the mantle, while mixed sources, differentiation and interactions between different melts
 730 result in a continuous range of compositions defined by variable proportions of each end
 731 member (Moyen 2020). In this respect, although the Ourilândia SNKs are cogenetic, they were
 732 formed by partial melting from heterogeneous mantle modified by different degrees of
 733 metasomatism. These rocks have high Nb/Y and La/Yb ratios (Figure 12c, Martin et al. 2009),
 734 indicating a melt-modified mantle source similar to the Rio Maria SNK suite. Based on
 735 geochemical modeling, Oliveira et al. (2011) indicated that the Rio Maria SNKs were formed
 736 by 9–14% melting from the mantle metasomatized by 20–30% TTG-type melt at different
 737 depths. On the other hand, using thermodynamic and trace element modeling, Semprich et al.
 738 (2015) suggested that the generation of SNK magmas requires 50–65% partial melting from
 739 mantle metasomatized by 70–50% TTG-type melt, leaving a garnet-free residue. In addition,
 740 they indicate that the P–T conditions of melting vary with the composition of the crust–mantle
 741 mixture; however, within a range of 1100–1250 °C and 2.0–3.2 GPa.

742 To investigate the petrogenesis of the Ourilândia SNKs, the samples NDP-30A
 743 (equigranular granodiorite), NDP-87 (porphyritic granodiorite), NDP-104 (tonalite) and BRM-
 744 49 (quartz monzodiorite) were selected to represent the initial liquid. The metasomatized mantle
 745 source was modeled from a binary mixture between the primitive mantle (Palme and O'Neill,
 746 2014) and a TTG-type tonalitic sample (EDC-10, Santos et al., 2018), while the compositions
 747 of the residual phases were obtained from Moyen et al. (2001) and Rapp et al. (2010). The mass
 748 balance tests based on different mixing proportions between the primitive mantle and TTG-
 749 type melt provided the following results: (i) the equigranular granodiorite can be generated by
 750 18% ($\Sigma R^2 = 0.941$) of equilibrium partial melting from mantle metasomatized by 30% TTG-
 751 type melt (Table 6), leaving a residue composed of orthopyroxene (65.76%), garnet (25.70%)
 752 clinopyroxene (6.74%) and magnetite (1.80%); (ii) the porphyritic granodiorite can be
 753 generated by 29% ($\Sigma R^2 = 0.695$) of equilibrium partial melting from mantle metasomatized by
 754 40% TTG-type melt (Table 7), leaving a residue composed of orthopyroxene (66.04%), garnet
 755 (24.85%) clinopyroxene (7.19%) and magnetite (1.91%); (iii) the tonalite can be generated by
 756 33% ($\Sigma R^2 = 1.046$) of equilibrium partial melting from mantle metasomatized by 40% TTG-
 757 type melt (Table 8), leaving a residue composed of orthopyroxene (68.59%), garnet (23.82%)
 758 clinopyroxene (6.99%) and magnetite (0.60%); and (iv) the quartz monzodiorite can be
 759 generated by 18% ($\Sigma R^2 = 0.02$) of equilibrium partial melting from mantle metasomatized by
 760 20% TTG-type melt (Table 9), leaving a residue composed of orthopyroxene (50.93%), olivine
 761 (22.45%), garnet (15.68%), clinopyroxene (9.22%) and magnetite (1.71%). For each SNK-type
 762 variety, these same proportions of melt and residual phases were tested in trace element
 763 modeling, which provided a good fit (Figure 13b–d). These results indicate that the different
 764 SNK-type granitoids were formed by 18–33% partial melting of subcontinental lithospheric
 765 mantle (SCLM) heterogeneously enriched by 20–40% TTG-type melt. The presence of residual
 766 magnetite is supported by the oxidized nature of these rocks, as discussed in section 5.3.

767 SNK-type inequigranular granitoids show some geological and geochemical
 768 particularities. Heterogranular granodiorite is more evolved than equigranular SNKs and
 769 represents the only SNK variety without varietal hornblende, in addition to being spatially
 770 associated with the BG (Figure 3). Based on Rayleigh mineral fractionation vector modeling,
 771 the origin of these rocks can be explained by fractional crystallization of hornblende and
 772 clinopyroxene from rocks compositionally similar to equigranular granodiorite (Figure 12e–f).
 773 However, some heterogranular granodiorite analyses present ambiguous signatures with
 774 textures and REE patterns typical of SNK-type granodiorite without negative Eu anomalies but

775
776
777**Table 6** – Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the SNK-type equigranular granodiorite from mantle metasomatized by 30% TTG-type melt. Abbreviations: Opx = orthopyroxene, Gt = garnet, Cpx = clinopyroxene, and Mt = magnetite.

	Mantle component	Crustal component	Modeled source	Residue mineralogy				Residue bulk (C _S)	Calculated magma (C _L)	Modeled sample
	Mantle primitive ^a	TTG-type tonalite ^b (EDC-10)	Metasomatized mantle ^c (30% TTG)	Opx ^d	Gt ^d	Cpx ^d	Mt ^e	Total	F = 18% ΣR ² = 0.941	NDP-30A Equigranular ^f granodiorite
<i>Major elements (weight %)</i>										
SiO ₂	45.40	69.90	52.87	56.71	39.71	52.67	0.14	51.05	62.52	62.86
TiO ₂	0.21	0.26	0.23	0.04	0.00	0.07	9.50	0.20	0.46	0.49
Al ₂ O ₃	4.49	15.64	7.86	0.91	21.63	2.83	2.26	6.53	14.68	14.87
Fe ₂ O ₃	8.99	2.22	6.98	5.63	8.39	3.10	86.50	7.66	5.04	5.29
MnO	0.14	0.03	0.11	0.01	0.32	0.08	0.00	0.16	0.04	0.07
MgO	36.77	0.84	26.05	36.93	21.63	17.06	0.56	30.95	4.40	4.46
CaO	3.65	2.47	3.31	0.47	5.70	19.72	0.00	3.17	4.79	4.98
Na ₂ O	0.35	4.58	1.62	0.16	0.03	2.24	0.00	0.27	4.40	3.67
K ₂ O	0.03	3.20	0.98	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	3.68	3.31
<i>Trace elements (ppm)</i>										
Rb	0.61	101.60	30.90						166.62	114.60
Ba	6.85	970.00	295.80						1394.03	867.00
Sr	22.00	355.20	121.96						647.35	556.10
Y	4.13	3.20	3.85						9.22	9.00
Zr	10.30	145.60	50.89						153.39	146.00
Nb	0.60	4.50	1.77						6.61	4.80
La	0.68	35.40	11.10						45.94	28.50
Ce	1.75	54.80	17.67						68.09	55.50
Nd	1.34	21.90	7.51						25.82	21.90
Sm	0.43	2.64	1.10						3.94	3.50
Eu	0.17	0.61	0.30						0.87	0.81
Gd	0.59	1.66	0.91						3.15	2.59
Yb	0.48	0.25	0.41						0.80	0.73
Lu	0.07	0.25	0.12						0.11	0.11
Cr	2520	0.00	1764.00						185.75	225.78
Ni	1860	9.40	1304.82						109.53	96.00

^a Primitive mantle (Palme and O'Neill, 2014).
^b Values from Santos et al. (2018).
^c Original oxide values recalculated to 100%.
^d Values from Rapp et al. (2010).
^e Values from Moyen et al. (2001).

778
779
780
781**Table 7** – Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the SNK-type porphyritic granodiorite from mantle metasomatized by 40% TTG-type melt. Abbreviations: Opx = orthopyroxene, Gt = garnet, Cpx = clinopyroxene, and Mt = magnetite.

	Mantle component	Crustal component	Modeled source	Residue mineralogy				Residue bulk (C _S)	Calculated magma (C _L)	Modeled sample
	Mantle primitive ^a	TTG-type tonalite ^b (EDC-10)	Metasomatized mantle ^c (40% TTG)	Opx ^d	Gt ^d	Cpx ^d	Mt ^e	Total	F = 29% ΣR ² = 0.695	NDP-87 Porphyritic ^f granodiorite
<i>Major elements (weight %)</i>										
SiO ₂	45.40	69.90	55.38	56.71	39.71	52.67	0.14	51.10	66.51	66.79
TiO ₂	0.21	0.26	0.23	0.04	0.00	0.07	9.50	0.22	0.37	0.42
Al ₂ O ₃	4.49	15.64	8.98	0.91	21.63	2.83	2.26	6.37	15.80	15.98
Fe ₂ O ₃	8.99	2.22	6.30	5.63	8.39	3.10	86.50	7.72	3.36	3.58
MnO	0.14	0.03	0.10	0.01	0.32	0.08	0.00	0.15	0.02	0.04
MgO	36.77	0.84	22.47	36.93	21.63	17.06	0.56	30.94	1.99	2.06
CaO	3.65	2.47	3.19	0.47	5.70	19.72	0.00	3.21	3.52	3.68
Na ₂ O	0.35	4.58	2.05	0.16	0.03	2.24	0.00	0.28	5.38	4.98
K ₂ O	0.03	3.20	1.30	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	3.04	2.47
<i>Trace elements (ppm)</i>										
Rb	0.61	101.60	41.00						87.73	67.60
Ba	6.85	970.00	392.11						1234.4	1456.0
Sr	22.00	355.20	155.28						527.51	965.30
Y	4.13	3.20	3.76						7.61	7.50
Zr	10.30	145.60	64.42						153.12	133.70
Nb	0.60	4.50	2.16						4.91	3.60
La	0.68	35.40	14.57						41.96	31.20
Ce	1.75	54.80	22.97						68.38	64.10
Nd	1.34	21.90	9.56						24.81	27.10
Sm	0.43	2.64	1.32						4.10	4.74
Eu	0.17	0.61	0.34						1.01	1.20
Gd	0.59	1.66	1.02						2.76	2.77
Yb	0.48	0.25	0.39						0.67	0.51
Lu	0.07	0.25	0.14						0.07	0.06
Cr	2520	0.00	1512.0						63.9	75.3
Ni	1860	9.40	1119.8						28.4	24.4

^a Primitive mantle (Palme and O'Neill, 2014).
^b Values from Santos et al. (2018).
^c Original oxide values recalculated to 100%.
^d Values from Rapp et al. (2010).
^e Values from Moyen et al. (2001).

782

783
784
785**Table 8** – Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the SNK-type tonalite from mantle metasomatized by 40% TTG-type melt. Abbreviations: Opx = orthopyroxene, Gt = garnet, Cpx = clinopyroxene, and Mt = magnetite.

	Mantle component	Crustal component	Modeled source MM4 (C ₀)	Residue mineralogy				Residue bulk (C _S)	Calculated magma (C _I)	Modeled sample NDP-104
	Mantle primitive ^a	TTG-type tonalite ^b (EDC-10)	Metasomatized mantle ^c (40% TTG)	Opx ^d	Gt ^d	Cpx ^d	Mt ^e	Total	F = 33% ΣR ² = 1.046	Equigranular ^c tonalite
<i>Major elements (weight %)</i>										
SiO ₂	45.40	69.90	55.38	56.71	39.71	52.67	0.14	52.00	63.08	63.42
TiO ₂	0.21	0.26	0.23	0.04	0.00	0.07	9.50	0.09	0.49	0.48
Al ₂ O ₃	4.49	15.64	8.98	0.91	21.63	2.83	2.26	6.12	15.33	15.54
Fe ₂ O ₃	8.99	2.22	6.30	5.63	8.39	3.10	86.50	6.62	6.20	6.48
MnO	0.14	0.03	0.10	0.01	0.32	0.08	0.00	0.15	0.03	0.05
MgO	36.77	0.84	22.47	36.93	21.63	17.06	0.56	31.60	3.77	3.87
CaO	3.65	2.47	3.19	0.47	5.70	19.72	0.00	3.12	3.80	4.03
Na ₂ O	0.35	4.58	2.05	0.16	0.03	2.24	0.00	0.28	4.11	3.33
K ₂ O	0.03	3.20	1.30	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	3.19	2.81
<i>Trace elements (ppm)</i>										
Rb	0.61	101.60	41.00						123.47	213.30
Ba	6.85	970.00	392.11						1104.61	544.00
Sr	22.00	355.20	155.28						462.04	473.70
Y	4.13	3.20	3.76						7.27	9.30
Zr	10.30	145.60	64.42						143.77	124.80
Nb	0.60	4.50	2.16						6.14	6.80
La	0.68	35.40	14.57						38.44	35.10
Ce	1.75	54.80	22.97						68.50	68.50
Nd	1.34	21.90	9.56						25.97	27.60
Sm	0.43	2.64	1.32						3.67	4.72
Eu	0.17	0.61	0.34						0.89	1.30
Gd	0.59	1.66	1.02						2.53	3.08
Yb	0.48	0.25	0.39						0.89	0.89
Lu	0.07	0.25	0.14						0.13	0.11
Cr	2520	0.00	1512.0						222.2	164.2
Ni	1860	9.40	1119.8						111.7	64.0

^a Primitive mantle (Palme and O'Neill, 2014).^b Values from Santos et al. (2018).^c Original oxide values recalculated to 100%.^d Values from Rapp et al. (2010).^e Values from Moyen et al. (2001).

786

787
788
789**Table 9** – Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the SNK-type quartz monzodiorite from mantle metasomatized by 20% TTG-type melt. Abbreviations: Opx = orthopyroxene, Gt = garnet, Cpx = clinopyroxene, and Mt = magnetite.

	Mantle component	Crustal component	Modeled source MM2 (C ₀)	Residue mineralogy					Residue bulk (C _S)	Calculated magma (C _I)	Modeled sample BRM-49
	Mantle primitive ^a	TTG-type tonalite ^b (EDC-10)	Metasomatized mantle ^c (20% TTG)	Opx ^d	Ol ^d	Gt ^d	Cpx ^d	Mt ^e	Total	F = 18% ΣR ² = 0.02	Equigranular ^c quartz monzodiorite
<i>Major elements (weight %)</i>											
SiO ₂	45.40	69.90	50.38	56.71	39.84	39.71	52.67	0.14	48.75	57.62	57.62
TiO ₂	0.21	0.26	0.22	0.04	0.01	0.00	0.07	9.50	0.19	0.49	0.52
Al ₂ O ₃	4.49	15.64	6.73	0.91	0.00	21.63	2.83	2.26	4.25	17.77	17.78
Fe ₂ O ₃	8.99	2.22	7.65	5.63	9.41	8.39	3.10	86.50	8.05	5.86	5.86
MnO	0.14	0.03	0.12	0.01	0.01	0.32	0.08	0.00	0.13	0.09	0.09
MgO	36.77	0.84	29.62	36.93	52.49	21.63	17.06	0.56	35.30	4.48	4.49
CaO	3.65	2.47	3.42	0.47	0.03	5.70	19.72	0.00	3.02	5.16	5.15
Na ₂ O	0.35	4.58	1.20	0.16	0.00	0.03	2.24	0.00	0.30	5.51	5.58
K ₂ O	0.03	3.20	0.66	0.01	0.03	0.01	0.02	0.00	0.02	3.01	2.89
<i>Trace elements (ppm)</i>											
Rb	0.61	101.60	20.80							63.25	52.40
Ba	6.85	970.00	199.48							1019.34	1229.00
Sr	22.00	355.20	88.64							476.76	812.00
Y	4.13	3.20	3.94							12.15	12.10
Zr	10.30	145.60	37.36							150.13	157.50
Nb	0.60	4.50	1.38							5.57	6.10
La	0.68	35.40	7.63							36.13	39.10
Ce	1.75	54.80	12.36							66.65	62.60
Nd	1.34	21.90	5.45							23.24	24.20
Sm	0.43	2.64	0.88							3.78	3.85
Eu	0.17	0.61	0.26							0.86	0.89
Gd	0.59	1.66	0.80							2.97	2.97
Yb	0.48	0.25	0.43							1.02	0.90
Lu	0.07	0.25	0.11							0.13	0.15
Cr	2520	0.00	2016.0							265.7	273.7
Ni	1860	9.40	1489.9							109.8	106.0

^a Primitive mantle (Palme and O'Neill, 2014).^b Values from Santos et al. (2018).^c Original oxide values recalculated to 100%.^d Values from Rapp et al. (2010).^e Values from Moyen et al. (2001).

790

791 plot in most diagrams with a composition similar to that of crust-derived equigranular
 792 monzogranite (cf. [Silva et al., 2018](#)). This signature combined with field observations indicates
 793 that the magmas that gave rise to the heterogranular granodiorite were fragmented into large
 794 enclaves in the BG batholith (Figure 3), which suggests interaction and contemporaneity during
 795 granitic and SNK magma emplacement. Meanwhile, the SNK-type porphyritic granodiorite
 796 shows evidence of a more complex evolution involving cumulate processes (Figure 6f).

797 5.1.2.2 Mafic enclaves and quartz diorite

798 The mafic enclaves and (quartz) diorite have distinct petrogenetic histories and do not
 799 define a fractional crystallization series with the other SNK varieties. They plot in the high-K
 800 mafic source field (Figure 12a; [Laurent et al. 2014a](#)) with subordinate variations in the
 801 metasedimentary source and low-K mafic source fields. These rocks have low Nb/Y and La/Yb
 802 ratios, which indicate an origin involving partial melting of fluid-metasomatized mantle (Figure
 803 12c; [Martin et al. 2009](#)), similar to modern arc magmas (basalt-andesite-dacite-rhyolite –
 804 BADR). The several mingling features observed between the mafic enclaves and host granitoids
 805 attest to their contemporaneity and indicate interaction between felsic and mafic SNK magmas
 806 during their ascent and emplacement. In the source discriminant diagram of [Heilimo et al.](#)
 807 [\(2010\)](#) (Figure 12d), the quartz diorite and mafic enclaves plot in the high-HREE TTG field,
 808 indicating a shallow non-garnet-controlled source. In comparison, the granodiorites and quartz
 809 monzodiorites plot in the Karelian SNK field, and the tonalites plot in the low-HREE TTG
 810 field, indicating a garnet-controlled source at greater depths. Thus, (quartz) diorite and mafic
 811 enclaves were formed from fluid-metasomatized mantle at lower depths outside the garnet
 812 stability zone, while granodiorites, tonalites and quartz monzodiorites were generated from
 813 TTG-type melt-metasomatized mantle in the garnet stability zone, as demonstrated by
 814 geochemical modeling results.

815 5.1.3 HKCA granodiorite-granite (high-Ti SNK)

816 5.1.3.1 High-Ti porphyritic granodiorite

817 The high-Ti granodiorite plots in the high-K mafic source field (Figure 12a; [Laurent et](#)
 818 [al., 2014a](#)), which is ascribed to partial melting of enriched mantle. The source discriminant
 819 diagram based on biotite compositions (Figure 12b; [Zhao et al., 2012](#)) plots in the crust-mantle
 820 mixed source field close to the crustal source field, indicating a greater contribution from crustal
 821 components in relation to the SNK source. In the discriminant diagram of mantle metasomatism
 822 agents ([Martin et al., 2009](#)), the high-Ti granodiorite plots in the melt-modified mantle source
 823 field (Figure 12c) and was generated by a shallower source than the SNKs, as evidenced by
 824 their lower (La/Yb)_N ratios (Table 3). The low to moderate Mg# and high Fe* values of these
 825 rocks (e.g., Figure 10b) are unusual for mantle-derived rocks; however, this may be due to a
 826 greater degree of enrichment in the mantle or can be assigned to subsequent mixing with crust-
 827 derived magmas, as well as assimilation of older crustal lithologies.

828 To investigate the hypothesis that the high-Ti granodiorite is derived from the enriched
 829 mantle, a sample (NLD-15B; titanite-biotite granodiorite) was selected as representative of the
 830 initial liquid. The metasomatized mantle source was previously modeled from a binary mixture
 831 between the primitive mantle ([Palme and O'Neill, 2014](#)) and a TTG-type tonalitic sample
 832 (EDC-10, [Santos et al., 2018](#)). The compositions of the residual phases were obtained from
 833 [Moyen et al. \(2001\)](#) and [Rapp et al. \(2010\)](#). In this respect, we performed mass balance tests
 834 with different mixing proportions between the mantle and crustal components, which provided
 835 good results for the generation of the high-Ti granodiorite for a degree of melting = 30% (ΣR^2
 836 = 0.023) from mantle metasomatized by 40% TTG-type melt (Table 10), leaving a residue

837 composed of orthopyroxene (44.67%), olivine (28.50%) plagioclase (20.35%), clinopyroxene
 838 (4.21%) and magnetite (2.26%). These same proportions of melt and residual minerals were
 839 tested in the trace element modeling, which provided a good fit for compatible elements (Ni
 840 and Cr) and for Rb; however, different from SNK *s.s.* (section 5.1.2.1), the model was not able
 841 to explain all the enrichment of HFSEs, as well as Ba and Sr, observed in the reference sample
 842 (Figure 13e). This means that the mantle metasomatized only by a TGG-type melt does not
 843 generate all the characteristics of the trace elements in the high-Ti granodiorite. The
 844 participation of sediments, fluids and/or asthenospheric material in the source could explain the
 845 enrichment in HFSEs of these rocks, as discussed by Halla (2005), Laurent et al. (2014b),
 846 Moyen et al. (2020), and references therein.

847 5.1.3.2 Heterogranular monzogranite

848 The heterogranular monzogranite plots on the boundary between high-K mafic and
 849 tonalitic source fields (Figure 12a; Laurent et al., 2014a), showing a transitional composition
 850 between equigranular monzogranite and high-Ti porphyritic granodiorite. This compositional
 851 behavior indicates a hybridization process, which is reinforced by field observations suggesting
 852 mingling relations (e.g., Figure 6b–c) and microstructures indicating compositional
 853 disequilibrium (e.g., Figure 7j). Thus, based on incompatible trace element modeling (Figure
 854 13f), we propose a hybrid origin for the magmas that gave rise to heterogranular monzogranite
 855 from binary mixing between 60% metasomatized mantle-derived magmas (high-Ti
 856 granodiorite) and 40% crust-derived magmas (equigranular monzogranite).

857 **Table 10** – Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the
 858 high-Ti granodiorite from mantle metasomatized by 40% TGG-type melt. Abbreviations: Opx = orthopyroxene, Ol = olivine,
 859 Pl = plagioclase, Cpx = clinopyroxene, and Mt = magnetite.
 860

	Mantle component	Crustal component	Modeled source MM4 (C _O)	Residue mineralogy					Residue bulk (C _S)	Calculated magma (C _L)	Modeled sample NLD-15B
				Opx ^d	Ol ^d	Pl	Cpx ^d	Mt ^e			
	Mantle primitive ^a	TTG-type tonalite ^b (EDC-10)	Metasomatized mantle ^c (40% TTG)	44.67%	28.50%	20.35%	4.21%	2.26%	99.98%	ΣR ² = 0.023	Porphyritic ^c granodiorite
<i>Major elements (weight %)</i>											
SiO ₂	45.40	69.90	55.38	56.71	39.84	54.41	52.67	0.14	49.71	68.46	68.45
TiO ₂	0.21	0.26	0.23	0.04	0.01	0.03	0.07	9.50	0.25	0.48	0.61
Al ₂ O ₃	4.49	15.64	8.98	0.91	0.00	27.61	2.83	2.26	6.26	15.27	15.27
Fe ₂ O ₃	8.99	2.22	6.30	5.63	9.41	0.00	3.10	86.50	7.23	4.09	4.07
MnO	0.14	0.03	0.10	0.01	0.01	0.00	0.08	0.00	0.07	0.07	0.03
MgO	36.77	0.84	22.47	36.93	52.49	0.06	17.06	0.56	31.78	0.94	0.94
CaO	3.65	2.47	3.19	0.47	0.03	11.60	19.72	0.00	3.45	2.58	2.58
Na ₂ O	0.35	4.58	2.05	0.16	0.00	5.12	2.24	0.00	1.22	3.80	3.72
K ₂ O	0.03	3.20	1.30	0.01	0.03	0.00	0.02	0.00	0.01	4.31	4.33
<i>Trace elements (ppm)</i>											
Rb	0.61	101.60	41.00							129.03	117.70
Ba	6.85	970.00	392.11							1268.8	2877.0
Sr	22.00	355.20	155.28							299.89	513.30
Y	4.13	3.20	3.76							11.49	26.70
Zr	10.30	145.60	64.42							209.58	455.00
Nb	0.60	4.50	2.16							7.15	17.70
La	0.68	35.40	14.57							47.69	124.60
Ce	1.75	54.80	22.97							74.72	241.60
Nd	1.34	21.90	9.56							31.00	81.20
Sm	0.43	2.64	1.32							4.20	11.41
Eu	0.17	0.61	0.34							1.08	1.92
Gd	0.59	1.66	1.02							3.19	8.15
Yb	0.48	0.25	0.39							1.19	2.07
Lu	0.07	0.25	0.14							0.35	0.30
Cr	2520	0.00	1512							32.95	20.53
Ni	1860	9.40	1120							7.66	11.40

^a Primitive mantle (Palme and O'Neill, 2014).

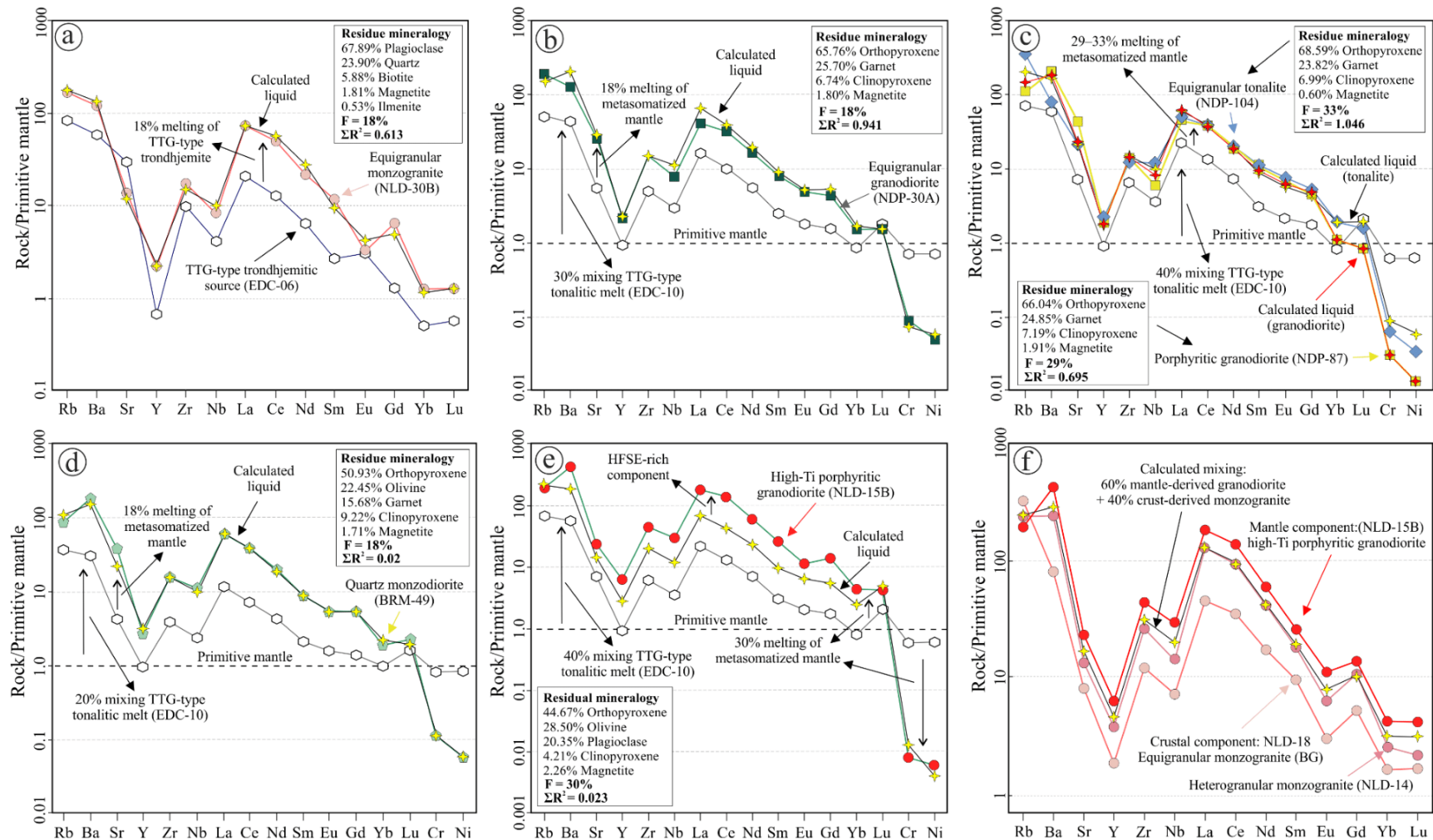
^b Values from Santos et al. (2018).

^c Original oxide values recalculated to 100%.

^d Values from Rapp et al. (2010).

^e Values from Moyen et al. (2001).

861



862
863
864
865
866

Figure 13 – Trace element modeling for the generation of the potassic granites and SNKs from the Ourilândia plutonic complex. Potassic granites: (a) Equigranular monzogranite; (b) high-Ti porphyritic granodiorite; (c) heterogranular monzogranite. SNKs: (d) equigranular granodiorite; (e) porphyritic granodiorite and equigranular tonalite; (f) equigranular quartz monzodiorite. Normalization values from the primitive mantle (Palme and O'Neill, 2014). The compositions of whole-rock and residue minerals involved in the equilibrium partial melting models are shown in Tables 5–10.

867 5.1.4 TTG-type granitoids

868 Porphyritic trondhjemite and tonalitic xenolith plot in the low-K mafic source field
 869 (Figure 12a; [Laurent et al. 2014a](#)), indicating a source with a composition similar to that of
 870 tholeiitic basalts. The trondhjemite and tonalitic xenolith have low-HREE TTG affinity (Figure
 871 12d), indicating a garnet-bearing source. The higher Mg# values and Ni contents observed in
 872 the porphyritic trondhjemite than in the tonalitic xenolith are interpreted as evidence of mixing
 873 between trondhjemitic and mafic magmas. Based on trace element modeling, [Silva et al. \(2018\)](#)
 874 demonstrated that the formation of the trondhjemite can be explained by mixing between TTG-
 875 type trondhjemitic melt (70–80%) and mantle-derived melt (20–30%) with a composition
 876 similar to that of SNK-type quartz diorite. In turn, the tonalitic xenolith shows a signature
 877 similar to that of the typical TTGs and can be a product of partial melting from LILE-enriched
 878 metabasalts in the garnet stability zone.

879 5.2 SIGNIFICANCE OF ZIRCON U–Pb SHRIMP AGES

880 In previous studies, the geochronological knowledge of the Ourilândia do Norte area
 881 was restricted to single-zircon Pb evaporation ([Avelar et al., 1999](#); [Santos et al., 2013](#)). In this
 882 respect, [Avelar et al. \(1999\)](#) provided a crystallization age of 2852 ± 16 Ma for a
 883 “metagranodiorite” sample correlated to the Rio Maria granodiorite. Using the same dating
 884 method, [Santos et al. \(2013\)](#) obtained ages of 2875 ± 2 Ma and 2884 ± 3 Ma for two
 885 granodioritic samples also correlated to Rio Maria granodiorite (see Figure 2), redefined here
 886 as part of the Ourilândia SNKs.

887 The data evaluation from the BG allowed us to distinguish four populations of zircons
 888 (A, B, C and D). (i) Population D provided a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean age of 2881 ± 10 Ma,
 889 interpreted as magmatic crystallization age, which is in accordance with the regional ages of
 890 the BGs (Table 1). (ii) Population C yielded a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean age of 2934 ± 21 Ma,
 891 interpreted as the crystallization age of this population. These zircon crystals are larger than the
 892 2.88 Ga crystals and show rims with complex overgrowth patterns (Figure 11a). Geochemical
 893 modeling tests indicate a source similar to the 2.93 Ga TTG-type trondhjemites from the Água
 894 Azul do Norte area (section 5.1.1; Figure 13a). Thus, based on textural differences, regional
 895 geochronological data and geochemical modeling tests, the population C zircons are interpreted
 896 as crystals inherited from a 2.93 Ga trondhjemitic crustal source. (iii) Populations A and B
 897 provided $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean ages of 3040 ± 40 Ma and 2976 ± 09 Ma, which are
 898 interpreted as their respective crystallization ages. These zircon crystals show overgrowth rims
 899 and are larger than those of 2.88 Ga population (Figure 11a). These ages are correlated to the
 900 preexisting crust (Figure 2) and can be interpreted as zircon xenocrystals incorporated from the
 901 country rocks during magma ascent and emplacement. This is a preliminary interpretation
 902 supported by the regional data and presence of overgrowth rims; however, to confirm this
 903 hypothesis, a future study with Hf isotope data acquisition for different zircon populations is
 904 necessary.

905 For the SNK-type granodiorite, the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean age of 2886 ± 14 Ma
 906 (Figure 11b) was interpreted as the age of magmatic crystallization, coeval with the granitic
 907 magma emplacement, which can be supported by the field relations among these rocks (section
 908 4.1.3). This age is also in agreement with the single-zircon Pb evaporation dating performed in
 909 the region ([Santos et al., 2013](#)). On the other hand, our results indicate a crystallization age 30
 910 Ma older than that provided by [Avelar et al. \(1999\)](#). In addition, one spot (7.1) provided a
 911 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 3067 ± 14 Ma, and two analyses provided an upper intercept age of $2922 \pm$
 912 43 Ma. These ages, within the 2σ error, can be considered coeval with those provided by

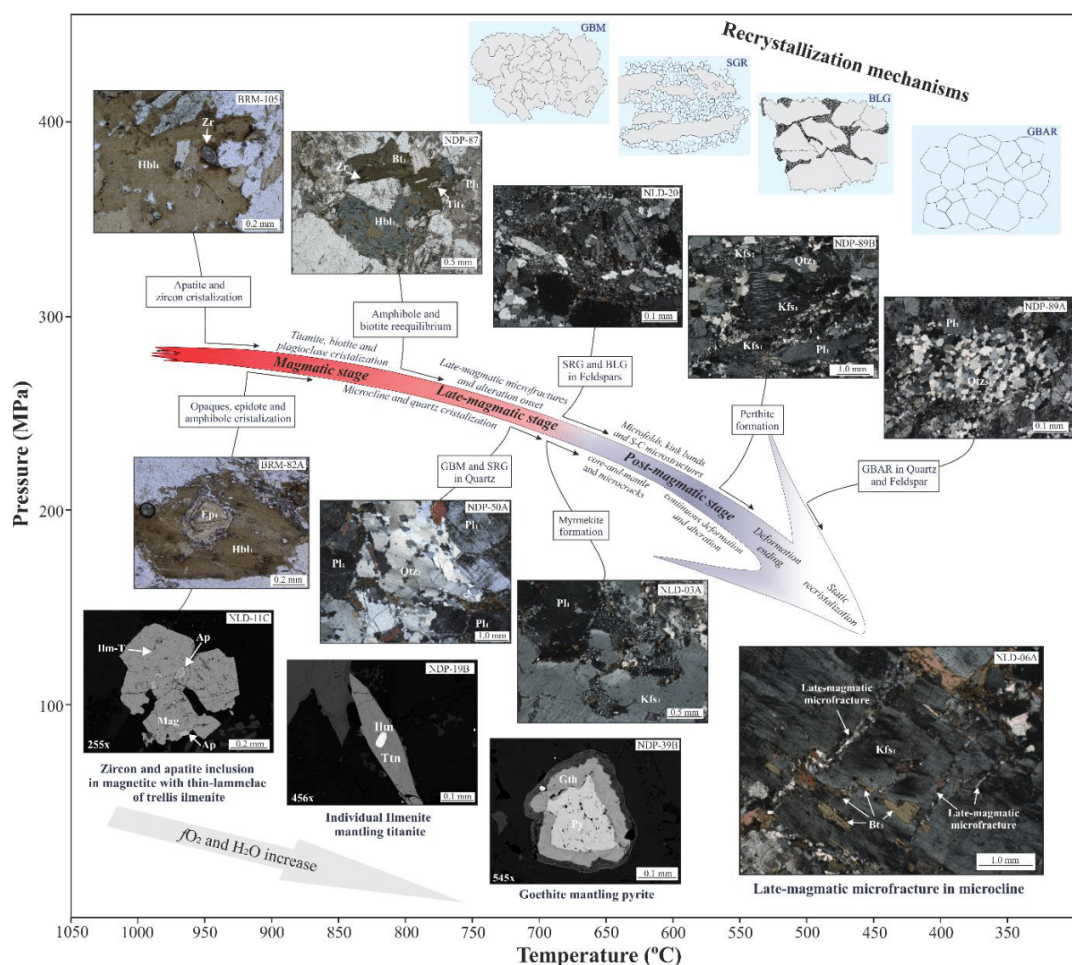
913 populations A and C (respectively) identified in the BG. As SNKs are derived from a zircon-
 914 free mantle source (section 5.1.2), these older zircons (3.07 and 2.92 Ga) are best interpreted as
 915 xenocrystals assimilated from the crust (during magmatic rise). Meanwhile, for the crust-
 916 derived BG, the population C zircons were interpreted as crystals inherited from its 2.93 Ga
 917 TTG-type source and the population A zircons are xenocrystals, as previously discussed. It is
 918 noteworthy that [Avelar et al. \(1999\)](#) obtained a minimum age of ~2.86 Ga for the formation of
 919 greenstone belts from the Tucumã-Gradaús group (Figure 2; Table 1). However, our results
 920 imply an older minimum age for this group (> 2.88 Ga), given that it is intruded by the studied
 921 SNKs (Figure 3).

922 Therefore, in relation to previous studies, zircon U–Pb data provided more robust
 923 geochronological constraints, with the identification of different populations of zircons, which
 924 indicate contemporaneity between the 2.88 Ga BG and SNK from the Ourilândia plutonic
 925 complex. These results combined with the petrogenetic history of these rocks suggest that ~2.88
 926 Ga represents the main period of crustal growth in the Ourilândia area, with emplacement of
 927 juvenile magmas and significant crustal reworking.

928 5.3 CRYSTALLIZATION AND DEFORMATION CONDITIONS

929 The mineralogy and geochemistry of igneous rocks are closely related to variations in
 930 temperature, pressure, oxygen fugacity (fO_2) and volatile contents during magma evolution
 931 ([Nedelec and Bouchez, 2015](#)). Meanwhile, the nature, shape and internal structure of plutons
 932 combined with the microstructural and structural patterns of wallrocks can provide valuable
 933 information about the emplacement and deformation of plutonic rocks ([Passchier and Trouw,](#)
 934 [2005](#)). For the Ourilândia plutonic complex, [Nascimento et al. \(2021\)](#) classified silicates and
 935 Fe-Ti oxides based on mineral chemistry data and estimated their crystallization conditions (T,
 936 P, fO_2 and xH_2O) using available geothermobarometers, while [Santos and Oliveira \(2016\)](#) and
 937 [Silva et al. \(2018\)](#) interpreted the syntectonic nature of these rocks based on field and
 938 microstructural observations. In this paper, we propose a P–T path that synthesizes and
 939 integrates major information about the crystallization and deformation conditions (Figure 14).

940 Geochemical data indicate that the Ourilândia plutonic complex was formed from
 941 different sources and depths, ranging from enriched mantle (SNKs and high-Ti granodiorite) to
 942 continental crust (BG), mantle-crust mixtures (heterogranular monzogranite) and oceanic crust
 943 (TTG-type granitoids). However, the rocks studied do not significantly differ in terms of
 944 emplacement depth and deformation history, which allows inference of a single schematic P–
 945 T path for these rocks (Figure 14). Based on a whole-rock apatite saturation geothermometer,
 946 [Nascimento et al. \(2021\)](#) estimated liquidus temperatures > 800 °C for the magmas that gave
 947 rise to the Ourilândia granitoids, reaching 959 °C in the high-Ti granodiorite, whereas solidus
 948 temperatures were estimated to range from 785 to 738 °C for SNKs, yielded by
 949 geothermometers based on amphibole compositions. Emplacement pressures ranging from 300
 950 to 80 MPa were estimated from Al-in-amphibole geobarometers in the SNKs. For the BG and
 951 HKCA, it was not possible to estimate the emplacement pressures; however, our field
 952 observations and geochronological results indicate that the BG, HKCA and SNK are coeval
 953 (~2.88 Ga). Thus, the magmas that produced the 2.88 Ga BG, HKCA and SNKs were
 954 contemporaneously crystallized at similar depths in the upper crust (300–80 MPa). The Fe/(Fe
 955 + Mg) ratios of biotite, amphibole and whole-rock samples indicate high fO_2 for the BG, HKCA
 956 and SNK, mostly above the nickel-nickel oxide (NNO) buffer ranging from +1.0 to +1.8.
 957 Meanwhile, the TTG-type trondhjemite provided less oxidized conditions ($-0.03 < NNO <$
 958 $+1.0$). [Nascimento et al. \(2021\)](#) assumed higher water contents for SNKs (> 5%) in relation to
 959 the other granitoids studied (< 4%).



960
961
962
963
964
965
966
967

Figure 14 – Schematic P-T path for the Ourilândia plutonic complex. It is based on geothermobarometric data (mineral chemistry and whole-rock samples; Nascimento et al., 2021) and microstructural observations of silicates and opaque minerals. The dynamic recrystallization microstructures indicate that feldspars were recrystallized by BLG and SGR and quartz by GBM and SGR, suggesting that the deformation ended at temperatures above 500 °C. Polygonal microstructures in quartz and feldspar indicate GBAR activation and suggest that static recrystallization occurred after deformation at ~500 °C. Dynamic recrystallization mechanisms: GBM = grain boundary migration; SGR = subgrain rotation; BLG = bulging; and main static recrystallization mechanism: GBAR = grain boundary area reduction.

968
969
970
971
972
973
974
975
976
977
978
979
980
981

The Ourilândia granitoids have a secondary mineral paragenesis composed of sericite, epidote, chlorite, titanite, ilmenite, pyrite and chalcopyrite, which are interpreted as products of hydration reactions under cooling conditions (Silva et al., 2018; Nascimento et al., 2021). Recrystallization microstructures, deformation twinning, myrmekites, kink bands and other deformation features are common (section 4.2.2; Figure 14). The dynamic recrystallization microstructures in quartz and feldspars indicate that deformation occurred at temperatures above 500 °C and at a relatively low strain rate (Passchier and Trouw, 2005, and references therein), while the presence of polygonal microstructures indicates the occurrence of post-deformational static recrystallization at ~500 °C, compatible with the high greenschist to low amphibolite facies (P and T range). This result is consistent with the presence of feldspar microfractures filled by residual minerals, indicating deformation in the presence of melt at a temperature close to the solidus, which confirms the syntectonic nature and cooling history of the granitoids studied. Temperatures < 785 °C obtained by amphibole geothermometers are interpreted as close to the solidus and understood to result from compositional amphibole re-

982 equilibration during deformation-assisted late- to post-magmatic cooling (Nascimento et al.,
 983 2021). This interpretation allows the exclusion of increasing P–T conditions for these rocks and
 984 indicates that they experienced ductile deformation without metamorphism. However, the role
 985 of the deformation in this re-equilibration is unknown since a lower temperature and the
 986 presence of water should be sufficient to enable this process, which can occur even in
 987 anorogenic granites.

988 5.4 CONSIDERATIONS ON REGIONAL TECTONIC COMPARTMENTALIZATION

989 The Ourilândia plutonic complex is located at the boundary between the Rio Maria
 990 domain and the Canaã dos Carajás terrane (Figure 1c), both of which have distinct lithologies
 991 and structural patterns. Previous studies have associated the SNKs from the Ourilândia area
 992 with the Rio Maria SNK suite (Avelar et al., 1999, Santos et al., 2013, Santos and Oliveira,
 993 2016), suggesting that the Ourilândia crust is correlated to the Rio Maria domain. Furthermore,
 994 the Rio Maria domain is considered a typical granite-greenstone terrane formed predominantly
 995 by TTGs (Almeida et al., 2011) with subordinate occurrences of SNKs (Oliveira et al., 2011)
 996 and BG (Almeida et al., 2013), which differ from the Ourilândia area.

997 On the other hand, the Canaã dos Carajás crust resembles the Ourilândia do Norte crust
 998 in the E–W to NE–SW structural pattern and lithologic associations characterized by scarcity
 999 of TTGs, dominance of BGs and occurrence of charnockites. Nonetheless, although SNKs have
 1000 not been identified in the Canaã dos Carajás area, Feio et al. (2013) described the Campina
 1001 Verde tonalitic complex (2.88–2.85 Ga) (Table 1) as hornblende-bearing tonalite to
 1002 granodiorite with subordinate diorite and monzogranite, which define an expanded calc-
 1003 alkaline series. In particular, these granitoids show similar ages and geochemical affinities akin
 1004 to the SNKs from the Ourilândia complex (e.g., Figure 9e and 10a).

1005 The information presented here is not conclusive in relation to the compartmentalization
 1006 of the Carajás province; however, the evidence establishes some constraints and allows several
 1007 preliminary conclusions. Based on the revision of the structural patterns and lithological
 1008 associations identified in the Ourilândia crust, we correlate it to the Canaã dos Carajás terrane
 1009 instead of the Rio Maria domain, as suggested in previous works (Avelar et al., 1999; Santos et
 1010 al., 2013, Santos and Oliveira, 2016). The Nd isotope results between the Rio Maria and Carajás
 1011 domains, presented by Feio et al. (2013), indicate that the evolution of the Carajás domain
 1012 started at 3.2 Ga, with contributions from older crust than the Rio Maria domain ($Nd-T_{DM} > 3.0$
 1013 Ga). In an alternative proposal, the Ourilândia crust could be interpreted as an accommodation
 1014 zone of non-cogenetic magmas marking a regional discontinuity between such domains.

