



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

TESE DE DOUTORADO Nº 185

**EVOLUÇÃO TECTONO-METAMÓRFICA E PETROGÊNESE
DE GNAISSES MIGMATÍTICOS E GRANITOIDES
MESOARQUEANOS DO SUBDOMÍNIO SAPUCAIA
(PROVÍNCIA CARAJÁS): UMA ABORDAGEM
GEOCRONOLÓGICA, ISOTÓPICA E ESTRUTURAL**

Tese apresentada por:

ALINE COSTA DO NASCIMENTO

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

**BELÉM - PARÁ
2025**

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)

C837e Costa do Nascimento, Aline.
Evolução tectono-metamórfica e petrogênese de gnaisses migmatíticos e granitoides mesoarqueanos do Subdomínio Sapucaia (Província Carajás): uma abordagem geocronológica, isotópica e estrutural / Aline Costa do Nascimento. — 2025.
xxix, 416 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, 2025.

1. Migmatitos. 2. Geocronologia. 3. Isótopos H-Nd-O-Pb.
4. Evolução Crustal. 5. Subdomínio Sapucaia (Província Carajás). I. Título.

CDD 551.9



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



**EVOLUÇÃO TECTONO-METAMÓRFICA E PETROGÊNESE
DE GNAISSES MIGMATÍTICOS E GRANITOIDES
MESOARQUEANOS DO SUBDOMÍNIO SAPUCAIA
(PROVÍNCIA CARAJÁS): UMA ABORDAGEM
GEOCRONOLÓGICA, ISOTÓPICA E ESTRUTURAL**

Tese apresentada por

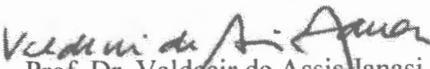
ALINE COSTA DO NASCIMENTO

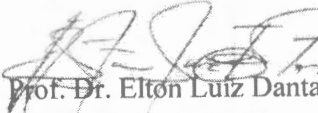
Como requisito parcial à obtenção de Grau de Doutor em Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA e Linha de Pesquisa Evolução Crustal e Metalogênese.

Data de Aprovação: 09 / 05 / 2025

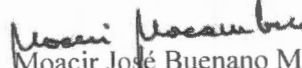
Banca Examinadora:


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


Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi
(Membro – USP)


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


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


Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira
(Membro – UFPA)

Dedico esta tese à minha família:

À minha mãe, Araci, pelo amor incondicional;

Ao meu padrasto, Pedro, pelo apoio em todos os momentos desta tese;

Aos meus irmãos: Edilson e Eliane (*in memorium*).

AGRADECIMENTOS

Registro meus sinceros agradecimentos às pessoas e instituições que colaboraram de alguma maneira para a realização deste trabalho, em especial:

À Universidade Federal do Pará (UFPA), Instituto de Geociências (IG) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pela infraestrutura disponibilizada para a realização desta pesquisa;

Às agências de fomento de pesquisa no Brasil, CNPq e CAPES, pela concessão de bolsas de estudo de Doutorado Pleno (140684/2021-2) e Doutorado Sanduíche (88881.934051/2024-01);

Ao Projeto CNPq Universal (406227/2023-3), coordenado por Prof. Davis C. Oliveira, pelo financiamento das análises de isótopos de Oxigênio e Pb em feldspato na Suécia e Finlândia;

Ao meu orientador Prof. Davis C. Oliveira (UFPA) pela paciência e oportunidades concedidas ao longo desses 10 anos de convivência, desde a iniciação científica até o doutorado;

Ao Prof. Cláudio Nery Lamarão e ao Prof. Roberto Dall'Agnol, pelos conselhos, oportunidades e incentivo;

Ao Prof. Esa Heilimo da Universidade de Turku (Finlândia) pela receptividade e ajuda durante meu intercâmbio/doutorado sanduíche, além de colegas que me ajudaram durante este período como o Rakibul Islam, Mohib Billah, Teemu Lindqvist, John Kalimenze e Marco Antônio Rodrigues Ruiz;

À Prof. Kaisa Nikkila pelo convite de participar do Simpósio *Lithosphere* em Espoo, no qual fui premiada como melhor trabalho apresentado em 2024, além de convites para participar de seminários na universidade sobre a Província Carajás, a fim de divulgar sobre a geologia do Brasil;

Aos técnicos dos Laboratórios da Universidade de Turku, Serviço Geológico da Finlândia e Laboratório NordSIM na Suécia, como Kerstin Lindén, Arto Peltola, Ermai Mäkilä, Heejin Jeon e Xuan Liu, pela ajuda durante as análises de isótopos de Oxigênio e Pb em feldspato, além da preparação das amostras analisadas;

Ao Laboratório de Microanálises do IG/UFPA, coordenado pelo Prof. Cláudio e Geóloga Gisele Tavares Marques, pela obtenção de imagens de catodoluminescência e elétrons retroespalhados por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), além de análise da composição química de minerais por Microsonda Eletrônica. Estendo esses agradecimentos

à Geóloga Jenny Ortega da CPRM/Belém pela ajuda em algumas amostras;

Ao Laboratório de Laminação da Faculdade de Geologia (FAGEO) do IG/UFPA, coordenado pela técnica Joelma Lobo e colaboração de Bruno Fernandes, pela confecção de seções delgadas e polidas de zircão e feldspato (*moult*s), essenciais para o desenvolvimento deste trabalho;

Ao Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso), em especial ao Prof. Marco Antonio Galarza, pelo suporte na realização das análises geocronológicas e isotópicas;

À minha família, em especial à minha mãe Araci, por todos os ensinamentos sobre a vida, foco e determinação para alcançar meus objetivos; meu padrasto Pedro, pai Paulo, irmãos Edilson e Eliane (*in memorium*), cunhada Gisele, sobrinho Eliel; tios e tias: Elmira, Oci, Jaci, Mariinha, Elza, Edna, Edilson, Janari, Evandro, por toda ajuda financeira e apoio nos meus estudos; aos amigos de infância: Paula, Demi, Rafael, Renata e Raquel;

Ao colega Geólogo Rodrigo Fabiano, pelas conversas geológicas, auxílios com o computador e momentos de descontração;

Aos Professores Bhrenno Marangoanha, José de Arimatéia e Roberto Vizeu, pela ajuda ao longo desses anos;

Às funcionárias da secretaria do programa de pós-graduação (Cleida e Josi) e da universidade em geral (Afonso Quaresma e Afonso Ferreira) pelo auxílio nas questões administrativas e pela atenção dispensada;

Aos colegas mestrandos e doutorandos do PPGG/UFPA;

Finalmente, agradeço a todos que participaram direta ou indiretamente para realização desta tese com êxito.