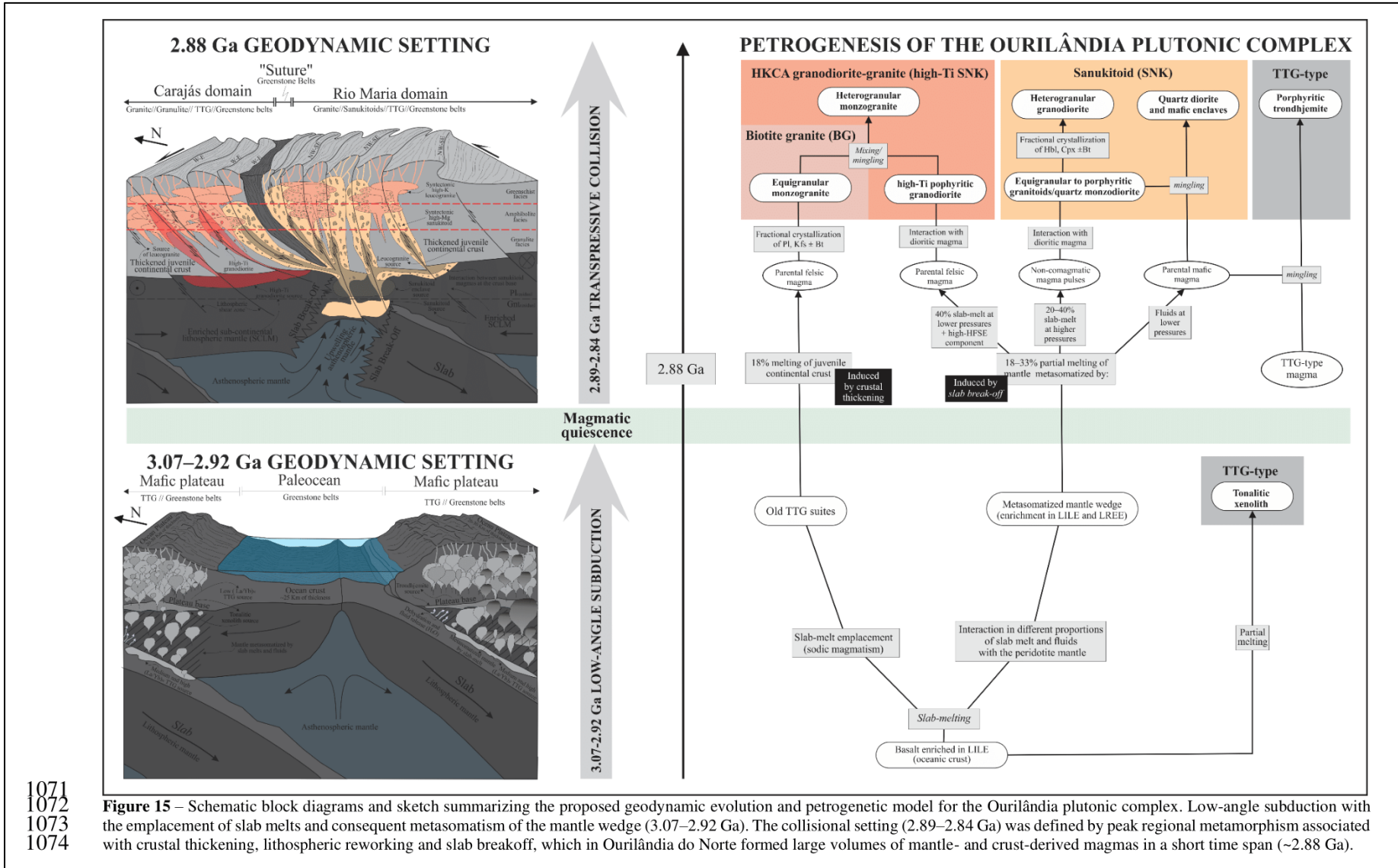
1015 5.5 GEODYNAMIC SIGNIFICANCE

1016 Several works have suggested that subduction began at times that range from the Hadean
 1017 to the Neoproterozoic, and its role in the origin of the crust has been a matter of intense debate
 1018 (Stern, 2005; Condie and Kröner, 2008; Hawkesworth et al., 2020). The Archean geological
 1019 record is fundamental to understanding this issue, and two main geodynamic models have been
 1020 proposed: stagnant lid tectonics and mobile lid tectonics (Palin et al., 2020, and references
 1021 therein). These endmember models have been given various names in recent decades, such as
 1022 sagduction vs. subduction and plume-related vertical tectonics vs. subduction-related horizontal
 1023 tectonics, in addition to variations such as drip tectonics and dripduction (Van Kranendonk et
 1024 al., 2007; Moyen and Laurent, 2018 and references therein). There is a consensus that stagnant
 1025 lid tectonics preceded mobile lid tectonics in early Earth history and that the nucleation of
 1026 primitive continents probably occurred above overturning and upwelling zones, which allowed
 1027 reworking at the base of mafic plateaus, delamination processes and coupled development of
 1028 continental crust and SCLM (Bédard, 2018, and references therein).

1029 The absence in the Archean geologic record of blueschist, eclogite and true ophiolitic
1030 sequences combined with dome-and-keel architecture, which are typical of many granite-
1031 greenstone terranes, are the main arguments against the operation of subduction during the
1032 Archean (e.g., [Stern, 2005](#)). However, the lack of complete ophiolitic sequences can be
1033 explained by the greater thickness of the Archean oceanic crust, in which only the volcanic
1034 portion was obducted, whereas the absence of blueschists and eclogites can be understood by
1035 the steeper subduction geotherm and lower exhumation rate ([Condie and Kröner, 2008](#)).
1036 Additional arguments that suggest subduction in the Archean record include the occurrence of
1037 mafic and felsic rocks with arc-related signatures and compressional deformation evidence,
1038 which are consistent with the operation of horizontal tectonics at least from the end of the
1039 Archean (e.g., [Marangoanha et al., 2019](#); [Silva et al., 2021](#)). Furthermore, although vertical
1040 tectonics has long been viewed as the antithesis of plate tectonics, this is a false dichotomy; the
1041 two tectonic styles are not mutually exclusive, and evidence for coeval vertical and horizontal
1042 tectonics has been recognized in the Archean record (e.g., [Lin, 2005](#)).

1043 In the Carajás province, most previous works indicate that plate tectonics have been
1044 operating since the Mesoarchean ([Machado et al., 1991](#); [Santos, 2003](#); [Leite et al. 2004](#);
1045 [Almeida et al., 2011](#); [Silva et al., 2018](#); [Tavares et al., 2018](#); [Marangoanha et al., 2019](#); [Silva et
1046 al., 2021](#)). [Moyen \(2020\)](#) indicates that a granite-based tectonic interpretation is not an easy
1047 investigation and requires at least two steps, each with its own uncertainties: (i) identify the
1048 possible source and evolution condition of the rocks in consideration; and (ii) discuss which
1049 tectonic setting is more likely to produce the right geometry and thermal state. In other words,
1050 it is necessary to place the appropriate source under suitable P–T conditions. In this paper, we
1051 propose a tectono-magmatic model to explain the geodynamic evolution and petrogenesis of
1052 the different varieties from the Ourilândia plutonic complex (Figure 15). The diversity,
1053 geometry, contemporaneity, deformation aspects and geochemical signatures of these rocks are
1054 better explained by subduction operating since the Mesoarchean. This setting presents a more
1055 suitable geometry for the generation of the magmas that gave rise to these rocks, especially
1056 those derived from the previously enriched mantle, such as SNKs. This hypothesis is reinforced
1057 by interpretations of crustal growth curves, where the inflection at ~3 Ga indicates a relative
1058 reduction in crustal growth attributed to an increase in the destruction rates of continental crust
1059 by subduction ([Hawkesworth et al., 2020](#), and references therein).

1060 Therefore, the formation of the magmas that produced the Ourilândia plutonic complex
1061 is better explained by subduction-related tectonics. Thus, (i) the first setting (3.07–2.92 Ga)
1062 featured low-angle subduction with episodic emplacement of slab melts (TTG-type magma)
1063 and consequent metasomatism of the mantle wedge; and (ii) the second setting (2.89–2.84 Ga)
1064 was characterized by a transpressive collision defined by peak regional metamorphism
1065 ([Marangoanha et al., 2019](#); [Silva et al., 2021](#)) and associated with crustal thickening and
1066 lithospheric reworking triggered by slab breakoff and asthenospheric upwelling, which
1067 generated large volumes of mantle- and crust-derived magmas in a short time span (~2.88 Ga).
1068 Our results also indicate that the ascent and emplacement of the Ourilândia magmas were
1069 conditioned by shear zones acting as conduits for the transport and interaction of non-cogenetic
1070 magmas under high to intermediate oxidation conditions.



1071
1072
1073
1074

Figure 15 – Schematic block diagrams and sketch summarizing the proposed geodynamic evolution and petrogenetic model for the Ourilândia plutonic complex. Low-angle subduction with the emplacement of slab melts and consequent metasomatism of the mantle wedge (3.07–2.92 Ga). The collisional setting (2.89–2.84 Ga) was defined by peak regional metamorphism associated with crustal thickening, lithospheric reworking and slab breakoff, which in Ourilândia do Norte formed large volumes of mantle- and crust-derived magmas in a short time span (~2.88 Ga).

1075 6 CONCLUSIONS

- 1076 ▪ The term “Ourilândia plutonic complex” is proposed to refer to Mesoarchean granitoids and
 1077 associated rocks from the Ourilândia do Norte area, represented by diverse 2.88 Ga
 1078 syntectonic magmatism that produced interdigitated BG and SNK batholiths with
 1079 subordinate HKCA granodiorite-granite (high-Ti SNK) and TTG-type granitoids. (i) The
 1080 BG is represented by equigranular monzogranite, which shows affinity with Xinguara-type
 1081 granites from the Carajás province and with BGs from other Archean terranes. (ii) The SNKs
 1082 are composed of granodiorites (equigranular, heterogranular and porphyritic), tonalite,
 1083 quartz monzodiorite, quartz diorite and mafic enclaves. These rocks show geochemical
 1084 affinity with SNK units from the Carajás province and other Archean terranes, despite
 1085 having some peculiarities, such as rocks related to the tonalitic calc-alkaline series, which
 1086 are not identified in the Rio Maria SNKs. (iii) The HKCA granodiorite-granite group is
 1087 represented by high-Ti porphyritic granodiorite and heterogranular monzogranite, which
 1088 show affinity with the Closepet-type and Matok-type granites. (iv) TTG-type granitoids are
 1089 composed of tonalitic xenoliths and a porphyritic trondhjemite stock. Based on the
 1090 lithological associations and structural pattern, we propose to insert these rocks in the Canaã
 1091 dos Carajás terrane instead of the Rio Maria domain.
- 1092 ▪ The BG can be formed by 18% melting from TGG-type trondhjemite under relatively
 1093 oxidizing conditions, leading to a residual mineralogy composed of plagioclase, quartz,
 1094 biotite, magnetite and ilmenite.
- 1095 ▪ The SNK-type granitoids and quartz monzodiorite are derived directly from the mantle
 1096 enriched by different degrees of metasomatism and partial melting. They can be generated
 1097 by 18–33% melting from mantle previously enriched by 20–40% TTG-type melt in the
 1098 garnet stability zone under relatively oxidizing conditions, leaving a residue composed of
 1099 orthopyroxene, clinopyroxene, garnet ± olivine and magnetite. On the other hand, quartz
 1100 diorite and mafic enclaves have distinct petrogenetic histories and were formed from fluid-
 1101 metasomatized mantle at lower depths outside the garnet stability zone.
- 1102 ▪ The high-Ti granodiorite can be formed by 30% melting from the mantle enriched by 40%
 1103 TTG-type melt under oxidizing conditions, leaving a residue composed of orthopyroxene,
 1104 olivine, plagioclase, clinopyroxene and magnetite, with the participation of a component
 1105 enriched in HFSEs. The origin of the heterogranular monzogranite involved hybridization
 1106 between 60% metasomatized mantle-derived magmas (high-Ti granodiorite) and 40% crust-
 1107 derived magmas (equigranular monzogranite).
- 1108 ▪ The TTG-type granitoids can be formed by partial melting of hydrous metabasalts. However,
 1109 the trondhjemite has a more complex origin, involving hybridization with enriched mantle-
 1110 derived magmas.
- 1111 ▪ The BG and SNK provided coeval crystallization ages of 2881 ± 10 Ma and 2886 ± 14 Ma,
 1112 respectively. In addition, in the BG, three more crystal populations were identified with
 1113 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean ages of 3040 ± 40 Ma, 2976 ± 09 Ma and 2934 ± 21 Ma. The
 1114 first two are interpreted as xenocrystals, and the latter are interpreted as crystals inherited
 1115 from the modeled TTG-type source. Therefore, ~2.88 Ga is the main period of crustal growth
 1116 in the Ourilândia do Norte area, with emplacement of juvenile magmas and crustal
 1117 reworking coeval with the peak regional metamorphism (2.89–2.84 Ga).
- 1118 ▪ The Ourilândia magmas were emplaced in the upper crust (300–80 MPa). Magma ascent
 1119 was conditioned by shear zones, which acted as conduits for the interaction of mantle- and
 1120 crust-derived magmas under high to intermediate oxidation conditions.
- 1121 ▪ Microstructural observations and geothermobarometric data are consistent with a
 1122 syntectonic nature for these rocks. Deformation occurred at temperatures above 500 °C,

1123 which is compatible with the high greenschist to low amphibolite facies, whereas secondary
 1124 mineral paragenesis was developed by hydration reactions under cooling conditions.
 1125 ■ The origin of the Ourilândia complex can be better explained by mobile than by stagnant lid
 1126 tectonics; its formation involved the subduction of oceanic crust followed by
 1127 microcontinental collision responsible for generating large volumes of mantle and crust-
 1128 derived magmas in a short time span (~2.88 Ga).

1129 **ACKNOWLEDGMENTS**

1130 The authors acknowledge the Group of Research on Granitoid Petrology (GRGP), the
 1131 Post-Graduate Program in Geology and Geochemistry (PPGG) and the Microanalyses
 1132 Laboratory of the University Federal of Pará (UFPA) for their technical support. We thank
 1133 M.N.S. Santos for their contribution to the geological mapping and to the two reviewers for
 1134 their valuable suggestions for the paper. This research was financed in part by the Conselho
 1135 Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) (D.C. Oliveira; Proc.
 1136 311388/2016-7, 435552/2018-0 and 311647/2019-7) and by the Coordenação de
 1137 Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) for granting a scholarship to the first
 1138 author (L.R. da Silva; 88882.347887/2019-01) and by the Pró-Reitoria de Pesquisa e Pós-
 1139 Graduação (PROPEP/UFPA) (notice 06/2021 – Proc. 23073.027926/2021-27; PAPQ/UFPA).

1140 **REFERENCES**

- 1141 Almeida, J.A.C., Dall’Agnol, R., Leite, A.A.S., 2013. Geochemistry and zircon geochronology
 1142 of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province,
 1143 Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 42, 103–126.
 1144 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.10.008>.
- 1145 Almeida, J.A.C., Dall’Agnol, R., Oliveira, M.A., Macambira, M.J.B., Pimentel, M.M., Rämö,
 1146 O.T., Guimarães, F.V., Leite, A.A.S., 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin
 1147 of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth
 1148 of the Archean crust of the Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, 187(1–2), 201–
 1149 221. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.03.004>.
- 1150 Avelar, V.G., Lafon, J.M., Correia JR, F.C., Macambira, E.M.B., 1999. O Magmatismo
 1151 Arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: novos resultados
 1152 geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(4), 453–460.
 1153 <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1999294453460>.
- 1154 Barker, F., Arth, J.G., 1976. Generation of trondhjemite-tonalite liquids and Archean bimodal
 1155 trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4, 596–600. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1976\)4<596:GOTLAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1976)4<596:GOTLAA>2.0.CO;2).
- 1157 Barros C.E.M., Sardinha A.S., Barbosa J.P.O., Macambira M.J.B., 2009. Structure, petrology,
 1158 geochemistry and zircon U-Pb and Pb-Pb geochronology of the synkinematic Archean (2.7
 1159 Ga) A-type granites from the Carajás Metallogenic Province, northern Brazil. *Canadian*
 1160 *Mineralogist*, 47, 1423–1440.
- 1161 Bédard, J.H. 2018. Stagnant lids and mantle overturns: Implications for Archean tectonics,
 1162 magma genesis, crustal growth, mantle evolution, and the start of plate tectonics. *Geosci.*
 1163 *Front*, 9, 19–49. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.01.005>.
- 1164 Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Alenikoff J.N., Valley J.W., Mundif R.,
 1165 Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C., 2004. Improved ²⁰⁶Pb/²³⁸U
 1166 microprobe geochronology by the monitoring of trace element related matrix effect;
 1167 SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon
 1168 standards. *Chemical Geology*, 205(1), 115–140.
 1169 <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.01.003>

- 1170 Bowden, P., Batchelor, R.A., Chapell, B.W., Didier, J., Lameyre, J., 1984. Petrological,
1171 geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Physics*
1172 *Earth Planet Sci.*, 35, 1–11.
- 1173 Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, in:
1174 Henderson. P. (Eds.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Sci. Publ. Co.
1175 Amsterdam, pp. 63–114.
- 1176 Condie, K.C., Kroner, A., 2008. When did plate tectonics begin? Evidence from the geologic
1177 record. *The Geological Society of America*, 440, 281–294.
1178 [https://doi.org/10.1130/2008.2440\(14\)](https://doi.org/10.1130/2008.2440(14)).
- 1179 Costa, F.G., Santos, P.A., Serafim, I.C.C.O., Costa, I.S.L., Roopnarain, S., 2020. From
1180 Mesoarchean drips to modern-style tectonics in the Carajás Province, Amazonian Craton.
1181 *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102817.
1182 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102817>.
- 1183 Dall’Agnol, R., Oliveira, D.C., Guimarães, F.V., Gabriel, E.O., Feio, G.R.L., Lamarão, C.N.,
1184 Althoff, F.J., Santos, P.A., Teixeira, M.F.B., Silva, A.C., Rodrigues, D.S., Santos, M.J.P.,
1185 Silva, C.R.P., Santos, R.D., Santos, P.J.L., 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do
1186 Domínio Carajás – Implicações para a Evolução Arqueana da Província Carajás – Pará, in:
1187 13° Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, Anais, CD-rom.
- 1188 Feio, G.R.L., Dall’Agnol, R., Dantas, E.L., Macambira, M.J.B., Santos, J.O.S., Althoff, F.J.,
1189 Soares, J.E.B., 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area:
1190 implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil.
1191 *Precambrian Research*, 227, 157–185. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.04.007>.
- 1192 Felix, W.Q., Oliveira, D.C., Silva, L.R., Silva, F.F., 2020. Charnockites from Carajás Province,
1193 SE Amazonian Craton (Brazil): Petrogenetic constraints and intensive crystallization
1194 parameters. *Journal of South American Earth Sciences*, 101, 102598.
1195 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102598>.
- 1196 Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A
1197 geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033–2048.
1198 <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.
- 1199 Gabriel, E.O., Oliveira, D.C., 2014. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides
1200 arqueanos de alto magnésio da região de Água Azul do Norte, porção sul do Domínio
1201 Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 9(3), 533–564.
- 1202 Gaudette, H.E., Lafon, J.M., Macambira, M.J.B., Moura, C.A.V., Scheller, T., 1998.
1203 Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-
1204 Pb results: examples from Precambrian of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*,
1205 11, 351–363.
- 1206 Halla, J., 2005. Late Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in the Southern Karelian
1207 domain, Eastern Finland. *Lithos*, 79, 161–178. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.05.007>.
- 1208 Halla, J., Van Hunen, J., Heilimo, E., Holtta, P., 2009. Geochemical and numerical constraints
1209 on Neoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Research* 174:155-162.
1210 <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.07.008>.
- 1211 Halla, J., Whitehouse, M.J., Ahmad, T., Bagai, Z., 2017. Archaean granitoids: an overview and
1212 significance from a tectonic perspective, in: Halla, J., Whitehouse, M.J., Ahmad, T., Bagai,
1213 Z. (Eds.). *Crust–Mantle Interactions and Granitoid Diversification: insights from Archaean*
1214 *Cratons*. Geological Society, London, Special Publications, 449, 1–18.
- 1215 Hawkesworth, C.J., Cawood, P.A., Dhuime, B. 2020. The Evolution of the Continental Crust
1216 and the Onset of Plate Tectonics. *Frontiers in Earth Science*, 8, 1–23.

- 1217 <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00326>
- 1218 Heilimo, E., Halla, J., Hölttä, P., 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series:
1219 geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos*,
1220 115(1–4), 27–39. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.11.001>.
- 1221 Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common
1222 volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523–548.
1223 <https://doi.org/10.1139/e71-055>.
- 1224 Laurent, O., Martin, H., Moyen, J.F., Doucelance, R., 2014a. The diversity and evolution of
1225 late-Archean granitoids: evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between
1226 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, 205, 208–235. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.06.012>.
- 1227 Laurent, O., Raposo, M., Stevens, G., Moyen, J.F., Martin, H., Doucelance R., Bosq, C., 2014b.
1228 Contrasting petrogenesis of Mg-K and Fe-K granitoids and implications for post-collisional
1229 magmatism: case study from the Late-Archean Matok pluton (Pietersburg block, South
1230 Africa). *Lithos*, 196–197, 131–149. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.03.006>.
- 1231 Le Maitre, R.W., 2002. A classification of igneous rocks and glossary of terms. 2nd Edition,
1232 London, pp. 193.
- 1233 Leite, A.A.S., 2001. Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitoides arqueanos
1234 da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico. Federal University of Para. PhD Thesis.
1235 Graduated Program on Geology and Geochemistry, Institute of Geosciences, pp. 330 (in
1236 Portuguese).
- 1237 Leite, A.A.S., Dall’Agnol, R., Macambira, M.J.B., Althoff, F.J., 2004. Geologia e
1238 geocronologia dos granitoides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na
1239 evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. *Revista Brasileira de Geociências*,
1240 34, 447–458. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2004344447458>.
- 1241 Leite-Santos, P.J.S., Oliveira, D.C., 2014. Trondhjemitos da área de Nova Canadá: novas
1242 ocorrências de associações magmáticas tipo TTG no Domínio Carajás. *Boletim do Museu
1243 Paraense Emílio Goeldi*, 9(3), 635–659.
- 1244 Leite-Santos, P.J.S., Oliveira, D.C., 2016. Geologia, petrografia e geoquímica das associações
1245 leucogranítica arqueanas da área de Nova Canadá: Província Carajás. *Geologia USP-Série
1246 Científica*, 16(2), 37–66. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v16i2p37-66>.
- 1247 Lin, S.F., 2005. Synchronous vertical and horizontal tectonism in the Neoproterozoic: Kinematic
1248 evidence from a synclinal keel in the northwestern Superior craton, Canadá. *Precambrian
1249 Research*, 139, 181–194. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.07.001>.
- 1250 Ludwig K., 2009. SQUID 2: A User’s Manual, rev. 12 Apr, 2009. Berkeley Geochronology
1251 Center, Special Publication. 5, pp. 110.
- 1252 Ludwig, K.R., 2003. User’s Manual for Isoplot/Ex Version 3.00 – A Geochronology Toolkit
1253 for Microsoft Excel, vol. 4. Berkeley Geochronological Center, Special Publication, pp. 70.
- 1254 Macambira M.J.B., Lafon J.M., Pidgeon R.T., 1998. Crescimento Crustal arqueano registrado
1255 em zircões de sedimentos da região de Rio Maria, Província Carajás, Pará. In: SBG, 40º
1256 Congresso Brasileiro Geologia. Belo Horizonte, Anais.
- 1257 Macambira, M.J.B., 1992. Chronologie U-Pb, Rb-Sr, K-Ar et croissance de la croûte
1258 continentale dans l’Amazonie du sud-est; exemple de la région de Rio Maria, Province de
1259 Carajás, Brésil. PhD Thesis. Sciences et Techniques du Langdoc, Université Montpellier II,
1260 Montpellier, 212.
- 1261 Macambira, M.J.B., Lancelot, J., 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio
1262 Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, 38(12),
1263 1134–1142. <https://doi.org/10.1080/00206819709465386>.

- 1264 Machado, N., Lindenmayer, Z., Krogh, T.E., Lindenmayer, D., 1991. U/Pb geochronology of
1265 Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Área, Amazon Shield, Brazil.
1266 *Precambrian Research*, 49, 329–354. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90040-H](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90040-H).
- 1267 Marangoanha, B., Oliveira, D.C., Dall’Agnol, R., 2019. The Archean granulite-enderbite
1268 complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): Origin and
1269 implications for crustal growth and cratonization. *Lithos*, 350–351, 105275.
1270 <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105275>.
- 1271 Martin, H., 1994. The Archean grey gneisses and the gneisses of continental crust, in: Condie,
1272 K.C. (Eds.). *Developments in Precambrian Geology, Archean Crustal Evolution*, Elsevier,
1273 Amsterdam, 11, 205–259.
- 1274 Martin, H., Moyen, J.F., Rapp, R.P., 2009. The sanukitoid series: magmatism at the Archaean-
1275 Proterozoic transition. *Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinb.*, 100(1–2), 15–33.
1276 [https://doi.org/10.1016/10.1130/2010.2472\(02\)](https://doi.org/10.1016/10.1130/2010.2472(02)).
- 1277 Martins, P.L.G., Toledo, C.L.B., Silva, A.M., Chemale Jr, F., Santos, J.O.S., Assis, L.M., 2017.
1278 Neoarchean magmatism in the southeastern Amazonian Craton, Brazil: Petrography,
1279 geochemistry and tectonic significance of basalts from the Carajás Basin. *Precambrian
1280 Research*, 302, 340–357. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.10.013>.
- 1281 McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4),
1282 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- 1283 Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Creaser R.A., Dufrane S.A., Melo G.H.C., Silva
1284 M.A.D., Tassinari C.C.G., Sato K., 2015. Timing of multiple hydrothermal events in the iron
1285 oxide–copper gold deposits of the Southern Copper Belt, Carajás Province, Brazil. *Mineral
1286 Deposita* 50, 517–546.
- 1287 Moreto, C.P.N., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Amaral, W.S., Santos, T.J.S., Juliani, C., Souza
1288 Filho, C.R., 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide–Cu–Au
1289 Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U–Pb geochronology and metallogenetic
1290 implications. *Mineralium Deposita* 46, 789–811.
- 1291 Moyen, J.F., 2011. The composite Archaean grey gneisses: petrological significance, and
1292 evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. *Lithos*, 123, 21–36.
1293 <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.09.015>.
- 1294 Moyen, J.F., 2020. Archaean granitoids: classification, petrology, geochemistry and origin.
1295 Geological Society, London, Special Publications, 489. [https://doi.org/10.1144/SP489-
1296](https://doi.org/10.1144/SP489-1296) 2018-34.
- 1297 Moyen, J.F., Laurent, O., 2018. Archaean tectonic systems: A view from igneous rocks. *Lithos*,
1298 302–303, 99–125. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.11.038>.
- 1299 Moyen, J.-F., Martin, H., Jayananda, M., 2001. Multi-element geochemical modelling of crust–
1300 mantle interactions during late-Archaean crustal growth: the Closepet granite (South India).
1301 *Precambrian Research* 112, 87–105. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00171-1](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00171-1)
- 1302 Moyen, J.F., Martin, H., Jayananda, M., Auvray, B., 2003. Late Archaean granites: a typology
1303 based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research*, 127(1–3), 103–123.
1304 <https://doi.org/10.1144/SP489-2018-34>.
- 1305 Nascimento, A.C., Oliveira, D.C., Silva, L.R., Lamarão, C.N., 2021. Mineral thermobarometry
1306 and its implications for petrological constraints on Mesoarchean granitoids from the Carajás
1307 Province, Amazonian Craton (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 109,
1308 103271. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103271>
- 1309 Nair, R., Chacko, T., 2008. Role of oceanic plateaus in the initiation of subduction and origin
1310 of continental crust. *Geology*, 36, 583–586.

- 1311 Nedelec, A., Bouchez, J.L., 2015. *Granites: Petrology, Structure, Geological Setting, and*
1312 *Metallogeny*. New York, Oxford University Press, pp. 352.
- 1313 Oliveira, M.A., Dall’Agnol, R., Almeida, J.A.C., 2011. Petrology of the Mesoarchean Rio
1314 Maria suite and the discrimination of sanukitoid series. *Lithos*, 127, 192–209.
1315 <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.08.017>.
- 1316 Palin, R.M., Santosh, M., Cao, W., Li, S.S., Hernández-Urbe, D., Parsons, A., 2020. Secular
1317 change and the onset of plate tectonics on Earth. *Earth-Science Reviews*, 207, 103172.
1318 <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103172>.
- 1319 Palme, H. & O’Neill, H. S. C., 2014. Cosmochemical estimates of mantle composition. In:
1320 Carlson, R.W. (Eds.) *Treatise on Geochemistry, The Mantle and Core*. Elsevier, 3, 1–39.
- 1321 Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*. Germany, Springer, pp. 366.
- 1322 Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from
1323 the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1),
1324 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>.
- 1325 Pidgeon, R.T., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal
1326 structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province,
1327 Brazil: evidence for the ages of granulites facies metamorphism and the protolith of the
1328 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).
- 1330 Pimentel, M.M., Machado, N., 1994. Geocronologia U–Pb do terreno granito-greenstone de
1331 Rio Maria, Pará. In: *Congresso Brasileiro Geologia*, vol. 38, São Paulo, Boletim de Resumos
1332 Expandidos, Camboriú, SBG, 1, 390–391.
- 1333 Pinheiro, R.V.L., Holdsworth, R.E., 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos Sistemas
1334 Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton
1335 Amazônico, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4), 597–606.
1336 <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2000304597606>.
- 1337 Rapp, R.P., Norman, M.D., Laporte, D., Yaxley, G.M., Martin, H., Foley, S.F., 2010. Continent
1338 formation in the Archean and chemical evolution of the cratonic lithosphere: melt–rock
1339 reaction experiments at 3–4 GPa and petrogenesis of Archean Mg-diorites (sanukitoids).
1340 *Journal of Petrology*. 51, 1237–1266, <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egq017>.
- 1341 Rodrigues, D.S., Oliveira, D.C., Macambira, M.J.B., 2014. Geologia, geoquímica e
1342 geocronologia do Granito Mesoarqueano Boa Sorte, município de Água Azul do Norte, Pará
1343 – Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 9(3), 597–633.
- 1344 Rolando, A.P., Macambira, M.J.B., 2003. Geochronology of Archean granitoids from the Serra
1345 do Inajá region, new evidence on the formation of continental crust in the southeast of the
1346 Amazonian Craton, SSE Pará. In: *Brazilian Congress of Geology*, vol. 41. Proceedings of
1347 the Brazilian Geology Congress. João Pessoa. SBG.
- 1348 Santos, J.O.S., 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil - Central, in: Bizzi L.A. et
1349 al. (Eds.), *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. CPRM -
1350 Serviço Geológico do Brasil, Brasília, pp 169–226.
- 1351 Santos, M.J.P., Lamarão, C.N., Lima, P.H.A., Galarza, M.A., Mesquita, J.C.L., 2013.
1352 Granitoides arqueanos da região de Água Azul do Norte, Província Carajás, sudeste do
1353 estado do Pará: petrografia, geoquímica e geocronologia. *Boletim do Museu Paraense Emílio*
1354 *Goeldi*, 8(3), 325–354.
- 1355 Santos, M.N.S., Oliveira, D.C., 2016. Rio Maria granodiorite and associated rocks of Ourilândia
1356 do Norte - Carajás province: petrography, geochemistry and implications for sanukitoid
1357 petrogenesis. *Journal of South American Earth Sciences*, 72, 279–301.

- 1358 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.09.002>.
- 1359 Santos-Silva, R.C., Sabóia, A.M., Oliveira, H.J., 2021. Projeto integração geológica-geofísica-
1360 metalogenética das sequências de Greenstone Belts do Domínio Rio Maria – Novas
1361 Fronteiras Rio Maria. Escalas: 1:250.000–1:100.000. CPRM, Belém, pp. 274.
- 1362 Sato K., Tassinari C.C.G., Basei M.A.S., Siga Júnior O., Onoe A.T., Souza M.D., 2014.
1363 Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences
1364 of the University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results. *Geologia USP-
1365 Série Científica*, 14(3), 3–18. DOI: 10.5327/Z1519-874X201400030001
- 1366 Semprich, J., Moreno, J.A., Oliveira, E.P., 2015. Phase equilibria and trace element modeling
1367 of Archean sanukitoid melts. *Precambrian Research*, 269, 122–138.
1368 <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2015.08.004>
- 1369 Silva, A.C., Dall’Agnol, R., Guimarães, F.V., Oliveira, D.C., 2014. Geologia, petrografia e
1370 geoquímica de Associações Tonalíticas e Trondhjemiticas Arqueanas de Vila Jussara,
1371 Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 9(1),13–46.
- 1372 Silva, C.R.P., Oliveira, D.C., 2013. Geologia, petrografia e geoquímica das associações TTGs
1373 e leucogranodioritos do extremo norte do Domínio Rio Maria, Província Carajás. *Boletim
1374 do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 8(3), 383–415.
- 1375 Silva, L.R., Oliveira, D.C., 2019. Magmatismo Mesoarqueano de Ourilândia do Norte-PA:
1376 Afinidades Petrológicas e Implicações Tectônicas para a Província Carajás, in: Teixeira
1377 S.G., Chaves C.L. (Eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 11, 147–180.
- 1378 Silva, L.R., Oliveira, D.C., Santos, M.N.S., 2018. Diversity, origin and tectonic significance of
1379 the Mesoarchean granitoids of Ourilândia do Norte, Carajás province (Brazil). *Journal of
1380 South American Earth Sciences*, 82, 33–61. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.12.004>.
- 1381 Silva, M.A.D., Monteiro, L.V.S., Santos, T.J.S., Moreto, C.P.N., Sousa, S.D., Faustinoni, J.M.,
1382 Melo, G.H.C., Xavier, R.P., Toledo, B.A.M., 2021. Mesoarchean migmatites of the Carajás
1383 Province: From intra-arc melting to collision. *Lithos*, 388–389, 106078.
1384 <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106078>.
- 1385 Smithies, R.H., Champion, D.C., 2000. The Archean high- Mg diorite suite: links to tonalite-
1386 trondhjemitic-granodiorite magmatism and implications for early Archean crustal growth.
1387 *Journal of Petrology*, 41(12), 1653–1671. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.12.1653>.
- 1388 Souza, Z.S., Potrel, A., Lafon, J.M., Althoff, F.J., Pimentel, M.M., Dall’Agnol, R., Oliveira,
1389 C.G., 2001. Nd, Pb and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archean greenstone belt of Rio
1390 Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the geodynamic evolution of the
1391 Amazonian craton. *Precambrian Research*, 109(3–4), 293–315.
1392 [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00164-4](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00164-4).
- 1393 Spencer, C.J., Kirkland, C.L., Taylor, R.J.M., 2016. Strategies towards statistically robust
1394 interpretations of in situ U-Pb zircon geochronology. *Geosci. Front.* 7, 581–589.
1395 <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.11.006>
- 1396 Stacey J.S., Kramers J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-
1397 stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, 207–221.
1398 [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6)
- 1399 Stern, R.J., 2005. Evidence from ophiolites, blueschists, and ultrahigh-pressure metamorphic
1400 terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time.
1401 *Geology*, 33(7), 557–560. <https://doi.org/10.1130/G21365.1>.
- 1402 Stevenson, R., Henry, P., Gariépy, C., 1999. Assimilation–fractional crystallization origin of
1403 Archean Sanukitoid Suites: Western Superior Province, Canada. *Precambrian Research*,
1404 96(1–2), 83–99. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(99\)00009-1](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(99)00009-1).

- 1405 Tavares, F.M., Trouw, R.A.J., Silva, C.M.G., Justo, A.P., Oliveira, J.K.M., 2018. The
1406 multistage tectonic evolution of the northeastern Carajás Province, Amazonian Craton,
1407 Brazil: revealing complex structural patterns. *J. S. Am. Earth Sci.*, 88, 238–252.
1408 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.08.024>.
- 1409 Teixeira, L.R., 2005. GENESIS 4.0 – Geochemical Modeling Software (in Portuguese).
- 1410 Teixeira, M.F.B., Dall’Agnol, R., Santos, L.O.S., Kemp, A., Evans N., 2019. Petrogenesis of
1411 the Paleoproterozoic (Orosirian) A-type granites of Carajás Province, Amazon Craton,
1412 Brazil: Combined in situ Hf-O isotopes of zircon. *Lithos*, 332–333, 1–22.
1413 <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.01.024>.
- 1414 Teixeira, M.F.B., Dall’Agnol, R., Silva, A.C., Santos, P.A., 2013. Geologia, petrografia e
1415 geoquímica do Leucogranodiorito Pantanal e dos leucogranitos arqueanos da área a norte de
1416 Sapucaia, Província Carajás, Pará: implicações petrogenéticas. *Boletim do Museu Paraense*
1417 *Emílio Goeldi*, 8(3), 291–323.
- 1418 Terentiev, R.A., Santosh, M., 2018. High magnesian granitoids in the Precambrian continental
1419 crust: Implication for the continuum between ferro-potassic and magnesio-potassic rock
1420 suites, *Lithos*, 314–315, 669–682. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.07.002>.
- 1421 Van Kranendonk, M.J., Smithies, R.H., Hickman, A.H., Champion, D.C., 2007. Secular
1422 tectonic evolution of Archaean continental crust: interplay between horizontal and vertical
1423 processes. *Terra Nova*, 19, 1–38. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2006.00723.x>.
- 1424 Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T., 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará:
1425 Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e
1426 Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. CPRM, Belém,
1427 pp. 329.
- 1428 Wyers, G.P., Barton, M., 1986. Petrology and evolution of transitional alkaline subalkaline
1429 lavas from Patmos, Dodecanesos, Greece: evidence for fractional crystallization, magma
1430 mixing, and assimilation. *Contrib. Mineral. Petrol.* 93, 297–311. 10.1007/BF00389389

CAPÍTULO 4 CHANGE FROM PALEOARCHEAN DOME-AND-KEEL TECTONICS TO MESOARCHEAN SUBDUCTION–COLLISION: GEOCHEMICAL AND ZIRCON U-Pb-Hf ISOTOPE CONSTRAINTS ON THE 2.92–2.88 Ga GRANITOIDS FROM OURILÂNDIA DO NORTE, CARAJÁS PROVINCE, AMAZONIAN CRATON, BRAZIL

Artigo a ser submetido para uma revista indexada da área

1 **Change from Paleoproterozoic dome-and-keel tectonics to Mesoproterozoic subduction–** 2 **collision: geochemical and zircon U-Pb-Hf isotope constraints on the 2.92–2.88 Ga** 3 **granitoids from Ourilândia do Norte, Carajás province, Amazonian craton, Brazil**

4
 5 Luciano Ribeiro Silva^{a,b,*} (lucianor@ufpa.br), Davis Carvalho Oliveira^{a,b} (davis@ufpa.br), Marco
 6 Antonio Galarza^{a,c} (antogt@ufpa.br), Aline Costa do Nascimento^{a,b} (aline.nascimento@ig.ufpa.br),
 7 Bhrenno Marangoanha^{a,b} (bhrenno@ufpa.br), Gisele Tavares Marques^{a,b,d} (giseletm@ufpa.br)

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

10 ^bGroup of Research on Granitoid Petrology (GRGP), IG, UFPA, Brazil.

11 ^cIsotopic Geology Laboratory (Pará-Iso), IG-UFPA, Belém, Pará, Brazil.

12 ^dMicroanalysis Laboratory, IG, UFPA, Belém, PA, Brazil.

13 **ABSTRACT**

14 Based on geochemical and isotopic data, this paper investigates the origin and tectonic setting
 15 of the Mesoproterozoic granitoids from the Ourilândia area, Carajás province, northern Brazil. (1)
 16 The TTG-type granitoids are subordinate and were grouped into two distinct units: the Mogno
 17 and Rio Verde suites represented by the 2.92 Ga tonalitic xenolith [$\epsilon_{\text{Hf}(2.92 \text{ Ga})} = +2.0$ to -0.2]
 18 and the 2.92 Ga porphyritic trondhjemite [$\epsilon_{\text{Hf}(2.92 \text{ Ga})} = +2.3$ to -3.5], respectively. These rocks
 19 were formed by partial melting of enriched metabasalts, which the trondhjemite has a more
 20 complex origin involving mixture with a subchondritic component. (2) The Ourilândia
 21 sanukitoid suite is composed by two units: (i) the 2.92 Ga Arraias granodiorite [$\epsilon_{\text{Hf}(2.92 \text{ Ga})} =$
 22 $+1.9$ to -4.4], which represents the oldest sanukitoid-type unit; and (ii) the 2.88 Ga Ourilândia
 23 tonalite-granodiorite complex [$\epsilon_{\text{Hf}(2.88 \text{ Ga})} = +3.4$ to -2.0]. These rocks were formed from 18–
 24 33% melting from the mantle enriched by 20–40% TTG-type melt. (3) The crust-derived
 25 potassic granite is coeval to the Ourilândia complex and was correlated to the Canaã dos Carajás
 26 granitic suite. It provided four zircon populations dated at 3.04, 2.97, 2.93 and 2.88 Ga. The
 27 3.04 and 2.97 Ga populations were interpreted as xenocrystals and furnished $\epsilon_{\text{Hf}(3.04 \text{ Ga})} = -1.7$
 28 to -2.2 and $\epsilon_{\text{Hf}(2.97 \text{ Ga})} = +1.4$ to -5.7 , respectively. The 2.93 Ga population was interpreted as
 29 inherited crystals from the TTG-type source and provided $\epsilon_{\text{Hf}(2.93 \text{ Ga})} = +2.8$ to -0.7 . The 2.88
 30 Ga population represents the magmatic crystallization age, with $\epsilon_{\text{Hf}(2.88 \text{ Ga})} = -0.8$ to -4.1 . A
 31 three-stage tectonic model is proposed to explain the petrogenesis and the isotopic signature of
 32 these rocks. The Hf- T_{DM}^{C} ranging from 3.7 to 3.1 Ga, indicating Paleoproterozoic crust extraction.
 33 It was formed in long-lived dome-and-keel tectonics (~ 600 Ma) and later recycled in the mantle
 34 allowing its enrichment from Mesoproterozoic low-angle subduction, where the TTG and the first
 35 sanukitoid generation occurred at 2.92 Ga. Then, a short-lived collision defined by the peak
 36 regional metamorphism (2.89–2.84 Ga) and associated with crustal thickening and slab
 37 breakoff allowed the origin of mantle- and crust-derived magmas at ~ 2.88 Ga.

38
 39 **Keywords:** Granitoids; Archean; Radiogenic isotopes; Petrogenesis; Tectonics; Carajás province.

40 **1 INTRODUCTION**

41 The oldest rock on earth has ~4 Ga and the Archean crust is represented by only 7% of
 42 the preserved continental crust (Hawkesworth et al., 2020, and references therein). The Archean
 43 terranes are composed by greenstone belt and different types of granitoid suites, such as
 44 tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), sanukitoids (SNKs), high-K calc-alkaline granitoids
 45 (HKCA) and biotite granites (BG), which are defined based on geochemical constraints (Moyen
 46 et al., 2003; Laurent et al. 2014a; Halla et al. 2017; Moyen, 2020, and references therein).

47 Moyen (2020) proposed a first-order classification for Archean granitoids, where they
 48 are integrated into two main groups: (i) C-type granitoids that include sodic to potassic rocks,
 49 such as TTG, BG and two-mica granites originated from partial melting of crustal sources
 50 ranging from amphibolites to metasedimentary rocks; and (ii) M-type granitoids that are formed
 51 from the enriched mantle and were subdivided in SNK and HKCA, in which TTG-type melts
 52 represent the main metasomatic agent. The SNK are high-Mg and low-Ti granitoid suites with
 53 high contents of compatible (e.g., Cr and Ni) and incompatible elements (e.g., Ba and Sr) at a
 54 given SiO₂ content (Heilimo et al., 2010). Meanwhile, the HKCA suites have more ferroan
 55 compositions (moderately magnesian) and are enriched in TiO₂, large ion lithophile elements
 56 (LILE) and high field strength elements (HFSE) in relation to the SNK (Heilimo et al., 2010),
 57 also known as low-Ti SNK (Martin et al., 2009). In this respect, the HKCA suites present A-
 58 type geochemical signature and they are also known as high-Ti SNK (Martin et al., 2009) and
 59 have been included in a broader group called SNK *sensu lato* (s.l.) (Laurent et al., 2014a). True
 60 A-type granites are not known in the Archean; however, in addition to the HKCA suites, A-
 61 type syenites and associated rocks can occur, which are normally coeval with M-type granitoids
 62 (Moyen, 2020).

63 The Eo- and Paleoarchean (>3.2 Ga) is dominated by TTG magmatism, mainly low-
 64 and medium-pressure TTG, with subordinate BG, while the Mesoarchean (3.2–2.8 Ga) is
 65 characterized by the abundance of high-pressure TTG and a more common occurrence of BG,
 66 SNK and HKCA. In the Neoarchean (2.8–2.5 Ga), the SNK and HKCA suites become the main
 67 components of the granitoid record, in addition to the (sub)alkaline granites and/or
 68 peraluminous granites (Moyen, 2020). Thus, the generation of juvenile crust (TTG magmatism)
 69 was replaced by a reworked and much more diversified crust (Laurent et al., 2014a). Despite
 70 this, the Hf isotopic data from Archean granitoids provide a limited understanding (Moyen,
 71 2020), which are characterized by narrow range of isotopic compositions, wherein the $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$
 72 ranging from +3 to –6, with overlap between the different types of Archean granitoids. In fact,
 73 the TTG show more juvenile sources than the other granitoids, indicating that they have a short
 74 crustal residence time, while the other types of Archean granitoid (including M-type granitoids)
 75 tend to have a slightly subchondritic signature, which is reflected in sources with longer crustal
 76 residence time. This can be ascribed to the incompatible behavior of the Hf, wherein small
 77 proportions of crustal component in the source can contribute to subchondritic values (Moyen,
 78 2020).

79 The combination of U-Pb-Hf isotopic data is still scarce on the Archean granitoids from
 80 the Carajás province, where Mesoarchean granulites and gneisses provided juvenile signatures
 81 with essentially chondritic $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ values (+3.0 to –2.2) and Paleoarchean crustal model ages (Hf-
 82 T_{DM}^{C}) = 3.2–3.4 Ga (Marangoanha et al., 2019; Silva et al., 2021). In this paper, in addition to
 83 the TTG-type granitoids, we provide for the first time the Hf isotopic signature for SNK and
 84 BG, which combined with geochemical data allowed investigate the petrogenesis and the
 85 geodynamic setting of these rocks. Furthermore, this research also aims to present a
 86 stratigraphic redefinition for the Mesoarchean granitoids from the Ourilândia do Norte area and
 87 to provide insights on the crustal evolution of the Carajás province.

88 2 REGIONAL GEOLOGY

89 2.1 TECTONIC COMPARTMENTATION

90 The Carajás province is known as the main Archean nucleus from the Amazonian craton
 91 (Figure 1a–b; Almeida et al., 1981; Santos, 2003) and it has been subdivided into two tectonic
 92 domains (Santos, 2003; Vasquez and Rosa-Costa, 2008): (i) the Mesoarchean Rio Maria
 93 domain represents a best-preserved granite-greenstone terrane (3.05–2.86 Ga; Macambira and
 94 Lancelot, 1996; Althoff et al., 2000; Souza et al., 2001; Oliveira et al., 2011; Almeida et al.,
 95 2011, 2013; Santos-Silva et al., 2021), and (ii) the Meso- to Neoproterozoic Carajás domain that is
 96 characterized by a more complex evolution (3.07–2.70 Ga; Machado et al., 1991; Avelar et al.,
 97 1999; Pidgeon et al., 2000; Feio et al., 2013; Tavares et al., 2018; Marangoanha et al., 2019;
 98 Silva et al., 2021). It has been subdivided into three subdomains (Figure 1c), denominated as
 99 the Sapucaia terrane, Canaã dos Carajás terrane and Carajás basin (Silva et al., submitted),
 100 similar to the proposal by Dall’Agnol et al. (2013). Such terranes are essentially formed by
 101 different lithological associations and they are separated by approximately E–W shear zones.