“Não há um caminho florido para o sucesso.
Ele é fruto de muito trabalho, dedicação e muitas noites sem dormir”. *Madam Walker*

RESUMO

O Subdomínio Sapucaia, localizado entre o Domínio Rio Maria e o Subdomínio Canaã dos Carajás, apresenta litoestratigrafia mesoarqueana que inclui *greenstone belts*, TTG, gnaisses migmatizados, sanukitoides, granitos potássicos e “híbridos”. Este trabalho apresenta uma descrição das principais estruturas migmatíticas do embasamento deste subdomínio e propõe a individualização dos ortognaisses Caracol, Colorado, Água Azul e São Carlos, agrupando-os no Complexo gnáissico-migmatítico Caracol. Intrusivos neste complexo e na sequência *greenstone belts* Sapucaia, ocorrem o Trondhjemitó Água Fria, que representa uma segunda geração de magmatismo sódico, além dos granodioritos ricos em Mg da Suíte Sanukitoide Água Limpa e Granito potássico Xinguara. Os migmatitos mostram feições de fusão sin-anatética *in situ* e *in source*, caracterizados por metatexitos estromáticos, *net-structured* metatexitos, *schollen*, *schlieren* diatexitos e raras ocorrências de *patch* metatexitos. O paleossoma é composto de ortognaisse e anfibolito, enquanto o leucossoma é quartzo-feldspático e o melanossoma rico em biotita. O neossoma não segregado é representado por um granodiorito fino. A anatexia ocorreu sob condições de fácies anfibolito superior (~650–700°C). Os ortognaisses do Complexo Caracol são metagranitoides com altos teores de SiO₂ e Na₂O, baixo MgO e forte fracionamento de ETR. Os sanukitoides da Suíte Água Limpa seguem um *trend* cálcico-alcálico, ricos em Mg, Ni, Cr e LILE. O Trondhjemitó Água Fria, apesar de mais jovem, tem afinidade geoquímica semelhante aos gnaisses, mas com maior conteúdo de K₂O. O Granito Xinguara é cálcico-alcálico, rico em SiO₂ e K₂O, com pronunciadas anomalias negativas de Eu, indicando origem crustal. Dados geocronológicos indicam cristalização dos protólitos dos gnaisses entre 2,95–2,93 Ga, com metamorfismo regional entre 2,89–2,84 Ga, coevo aos granulitos da Província Carajás. Os sanukitoides da suíte Água Limpa e o Trondhjemitó Água Fria têm idade de 2,87 Ga, seguido pelo Granito Xinguara a 2,86 Ga. Os dados isotópicos dos ortognaisses revelam valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ e $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ positivos (+0,65 a +3,9), com idades modelo Hf-T_{DM}^C e Nd-T_{DM} entre 3,21 e 2,98 Ga, sugerindo fonte juvenil. Os sanukitoides têm $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ e $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ variando de –3,31 a +1,76, idades modelo de 3,28 a 2,91 Ga, valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre 5,0 a 7,6‰, e composição de Pb em feldspato com $\mu > 10$ que indicam fonte mantélica contaminada por material crustal. O Trondhjemitó Água Fria tem $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ e $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ variando entre +1,14 e +3,59, com idades modelo Hf-T_{DM}^C de 3,05 a 3,21 Ga. O Granito Xinguara apresenta idade modelo Nd-T_{DM} de 2,94 a 2,86 Ga, com $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ entre +1,32 e +2,55. A proximidade temporal entre a extração mantélica e a idade de cristalização desses granitoides sugere um rápido processo de crescimento crustal na região. Os dados geoquímicos indicam que o líquido gerador do grupo de gnaisses com alta razão

$(La/Yb)_N$ é atribuído a fusão de metabasaltos não enriquecidos, previamente transformados em granada-anfibolito. Fontes com composição similar à média dos metabasaltos arqueanos do *Greenstone Belt* Sapucaia e Identicidade seria adequada para gerar tal líquido, porém a partir de diferentes graus de fusão (25-30% ou 10-15%). O líquido formador dos gnaisses com baixas razões $(La/Yb)_N$ poderia também ser derivado de uma fonte similar às anteriores, porém sem granada. O líquido dos sanukitoides derivou de 19–20% de fusão de um manto enriquecido por 32% de um líquido tipo-TTG no campo de estabilidade da granada. O Trondhjemitó Água Fria resultou de 5–10% de fusão de metabasaltos, enquanto o Granito Xinguara se formou a partir de diferentes graus de fusão de fontes similares aos gnaisses mais antigos. A petrologia experimental indica que os sanukitoides cristalizaram entre 1000–970 °C no estágio *liquidus* e 700 °C no *solidus*, com pressões de 900–600 MPa na cristalização e 200–100 MPa na colocação do magma. Apresentam mineralogia indicativa de cristalização em condições oxidantes (NNO +0,3 a +2,5) e alto conteúdo de água ($H_2O_{melt} > 6-7\%$). A evolução mesoarqueana do Subdomínio Sapucaia ocorreu em três fases principais: (1) >3,0 Ga, formação da crosta félsica primitiva; (2) entre 2,95–2,92 Ga, formação dos gnaisses do Complexo Caracol; (3) 2,89–2,84 Ga, espessamento crustal durante a atuação de uma tectônica transpressiva sinistral associada à exumação e metamorfismo do embasamento de composição TTG. A estabilização crustal permitiu a formação de magmas sanukitoides e TTG mais jovens (Trondhj. Água Fria). A ascensão desses magmas forneceu calor para a fusão dos metagranitoides do embasamento da região e formação de granitos anatéticos. Nesta etapa, a foliação gnáissica foi obliterada pela deformação e intrusões de granitoides mais jovens. A integração dos dados sugere a atuação de uma tectônica que favoreceu a formação de magmas crustais e mantélicos no final do Mesoarqueano no Subdomínio Sapucaia. Podemos sugerir que o crescimento crustal no Subdomínio Sapucaia foi inicialmente controlado por plumas mantélicas associado à tectônica vertical, similar ao que se observa nos crátons Pilbara e Dharwar. No entanto, diferente do que é proposto para o Domínio Rio Maria, a estruturação dômica do embasamento gnáissico deste subdomínio foi intensamente obliterada pela atuação da tectônica transpressiva sinistral (deformação não-coaxial) formando corpos sigmoidais de orientação E-W.

Palavras-chave: migmatitos; geocronologia; isótopos Hf-Nd- $\delta^{18}O$ -Pb; evolução crustal; Subdomínio Sapucaia; Província Carajás.

ABSTRACT

The Sapucaia Subdomain, located between the Rio Maria Domain and the Canaã dos Carajás Subdomain, exhibits a Mesoarchean lithostratigraphy that includes greenstone belts, TTG suites, migmatized gneisses, sanukitoids, potassic granites, and "hybrids." This study presents a description of the main migmatitic structures of the basement within this subdomain and proposes the individualization of the Caracol, Colorado, Água Azul and São Carlos orthogneisses, grouping them into the Caracol Gneiss-Migmatitic Complex. Intruding this complex and the Sapucaia greenstone belt sequence, the Água Fria Trondhjemite represents a second generation of sodic magmatism, along with the Mg-rich granodiorites of the Água Limpa Sanukitoid Suite and the Xinguara Potassic Granite. The migmatites exhibit features indicative of in situ and in-source syn-anatectic melting, characterized by stromatic metatexites, net-structured metatexites, schollen, schlieren diatexites, and rare occurrences of patch metatexites. The paleosome is composed of orthogneiss and amphibolite, while the leucosome is quartz-feldspathic and the melanosome is biotite-rich. The unsegregated neosome is represented by a fine-grained granodiorite. Anatexis occurred under upper amphibolite-facies conditions (~650–700°C). The orthogneisses of the Caracol Complex are metagranitoids with high SiO₂ and Na₂O contents, low MgO, and strong REE fractionation. The sanukitoids of the Água Limpa Suite follow a calc-alkaline trend, enriched in Mg, Ni, Cr, and LILEs. Despite being younger, the Água Fria Trondhjemite exhibits geochemical affinity with the gneisses but with higher K₂O content. The Xinguara Granite is calc-alkaline, rich in SiO₂ and K₂O, with pronounced negative Eu anomalies, indicating a crustal origin. Geochronological data indicate protolith crystallization of the gneisses between 2.95–2.93 Ga, with regional metamorphism between 2.89–2.84 Ga, coeval with the granulites of the Carajás Province. The sanukitoids of the Água Limpa Suite and the Água Fria Trondhjemite date to 2.87 Ga, followed by the Xinguara Granite at 2.86 Ga. Isotopic data from the orthogneisses reveal positive $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values (+0.65 to +3.9), with Hf-T_{DM}^C and Nd-T_{DM} model ages between 3.21 to 2.98 Ga, suggesting a juvenile source. The sanukitoids show $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values ranging from –3.31 to +1.76, model ages from 3.28 to 2.91 Ga, $\delta^{18}\text{O}$ values between 5.0 and 7.6‰, and feldspar Pb compositions with $\mu > 10$, indicating a mantle source contaminated by crustal material. The Água Fria Trondhjemite exhibits $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values ranging from +1.14 to +3.59, with Hf-T_{DM}^C model ages of 3.05 to 3.21 Ga. The Xinguara Granite has a Nd-T_{DM} model age of 2.94 to 2.86 Ga, with $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values between +1.32 and +2.55. The temporal proximity between mantle extraction and the crystallization age of these granitoids suggests a rapid crustal growth process in the region. Geochemical data indicate that the melt responsible for the high (La/Yb)_N ratio gneiss group derived from the melting of

non-enriched metabasalts, previously transformed into garnet-amphibolite. Sources compositionally similar to the average Archean metabasalts from the Sapucaia and Identidade Greenstone Belts could generate such melts, though at different degrees of partial melting (25–30% or 10–15%). The low $(\text{La/Yb})_N$ ratio gneiss-forming melt could also be derived from a similar source but without garnet. The sanukitoid melt resulted from 19–20% partial melting of a mantle source enriched by 32% of a TTG-like melt within the garnet stability field. The Água Fria Trondhjemite formed from 5–10% partial melting of metabasalts, whereas the Xinguara Granite resulted from different degrees of melting of sources similar to the older gneisses. Experimental petrology suggests that the sanukitoids crystallized at 1000–970°C in the liquidus stage and 700°C in the solidus stage, with crystallization pressures of 900–600 MPa and emplacement pressures of 200–100 MPa. These rocks exhibit mineralogy indicative of crystallization under oxidizing conditions (NNO +0.3 to +2.5) and high-water content ($\text{H}_2\text{O}_{\text{melt}} > 6\text{--}7\%$). The Mesoarchean evolution of the Sapucaia Subdomain occurred in three main phases: (1) >3.0 Ga, formation of the primitive felsic crust; (2) between 2.95–2.92 Ga, formation of the Caracol Complex gneisses; (3) 2.89–2.84 Ga, crustal thickening during sinistral transpressive tectonic associated with exhumation and metamorphism of the TTG basement. Crustal stabilization allowed for the formation of younger sanukitoid and TTG magmas (Água Fria Trondhjemite). The ascent of these magmas supplied heat for the melting of regional basement metagranitoids, leading to the formation of anatectic granites. During this stage, gneissic foliation was obliterated by deformation and intrusion of younger granitoids. The integration of the data suggests that tectonic processes facilitated the generation of both crustal and mantle-derived magmas at the end of the Mesoarchean in the Sapucaia Subdomain. It can be inferred that crustal growth in the Sapucaia Subdomain was initially controlled by mantle plumes associated with vertical tectonics, similar to observations in the Pilbara and Dharwar cratons. However, unlike the Rio Maria Domain, the dome-like structuring of the gneissic basement in this subdomain was intensely obliterated by the action of sinistral transpressive tectonics (non-coaxial deformation), forming sigmoidal bodies with an E-W orientation.

Keywords: migmatites; geochronology; Hf-Nd- $\delta^{18}\text{O}$ -Pb isotopes; crustal evolution; Sapucaia Subdomain; Carajás Province.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

TÓPICO I e II

Figura 1 - Vencedora do melhor pôster, Aline Costa do Nascimento (ao centro), com os membros do comitê do prêmio de pôster, Kaisa Nikkilä (à esquerda) e Suvi Heinonen (à direita).....	6
Figura 2 - Certificação do prêmio de melhor pôster apresentado na forma oral em inglês no <i>Lithosphere Symposium</i> , realizado em Espoo (Finlândia), durante o período de Doutorado Sanduíche financiado pela Capes.....	7
Figura 3 - Mapa de localização e acesso da área de estudo.....	8
Figura 4 - Contexto geológico da Província Carajás.....	9
Figura 5 - Mapa regional atualizado da Província Carajás, com destaque para a delimitação do Subdomínio Sapucaia (área de estudo) em amarelo.....	11
Figura 6 - Síntese dos dados geocronológicos do Domínio Rio Maria.....	15
Figura 7 - Síntese dos dados geocronológicos do Subdomínio Canaã dos Carajás.....	22
Figura 8 - Síntese dos dados geocronológicos do Subdomínio Sapucaia.....	26
Figura 9 - Síntese dos dados geocronológicos da Bacia Carajás.....	28
Figura 10 - Coluna tectonoestratigráfica das unidades mesoarqueanas da Província Carajás.....	29
Figura 11 - Mapa de amostragem referente à compilação de dados de campo de rochas mesoarqueanas.....	33