102 In general, the Archean record of the Carajás province can be subdivided into three main
 103 events: (i) generation of TTG, greenstones belts and mafic–ultramafic intrusive complexes
 104 (3.07–2.92 Ga) (Almeida et al., 2011; Santos-Silva et al., 2021, and references therein); (ii)
 105 formation of granulites, migmatites, SNKs, HKCAs, BGs and hybrid granitoids (2.89–2.82 Ga)
 106 (Oliveira et al., 2011; Almeida et al., 2013; Feio et al., 2013; Marangoanha et al., 2019; Silva
 107 M.A.D. et al., 2021, Silva L.R. et al., submitted, and references therein); and (iii) formation of
 108 metavolcanic-sedimentary sequences (Carajás basin), mafic–ultramafic magmatism,
 109 charnockites and a great diversity of deformed subalkaline granitoids (2.76–2.70 Ga) (Machado
 110 et al., 1991; Barros et al., 2009; Martins et al., 2017; Tavares et al., 2018; Felix et al., 2020;
 111 Marangoanha et al., 2019; Silva et al., 2020, and references therein). The Archean rocks were
 112 covered by Siderian to Orosirian sedimentary successions (Santos-Silva et al., 2021, and
 113 references therein) and intruded by 1.88 Ga anorogenic magmatism (Teixeira et al., 2019, and
 114 references therein). The following will be summarized the main lithostratigraphic units and
 115 geochronological data from the province, with emphasis on the Mesoarchean rocks from the
 116 Rio Maria and Canaã dos Carajás terranes (Table 1; Figure 2).

117 2.2 RIO MARIA GRANITE-GREENSTONE TERRANE

118 The Rio Maria granite-greenstone terrane is composed by 3.05–2.86 Ga greenstone belts
 119 (Tucumã-Gradaús and Andorinhas groups) (Avelar et al., 1999; Souza et al., 2001; Santos-Silva
 120 et al., 2021, and references therein), ~2.97 Ga mafic and ultramafic intrusive complexes (Serra
 121 Azul and Guara-Pará) (Pimentel and Machado, 1994; Vasquez and Rosa-Costa, 2008; Santos-
 122 Silva et al., 2021) and four Mesoarchean granitoid suites (Figure 2), in which one is composed
 123 of TTG-type tonalites and trondhjemites and the others are moderate to high-K calc-alkaline
 124 granitoids, such as SNKs and BGs.

125 (i) TTG-type Mogno tonalite-trondhjemite suite was designed to group the Mogno
 126 trondhjemite, the Arco Verde tonalite and the Mariazinha tonalite, dated from 2.98 to 2.91 Ga
 127 (Table 1; Figure 2; Almeida et al., 2011; Santos-Silva et al., 2021). Their rocks were generated
 128 by a source similar to the metabasalts of the Andorinhas greenstone belt. In the Rio Maria
 129 terrane have been described a regional foliation of E-W to NW-SE trend dips at moderate to
 130 high angles, generally to the south (e.g., Santos, 2003; Althoff et al., 2000; Vasquez and Rosa-
 131 Costa, 2008). This fabric was interpreted as result of N-S horizontal shortening in a subduction-
 132 related horizontal tectonic setting (Althoff et al., 2000; Almeida et al., 2011, and references
 133 therein). However, based on interpretation of aerogeophysical images, an alternative proposal
 134 indicates domes and keels architecture formed by plume-related drip-tectonics (Costa et al.,

135 2020).

136 (ii) Rio Maria sanukitoid suite is represented by the Rio Maria granodiorite, which is
 137 characterized by high-Mg hornblende-bearing granodiorite, with associated mafic and
 138 intermediate rocks, including layered rocks (Oliveira et al., 2011). The Rio Maria granodiorite
 139 plutons occur in the Rio Maria, Bannach, Xinguara and Tucumã areas as elongated bodies in
 140 the E-W or NW-SE directions (Figure 1c). They are intimately associated with transpressive
 141 shear zones and were emplaced from 2.88 to 2.85 Ga (Table 1). In addition to the Rio Maria
 142 granodiorite, this suite integrates the Rancho de Deus granite (2.89 Ga; Almeida et al., 2013),
 143 the Cumarú granodiorite (2.82 Ga; Lafon and Scheller, 1994) and the Parazônia quartz diorite
 144 (undated; Oliveira et al., 2011). In previous studies, SNK rocks from the Ourilândia area were
 145 correlated to the Rio Maria sanukitoid suite (Avelar et al., 1999; Santos et al., 2013; Santos and
 146 Oliveira, 2016); however, here is proposal the Ourilândia sanukitoid suite, which show some
 147 different lithological and geochronological characteristics in relation to Rio Maria suite (see
 148 section 3.1.2). The origin of the Rio Maria suite rocks has been ascribed to different degrees of
 149 partial melting from the mantle metasomatized by TTG-type melt (Oliveira et al., 2011;
 150 Semprich et al., 2015).

151 (iii) Guarantã granodiorite-granite suite composed of high Ba-Sr leucogranodiorite-
 152 granite is represented by the Guarantã granite and the Grotão, Azulona and Trairão
 153 granodiorites, dated from 2.87 to 2.86 Ga (Table 1, and references therein). This suite is
 154 interpreted as hybridization product in different proportions of TTG-type trondhjemitic melt
 155 and granitic liquid derived from the SNK magma evolution (Almeida et al., 2013).

156 (iv) Xinguara granitic suite formed by the Mata Surrão granite and similar plutons
 157 emplaced from 2.88 to 2.87 Ga (Table 1; Almeida et al., 2013, and references therein). This
 158 granitic suite was interpreted as a product of crustal anatexis from TTG-type sources (Almeida
 159 et al., 2013). Xinguara granite (Leite et al., 2004) named the Xinguara granitic suite (Almeida
 160 et al., 2013) and was previously related to the Rio Maria terrane; however, it has been inserted
 161 into the Sapucaia terrane (e.g., Silva et al., submitted).

162 2.3 SAPUCAIA TERRANE

163 The Sapucaia terrane is the least known from the Carajás province. It is characterized
 164 by a regional geometry and fabric oriented in the E–W direction (Figure 1c), interpreted as
 165 similar to the Rio Maria terrane, where predominates TTG-type suites; however, different from
 166 Rio Maria, it is affected by Neoproterozoic syntectonic magmatism (Dall’Agnol et al., 2017; Silva
 167 et al., 2020).

168 The Mesoarchean rocks from the Sapucaia terrane are represented by the: (i) greenstone
 169 belts-type metavolcanic-sedimentary sequences of the Sapucaia group (undated, Santos-Silva
 170 et al., 2021, and references therein); (ii) TTG-type 2.93–2.87 Ga gneisses and granitoids from
 171 the Caracol tonalitic complex and Colorado, Água Fria, Água Azul and Nova Canadá
 172 trondhjemitic; Leite et al., 2004; Silva and Oliveira, 2013; Leite-Santos and Oliveira, 2014;
 173 Silva et al., 2014; Santos et al., 2018, and references therein); (iii) ~2.89 Ga transitional TTG-
 174 type granitoids from the Nova Canadá and Pantanal granodiorites (Teixeira et al., 2013; Leite-
 175 Santos and Oliveira, 2016); (iv) ~2.88 Ga SNK from the Água Azul and Água Limpa
 176 granodiorites (Gabriel and Oliveira, 2014, and references therein); (iv) ~2.86 Ga Xinguara
 177 granite (Leite et al., 2004, and references therein) from the homonym granitic suite (Almeida
 178 et al., 2013).

179 In the Neoproterozoic, the Mesoarchean rocks are intensely deformed and intruded by
 180 subalkaline amphibole-bearing granitoids from the 2.76–2.72 Ga Vila Jussara suite (Dall’Agnol
 181 et al., 2017; Silva et al., 2020).

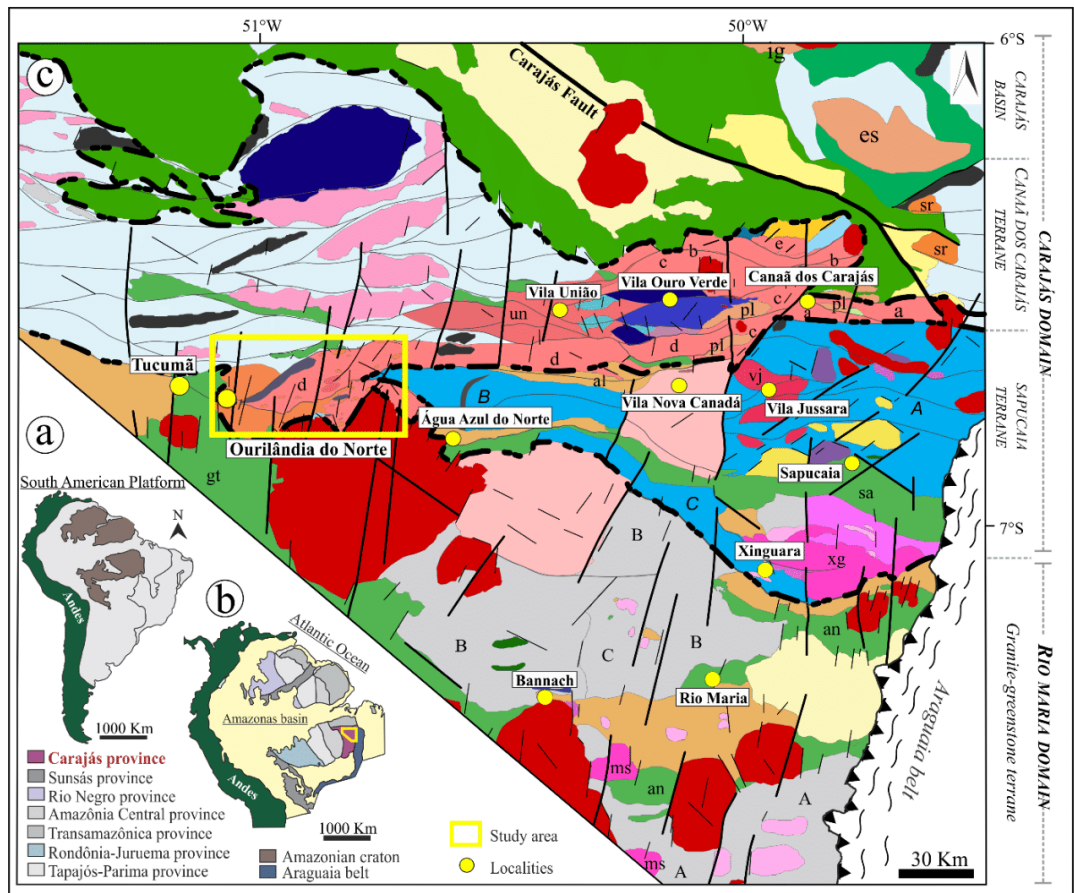
182 2.4 CANAÃ DOS CARAJÁS TERRANE

183 The Canaã dos Carajás terrane comprises the basement of the Carajás basin and it is
184 characterized by an imbricated system of anastomosed shear zones (oriented E–W), known as
185 Itacaiúnas shear zone (Pinheiro and Holdsworth, 2000). It differs from the Rio Maria terrane
186 by the scarcity of TTG, dominance of BG, and presence of migmatites, granulites and
187 charnockites (Figure 1c; Pidgeon et al., 2000; Feio et al., 2013; Rodrigues et al., 2014;
188 Marangoanha et al., 2019; Felix et al., 2020; Silva et al., 2021; Silva et al., submitted). The
189 Carajás basin consists of 2.77–2.73 Ga metavolcanic-sedimentary sequences (Martins et al.,
190 2017; Tavares et al., 2018, and references therein). It was intruded by coeval bimodal
191 magmatism represented by mafic–ultramafic rocks (Siepierski et al., 2020, and references
192 therein) and subalkaline syntectonic granites (Barros et al., 2009; Feio et al., 2013).
193 Mesoarchean rocks are more diversified than in Rio Maria terrane and they are grouped into
194 groups of granitoids and gneisses, which show sodic and moderate to high-K calc-alkaline
195 affinities (Figure 2).

196 The rocks with sodic affinity (Figure 1c; Figure 2; Table 1) are represented by: (i) felsic
197 gneisses from the 2.89–2.84 Ga Chicrim-Cateté granulite, with TTG-type protoliths dated at
198 3.07–2.93 Ga (Pidgeon et al., 2000; Marangoanha et al., 2019; Silva et al., 2021); (ii)
199 undifferentiated gneisses, migmatites and granitoids from the 2.97–2.85 Ga Xingu complex
200 (Vasquez and Rosa-Costa, 2008, Silva et al., 2021); (iii) amphibole-bearing granitoids
201 represented by 3.00–2.99 Ga Bacaba tonalite (Moreto et al., 2011); (iv) tonalitic xenoliths from
202 the Ourilândia area (Silva et al., submitted) correlated here to the Mogno tonalite-trondhjemite
203 suite (see sections 3.1.1 and 5.1); and (v) TTG-type Rio Verde trondhjemitic suite composed
204 by 2.92–2.84 Ga Rio Verde trondhjemite (Feio et al., 2013) and ~2.92 Ga trondhjemite from
205 Ourilândia (this study).

206 The calc-alkaline granitoids (Figure 1c; Figure 2; Table 1) are represented by the: (vi)
207 2.92–2.88 Ga Ourilândia sanukitoid suite, which is composed of two stratigraphic units defined
208 here (see sections 3.1.2 and 5.1) as ~2.92 Ga Arraias granodiorite and ~2.88 Ga Ourilândia
209 tonalite-granodiorite complex; (vii) 2.88–2.85 Ga Campina Verde tonalitic complex from
210 Canaã dos Carajás area (Feio et al., 2013); (viii) Tucumã granodiorite-granite suite defined here
211 (section 3.1.3) to integrate the high-Ti granodiorite and associated mafic to felsic rocks from
212 the Ourilândia area; and (ix) 2.96–2.83 Ga Canaã dos Carajás granitic suite proposed here
213 (section 3.1.4) to group the BGs from the homonymous terrane, which can be represented by
214 Canaã dos Carajás, Boa Sorte, Cruzadão, Serra Dourada and Bom Jesus granites (Feio et al.,
215 2013; Rodrigues et al., 2014). In this study, the ~2.88 Ga equigranular monzogranite from
216 Ourilândia (Silva et al., submitted) was correlated to Boa Sorte granite, defining a great E–W
217 granitic batholith, which connects the areas of Ourilândia and Canaã (Figure 1c).

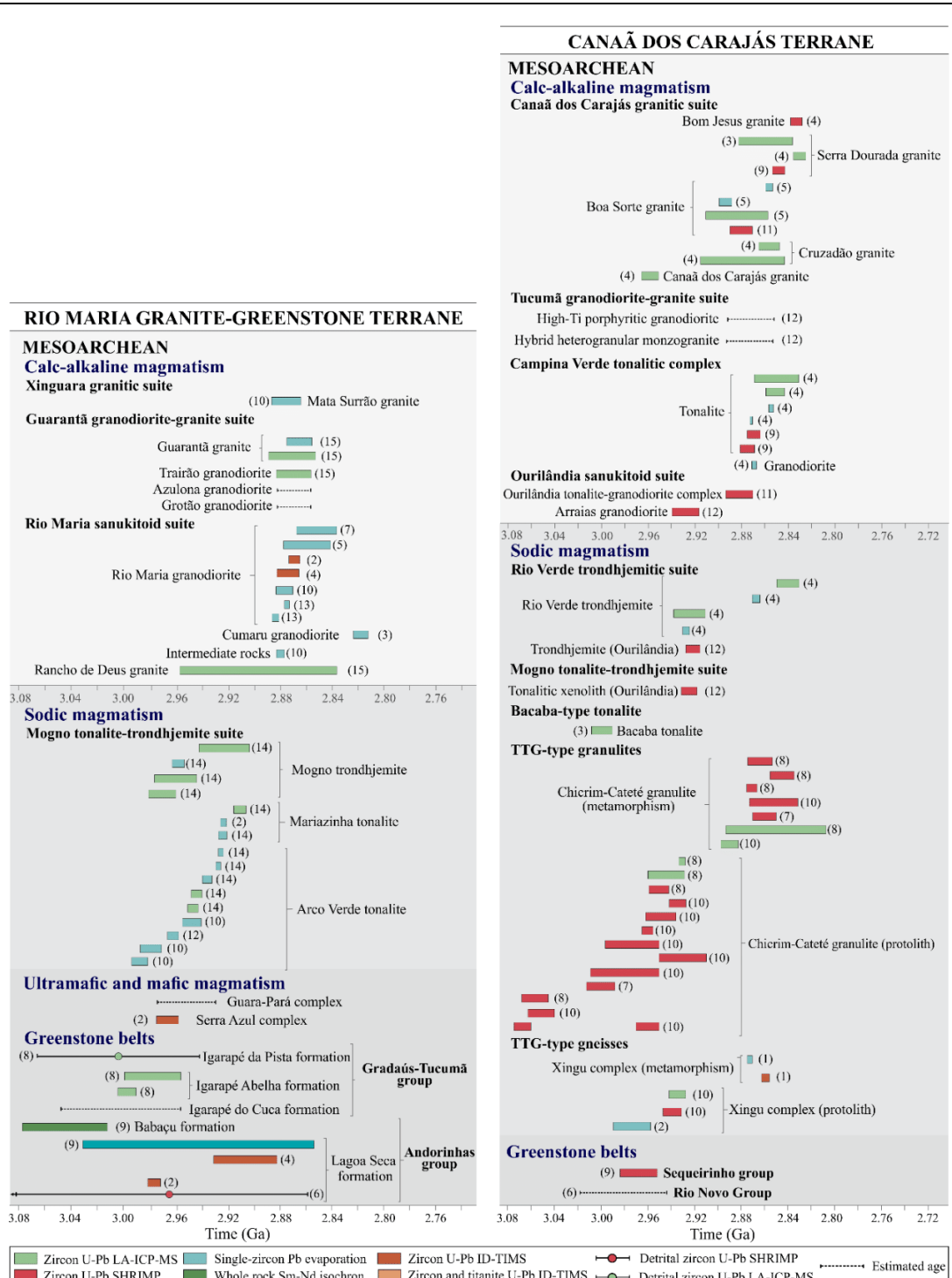
218 The Neoarchean record is represented by 2.76–2.72 Ga amphibole-bearing subalkaline
219 granitoids, charnockites and mafic–ultramafic associations, in addition to undifferentiated
220 granites from the 2.74–2.72 Ga Plaque suite (Figure 1c; Machado et al., 1991; Vasquez and
221 Rosa-Costa, 2008; Feio et al., 2013; Marangoanha et al., 2019; Felix et al., 2020).



RIO MARIA DOMAIN	CARAJÁS DOMAIN	Canaã dos Carajás terrane	Carajás basin
Granite-greenstone terrane	Sapucaia terrane	Canaã dos Carajás terrane	Carajás basin
PALEOPROTEROZOIC	PALEOPROTEROZOIC	PALEOPROTEROZOIC	PALEOPROTEROZOIC
Anorogenic magmatism	Anorogenic magmatism	Anorogenic magmatism	Anorogenic magmatism
Jamon, Velho Guilherme and Serra dos Carajás suites (~1.88 Ga)	Serra dos Carajás suite (~1.88 Ga)	Serra dos Carajás suite (~1.88 Ga)	Serra dos Carajás suite (~1.88 Ga)
Sedimentary covers	NEOARCHEAN	NEOARCHEAN	Sedimentary covers
Gimaema and Rio Fresco groups	Subalkaline magmatism	Plaquê suite (undifferentiated granites) (2.74–2.72 Ga)	Caniana formation (2.01–1.88 Ga)
MESOARCHEAN	Mafic-ultramafic magmatism	Subalkaline magmatism	Águas Claras formation (>2.06 Ga)
Calc-alkaline magmatism	Undifferentiated mafics	Planalto suite (pl) (2.74–2.72 Ga)	Azul formation (2.37–2.06 Ga)
Guaranã granodiorite-granite suite (2.87–2.86 Ga)	MESOARCHEAN	Vila União suite (un) (2.75–2.73 Ga)	Serra Sol formation (2.58–2.06 Ga)
Azulona granodiorite (undated)	Calc-alkaline magmatism	Charnockitic magmatism	NEOARCHEAN
Trairão granodiorite (~2.87 Ga)	Xinguara granite suite (xg) (~2.86 Ga)	Charnockite from Ourilândia do Norte (undated)	Subalkaline magmatism
Grotão granodiorite (undated)	Água Limpa-type sanukitoids	Café enderbite (2.75–2.73 Ga)	Igarapé Celadão granite (tg) (2.76–2.70 Ga)
Xinguara granite suite	Água Azul granodiorite (al) (~2.87 Ga)	Pium diopside-torite (2.74–2.73 Ga)	Serra do Rabo granite (sr) (~2.74 Ga)
Mata Surralto granite (ms) (2.88–2.87 Ga)	Sodic magmatism	Pedra Branca suite (2.76–2.75 Ga)	Estrela granitic complex (es) (~2.76 Ga)
Rio Maria sanukitoid suite	Nova Canadá granodiorite (~2.89 Ga) and related plutons	Mafic-ultramafic magmatism	Mafic-ultramafic magmatism
Rio Maria granodiorite (2.88–2.85 Ga)	Pantanal granodiorite (undated)	Cateté suite (~2.76 Ga) and undifferentiated mafics	Santa Inês gabbro, Luanga complex (~2.76 Ga), undifferentiated mafics
Intermediate rocks (~2.88 Ga)	TTG-type tonalite-trondhjemite	MESOARCHEAN	Meta-volcano-sedimentary sequences
Parazônia quartz diorite (~2.87 Ga)	Água Fria trondhjemite (2.86–2.84 Ga)	Calc-alkaline magmatism	Grão-Pará group (>2.74 Ga), Pojeua group (>2.72 Ga), Bahia group (>2.75 Ga), Salobo group (>2.76 Ga)
Rancho de Deus granite (~2.89 Ga)	Mariacinha tonalite (2.92–2.91 Ga)	Bom Jesus (b) (2.83 Ga), Serra Dourada (e) (2.86–2.83 Ga)	MESOARCHEAN
Sodic magmatism	Colorado trondhjemite (A) (~2.87 Ga)	Cruzado (c) (2.88–2.85 Ga), Bos Sorte (d) (2.88–2.85 Ga) and Canaã dos Carajás (a) (~2.96 Ga?) granites	Calc-alkaline magmatism
Transitional TTG	Água Azul trondhjemite (B) (~2.93 Ga)	Tucumã granodiorite-granite suite	Campina Verde-type tonalite-granodiorite
Nova Canadá granodiorite (2.89–2.87 Ga) and related plutons	Caracol tonalitic complex (C) (2.95–2.93 Ga)	High-Ti granodiorite and related rocks (undated)	Campina Verde tonalitic complex (2.88–2.85 Ga)
TTG-type tonalite-trondhjemites	São Carlos-type granitoids	Ourilândia sanukitoid suite	Ourilândia tonalite-granodiorite complex (~2.88 Ga) and Arraís granodiorite (~2.92 Ga)
Mariacinha tonalite (C) (2.92–2.91 Ga)	São Carlos tonalite (~2.93 Ga)	Sodic magmatism	Sodic magmatism
Mogno trondhjemite (B) (2.97–2.92 Ga)	Mafic-ultramafic magmatism	Rio Verde trondhjemite suite	Xingu complex (2.97–2.93 Ga*, ~2.86 Ga**)
Arco Verde tonalite (A) (2.98–2.92 Ga)	Água Azul amphibolite (undated)	Rio Verde trondhjemite (2.92–2.84 Ga) and trondhjemite from Ourilândia do Norte (2.92 Ga)	Chierim-Cateté granulite (3.07–2.93 Ga*, 2.89–2.84 Ga**)
Mafic-ultramafic magmatism	Greenstone belts	Bacaba-type granitoids	Greenstone belts
Serra Azul complex (~2.97 Ga)	Sapucaia group (sa) (undated)	Bacaba Tonalite (3.00–2.99 Ga)	Xingu complex (2.97–2.93 Ga*, ~2.86 Ga**) and Sequeira Group (>2.97 Ga)
Guana-Pará complex (undated)		TTG-type orthogneisses	
Greenstone belts		Xingu complex (2.97–2.93 Ga*, ~2.86 Ga**) and Sequeira Group (>2.97 Ga)	
Andorinha group (an) (>2.90 Ga)			
Gradatis-Tucumã group (gt) (>2.90 Ga)			

222
223
224
225
226
227
228
229

Figure 1 – Regional context of the Carajás province: (a) South American platform (Almeida et al., 1981); (b) Amazonian craton with tectonic boundaries from Santos (2003); (c) simplified geologic map of the Carajás province. On the right, the subdivision of the lithotectonic (sub)domains is schematically shown, similar to that proposed by Dall’Agnol et al. (2013). The summarized geochronological data were obtained by U-Pb in situ and/or Pb evaporation in zircon using different analytical equipment and procedures: Machado et al. (1991); Macambira and Lancelot (1996); Avelar et al. (1999); Souza et al. (2001); Vasquez and Rosa-Costa (2008); Almeida et al. (2011, 2013); Feio et al. (2013); Tavares et al. (2018); Teixeira et al. (2019); Marangoanha et al. (2019); Silva et al. (2021), Santos-Silva et al. (2021), Silva et al. (submitted) and references therein.



230
 231
 232
 233
 234
 235
 236
 237
 238
 239

Figure 2 – Geochronology of the Mesoarchean rocks from the Carajás province. Data sources from the Rio Maria domain: 1 – Macambira (1992), 2 – Pimentel and Machado (1994), 3 – Lafon and Scheller (1994), 4 – Macambira and Lancelot (1996), 5 – Gaudette et al. (1998), 6 – Macambira et al. (1998), 7 – Avelar et al. (1999), 8 – Santos-Silva et al. (2021), 9 – Souza et al. (2001), 10 – Rolando and Macambira (2003), 11 – Leite et al. (2004), 12 – Vasquez and Rosa-Costa (2008), 13 – Santos et al. (2013), 14 – Almeida et al. (2011), 15 – Almeida et al. (2013). Data sources from the Canaã dos Carajás terrane: 1 – Machado et al. (1991), 2 – Avelar et al. (1999), 3 – Moreto et al. (2011), 4 – Feio et al. (2013), 5 – Rodrigues et al. (2014), 6 – Tavares et al. (2018), 7 – Pidgeon et al. (2000), 8 – Marangoanha et al. (2019), 9 – Moreto et al. (2015), 10 – Silva et al. (2021), 11 – Silva et al. (submitted), 12 – This study. LA-ICP-MS = Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry; SHRIMP = sensitive high resolution ion microprobe; ID-TIMS = Thermal Ionization Mass Spectrometry Isotopic Dilution.

Table 1 – Synthesis of the geochronological data of the Mesoproterozoic units from the Carajás province.**Rio Maria granite-greenstone terrane**

Lithostratigraphic units	Variety/Facies	Ages (Ma)	Methods	Material	Interpretation	Reference
CALC-ALKALINE MAGMATISM						
Xinguara granitic suite						
Mata Surrão granite	Monzogranite	2875±11	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Rolando and Macambira (2003)
	Monzogranite	2881±2	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Rolando and Macambira (2003)
Guarantã granodiorite-granite suite						
Guarantã granite	Monzogranite	2864±8	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2013)
	Monzogranite	2870±16	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2013)
Trairão granodiorite	Granodiorite	2869±12	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2013)
Rio Maria Sanukitoid suite						
Cumaru granodiorite	Granodiorite	2817±4	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Lafon and Scheller (1994)
Rio Maria granodiorite	Granodiorite	2852±16	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Avelar et al. (1999)
	Granodiorite	2859±19	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Gaudette et al. (1998)
	Granodiorite	2872±5	U-Pb ID-TIMS	Zircon and Titanite	Emplacement	Pimentel and Machado (1994)
	Granodiorite	2874±9/-10	U-Pb ID-TIMS	Zircon and Titanite	Emplacement	Macambira and Lancelot (1996)
	Granodiorite	2877±6	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Rolando and Macambira (2003)
	Granodiorite	2875±2	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Santos et al. (2013)
	Granodiorite	2884±3	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Santos et al. (2013)
Intermediate rocks	Diorite	2880±4	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Rolando and Macambira (2003)
Rancho de Deus granite		2898±61	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2013)
SODIC MAGMATISM						
TTG-type granitoids						
Mogno trondhjemite	Trondhjemite	2924±19	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2011)
	Trondhjemite	2959±5	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2011)
	Trondhjemite	2961±16	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2011)
	Trondhjemite	2972±9	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2011)
Mariazinha tonalite	Tonalite	2912±5	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2011)
	Tonalite	2924±2	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Pimentel and Machado (1994)
	Tonalite	2925±3	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2011)
Arco Verde tonalite	Tonalite	2926±2	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2011)
	Tonalite	2928±2	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2011)
	Tonalite	2937±3	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2011)
	Tonalite	2941±5	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2011)
	Tonalite	2948±4	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Almeida et al. (2011)
	Tonalite	2948±7	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Rolando and Macambira (2003)
	Tonalite	2964±4	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Vasquez and Rosa-Costa (2008)
	Tonalite	2981±8	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Rolando and Macambira (2003)
	Tonalite	2988±5	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Rolando and Macambira (2003)
MAFIC-ULTRAMAFIC MAGMATISM						
Serra Azul complex		2970±7	U-Pb ID-TIMS	Zircon	Emplacement	Pimentel and Machado (1994)
GREENSTONE BELTS						
Tucumã-Gradaús group						
Igarapé da Pista formation	Felsic volcanic	2868 ± 8	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Avelar et al. (1999)
	Meta-sandstone	3063–2944	U-Pb LA-ICP-MS	Detrital zircon	Provenance	Santos-Silva et al. (2021)
Igarapé Abelha formation	Metarhyodacite	2979±23/24	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Extrusion	Santos-Silva et al. (2021)
	Dacitic metauff	2996±5/9	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Extrusion	Santos-Silva et al. (2021)
Andorinhas group						
Babaçu formation	Volcanic rocks	3046±32	Sm-Nd isochron	Whole rock	Extrusion	Souza et al. (2001)
Lagoa Seca formation	Metadacite	2943±88	Pb evaporation	Whole rock	Extrusion	Souza et al. (2001)
	Metarhyodacite	2904±29/-22	U-Pb ID-TIMS	Zircon	Extrusion	Macambira and Lancelot (1996)
	Felsic volcanic	2979±5	U-Pb ID-TIMS	Zircon	Extrusion	Pimentel and Machado (1994)
	Quartzite	2.8–3.7 Ga	U-Pb SHRIMP	Detrital zircon	Provenance	Macambira et al. (1998)

243

Table 1 – (Continued)**Canaã dos Carajás terrane**

Lithostratigraphic units	Variety/Facies	Ages (Ma)	Methods	Material	Interpretation	Reference
CALC-ALKALINE MAGMATISM						
Canaã dos Carajás granitic suite						
Bom Jesus granite	Syenogranite	2833±6	U-Pb SHRIMP	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
Serra Dourada granite	Monzogranite	2848±5.5	U-Pb SHRIMP	Zircon	Emplacement	Moreto et al. (2015)
	Monzogranite	2831±6	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
	Monzogranite	2860±22	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Moreto et al. (2011)
Boa Sorte granite	Monzogranite	2857±2	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Rodrigues et al. (2014)
	Syenogranite	2885±26	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Rodrigues et al. (2014)
	Monzogranite	2881±11	U-Pb SHRIMP	Zircon	Emplacement	Silva et al. (submitted)
	Monzogranite	2895±4	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Rodrigues et al. (2014)
Cruzadão granite	Syenogranite	2857±8	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
	Syenogranite	2879±37	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
Canaã dos Carajás granite	Monzogranite	2959±6	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
Campina Verde tonalitic complex						
Tonalite		2850±7	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
		2851±18	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
		2853±2	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
	Granodiorite	2868±2	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
	Tonalite	2872±1	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
	Tonalite	2871±7.7	U-Pb SHRIMP	Zircon	Emplacement	Moreto et al. (2015)
	Tonalite	2876±5.4	U-Pb SHRIMP	Zircon	Emplacement	Moreto et al. (2015)
Ourlândia sanukitoid suite						
Ourlândia granodiorite-granite complex	Equigranular granodiorite	2885.3±12	U-Pb SHRIMP	Zircon	Emplacement	Silva et al. (submitted)
Arraiais granodiorite	Porphyritic granodiorite	2924.3±8.2	U-Pb SHRIMP	Zircon	Emplacement	This study
SODIC MAGMATISM						
TTG-type granitoids						
Rio Verde trondhjemitic suite						
Rio Verde trondhjemite	Granodiorite	2841±9	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
	Granodiorite	2868±4	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
	Trondhjemite	2923±15	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
	Trondhjemite	2929±3	Pb evaporation	Zircon	Emplacement	Feio et al. (2013)
Ourlândia trondhjemite	Trondhjemite	2926.5±5.2	U-Pb SHRIMP	Zircon	Emplacement	This study
Mogno tonalite-trondhjemite suite						
Tonalitic xenolith (Ourlândia)	Tonalite	2925±7.8	U-Pb SHRIMP	Zircon	Emplacement	This study
Bacaba-type granitoids						
Bacaba tonalite	Tonalite	2990.9±5.8	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Moreto et al. (2011)
	Tonalite	3001.2±3.6	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Moreto et al. (2011)
	Tonalite	3004.6±9	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Emplacement	Moreto et al. (2011)
TTG-type orthogneisses						
Chicrim-Cateté granulite	Mafic granulite	2845±8	U-Pb SHRIMP	Zircon	Metamorphism	Marangoanha et al. (2019)
	Felsic granulite	2847±39	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Metamorphism	Marangoanha et al. (2019)
	Felsic granulite	2853±21	U-Pb SHRIMP	Zircon	Metamorphism	Silva et al. (2021)
	Felsic granulite	2859±9	U-Pb SHRIMP	Zircon	Metamorphism	Pidgeon et al. (2000)
	Felsic granulite	2865±11	U-Pb SHRIMP	Zircon	Metamorphism	Marangoanha et al. (2019)
	Mafic granulite	2870±5	U-Pb SHRIMP	Zircon	Metamorphism	Marangoanha et al. (2019)
	Mafic granulite	2890±7	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Metamorphism	Silva et al. (2021)
	Felsic granulite	2930±3	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Protolith	Marangoanha et al. (2019)
	Felsic granulite	2932±20	U-Pb SHRIMP	Zircon	Protolith	Silva et al. (2021)
	Felsic granulite	2946±19	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Protolith	Marangoanha et al. (2019)
	Felsic granulite	2951±8	U-Pb SHRIMP	Zircon	Protolith	Marangoanha et al. (2019)
	Felsic granulite	2955±8	U-Pb SHRIMP	Zircon	Protolith	Silva et al. (2021)
	Felsic granulite	2961±9	U-Pb SHRIMP	Zircon	Protolith	Silva et al. (2021)
	Felsic granulite	2963±5	U-Pb SHRIMP	Zircon	Protolith	Silva et al. (2021)
	Felsic granulite	2979±31	U-Pb SHRIMP	Zircon	Protolith	Silva et al. (2021)
	Felsic granulite	2984±13	U-Pb SHRIMP	Zircon	Protolith	Silva et al. (2021)
	Felsic granulite	3002±14	U-Pb SHRIMP	Zircon	Protolith	Pidgeon et al. (2000)
	Felsic granulite	3055±9	U-Pb SHRIMP	Zircon	Protolith	Marangoanha et al. (2019)
	Felsic granulite	3066±7	U-Pb SHRIMP	Zircon	Protolith	Silva et al. (2021)
Xingu complex	Leucosome	2859±2	U-Pb TIMS	Zircon	Metamorphism	Machado et al. (1991)
	Orthogneiss	2936±6	U-Pb LA-ICP-MS	Zircon	Protolith	Silva et al. (2021)
	Orthogneiss	2939±7	U-Pb SHRIMP	Zircon	Protolith	Silva et al. (2021)
	Orthogneiss	2974±15	Pb evaporation	Zircon	Protolith	Avelar et al. (1999)
Greenstone belts						
Sequeirinho group	Volcanic rock	2968±15	U-Pb SHRIMP	Zircon	Extrusion	Moreto et al. (2015)

244

245 3 MESOARCHEAN GRANITOIDS FROM OURILÂNDIA DO NORTE

246 In previous studies, the Rio Maria granodiorite was recognized in the Ourilândia area
 247 (Avelar et al., 1999; Santos et al., 2013; Santos and Oliveira, 2016). However, recent study has
 248 suggested that Ourilândia SNKs shows petrological differences in relation to the Rio Maria
 249 suite (Silva et al., submitted), indicating that these rocks are characterized by granodioritic to
 250 tonalitic calc-alkaline series, whereas the Rio Maria SNKs show affinity with the granodioritic
 251 to monzonitic calc-alkaline series (Oliveira et al. 2011).

252 Silva et al. (2018) and Silva and Oliveira (2019) classified the Ourilândia SNKs as a
 253 Mg-K suite, which are spatially and temporally related to the Fe-K suite (HKCAs and BGs).
 254 More recently, Silva et al. (submitted) grouped these rocks in the Ourilândia plutonic complex,
 255 which includes all varieties of Mesoarchean granitoids and associated rocks of this area, such
 256 as the SNKs, potassic granitoids (HKCAs and BGs) and subordinate TTG. These authors also
 257 indicated that the Ourilândia crust is different from the Rio Maria terrane; however, it presents
 258 some lithological and structural features similar to those identified in the Canaã dos Carajás
 259 area as the predominance of BG and scarcity of TTG (Feio et al., 2013). A new stratigraphic
 260 classification is presented in this paper as well as a synthesis of the main lithological aspects of
 261 the granitoids studied.

262 3.1 STRATIGRAPHY, FIELD ASPECTS AND PETROGRAPHY

263 3.1.1 TTG-type granitoids

264 TTG from the Ourilândia area have subordinate occurrence and are represented by
 265 tonalitic xenoliths and a porphyritic trondhjemite stock. Field features and mineralogy were
 266 summarized in Table 2, whereas the main meso- and microstructural features are shown in
 267 Figure 4a–d. The tonalitic xenoliths are correlated to the Mogno suite and occur hosted in the
 268 Boa Sorte granite from the Canaã dos Carajás suite (section 3.1.4) and in the granodiorite-
 269 granites from the Tucumã suite (section 3.1.3). The xenoliths show compositional banding and
 270 mylonitic fabric (Figure 4a–b). The porphyritic trondhjemite is correlated to the Rio Verde
 271 suite, and it has a E-W conical shape (~2 km long), contains several small mafic enclaves
 272 (Figure 4c) and occurs associated to quartz diorite with SNK affinity (Figure 3).

273 3.1.2 Ourilândia sanukitoid suite

274 In this study, the Ourilândia SNKs are grouped in the Ourilândia sanukitoid suite, which
 275 includes ~2.92 Ga Arraias granodiorite and ~2.88 Ga Ourilândia tonalite-granodiorite complex.
 276 Mineralogy and main field features were summarized in Table 2, while the main meso- and
 277 microstructural aspects are presented in Figure 4e–r.

278 3.1.2.1 Arraias granodiorite

279 Arraias granodiorite was named here to refer to two conical stocks elongated in the E-
 280 W direction, composed of granodiorites and subordinate monzogranites and quartz
 281 monzodiorites, which are mapped in the southeast portion of the Ourilândia do Norte town
 282 (Figure 3). It is intrusive in the Tucumã-Gradaús group and intruded by the Ourilândia tonalite-
 283 granodiorite complex and by the Boa Sorte granite. The Arraias granodiorite is characterized
 284 by a porphyritic texture with centimetric feldspar phenocrysts immersed in a fine to medium-
 285 grained matrix (Figure 4e–f). In addition, it shows field features indicative of cumulate
 286 processes during crystallization, such as agglomerates of feldspar phenocrysts and mafic
 287 enclaves. These rocks are affected by a slight deformation related to a E–W planar fabric with

288 moderate to high angle dip ($> 60^\circ$), defined by the preferential orientation of feldspars and mafic
 289 minerals (Table 2).

290 3.1.2.2 Ourilândia tonalite-granodiorite complex

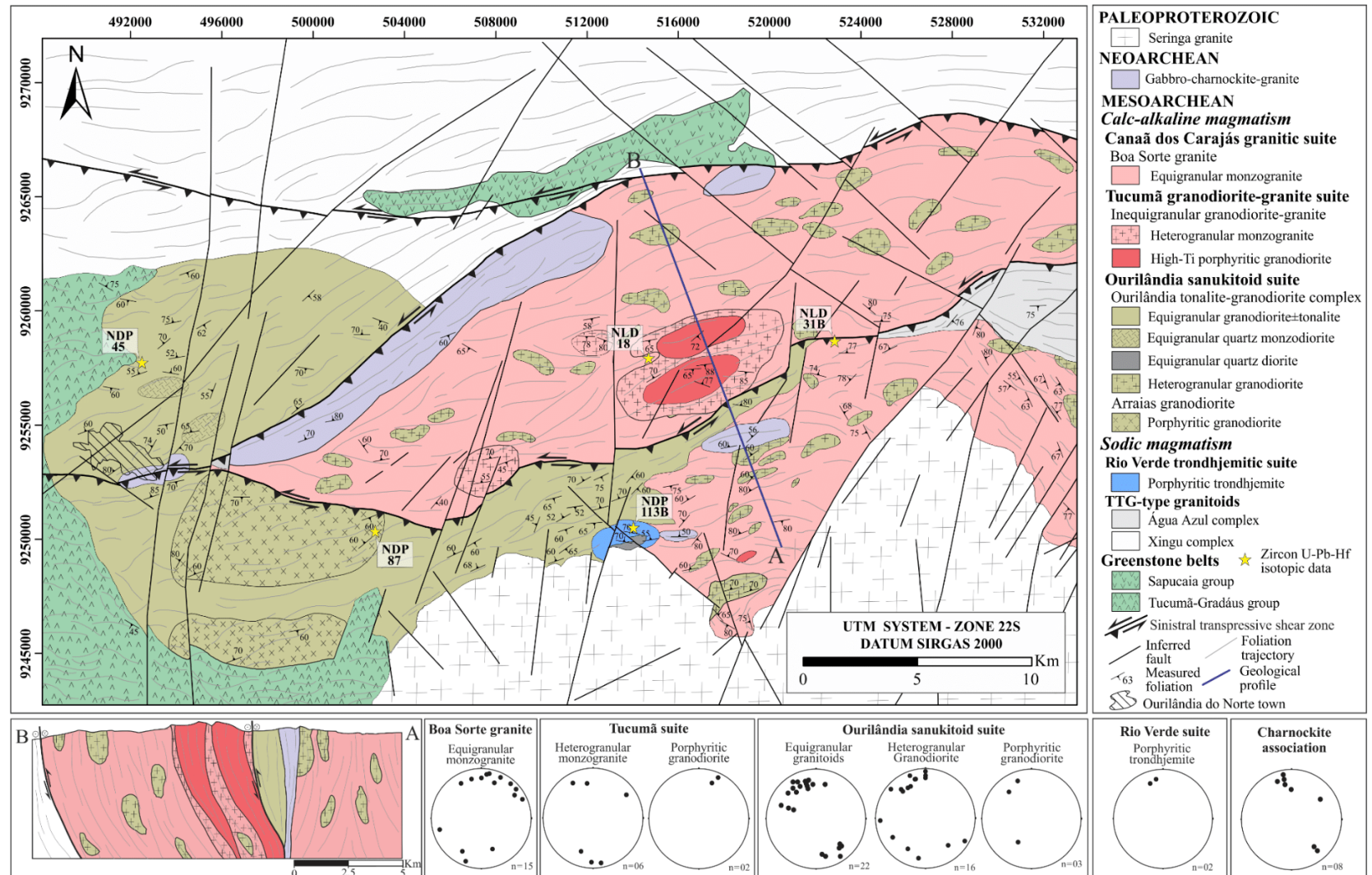
291 Ourilândia tonalite-granodiorite complex outcrops as an elongated conical batholith in
 292 the ENE–WSW direction (Figure 3). It is composed of granodiorites and tonalites with
 293 subordinate quartz monzodiorite, (quartz) diorites and mafic enclaves (Figure 4g–r). In general,
 294 the mafic enclaves occur oriented according to foliation and show mingling relations with the
 295 host granitoids. The Ourilândia complex is intrusive in undifferentiated gneisses from the Xingu
 296 complex to the north and in the Tucumã-Gradaús group to the southwest. It is crosscut to the
 297 east by the Mesoarchean Boa Sorte and Paleoproterozoic Seringa granites. Equigranular
 298 granodiorite from the Ourilândia complex was dated at 2886 ± 14 Ma by zircon U-Pb SHRIMP
 299 (Silva et al., submitted). The Ourilândia complex also integrates heterogranular granodiorite
 300 lenses that are scattered into the Boa Sorte granite and indicate that the magmas that gave rise
 301 to these rocks coexisted under low viscosity contrasts (Figure 3). This hypothesis was supported
 302 by zircon U-Pb SHRIMP data from the Boa Sorte granite (section 3.1.4.1), which provided
 303 coeval crystallization age of 2881 ± 10 Ma (Silva et al., submitted).

304 The magmatic to tectonic fabrics of the Ourilândia complex are formed by E–W to
 305 ENE–WSW foliations and moderate to high angle dips (Figure 3). In the low strain domains,
 306 the foliation is defined by the preferential orientation of euhedral crystals of feldspars and mafic
 307 minerals. On the other hand, in the high strain domains, located around the pluton borders,
 308 mylonitic foliation commonly occurs, with varying intensity and generally subparallel to the
 309 magmatic fabric. These features indicate that the batholiths of the Ourilândia suite are limited
 310 by regional shear zones, which are closely related to the rise and emplacement of their magmas.
 311 The hornblende represents the main mafic phase, but biotite and epidote compose important
 312 varietal minerals in the Ourilândia complex. However, in the heterogranular granodiorite, the
 313 hornblende occurs only as an accessory phase. All accessory minerals from these rocks are
 314 discriminated in the Table 2. Silva et al. (submitted) indicate that the secondary phase formation
 315 of these rocks is a result of hydration reactions under cooling conditions, assisted by
 316 deformation, during the late to post-magmatic stage. Fluids involved in this delteric alteration
 317 are derived from the own magmatic evolution.