TÓPICO III

Figure 1 - Regional context of the Carajás Province (adapted from Nascimento <i>et al.</i> 2023).....	51
Figure 2 - Compiled geochronology of Mesoarchean rocks in the Sapucaia subdomain in the Carajás Province.....	52
Figure 3 - Proposed geological map for the Água Azul do Norte area, indicating the locations of dated samples and illustrating the petrographic facies identified in the Água Limpa sanukitoid suite (modified from Gabriel & Oliveira 2014).....	53
Figure 4 - Field relationships and textural aspects of the Água Limpa sanukitoid suite.....	54
Figure 5 - Classification diagrams [Q-A-P and Q-(A + P)-M'] based on Le Maître <i>et al.</i> (2002) for the Água Limpa sanukitoid suite.....	56
Figure 6 - Microstructural features of the Água Limpa sanukitoid suite.....	57
Figure 7 - Binary diagrams for major and trace elements in the Água Limpa sanukitoid suite.....	59
Figure 8 - Geochemical classification diagrams and magmatic series.....	61

Figure 9 - (a-b) Trace element compositions of the Água Limpa sanukitoid suite are presented as chondrite-normalized REE concentrations and (c-d) primitive mantle-normalized trace element patterns.....	63
Figure 10 - (a-i) Representative zircon backscattered electron (BSE) images and (b-j) U–Pb concordia diagrams for the Água Limpa pluton from the Sapucaia subdomain (Carajás Province).....	67
Figure 11 - Source nature and metasomatic relations for the Água Limpa sanukitoid suite.....	72
Figure 12 - Petrogenetic discrimination diagrams and trace element modeling for the generation of sanukitoids from the Mesoarchean Água Limpa sanukitoid suite.....	74
Figure 13 - Geophysical images and schematic map showing sanukitoid occurrence in Carajás Province.....	79
Figure 14 - Structural map of the Água Azul area showing the location of the Água Limpa and Água Azul sanukitoid plutons across the E–W sinistral and transpressive shear zones.....	80
Figure 15 - 3D representation of the Água Limpa and Água Azul sanukitoids at different crustal levels; the transfer of residual melt is indicated by blue arrows. On the left, photomicrographs under crossed polars of the different types of microstructures associated with shear zones in the study area are shown.....	81

TÓPICO IV

Figure 1 - Regional context of the Carajás Province.....	97
Figure 2 - Geological map of the Água Azul do Norte area, showing the locations of samples analyzed using Hf-O-Pb-Nd methodologies.....	101
Figure 3 - Field relationships and microstructural aspects of the Água Limpa sanukitoid suite...	102
Figure 4 - Geochemical classification diagrams and magmatic series.....	104
Figure 5 - Isotopic data for the Mesoarchean Água Limpa sanukitoid suite.....	109
Figure 6 - Trace element modeling for the generation of sanukitoids from the Água Limpa sanukitoid suite.....	123
Figure 7 - Nature of mantle source and metasomatic relations for the Água Limpa sanukitoid suite.....	128
Figure 8 - Global isotopic correlation for the Água Limpa suite sanukitoids.....	131
Figure 9 - Pb-Hf-Nd-O isotopic modelling of recycled components and its relationship with mantle source.....	135
Figure 10 - Proposed geotectonic model for the Archean crust of the Sapucaia Subdomain.....	139

TÓPICO V

Figure 1 - Regional context of the Carajás Province.....	155
Figure 2 - Field relationships of the granitoids from the Sapucaia Subdomain.....	163
Figure 3 - Migmatization features in the basement of the Sapucaia Subdomain.....	164
Figure 4 - Biotite, plagioclase and epidote classification diagrams of the Sapucaia Subdomain granitoids.....	166
Figure 5 - Bivariate diagrams show the major and trace compositional variations for different granitoids of Sapucaia Subdomain.....	170
Figure 6 - Chondrite-normalized rare earth element (REE) and primitive mantle-normalized multi-elemental variation diagram for the gneisses from Caracol gneisse-migmatite complex (a, b), granodiorite neosome (c, d), Água Fria trondhjemitite (e, f), in-situ leucosome and Xinguara granite (g, h). Chondrite and normalized primitive mantle values are from Sun & McDonough (1989).....	171
Figure 7 - Backscattered electrons (BSE) images of representative zircon grains of each sample analyzed from the orthogneisses of the Caracol gneisse-migmatite complex, and Água Fria trondhjemitite, with their respective in situ U-Pb ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages; white and green values) and Lu-Hf (ϵHf and Hf-TDM^C ; yellow values) data.....	190
Figure 8 - Concordia diagrams (a-h) present zircon U-Pb results for the Sapucaia Subdomain units.....	191
Figure 9 - Concordia diagrams (a-e) present zircon U-Pb results for the Sapucaia Subdomain units, (f) Age vs. steps of Pb evaporation for the Xinguara granite (Leite <i>et al.</i> 2004). Filled square represents isotopic ratio used to calculate the granite age.....	192
Figure 10 - Isotopic data for the units of the Sapucaia Subdomain.....	194
Figure 11 - Mechanisms of magmatic evolution (a-c) and quantitative geochemical modeling for the possible source of gneisses, TTG, and K-granites from the Sapucaia Subdomain, compared with the composition obtained for the magma derived from: (d,g,j) partial melting of Archean tholeiites; (e,h,k) partial melting of enriched Archean tholeiites; (f,i,l) and partial melting of the metabasalts from the Identidade greenstone belt; (m-o) the Caracol orthogneisse as the source for the Xinguara Granite. The diagrams also indicate the melting residue mineralogy.....	203
Figure 12 - Geochemical classification diagrams for the Mesoarchean gneisses, TTG and K- granites from Sapucaia Subdomain.....	207
Figure 13 - Simplified age distribution for the six main groups of late-Archean granitoids (Heilimo <i>et al.</i> 2010, Laurent <i>et al.</i> 2014).....	210
Figure 14 - Proposed geotectonic model for the Archean crust of the Sapucaia Subdomain..	216

TÓPICO VI

Figure 1 - Regional geology from Carajás Province.....	231
Figure 2 - Geologic map (scale 1: 50,000) and magnetic susceptibility (MS) distribution of the Água Limpa suite (Gabriel & Oliveira, 2013, 2014 modified).....	233
Figure 3 - Q-A-P and Q-(A+P)-M plot for the Mesoarchean sanukitoids from the Água Limpa suite (fields according to Le Maitre <i>et al.</i> 2002).....	235
Figure 4 - Mineralogical and textural aspects of the Água Limpa suite.....	236
Figure 5 - MS frequency histogram and comparative modal diagrams for the Água Limpa suite.....	239
Figure 6 - Classification diagram and substitution of elements in amphibole.....	240
Figure 7 - Biotite classification diagrams from the Água Limpa and Água Azul sanukitoids.....	245
Figure 8 - Plagioclase, titanite and epidote classifications of the Água Limpa suite.....	250
Figure 9 - Comparative diagrams based on hornblende compositions using experimental data.....	259
Figure 10 - fO_2 diagrams of the Água Limpa sanukitoid suite from the Sapucaia terrane.....	262
Figure 11 - Diagram showing the predictions of the non-Arrhenian model viscosity of Giordano <i>et al.</i> (2008) applied for the Água Limpa and Água Azul sanukitoids compared to rocks from Carajás Province as a function of temperature.....	265
Figure 12 - Photomicrograph of magmatic epidote and its textural relationships under transmitted light common to all facies of the studied Água Limpa and Água Azul sanukitoids.....	272
Figure 13 - Diagrams based on mineral chemistry of amphibole and biotite.....	276

TÓPICO VII

Figura 1 - Contexto geológico regional da Província Carajás (Nascimento <i>et al.</i> 2023).....	294
Figura 2 - Mapa geológico da área de Água Azul do Norte ilustrando as fácies petrográficas identificadas na Suíte sanukitoide Água Limpa.....	298
Figura 3 - Relações de campo e aspectos texturais dos sanukitoides da Suíte Água Limpa.....	299
Figura 4 - Diagramas de classificação [Q-A-P e Q-(A + P)-M'] baseado em Le Maitre <i>et al.</i> (2002) para os plútons Água Limpa e Água Azul, e suas variedades petrográficas.....	303
Figura 5 - Aspectos microestruturais da Suíte Sanukitoide Água Limpa.....	304
Figura 6 - Comportamento de óxidos e elementos químicos com a variação de Zr.....	306

Figura 7 - Diagramas de Harker para os óxidos de elementos maiores de amostras representativa dos sanukitoides da Suíte Água Limpa.....	308
Figura 8 - Diagramas geoquímicos de elementos menores e traços com amostras representativas dos sanukitoides da Suíte Água Limpa.....	310
Figura 9 - Padrões de distribuição de ETR e multielementar de amostras representativas dos sanukitoides da Suíte Água Limpa: (a-b) comportamento dos elementos traços normalizados com o condrito e (c-d) padrão multielementar normalizado com o manto primitivo de McDonough & Sun (1995).....	312
Figura 10 - Diagramas de classificação geoquímica.....	313
Figura 11 - Diagramas concórdias U-Pb SHRIMP em zircão in situ para os sanukitoides do Subdomínio Sapucaia.....	315
Figura 12 - Topo (A): Mapa de exposição da crosta arqueana em verde (Laurent <i>et al.</i> 2014 modificada). Base (B): Crátons selecionados, cuja evolução dos granitoides arqueanos são bem documentada com sua respectiva idade de distribuição dos principais grupos de granitoides arqueanos modificado de Moyen (2019).....	321
Figura 13 - Feições microestruturais dos sanukitoides mesoarqueanos do Subdomínio Sapucaia.....	327

LISTA DE TABELAS

TÓPICO III

Table 1 - Modal analysis of representative samples from the Água Limpa sanukitoid suite (Água Limpa and Água Azul plutons).....	56

TÓPICO IV

Table 1 - Summary of the geochronological and isotopic data for sanukitoids in the Carajás Province (Amazonian Craton).....	98
Table 2 - Lu-Hf isotope data on zircon by LA-ICP-MS for the Água Limpa suite sanukitoids (Sapucaia subdomain, Carajás Province).....	110
Table 3 - SIMS $\delta^{18}\text{O}$ isotope data for zircon grains in sanukitoids from the Água Limpa suite (Sapucaia subdomain, Carajás Province).....	112
Table 4 - SIMS $\delta^{18}\text{O}$ isotope data for zircon grains in sanukitoids from the Água Limpa suite (Sapucaia subdomain, Carajás Province).....	113
Table 5 - Whole-rock Sm-Nd isotope data for sanukitoids from the Água Limpa suite (Sapucaia subdomain, Carajás Province).....	118
Table 6 - Pb isotopic analyses of K-feldspar in sanukitoids from the Água Limpa suite (Carajás Province, Sapucaia Subdomain).....	120
Table 7 - Pb isotopic analyses of K-feldspar in sanukitoids from the Água Azul pluton (Carajás Province, Sapucaia Subdomain).....	121

TÓPICO VI

Table 1 - Physico-chemical conditions of the representative samples from the Água Limpa sanukitoid suite.....	258
Table 2 - Viscosity ¹ of Archean granitoid magmas from the Água Limpa Suite (Carajás Province) at different liquidus ² to solidus temperatures.....	264
Table 3 - Estimation of the transport rate of magmas based on the kinetic epidote dissolution study of the Archean Água Limpa sanukitoid suite (Carajás Province).....	269
Table 4 - Comparison of the Água Limpa suite with selected granitoids worldwide.....	275

TÓPICO VII

Tabela 1 - Análise modal de amostras representativas da Suíte sanukitoide Água Limpa.....	302
Tabela 2 - Composição química de amostras representativas dos plútons Água Limpa e Água Azul do Subdomínio Sapucaia (Província Carajás).....	309
Tabela 3 - U-Pb SHRIMP em zircão <i>in situ</i> dos sanukitoides mesoarqueanos da Suíte Água Limpa (Subdomínio Sapucaia).....	316

Tabela 4 - U-Pb SHRIMP em zircão <i>in situ</i> dos sanukitoides mesoarqueanos da Suíte Água Limpa (Subdomínio Sapucaia).....	318

LISTA DE SUPLEMENTOS

TÓPICO III

Supplementary Table S1 - Whole-rock and trace geochemical compositions of the Água Limpa and Água Azul plutons in the Sapucaia subdomain (Carajás Province).....	64
Supplementary Table S2 - Zircon U–Pb SHRIMP age data for the sanukitoids of the Água Limpa pluton (Sapucaia subdomain, Carajás Province).....	66
Supplementary Table S3. Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the sanukitoid-type amphibole-biotite tonalite (Água Limpa pluton) from mantle metasomatized by 32% TTG-type melt.....	75
Supplementary Table S4. Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the sanukitoid-type biotite-amphibole granodiorite (Água Limpa pluton) from mantle metasomatized by 32% TTG-type melt.....	75
Supplementary Table S5. Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the sanukitoid-type epidote-amphibole-biotite tonalite (Água Azul pluton) from mantle metasomatized by 32% TTG-type melt.....	76
Supplementary Table S6. Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the sanukitoid-type epidote-amphibole-biotite granodiorite (Água Azul pluton) from mantle metasomatized by 32% TTG-type melt.....	76