318 3.1.3 Tucumã granodiorite-granite suite

319 In this paper, the Tucumã granodiorite-granite suite is being proposed to group the high-
 320 Ti porphyritic granodiorite (Figure 4s–t) and the associated heterogranular monzogranite
 321 (Figure 4u–v) from the Ourilândia area (Figure 3). These rocks are correlated to the HKCA
 322 granitoids (cf. Moyen 2020) or high-Ti SNKs (cf. Martin et al., 2009). Other plutons are also
 323 included into this suite, such as those classified as high-HFSE granitoids from Tucumã area that
 324 occur as a set of stocks intrusive in BG (Silva-Silva et al., 2020). The mineralogy and main
 325 field observations of the Tucumã suite are summarized in Table 2. Analogous to the SNKs, the
 326 high-Ti granodiorite shows several mafic microgranular enclaves, in addition to TTG-type
 327 tonalitic xenoliths (section 3.1.1). Mingling relations are features often observed, such as high-
 328 Ti granodiorite enclaves hosted in BG.

329



330
 331
 332
 333
 334

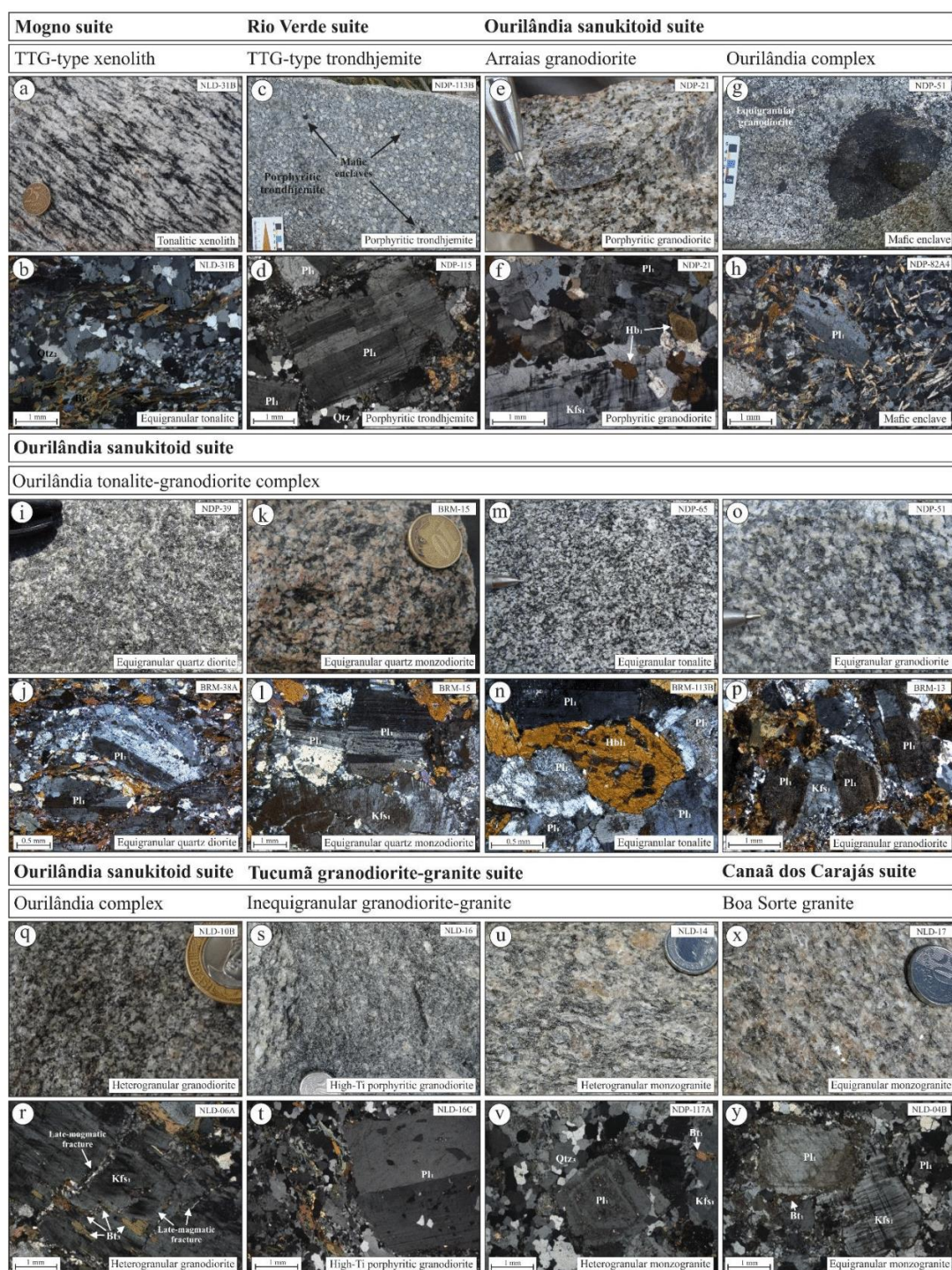
Figure 3 – Geological map of the Ourilândia area (modified from *Silva et al. submitted*). A schematic profile (A-B) and equal-area stereographic projections (Schmidt-Lambert) are presented showing the deep structures interpretations and measured foliations (magmatic and/or tectonic). Universal Transverse Mercator – UTM (zone 22S, SIRGAS 2000) coordinates of samples dated in this study: (i) Boa Sorte granite (NLD-18) = 9258144, 515048; (ii) Ourilândia complex (NDP-45) = 9257780, 492463; (iii) Arraias granodiorite (NDP-87) = 9250496, 502883; (iv) TTG type porphyritic trondhjemite from the Rio Verde suite (NDP-113B) = 9250048, 514161; and (v) TTG-type tonalitic xenolith from the Mogno suite (NLD-31B) = 9258606, 522710.

335

Table 2 – Summary of the field and petrography aspects of the Mesoproterozoic granitoids from Ourilândia do Norte.

Ourilândia plutonic magmatism			Field data		Petrography			
Stratigraphic units	Lithological varieties	Age (Ga)	Macro and mesostructural aspects	QAP classification	Microstructural aspects	Varietal minerals	Accessory minerals	Secondary minerals
Canaã dos Carajás suite								
Boa Sorte granite	Equigranular monzogranite	2.88	Tabular and conical shaped batoliths Subparallel magmatic to tectonic foliation with E-W to NE-SW direction and subvertical dips Compositional banding, magmatic faults, complex folds and milonitization features Presence of tonalitic xenoliths	Monzogranite and subordinate granodiorite	Equigranular texture Medium-grained Preferential orientation of quartz and biotite aggregates Moderate to high temperature deformation microstructures	Bt	Ep, Tnt, Ap, Zrc, Aln and Op	Chl, Ms, Ep, Tnt and Op
Tucumã granodiorite-granite suite								
High-Ti granodiorite-granite	Heterogranular monzogranite		Lenses or small plutons in the granitic batoliths Subparallel magmatic to tectonic foliation with E-W to NE-SW direction and subvertical dips Presence of tonalitic xenoliths Mingling relation with porphyritic granodiorite	Monzogranite and subordinate granodiorite	Heterogranular texture Medium-grained matrix Magmatic and mylonitic fabrics Moderate to high temperature deformation microstructures	Bt	Ep, Tnt, Ap, Zrc, Aln and Op	Chl, Ms, Ep, Tnt and Op
	Porphyritic granodiorite		Lenses or small plutons in the granitic batoliths Subparallel magmatic to tectonic foliation with E-W to NE-SW direction and subvertical dips Presence of tonalitic xenoliths and mafic enclaves Mingling relation with heterogranular monzogranite	Granodiorite	Sparsely porphyritic texture Medium to fine-grained matrix Magmatic and mylonitic fabrics Moderate to high temperature deformation microstructures	Bt, Tnt and Ep	Ap, Aln, Zrc and Op	Chl, Ms, Ep, Tnt and Op
Ourilândia sanukitoid suite								
Ourilândia tonalite-granodiorite complex	Equigranular granodiorite	2.88	Tabular and conical shaped batoliths Preferential orientation of feldspars, amphibole, biotite and quartz aggregates Subparallel magmatic to tectonic foliation with E-W to NE-SW direction and subvertical dips Mafic enclaves oriented according to foliation Presents xenoliths of greenstone belts	Granodiorite	Equigranular texture Medium-grained Magmatic and mylonitic fabrics Moderate to high temperature deformation microstructures	Hbl, Bt and Ep	Tnt, Ap, Zrc and Op	Chl, Ms, Ep, Tnt and Op
	Equigranular tonalite		On the map, it was not differentiated from the equigranular granodiorite and shows similar features Subparallel magmatic to tectonic foliation with E-W to NE-SW direction and subvertical dips Mafic enclaves oriented according to foliation	Tonalite	Equigranular texture Medium-grained Moderate to high temperature deformation microstructures	Hbl, Bt and Ep	Tnt, Ap, Zrc and Op	Chl, Ms, Ep, Tnt and Op
	Equigranular quartz monzodiorite		Small plutons in the equigranular granodiorite Subparallel magmatic to tectonic foliation with E-W to NE-SW direction and subvertical dips Presence of mafic enclaves	Quartz monzodiorite	Equigranular texture Medium-grained Moderate to high temperature deformation microstructures	Hbl and Ep	Tnt, Ap, Zrc and Op	Chl, Ms, Ep, Tnt and Op
	Equigranular quartz diorite		Lenses or small plutons in the sanukitoid granodiorite Subparallel magmatic to tectonic foliation with E-W to NE-SW direction and subvertical dips	Quartz diorite and subordinate diorite	Equigranular texture Fine-grained Moderate to high temperature deformation microstructures	Hbl, Bt, Ep	Tnt, Ap, Zrc and Op	Chl, Ms, Ep, Tnt and Op
	Heterogranular granodiorite		Lenses or small plutons in the granitic batoliths Subparallel magmatic to tectonic foliation with E-W to NE-SW direction and subvertical dips Mafic enclaves oriented according to foliation It is crosscut by potassic granite, but also shows mingling features indicating low viscosity contrast with the same	Granodiorite with subordinate monzogranite	Heterogranular texture Medium-grained matrix Magmatic and mylonitic fabrics Moderate to high temperature deformation microstructures	Bt and Ep	Hbl, Tnt, Ap, Zrc and Op	Chl, Ms, Ep, Tnt and Op
Arraias granodiorite	Porphyritic granodiorite	2.92	Occurs as two conical shaped plutons Subparallel magmatic to tectonic foliation with E-W to NE-SW direction and subvertical dips Presence of mafic enclaves and cumulate features	Granodiorite with subordinate monzogranite and quartz monzodiorite	Porphyritic texture Medium-grained matrix Moderate to high temperature deformation microstructures	Hbl and Bt	Ep, Tnt, Ap, Zrc and Op	Chl, Ms, Ep, Tnt and Op
Rio Verde trondhjemitic suite	Porphyritic trondhjemite	2.92	Occur as a conical stock intrusive in greenstone belts and crosscut by the granites and sanukitoid rocks It presents a large number of small mafic enclaves	Trondhjemite	Porphyritic texture Medium grained matrix Moderate to high temperature deformation microstructures	Bt and Ep	Hbl, Tnt, Ap and Zrc	Ep, Ms and Chl
Mogno tonalite-trondhjemite suite	Tonalitic xenolith	2.92	It is hosted in the High-Ti granodiorite-granite and potassic granites Mylonitic foliation; feldspar crystals surrounded by flattened aggregates of quartz and biotite	Tonalite	Equigranular texture Coarse-grained Magmatic and mylonitic fabrics Moderate to high temperature deformation microstructures	Bt and Ep	Tnt, Ap, Zrc and Op	Chl, Ms, Ep, Tnt and Op

336



337
338
339
340
341
342
343
344
345

Figure 4 – Meso- and microstructural aspects of the Mesoarchean granitoids from the Ourilândia do Norte area (after [Silva et al., 2018, submitted](#)). (a–d) 2.92 Ga TTG-type granitoids: (a–b) tonalitic xenolith correlated to the Mogno tonalite-trondhjemite suite; and (c–d) porphyritic trondhjemite correlated to the Rio Verde trondhjemitic suite. (e–f) 2.92 Ga Arraias granodiorite from the Ourilândia sanukitoid suite. (g–r) 2.88 Ga Ourilândia tonalite-granodiorite complex from the Ourilândia sanukitoid suite: (g–h) mafic microgranular enclave; (i–j) equigranular quartz diorite; (k–l) equigranular quartz monzodiorite; (m–n) equigranular tonalite; (o–p) equigranular granodiorite; and (q–r) heterogranular granodiorite. (s–v) Tucumã granodiorite-granite suite: (s–t) high-Ti porphyritic granodiorite; and (u–v) heterogranular monzogranite. (x–y) Equigranular monzogranite correlated to the Boa Sorte granite from the Canaã dos Carajás granitic suite.

346 **3.1.4 Canaã dos Carajás granitic suite**

347 3.1.4.1 Boa Sorte granite

348 Bos Sorte granite was defined in the extreme north of Vila Nova Canadá (type area) by
 349 [Rodrigues et al. \(2014\)](#). This pluton extends westward to the Ourilândia area where it is
 350 correlated with equigranular monzogranite (Figure 4x–y), defining a long E–W granitic belt in
 351 accordance with the regional structural pattern. (Figure 1c; Figure 3). It is intrusive in the
 352 Ourilândia and Rio Verde suites as well as in undifferentiated rocks of the Xingu complex
 353 (Figure 3), and it occurs closely related to the Tucumã suite. The batholith provided
 354 crystallization ages of 2857 ± 2 Ma and 2895 ± 4 Ma by single-zircon Pb evaporation (Table 1;
 355 Figure 2) and 2885 ± 26 Ma by zircon U-Pb LA-ICP-MS ([Rodrigues et al., 2014](#)). In the
 356 Ourilândia area, the Boa Sorte granite was dated at 2881 ± 10 Ma by zircon U-Pb SHRIMP
 357 ([Silva et al., submitted](#)). Its mineralogy was summarized in Table 2.

358 3.2 GEOCHEMISTRY

359 The 139 chemical analyses of representative samples of the Ourilândia granitoids were
 360 conducted at ACME Analytical Laboratories, Ltd. (Vancouver, Canada). This geochemical
 361 database was compiled from [Santos and Oliveira \(2016\)](#), [Silva et al. \(2018\)](#) and [Silva et al.](#)
 362 ([submitted](#)). Information regarding the description of the methods and the detection limits is
 363 available at <http://acmelab.com/pdfs/FeeSchedule-2015.pdf>. Major and main trace element
 364 concentrations were determined using inductively coupled plasma emission spectrometry (ICP-
 365 ES), while refractory and rare earth elements were analyzed by inductively coupled plasma-
 366 mass spectrometry (ICP-MS).

367 In this study, selected geochemical parameters for the Ourilândia granitoids are
 368 presented in boxplots and classification plots, in addition to chondrite-normalized rare earth
 369 element (REE) pattern diagrams. Boxplots are probability plots designed to represent the
 370 distribution of non-parametric data ([Tukey, 1977](#)). Different parts of the boxplot indicate the
 371 degree of dispersion, obliquity and outliers of the data distribution. The central lines correspond
 372 to the median (M_d), which is a more robust measure of central tendency than the mean, since
 373 the M_d is insensitive to extreme values. The central boxes contain 50% of the data distribution,
 374 where the lower hinge corresponds to the 1st quartile (25%) and the upper hinge represents the
 375 3rd quartile (75%). The inner fence of the boxplot is calculated by multiplying the interquartile
 376 range (IQR) by 1.5 times. The upper and lower whiskers of the boxplot are defined as the
 377 farthest sample inside the inner fence from each end of the central box, calculated by the
 378 following equations: (i) lower whiskers = $Q1 - 1.5(IQR)$; and (ii) upper whiskers =
 379 $Q3 + 1.5(IQR)$. Where $Q1$ = 1st quartile, $Q3$ = 3rd quartile, and $IQR = Q3 - Q1$. The boxplots
 380 were generated using R programming language in the RStudio (<https://www.rstudio.com/>),
 381 while the classification and chondrite-normalized REE pattern diagrams were generated in the
 382 GeoChemical Data ToolKIT 4.1 (<http://www.gcdkit.org/>).

383 **3.2.1 Major element distributions**

384 Boxplots of geochemical parameters selected from the major elements of the different
 385 units studied are showed in Figure 5. The geological units were grouped in first instance by
 386 geochemical affinity into three groups: (i) TTG-type granitoids represented by the tonalitic
 387 xenolith (Mogno tonalite-trondhjemite suite) and the porphyritic trondhjemite (Rio Verde
 388 trondhjemitic suite); (ii) SNK-type rocks stratigraphically classified as Ourilândia tonalite-
 389 granodiorite complex and Arraias granodiorite (Ourilândia sanukitoid suite); (iii) HKCA
 390 granitoids represented by Tucumã granodiorite-granite suite (high-Ti granodiorite and

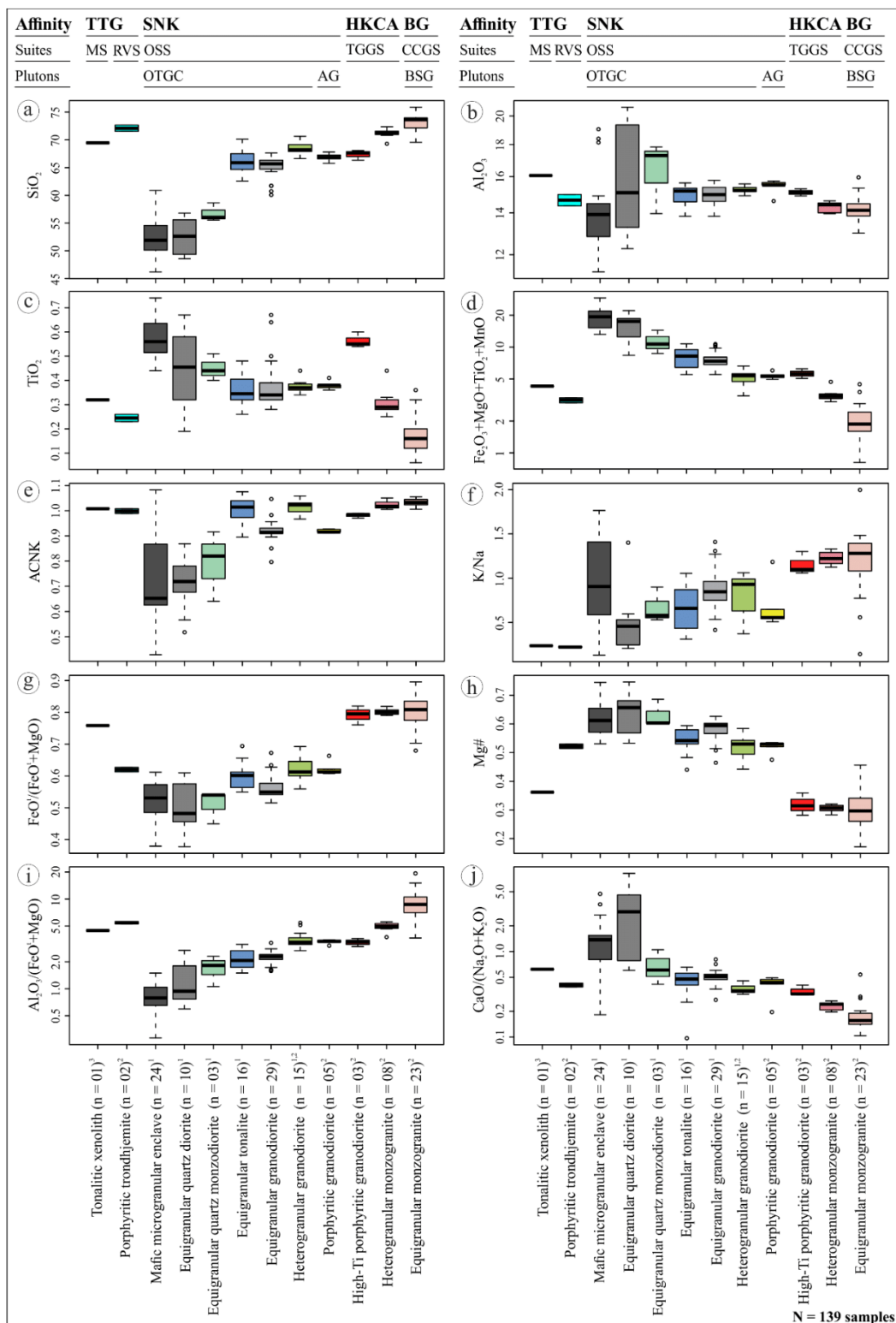
391 associated monzogranite); and (iv) BG represented by the Boa Sorte batholith (Canaã dos
 392 Carajás granitic suite). The lithological varieties of each granitoid suite were also organized
 393 according to increasing SiO₂ contents (Figure 5a). The TTG-type granitoids and the Boa Sorte
 394 granite have higher SiO₂ contents [with $M_d = 69.46$ wt.% for the tonalitic xenolith; 72.10 wt.%
 395 for the porphyritic trondhjemite; and 73.65 wt.% for the equigranular monzogranite] than the
 396 Ourilândia suite ($M_d = 52.63$ – 68.20 wt.%) and the Tucumã suite ($M_d = 67.65$ – 71.26 wt.%). In
 397 general, these rocks provided M_d for the Al₂O₃ contents ranging from 14 to 16 wt.% (Figure
 398 5b); however, the quartz monzodiorite furnished M_d for the Al₂O₃ of 17.29 wt.% that, allied to
 399 the quartz diorite and mafic microgranular enclaves, they show higher dispersion for this oxide
 400 in relation to the other granitoids (Figure 5b).

401 For the set of granitoids studied, the M_d of TiO₂ and Fe₂O₃^t+MgO+TiO₂+MnO ranging
 402 from 0.16 to 0.56 wt.% (Figure 5c) and 1.87 to 19.33 wt.% (Figure 5d), respectively. The TTG-
 403 type granitoids provided low M_d for the TiO₂ contents (0.25–0.32 wt.%) and
 404 Fe₂O₃^t+MgO+TiO₂+MnO (3.14–4.27 wt.%). In Ourilândia suite, the M_d for TiO₂ and
 405 Fe₂O₃^t+MgO+TiO₂+MnO are higher in the quartz monzodiorite (0.44 wt.% and 10.67 wt.%,
 406 respectively), quartz diorite (0.46 wt.% and 17.50 wt.%, respectively) and mafic microgranular
 407 enclaves (0.56 wt.% and 19.33 wt.%, respectively) than in the SNK granitoids (0.34–0.38 wt.%
 408 and 5.33–8.22 wt.%, respectively) (Figure 5c–d). For the Tucumã suite, the M_d for the TiO₂ and
 409 the Fe₂O₃^t+MgO+TiO₂+MnO are relatively high (0.29–0.55 wt.% and 3.44–5.58 wt.%,
 410 respectively), in which the highest values were provided by high-Ti granodiorite (Figure 5c–d).
 411 In contrast, among the groups of rocks analyzed, the Boa Sorte granite showed the lowest TiO₂
 412 contents ($M_d = 0.16$ wt.%) and Fe₂O₃^t+MgO+TiO₂+MnO values ($M_d = 1.87$ wt.%).

413 The granitoids are meta- to peraluminous (Figure 5e) and show different K/Na ratios
 414 (Figure 5f). The ACNK parameter provided M_d ranging from 0.65 to 1.03, while the M_d of K/Na
 415 ratios ranging from 0.22 to 1.28. In this respect, the TTG-type granitoids and the Boa Sorte
 416 granite are peraluminous, however, they have contrasting K/Na ratios, which provide the lowest
 417 M_d for the TTG (0.22–0.24) and the highest for Boa Sorte granite (1.28). Meanwhile, the
 418 Ourilândia suite and the Tucumã suite are metaluminous to peraluminous (M_d of ACNK = 0.65–
 419 1.02 and 0.98–1.02, respectively), but the Ourilândia suite has lower M_d for K/Na (K/Na = 0.46
 420 –0.93) than the Tucumã suite (1.10–1.22).

421 Two important geochemical parameters to group the studied rocks are the Fe index [Fe*
 422 or FeO_t/(FeO_t+MgO)] and magnesium number [Mg# or MgO_{mol}/(MgO+FeO_t)_{mol}]. In this
 423 respect, for the different units the M_d of Fe* and Mg# ranging from 0.48 to 0.81 (Figure 5g)
 424 and 0.30 to 0.66 (Figure 5h), respectively. The TTG-type granitoids provided moderate Fe* and
 425 Mg#, with M_d of 0.76 and 0.36 for the tonalitic xenolith and of 0.62 and 0.52 for the porphyritic
 426 trondhjemite, respectively. The Ourilândia suite has the lowest Fe* values ($M_d = 0.48$ – 0.61)
 427 and the highest Mg# values ($M_d = 0.53$ – 0.66), while the Tucumã suite and the Boa Sorte granite
 428 have the highest Fe* ($M_d = 0.80$ – 0.81) and lowest Mg# values ($M_d = 0.30$ – 0.31).

429 The Al₂O₃/(FeO_t+MgO) and CaO/(Na₂O+K₂O) ratios show systematic variations from
 430 the Ourilândia granitoids (Figure 5i–j). The Al₂O₃/(FeO^t+MgO) values are higher in TTG-type
 431 granitoids ($M_d = 5.45$ and 4.45) and those from the Tucumã suite ($M_d = 3.32$ to 4.98) and Boa
 432 Sorte granite ($M_d = 8.71$), while the CaO/(Na₂O+K₂O) ratio is lower in the granite ($M_d = 0.16$).
 433 For the Ourilândia suite, the higher MgO and CaO contents result in low Al₂O₃/(FeO^t+MgO)
 434 and high CaO/(Na₂O+K₂O) ratios, with M_d for the different units ranging from 0.79 to 3.37
 435 (Figure 5i) and 0.35 to 2.92 (Figure 5j), respectively.



436
437
438
439
440
441
442
443

Figure 5 – Boxplots showing the distribution of selected geochemical parameters (major elements) from the studied granitoids. (a) SiO₂ wt.%; (b) Al₂O₃ wt.%; (c) TiO₂ wt.%; (d) FeO⁺MgO+TiO₂+MnO wt.%; (e) ACNK = [Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)]_{mol}; (f) K/Na wt.%; (g) FeO/(FeO+MgO) wt.%; (h) Mg# = [MgO/(MgO+FeO)]_{mol}; (i) Al₂O₃/(FeO⁺MgO) wt.%; and (j) CaO/(Na₂O+K₂O) wt.%. Units: MS = Mogno suite; RVS = Rio Verde suite; OSS = Ourilândia sanukitoid suite; TGGs = Tucumã granodiorite-granite suite; CCGs = Canaã dos Carajás granitic suite. OTGC = Ourilândia tonalite-granodiorite complex; AG = Arraias granodiorite; and BSG = Boa Sorte granite. Data sources: ¹Santos and Oliveira (2016), ²Silva et al. (2018) and ³Silva et al. (submitted).

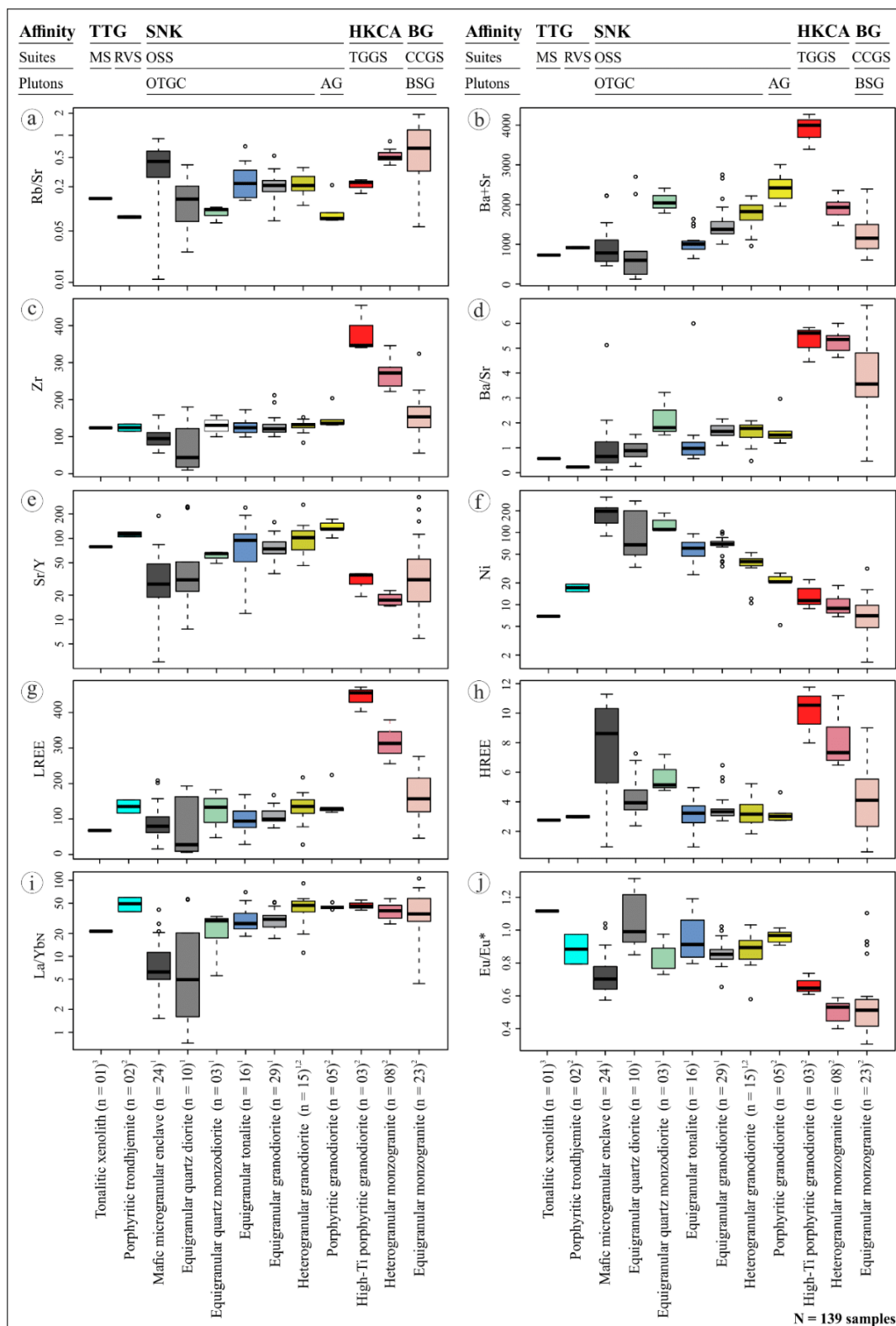
444 3.2.2 Trace element distributions

445 In general, the granitoids from the Ourilândia area are enriched in incompatible
 446 elements, where the high-Ti granodiorite from the Tucumã suite is most enriched in both large
 447 ion lithophile elements (LILEs) and high field strength elements (HFSEs). In addition, by
 448 definition, SNKs are also enriched in compatible elements (e.g., Cr and Ni). Boxplots showing
 449 geochemical parameters selected from the trace elements of the different granitoids are showed
 450 in Figure 6, and the chondrite-normalized REE patterns of these rocks are showed in Figure 7.

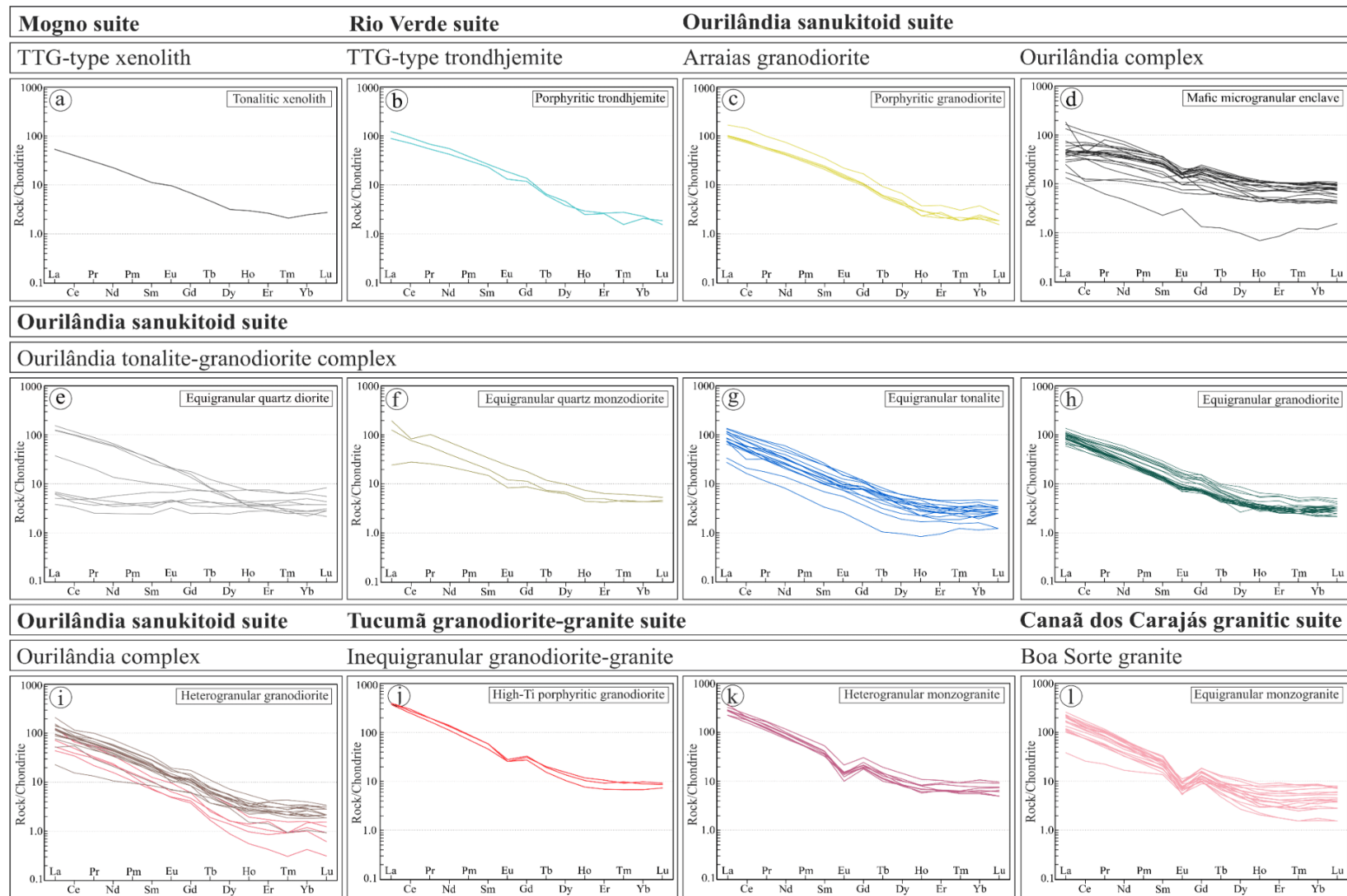
451 The behavior of the Rb/Sr and Ba+Sr parameters show systematic variations in the
 452 granitoid suites (Figure 6a–b). The TTG provided moderate to low Rb/Sr and Ba+Sr values,
 453 with M_d of 0.14 and 728 ppm for the tonalitic xenolith and of 0.08 and 917 ppm for the
 454 porphyritic trondhjemite, respectively. The rocks from the Ourilândia suite showed different
 455 M_d for Rb/Sr (0.07–0.22) and Ba+Sr (597–2421 ppm), where the lowest Rb/Sr ratios ($M_d =$
 456 0.07) and the highest Ba+Sr values ($M_d = 2421$ ppm) are provided by Arraias granodiorite. The
 457 high-Ti granodiorite, in turn, has the highest Ba+Sr values ($M_d = 3995$ ppm) among the studied
 458 rocks. The heterogranular monzogranite from this suite showed intermediate M_d for Rb/Sr
 459 (0.50) and Ba+Sr (1931 ppm) between the high-Ti granodiorite and equigranular monzogranite
 460 correlated to the Boa Sorte batholith (0.67 and 1153 ppm, respectively).

461 Boxplots showing the Zr contents and Ba/Sr ratios had also provided some contrasts
 462 between all suites (Figure 6c–d). The TTG-type granitoids and the Ourilândia suite presented
 463 low Zr contents and Ba/Sr ratios, with $M_d = 124$ –125 ppm and 0.23–0.57 for the former, and
 464 ranging from 44 to 136 ppm and 0.65 to 1.81 for the Ourilândia suite, respectively. In contrast,
 465 the Tucumã suite showed the highest M_d for these two parameters (272–346 ppm and 5.35–
 466 5.60, respectively). As for the Sr/Y ratios, the Boa Sorte granite and Tucumã suite presented
 467 low M_d (17 to 35), while the TTG provided high Sr/Y ratios with M_d of 79 for the tonalitic
 468 xenolith and of 112 for the porphyritic trondhjemite (Figure 6e). The highest values for this
 469 ratio are given by Arraias granodiorite from Ourilândia suite ($M_d = 130$), which contrast with
 470 those showed by the quartz monzodiorite ($M_d = 65$), quartz diorite ($M_d = 31$) and mafic enclaves
 471 ($M_d = 27$). On the other hand, the Ni contents are higher in mafic enclave samples ($M_d = 197$
 472 ppm) than Arraias granodiorite ($M_d = 21$ ppm) and other units (M_d from 7 to 17 ppm) (Figure
 473 6f).

474 Boxplots showing the sum of the light rare earth elements (LREEs) and heavy REEs
 475 (HREEs) are presented in Figure 6g–h. The TTG-type granitoids and Ourilândia suite have low
 476 \sum LREEs and \sum HREEs, with M_d from 27 to 157 ppm and 2.8 to 4.1 ppm, respectively. Quartz
 477 monzodiorite (5.1 ppm) and mafic enclaves (8.6 ppm) are slightly more enriched in \sum HREEs
 478 than aforementioned granitoids. The Tucumã suite presented the highest ETR contents among
 479 the studied granitoids, with M_d ranging from 313 to 456 ppm for the \sum LREEs and from 7.3 to
 480 10.5 ppm for the \sum HREE. The chondrite-normalized REE patterns of these granitoids show
 481 moderate to high LREE/HREE fractionation (Figure 7), with M_d for the (La/Yb)_N ratios ranging
 482 from 21.4 to 49.2 (Figure 6i). In contrast, quartz diorite and mafic enclaves show the lowest
 483 (La/Yb)_N ratios, with M_d between 4.9 and 6.2. The REE patterns from Ourilândia suite show
 484 negative concavity in the HREEs, suggesting that amphibole is a main fractionating phase
 485 (Figure 7). In general, the Eu anomalies vary from weakly positive to slightly negative with M_d
 486 for the Eu/Eu* ratios ranging from 0.70 to 1.12 (Figure 6j). Thus, and in contrast to the other
 487 granitoids, the REE patterns from the Tucumã suite and the Boa Sorte granite showed more
 488 accentuated negative Eu anomalies with M_d for the Eu/Eu* ratios between 0.65 and 0.51.



489
490
491
492
493
494
495
496



497
498
499
500
501
502

Figure 7 – Chondrite-normalized (Boynton, 1984) REE pattern diagrams of the Mesoproterozoic granitoids from Ourilândia do Norte. (a–b) 2.92 Ga TTG-type granitoids: (a) tonalitic xenolith correlated to the Mogno suite; and (b) porphyritic trondhjemite correlated to the Rio Verde suite. (c) 2.92 Ga Arraias granodiorite from the Ourilândia sanukitoid suite. (d–i) 2.88 Ga Ourilândia tonalite-granodiorite complex from the Ourilândia sanukitoid suite: (d) mafic microgranular enclave; (e) equigranular quartz diorite; (f) equigranular quartz monzodiorite; (g) equigranular tonalite; (h) equigranular granodiorite; and (i) heterogranular granodiorite. (j–k) Tucumã granodiorite-granite suite: (j) high-Ti porphyritic granodiorite; and (k) heterogranular monzogranite. (l) Equigranular monzogranite correlated to the Boa Sorte granite from the Canaã dos Carajás granitic suite.

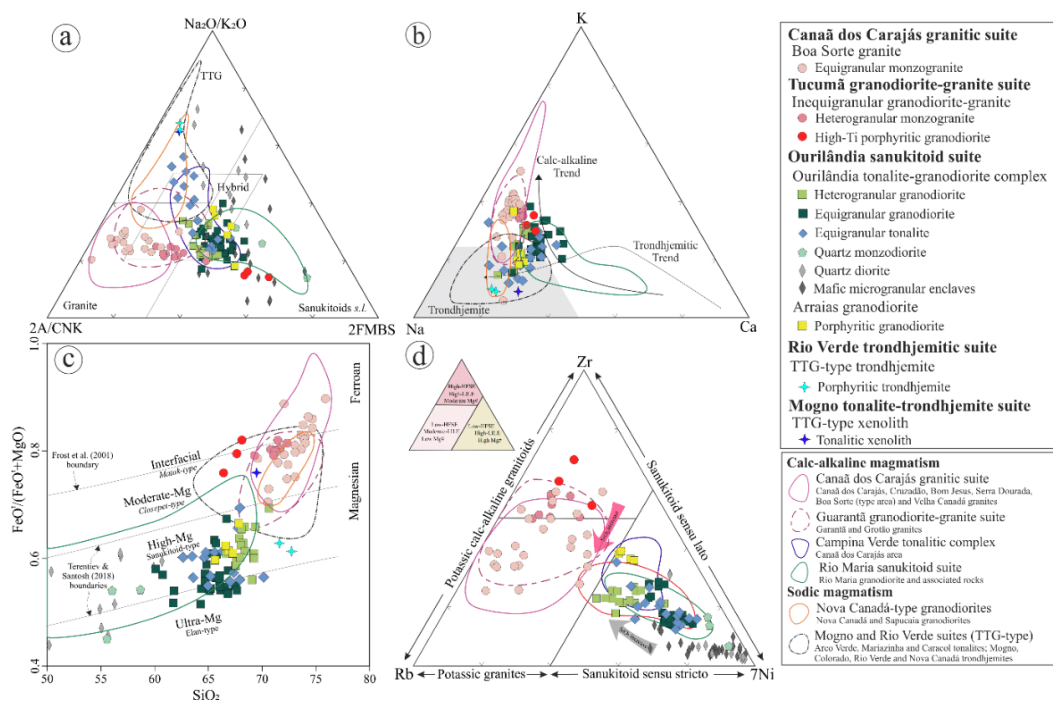
503 3.2.3 Classification and magmatic series

504 The studied rocks are classified in the ternary discrimination diagram of Archean
 505 granitoids proposed by Laurent et al. (2014a) (Figure 8a), as: (i) the Mogno and Rio Verde
 506 suites plotted in the TTG field due to their high $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratios; (ii) the high-Ti granodiorite
 507 (Tucumã suite) and Ourilândia sanukitoid suite samples plotted in the SNK *s.l.* field; however,
 508 some hetero- and equigranular granodiorite samples were classified as granite, and the tonalite has the
 509 majority of its samples plotted in the TTG field due to their higher $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratios; and (iii)
 510 the hetero- and equigranular monzogranite samples fall in the granite field, where the
 511 hetero- and equigranular monzogranite (Tucumã suite) plots between the equigranular monzogranite
 512 (Boa Sorte granite) and the high-Ti granodiorite.

513 In the Na–K–Ca diagram (Figure 8b; Barker and Arth, 1976), the Ourilândia and
 514 Tucumã suites and the Boa Sorte granite define a calc-alkaline trend, while the TTG-type
 515 granitoids and some SNK-type samples (especially of the tonalitic varieties) showed affinity
 516 with the trondhjemitic trend.

517 In the Fe^* vs. SiO_2 diagram (Frost et al., 2001; Terentiev and Santosh, 2018), the TTG
 518 are moderate-Mg (tonalitic xenolith) to high-Mg (porphyritic trondhjemite), while the
 519 Ourilândia suite is predominantly high-Mg and the Tucumã suite and the Boa Sorte granite are
 520 between ferroan (A-type) and moderate-Mg (Closepet-type) (Figure 8c).

521



522

523 Figure 8 – Selected classification diagram for the Mesoarchean granitoids from Ourilândia do Norte. (a) ternary classification
 524 diagram (Laurent et al., 2014a). $2A/\text{CNK} = 2*[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]_{\text{mol}}$; $(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})_{\text{wt.}\%}$; $\text{FMBS} = 2*[(\text{FeO}+\text{MgO})_{\text{wt.}\%} * (\text{Sr}+\text{Ba})_{\text{wt.}\%}]$
 525 The gray field corresponds to the Archean TTG (Martin, 1994); (b) Na–K–Ca ternary diagram. The trondhjemitic and calc-alkaline trends are according to Barker and Arth (1976).
 526 The gray field corresponds to the Archean TTG (Martin, 1994); (c) $\text{Fe}^* = \text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ vs. SiO_2 diagram (Frost et al.,
 527 2001; Terentiev and Santosh, 2018 boundaries); and (d) Ternary trace element diagram Rb–Zr–7Ni proposed for discrimination
 528 of Archean moderate- to high-K calc-alkaline granitoids, similar to the studied granitoids. The pole 7Ni was selected to
 529 represent the low-HFSE and high-Mg# granitoids (SNK *sensu stricto*), such as Ourilândia sanukitoid suite. The pole Zr
 530 was chosen to represent the high-HFSE and moderate Mg# granitoids, similar to the Tucumã granodiorite-granite suite. This group
 531 has been classified as sanukitoid *sensu lato* (Laurent et al., 2014a) or HKCA (Moyen, 2020). The pole Rb was selected to
 532 represent the low-HFSE and low-Mg# granites, analogous to the Boa Sorte batholith. This diagram is not suitable for tholeiitic
 533 rocks and TTG-type granitoids. Multiplication factor was added for scale proportion. Data sources used for comparison with
 534 other Archean granitoids from the Carajás province: Oliveira et al. (2011); Almeida et al. (2011); Feio et al. (2013); Teixeira
 535 et al. (2013); Silva and Oliveira (2013); Rodrigues et al. (2014); Leite-Santos and Oliveira (2014, 2016).

536 A ternary classification diagram (Figure 8d) is proposed to distinguish Archean
 537 moderate to high-K calc-alkaline granitoids. The pole 7Ni was chosen to represent the low-
 538 HFSE and high-Mg# granitoids (SNK *sensu stricto*), akin to the Ourilândia suite. The pole Zr
 539 was selected to represent the high-HFSE and moderate Mg# granitoids (HKCA), analogous to
 540 the Tucumã suite. The pole Rb was chosen, in turn, to represent the low-HFSE and low-Mg#
 541 granites, such as Boa Sorte batholith.