TÓPICO IV

Supplementary Table 1 - SIMS $\delta^{18}\text{O}$ isotope data for zircon grains in sanukitoids from the Água Limpa suite (Sapucaia subdomain, Carajás Province).....	114
Supplementary Table 2 - SIMS $\delta^{18}\text{O}$ isotope data for zircon grains in sanukitoids from the Água Limpa suite (Sapucaia subdomain, Carajás Province).....	115
Supplementary Table 3 - SIMS $\delta^{18}\text{O}$ isotope data for zircon grains in sanukitoids from the Água Limpa suite (Sapucaia subdomain, Carajás Province).....	116
Supplementary Table 4 - SIMS $\delta^{18}\text{O}$ isotope data for zircon grains in sanukitoids from the Água Limpa suite (Sapucaia subdomain, Carajás Province).....	117
Supplementary Table 5 - Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the sanukitoid-type moscovite-biotite granodiorite (Água Limpa pluton) from mantle metasomatized by 30% TTG-type melt.....	124
Supplementary Table 6 - Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the sanukitoid-type moscovite-biotite monzogranite (Água Azul pluton) from mantle metasomatized by 32% TTG-type melt.....	125
Supplementary Table 7 - Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the sanukitoid-type moscovite-biotite granodiorite (Água Azul pluton) from mantle metasomatized by 30% TTG-type melt.....	126

TÓPICO V

Supplementary Table 1 - Biotite microprobe analyses (wt. %) of representative samples of the Mesoarchean granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).....	167
Supplementary Table 2 - Plagioclase WDS analyses (wt. %) of representative samples of the Mesoarchean granitoids from the Sapucaia Subdomain (Carajás Province).....	167
Supplementary Table 3 - Epidote microprobe analyses (wt. %) of representative samples of the Mesoarchean granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).....	168
Supplementary Table 4 - Whole-rock geochemical composition for the Mesoarchean granitoids of the Sapucaia Subdomain (Carajás Province).....	172
Supplementary Table 5 - U-Pb SHRIMP in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).....	175
Supplementary Table 6 - U-Pb LA-MC-ICP-MS in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).....	176
Supplementary Table 7 - U-Pb SHRIMP in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).....	177
Supplementary Table 8 - U-Pb SHRIMP in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).....	178
Supplementary Table 9 - U-Pb SHRIMP in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).....	180
Supplementary Table 10 - U-Pb LA-MC-ICP-MS in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).....	181
Supplementary Table 11 - U-Pb LA-MC-ICP-MS in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).....	182
Supplementary Table 12 - U-Pb SHRIMP in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).....	183
Supplementary Table 13 - U-Pb LA-MC-ICP-MS in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).....	184
Supplementary Table 14 - U-Pb LA-MC-ICP-MS in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).....	186
Supplementary Table 15 - U-Pb SHRIMP in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).....	187
Supplementary Table 16 - U-Pb SHRIMP in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).....	187
Supplementary Table 17 - U-Pb LA-MC-ICP-MS in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).....	189

Supplementary Table 18 - Evaporation Pb in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).....	190
Supplementary Table 19 - Lu-Hf isotopic data on zircon by LA-MC-ICP-MS. *Calculated from the ratio $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$, the average value of the continental crust (Griffin <i>et al.</i> 2002)....	193
Supplementary Table 20 - Whole-rock Sm-Nd isotope composition for the Mesoarchean granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).....	195
Supplementary Table 21 - Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the high La/Yb group of the Caracol orthogneiss (Sapucaia Subdomain).....	199
Supplementary Table 22 - Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the low La/Yb group of the Caracol orthogneiss (Sapucaia Subdomain).....	199
Supplementary Table 23 - Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the Água Fria trondhjemite (Sapucaia Subdomain).....	201
Supplementary Table 24 - Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the Xinguara granite (Sapucaia Subdomain).....	204
Supplementary Table 25 - Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the Xinguara granite (Sapucaia Subdomain).....	205

TÓPICO VI

Supplementary Table 1 - Amphibole microprobe analyses (wt %) of representative samples from the Água Limpa suite (Carajás Province).....	241
Supplementary Table 2 - Amphibole microprobe analyses (wt %) of representative samples from the Água Limpa suite (Carajás Province).....	242
Supplementary Table 3 - Amphibole microprobe analyses (wt %) of representative samples from the Água Limpa suite (Carajás Province).....	243
Supplementary Table 4 - Biotite microprobe analyses (wt %) of representative samples from the Água Limpa suite (Carajás Province).....	246
Supplementary Table 5 - Biotite microprobe analyses (wt %) of representative samples from the Água Limpa suite (Carajás Province).....	247
Supplementary Table 6 - Biotite microprobe analyses (wt %) of representative samples from the Água Limpa suite (Carajás Province).....	248
Supplementary Table 7 - Biotite microprobe analyses (wt %) of representative samples from the Água Limpa suite (Carajás Province).....	249
Supplementary Table 8 - Plagioclase WDS analyses (wt %) of representative samples from the Água Limpa suite (Carajás Province).....	251

Supplementary Table 9 - K-Feldspar WDS analyses (wt %) of representative samples from the Água Limpa suite (Carajás Province).....	252
Supplementary Table 10 - Titanite WDS analyses (wt %) of representative samples from the Água Limpa suite (Carajás Province).....	255
Supplementary Table 11 - Epidote WDS analyses (wt %) of representative samples from the Água Limpa suite (Carajás Province).....	256
Supplementary Table 12 - Representative whole rock geochemical composition used to calculate the viscosity of the Água Limpa sanukitoid suite magmas.....	265

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	iv
AGRADECIMENTOS.....	v
EPÍGRAFE.....	vii
RESUMO.....	viii
ABSTRACT.....	x
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	xii
LISTA DE TABELAS.....	xvii
LISTA DE SUPLEMENTOS.....	xix
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 ESTRUTURA DA TESE.....	3
1.3 COLABORAÇÕES E HONRARIAS.....	5
1.4 LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	8
1.5 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	9
1.5.1 Domínio Rio Maria.....	10
1.5.2 Domínio Carajás.....	16
1.5.2.1 Subdomínio Canaã dos Carajás.....	16
1.5.2.2. Subdomínio Sapucaia.....	23
1.5.2.3 Bacia Carajás.....	27
1.6 JUSTIFICATIVA.....	30
1.7 OBJETIVOS.....	31
2 MATERIAIS E MÉTODOS.....	32
2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA.....	32
2.2 MAPEAMENTO E AMOSTRAGEM.....	32
2.3 PETROGRAFIA E MICROESTRUTURAL.....	34
2.4 GEOQUÍMICA EM ROCHA-TOTAL.....	34
2.5 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV) E MICROSSONDA.....	35
2.6 GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO IN SITU.....	36
2.7 ANÁLISE ISOTÓPICA DE Sm-Nd EM ROCHA-TOTAL.....	39
2.8 Lu-Hf EM ZIRCÃO IN SITU POR LA-MC-ICP-MS.....	40
2.9 ANÁLISE DE ISÓTOPOS DE $\delta^{18}\text{O}$ EM ZIRCÃO.....	40