542 **4 ZIRCON U-Pb-Hf ISOTOPE DATA**

543 4.1 ANALYTICAL PROCEDURES

544 **4.1.1 Sample selection and preparation**

545 The geochronological analyses were performed on three granitoid samples from the
 546 Ourilândia area using a sensitive high resolution ion microprobe – SHRIMP IIe system at the
 547 High-Resolution Geology Laboratory of the University of São Paulo, Brazil (GeoLab/USP).
 548 Their locations are shown in Figure 3: (i) TTG-type tonalitic xenolith (NLD-31B; 522710,
 549 9258606) from the Mogno suite; (ii) TTG-type porphyritic trondhjemite (NDP-113B; 514161,
 550 9250048) correlated to Rio Verde suite; and (iii) porphyritic granodiorite (NDP-87; 502883,
 551 9250496) representative of the Arraias granodiorite (Ourilândia sanukitoid suite). On the other
 552 hand, zircon Lu-Hf isotope analyses were obtained from five granitoid samples using a
 553 multicollector Neptune Thermo Finnigan mass spectrometer coupled with a Nd:YAG LSX-213
 554 G2 CETAC laser microprobe at the Isotope Geology Laboratory (Pará-Iso), Federal University
 555 of Pará, northern Brazil. In addition to the three samples dated by U-Pb SHRIMP in this study,
 556 we present Hf isotopic data for two more samples, dated by the same method in previous study
 557 (Silva et al., submitted): (i) potassic equigranular monzogranite (NLD-18; 9258144, 515048)
 558 correlated to the Boa Sorte granite (Canaã dos Carajás granitic suite); (ii) equigranular
 559 granodiorite (NDP-45; 9257780, 492463) representative of the Ourilândia tonalite-granodiorite
 560 complex (Ourilândia sanukitoid suite).

561 The internal structures, overgrowths, fractures and inclusions in the zircon crystals were
 562 observed using cathodoluminescence images, obtained at GeoLab/USP. From the U-Pb results
 563 were obtained backscattered electron (BSE) images of detail for the more concordant zircons
 564 (Figure 9) using a JEOL JXA-8230 scanning electron microprobe (SEM) working at 15 kV, 20
 565 μA and 11 mm working distance at the Microanalysis Laboratory, Federal University of Pará,
 566 Brazil.

567 **4.1.2 Zircon U-Pb dating**

568 The SHRIMP IIe system at GeoLab/USP is a mass spectrometer coupled to an ion
 569 microprobe with high sensitivity and resolution that uses a collimated and accelerated beam of
 570 primary ions (O^{2-}) to reach a target where secondary ions are generated from a 30 μm spot. The
 571 secondary ions are accelerated through the equipment, and the $^{254}\text{UO}^+$, $^{206}\text{Pb}^+$, $^{207}\text{Pb}^+$, $^{208}\text{Pb}^+$,
 572 $^{238}\text{U}^+$, $^{254}\text{ThO}^+$ and $^{196}\text{Zr}_2\text{O}^+$ isotopes generated by the sample are measured successively. Its
 573 instrumental performance and analytical procedures were documented by Sato et al. (2014) and
 574 references therein: (i) primary beam \rightarrow Kohler aperture = 120 μm ; spot size = 30 μm ; beam
 575 density of O^{2-} ions = 2.5–7.0 ηA (depending on brightness aperture); (ii) secondary beam \rightarrow
 576 source aperture = 80 μm ; mass resolutions for $^{196}\text{Zr}_2\text{O}$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{238}U , ^{248}ThO and
 577 ^{254}UO ranging from 5,000 to 5,500 (1%), and residuals <0.025. The corrections required by the
 578 technique are made by analyzing unknown materials and reference materials with known
 579 isotopic relationships to determine specific calibration factors (Black et al., 2004). Thus, during
 580 execution, for every five analyses on material of unknown age, one analysis is performed on
 581 the reference standard.

582 The analyses were performed with the Temora-2 reference zircon (estimated age 416.78
 583 ± 0.33 Ma; [Black et al., 2004](#)) for standard isotopic ratios used in the calculation of Pb
 584 correction and fractionation factors. On the other hand, the SL13 reference zircon (238 ppm;
 585 [Sato et al., 2014](#)) was used for the composition of U. The corrections for common lead were
 586 performed with ^{204}Pb , according to the isotopic evolution model of [Stacey and Kramer \(1975\)](#).
 587 Data reduction was performed in SQUID 1.6 software ([Ludwig, 2009](#)), while data processing
 588 and diagram generation were carried out in Isoplot 4.15 ([Ludwig, 2003](#)). As the samples are
 589 older than 1.5 Ga, the crystallization ages were calculated using the weighted mean of the
 590 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios as recommended by [Spencer et al. \(2016\)](#). The errors of the isotope ratio are
 591 at 1σ (%) and the age ellipses at 2σ (absolute). We use the following criteria for the age
 592 calculations: (i) common lead contents, excluding the analyses with $f_{206} > 1.0\%$; (ii) analytical
 593 precision, excluding the analyses with errors of isotopic ratios greater than 3.0%; and (iii)
 594 discordance degree.

595 4.1.3 Zircon Lu-Hf analyses

596 For the *in-situ* analysis of Hf isotopes in zircon were selected fifty-five spots with
 597 concordant U-Pb SHRIMP ages. Thus, were analyzed fifteen spots in equigranular
 598 monzogranite (NLD-18) and ten in the other samples: equigranular granodiorite (NDP-45);
 599 porphyritic granodiorite (NDP-87); trondhjemite (NDP-113B); and tonalitic xenolith (NLD-
 600 31B). The collector configuration, as well as instrumentation and operating parameters of the
 601 LA-MC-ICP-MS at the Pará-Iso/UFPA are detailed in [Milhomem Neto and Lafon \(2019\)](#). The
 602 Laser-induced elemental fractionation and instrumental mass discrimination were corrected
 603 using the isotopic ratios of the GJ-1 zircon (608.5 ± 1.5 Ma; [Jackson et al., 2004](#)), while the
 604 Mud Tank (732 ± 1 Ma; [Black and Gulson, 1978](#); [Horstwood et al., 2016](#)) were analyzed as
 605 secondary reference materials.

606 The Lu, Hf, and Yb isotopes are concomitantly measured from isotope ratios
 607 $^{173}\text{Yb}/^{171}\text{Yb}$, $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, $^{175}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (spot size of 50 μm). The isobaric
 608 interferences of ^{176}Lu and ^{176}Yb were corrected using an equation that involves a mass
 609 fractionation factor (β) for Lu and Yb and the intensity of the signals observed in the
 610 interference-free isotopes ^{175}Lu and ^{173}Yb , normalized from their isotopic abundances
 611 $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu} = 0.026549$ ([Chu et al., 2002](#)) and $^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb} = 0.786956$ ([Thirlwall and](#)
 612 [Anczkiewicz, 2004](#)). For the correction of the isotopic fractionation caused by the equipment
 613 during the analysis, according to the exponential law ([Russel et al., 1978](#)), the Yb isotopic ratios
 614 were normalized assuming a value of 1.12346 for $^{173}\text{Yb}/^{171}\text{Yb}$ ([Thirlwall and Anczkiewicz,](#)
 615 [2004](#)) and the Hf isotope ratios were normalized using a value of 0.7325 for $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$
 616 ([Patchett and Tatsumoto, 1980](#)). Mass bias behavior of Lu was assumed to be identical to that
 617 for Yb. To perform these correction calculations and obtain the corrected values of the
 618 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ and $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ratios of each analyzed spot, the raw data were processed in a
 619 Microsoft Excel macro ([Milhomem Neto and Lafon, 2019](#)).

620 The calculations of $\varepsilon_{\text{Hf}(t)}$ and two-stage model ages ($\text{HF-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$) was used the decay
 621 constant $\lambda_{176\text{Lu}}$ of 1.867×10^{-11} years $^{-1}$ ([Söderlund et al., 2004](#)) as well as $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ratio of
 622 0.015 as an average value for continental crust ([Griffin et al., 2002](#)) and present-day $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$
 623 of 0.0336 and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ of 0.282785 for the chondritic uniform reservoir (CHUR) ([Bouvier](#)
 624 [et al., 2008](#)), and $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ of 0.0388 and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ of 0.28325 for the depleted mantle (DM)
 625 ([Andersen et al., 2009](#)).

626

627 4.2 RESULTS

628 **4.2.1 Mogno tonalite-trondhjemite suite**

629 4.2.1.1 Tonalitic xenolith

630 The zircon crystals of the tonalitic xenolith (sample NLD-31B) are transparent or brown,
 631 with euhedral prismatic shapes, concentric oscillatory zoning and fractures (Figure 9). Nineteen
 632 spots were analyzed on seventeen zircon crystals (Table 3), which two crystals were analyzed
 633 core (1.1 and 4.1) and rim (1.2 and 4.2). Five spots (2.1, 4.1, 5.1, 10.1 and 12.1) were excluded
 634 from the age calculations. The first four provided high common lead ($f_{206} > 1.0\%$) and last one
 635 showed high discordance (47%) (Table 3). Remaining fourteen spots provided an upper
 636 intercept age of 2923.8 ± 7.9 (MSWD = 0.53), in which the five most concordant analyses (6.1,
 637 9.1, 13.1, 15.1 and 16.1) yielded a concordia age of 2920.5 ± 9.8 Ma (MSWD = 5.2) and a
 638 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean age of 2925 ± 7.8 Ma (MSWD = 0.012), interpreted as magmatic
 639 crystallization age (Figure 10a). Zircon Hf isotope data of the tonalitic xenolith were obtained
 640 on 10 spots (Table 4), with predominantly chondritic values of $\epsilon_{\text{Hf}(2.92 \text{ Ga})}$ ranging from +2.0 to
 641 -0.2 and Paleoproterozoic crustal model ages ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$) ranging from 3.2 to 3.3 Ga (Figure 10d).

642 **4.2.2 Rio Verde trondhjemitic suite**

643 4.2.2.1 Porphyritic trondhjemite

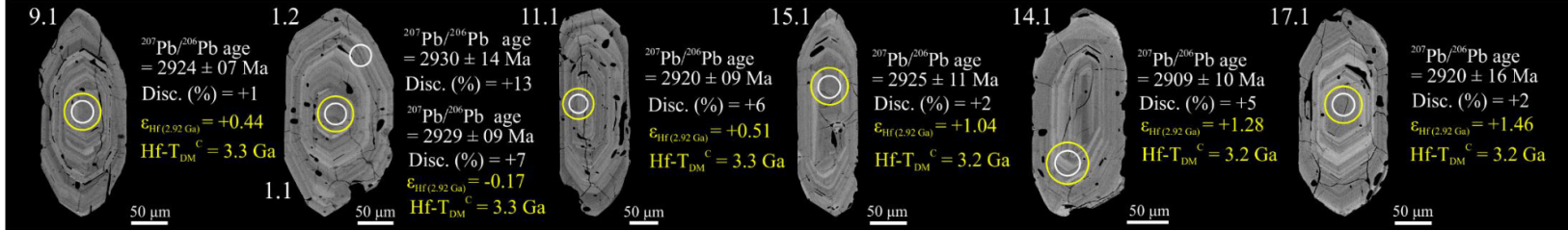
644 The zircon crystals of the porphyritic trondhjemite (sample NDP-113B) are transparent
 645 or dark brown, with euhedral prismatic shapes, oscillatory zoning and fractures (Figure 9).
 646 Fourteen spots were analyzed on thirteen zircon crystals. A crystal was analyzed core (12.1)
 647 and rim (12.2). Spots 1.1 and 11.1 were not considered in the age calculations because they
 648 have high common lead, with $f_{206} > 1.0\%$ (Table 3). Twelve spots provided an upper intercept
 649 age of 2924.8 ± 6.3 Ma (MSWD = 0.45). Spots 4.1 and 12.2 provided discordance of 4% and
 650 6%, respectively, and were excluded from the Concordia age calculation. Thus, ten remaining
 651 spots (2.1, 3.1, 5.1, 6.1, 7.1, 8.1, 9.1, 10.1, 12.1 and 13.1) provided a concordia age of $2922 \pm$
 652 04 Ma (MSWD = 5.2) and a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean age of 2926.5 ± 5.2 (MSWD = 0.48),
 653 interpreted as magmatic crystallization age (Figure 10b). The zircon Hf isotope analyses were
 654 performed on 10 zircon crystals (Table 4), with chondritic to subchondritic $\epsilon_{\text{Hf}(2.92 \text{ Ga})}$ values
 655 ranging from +2.3 to -3.5 and $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.2\text{--}3.5$ Ga (Figure 10d).

656 **4.2.3 Ourilândia sanukitoid suite**

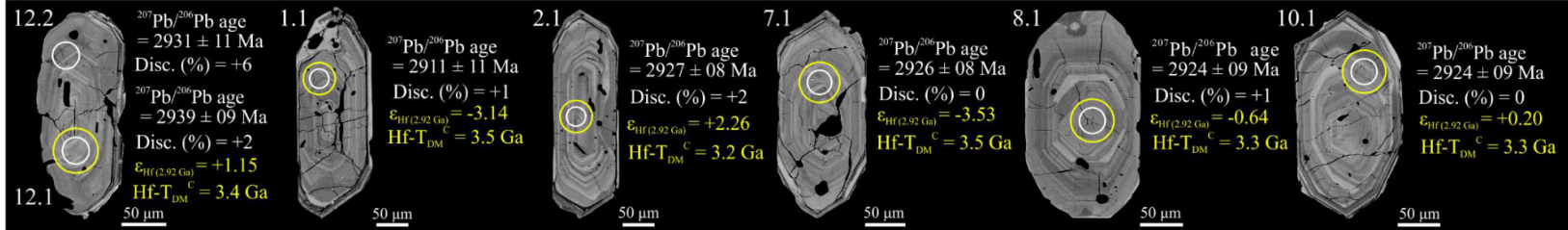
657 4.2.3.2 Arraias granodiorite

658 The zircon crystals of the Arraias granodiorite (sample NDP-87) are brownish, have
 659 euhedral prismatic shape, concentric oscillatory zoning and fractures (Figure 9). Fourteen spots
 660 were analyzed in twelve zircon crystals (Table 3). Two crystals were analyzed core (3.1 and
 661 4.1) and rim (3.2 and 4.2). The spots 2.1, 9.1 and 10.1 were not considered in the age
 662 calculations because they have high common lead, with $f_{206} > 1.0\%$ (Table 3). Thus, eleven
 663 spots provided an upper intercept age of 2929 ± 10 Ma (MSWD = 1.5), in which the seven most
 664 concordant spots (1.1, 3.1, 4.2, 5.1, 7.1, 11.1 and 12.1) furnish a concordia age of 2921 ± 9.9
 665 Ma (MSWD = 1.6) and a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean age of 2924.3 ± 8.2 Ma (MSWD = 0.95),
 666 interpreted as magmatic crystallization age (Figure 10c). The zircon Hf isotope data were
 667 obtained on 10 spots (Table 4). The $\epsilon_{\text{Hf}(2.92 \text{ Ga})}$ values ranging from positive to negative (+1.9 to
 668 -4.4), with Paleoproterozoic $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ ranging from 3.2 to 3.6 Ga (Figure 10d).

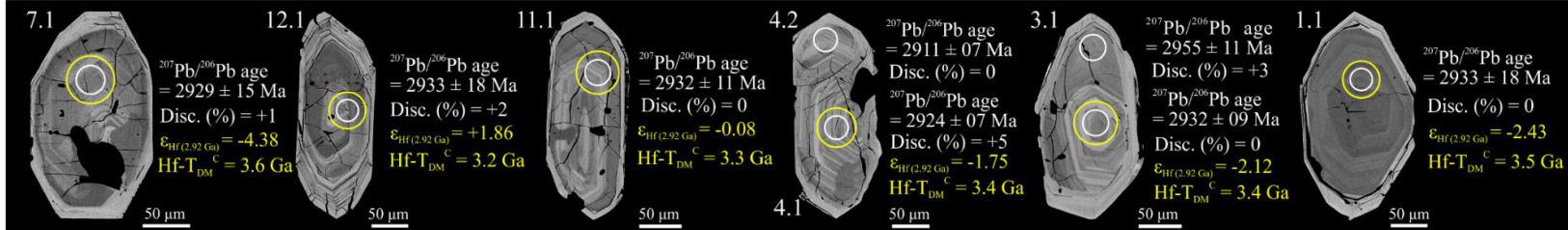
Mogno suite – tonalitic xenolith (NLD-31B)



Rio Verde suite – porphyritic trondhjemite (NDP-113B)



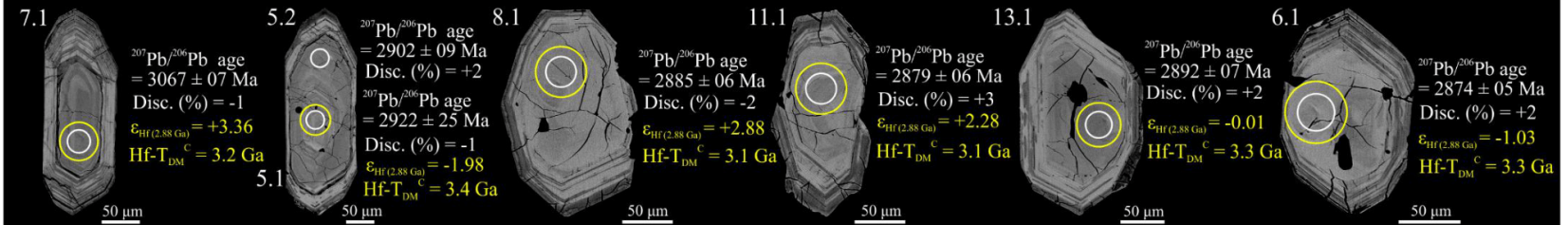
Ourilândia sanukitoid suite – Arraias granodiorite – porphyritic granodiorite (NDP-87)



669
670
671

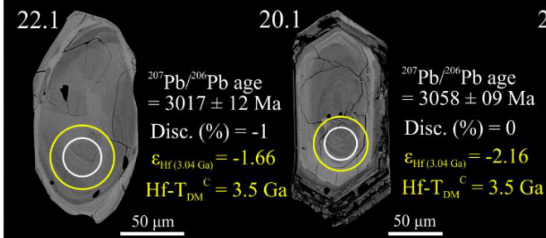
Figure 9 – BSE images of representative zircons from the Ourilândia granitoids.

Ourilândia sanukitoid suite – Ourilândia complex – equigranular granodiorite (NDP-45)

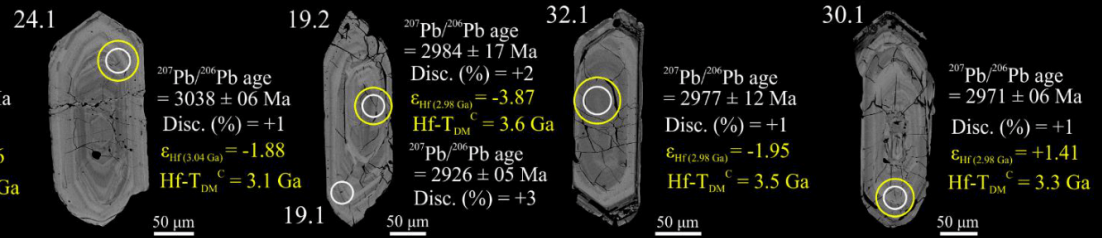


Canaã dos Carajás granitic suite – Boa Sorte granite – equigranular monzogranite (NLD-18)

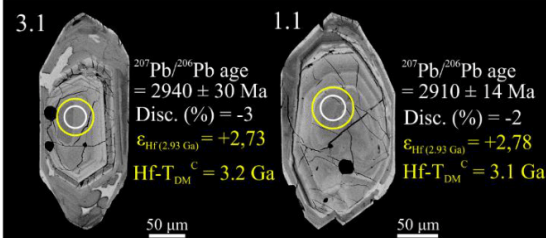
Population A



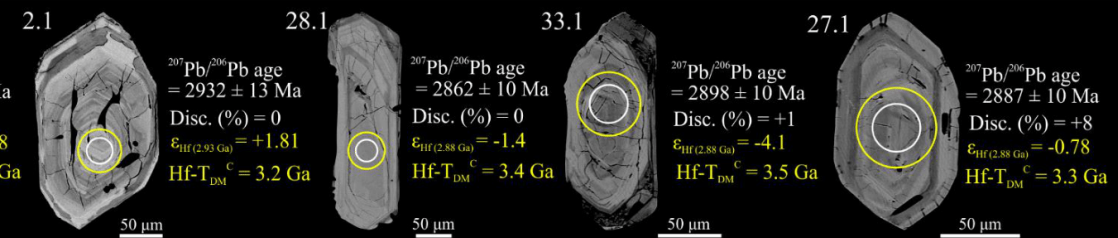
Population B



Population C



Population D



672
673

Figure 9 – (Continued)

674

Table 3 – Zircon U-Pb SHRIMP isotope data of the Ourilândia granitoids.

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	f_{206} (%)	Isotopic ratio					Age		Disc. (%)
					$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (%)	ρ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ (Abs)	
Mogno suite – tonalitic xenolith (NLD-31B)												
1.1	130	51	0.39	0.67	15.73	1.33	0.54	1.19	0.90	2929	19	+7
1.2	133	44	0.33	0.69	14.68	1.46	0.50	1.17	0.80	2930	28	+13
2.1	128	41	0.32	1.64	12.60	2.08	0.43	1.18	0.57	2917	55	+25
3.1	176	87	0.50	0.26	16.16	1.64	0.55	1.12	0.68	2944	39	+6
4.1	139	56	0.40	1.42	14.06	2.17	0.48	1.23	0.57	2910	58	+15
4.2	116	24	0.20	0.62	15.94	1.63	0.54	1.23	0.76	2944	34	+7
5.1	101	39	0.38	1.98	16.76	3.44	0.57	1.38	0.40	2919	102	-0
6.1	54	18	0.33	0.42	16.49	1.75	0.56	1.58	0.90	2925	25	+2
7.1	121	56	0.46	0.41	15.46	1.31	0.53	1.20	0.92	2917	17	+7
8.1	111	45	0.41	0.34	14.35	1.37	0.49	1.25	0.91	2924	18	+15
9.1	142	62	0.44	0.26	16.68	1.25	0.57	1.17	0.94	2924	14	+1
10.1	75	26	0.34	1.31	14.94	1.76	0.52	1.44	0.82	2895	33	+8
11.1	150	60	0.40	0.50	15.75	1.31	0.54	1.20	0.91	2920	17	+6
12.1	661	308	0.47	0.13	7.82	0.96	0.30	0.90	0.94	2721	10	+42
13.1	104	41	0.39	0.33	16.46	1.43	0.56	1.32	0.92	2925	18	+2
14.1	127	63	0.50	0.42	15.69	1.38	0.54	1.24	0.90	2909	19	+5
15.1	88	27	0.30	0.57	16.56	1.56	0.57	1.39	0.89	2925	23	+2
16.1	121	47	0.39	0.18	16.67	1.36	0.57	1.26	0.93	2926	16	+1
17.1	106	29	0.28	0.66	16.36	1.68	0.56	1.35	0.80	2920	32	+2
Rio Verde suite – porphyritic trondhjemite (NDP-113B)												
1.1	126	68	0.54	1.30	16.37	1.39	0.56	1.21	0.87	2911	22	+1
2.1	121	68	0.56	0.32	16.47	1.32	0.56	1.23	0.93	2927	16	+2
3.1	156	111	0.71	0.12	16.57	1.21	0.57	1.14	0.94	2922	13	+1
4.1	121	42	0.35	0.36	16.32	1.36	0.55	1.24	0.91	2936	18	+4
5.1	133	54	0.40	0.85	16.47	1.58	0.56	1.22	0.77	2928	33	+2
6.1	79	30	0.38	0.28	16.78	1.54	0.57	1.42	0.92	2926	19	+0
7.1	129	53	0.41	0.18	16.90	1.31	0.58	1.22	0.93	2926	15	-0
8.1	98	75	0.77	0.33	16.57	1.44	0.57	1.32	0.92	2924	18	+1
9.1	84	26	0.31	0.26	16.91	1.53	0.57	1.40	0.92	2937	19	+1
10.1	132	72	0.54	0.45	16.85	1.32	0.58	1.21	0.92	2924	17	-0
11.1	56	23	0.41	1.37	17.04	3.17	0.57	1.70	0.54	2963	86	+3
12.1	137	66	0.48	0.49	16.74	1.93	0.57	1.85	0.96	2939	17	+2
12.2	84	33	0.40	0.47	15.90	1.56	0.54	1.41	0.91	2931	21	+6
13.1	163	63	0.39	0.24	16.67	1.23	0.57	1.15	0.93	2921	14	+1
Ourilândia sanukitoid suite – Arraias granodiorite – porphyritic granodiorite (NDP-87)												
1.1	35	12	0.34	0.79	17.01	2.25	0.58	1.98	0.88	2937	35	+0
2.1	138	75	0.54	1.06	16.73	1.53	0.57	1.22	0.80	2931	30	+1
3.1	105	54	0.52	0.31	16.88	1.42	0.57	1.31	0.92	2932	18	+0
3.2	116	43	0.38	0.35	16.76	1.44	0.56	1.26	0.87	2955	23	+3
4.1	156	105	0.67	0.26	15.94	1.24	0.54	1.16	0.93	2924	15	+5
4.2	177	62	0.35	0.27	16.58	1.20	0.57	1.12	0.93	2911	14	+0
5.1	93	46	0.50	0.36	16.62	1.66	0.57	1.38	0.83	2928	30	+2
7.1	97	44	0.45	0.38	16.68	1.64	0.57	1.35	0.82	2929	30	+1
9.1	52	27	0.51	2.62	16.49	1.84	0.56	1.62	0.88	2930	28	+3
6.1	103	59	0.57	0.19	16.15	1.44	0.55	1.31	0.91	2916	19	+3
8.1	112	55	0.49	0.58	16.11	3.20	0.55	1.36	0.42	2932	94	+5
10.1	116	63	0.54	1.14	17.19	1.45	0.58	1.27	0.88	2950	23	+0
11.1	90	38	0.43	0.54	16.89	1.54	0.57	1.37	0.89	2932	23	+0
12.1	128	70	0.55	0.71	16.66	1.65	0.57	1.24	0.75	2933	35	+2

675
676

Abs = absolute value.

677

Table 4 – Zircon Hf isotopic data obtained by LA-MC-ICP-MS for the Ourilândia granitoids.

Spot	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{zircon}}$	2SE	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{\text{zircon}}$	2SE	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	$t_{(\text{U-Pb})}$ (Ma)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(\text{zircon},t)}$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	T_{DM}^c (Ga)
Mogno suite – tonalitic xenolith (NLD-31B)									
1.1	0.280944	0.000088	0.000828	0.000036	-65.1	2920	0.280898	-0.2	3.3
6.1	0.280963	0.000059	0.000710	0.000016	-64.4	2920	0.280923	+0.7	3.3
7.1	0.280989	0.000082	0.000533	0.000024	-63.5	2920	0.280959	+2.0	3.2
9.1	0.280943	0.000060	0.000497	0.000029	-65.2	2920	0.280915	+0.4	3.3
11.1	0.280957	0.000069	0.000722	0.000039	-64.6	2920	0.280917	+0.5	3.3
13.1	0.280956	0.000065	0.000656	0.000018	-64.7	2920	0.280919	+0.6	3.3
14.1	0.280972	0.000067	0.000606	0.000027	-64.1	2920	0.280938	+1.3	3.2
15.1	0.280971	0.000061	0.000709	0.000036	-64.1	2920	0.280932	+1.0	3.2
16.1	0.280978	0.000059	0.000603	0.000022	-63.9	2920	0.280944	+1.5	3.2
17.1	0.280978	0.000061	0.000621	0.000038	-63.9	2920	0.280943	+1.5	3.2
Rio Verde suite – porphyritic trondhjemite (NDP-113B)									
1.1	0.280833	0.000056	0.000343	0.000004	-69.0	2920	0.280814	-3.1	3.5
2.1	0.280996	0.000046	0.000547	0.000021	-63.2	2920	0.280966	+2.3	3.2
3.1	0.280953	0.000042	0.000806	0.000018	-64.8	2920	0.280908	+0.2	3.3
6.1	0.280987	0.000084	0.000621	0.000052	-63.6	2920	0.280953	+1.8	3.2
7.1	0.280826	0.000053	0.000414	0.000007	-69.3	2920	0.280803	-3.5	3.5
8.1	0.280913	0.000062	0.000507	0.000039	-66.2	2920	0.280885	-0.6	3.4
9.1	0.280974	0.000063	0.000769	0.000023	-64.1	2920	0.280931	+1.0	3.3
10.1	0.280932	0.000055	0.000424	0.000017	-65.5	2920	0.280908	+0.2	3.3
12.1	0.280974	0.000112	0.000703	0.000139	-64.0	2920	0.280935	+1.1	3.2
13.1	0.280974	0.000074	0.000679	0.000098	-64.0	2920	0.280936	+1.2	3.2
Ourilândia sanukitoid suite – Arraias granodiorite – porphyritic granodiorite (NDP-87)									
1.1	0.280891	0.000074	0.001018	0.000034	-67.0	2920	0.280834	-2.4	3.5
2.1	0.280003	0.000067	0.000570	0.000031	-66.6	2920	0.280868	-1.2	3.4
3.1	0.280876	0.000070	0.000592	0.000044	-67.5	2920	0.280843	-2.1	3.4
4.1	0.280893	0.000056	0.000713	0.000018	-66.9	2920	0.280853	-1.7	3.4
5.1	0.280813	0.000052	0.000540	0.000010	-69.7	2920	0.280783	-4.3	3.6
7.1	0.280816	0.000085	0.000648	0.000011	-69.6	2920	0.280779	-4.4	3.6
9.1	0.280890	0.000068	0.000615	0.000087	-67.0	2920	0.280856	-1.6	3.4
10.1	0.280813	0.000053	0.000541	0.000008	-69.7	2920	0.280783	-4.3	3.6
11.1	0.280947	0.000058	0.000831	0.000027	-65.0	2920	0.280900	-0.1	3.3
12.1	0.280991	0.000058	0.000646	0.000010	-63.4	2920	0.280955	+1.9	3.2
Ourilândia sanukitoid suite – Ourilândia complex – equigranular granodiorite (NDP-45)									
4.1	0.280962	0.000055	0.000245	0.000005	-64.5	2880	0.280948	+0.7	3.2
5.1	0.280901	0.000055	0.000502	0.000008	-66.6	2880	0.280873	-2.0	3.4
6.1	0.280920	0.000057	0.000357	0.000027	-66.0	2880	0.280900	-1.0	3.3
7.1	0.280981	0.000048	0.000652	0.000084	-63.8	3000	0.280944	+3.4	3.2
8.1	0.281025	0.000041	0.000274	0.000002	-62.2	2880	0.281010	+2.9	3.1
9.1	0.280956	0.000060	0.000328	0.000052	-64.7	2880	0.280938	+0.3	3.3
10.1	0.280964	0.000044	0.000328	0.000010	-64.4	2880	0.280946	+0.6	3.2
11.1	0.281005	0.000048	0.000210	0.000018	-63.0	2880	0.280993	+2.3	3.1
13.1	0.280941	0.000053	0.000223	0.000014	-65.2	2880	0.280929	-0.0	3.3
15.1	0.281032	0.000047	0.000242	0.000031	-62.0	2880	0.281018	-3.2	3.1
Canaã dos Carajás granitic suite – Boa Sorte granite – equigranular monzogranite (NLD-18)									
Population A (3.04 Ga)									
20.1	0.280844	0.000051	0.000954	0.000079	-68.7	3040	0.280789	-2.2	3.5
22.1	0.280832	0.000045	0.000510	0.000054	-69.1	3040	0.280803	-1.7	3.5
24.1	0.280827	0.000079	0.000525	0.000038	-69.2	3040	0.280797	-1.9	3.5
Population B (2.97 Ga)									
19.2	0.280776	0.000080	0.000386	0.000019	-71.0	2980	0.280754	-3.9	3.6
26.1	0.280747	0.000067	0.000777	0.000007	-72.1	2980	0.280703	-5.7	3.7
30.1	0.280935	0.000042	0.000569	0.000060	-65.4	2980	0.280902	+1.4	3.3
32.1	0.280874	0.000051	0.001160	0.000105	-67.6	2980	0.280808	-1.9	3.5
Population C (2.93 Ga)									
1.1	0.280997	0.000023	0.000406	0.000017	-63.2	2930	0.280974	+2.8	3.1
2.1	0.280985	0.000033	0.000676	0.000042	-63.7	2930	0.280947	+1.8	3.2
3.1	0.281033	0.000027	0.001081	0.000025	-61.9	2930	0.280972	+2.7	3.1
15.1	0.280905	0.000043	0.000498	0.000080	-66.5	2930	0.280877	-0.7	3.4
18.1	0.280941	0.000046	0.000534	0.000016	-65.2	2930	0.280911	+0.5	3.3
Population D (2.88 Ga)									
27.1	0.280953	0.000045	0.000835	0.000048	-64.8	2880	0.280907	-0.8	3.3
28.1	0.280915	0.000055	0.000453	0.000036	-66.1	2880	0.280890	-1.4	3.4
33.1	0.280967	0.000114	0.002766	0.000107	-64.3	2880	0.280814	-4.1	3.5

678
679
680
681
682
683
684

Calculations: Concordia U-Pb SHRIMP ages determined in this study were used to obtain initial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ and $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$; for the CHUR parameters were used the current values of $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0336$ and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282785$ (Bouvier et al., 2008); for the depleted mantle (DM) were used $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0388$ and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.283250$ (Andersen et al., 2009); to obtain the two-stage model age ($\text{Hf}-T_{\text{DM}}^c$) the measured values $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ were used to calculate the angle of the evolution curve representative of the first stage (between today and t), while for the second stage (between t and the intersection with the DM model) was adopted a representative value of the continental crust mean of $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ (Griffin et al., 2002).

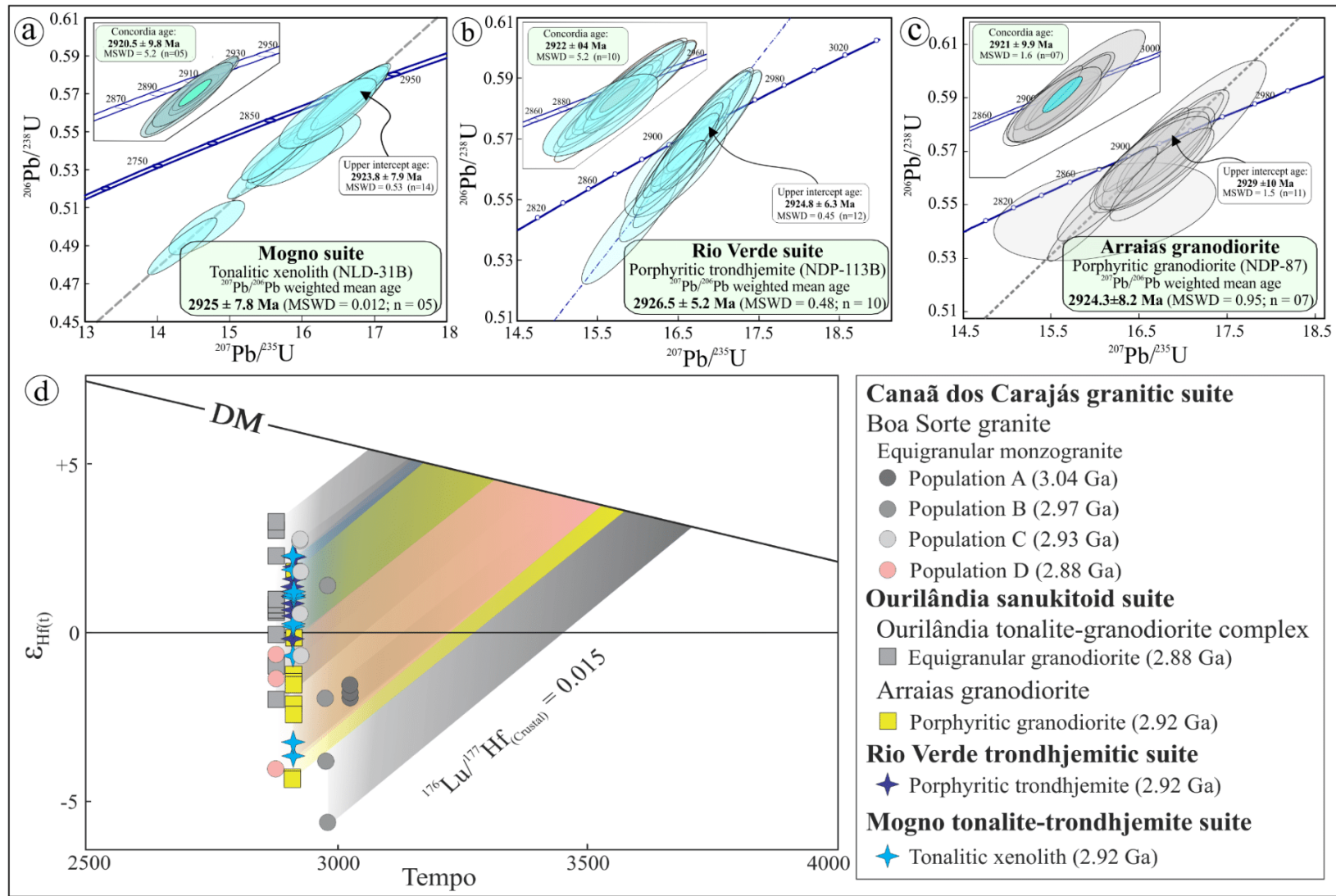


Figure 10 – Zircon U-Pb-Hf isotope data for the Ourilândia granitoids. (a–c) U-Pb SHRIMP concordia diagrams; and (d) $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ versus age (Ma) evolution diagram.

685
686

687 4.2.3.1 Ourilândia tonalite-granodiorite complex

688 Zircon crystals of the SNK-type equigranular granodiorite (NDP-45) from this complex
 689 show prismatic shapes, oscillatory zoning and fractures (Figure 9). Based on zircon U-Pb
 690 SHRIMP data, [Silva et al. \(submitted\)](#) provided a concordia age of 2885.3 ± 12 Ma (MSWD =
 691 0.28) and a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean age of 2886 ± 14 Ma (MSWD = 3.9), interpreted as
 692 magmatic crystallization age. In this study, we present Hf isotope data on 10 spots from the
 693 same sample (Table 4), which provided predominantly chondritic $\epsilon_{\text{Hf}(2.88 \text{ Ga})}$ values ranging from
 694 $+3.4$ to -2.0 , with $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.1\text{--}3.4$ Ga (Figure 10d).

695 **4.2.4 Canaã dos Carajás granitic suite**

696 4.2.4.1 Boa Sorte granite

697 In previous study, [Silva et al. \(submitted\)](#) identified four zircon populations (A, B, C
 698 and D) from U-Pb SHRIMP data of the equigranular monzogranite (NLD-18), here correlated
 699 with the Boa Sorte granite. The zircon crystals show concentric oscillatory zoning, bipyramidal
 700 prismatic shapes and fractures, with length ranging from 150–300 μm (Figure 9). Population A
 701 provided a concordia age of 3039 ± 11 Ma (MSWD = 0.18) and a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean
 702 age of 3040 ± 40 Ma (MSWD = 4.0). Population B yielded a concordia age of 2972 ± 11 Ma
 703 (MSWD = 4.1) and a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean age of 2976 ± 09 Ma (MSWD = 0.79).
 704 Population C provided a concordia age of 2938 ± 12 Ma (MSWD = 2.0) and a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
 705 weighted mean age of 2934 ± 21 Ma (MSWD = 1.3). Population D furnished a concordia age
 706 of 2881 ± 11 Ma (MSWD = 0.0074) and a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean age of 2881 ± 10 Ma
 707 (MSWD = 2.1), interpreted as magmatic crystallization age.

708 Here we present Hf isotope data for the four aforementioned populations, which were
 709 obtained on 15 spots (Table 4). The population A (spots 20.1, 22.1 and 24.1) furnished
 710 subchondritic $\epsilon_{\text{Hf}(3.04 \text{ Ga})}$ values ranging from -1.7 to -2.2 , with $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.5$ Ga (Figure 10d).
 711 The population B (spots 19.2, 26.1, 30.1 and 32.1) provided positive to negative $\epsilon_{\text{Hf}(2.97 \text{ Ga})}$
 712 values ranging from $+1.4$ to -5.7 , with $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.3\text{--}3.7$ Ga. The population C (spots 1.1, 2.1,
 713 3.1, 15.1 and 18.1) furnished predominantly chondritic $\epsilon_{\text{Hf}(2.93 \text{ Ga})}$ values ranging from $+2.8$ to $-$
 714 0.7 , with $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.1\text{--}3.4$ Ga. The population D (spots 27.1, 28.1 and 33.1) provided negative
 715 $\epsilon_{\text{Hf}(2.88 \text{ Ga})}$ values ranging from -0.8 to -4.1 , with $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.3\text{--}3.5$ Ga (Figure 10d).

716 **5 DISCUSSIONS**

717 **5.1 GEOCHRONOLOGY AND TECTONOSTRATIGRAPHIC CORRELATIONS**

718 New zircon U-Pb SHRIMP data obtained here for the Mesoarchean granitoids from the
 719 Ourilândia area were combined with geochronological data provided in previous study ([Silva
 720 et al., submitted](#)) to constrain the main growth and reworking events of this crustal segment.
 721 Two main granitoid formation events were defined: 2.92 Ga and 2.88 Ga, in addition to
 722 populations of xenocrystals or inherited zircons dated between 3.04–2.93 Ga. The 2.92 Ga event
 723 is subordinate in the Ourilândia area. It was defined by the formation of TTG (Mogno and Rio
 724 Verde suites) and SNK (Arraias granodiorite), while the 2.88 Ga event involved coeval
 725 generation of SNK (Ourilândia tonalite-granodiorite complex) and BG (Boa Sorte batholith),
 726 which represent the main period of crustal growth and reworking, contemporaneous to the peak
 727 regional metamorphism (2.89–2.84 Ga; [Marangoanha et al., 2019](#); [Silva et al., 2021](#)).

728 Although 2.92 Ga TTG-type granitoids are volumetrically subordinated, they represent
 729 an important crustal growth event, indicating the occurrence of the oldest juvenile magmatism
 730 in the Ourilândia area. On the other hand, the finding of 2.92 Ga SNK is unprecedented in the
 731 Carajás province and represents one of the oldest generation events of this group of granitoids

732 worldwide. The other SNK units from the Carajás province are younger and were dated between
 733 2.88–2.85 Ga (Table 1). Globally the SNK suites appeared as a restricted component in the
 734 Pilbara craton at ~2.95 Ga (Smithies and Champion, 2000) and they remained subordinate until
 735 ~2.7 Ga, when suddenly, they became one of the most important components of the Archean
 736 record (Laurent et al., 2014a; Moyen, 2020, and references therein).

737 Based on the lithological associations and structural pattern of the studied granitoids,
 738 Silva et al. (submitted) inserted these rocks in the Canaã dos Carajás terrane (Figure 1c), which
 739 were previously correlated to Rio Maria terrane (Avelar et al., 1999; Santos et al., 2013; Santos
 740 and Oliveira, 2016). Here is presented a schematic diagram showing the tectonostratigraphic
 741 correlations of the Mesoarchean rocks from the Rio Maria and Canaã dos Carajás terranes
 742 (Figure 11). The Sapucaia terrane is little known and was not discussed in this study.

743 The tonalitic xenoliths are similar to the tonalitic enclaves hosted in the Mogno
 744 trondhjemite from the Bannach area (Machado et al., 2021). Recently, the Mogno suite was
 745 proposed by the Geological Survey of Brazil to group the TTG-type granitoids from the
 746 Bannach area (Santos-Silva et al., 2021). In this paper is suggested the Mogno tonalite-
 747 trondhjemite suite to group the rocks from the Mogno trondhjemite and Arco Verde and
 748 Mariazinha tonalites (Almeida et al., 2011), as well as the 2.92 Ga tonalitic xenolith from
 749 Ourilândia (Figure 11). On the other hand, the porphyritic trondhjemite was correlated to Rio
 750 Verde trondhjemite from the Canaã area (Feio et al., 2013), defining the Rio Verde
 751 trondhjemitic suite (Figure 11).

752 Concerning the Ourilândia tonalite-granodiorite complex (2.88 Ga), it is worth
 753 mentioning its remarkable affinity with the Campina Verde tonalitic complex from the Canaã
 754 area (Feio et al., 2013). The Campina Verde complex is composed of hornblende-bearing
 755 tonalites, with subordinate granodiorites, monzogranites, diorites and mafic enclaves, dated at
 756 2.88–2.85 Ga by U-Pb LA-ICP-MS and single-zircon Pb evaporation (Table 1; Figure 11; Feio
 757 et al., 2013; Moreto et al., 2015). It defines an expanded calc-alkaline series that shows field
 758 features indicating contemporaneity with the BGs.

759 The Canaã dos Carajás granitic suite is here proposed to group the batholiths of BGs
 760 which have tabular or conical shapes elongated in the E–W direction (see figure 1). In general,
 761 the units of this suite are characterized by a great diversity of zircon populations dated between
 762 3.04–2.93 Ga, which have been interpreted as populations of zircons inherited from the source
 763 or xenocrystals incorporated from the host rocks during the ascent and emplacement of granitic
 764 magmas (Rodrigues et al., 2014; Silva et al., submitted). The 2.96 Ga Canaã dos Carajás granite
 765 is the oldest granitic unit from the Carajás province (Figure 11); however, further studies are
 766 needed, since it provided a younger concordant zircon dated at 2864 ± 12 Ma by U-Pb LA-ICP-
 767 MS (Feio et al., 2013), which was interpreted as a result of opening of the U-Pb system.

768 5.2 Hf ISOTOPES AND PETROGENESIS

769 The U-Pb-Hf isotopic data obtained here were combined with previous study involving
 770 geochemical modeling results (Silva et al., 2018, submitted) and mineral chemistry data
 771 (Nascimento et al., 2021) to discuss the origin of the different granitoids studied. Furthermore,
 772 we present a geochemical model for the formation of the TGG-type tonalitic xenolith, which is
 773 the only unit whose source was not modeled in previous works. In this respect, the major
 774 element mass balance calculations were performed using the software GENESIS 4.0 (Teixeira,
 775 2005), which adjusts the modal proportions of the residue from the source to reproduce the
 776 composition of the expected melt. The quality of the calculated data is good if the sum of the
 777 squared residuals (ΣR^2) ≤ 1.2 (Wyers and Barton, 1986). Then, the results are tested by trace
 778 element modeling using Excel sheets based on the equilibrium partial melting equation [C_L/C_0
 779 = $1/D(1 - F)^{(1/D - 1)}$], where C_L and C_0 are the trace element concentrations in the melt (liquid)
 780 and in the source (solid), respectively, F is the weight fraction of melt formed and D is the bulk

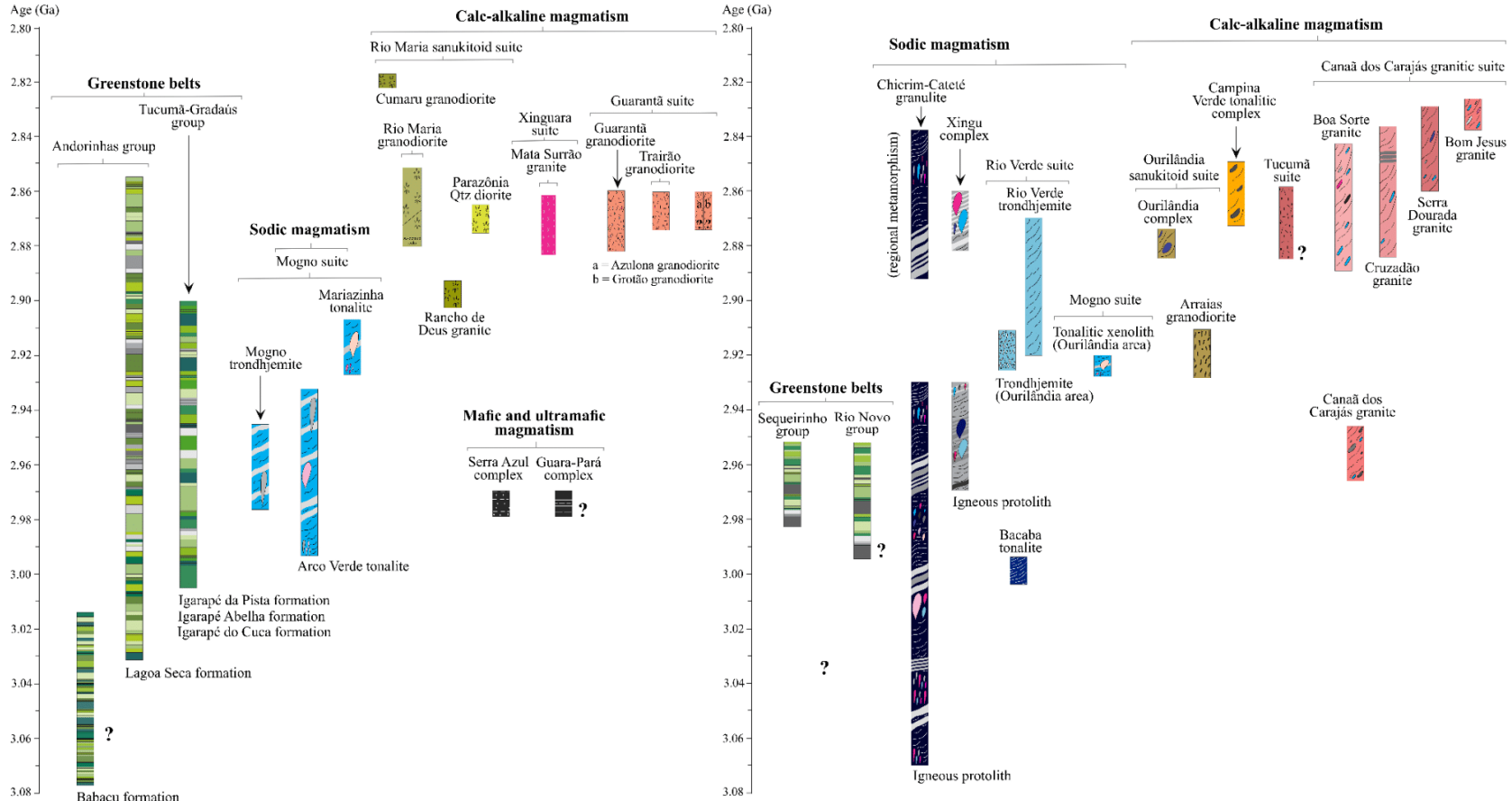
MESOARCHEAN TECTONOSTRATIGRAPHIC RELATIONS FROM CARAJÁS PROVINCE

Rio Maria domain

Carajás domain

Rio Maria granite-greenstone terrane

Canaã dos Carajás terrane



781
782

Figure 11 – Tectonostratigraphic correlations between Mesoarchean units from the Canaã dos Carajás and Rio Maria terranes. The geochronological data sources were provided in the Table 1

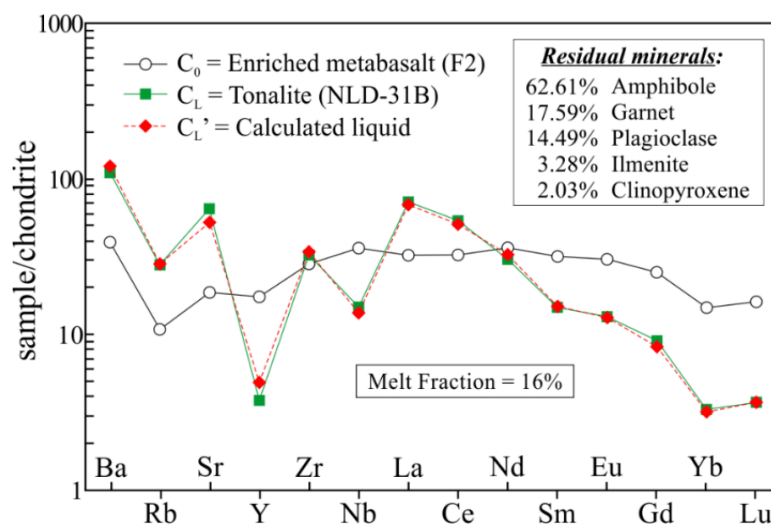
783 distribution coefficient for the residual solids at the moment when melt is removed from the
 784 system. The mineral/liquid partition coefficients (K_d) used in the modeling were obtained from
 785 the online database <https://kdd.earthref.org/KdD/>.

786 5.2.1 TTG-type granitoids

787 The tonalitic xenolith from the Mogno suite presents a geochemical signature similar to
 788 the typical TTG from the Carajás province (Almeida et al. 2011) and other Archean terranes
 789 (Moyen, 2003; Laurent et al., 2014a). Several works have suggested that TTG were formed by
 790 partial melting of LILE-enriched metabasalts at different depths (e.g., Almeida et al., 2011;
 791 Martin et al., 2014; Laurent et al. 2014a). To investigate the petrogenesis of the tonalitic
 792 xenolith, the sample NLD-31B was used to represent the generated liquid. A sample of Archean
 793 LILE-enriched metabasalt from the Pilbara craton was used to represent the source (sample F2
 794 from Smithies et al., 2009). The residual phase compositions were obtained from Weaver et al.
 795 (1982) and Martin (1987). The mass balance tests indicate that the xenolith can be formed in
 796 the garnet stability zone by 16% melting ($\Sigma R^2 = 0.532$), leaving a residual mineralogy
 797 composed of 62.61% amphibole, 17.59% garnet, 14.49% plagioclase, 3.28% ilmenite and
 798 2.03% clinopyroxene (Table 5). Such results were confirmed by trace element modeling, which
 799 showed good fits for $F=16\%$ (Figure 12). This model is in accordance with its juvenile origin
 800 ($\epsilon_{\text{Hf}(2.92 \text{ Ga})} = +2.0$ to -0.2) and a short crustal residence time ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.3\text{--}3.2 \text{ Ga}$).

801 The porphyritic trondhjemite from the Rio Verde suite presented $\epsilon_{\text{Hf}(2.92 \text{ Ga})} = +2.3$ to $-$
 802 3.5 suggesting a more complex origin, involving mixture between chondritic and subchondritic
 803 components, with a longer crustal residence time ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.5\text{--}3.2 \text{ Ga}$) than the xenolith (Hf-
 804 $\text{T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.3\text{--}3.2 \text{ Ga}$). Based on geochemical modeling, Silva et al. (2018) indicated that the
 805 parental trondhjemitic magma can be reproduced by binary mixing between 70–80% TTG-type
 806 melt (represented by a trondhjemitic sample from the Água Azul do Norte area) and 30–20%
 807 melt derived from enriched mantle, represented by a quartz dioritic sample from the Ourilândia
 808 sanukitoid suite. Thus, the origin of the trondhjemite from Ourilândia presents some similarities
 809 with the one presented for the high-SiO₂ adakites (Martin et al., 2005), where slab-melts react
 810 with peridotite during ascent through mantle wedge. In the case of the trondhjemite studied, the
 811 TTG-type melt interacts with enriched mantle-derived magmas.

812



813

814

815

816

Figure 12 – Trace element modeling for the generation of the TTG-type tonalitic xenolith from enriched metabasalt. The compositions of whole-rock and residue minerals of the equilibrium partial melting model are shown in Table 5. Chondrite normalization values are from McDonough and Sun (1995).

817 Table 5 – Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the
818 tonalitic xenolith. Abbreviations: Amp = amphibole, Grt = garnet Pl = plagioclase, Ilm = ilmenite and Cpx = clinopyroxene.

	F2 (C ₀) ^a	Residue (C _s)	Composition of minerals					Calculated	NLD-31B
	Enriched metabasalt ^b	Bulk	Amp ^c 62.61%	Grt ^c 17.59%	Pl ^c 14.49%	Ilm ^d 3.28%	Cpx ^c 2.03%	magma (C _L)	Tonalite xenolith ^b
<i>Major elements (weight %)</i>									
SiO ₂	47.82	43.96	44.98	38.84	50.24	0.00	50.56	69.89	70.06
TiO ₂	2.06	2.60	1.49	0.03	0.00	50.00	0.27	0.13	0.32
Al ₂ O ₃	15.41	15.43	11.19	21.51	30.46	0.00	2.52	16.06	16.20
FeO*	14.21	16.40	15.29	27.15	0.00	50.00	12.15	2.69	2.76
MnO	0.25	0.35	0.14	1.45	0.00	0.00	0.23	-0.01	0.04
MgO	7.43	8.84	12.01	5.51	0.00	0.00	10.04	0.70	0.88
CaO	9.51	10.63	10.88	6.31	14.39	0.00	22.59	3.68	3.73
Na ₂ O	2.37	1.53	1.60	0.00	3.42	0.00	0.42	5.26	4.95
K ₂ O	0.94	0.26	0.39	0.00	0.04	0.00	0.00	1.61	1.05
<i>Trace elements (ppm)</i>									
Ba	94							290	263
Rb	24.8							65.4	64.3
Sr	135.1							381.1	465.4
Y	27.4							7.7	5.9
Zr	108.7							129.2	123.8
Nb	8.6							3.3	3.6
La	7.62							16.2	16.8
Ce	19.91							31	33
Nd	16.45							14.9	13.9
Sm	4.69							2.24	2.21
Eu	1.71							0.72	0.73
Gd	4.98							1.66	1.81
Yb	2.4							0.51	0.53
Lu	0.4							0.09	0.09

819 $\sum R^2$ = sum of the squared residuals; All iron is reported as FeO; ^a 3.5 Ga enriched basalt from the Pilbara craton (Smithies et
820 al., 2009); ^b Original oxide values recast to 100%; ^c Values from Weaver et al. (1982); and ^d Values from Martin (1987).
821

822 5.2.2 Ourilândia sanukitoid suite

823 5.1.2.1 Arraias granodiorite

824 Based on geochemical modeling, Silva et al. (submitted) proposed that the SNK-type
825 porphyritic granodiorite (here named as Arraias granodiorite) was generated by 29% melting
826 from subcontinental lithospheric mantle (SCLM) metasomatized by 40% TTG-type melt,
827 leaving a residue composed of orthopyroxene, garnet, clinopyroxene and magnetite, under
828 oxidizing conditions. This model is sustained by the Hf isotopic signature [$\epsilon_{\text{Hf}(2.92 \text{ Ga})} = +1.9$ to
829 -4.4], which indicates mixture of a component derived from the mantle and another from the
830 crust. The U-Pb SHRIMP crystallization age of 2.92 Ga combined the Hf- $T_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.2$ – 3.6 Ga
831 suggest Mesoarchean juvenile origin, with a Paleoarchean subchondritic component.

832 5.1.2.2 Ourilândia tonalite-granodiorite complex

833 The SNK-type granitoids and quartz monzodiorite of this complex are derived directly
834 from the SCLM enriched by different degrees of metasomatism and by different partial melting
835 rates. These rocks are enriched in incompatible (e.g., Ba and Sr; Figure 6b) and compatible
836 (e.g., Cr and Ni; Figure 6f) elements, with petrogenesis attributed to 18–33% melting from
837 mantle previously enriched by 20–40% TTG-type melt in the garnet stability zone under
838 relatively oxidizing conditions, leaving a residue composed of orthopyroxene, clinopyroxene,
839 garnet, magnetite \pm olivine (Silva et al., submitted). The authors also indicated that the quartz

840 diorite and mafic enclaves have distinct petrogenetic histories and were formed from fluid-
841 metasomatized mantle at lower depths outside the garnet stability zone.

842 The SNK-type equigranular granodiorite represents the main variety of this complex
843 and provided $\varepsilon_{\text{Hf}(2.88 \text{ Ga})} = +3.4$ to -2.0 , indicating mixing of an end member derived from the
844 mantle and the other from the crust, which is in agreement with the aforementioned petrogenetic
845 model. The $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.1\text{--}3.4$ Ga suggests the juvenile magma generation in the Mesoarchean,
846 with a Paleoarchean crustal component, reflecting a shorter crustal residence time than Arraias
847 granodiorite (3.2–3.6 Ga).

848 **5.2.3 Canaã dos Carajás granitic suite**

849 5.2.3.1 Boa Sorte granite

850 Based on geochemical modeling, [Silva et al. \(submitted\)](#) indicated that the equigranular
851 monzogranite here correlated to the Boa Sorte batholith was generated by 18% partial melting
852 from TGG-type trondhjemite under relatively oxidizing conditions, leading to a residual
853 mineralogy composed of plagioclase, quartz, biotite, magnetite and ilmenite. In addition, these
854 authors provided zircon U-Pb SHRIMP data for this unit, which allowed to distinguish four age
855 populations dated at 3.04 Ga, 2.97 Ga, 2.93 Ga, and 2.88 Ga.

856 The youngest population (2.88 Ga) was interpreted as magmatic crystallization age
857 ([Silva et al., submitted](#)) and provided subchondritic $\varepsilon_{\text{Hf}(2.88 \text{ Ga})}$ values ranging from -0.8 to -4.1 ,
858 which is compatible with a crustal source. The 2.93 Ga population is admitted as crystals
859 inherited from the TTG-type source as indicated by its chondritic signature [$\varepsilon_{\text{Hf}(2.93 \text{ Ga})} = +2.8$ to
860 -0.7] with a shorter crustal residence time ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.4\text{--}3.1$ Ga) in relation to 2.88 Ga
861 population ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.5\text{--}3.3$ Ga). The zircon populations dated at 3.04 Ga and 2.97 Ga were
862 interpreted as xenocrystals incorporated during the magma ascent and emplacement and they
863 yielded $\varepsilon_{\text{Hf}(3.04 \text{ Ga})} = -1.7$ to -2.2 ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.5$ Ga) and $\varepsilon_{\text{Hf}(2.97 \text{ Ga})} = +1.4$ to -5.7 ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} =$
864 $3.3\text{--}3.7$ Ga), respectively. These results suggest a Paleoarchean crustal source and a long
865 residence time; however, in the Carajás province, potassic granitoids dated in this period (3.04–
866 2.97 Ga) have never been recorded, where the 2.96 Ga Canaã dos Carajás granite represents the
867 oldest granitic unit ([Feio et al., 2013](#)).

868 **5.2.4 Tucumã granodiorite-granite suite**

869 In this paper, no U-Pb-Hf isotopic data were obtained for the Tucumã suite, however
870 unpublished data for granodiorite and monzogranite from the Tucumã area provided zircon U-
871 Pb SHRIMP ages of 2.86–2.84 Ga ([Souza D.B., unpublished](#)). In general, these rocks have a
872 moderate-Mg ($0.25 < \text{Mg\#} < 0.40$) and HKCA signature, with high contents of TiO_2 (Figure 5c),
873 HFSE [e.g., Zr (Figure 6c), REE (Figure 6g–h)] and LILE [e.g., Ba+Sr (Figure 6b)] akin to the
874 Closepet granite from the Dharwar craton ([Moyen et al., 2003](#)), which is interpreted as a
875 hybridization product between magmas derived from the enriched mantle and the continental
876 crust. The Tucumã suite also shows geochemical affinity with the Matok granite from the
877 Pietersburg block (Africa), with origin ascribed to the interaction of two mantle reservoirs: the
878 SCLM and the asthenospheric mantle ([Laurent et al., 2014b](#)).

879 Based on geochemical modeling, [Silva et al. \(submitted\)](#) indicated that the high-Ti
880 granodiorite from the Tucumã suite can be formed by 30% melting from the mantle enriched
881 by 40% TTG-type melt under oxidizing conditions, leaving a residue composed of
882 orthopyroxene, olivine, plagioclase, clinopyroxene and magnetite, at relatively shallow depths
883 and with the participation of a component enriched in HFSEs, such as sediments, fluids and/or
884 asthenosphere materials. On the other hand, the petrogenesis of the heterogranular
885 monzogranite involved hybridization between 40% crust-derived magmas (Boa Sorte granite)
886 and 60% metasomatized mantle-derived magmas (high-Ti granodiorite).

887 5.3 ISOTOPIC CONSTRAINTS ON THE TECTONIC SETTING

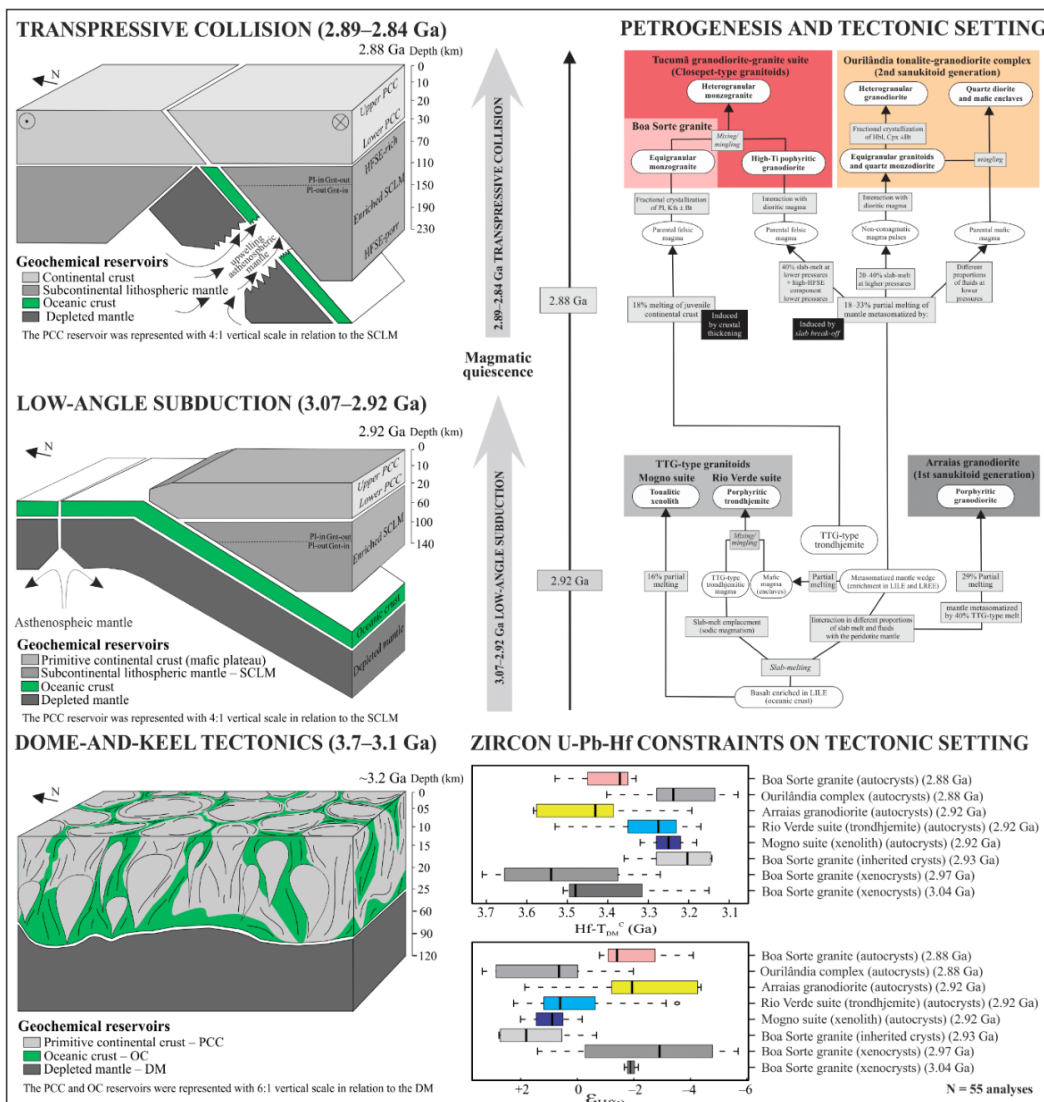
888 After the plate tectonics was accepted as a unifying theory of geosciences, an important
 889 issue emerged: how and when processes of accretion, subduction and collision of plates began
 890 to operate in the history of the planet? In general, it is admitted that on the primitive Earth there
 891 was a magma ocean and that plume-related vertical tectonics preceded the horizontal tectonics
 892 (subduction–collision). Furthermore, the nucleation of primitive continents probably occurred
 893 above overturning and upwelling zones, which allowed reworking at the base of mafic plateaus,
 894 delamination processes and coupled development of primitive continental crust and SCLM
 895 (Condie and Kröner, 2008; Laurent et al., 2014a; Stern et al., 2018; Hawkesworth et al., 2020
 896 Bédard, 2018; Palin et al., 2020). It is possible that accretion–subduction–collision processes
 897 have been acting locally on the Earth since the Mesoarchean (<3.0 Ga) and spread globally
 898 from the Neoarchean at ~2.7 Ga (Condie and Kröner, 2008; Moyen and Laurent, 2018; Palin et
 899 al., 2020). However, Stern (2005) argued that the absence of blueschist, eclogite and complete
 900 ophiolitic sequences in this period would be the main evidence against the operation of
 901 subduction and suggested that the “modern style” plate tectonics only started to operate from
 902 the Neoproterozoic, at ~1.0 Ga. On the other hand, Hopkins et al. (2008) pointed out that
 903 subduction-like processes could have occurred in the Hadean.

904 This debate has been heated by the record of SNKs and HKCAs during the Mesoarchean
 905 to Neoarchean transition. In Archean terranes, the TTG magmatism was dominant in the Eo- to
 906 Paleoarchean, while the Meso-Neoarchean is characterized by the granitoid diversification,
 907 with progressive occurrence of SNKs, HKCAs and BGs (Laurent et al., 2014a; Moyen, 2020,
 908 and references therein). These rocks represent late plutons, intrusive in TTG and greenstone
 909 belts. They are spatially and temporally associated with shear zones and represent a time-
 910 restricted event, with abrupt changes in the reservoirs involved in the generation of melts,
 911 indicating the emergence of a new geodynamic setting. In the Carajás province, such granitoid
 912 diversification is dated in the Mesoarchean, with episodic generation of TTG-type granitoids
 913 (3.07–2.84 Ga), M-type granitoids (2.92–2.85 Ga) and BGs (2.96–2.83 Ga), during or preceding
 914 the peak regional metamorphism (2.89–2.84 Ga; Table 1).

915 The Hf- T_{DM}^C values obtained here are essentially Paleoarchean (3.2–3.6 Ga), with a
 916 minor contribution from Mesoarchean (~3.1 Ga) and Eoarchean (~3.7 Ga) (see boxplots in
 917 Figure 13). They show a broader spectrum than the Hf- T_{DM}^C values provided for the granulites
 918 and gneisses from the Ouro Verde area (3.4–3.2 Ga) (Marangoanha et al., 2019; Silva et al.,
 919 2021) and are similar to the values yielded by the Paleoproterozoic anorogenic granites (3.6–
 920 3.1 Ga) (Teixeira et al., 2019). These results have raised an important question, since there is
 921 no regional record of Paleoarchean U-Pb or Pb-Pb ages in the province, except for detrital
 922 zircons in quartzites from the Rio Maria area (Macambira et al., 1998) and inherited zircons in
 923 gneisses from the São Felix do Xingu region (Teixeira et al., 2001), which reached ages of up
 924 to ~3.7 Ga. Thus, we cannot rule out Paleoarchean felsic crust formation in Carajás; however,
 925 if large volumes were formed, it would not be outcropping or would have been completely
 926 reworked or replaced by Mesoarchean crust, as indicated by regional data (Table 1).

927 Based on an integrated interpretation of the information available, it is proposed a three-
 928 stage tectonic model to explain petrogenesis and the U-Pb-Hf isotopic signature of the different
 929 groups of studied granitoids (Figure 13). The Paleoarchean crustal component provided by the
 930 Hf isotopic data could be formed by long-lived dome-and-keel tectonics (first stage) and later
 931 recycled into the mantle giving rise to the enriched source to generate the Mesoarchean SNKs
 932 and HKCAs. Thus, a 3.07–2.92 Ga low-angle subduction (second setting) allowed the
 933 emplacement of slab melts and metasomatism of the mantle wedge, where the TTG (Mogno
 934 and Rio Verde suites) and the first sanukitoid generation (Arraias granodiorite) were generated

935 at ~2.92 Ga. After a magmatic quiescence of 30 Ma, the third setting was characterized by a
 936 short-lived collision (2.89–2.84 Ga) defined by peak regional metamorphism associated with
 937 crustal thickening and lithospheric reworking triggered by slab breakoff and asthenosphere
 938 upwelling, in which in the Ourilândia area were formed large volumes of SCLM- and crust-
 939 derived magmas in a short time span (~2.88 Ga). In this setting, the ascent and emplacement of
 940 the magmas were conditioned by large-scale transpressive shear zones.
 941



942 Figure 13 – Box model and sketch summarizing the three-stage tectonic setting and the petrogenesis of the Ourilândia granitoids.
 943 First stage – long-lived dome-and-keel tectonics (~600 Ma) proposed for the formation of the Paleoproterozoic crustal component,
 944 which was later recycled into the mantle giving rise to the enriched source of M-type granitoids (SNKs and HKCAs). The
 945 boxplots show the distributions of the Hf-T_{DM}^c and ε_{Hf(t)} values from the different types of granitoids studied, including the
 946 populations of xenocrysts or inherited zircons of the Boa Sorte granite. In the Mesoproterozoic, we suggest low-angle subduction
 947 (~150 Ma) with the emplacement of slab melts and consequent metasomatism of the mantle wedge. The magmas that give rise
 948 to TTG-type granitoids (Mogno and Rio Verde suites) and the first sanukitoid generation (Arrais granodiorite) were emplaced
 949 in the end of this stage (~2.92 Ga). After a quiescence of 30 Ma, we indicate a short-lived collisional setting (50 Ma) defined by
 950 peak regional metamorphism (2.89–2.84 Ga) associated with crustal thickening, lithospheric reworking and slab breakoff, which
 951 formed large volumes of mantle- and crust-derived magmas at ~2.88 Ga.
 952

953 **6 CONCLUSIONS**

954 1. In the Ourilândia area, the TTG are subordinate and were divided into two units: (i)
955 the 2.92 Ga tonalitic xenolith (Mogno suite); and (ii) the 2.92 Ga porphyritic trondhjemite (Rio
956 Verde suite). The tonalitic xenolith yielded $\epsilon_{\text{Hf}(2.92 \text{ Ga})}$ ranging from +2.0 to -0.2 and can be
957 formed by 16% melting from an enriched metabasalt, leaving a residue of amphibole, garnet,
958 plagioclase, ilmenite and clinopyroxene. The trondhjemite provided $\epsilon_{\text{Hf}(2.92 \text{ Ga})}$ ranging from
959 +2.3 to -3.5 and has a more complex petrogenesis, with hybridization between TTG-type melt
960 and a subchondritic component, which reflects on its longer crustal residence time ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} =$
961 3.5–3.2 Ga) than the xenolith ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.3\text{--}3.2 \text{ Ga}$).

962 2. The Ourilândia sanukitoid suite is formed by two units: (i) the 2.92 Ga Arraias
963 granodiorite, which represents the oldest SNK from the Carajás province with chondritic to
964 subchondritic $\epsilon_{\text{Hf}(2.92 \text{ Ga})} = +1.9$ to -4.4 ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.2\text{--}3.6 \text{ Ga}$); and (ii) the 2.88 Ga Ourilândia
965 tonalite-granodiorite complex with $\epsilon_{\text{Hf}(2.88 \text{ Ga})} = +3.4$ to -2.0 ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.1\text{--}3.4 \text{ Ga}$). These
966 rocks were formed from 18–33% melting from the mantle enriched by 20–40% TTG-type melt,
967 under oxidizing conditions and different pressures.

968 3. The BG represents the most voluminous unit from the Ourilândia area and was
969 generated by 18% melting from TGG-type trondhjemite, in the plagioclase stability zone, under
970 oxidizing conditions. It is coeval to the sanukitoids from the Ourilândia complex and was
971 correlated to the Boa Sorte granite (Canaã dos Carajás granitic suite). The U-Pb-Hf isotopic
972 data allowed to distinguish four zircon populations dated at 3.04 Ga, 2.97 Ga, 2.93 Ga and 2.88
973 Ga. The 3.04 Ga and 2.97 Ga populations were interpreted as xenocrystals and furnished $\epsilon_{\text{Hf}(3.04 \text{ Ga})} = -1.7$ to -2.2 ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.5 \text{ Ga}$) and $\epsilon_{\text{Hf}(2.97 \text{ Ga})} = +1.4$ to -5.7 ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.3\text{--}3.7 \text{ Ga}$),
974 respectively. The 2.93 Ga population was interpreted as inherited crystals from the TTG-type
975 source and furnished chondritic $\epsilon_{\text{Hf}(2.93 \text{ Ga})} = +2.8$ to -0.7 ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.1\text{--}3.4 \text{ Ga}$). The youngest
976 population (2.88 Ga) represents the magmatic crystallization age and yielded subchondritic
977 $\epsilon_{\text{Hf}(2.88 \text{ Ga})}$ values ranging from -0.8 to -4.1 and $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.3\text{--}3.5 \text{ Ga}$, indicating a long crustal
978 residence time.
979

980 4. We admit a three-stage tectonic model to explain the origin and the U-Pb-Hf isotopic
981 data of the studied granitoids. The $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ ranging from 3.7 to 3.1 Ga, indicating the existence
982 of a Paleoproterozoic crustal component. This component was generated in long-lived dome-and-
983 keel tectonics (~600 Ma) and later recycled in the mantle allowing its enrichment (possibly in
984 the Mesoproterozoic) by low-angle subduction (second setting), where the TTG-type granitoids
985 (Mogno and Rio Verde suites) and the first sanukitoid generation (Arraias granodiorite) were
986 emplaced at 2.92 Ga. The third setting was represented by a short-lived transpressive collision
987 (~50 Ma) defined by the peak regional metamorphism (2.89–2.84 Ga) associated with crustal
988 thickening and slab breakoff, with the generation of large volumes of mantle- and crust-derived
989 magmas in a short time span (~2.88 Ga).

990 **ACKNOWLEDGEMENTS**

991 The authors acknowledge the Group of Research on Granitoid Petrology (GRGP), the
992 Post-Graduate Program in Geology and Geochemistry (PPGG) and the Microanalyses
993 Laboratory of the University Federal of Pará (UFPA) for their technical support. This research
994 was financed in part by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico
995 (CNPq) (D.C. Oliveira; Proc. 311388/2016-7, 435552/2018-0 and 311647/2019-7) and by the
996 Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) for granting a
997 scholarship to the first author (L.R. da Silva; 88882.347887/2019-01) and by the Pró-Reitoria
998 de Pesquisa e Pós-Graduação (PROPESP/UFPA) (notice 02/2022 – Proc. 23073.040109/2022-
999 45; PAPQ/UFPA).

1000 **REFERENCES**

- 1001 Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian Structural
1002 Provinces: an introduction. *Earth Science Review*, 17(1–2), 1–29.
1003 [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9).
- 1004 Almeida, J.A.C., Dall’Agnol, R., Leite, A.A.S., 2013. Geochemistry and zircon geochronology
1005 of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province,
1006 Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 42, 103–126.
1007 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.10.008>.
- 1008 Almeida, J.A.C., Dall’Agnol, R., Oliveira, M.A., Macambira, M.J.B., Pimentel, M.M., Rämö,
1009 O.T., Guimarães, F.V., Leite, A.A.S., 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin
1010 of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth
1011 of the Archean crust of the Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, 187(1–2), 201–
1012 221. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.03.004>.
- 1013 Althoff, F.J., Barbey, P., Boullier, A.M., 2000. 2.8–3.0 Ga plutonism and deformation in the
1014 SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province,
1015 Brazil). *Precambrian Research*, 104, 187–206. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00103-0](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00103-0).
- 1017 Andersen, T., Andersson, U.B., Graham, S., Åberg, G., Simonsen, S.L., 2009. Granitic
1018 magmatism by melting of juvenile continental crust: new constraints on the source of
1019 Paleoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon. *Journal of the*
1020 *Geological Society* 166, 233–248. <https://doi.org/10.1144/0016-76492007-166>
- 1021 Avelar, V.G., Lafon, J.M., Correia JR, F.C., Macambira, E.M.B., 1999. O Magmatismo
1022 Arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: novos resultados
1023 geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(4), 453–460.
1024 <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1999294453460>.
- 1025 Barker, F., Arth, J.G., 1976. Generation of trondjemite-tonalite liquids and Archean bimodal
1026 trondjemite-basalt suites. *Geology*, 4, 596–600. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1976\)4<596:GOTLAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1976)4<596:GOTLAA>2.0.CO;2).
- 1028 Barros C.E.M., Sardinha A.S., Barbosa J.P.O., Macambira M.J.B., 2009. Structure, petrology,
1029 geochemistry and zircon U-Pb and Pb-Pb geochronology of the synkinematic Archean (2.7
1030 Ga) A-type granites from the Carajás Metallogenic Province, northern Brazil. *Canadian*
1031 *Mineralogist*, 47, 1423–1440.
- 1032 Bédard, J.H. 2018. Stagnant lids and mantle overturns: Implications for Archaean tectonics,
1033 magma genesis, crustal growth, mantle evolution, and the start of plate tectonics. *Geosci.*
1034 *Front.* 9, 19–49. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.01.005>.
- 1035 Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Alenikoff J.N., Valley J.W., Mundif R.,
1036 Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C., 2004. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
1037 microprobe geochronology by the monitoring of trace element related matrix effect;
1038 SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon
1039 standards. *Chemical Geology*, 205(1), 115–140.
1040 <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.01.003>
- 1041 Black, L.P., Gulson, B.L., 1978. The age of the Mud Tank carbonatite, strangways range,
1042 northern Territory. *BMR (Bur. Miner. Resour.) J. Aust. Geol. Geophys.* 3, 227–232.
- 1043 Bouvier, A., Vervoort, J.D., Patchett, P.J., 2008. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition

- 1044 of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implication for the bulk
1045 composition of terrestrial planets. *Earth Planet Sci. Lett.* 273, 48–57.
1046 <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.010>
- 1047 Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, In:
1048 Henderson, P. (Eds.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Sci. Publ. Co.
1049 Amsterdam, pp. 63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- 1050 Chu, N.C., Taylor, R.N., Chavagnac, V., Nesbitt, R.W., Boella, R.M., Milton, J.A., German,
1051 C.R., Bayonb, G., Burton, K., 2002. Hf isotope ratio analysis using multi-collector
1052 inductively coupled plasma mass spectrometry: an evaluation of isobaric interference
1053 corrections. *J. Anal. Atomic Spectrom.* 17, 1567–1574. <https://doi.org/10.1039/B206707B>
- 1054 Condie, K.C., Kroner, A., 2008. When did plate tectonics begin? Evidence from the geologic
1055 record. *The Geological Society of America*, 440, 281–294.
1056 [https://doi.org/10.1130/2008.2440\(14\)](https://doi.org/10.1130/2008.2440(14)).
- 1057 Costa, F.G., Santos, P.A., Serafim, I.C.C.O., Costa, I.S.L., Roopnarain, S., 2020. From
1058 Mesoarchean drips to modern–style tectonics in the Carajás Province, Amazonian Craton.
1059 *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102817.
1060 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102817>.
- 1061 Dall’Agnol, R., Cunha, I.R.V., Guimarães, F.V., Oliveira, D.C., Teixeira, M.F.B., Feio, G.R.L.,
1062 Lamarão, C.N., 2017. Mineralogy, geochemistry, and petrology of Neoproterozoic ferroan to
1063 magnesian granites of Carajás Province, Amazonian Craton: the origin of hydrated granites
1064 associated with charnockites. *Lithos*, 277, 3–32.
1065 <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.032>.
- 1066 Dall’Agnol, R., Oliveira, D.C., Guimarães, F.V., Gabriel, E.O., Feio, G.R.L., Lamarão, C.N.,
1067 Althoff, F.J., Santos, P.A., Teixeira, M.F.B., Silva, A.C., Rodrigues, D.S., Santos, M.J.P.,
1068 Silva, C.R.P., Santos, R.D., Santos, P.J.L., 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do
1069 Domínio Carajás – Implicações para a Evolução Arqueana da Província Carajás – Pará, In:
1070 13º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, Anais, CD-rom.
- 1071 Feio, G.R.L., Dall’Agnol, R., Dantas, E.L., Macambira, M.J.B., Santos, J.O.S., Althoff, F.J.,
1072 Soares, J.E.B., 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area:
1073 implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil.
1074 *Precambrian Research*, 227, 157–185. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.04.007>.
- 1075 Felix, W.Q., Oliveira, D.C., Silva, L.R., Silva, F.F., 2020. Charnockites from Carajás Province,
1076 SE Amazonian Craton (Brazil): Petrogenetic constraints and intensive crystallization
1077 parameters. *Journal of South American Earth Sciences*, 101, 102598.
1078 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102598>.
- 1079 Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A
1080 geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033–2048.
1081 <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.
- 1082 Gabriel, E.O., Oliveira, D.C., 2014. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides
1083 arqueanos de alto magnésio da região de Água Azul do Norte, porção sul do Domínio
1084 Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 9(3), 533–564.
- 1085 Gaudette, H.E., Lafon, J.M., Macambira, M.J.B., Moura, C.A.V., Scheller, T., 1998.
1086 Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-
1087 Pb results: examples from Precambrian of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*,
1088 11, 351–363. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00019-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00019-4)

- 1089 Griffin, W.L., Wang, X., Jackson, S.E., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y., Zhou, X., 2002. Zircon
1090 chemistry and magma genesis, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Pingtan and Tonglu
1091 igneous complexes. *Lithos* 61, 237–269. [10.1016/S0024-4937\(02\)00082-8](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00082-8)
- 1092 Halla, J., Whitehouse, M.J., Ahmad, T., Bagai, Z., 2017. Archaean granitoids: an overview and
1093 significance from a tectonic perspective, In: Halla, J., Whitehouse, M.J., Ahmad, T., Bagai,
1094 Z. (Eds.). *Crust–Mantle Interactions and Granitoid Diversification: insights from Archaean*
1095 *Cratons*. Geological Society, London, Special Publications, 449, 1–18.
- 1096 Hawkesworth, C.J., Cawood, P.A., Dhuime, B. 2020. The Evolution of the Continental Crust
1097 and the Onset of Plate Tectonics. *Frontiers in Earth Science*, 8, 1–23.
1098 <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00326>
- 1099 Heilimo, E., Halla, J., Hölttä, P., 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series:
1100 geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos*,
1101 115(1–4), 27–39. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.11.001>.
- 1102 Hopkins, M., Harrison, T.M., Manning, C.E., 2008. Low heat flow inferred from > 4 Gyr
1103 zircons suggests Hadean plate boundary interactions. *Nature*, 456, 493–96.
1104 <https://doi.org/10.1038/nature07465>.
- 1105 Horstwood, M.S.A., Kosler, J., Gehrels, G., Jackson, S.E., McLean, N.M., Paton, C., Pearson,
1106 N.J., Sircombe, K., Sylvester, P., Vermeesch, P., Bowring, J.F., Condon, D.J., Schoene, B.,
1107 2016. Community-derived standards for LA-ICP-MS U-Th-Pb geochronology – uncertainty
1108 propagation, age interpretation and data reporting. *Geostand. Geoanal. Res.* 40 (3), 311–332.
- 1109 Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser
1110 ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon
1111 geochronology. *Chem. Geol.* 211, 47–69.
- 1112 Lafon, J.M.; Scheller, T., 1994. Geocronologia Pb/Pb em zircão do Granodiorito Cumaru, Serra
1113 dos Gradaús, PA. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém* (in Portuguese).
- 1114 Laurent, O., Martin, H., Moyen, J.F., Doucelance, R., 2014a. The diversity and evolution of
1115 late-Archaean granitoids: evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between
1116 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, 205, 208–235. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.06.012>.
- 1117 Laurent, O., Rapopo, M., Stevens, G., Moyen, J.F., Martin, H., Doucelance R., Bosq, C., 2014b.
1118 Contrasting petrogenesis of Mg-K and Fe-K granitoids and implications for post-collisional
1119 magmatism: case study from the Late-Archaean Matok pluton (Pietersburg block, South
1120 Africa). *Lithos*, 196–197, 131–149. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.03.006>.
- 1121 Leite, A.A.S., Dall’Agnol, R., Macambira, M.J.B., Althoff, F.J., 2004. Geologia e
1122 geocronologia dos granitoides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na
1123 evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. *Revista Brasileira de Geociências*,
1124 34, 447–458. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2004344447458>.
- 1125 Leite-Santos, P.J.S., Oliveira, D.C., 2014. Trondhjemitos da área de Nova Canadá: novas
1126 ocorrências de associações magmáticas tipo TTG no Domínio Carajás. *Boletim do Museu*
1127 *Paraense Emílio Goeldi*, 9(3), 635–659.
- 1128 Leite-Santos, P.J.S., Oliveira, D.C., 2016. Geologia, petrografia e geoquímica das associações
1129 leucogranítica arqueanas da área de Nova Canadá: Província Carajás. *Geologia USP-Série*
1130 *Científica*, 16(2), 37–66. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v16i2p37-66>.
- 1131 Ludwig K., 2009. SQUID 2: A User’s Manual, rev. 12 Apr, 2009. Berkeley Geochronology
1132 Center, Special Publication. 5, pp. 110.
- 1133 Ludwig, K.R., 2003. User’s Manual for Isoplot/Ex Version 3.00 – A Geochronology Toolkit

- 1134 for Microsoft Excel, vol. 4. Berkeley Geochronological Center, Special Publication, pp. 70.
- 1135 Macambira M.J.B., Lafon J.M., Pidgeon R.T., 1998. Crescimento Crustal arqueano registrado
1136 em zircões de sedimentos da região de Rio Maria, Província Carajás, Pará. In: SBG, 40°
1137 Congresso Brasileiro Geologia. Belo Horizonte, Anais.
- 1138 Macambira, M.J.B., 1992. Chronologie U-Pb, Rb-Sr, K-Ar et croissance de la croûte
1139 continentale dans l'Amazonie du sud-est; exemple de la région de Rio Maria, Province de
1140 Carajás, Bresil. PhD Thesis. Sciences et Techniques du Langdoc, Universite Montpellier II,
1141 Montpellier, 212.
- 1142 Macambira, M.J.B., Lancelot, J., 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio
1143 Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, 38(12),
1144 1134–1142. <https://doi.org/10.1080/00206819709465386>.
- 1145 Machado, J.R.M., Oliveira, D.C., Almeida, J.A.C., 2021. Geologia, geoquímica e afinidades
1146 tectonomagmáticas dos granitoides de Bannach do Domínio Rio Maria, Província Carajás,
1147 Brasil. *Geologia USP-Série científica*, 21(2), 5–90. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v21-173364>
- 1149 Machado, N., Lindenmayer, Z., Krogh, T.E., Lindenmayer, D., 1991. U/Pb geochronology of
1150 Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Área, Amazon Shield, Brazil.
1151 *Precambrian Research*, 49, 329–354. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90040-H](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90040-H).
- 1152 Marangoanha, B., Oliveira, D.C., Dall'Agnol, R., 2019. The Archean granulite-enderbite
1153 complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): Origin and
1154 implications for crustal growth and cratonization. *Lithos*, 350–351, 105275.
1155 <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105275>.
- 1156 Martin, H., 1987. Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from
1157 eastern Finland: major and trace element geochemistry. *J. Petrol.* 28, 921–953.
1158 <https://doi.org/10.1093/petrology/28.5.921>
- 1159 Martin, H., 1994. The Archean grey gneisses and the gneisses of continental crust, In: Condie,
1160 K.C. (Eds.). *Developments in Precambrian Geology, Archean Crustal Evolution*, Elsevier,
1161 Amsterdam, 11, 205–259.
- 1162 Martin, H., Moyen, J.F., Rapp, R.P., 2009. The sanukitoid series: magmatism at the Archaean-
1163 Proterozoic transition. *Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinb.*, 100(1–2), 15–33.
1164 [https://doi.org/10.1016/10.1130/2010.2472\(02\)](https://doi.org/10.1016/10.1130/2010.2472(02)).
- 1165 Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F., Champion, D., 2005. An overview of
1166 adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some
1167 implications for crustal evolution. *Lithos*, 79, 1–24.
1168 <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.048>.
- 1169 Martins, P.L.G., Toledo, C.L.B., Silva, A.M., Chemale Jr, F., Santos, J.O.S., Assis, L.M., 2017.
1170 Neoproterozoic magmatism in the southeastern Amazonian Craton, Brazil: Petrography,
1171 geochemistry and tectonic significance of basalts from the Carajás Basin. *Precambrian
1172 Research*, 302, 340–357. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.10.013>.
- 1173 McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120 (3–4),
1174 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- 1175 Milhomem Neto, J.M., Lafon, J.M., 2019. Zircon U-Pb and Lu-Hf isotope constraints on
1176 Archean crustal evolution in Southeastern Guyana Shield. *Geosci. Front.* 10, 1477–1506.
- 1177 Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Creaser R.A., Dufrane S.A., Melo G.H.C., Silva
1178 M.A.D., Tassinari C.C.G., Sato K., 2015. Timing of multiple hydrothermal events in the iron
1179 oxide–copper gold deposits of the Southern Copper Belt, Carajás Province, Brazil. *Mineral*

- 1180 Deposita 50, 517–546.
- 1181 Moreto, C.P.N., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Amaral, W.S., Santos, T.J.S., Juliani, C., Souza
1182 Filho, C.R., 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide–Cu–Au
1183 Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U–Pb geochronology and metallogenetic
1184 implications. *Mineralium Deposita* 46, 789–811.
- 1185 Moyen, J.F., 2020. Archean granitoids: classification, petrology, geochemistry and origin, In:
1186 Dey, S., Moyen, J.F. (Eds) *Archean Granitoids of India: Windows into Early Earth*
1187 *Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 489,
1188 <https://doi.org/10.1144/SP489-2018-34>.
- 1189 Moyen, J.F., Laurent, O., 2018. Archean tectonic systems: A view from igneous rocks. *Lithos*,
1190 302–303, 99–125. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.11.038>.
- 1191 Moyen, J.F., Martin, H., Jayananda, M., Auvray, B., 2003. Late Archean granites: a typology
1192 based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research*, 127(1–3), 103–123.
1193 <https://doi.org/10.1144/SP489-2018-34>.
- 1194 Nascimento, A.C., Oliveira, D.C., Silva, L.R., Lamarão, C.N., 2021. Mineral thermobarometry
1195 and its implications for petrological constraints on Mesoarchean granitoids from the Carajás
1196 Province, Amazonian Craton (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 109,
1197 103271. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103271>
- 1198 Oliveira, M.A., Dall’Agnol, R., Almeida, J.A.C., 2011. Petrology of the Mesoarchean Rio
1199 Maria suite and the discrimination of sanukitoid series. *Lithos*, 127, 192–209.
1200 <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.08.017>.
- 1201 Palin, R.M., Santosh, M., Cao, W., Li, S.S., Hernández-Uribe, D., Parsons, A., 2020. Secular
1202 change and the onset of plate tectonics on Earth. *Earth-Science Reviews*, 207, 103172.
1203 <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103172>.
- 1204 Patchett, P.J., Tatsumoto, M., 1980. A routine high-precision method for Lu–Hf isotope
1205 geochemistry and chronology. *Contrib. Mineral. Petrol.* 75, 263–267.
1206 <https://doi.org/10.1029/GL007i012p01077>
- 1207 Pidgeon, R.T., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 2000. Th–U–Pb isotopic systems and internal
1208 structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province,
1209 Brazil: evidence for the ages of granulites facies metamorphism and the protolith of the
1210 enderbite. *Chemical Geology*, 166, 159–171. [https://doi.org/10.1016/S0009-](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00190-4)
1211 [2541\(99\)00190-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00190-4).
- 1212 Pimentel, M.M., Machado, N., 1994. Geocronologia U–Pb do terreno granito-greenstone de
1213 Rio Maria, Pará. In: *Congresso Brasileiro Geologia*, vol. 38, São Paulo, Boletim de Resumos
1214 Expandidos, Camboriú, SBG, 1, 390–391.
- 1215 Pinheiro, R.V.L., Holdsworth, R.E., 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos Sistemas
1216 Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton
1217 Amazônico, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4), 597–606.
1218 <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2000304597606>.
- 1219 Rodrigues, D.S., Oliveira, D.C., Macambira, M.J.B., 2014. Geologia, geoquímica e
1220 geocronologia do Granito Mesoarqueano Boa Sorte, município de Água Azul do Norte, Pará
1221 – Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 9(3), 597–633.
- 1222 Rolando, A.P., Macambira, M.J.B., 2003. Geochronology of Archean granitoids from the Serra
1223 do Inajá region, new evidence on the formation of continental crust in the southeast of the
1224 Amazonian Craton, SSE Pará. In: *Brazilian Congress of Geology*, vol. 41. Proceedings of
1225 the Brazilian Geology Congress. João Pessoa. SBG.