2.10 ANÁLISE DE ISÓTOPO DE Pb EM FELDSPATO.....	41
2.11 MODELAGEM GEOQUÍMICA.....	42
3 ARTIGO 1 GEOLOGY, GEOCHEMISTRY AND ZIRCON SHRIMP U–Pb GEOCHRONOLOGY OF MESOARCHEAN HIGH-Mg GRANITOIDS: CONSTRAINTS ON PETROGENESIS, EMPLACEMENT TIMING AND DEFORMATION OF THE ÁGUA LIMPA SUITE IN THE CARAJÁS PROVINCE, SE AMAZONIAN CRATON.....	44
4 ARTIGO 2 CRUSTAL CONTAMINATION AND INSIGHTS INTO DIACHRONOUS CHANGES TOWARD MODERN TECTONICS: EVIDENCE FROM Hf-Nd-O-Pb ISOTOPE OF SANUKITOIDS FROM THE AMAZONIAN CRATON.....	91
5 ARTIGO 3 FROM GNAISSE-MIGMATIZED TO CRUSTALLY-DERIVED GRANITES: EVIDENCE OF PARTIAL MELTING AND REWORKING DURING THE MESOARCHEAN CRUSTAL EVOLUTION IN THE SOUTHEASTERN CARAJÁS PROVINCE (AMAZONIAN CRATON, BRAZIL).....	149
6 ARTIGO 4 MINERAL CHEMISTRY OF THE ÁGUA LIMPA SUITE: INSIGHTS INTO PETROLOGICAL CONSTRAINTS AND MAGMA ASCENT RATE OF MESOARCHEAN SANUKITOIDS FROM THE SAPUCAIA TERRANE (CARAJÁS PROVINCE, SOUTHEASTERN AMAZONIAN CRATON, BRAZIL).....	225
7 ARTIGO 5 ORIGEM, AFINIDADES PETROLÓGICAS E SIGNIFICADO TECTÔNICO DA SUÍTE SANUKITOIDE ÁGUA LIMPA DO SUBDOMÍNIO SAPUCAIA, SUDESTE DA PROVÍNCIA CARAJÁS (CRÁTON AMAZÔNICO).....	287
8 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	338
REFERÊNCIAS.....	342
ANEXOS.....	359
ANEXO A.....	360
ANEXO B.....	379

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

As associações tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG) e os cinturões de *greenstone* constituem aproximadamente 60–80% da crosta arqueana exposta em diversos crátons (Ranjan *et al.* 2020, Kemp *et al.* 2023, Oliveira *et al.* 2023). No entanto, mapeamento geológico de terrenos arqueanos, evidenciam que esses granitoides se encontram geralmente deformados e/ou metamorfisados, com obliteração das estruturas primárias e formação de feições migmatíticas. Os granitos *lato sensu* (sanukitoides, granitos potássicos e híbridos) representam cerca de 20% da crosta arqueana e são, geralmente, intrusivos no embasamento TTG (Laurent *et al.* 2014). A transição de granitoides sódicos para granitos potássicos marca uma fase crítica da diferenciação intracrustal e da evolução tectônica do Arqueano (Hawkesworth *et al.* 2018). Assim, a investigação das relações petrogenéticas, assinaturas isotópicas e o arcabouço estrutural dessas rochas é essencial para compreender os mecanismos de crescimento e maturação da crosta em crátons arqueanos, bem como sua evolução tectono-metamórfica. Os migmatitos, formados por fusão parcial de protólitos plutônicos, desempenham um papel crucial nesses processos, representando tanto produtos quanto agentes da diferenciação crustal (Sawyer 2008). Suas características geoquímicas são controladas pela composição do protólito e pelas reações de fusão, que induzem um desequilíbrio químico entre o fundido (*melt*) e o resíduo. Esse desequilíbrio favorece a migração do fundido e retrabalhamento crustal (Sawyer 2010).

A área de estudo está inserida no contexto geológico da Província Carajás e faz parte do Subdomínio Sapucaia. O estudo do Subdomínio Sapucaia ganha relevância devido à sua localização limítrofe entre os Domínios Rio Maria e Carajás. Recentes estudos admitiram contrastes litológicos, estruturais e tectônicos entre esses domínios (Dall'Agnol *et al.* 2013, Marangoanha *et al.* 2020, Silva *et al.* 2023). Os primeiros trabalhos desenvolvidos no Subdomínio Sapucaia permitiram a individualização de unidades predominantemente mesoarqueanas, incluindo: anfibolitos, metavulcânicas máficas a ultramáficas e intermediárias do cinturão de *greenstone* Sapucaia, associações TTG, sanukitoides, leucogranitos potássicos, leucogranodioritos de alto Ba-Sr “híbridos” e sódicos (Leite *et al.* 2004, Ronaib & Oliveira 2013, Santos *et al.* 2013a, 2013b, Teixeira *et al.* 2013, Marangoanha & Oliveira 2014, Gabriel & Oliveira 2014, Rodrigues *et al.* 2014, Silva *et al.* 2014, Sousa *et al.* 2015, Santos *et al.* 2018, Nascimento *et al.* 2024). Embora granitos subalcalinos neoarqueanos e granitos paleoproterozoicos também ocorram no Subdomínio Sapucaia, estes não são o foco desta tese. Os estudos anteriores contribuíram para o avanço no conhecimento

geológico e nas afinidades geoquímicas das unidades aflorantes, bem como a obtenção de dados geocronológicos preliminares ainda não publicados (Leite-Santos 2016, Souza-Pinto 2023). Alguns desses dados foram cedidos pelo Prof. João Orestes Schneider Santos (*Curtin University* - Austrália) como parte da tese de Fabriciana Vieira Guimarães (não concluída), ex-doutoranda orientada pelo Prof. Roberto Dall'Agnol do GPPG/UFPa. Porém, algumas amostras foram reanalisadas durante o desenvolvimento desta tese. Apesar do volumoso banco de dados gerados pelos mapeamentos geológicos na área, até o início desta tese, eles ainda não haviam sido integrados em um modelo de evolução crustal para o Subdomínio Sapucaia. Ademais, desde a década de 1990, estruturas migmatíticas foram identificadas no embasamento TTG desta região (Araújo & Maia 1991, Machado *et al.* 1991), mas receberam pouca atenção e careciam de descrição detalhada (Santos *et al.* 2018).

Com o intuito de preencher essa lacuna no conhecimento e compreender o papel desses processos na evolução da Província Carajás, esta tese discute o modo de ocorrência e morfologia dos migmatitos relacionados aos ortognaisses do embasamento do Subdomínio Sapucaia. Além disso, são apresentados dados geocronológicos e isotópicos inéditos de U–Pb–Hf–Nd– $\delta^{18}\text{O}$ para as rochas mesoarqueanas, destacando a interação manto-crosta durante o Mesoarqueano. A obtenção análises de isótopos de Oxigênio em zircão e Pb em feldspato *in situ* representam um avanço significativo no entendimento dos processos de contaminação crustal e são os primeiros dados obtidos usando estas metodologias em rochas mesoarqueanas da Província Carajás.