- 1226 Russell, W.A., Papanastassiou, D.A., Tombrello, T.A., 1978. Ca isotope fractionation on the
1227 earth and other solar system materials. *Geochem. Cosmochim. Acta* 42, 1075–1090.
- 1228 Santos M.S., Oliveira D.C., Gabriel E.O., 2018. Granitoides TTG de Água Azul do Norte (PA):
1229 implicações tectônicas para a Província Carajás. *Geologia USP-Série científica*, 18(1), 119–
1230 148. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v18-126992>
- 1231 Santos, J.O.S., 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil Central, In: Bizzi L.A. et al.
1232 (Eds.), *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. CPRM –
1233 Serviço Geológico do Brasil, Brasília, pp 169–226.
- 1234 Santos, M.J.P., Lamarão, C.N., Lima, P.H.A., Galarza, M.A., Mesquita, J.C.L., 2013.
1235 Granitoides arqueanos da região de Água Azul do Norte, Província Carajás, sudeste do
1236 estado do Pará: petrografia, geoquímica e geocronologia. *Boletim do Museu Paraense Emílio*
1237 *Goeldi*, 8(3), 325–354.
- 1238 Santos, M.N.S., Oliveira, D.C., 2016. Rio Maria granodiorite and associated rocks of Ourilândia
1239 do Norte – Carajás province: petrography, geochemistry and implications for sanukitoid
1240 petrogenesis. *Journal of South American Earth Sciences*, 72, 279–301.
1241 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.09.002>.
- 1242 Santos-Silva, R.C., Sabóia, A.M., Oliveira, H.J., 2021. Projeto integração geológica-geofísica-
1243 metalogenética das sequências de Greenstone Belts do Domínio Rio Maria – Novas
1244 Fronteiras Rio Maria. Escalas: 1:250.000–1:100.000. CPRM, Belém, pp. 274.
- 1245 Sato K., Tassinari C.C.G., Basei M.A.S., Siga Júnior O., Onoe A.T., Souza M.D., 2014.
1246 Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences
1247 of the University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results. *Geologia USP-*
1248 *Série Científica*, 14(3), 3–18. DOI: 10.5327/Z1519-874X201400030001
- 1249 Semprich, J., Moreno, J.A., Oliveira, E.P., 2015. Phase equilibria and trace element modeling
1250 of Archean sanukitoid melts. *Precambrian Research*, 269, 122–138.
1251 <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2015.08.004>
- 1252 Siepierski, L., Ferreira Filho, C.F., 2020. Magmatic structure and petrology of the Vermelho
1253 Complex, Carajás Mineral Province, Brazil: Evidence for magmatic processes at the lower
1254 portion of a mafic-ultramafic intrusion. *Journal of South American Earth Sciences*, 102,
1255 102700. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102700>
- 1256 Silva, A.C., Dall’Agnol, R., Guimarães, F.V., Oliveira, D.C., 2014. Geologia, petrografia e
1257 geoquímica de Associações Tonalíticas e Trondhjemíticas Arqueanas de Vila Jussara,
1258 Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 9(1), 13–46.
- 1259 Silva, C.R.P., Oliveira, D.C., 2013. Geologia, petrografia e geoquímica das associações TTGs
1260 e leucogranodioritos do extremo norte do Domínio Rio Maria, Província Carajás. *Boletim*
1261 *do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 8(3), 383–415.
- 1262 Silva, F.F., Oliveira, D.C., Dall’Agnol, Silva, L.R., Cunha, I.V., 2020. Lithological and
1263 structural controls on the emplacement of a Neoarchean plutonic complex in the Carajás
1264 province, southeastern Amazonian craton (Brazil). *Journal of South American Earth*
1265 *Sciences*, 102, 102696. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102696>.
- 1266 Silva, L.R., Oliveira, D.C., 2019. Magmatismo Mesoarqueano de Ourilândia do Norte-PA:
1267 Afinidades Petrológicas e Implicações Tectônicas para a Província Carajás, In: Teixeira
1268 S.G., Chaves C.L. (Eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 11, 147–180.

- 1269 Silva, L.R., Oliveira, D.C., Nascimento, A.C., Lamarão, C.N., Almeida, J.A.C., submitted. The
1270 Mesoarchean plutonic complex from the Carajás province, Amazonian craton: petrogenesis,
1271 zircon U-Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications. *Lithos*.
- 1272 Silva, L.R., Oliveira, D.C., Santos, M.N.S., 2018. Diversity, origin and tectonic significance of
1273 the Mesoarchean granitoids of Ourilândia do Norte, Carajás province (Brazil). *Journal of*
1274 *South American Earth Sciences*, 82, 33–61. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.12.004>.
- 1275 Silva, M.A.D., Monteiro, L.V.S., Santos, T.J.S., Moreto, C.P.N., Sousa, S.D., Faustinoni, J.M.,
1276 Melo, G.H.C., Xavier, R.P., Toledo, B.A.M., 2021. Mesoarchean migmatites of the Carajás
1277 Province: From intra-arc melting to collision. *Lithos*, 388–389, 106078.
1278 <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106078>.
- 1279 Silva-Silva, L.C., Oliveira, D.C., Souza, D.B., 2020. Geology and geochemical constraints on
1280 the origin of the Mesoarchean granitoids from Carajás province, Amazonian craton. *Journal*
1281 *of South American Earth Sciences*, 100, 102–568.
1282 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102568>.
- 1283 Smithies, R.H., Champion, D.C., 2000. The Archean high- Mg diorite suite: links to tonalite-
1284 trondhjemite-granodiorite magmatism and implications for early Archean crustal growth.
1285 *Journal of Petrology*, 41(12), 1653–1671. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.12.1653>.
- 1286 Smithies, R.H., Champion, D.C., Van Kranendonk, M.J., 2009. Formation of Paleoproterozoic
1287 continental crust through infracrustal melting of enriched basalt. *Earth Planet. Sci. Lett.* 281,
1288 298–306. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.03.003>
- 1289 Söderlund, U., Patchett, P.J., Vervoort, J.D., Isachsen, C.E., 2004. The ^{176}Lu decay constant
1290 determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth*
1291 *and Planetary Science Letter* 219, 311–324. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(04\)00012-](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(04)00012-3)
1292 3
- 1293 Souza, Z.S., Potrel, A., Lafon, J.M., Althoff, F.J., Pimentel, M.M., Dall'Agnol, R., Oliveira,
1294 C.G., 2001. Nd, Pb and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archean greenstone belt of Rio
1295 Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the geodynamic evolution of the
1296 Amazonian craton. *Precambrian Research*, 109(3–4), 293–315.
1297 [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00164-4](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00164-4).
- 1298 Spencer, C.J., Kirkland, C.L., Taylor, R.J.M., 2016. Strategies towards statistically robust
1299 interpretations of in situ U-Pb zircon geochronology. *Geosci. Front.* 7, 581–589.
1300 <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.11.006>
- 1301 Stacey J.S., Kramers J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-
1302 stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, 207–221.
1303 [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6)
- 1304 Stern, R.J., 2005. Evidence from ophiolites, blueschists, and ultrahigh-pressure metamorphic
1305 terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time.
1306 *Geology*, 33(7), 557–560. <https://doi.org/10.1130/G21365.1>.
- 1307 Stern, R.J., 2018. The evolution of plate tectonics. *Phil. Trans. R. Soc. A.* 376, 20170406.
- 1308 Tavares, F.M., Trouw, R.A.J., Silva, C.M.G., Justo, A.P., Oliveira, J.K.M., 2018. The
1309 multistage tectonic evolution of the northeastern Carajás Province, Amazonian Craton,
1310 Brazil: revealing complex structural patterns. *J. S. Am. Earth Sci.*, 88, 238–252.
1311 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.08.024>.
- 1312 Teixeira, L.R., 2005. GENESIS 4.0 – Geochemical Modeling Software (in Portuguese).

- 1313 Teixeira, M.F.B., Dall’Agnol, R., Santos, L.O.S., Kemp, A., Evans N., 2019. Petrogenesis of
1314 the Paleoproterozoic (Orosirian) A-type granites of Carajás Province, Amazon Craton,
1315 Brazil: Combined in situ Hf-O isotopes of zircon. *Lithos*, 332–333, 1–22.
1316 <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.01.024>.
- 1317 Teixeira, M.F.B., Dall’Agnol, R., Silva, A.C., Santos, P.A., 2013. Geologia, petrografia e
1318 geoquímica do Leucogranodiorito Pantanal e dos leucogranitos arqueanos da área a norte de
1319 Sapucaia, Província Carajás, Pará: implicações petrogenéticas. *Boletim do Museu Paraense*
1320 *Emílio Goeldi*, 8(3), 291–323.
- 1321 Teixeira, N.P., Moura, C.A.V., Bettencourt, J.S., 2001. Evidência da existência de crosta
1322 Arqueana de 3,68 Ga obtida em zircão de rocha gnáissica tonalítica do Complexo Xingu, no
1323 Segmento oeste da Província Mineral de Carajás, região de São Felix do Xingu, Estado do
1324 Pará, Brasil. In: VII Simpósio de Geologia da Amazônia. CDROM, Belém (in Portuguese).
- 1325 Terentiev, R.A., Santosh, M., 2018. High magnesian granitoids in the Precambrian continental
1326 crust: Implication for the continuum between ferro-potassic and magnesio-potassic rock
1327 suites, *Lithos*, 314–315, 669–682. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.07.002>.
- 1328 Thirlwall, M.F., Anczkiewicz, R., 2004. Multi dynamic isotope ratio analysis using MC-ICP-
1329 MS and the causes of secular drift in Hf, Nd and Pb isotope ratios. *International Journal of*
1330 *Mass Spectrometry* 235, 59–81. <https://doi.org/10.1016/j.ijms.2004.04.002>
- 1331 Tukey, J.W., 1977. *Exploratory Data Analysis*, first ed. Addison-Wesley Publishing Company,
1332 Massachusetts.
- 1333 Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T., 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará:*
1334 *Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e*
1335 *Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. CPRM, Belém,*
1336 *pp. 329.*
- 1337 Weaver, B.L., Tarney, J., Windley, B.F., Leake, B.E., 1982. Geochemistry and petrogenesis of
1338 Archaean metavolcanic amphibolites from Fiskensæset, S.W. Greenland. *Geochem.*
1339 *Cosmochim. Acta* 46, 2203–2215. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90195-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90195-8)
- 1340 Wyers, G.P., Barton, M., 1986. Petrology and evolution of transitional alkaline subalkaline
1341 lavas from Patmos, Dodecanesos, Greece: evidence for fractional crystallization, magma
1342 mixing, and assimilation. *Contrib. Mineral. Petrol.* 93, 297–311. 10.1007/BF00389389

CAPÍTULO 5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Granodiorito Rio Maria de afinidade SNK foi inicialmente reconhecido nas regiões de Ourilândia e Tucumã (Docegeo 1988, Araújo & Maia 1991, Macambira & Vale 1997, Avelar *et al.* 1999, Vasquez & Rosa-Costa 2008). Em seguida, com base em mapeamento geológico em escala de semidetalhe realizado aos arredores de Ourilândia combinado a estudos de petrografia e geoquímica, Santos & Oliveira (2016) redefiniram os domínios de ocorrência dessa unidade e indicaram que, na verdade, a maior parte daquela área é composta por granitos potássicos, até então indiferenciados. Então, usando uma abordagem metodológica similar, Silva *et al.* (2018) caracterizaram esses granitos e forneceram um estudo petrogenético preliminar, no qual os granitos potássicos (BG e CAAK) foram classificados como suíte Fe-K, e os SNKs como suíte Mg-K, além do reconhecimento de uma unidade trondhjemítica tipo-TTG subordinada. Na sequência, Silva & Oliveira (2019) (capítulo 2) realizaram uma compilação dos dados de Santos & Oliveira (2016) e Silva *et al.* (2018) e indicaram que a suíte Mg-K é espacial e temporalmente relacionada à sua contraparte sinplutônica (suíte Fe-K). Esta classificação pode ter vantagens por ser um esquema descritivo; entretanto, os esquemas de classificação petrogenética fornecidos por Laurent *et al.* (2014a) e Moyen (2020) foram utilizados nos artigos subsequentes, onde os granitoides estudados foram primeiramente agrupados no Complexo Plutônico Ourilândia (capítulo 3) e posteriormente subdivididos em diferentes unidades estratigráficas (capítulo 4).

Aqui os granitoides de Ourilândia foram inseridos no contexto do Terreno Canaã dos Carajás ao invés do Terreno Rio Maria, como admitido em trabalhos anteriores (e.g., Santos & Oliveira 2016) e são representados pela: (i) Suíte Mogno, representada por xenólitos tonalíticos (~2,92 Ga), que mostram aspectos mineralógicos e texturais análogos aos xenólitos hospedados no Trondhjemito Mogno (Machado *et al.* 2021); (ii) Suíte Trodhjemítica Rio Verde, que integra o trondhjemito porfirítico de Ourilândia (2,92 Ga) e o Trondhjemito Rio Verde da área de Canaã (Feio *et al.* 2013); (iii) Suíte Sanukitoide Ourilândia, que integra o Granodiorito Arraias (2,92 Ga) e o Complexo Tonalito-Granodiorito Ourilândia (2,88 Ga). O último é composto por tonalitos e granodioritos, com subordinados quartzo monzodioritos, quartzo dioritos e enclaves máficos; (iv) Suíte Granítica Canaã dos Carajás, que integra o monzogranito equigranular (2,88 Ga), o qual representa a unidade mais expressiva da área e foi correlacionado ao Batólito Boa Sorte que, em conjunto com os granitos Cruzadão e Canaã dos Carajás, define um longo cinturão granítico E-W que conecta as áreas de Ourilândia e Canaã dos Carajás e; (v) Suíte Granodiorito-Granito Tucumã, composta pelo granodiorito porfirítico alto-Ti e pelo

monzogranito heterogranular associado. Essas rochas são intimamente relacionadas ao Granito Boa Sorte.

1. Os granitoides tipo-TTG de Ourilândia (suítes Mogno e Rio Verde) ocorrem de modo subordinado, e representam o evento mais antigo de formação de crosta félsica na região (2,92 Ga). Os xenólitos são deformados e mostra assinatura geoquímica típica das demais unidades TTG da província (e.g., Almeida *et al.* 2011) e de outros terrenos arqueanos (e.g., Moyen 2003, Laurent *et al.* 2014a), enquanto o trondhjemito mostra algumas particularidades, tais como baixo grau de deformação e presença de pequenos enclaves máficos. O xenólito tonalítico forneceu valores condríticos de $\epsilon_{\text{Hf}(2,92 \text{ Ga})}$ variando de +2,0 a -0,2 e foi formado por 16% de fusão parcial a partir de um metabasalto enriquecido (platô oceânico), deixando um resíduo composto por anfibólio, granada, plagioclásio, ilmenita e clinopiroxênio. Por outro lado, o trondhjemito apresentou $\epsilon_{\text{Hf}(2,92 \text{ Ga})} = +2,3$ a $-3,5$ sugerindo uma origem mais complexa que envolveria mistura entre *melt* tipo-TTG e um componente subcondrítico, provavelmente derivado do manto enriquecido, refletindo em seu maior tempo de residência crustal ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3,2\text{--}3,5 \text{ Ga}$) em relação ao xenólito ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3,2\text{--}3,3 \text{ Ga}$). Com base em modelagem geoquímica, Silva *et al.* (2018) indicaram que a composição do trondhjemito pode ser reproduzida por mistura binária simples entre 70–80% de *melt* tipo-TTG (representado no modelo por uma amostra trondhjemítica da região Água Azul do Norte) e 30–20% de *melt* derivado do manto enriquecido, representado no modelo por quartzo diorito da Suíte Sanukitoide Ourilândia.

2. Diferente da Suíte Sanukitoide Rio Maria, que mostra afinidade com as séries cálcico-alcalina granodiorítica e monzonítica (Oliveira *et al.* 2011), as rochas da Suíte Sanukitoide Ourilândia, em particular do Complexo Ourilândia, apresentam afinidade com as séries cálcico-alcalina granodiorítica e tonalítica, o que é similar ao Complexo Tonalítico Campina Verde da área de Canaã (Feio *et al.* 2013). A idade de 2,92 Ga obtida para o Granodiorito Arraias é inédita para SNKs da Província Carajás e representa um dos eventos mais antigos de geração deste grupo de granitoides em todo o mundo. As demais unidades SNK da Província Carajás são datadas entre 2,88–2,85 Ga (Pimentel & Machado 1994, Gaudette *et al.* 1998, Avelar *et al.* 1999, Rolando & Macambira 2003, Santos *et al.* 2013a, este estudo), enquanto que globalmente as suítes SNK apareceram como um componente restrito no Cráton Pilbara em ~2,95 Ga (Smithies & Champion 2000) e permaneceram subordinadas até ~2,7 Ga, quando se tornaram um dos componentes mais importantes do registro Arqueano (Heilimo *et al.* 2011, Laurent *et al.* 2014a, Moyen 2020, e suas referências). O Granodiorito Arraias forneceu valores de $\epsilon_{\text{Hf}(2,92 \text{ Ga})}$ variando de condrítico a subcondrítico (+1,9 a -4,4) e pode ser gerado por 29% de fusão a

partir do manto metassomatizado por 40% de *melt* tipo-TTG, em condições oxidantes, deixando um resíduo composto de ortopiroxênio, granada, clinopiroxênio e magnetita. Já o granodiorito equigranular, principal variedade do Complexo Ourilândia, forneceu valores de $\epsilon_{\text{Hf}(2,88 \text{ Ga})} = +3,4$ a $-2,0$, indicando que em sua origem houve a participação de um componente derivado do manto e outro da crosta. Com base em modelagem geoquímica, foi demonstrado que as diferentes variedades de granitoides deste complexo, incluindo o quartzo monzodiorito, podem ser formadas a partir de 18–33% de fusão a partir do manto enriquecido por 20–40% de *melt* tipo-TTG, sob condições oxidantes, deixando um resíduo composto por ortopiroxênio, clinopiroxênio, granada, magnetita \pm olivina. Ao passo que, os enclaves máficos e o quartzo diorito mostram histórias petrogenéticas distintas e foram gerados por fusão parcial do manto enriquecido por fluidos em menores pressões, fora da zona de estabilidade da granada.

3. O magma parental do Granito Boa Sorte pode ser formado por 18% de fusão parcial a partir de um trondhjemitótipo-TTG (similar aqueles da área de Água Azul do Norte) sob condições relativamente oxidantes, deixando um resíduo composto por plagioclásio, quartzo, biotita, magnetita e ilmenita. Os dados U-Pb SHRIMP desta unidade permitiram distinguir quatro populações de zircão datadas em 3,04 Ga, 2,97 Ga, 2,93 Ga e 2,88 Ga. A população mais jovem (2,88 Ga) foi interpretada como a idade de cristalização magmática (contemporânea à formação dos SNKs do Complexo Ourilândia) e forneceu valores subcondríticos de $\epsilon_{\text{Hf}(2,88 \text{ Ga})} = -0,8$ a $-4,1$ (confirmando sua origem crustal). Já a população de 2,93 Ga foi interpretada como cristais herdados a partir da fonte tipo-TTG e forneceu valores condríticos de $\epsilon_{\text{Hf}(2,93 \text{ Ga})} = +2,8$ a $-0,7$ ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3,1\text{--}3,4 \text{ Ga}$), indicando um menor tempo de residência crustal em relação a população de 2,88 Ga ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3,3\text{--}3,5 \text{ Ga}$). As populações datadas em 3,04 Ga e 2,97 Ga foram interpretadas como xenocristais e forneceram $\epsilon_{\text{Hf}(3,04 \text{ Ga})} = -1,7$ a $-2,2$ ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3,5 \text{ Ga}$) e $\epsilon_{\text{Hf}(2,97 \text{ Ga})} = +1,4$ a $-5,7$ ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3,3\text{--}3,7 \text{ Ga}$), respectivamente. Esses resultados implicam em uma fonte crustal e um longo tempo de residência para essas populações mais antigas; entretanto, na Província Carajás, nunca foram registrados BGs deste período (3,04–2,97 Ga), onde o Granito Canaã dos Carajás, datado em 2,96 Ga (Feio *et al.* 2013), representaria a unidade granítica mais antiga até então.

4. O granodiorito alto-Ti (Suíte Tucumã) mostra afinidade com os granitos Closepet (Cráton Dharwar, Índia) e Matok (Bloco Pietersburg, África do Sul) e foi descrito pela primeira vez na Província Carajás em Ourilândia (Silva *et al.* 2018) e, posteriormente, na região de Tucumã (Silva-Silva *et al.* 2020). Com base em modelagem geoquímica, seu magma parental poderia ser formado pela fusão de 30% do manto enriquecido por 40% de *melt* tipo-TTG em condições oxidantes e profundidades relativamente rasas, fora da zona de estabilidade da

granada, deixando um resíduo composto por ortopiroxênio, olivina, plagioclásio, clinopiroxênio e magnetita, com a participação de um componente enriquecido em HFSE, tais como sedimentos, fluidos e/ou materiais da astenosfera. Enquanto isto, a origem do monzogranito heterogranular envolveu mistura entre 60% de magma derivado do manto enriquecido (granodiorito alto-Ti) com 40% de magma derivado da crosta (Granito Boa Sorte).

Um modelo tectônico de três estágios foi proposto para explicar a petrogênese e a assinatura isotópica de U-Pb-Hf dos diferentes tipos de granitoides estudados. Em geral, os valores de $Hf-T_{DM}^C$ variam entre 3,7–3,1 Ga, indicando extração de crosta a partir do manto no Paleoarqueano. Nesta tese é sugerido que este componente crustal foi gerado em tectônica de domos-e-quilhas de longa duração (~600 Ma), o qual foi posteriormente reciclado no manto permitindo seu enriquecimento por subducção de baixo ângulo no Mesoarqueano (segundo estágio) onde os granitoides tipo-TTG (suítes Mogno e Rio Verde) e a primeira geração de SNKs (Granodiorito Arraias) foram gerados em 2,92 Ga. Então, após 30 Ma de quiescência magmática, uma colisão de curta duração (terceiro estágio) definida pelo pico de metamorfismo regional (2,89–2,84 Ga; Marangoanha *et al.* 2019a, Silva *et al.* 2021) e associada com espessamento crustal e com *slab breakoff* permitiu a origem de grandes volumes de magmas derivados do manto e da crosta em um curto intervalo de tempo (2,88 Ga).

Em relação as condições de cristalização dos magmas geradores dos granitoides estudados, com exceção dos TTG (suítes Mogno e Rio Verde), as demais unidades não diferem significativamente em termos de condições de colocação e história de deformação, o que permitiu inferir uma única trajetória P–T de resfriamento para essas rochas (capítulo 3). Com base em geotermômetro de saturação em apatita (geoquímica de rocha total), foram estimadas temperaturas *liquidus* > 800 °C para os magmas geradores dos diferentes grupos de granitoides da área, atingindo ~960 °C no granodiorito alto-Ti da Suíte Tucumã, enquanto as temperaturas *solidus* foram estimadas entre 785–740 °C para as unidades da Suíte Sanukitoide Ourilândia, a partir de geotermômetros baseados em composições de anfibólios (Nascimento *et al.* 2021). Condições *solidus* não foram estimadas para o Granito Boa Sorte e para a Suíte Tucumã, em decorrência da ausência de hornblenda nestas rochas.

Com exceção das condições menos oxidantes do trondhjemitito ($-0,03 < NNO < +1,0$), as razões Fe/(Fe+Mg) em biotita, anfibólio e rocha total indicam moderada a alta fugacidade de oxigênio (fO_2) para os demais granitoides estudados, principalmente acima do tampão níquel-óxido de níquel (NNO) variando de +1,0 a +1,8 (Nascimento *et al.* 2021). Além disto, nós assumimos maiores conteúdos de água para os magmas geradores da Suíte Sanukitoide Ourilândia (> 5%) em relação aos demais grupos de granitoides da área (<4%).

Estes resultados estão de acordo com os dados de petrologia magnética estudados por Nascimento *et al.* (2022). Se comparado ao Granito Boa Sorte e à Suíte Tucumã, que apresentam os maiores valores de susceptibilidade magnética (SM), os quais variam entre $0,23 \times 10^{-3}$ e $13,10 \times 10^{-3}$ SI, o Complexo Ourilândia mostra os menores valores deste parâmetro ($0,08 \times 10^{-3}$ e $8,91 \times 10^{-3}$ SI) que, aliado à escassez de magnetita modal, torna intrigante a natureza oxidante destas rochas. Entretanto, este comportamento tem sido explicado pela formação precoce de epidoto, que inibe a formação de magnetita devido à captura do ferro durante a evolução magmática, ou mesmo em decorrência dos processos magmáticos tardios, que provavelmente foram responsáveis pela desestabilização da magnetita. Portanto, isto poderia explicar a natureza oxidada destas rochas, mesmo com o conteúdo modal restrito de magnetita. Por outro lado, a presença de magnetita modal e maiores condições de fugacidade do Granodiorito Arraias (SM entre $0,81 \times 10^{-3}$ e $6,33 \times 10^{-3}$ SI) e da variedade heterogranular ($3,37 \times 10^{-3}$ a $6,74 \times 10^{-3}$ SI) do Complexo Ourilândia foram estimadas em torno do tampão $\Delta\text{NNO} + 1,0$, no campo de estabilidade da magnetita.

Para os SNKs foram estimadas pressões de colocação variando entre 300–80 MPa com base em geobarômetros de Al em anfibólio (Nascimento *et al.* 2021). Já para o Granito Boa Sorte e para a Suíte Tucumã não foi possível estimar as pressões de colocação devido à ausência de hornblenda; no entanto, as observações de campo e resultados geocronológicos indicam que essas rochas são contemporâneas ao Complexo Tonalito-Granodiorito Ourilândia (~2,88 Ga). Assim, com exceção dos TTG, principalmente do trondhjemitó (Suíte Rio Verde), que forneceu condições de colocação mais profundas (580–260 MPa), os magmas que produziram as demais unidades mesoarqueanas de Ourilândia foram cristalizados em pressões semelhantes (300–80 MPa), ou seja, em profundidade relativamente rasa na crosta superior (3–10 km), onde a colocação foi condicionada por zonas de cisalhamento, que atuaram como condutos preexistentes para o transporte e interação de magmas derivados do manto e da crosta, sob condições de oxidação intermediária a alta.

As microestruturas de recristalização dinâmica em quartzo e feldspato das diferentes unidades indicam que a deformação ocorreu em temperaturas acima de 500 °C, enquanto a presença de microestrutura poligonal sugere recristalização estática pós-deformacional em ~500 °C, compatível com fácies xisto verde alto a anfibolito baixo, o que é consistente com a paragênese secundária de hidratação observada nessas rochas e evidências de deformação na presença de *melt*, em temperaturas próximas ao *solidus*, tais como (micro)fraturas magmáticas, que atesta uma natureza sintectônica para todos os granitoides estudados. Portanto, não é recomendado a utilização do prefixo “meta” para classificar estas rochas.

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.
- Abe Y. 1997. Thermal and chemical evolution of the terrestrial magma ocean. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **100**:27–39.
- Abrantes Júnior F.R. 2010. Caracterização petrográfica e geocronológica da borda sudeste do Granito Gradaús, centro-sul do Pará, Província Mineral de Carajás. *In*: 21º Seminário de Iniciação Científica, *Resumo*[...], Belém, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará.
- Albarède F. 1995. *Introduction to geochemical modeling*. Cambridge University Press. 543 p.
- Allègre C.J. & Rousseau D. 1984. The growth of the continent through geological time studied by Nd isotope analysis of shales. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **67**:19–34.
- 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., 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., Leite A.A.S. 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajas Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **42**:103–126.
- 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., Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Althoff F.J., Borges R.M.K. 2008. *Relatório de mapeamento geológico na escala 1:100.000 da Folha Marajoara (SB-22-ZC-V)*. Brasília, DF, CPRM–SGB. 147 p. (Programa Geologia do Brasil – PGB, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB).
- 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 A.M.R., Villas R.N.N., Giuliani G.A. 1994. Mineralização cuprífera da área Bahia, Serra dos Carajás, PA: evolução dos fluidos hidrotermais e modelo metalogenético. *Geochimica Brasiliensis*, **8**(2):135–155.

Althoff F.J., Barbey P., Boullier A.M., Dall'Agnol R. 1995. Composição e estrutura dos granitoides arqueanos da região de Marajoara. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi - Série Ciências da Terra*, **7**:5–26.

Althoff F.J., Barbey P., Macambira M.J.B., Scheller T., Leterrier J., Dall'agnol R., Lafon J.M. 1998. La croissance du craton sud-amazonien (région de Rio Maria, Brésil). *In: Réunion des Sciences de la Terre*. Brest, Societé Géologique de France, *Resumés*, p. 62.

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.

Amaral G. 1974. *Geologia Pré-cambriana da Região Amazônica*. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 212 p.

Andersen T., Andersson U.B., Graham S., Aberg G., Simonsen S.L. 2009. Granitic magmatism by melting of juvenile continental crust: new constraints on the source of Paleoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon. *Journal of the Geological Society*, **166**:233–247.

Antonio P.Y.J., D'Agrella-Filho M.S., Trindade R.I.F., Nédélec A., Oliveira D.C., Silva F.F., Roverato M., Lana C. 2017. Turmoil before the boring billion: Paleomagnetism of the 1880–1860 Ma Uatumã event in the Amazonian craton. *Gondwana Research*, **49**:106–129.

Aoki I. & Takahashi E. 2004. Density of MORB eclogite in the upper mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **143**:129–143.

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- 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, 135 p

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 R.N. & Sousa M.J. 2018. Geologia, Estratigrafia e análise do minério dos depósitos de manganês de Carajás: regiões do Azul, Sereno, Buritirama e Antônio Vicente. *In: Araújo Raphael Neto & Sousa Marcelo Januário de. Área de Relevante Interesse Mineral, Província Mineral de Carajás, PA: estratigrafia e análise do minério de Mn de Carajás, áreas Azul, Sereno, Buritirama e Antônio Vicente*. Belém, CPRM, Relatório técnico, 198p. (Províncias Mineral do Brasil, 16).

Araújo R. & Nogueira A.C.R. 2019. Serra Sul diamictite of the Carajás Basin (Brazil): A Paleoproterozoic glaciation on the Amazonian Craton. *Geology*, **47**:1166–1170.

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.

Araújo O.J.B., Maia R.G.N., Jorge-João X.S. 1991. Trabalhos anteriores e contexto geológico regional. *In: Araújo O.J.B., Maia R.G.N. (org.). Serra dos Carajás: folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Escala 1:250.000. Textos explicativos. Brasília, DF, DNPM/CPRM, p. 17–50. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB).*

Araújo O.J.B. *et al.* 1994. Primeira integração das investigações geológicas do Programa Grande Carajás na região SE do Estado do Pará. *In: 4º Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG, Belém, Resumos[...]*, p. 299–301.

Araújo-Filho R.C., Nogueira, A.C.R., Araújo R.N. 2020. New stratigraphic proposal of a Paleoproterozoic siliciclastic succession: implications for the Evolution of the Carajás Basin, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Science*, **102**:102665.

Armstrong R.L. 1981. Radiogenic isotopes: the case for crustal recycling on a near-steady-state no-continental-growth Earth. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Seri. Math. Phys. Eng. Sci.*, **301**:443–472.

Artemieva I.M. 2006. Global 1 degrees x 1 degrees thermal model TC1 for the continental lithosphere: implications for lithosphere secular evolution. *Tectonophysics*, **416**:245–277.

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.

Bada J.L. & Korenaga J. 2018. Exposed areas above sea level on Earth >3.5 Gyr ago: Implications for prebiotic and primitive biotic chemistry. *Life*, **8**:55.

Barbey P. & Martin H. 1987. The role of komatiites in plate tectonics: evidence from the Archaean and early Proterozoic crust in the eastern Baltic shield. *Precambrian Research*. **35**:1–14.

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 Ambrade 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.

Barbosa A.A. *et al.* 1995. Geocronologia Rb-Sr e Pb-Pb do Granito Redenção, SE do Pará: Implicações para a evolução do magmatismo proterozóico da região de Redenção. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **7**:147–164.

Barros C.E.M., Dall'Agnol R., Barbey P., Boullier A.M. 1997. Geochemistry of the Estrela granite complex, Carajas region, Brazil: an example of an Archean A-type granitoid. *Journal of South American Earth Sciences*, **10**:321–330.

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., Harris L.B., Thurston P.C. 2012. The hunting of the snArc. *Precambrian Res.* **229**:20–48.

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.

Beisiegel V.R. Bernardelli A.L., Drummond N.F., Ruff A.W., Tremaine J.W. 1973. *et al.* Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **3**(4): 215–242.

Belousova E.A., Reid A.J., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., 2009. Rejuvenation vs. recycling of archean crust in the Gawler Craton, South Australia. Evidence from U–Pb and Hf isotopes in Detrital Zircon. *Lithos*, **113**:570–582.

Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. 2010. The growth of the continental crust: constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, **119**(3–4),457–466.

Bertotti A.L. 2012. *Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS*. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 162 p.

Bertotti A.L., Chemale Jr. F., Kawashita K. 2013. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS: aplicação em gabro do Ofiolito Aburrá, Colômbia. *Pesquisas em Geociências*, **40**(2):117-127.

Best M.G. 2003. *Igneous and metamorphic petrology*. Freeman, New York, 758 p.

Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. 2003. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. CPRM, Brasília, 692 p.

- 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.
- Black, L.P. & Gulson, B.L., 1978. The age of the Mud Tank carbonatite, strangways range, northern Territory. BMR (Bur. Miner. Resour.). *J. Aust. Geol. Geophys.*, **3**:227–232.
- Blenkinsop T.G. 2000. *Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 150 p.
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. 2008. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters*, **273**:48–57.
- Brito Neves B.B. & Cordani U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**:23-40.
- Brown M., Johnson T., Gardiner N.J. 2020. Plate tectonics and the Archean earth. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. **48** (12):1–12, 30.
- Bucher K. & Grapes R. 2011. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer, Berlin, pp. 441.
- Campbell I.H. 2003. Constraints on continental growth models from Nb/U ratios in the 3.5 Ga barberton and other Archaean basalt-komatiite suites. *Am. J. Sci.*, **303**:319–351.
- Canup R.M. 2012. Forming a Moon with an Earth-like composition via a giant impact. *Science* **338**:1052–1055.
- Cawood P.A. & Hawkesworth C. J. 2019. Continental crustal volume, thickness and area, and their geodynamic implications. *Gondwana Res.*, **66**:116–125.
- Cawood P.A., Kroner A., Pisarevsky S. 2006. Precambrian plate tectonics: criteria and evidence. *GSA Today*, **16**(7):4–11.
- 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. Archaean granites of the Yilgarn and Pilbara cratons, Western Australia. In: Cassidy, K.F., Dunphy, J.M., Van Kranendonk, M.J. (Eds.), *4th International Archaean Symposium 2001*, Australia. 134–136.
- Champion D.C. & Smithies R.H. 2007. Geochemistry of Paleoproterozoic granites of the East Pilbara Terrane, Pilbara Craton, Western Australia: implications for early Archaean crustal growth. In: Van Kranendonk M.J., Smithies R.H. Bennett V.C. (eds) *Earth's Oldest Rocks. Developments in Precambrian Geology*, Elsevier, Amsterdam, **15**:369–410.
- Lyell C. (1830–1833) *Principles of Geology, Being an Attempt to Explain the Former Changes of the Earth's Surface, by Reference to Causes Now in Operation*. Murray, London, 3 vols.

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

Chu N.C., Taylor R.N., Chavagnac V., Nesbitt R.W., Boella R.M., Milton J.A., German C.R., Bayon G., Burton K. 2002. Hf isotope ratio analysis using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry: an evaluation of isobaric interference corrections. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **17**:1567–1574.

Condie K.C. & Aster R.C. 2010. Episodic zircon age spectra of orogenic granitoids: the supercontinent connection and continental growth. *Precambrian Res.* **180**:227–236.

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

Condie K.C. 1998. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection?. *Earth and Planetary Science Letters*, **163**:97–108.

Condie K.C. 2018. A planet in transition: The onset of plate tectonics on Earth between 3 and 2 Ga? *Geoscience Frontiers*. **9**:51–60.

Cordani U.G. & Brito Neves B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**(1.3):78–88.

Cordani U.G. Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *In: Congresso Geológico Chileno. Chile, Actas*, **4**:137–148.

Costa J.B.S. & Siqueira J.B. 1990. Transtração e transpressão ao longo do Lineamento Cinzento (Região da Serra dos Carajás). *Revista Brasileira de Geociências*, **20**(1–4):234–238.

Costa J.B.S., Macambira E.M.B., Vale A.G., Araújo O.J.B., Pinheiro R.V.L., Jorge João X.S. 1993. Evolução lito-estrutural da Região de São Félix do Xingu – Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**(4).

Costa J.B.S., Araújo O.J.B., Santos A., Jorge João X.S., Macambira M.J.B. Lafon J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi*. **7**:199–235.

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.

Couzinié S., Moyon J.F., Laurent O., Zeh A., Bouilhol P., Villaros A., Gardien V. 2016. Post-collisional magmatism: crustal growth not identified by zircon Hf–O isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, **456**:182–195.

Ćuk M. & Stewart S.T. 2012. Making the Moon from a fast-spinning Earth: A giant impact followed by resonant de-spinning. *Science*, **338**:1047–1052.

Cunha B.C.C., Potiguar L.A.T., Ianhez A.C., Bezerra P.E.L., Pithan J.H.L., Souza Júnior J.J., Montalvão R.M.G., Souza A.M.S., Hildred P.R., Tassinari C.C.G. 1981. Geologia. *In: Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.22 – Tocantins: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, p. 21–196. (Levantamento de Recursos Naturais, 22).*

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., 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. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, **93**:215–233.

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.*

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.

de Wit M.J. & Hart R.A. 1993. Earth's earliest continental lithosphere, hydrothermal flux and crustal recycling. *Lithos*, **30**(3–4):309–335.

Debaille V., O'Neill C., Brandon A.D., Haenecour P., Yin Q.Z., Mattielli N., Treiman A.H. 2013. Stagnant-lid tectonics in early Earth revealed by ^{142}Nd variations in late Archean rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **373**:83–92.

Dey S. 2012. Evolution of Archean crust in the Dharwar craton: the Nd isotope record. *Precambrian Research*, **45**:40–56.

Dhuime B., Hawkesworth C., Cawood P. 2011. When continents formed. *Science*, **331**:154–155

Dhuime, B. Wuestefeld A., Hawkesworth C.J. 2015. Emergence of modern continental crust about 3 billion years ago. *Nat. Geosci.*, **8**:552–556.

Dhuime B., Hawkesworth C.J., Cawood P.A., Storey C.D. 2012. A change in the geodynamics of continental growth 3 billion years ago. *Science*, **335**:1334–1336.

Dhuime B., Hawkesworth C.J., Delavault H., Cawood P.A. 2017. Continental growth seen through the sedimentary record. *Sediment. Geol.*, **357**:16–32.

Dhuime B., Hawkesworth C.J., Delavault H., Cawood P.A. 2018. Rates of generation and destruction of the continental crust: implications for continental growth. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Seri. Math. Phys. Eng. Sci.*, **376**:20170403.

Dias S.B. 2009. *Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica de granitos arqueanos da Folha Marajoara, terreno granito–greenstone de Rio Maria, sudeste do Pará*. MS Dissertation. Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 129 p.

Docegeo E.D.A. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: 35º Congresso Brasileiro de Geologia, CVRD, Belém, *Anais [...]*, p.10–54.

Doucet L.S., Laurent O., Mattielli N., Debouge W. 2018. Zn isotope heterogeneity in the continental lithosphere: New evidence from Archean granitoids of the northern Kaapvaal craton, South Africa. *Chemical Geology*, **476**:260–271.

Duarte K.D. & Dall'Agnol R. 1996. Geologia e geoquímica do leucogranito arqueano potássico Mata Surrão, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. Boletim do Instituto de Geociências da USP, São Paulo, **18**:113–115 (Série Publicações Especiais).

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: 3º Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG–Núcleo Norte, Belém, *Anais[...]*, p. 7–20.

Elkins-Tanton L.T. 2008. Linked magma ocean solidification and atmospheric growth for Earth and Mars. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **271**:181–191.

Elkins-Tanton L.T. 2012. Magma oceans in the inner solar system. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **40**:113–139.

Ernst W.G. 2009. Archean plate tectonics, rise of Proterozoic supercontinentality, and onset of regional, episodic stagnant-lid behavior. *Gondwana Res.*, **15**:243–253.

Ersoy E.Y. 2013. PETROMODELER (Petrological Modeler): a Microsoft Excel spreadsheet program for modelling melting, mixing, crystallization and assimilation processes in magmatic systems. *Turk. J. Earth Sci.* **22**:115–125.

Fabre S., Nédélec A., Poitrasson F., Strauss H., Thomazo C., Nogueira A. 2011. Iron and sulphur isotopes from the Carajás mining province (Pará, Brazil): implications for the oxidation of the ocean and the atmosphere across the Archaean-Proterozoic transition. *Chem. Geol.*, **289**:124–139.

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.

Feisel Y., White R.W., Palin R.M., Johnson T.E. 2018. New constraints on granulite facies metamorphism and melt production in the Lewisian Complex, northwest Scotland. *J. Metamorph. Geol.*, **36**:799–819.

Felix W.Q. 2019. *Charoquitos de Ourilândia do Norte (PA): geologia, natureza e implicações tectônicas para a Província Carajás*. MS Dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém 78 p.

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.

Fettes D., Desmons J., Tradução: Reis Neto J.M. 2014. *Rochas metamórficas: classificação e glossário*. Oficina de Textos, 328 p.

Fischer R. & Gerya T. 2016. Early Earth plume-lid tectonics: A high-resolution 3D numerical modelling approach. *J. Geodyn.*, **100**:198–214.

Fisher C.M. & Vervoort J.D. 2018. Using the magmatic record to constrain the growth of continental crust-The Eoarchean zircon Hf record of Greenland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **488**:79–91.

Fossen H., Tradução: Andrade R.D.F. 2012. *Geologia Estrutural*. Editora Oficina de Textos, São Paulo. 584p.

Fyfe W.S. 1978. Evolution of Earth's crust – Modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics. *Chem. Geol.*, **23**:89–114.

Gabriel E.O. & Oliveira D.C. 2013. Petrologia magnética dos granodioritos Água Azul e Água Limpa, porção sul do Domínio Carajás - Pará. *Geologia Série Científica USP*, **13**(4):89–110.

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.

Galarza M.A. 2002. *Geocronologia e geoquímica isotópica dos depósitos de Cu-Au Igarapé Bahia e Gameleira, Província Mineral de Carajás, Brasil*. PhD Thesis, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

Galarza M.A. & Macambira M.J.B. 2002. Geocronologia e evolução crustal da área do depósito de Cu-Au Gameleira, Província Mineral de Carajás (Pará), Brasil. *Revista do Instituto de Geociências da USP*, **2**:143–159.

Galarza M.A., Macambira M.J.B., Villas R.N.N. 2006. Age and isotopic characteristics (Pb and S) of the Fe oxide-Cu-Au-U-REE Igarapé Bahia ore deposit, Carajás Mineral Province, Pará state, Brazil. In: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogeneses of the Amazonian Craton. PRONEX-UFPA/SBG-Núcleo Norte, Belém, *Abstracts[...]*, 19 p.

Galarza M.A., Macambira M.J.B., Villas R.N. 2008. Dating and isotopic characteristics (Pb and S) of the Fe oxide-Cu-Au-U-REE Igarapé Bahia ore deposit, Carajás mineral province, Pará state, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **25**:377–397.

Galarza M.A., Oliveira D.C., Rodrigues E.A., Santos A.N., Martins A.C., Marangoanha B. 2017. Neoproterozoic granitoids (2.73–2.74 Ga) intrusive and associated with the Pium Diopside-Norite, Canaã dos Carajás, Carajás Province (PA). In: Lima A.M & Gorayeb P. (eds.). *Contribuições à geologia da Amazônia*, SBG-Núcleo Norte, **10**:225–246.

Gastal M.C.P. 1987. *Mapeamento e petrologia do Maciço Granítico Musa, sudeste do Pará*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 319 p.

Gaudette H.E., Lafon J.M., Macambira M.J.B., Moura C.A.V., Scheller T. 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: examples from Precambrian of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**:351–363.

- Gerya T.V. 2014. Precambrian geodynamics: Concepts and models. *Gondwana Res.*, **25**:442–463.
- Gerya T.V., Stern R.J., Baes M., Sobolev S.V., Whattam S.A. 2015. Plate tectonics on the Earth triggered by plume-induced subduction initiation. *Nature*, **527**:221–225.
- Gibbs A.K., Wirth K.R., Hirata W.K., Olszewski Jr W.J. 1986. Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**:201–211.
- Gomes A.C.B. 2003. *Geologia, Petrografia e Geoquímica dos granitoides de Canaã dos Carajás, SE do Estado do Pará*. MS Dissertation, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 160p.
- Goodwin, A. M. 1996. Principles of Precambrian Geology. New York, Academic Press, 327 p.
- Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. 2002. Zircon geochemistry and magma mixing, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, **61**: 237–269.
- Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., 2004. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons: *Precambrian Research*, **131**(3–4): 231–282.
- Guimarães F.V.G., Dall'Agnol R., Almeida J.A.C., Oliveira M.A. 2010. Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica do trondhjemitó 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 Trondhjemitó 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.
- Guitreau M. 2012. Les isotopes de l'hafnium dans les TTG et leurs zircons: témoins de la croissance des premiers continents. Ecole normale supérieure de Lyon (ENS), Lyon, France.
- Halla J. 2005. Late Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in the Southern Karelian domain, Eastern Finland. *Lithos*, **79**:161–178.
- Halla J., Van Hunen J., Heilimo E., Hölttä P. 2009. Geochemical and numerical constraints on Neoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Research*, **174**:155–162.
- Halla, J., Whitehouse, M.J., Ahmad, T., Bagai, Z., 2017. Archean granitoids: an overview and significance from a tectonic perspective, In: Halla, J., Whitehouse, M.J., Ahmad, T., Bagai, Z. (Eds.). Crust–Mantle Interactions and Granitoid Diversification: insights from Archean Cratons. Geological Society, London, *Special Publications*, **449**: 1–18.
- Halla J. 2018. Highlights on Geochemical Changes in Archean Granitoids and Their Implications for Early Earth Geodynamics. *Geosciences*. **8**:353.

- Hamano K., Abe Y., Genda H. 2013. Emergence of two types of terrestrial planet on solidification of magma ocean. *Nature*, **497**:607–611.
- Hamilton W.B. 2011. Plate tectonics began in Neoproterozoic time, and plumes from deep mantle have never operated. *Lithos*, **123**(1–4):1–20.
- 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.
- Hasui I. & Haralyi N.L.E. 1985. Integração de informações geofísicas e geológicas na definição de estruturas crustais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Centro Oeste, Goiânia, *Atas*.
- Hasui Y., Haralyi N.L.E., Schobbenhaus C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: 2 Symposium Amazônico. Manaus, *Anais...*, **1**:129–148.
- Hauck II S.A., Dombard A.J., Phillips R.J., Solomon S.C. 2004. Internal and tectonic evolution of Mercury. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **222**:713–728.
- Hawkesworth C.J., Cawood P.A., Kemp A.I.S., Storey C., Dhuime B. 2009. A matter of preservation. *Science*, **323**:49–50.
- Hawkesworth C.J., Dhuime B., Pietranik A.B., Cawood P.A., Kemp A.I.S., Storey C.D. 2010. The generation and evolution of the continental crust. *J. Geol. Soc.*, **167**:229–248.
- Hawkesworth C.J., Cawood P.A., Dhuime B. 2016. Tectonics and crustal evolution. *GSA Today*, **26**:4–11.
- Hawkesworth C.J., Cawood P.A., Dhuime B., Kemp T.I. 2017. Earth's continental lithosphere through time. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **45**:169–198.
- 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.
- 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.
- Heilimo E., Halla J., Huhma H. 2011. Single-grain zircon U–Pb age constraints of the western and eastern sanukitoid zones in the Finnish part of the Karelian Province. *Lithos*, **121**:87–99.
- Heilimo E., Halla J., Adersen T. 2013. Neoproterozoic crustal recycling and mantle metasomatism: Hf–Nd–Pb–O isotope evidence from sanukitoids of the Fennoscandian shield. *Precambrian Research*, **228**:250–266.

- Henry P., Stevenson R.K., Gariépy C. 1998. Late Archean mantle composition and crustal growth in the Western Superior Province of Canada: Nd and Pb isotopic evidence from the Wawa, Quetico and Wabigoon subprovinces. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**:143–157.
- Hermann J. & Rubatto D. 2009. Accessory phase control on the trace element signature of sediment melts in subduction zones. *Chemical Geology*, **265**:512–526.
- Hirata W.K., Rigon J.C., Kadokaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. *In: 1º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Anais[...]*, **1**:100–110.
- Hofmann A.W. 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, **90**:297–314.
- Hoffmann J.E., Nagel T.J., Münker C., Næraa T., Rosing M.T. 2014. Constraining the process of Eoarchean TTG formation in the Itsaq Gneiss Complex, southern West Greenland. *Earth and Planetary Science Letters*, **388**:374–386.
- Hofmeister A.M. 1983. Effect of a Hadean terrestrial magma ocean on crust and mantle evolution. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **88**(B6):4963–4983.
- Holder R.M., Viete D.R., Brown M., Johnson T.E. 2019. Metamorphism and the evolution of plate tectonics. *Nature*, **572**:378–381.
- Hopkins M., Harrison T.M., Manning C.E. 2008. Low heat flow inferred from >4Gyr zircons suggests Hadean plate boundary interactions. *Nature*, **456**:493–96.
- 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.*, **40**(3):311–332.
- Huhn S.R.B., Santos A.B.S., Amaral A.F., Ledsham E.J., Gouveia J.L., Martins L.B.P., Montalvão R.M.G., Costa V.G. 1988. O terreno granito-greenstone da região de Rio Maria - Sul do Pará. *In: SBG, 35º Congresso Brasileiro de Geologia. Anais[...]*, Belém, **3**:1438–1453.
- 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.
- Hutchison C.S. 1974. *Laboratory handbook of petrography techniques*. London. John Wiley e Sons. 527 p.
- Iizuka T., Horie K., Komiya T., Maruyama S., Hirata T., Hidaka H., Windley B.F. 2006. 4.2 Ga zircon xenocryst in an Acasta gneiss from northwestern Canada: evidence for early continental crust. *Geology* **34**(4):245–248.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**: 47–69.

Jayananda M., Martin H., Peucat J.J., Mahabaleswar B. 1995. Late Archean crust–mantle interactions – geochemistry of LREE-enriched mantle derived magmas. Example of the Closepet batholith, southern India. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **119**:314–329.

Johnson T.E., Brown M., Kaus B.J.P., VanTongeren J.A. 2014. Delamination and recycling of Archean crust caused by gravitational instabilities. *Nature Geoscience*, **7**:47–52.

Jorge-João X.S., Neves A.P., Leal J.W.L. 1982. Ouro da Serra Pelada: aspectos da geologia e garimpagem. *In*: 1º Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG–Núcleo Norte, Belém, *Anais[...]*, **2**:52–62.

Joshi K.B., Bhattacharjee J., Rai G., Halaa J., Ahmad T., Kurhila M., Heilimo E., Choudhary A.K. 2016. The diversification of granitoids and plate tectonic implications at the Archean Proterozoic boundary in the Bundelkhand craton, Central India, *In*: Halla, J., Whitehouse, M.J., Ahmad, T., Bagai, Z. (Eds.). *Crust – Mantle Interactions and Granitoid Diversification: insights from Archean Cratons*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 449.

Justo A.P., Dantas E.L., Freitas-Silva F.H., Rodrigues J.B. 2018. 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.

Kamber B.S. 2015. The evolving nature of terrestrial crust from the Hadean, through the Archean, into the Proterozoic. *Precambrian Res.*, **258**:48–82.

Kamber B.S., Whitehouse M.J., Bolhar R., Moorbath S. 2005. Volcanic resurfacing and the early terrestrial crust: zircon U–Pb and REE constraints from the Isua Greenstone Belt, southern West Greenland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **240**:276–290.

Kankanamge D.G. & Moore W.B. 2016. Heat transport in the Hadean mantle: From heat-pipes to plates. *Geophys. Res. Lett.*, **43**:3208–3214.

Kankanamge D.G. & Moore W.B. 2019. A parameterization for volcanic heat flux in heat-pipe planets. *J. Geophys. Res. Planets*, **124**:114–127.

Kerrick R. & Polat A. 2006. Archean greenstonetonalite duality: thermochemical mantle convection models or plate tectonics in the early Earth global dynamics?. *Tectonophysics*, **415**:141–165.

Kessel R., Schmidt M.W., Ulmer P., Pettke T. 2005. Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120–180 km depth. *Nature*, **437**:724.

King E.M., Valley J.W., Davis D.W., Edwards G.R. 1998. Oxygen isotope ratios of Archean plutonic zircons from granite–greenstone belts of the Superior Province: indicator of magmatic source. *Precambrian Research*, **92**:365–387.

Knup P.E. 1971. Reconhecimento geológico na região dos rios Itacaiúnas e Tocantins, estado do Pará. *In*: 25º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, *boletim especial*, **1**:61–62.

Korenaga J. 2013. Initiation and Evolution of Plate Tectonics on Earth: Theories and Observations. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **41**:117–51.

Korenaga J. 2018. Crustal evolution and mantle dynamics through Earth history. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Seri. Math. Phys. Eng. Sci.*, **376**:20170408.

Krogstad E.J., Hanson G.N., Rajamani V. 1991. U–Pb ages of zircon and sphene for two gneiss terranes adjacent to the Kolar schist belt, South India: evidence for separate crustal evolution histories. *Journal of Geology*, **99**:801–816

Kröner A., Wendt J.I., Milisenda C., Compston W. & Maphalala R. 1993. Zircon geochronology and Nd systematics of the Ancient Gneiss Complex, Swaziland, and implications for crustal evolution. *Bulletin of the Swaziland Geological Survey and Mines Department*, **11**:15–37.

Krymsky R.S., Macambira J.B., Macambira M.B.J. 2002. Geocronologia U-Pb em zircão de rochas vulcânicas da Formação Carajás, estado do Pará. *In*: 2° Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, SBG–Núcleo Norte, Belém, *Anais*[...], 41 p.

Lafon J.M., Scheller T. 1994. Geocronologia Pb/Pb em zircão do Granodiorito Cumaru, Serra dos Gradaús, PA. *In*: 4° 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*: 31° 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.

Lagabrielle Y., Goslin J., Martin H., Thiroit J.L., Auzende J.M. 1997. Multiple active spreading centres in the hot North Fidji Basin (Southwest Pacific): a possible model for Archean seafloor dynamics? *Earth and Planetary Science Letters*, **149**(1–4):1–13.

Lana C., Tohver E., Cawood P.A. 2010. Quantifying rates of dome-and-keel formation in the Barberton granitoid–greenstone belt, South Africa. *Precambrian Research*, **177**:199–211.

Laurent O., Martin H., Moyen J.F., Doucelance R. 2014a. 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., Rapopo M., Stevens G., Moyen J.F., Martin H., Doucelance R., Bosq C. 2014b. Contrasting petrogenesis of Mg-K and Fe-K granitoids and implications for post-collisional magmatism: case study from the Late-Archean Matok pluton (Pietersburg block, South Africa). *Lithos*, **196–197**:131–149.

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., Galarza M.A., Macambira M.J.B. 2010. Geologia, petrografia e geocronologia das rochas granitoides do Complexo Xingu da região de Nova Canadá, município de Água Azul do Norte – Província mineral de Carajás. *In: 45º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Belém, Anais[...]*, 1 CD-ROM.

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.

Leite-Santos P.J. 2016. *Petrologia e geocronologia das associações leucograníticas arqueanas da região de Água Azul do Norte (PA): implicações para a evolução crustal da Província Carajás*. Qualificação de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 83 p

Lima P.H.A. 2011. Geologia, petrografia e geocronologia do granito São João, Província Carajás, SSE do Pará. Trabalho de Conclusão de Curso, Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 64 p.

Lima M.I.C. 1984. Evolução geológica do Cráton Amazônico no Brasil. *In: 33º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Rio de Janeiro, Anais[...]*, **7**:3032–3039.

Lin S.F. 2005. Synchronous vertical and horizontal tectonism in the Neoproterozoic: Kinematic evidence from a synclinal keel in the northwestern Superior craton, Canada. *Precambrian Research*, **139**:181–194.

- Lindenmayer Z.G., Fleck A., Gomes C.H., Santos A.B.S., Caron R., Paula F.C., Laux J.H., Pimentel M.M., Sardinha A.S. *et al.* 2005. Caracterização geológica do Alvo Estrela (Cu-Au), Serra dos Carajás, Pará. *In: Marini O.J., Queiroz E.T., Ramos B.W. (ed.). Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia.* Brasília, DNPM-CT/Mineral-ADIMB, p. 157–226.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H., Chekulaev V.P., Savatenkov V.M., Kovalenko A.V., Martin H., Guseva N.S., Arestova N.A. 2008. Petrology of a Late Archaean, Highly Potassic, Sanukitoid Pluton from the Baltic Shield: Insights into Late Archaean Mantle Metasomatism. *Journal of Petrology*, **49**(3):393–420.
- Lobato L.M., Rosière C.A., Silva R.C.F., Zucchetti M., Baars F.J., Seoane J.C.S., Rios F.J., Pimentel M., Mendes G.E., Monteiro A. M. 2005. A mineralização hidrotermal de ferro da Província Mineral de Carajás: controle estrutural e contexto na evolução metalogenética da província. *In: Marini O.J., Queiroz E.T., Ramos B.W. (eds.). Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia.* Brasília, DNPM-CT/Mineral-ADIMB, 25–92.
- Ludwig K. 2009. SQUID 2: A User's Manual, rev. 12 Apr, 2009. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, **5**: 110.
- 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. & Lafon J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **7**:263–288.
- 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 M.J.B., Lafon J.M., Pidgeon R.T. 1998. Crescimento Crustal arqueano registrado em zircões de sedimentos da região de Rio Maria, Província Carajás, Pará. *In: 40º Congresso Brasileiro Geologia, SBG, Belo Horizonte, Anais[...]*, p. 55.
- 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 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, Université Montpellier II, Montpellier, 212 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.

Macambira E.M.B., Jorge-João X.S., Souza E.C. 1996. Geologic and petrological aspects of the Plaquê Granite – Southeastern of Pará State. *In: Symposium of Archean terranes of the South American platform, SBG, Brasília, Extended abstracts[...]*, p. 73–75.

Macambira M.J.B., Pidgeon R.T., Lafon J.M. 1998. Crescimento Crustal arqueano registrado em zircões de sedimentos da região de Rio Maria, Província Carajás, Pará. *In: SBG, 40º Congresso Brasileiro Geologia, SBG, Belo Horizonte, Anais[...]*, p. 55.

Macambira M.J.B., Barros C.E.M., Silva D.C.C., Santos M.C.C. 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da Província de Carajás, evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozoico no sudeste do Cráton Amazônico. 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG, Belém, *Anais[...]*, CDrom.

Macambira M.J.B., Costa J.B.S., Althoff F.J., Lafon J.M., Melo J.C.V., Santos A. 2000. New geochronological data for the Rio Maria TTG terrane: implications for the time constraints of the crustal formation of the Carajas Province, Brazil. *In: 31º International Geological Congress, Abstracts[...]*, 1 CDrom.

Macambira J.B. 2003. *O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão-Pará*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 200 p.

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.

Marangoanha B. & Oliveira D.C. 2014. Diabásios e anfíbolitos da área de Nova Canadá: natureza e implicações tectônicas para a Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi-Ciências Naturais*, **9**(3):565–596.

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*, **350–351**: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.

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.

- Marangoanha B., Oliveira D.C., Lamarão C.N., Marques G.T., Silva L.R. 2022. Petrogenesis and crystallization conditions of Archean charnockites from Carajás Province, Amazonian craton (Brazil): Evidence for partial melting and extensive fractional crystallization at deep crustal levels. *Brazilian Journal of Geology*, **54(4)**:e20210092
- Marinho P.A.C. *et al.* 1977. Projeto Carvão no Rio Fresco: relatório final. Belém: CPRM, **1**:126.
- Martin H. & Moyen J.F. 2005. Sanukitoids and the Archean Proterozoic boundary. *Mineralogical Society of Poland Special Papers*, **26**:57–68.
- Martin H., 1994. The Archean grey gneisses and the gneisses of continental crust. In: Condie, K.C. (ed.). *Developments in Precambrian Geology*. Archean Crustal Evolution, Elsevier, Amsterdam, **11**:205–259.
- 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., Rapp R.P. 2009. The sanukitoid series: magmatism at the Archean-Proterozoic transition. *Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinb.* **100 (1–2)**: 15–33.
- Martin H., Moyen J.-F., Guitreau M., Blichert-Toft J., Le Pennec J.L. 2014. Why Archean TTG cannot be generated by MORB melting in subduction zones. *Lithos*, **198–199**:1–13.
- 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.
- Medeiros H. & Dall’Agnol R. 1988. Petrologia da porção leste do batólito Granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. In: 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, *Anais*, **3**:1488–1499.
- Medeiros H. 1987. *Petrologia da porção leste do batólito granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 169 p.
- Meireles E.M., Teixeira J.T., Medeiros Filho C.A. 1982. Geologia preliminar do depósito de ouro de Serra Pelada. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Anais...* Belém: SBG, **2**:74–84.
- Meirelles M.R. & Dardenne M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica e ambiente de arco arqueano, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **21(1)**:41–50.
- Melo G.H.C., Monteiro L.V.S., Xavier R. P., Moreto C.P.N., Santiago E. S. B., Dufrane A.S., Benevides A., Santos A. F. F. 2016. Temporal Evolution of The Giant Salobo IOCG Deposit, Carajás Province (Brazil): Constraints From Paragenesis of Hydrothermal Alteration and U-Pb Geochronology. *Miner Deposita*, **52(5)**:709–732.

Mesquita C.J.S. (em preparação). *Petrogênese do Granito Igarapé Gelado: implicações para o magmatismo neoarqueano da Província Carajás, Cráton Amazônico*. PhD thesis. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

Milhomem Neto J.M., Lafon J.M. Galarza M.A. 2017. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e primeiro exemplo de aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas, estado do Amapá. *In: Lima A.M & Gorayeb P. (eds.) Contribuições à geologia da Amazônia, SBG-Núcleo Norte*, **10**: 195–208.

Milhomem Neto J.M. & Lafon J.M. 2019. Zircon U-Pb and Lu-Hf isotope constraints on Archean crustal evolution in Southeastern Guyana Shield. *Geosci. Front.*, **10**:1477–1506.

Millet M.A. & Dauphas N. *et al.* 2016. Titanium stable isotope investigation of magmatic processes on the Earth and Moon. *Earth and Planetary Science Letters*, **449**:197–205.

Mole D.R., Kirkland C.L., Fiorentini M.L., Barnes S.J., Cassidy K.F., Isaac C., Belousova E.A., Hartnady M., Thebaud N. 2019. Time-space evolution of an Archean craton: A Hf-isotope window into continent formation. *Earth-Science Reviews*, **196**:102831

Monteiro P.M., Rolando A.P., Macambira M.J.B. 2004. Proveniência de zircão de quartzitos da Formação Gorotire e Grupo Rio Fresco, serra do Inajá, sul da Província Mineral do Carajás. *In: 42º Congresso Brasileiro de Geologia, Resumos[...]*, Araxá: SBG. 1 CDrom.

Monteux J., Andraut D., Samuel H. 2016. On the cooling of a deep terrestrial magma ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **448**:140–149.

Moore W.B. & Webb A.A.G. 2013. Heat-pipe Earth. *Nature*, **501**:501–505.

Morel M.L.A., Nebel O., Nebel-Jacobsen Y.J., Miller J.S., Vroon P.Z. 2008. Hafnium isotope characterization of the GJ-1 zircon reference material by solution and laser-ablation MC-ICPMS. *Chemical Geology*, **255**:231–235.

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., 2015a. 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.

Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Creaser R.A., Dufrane S.A., Tassinari C.C.G., Sato K., Kemp A.I.S., Amaral W.S. 2015b. Neoproterozoic Iron-Oxide-Copper-Gold Event at the Sossego Deposit, Carajás Province, Brazil: Re-Os and U-Pb geochronological evidence. *Economy Geology*, **110**:809–835.

- Mougeot R., Respaut J.P., Briquet L., Ledru P., Milesi J.P., Macambira M.J.B., Huhn S.B. 1996. Geochronological constraints for the age of the Águas Claras Formation (Carajás Province, Pará, Brazil). *In: 39º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Salvador, Anais[...]*, **6**:579–581.
- Moyen J.F. Martin H., Jayananda M., 2001. Multi-element geochemical modelling of crust–mantle interactions during late-Archaean crustal growth: the Closepet granite (South India). *Precambrian Research*, **112**:87–105.
- Moyen J.F., Martin H., Jayananda M., Auvray B. 2003. Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research*, **127**(1–3):103–123.
- Moyen J.F. 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the ‘adakitic signature’. *Lithos*, **112**:556–574.
- 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. & Martin H. 2012. Forty years of TTG research. *Lithos*, **148**: 312–336.
- Moyen J.F., Laurent O. *et al.* 2017. Collision v. subduction-related magmatism: two contrasting ways of granite formation and implications for crustal growth. *Lithos*, **277**:154–177.
- 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., Belcher R.W. 2019. TTG plutons of the Barberton granitoid–greenstone terrain, South Africa. *In: Van Kranendonk M., Bennett V.C., Hoffmann J.E. (eds) Earth’s Oldest Rocks. 2nd edn. Elsevier, Amsterdam, 615–654.*
- Moyen J.F., 2020. Archean granitoids: classification, petrology, geochemistry and origin, *In: Dey S. & Moyen J.F. (Eds) Archean Granitoids of India: Windows into Early Earth Tectonics. Geological Society, London, Special Publications, 489 p.*
- Nagel T.J., Hoffmann J.E., Münker C. 2012. Generation of Eoarchean tonalite-trondhjemite-granodiorite series from thickened mafic arc crust. *Geology*, **40**:375–378.
- Nägler T.F. & Kramers J. 1998. Nd isotopic evolution of the upper mantle during the Precambrian: models, data and the uncertainty of both. *Precambrian Research*, **91**:233–252.
- Nakajima M. & Stevenson D.J. 2015. Melting and mixing states of the Earth’s mantle after the Moon-forming impact. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **427**:286–295.
- Nascimento A.C. 2020. *Petrologia magnética e química mineral dos granitoides mesoarqueanos de Ourilândia do Norte (PA) - Província Carajás*. MS Dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 112 p.

Nascimento A.C., Oliveira D.C., Silva L.R. 2020. Magnetic susceptibility and mineral chemistry of the Mesoarchean granitoids from Ourilândia do Norte (PA): Carajás Mineral Province. *Boletim do Museu de Geociências da Amazônia*. **1**:10.31419/ISSN.2594-942X.v72020i1a1ACN

Nascimento A.C., Oliveira D.C., Silva L.R., Lamarão C.N. 2021. Mineral thermobarometry and its implications for petrological constraints on Mesoarchean granitoids from the Carajás Province, Amazonian Craton (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **109**:103271.

Nascimento A.C., Oliveira D.C., Silva L.R., Sacramento R. 2022. Magnetic petrology of the crust and mantle-derived Mesoarchean Ourilândia granitoids, Carajás Mineral Province, Brazil. *Canadian Mineralogist*. **60**:1–28.

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.

Nedelec A. & Bouchez J.L. 2015. *Granites: Petrology, Structure, Geological Setting, and Metallogeny*. New York, Oxford University Press, 352 p.

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).

Neves S.P. 2012. *Granitos orogênicos: da geração dos magmas à intrusão e deformação*. Synergia, Rio de Janeiro, 147 p.

Nogueira A.C.R. 1995. *Análise faciológica e aspectos estruturais da Formação Águas Claras, região central da Serra dos Carajás – PA*. PhD thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 187 p.

O’Neil J. & Carlson R.W. 2017. Building Archean cratons from Hadean mafic crust. *Science*, **355**:1199–1202.

Ohtani E. 1985. The primordial terrestrial magma ocean and its implication for stratification of the mantle. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **38**:70–80.

Oliveira D.C., Santos P.J.L., Gabriel E.O., Rodrigues D.S., Faresin A.C., Silva M.L.T., Sousa S.D., Santos R.V., Silva A.C., Souza M.C., Santos R.D., Macambira M.J.B. 2010. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás. In: 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, *Resumos[...]*, 1 CDrom.

Oliveira D.C., Dall’Agnol R., Barros C.E.M., Oliveira M.A. 2009. Geology, geochemistry and magmatic evolution of the Paleoproterozoic, anorogenic oxidized A-type Redenção granite of the Jamon Suite, eastern Amazon Craton, Brazil. *Canadian Mineralogist*, **47**(6):1441–1468.

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

Oliveira E.P. *et al.* 1993. Limiting factors in applying geochemistry to tectonic settings identification in continental áreas: implications to the Carajás basic metavolcanics, Brazil. *In: 4º Congresso Brasileiro de Geoquímica, SBGq, Brasília, Resumos expandidos[...]*, p. 20–22.

Oliveira J.R., Silva Neto C.S., Costa E.J.S. 1994. Serra Pelada; folha SB.22.X.C. Estado do Pará, escala 1:250.000. Brasília, CPRM, p 220. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB).

Oliveira C.G., Santos R.V., Leonardos O.H. 1995. Geologia e mineralização aurífera do greenstone belt Sapucaia, Sudeste do Pará. *Boletim Museu paraense Emílio Goeldi*, **7**:61–91.

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

Oliveira D.C. Gabriel E.O., Santos P.J.L., Silva C.R.P., Rodrigues D.S., Santos R.D., Galarza M.A., Marangoanha B., Santos M.S., Souza D.B. 2014. Geologia da região de Água Azul do Norte (PA) - Implicações para a compartimentação tectônica do Domínio Carajás. *In: 47º Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, Anais[...]*, 1 CD-ROM.

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.

Olszewski W.J., Wirth K.R., Gibbs A.K., Gaudette H.E. 1989. The age, origin, and tectonics of the Grão Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental volcanism and rifting. *Precambrian Research*, **42**:229–254.

O’Neill C., Lenardic A., Weller M., Moresi L., Quenette S., Zhang S. 2016. A window for plate tectonics in terrestrial planet evolution? *Phys. Earth Planet. Inter.*, **255**:80–92.

Paiva-Júnior A.L. 2009. *Geologia, petrografia, geocronologia e geoquímica do Granito Anorogênico Seringa, Província Mineral de Carajás, SSE do Pará*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 158 p.

Paiva-Júnior A.L., Lamarão C.N., Araújo Lima P.H. 2011. Geologia, Petrografia e Geoquímica do Batólito Seringa, Província Carajás, SSE do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **41**(2):185–202.

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., Santosh M., Cao W., Li S.S., Hernández-Uribe D., Parsons A. 2020. Secular change and the onset of plate tectonics on Earth. *Earth-Science Reviews*, **207**:103172.
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J (eds.). 2005. *Microtectonics*. Germany, Springer, 366 p.
- Pastana J.M.N. *et al.* 1980. Projeto Rio Chiché: relatório final. Texto. Belém: DNPM/CPRM, **1**:125
- Patchett P.J. & Tatsumoto M. 1980. A routine high-precision method for Lu-Hf isotope geochemistry and chronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **75**:263-267.
- Payne J.L., McInerney D.J., Barovich K.M., Kirkland C.L., Pearson N.J., Hand M. 2016. Strengths and limitations of zircon Lu–Hf and O isotopes in modelling crustal growth. *Lithos*, **248**:175–192.
- Pearce J.A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, **100**:14–48.
- Pearce J.A. & Parkinson I.A. 1993. Trace elements models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. *In*: Prichard H., Alabaster T., Harris N.B.W. & Neary C. (eds) Magmatic Processes and Plate Tectonics. Geological Society, London, Special Publications, **76**:373–403.
- Pereira R.M.P, Rosière C.A, Santos J.O.S, Lobato L.M, Figueiredo e Silva R.C, McNaughton N.J. 2009. Unidade Caninana: sequência clástica paleoproterozoica revelada por datação U-Pb em zircões detríticos da Província Mineral Carajás. *In*: 11º Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG, Manaus, p 376–379.
- Petersson A., Kemp A.I.S., Hickman A.H., Whitehouse M.J., Martin L., Gray C.M. 2019. A new 3.59 Ga magmatic suite and a chondritic source to the east Pilbara Craton. *Chem. Geol.*, **511**:51–70.
- Petri S., Coimbra A.M., Amaral G., Ojeda H.A.O., Fúlfaro V.J., Ponçano W.L. 1986. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(4):370–415.
- Piccolo A., Palin R.M., Kaus B.J., White R.W. 2019. Generation of Earth's early continents from a relatively cool Archean mantle. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **20**:1679–1697.
- 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.

Pimentel, M.M. *et al.* 2003. Geochronology and Nd isotope geochemistry of the Gameleira Cu-Au deposit, Serra dos Carajás, Brazil: 1.8-1.7 Ga hydrothermal alteration and mineralization. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**(7):803–813.

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. & Nogueira A.C.R. 2003. Carajás: Bacia transtensiva invertida em flor positiva ou segmento de bacia extensional localmente invertida por transpressão? *In: 8º Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG–Núcleo Norte, Manaus, Resumos expandidos[...]*, 1 CD-ROM.

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.

Pujol M., Marty B., Burgess R., Turner G., Philippot, P. 2013. Argon isotopic composition of Archaean atmosphere probes early Earth geodynamics. *Nature*, **498**:87–90.

Querré G. 1985. *Palingenèse de la croûte continentale à l'Archéen: les granitoïdes tardifs (2.5–2.4 Ga) de Finlande Orientale*. PhD thesis, Université Rennes-I, Rennes, France.

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., Norman M.D., Laporte D., Yaxley G.M., Martin H., Foley S.F., 2010. Continent formation in the Archean and chemical evolution of the cratonic lithosphere: melt–rock reaction experiments at 3–4 GPa and petrogenesis of Archean Mg-diorites (sanukitoids). *Journal of Petrology*. **51**:1237–1266.

Reis F.N. *et al.* 2001. Estudo isotópico do depósito Cupro-Aurífero de Serra Verde, Província Mineral de Carajás, Pará. *In: 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG, Belém, Resumos expandidos[...]*, 1 CDrom.

Rey P.F. & Coltice N. 2008. Neoproterozoic strengthening of the lithosphere and the coupling of the Earth's geochemical reservoirs. *Geology*, **36**:635–638.

Ricci P.S.F. 2006. Rocks of the Pium-Área, Carajás Block, Brazil – a deep-seated high-T gabbroic pluton (charnockitoidlike) with xenoliths of enderbite gneisses dated at 3002 Ma – the basement problem revisited. *In: 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG, Belém, Resumos expandidos[...]*, 1 CDrom.

Roberts N.M.W. & Spencer C.J. 2015. “The zircon archive of continent formation through time,” in *Continent Formation Through Time*. The Geological Society. In: Roberts N.M.W., Van Kranendonk M., Parman S., Shirey S., Clift P.D. (eds.) *London Special Publication*, **389**:197–225.

Roberts N.M., 2013. The boring billion?—Lid tectonics, continental growth and environmental change associated with the Columbia supercontinent. *Geoscience Frontiers*, **4**:681–691.

Rodrigues E.M.S., Lafon J.M., Scheller T. 1992. Geocronologia Pb-Pb em rochas totais da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, São Paulo-SP, *Resumos*[...], **2**:183–184.

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.

Rozel A.B., Golabek G.J., Jain C., Tackley P.J., Gerya T. 2017. Continental crust formation on early Earth controlled by intrusive magmatism. *Nature*, **545**:332–336.

Rubie D.C., Melosh H.J., Reid J.E., Liebske C., Righter K. 2003. Mechanisms of metal–silicate equilibration in the terrestrial magma ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **205**:239–255.

Russell W.A., Papanastassiou D.A., Tombrello T.A. 1978. Ca isotope fractionation on the earth and other solar system materials. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**:1075–1090.

Sacramento R.C.P. 2018. *Petrologia Magnética dos granitoides Mesoarqueanos de Ourilândia do Norte (PA) – Província Carajás*. Trabalho de Conclusão de Curso, Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 67 p.

Sanches S.N., Oliveira D.C. Silva L.R; Felix W.Q. 2018. Petrografia e susceptibilidade magnética dos granitoides com piroxênio e rochas associadas de Ourilândia do Norte (PA), Província Carajás. In: 49º Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro-RJ, *Anais*[...].

Sanches S.N. 2019. *Petrologia magnética da associação Gabronorito-charnoquito-granito de Ourilândia do Norte (PA), Província Carajás*. Trabalho de Conclusão de Curso, Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 62 p.

Sanches S.N. em preparação. *Petrologia Magnética do Charnoquito Rio Seco, Ourilândia do Norte, Província Carajás*. MS Dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

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 M.N.S. & Oliveira D.C. 2016. Rio Maria granodiorite and associated rocks of Ourilândia do Norte - Carajás province: petrography, geochemistry and implications for sanukitoid petrogenesis. *Journal of South American Earth Sciences*, **72**:279–301.

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 M.G.S. 2002. *Estudo dos isótopos de Pb e Nd do Depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão, Província Mineral de Carajás (PA)*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 126 p.

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 Petrológicas*. MS Dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 68 p.

Santos M.J.P., Lamarão C.N., Lima P.H.A., Galarza M.A., Mesquita J.C.L. 2013a. Granitoides arqueanos da região de Água Azul do Norte, Província Carajás, sudeste do estado do Pará: petrografia, geoquímica e geocronologia. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi-Ciências Naturais*, **8**(3):325–354.

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 R.D., Galarza M.A., Oliveira D.C. 2013c. Geologia, geoquímica e geocronologia do Diopsídio-Norito Pium, Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi-Ciências Naturais*, **8**(3):355–382.

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. 2021. *Origem e construção dos granitos Marajoara e Manda saia: Contribuições para a definição da natureza do magmatismo Paleoproterozoico da Província Carajás*. Qualificação de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 54 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. *et al.* 2001. Petrografia e geocronologia U-Pb em zircão do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás, Pará. In: 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG-Núcleo Norte, Belém, *Resumos expandidos*[...], 1 CD-ROM.

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.

Sasaki S. & Nakazawa K. 1986. Metal-silicate fractionation in the growing Earth: Energy source for the terrestrial magma ocean. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **91**:9231–9238.

Sato K., Basei M.A.S., Siga Jr.O., Sproesser W.M., Passarelli C.R. 2008. Novas técnicas aplicadas ao método U-Pb no CPGeo-IGC/USP: avanços na digestão química, espectrometria de massa (TIMS) e exemplos de aplicação integrada com SHRIMP. *Geologia USP: Série Científica*, **7**:77–99.

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.

Schobbenhaus C. & Brito Neves B.B. 2003. A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: Bizzi, L.A. *et al.* (ed.). *Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília, CPRM, p. 5–54.

Semprich J., Moreno J.A., Oliveira E.P. 2015. Phase equilibria and trace element modeling of Archean sanukitoid melts. *Precambrian Research*, **269**:122–138.

Shirey S.B. & Hanson G.N. 1984. Mantle derived Archean monzodiorites and trachyandesites. *Nature*, **310**:222–224.

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 M.A.D. 2014. *Metatexitos e diatexitos do Complexo Xingu na região de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução mesoarqueana do Domínio Carajás*. MS dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. 106p.

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 M.G. *et al.* 2005. Geologia e mineralizações de Fe-Cu-Au do alvo GT-46 (Igarapé Cinzento), Carajás. *In*: Marini O.J., Queiroz E.T., Ramos B.W. (ed.). Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia. Brasília: DNPM/CT-Mineral/ADIMB, p. 97–151.

Silva M.L.T., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2010. Geologia, petrografia e geocronologia do magmatismo de alto K da região de vila Jussara, Água Azul do Norte - Província Mineral de Carajás. *In*: 45º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Belém, *Anais[...]*, CD rom.

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 F.F., Oliveira D.C., Dall’Agnol R., Silva L.R., Cunha I.V. 2020. Lithological and structural controls on the emplacement of a Neoproterozoic plutonic complex in the Carajás province, southeastern Amazonian craton (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **102**:102696.

Silva L.R. 2017. *Granitoides colisionais mesoarqueanos de Ourilândia do Norte (PA): geologia, microestrutural, afinidades petrológicas e implicações tectônicas para a província carajás*. MS Dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 85 p.

Silva L.R., Oliveira D.C., Santos M.N.S. 2018. Diversity, origin and tectonic significance of the Mesoproterozoic 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 Mesoproterozoico de Ourilândia do Norte-PA: Afinidades Petrológicas e Implicações Tectônicas para a Província Carajás. *In*: Teixeira S.G. & 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. submetido. The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás province, Amazonian craton: petrogenesis, zircon U-Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications. *Lithos*.

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. em preparação. *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*. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Brasil.

Sizova E., Gerya T., Brown M., Perchuk L.L. 2010. Subduction styles in the Precambrian: insight from numerical experiments. *Lithos*, **116**:209–229.

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.

Smithies R.H. & Champion D.C. 2000. The Archean high- Mg diorite suite: links to tonalite-trondhjemite-granodiorite magmatism and implications for early Archean crustal growth. *Journal of Petrology*, **41**(12):1653–1671.

Smithies R.H., Van Kranendonk M.J., Champion D.C. 2007. The Mesoarchean emergence of modern-style subduction. *Gondwana Research*, **11**:50–68.

Soares A.D.V. *et al.* 1988. Geologia regional das cabeceiras do Igarapé Aquiri, extremo oeste da Província Mineral de Carajás (PA). *In: 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, SBG, Anais[...]*, **6**:2704–2712.

Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E. 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letter*, **219**:311–324.

Sousa S.D., Oliveira D.C., Gabriel E.O., Macambira M.J.B. 2010. Geologia, Petrografia e Geocronologia das rochas granitoides do Complexo Xingu da porção a leste da cidade de Água Azul do Norte (PA) - PMC. *In: 45º Congresso Brasileiro de Geologia. Belém, Anais[...], CDrom.*

Sousa S.D., Monteiro L.V.S., Oliveira D.C., Delinardo M.A.S., Moreto C.P.N., Juliani C. 2013. O greenstone belts Sapucaia na região de Água Azul do Norte, Província Mineral de Carajás: Contexto geológico e caracterização petrográfica. *In: 47º Congresso Brasileiro de Geologia*. Salvador, *Anais[...]*, CDrom.

Sousa S.D., Monteiro L.V.S., Oliveira D.C., Delinardo M.A., Moreto C.P.N., Juliani C. 2015. O Greenstone Belt Sapucaia na região de Água Azul do Norte, Província Carajás: Contexto geológico e caracterização petrográfica e geoquímica. *In: Gorayaeb P.S.S., Lima A.M.M. (eds.), Contribuições a Geologia da Amazônia*, Belém:SBG-Núcleo Norte, **9**:289–312.

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 M.C., Oliveira D.C., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2010. Geologia, Petrografia e Geocronologia do granito de alto K da região de Velha Canadá, município de Água Azul do 83 Norte – Província Mineral de Carajás. *In: 45º Congresso Brasileiro de Geologia*, SBG, Belém, *Anais*, CDrom.

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.

Souza S.R.C., Botelho N.F., Dantas E.L., Jiménez F.A.C. Reis M.A., Viana C.S. 2020. Geochemistry and isotopic geology of the Lagoa Seca gold deposit in the Andorinhas greenstone-belt, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **99**:102523.

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.

Spohn T., 1991. Mantle differentiation and thermal evolution of Mars, Mercury, and Venus. *Icarus*, **90**:222–236.

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.A. 1998. High resolution SIMS determination of radiogenic trace isotope ratios in minerals. In: Cabri L.J., Vaughan D.J. (eds.). Modern approaches to ore and environmental mineralogy. Ottawa. *Mineralogical Association of Canada*, **27**:241–268.

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.A., Hanson G.N., Shirey S.B. 1989. Petrogenesis of mantle-derived, LILE- enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in Southwestern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **26**:1688–1712.

Stern R.J., Gerya T., Tackley P.J. 2018. Stagnant lid tectonics: Perspectives from silicate planets, dwarf planets, large moons, and large asteroids. *Geosci. Front.*, **9**:103–119.

Sylvester P.J. 1994. Archean granite plutons. In: Condie K.C. (ed.). Archean crustal evolution. *Developments in precambrian geology*, 11, Amsterdam, p. 261–314.

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 C.C.G., Teixeira W., Siga JR., Kawashita K., Cordani U.G. 1987. Geological evolution and evaluation of recent geochronological data in Amazonian craton. In: Final meeting of working group project 204. *Extended Abstracts*[...] Carajás-Pa: IUGS-UNESCO, p. 20–31 (Pre Cambrian Evolution of the Amazonian Region).

Tallarico F.H.B., Figueiredo B.R., Groves D.I., Kositsin N., MCNaughton N.J., Fletcher I.R., Rego J.L. 2005. Geology and Shrimp U-Pb geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajás Copper-Gold belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of iron-oxide Cu-Au-(U-REE) mineralization. *Economic Geology*. **100**:7–28.

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.

Tavares F.M. 2015. *Evolução geotectônica do nordeste da Província Carajás*. Phd Thesis. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 115 p.

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.

Taylor S.R. & McLennan S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford, Backwell Scientific, 321p.

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., Moura C.A.V., Bettencourt J.S. 2001. Evidência da existência de crosta Arqueana de 3,68 Ga obtida em zircão de rocha gnáissica tonalítica do Complexo Xingu, no Segmento oeste da Província Mineral de Carajás, região de São Felix do Xingu, Estado do Pará, Brasil. In: 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG-Núcleo Norte, Belém, *Resumos expandidos*[...], 1 CD-ROM.

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.

Teixeira J.B.G. 1994. *Geochemistry, petrology, and tectonic setting of archean basaltic and dioritic rocks from the N4 Iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil*. PhD Thesis, Department of Geosciences, Penn State University, 161 p.

Terentiev R.A. & Santosh M. 2018. High magnesian granitoids in the Precambrian continental crust: Implication for the continuum between ferro-potassic and magnesio-potassic rock suites. *Lithos*, **314–315**: 669–682.

Thirlwall M.F. & Anczkiewicz R. 2004. Multidynamic isotope ratio analysis using MC-ICP-MS and the causes of secular drift in Hf, Nd and Pb isotope ratios. *International Journal of Mass Spectrometry*, **235**:59–81.

Trendall L.A.F. Basei M.A.S., De Laeter J.R., Nelson D.R. 1998. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão-Pará Group, Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**(3):265–277.

Turner S.P., George R.M.M., Evans P.J., Hawkesworth C.J., Zellmer G.F. 2000. Timescales of magma formation, ascent and storage beneath subduction-zone volcanoes. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A Math. Phys. Eng. Sci.*, **358**:1443–1464.

Van Hunen J. & Moyen J.F. 2012. Archean subduction: Fact or fiction? *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **40**:195–219.

- Van Hunen J., van Keken P.E., Hynes A., Davies G.F., Condie K.C., Pease V. 2008. Tectonics of early Earth: Some geodynamic considerations (eds.) *In: Condie, K.C., Pease, V. (eds.), When Did Plate Tectonics Begin on Planet Earth. Geological Society of America Special Paper, 440:157–171.*
- Van Kranendonk M.J., Smithies R.H., Hickman A.H., Champion D.C. 2007. Secular tectonic evolution of Archaean continental crust: interplay between horizontal and vertical processes. *Terra Nova, 19:1–38.*
- Van Kranendonk M.J. 2011. Onset of Plate Tectonics. *Science, 333:413–414.*
- Van Kranendonk M.J. 2010. Two types of Archean continental crust: plume and plate tectonics on early Earth. *American Journal of Science, 310:1187–1209.*
- Vasquez M.L. & 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 Pará. Escala 1:1.000.000.* CPRM, Belém, pp. 329.
- Vasquez M.L., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2005. Granitoides transamazônicos da Região Iriri-Xingu, Pará - Novos dados geológicos e geocronológicos. *In: Horbe A.M.C., Souza V.S. (Coord). Contribuições à geologia da Amazônia.* Manaus, SBG-Núcleo Norte, **4:16–31.**
- Vernon R.H. 2004. *A practical guide to rock microstructures.* Cambridge University Press, 594 p.
- Vervoort J.D. & Kemp A.I.S. 2016. Clarifying the zircon Hf isotope record of crust-mantle evolution. *Chem. Geol., 425:65–75.*
- Vervoort J.D., Fisher C.M., Kemp A.I.S. 2013. The myth of a highly heterogeneous Hf-Nd eoarchean mantle and large early crustal volumes. *Mineral. Mag., 77:2409.*
- Wade J., Dyck B., Palin R.M., Moore J.D., Smye A.J. 2017. The divergent fates of primitive hydrospheric water on Earth and Mars. *Nature, 552:391–395.*
- Weller, M.B., Lenardic, A., O'Neill, C., 2015. The effects of internal heating and largescale climate variations on tectonic bi-stability in terrestrial planets. *Earth Planet. Sci. Lett., 420:85–94.*
- Williams I.S. 1998. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe, in: McKibben, M.A., Shanks III, W.C., Ridley, W.I. (eds.). *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes.* Society of Economic Geologists, **7:1–35.**
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach.* Springer, Dordrecht, 466 p.
- Winter J.D. 2001. *An introduction to igneous and metamorphic petrology.* New Jersey, 697 p.
- Wirth K.R., Gibbs A.K., Olszewski W.J. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências, 16(2):195–200.*

Workman R.K. & Hart S.R. 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, **231**:53–72.

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.

Zegers T.E. & van Keken P.E. 2001. Middle Archean continent formation by crustal delamination. *Geology*, **29**:1083–1086.

Zucchetti M. 2007. *Rochas máficas do Grupo Grão Pará e sua relação com a mineralização dos depósitos de ferro N4 e N5, Carajás, PA*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.