Esta pesquisa está vinculada à linha de pesquisa "Petrologia e Evolução Crustal" do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da Universidade Federal do Pará (UFPA). As metas e objetivos deste estudo fazem parte do convênio CNPq (Apoio à projetos de pesquisa científica, tecnológica e inovação - Proc. 140684/2021-2), do projeto "Os terrenos Arqueanos do Cráton Amazônico no Brasil e seus cinturões acrecionários: geocronologia e geotectônica" (CNPq/MCTI/FNDCT N° 18/2021), coordenado pelo Prof. Moacir José Buenano Macambira, e o projeto "Evolução crustal e metalogênese da Amazônia" coordenado pelo Prof. Davis Carvalho de Oliveira (INCT N° 58/2022).

1.2 ESTRUTURA DA TESE

A estrutura organizacional deste documento inclui o Tópicos 1 e 2 que abordam a introdução da temática geral da tese, colaborações e honrarias, localização da área de estudo, contexto geológico regional, justificativa, objetivos e metodologias aplicadas. Os resultados alcançados serão apresentados e discutidos na forma de quatro artigos científicos (Tópicos 3, 4, 5 e 6) e um capítulo de livro (Tópico 7), e abordados de forma integrada nas considerações finais. Anexados à esta tese, resumos expandidos publicados em conferências nacionais e internacionais, são apresentados no final do documento. Os artigos serão apresentados na seguinte ordem:

Artigo 1: Geology, geochemistry and zircon SHRIMP U–Pb geochronology of Mesoarchean high-Mg granitoids: constraints on petrogenesis, emplacement timing and deformation of the Água Limpa suite in the Carajás Province, SE Amazonian Craton.

Publicado na revista Journal of Geological Society em 2024.

Este artigo reúne dados de geologia, contexto estrutural, petrografia, geoquímica em rocha total, geocronologia U-Pb SHRIMP em zircão *in situ* e modelamento geoquímico dos plútons de afinidade sanukitoide Água Azul e Água Limpa. Este trabalho discute as afinidades geoquímicas, petrogênese, colocação e processos magmáticos envolvidos na geração dos sanukitoides. Isso permitiu discutir o significado das idades e comparação com rochas similares da Província Carajás e outros crátons arqueanos, natureza da fonte, características dos agentes metassomáticos, processos que controlaram a origem destas rochas, além do impacto da deformação na colocação dos sanukitoides estudados.

Artigo 2: Crustal contamination and insights into diachronous changes toward modern tectonics: evidence from Hf-Nd-O-Pb isotope of sanukitoids from the Amazonian Craton.

Submetido à revista Geoscience Frontiers em 2025.

Este artigo reúne dados de isótopos de Sm-Nd em rocha total, Lu-Hf e $\delta^{18}\text{O}$ em zircão *in situ*, Pb em feldspato *in situ*, e modelamento geoquímico dos plútons de afinidade sanukitoide Água Azul e Água Limpa. Este trabalho discute as características isotópicas da fonte parental dos sanukitoides, evidências de reciclagem intracrustal, o regime tectônico mais provável de formar sanukitoides, e propõe um modelo tectônico para a geração dos sanukitoides do

Subdomínio Sapucaia. Isso permitiu discutir o significado dos dados isotópicos e comparação com rochas similares da Província Carajás e outros crátons arqueanos.

Artigo 3: From Gnaiss-migmatized to crustally-derived granites: evidence of partial melting and reworking during the Mesoarchean crustal evolution in the southeastern Carajás Province (Amazonian Craton, Brazil).

Em preparação.

Este artigo reúne dados de geologia, descrição das estruturas de migmatitos do embasamento gnáissico, geoquímica de rocha-total, geocronologia, isótopos de Sm-Nd em rocha total, Lu-Hf em zircão *in situ*, modelamento geoquímico e química mineral de metagranitoides do Complexo gnáissico-migmatítico Caracol (Água Azul, Caracol, Colorado, São Carlos), o Trondhjemitó Água Fria (TTG) e o plúton Xinguara (granito-K). Este trabalho discute a petrogênese, crescimento crustal, retrabalhamento, anatexia e reologia da crosta do Subdomínio Sapucaia e implicações geodinâmicas para a Província Carajás. Isso permitiu discutir o significado dos dados isotópicos e comparação com rochas similares em outros crátons arqueanos, a fim de propor um modelo geodinâmico integrado.

Artigo 4: Mineral chemistry of the Água Limpa suite: insights into petrological constraints and magma ascent rate of Mesoarchean sanukitoids from the Sapucaia Terrane (Carajás Province, southeastern Amazonian Craton, Brazil).

Publicado na revista Journal of South America Earth Science em 2023.

Este artigo reúne dados sobre geologia, petrografia, petrologia magnética e química mineral referentes aos plútons de afinidade sanukitoide Água Azul e Água Limpa. Esse estudo permitiu caracterizar as variedades granitoides existentes com base na propriedade de susceptibilidade magnética, composição química de anfibólio, biotita, epídoto, titanita e óxidos de Fe-Ti e suas relações. A caracterização mineral permitiu a discussão dos parâmetros de cristalização dos sanukitoides em termos de temperatura, pressão, fugacidade de oxigênio (fO_2) e conteúdo de água, assim como a viscosidade e a taxa de transporte do magma baseado em estudos experimentais de dissolução de epídoto.

Artigo 5: Origem, afinidades petrológicas e significado tectônico da Suíte Sanukitoide Água Limpa do Subdomínio Sapucaia, sudeste da Província Carajás (Cráton Amazônico).

Aceito para publicação no Contribuições à Geologia da Amazônia (Sociedade Brasileira de Geologia – núcleo norte) em 2025.

Este artigo reúne dados geológicos, petrográficos, microestruturais, geoquímicos e de geocronologia dos plútons de afinidade sanukitoide Água Azul e Água Limpa. Apresenta uma abordagem preliminar das afinidades petrológicas, dos processos petrogenéticos na fonte parental dos sanukitoides, bem como aspectos de microtectônica, mecanismos de ascensão e colocação e o significado tectônico desses granitoides na província.

1.3 COLABORAÇÕES E HONRARIAS

Durante a elaboração desta tese, a autora publicou três resumos expandidos no 17º Simpósio Regional de Geologia em Santarém, apresentando resultados preliminares sobre os sanukitoides da Suíte Água Limpa (Nascimento *et al.* 2023a), os gnaisses do Complexo Gnáissico-Migmatítico Caracol (Nascimento *et al.* 2023b) e os TTGs do Subdomínio Sapucaia (Nascimento *et al.* 2023c). Além disso, integrou a coautoria de artigos internacionais e trabalhos regionais sobre química mineral, petrologia magnética e geotermobarometria em rochas graníticas (Nery *et al.* 2023, Aleixo *et al.* 2023, Fonseca *et al.* 2025). Sua contribuição estendeu-se ao estudo de granitoides mesoarqueanos e neoarqueanos da Província Carajás, incluindo sanukitoides e charnoquitos da região de Ourilândia do Norte (Silva *et al.* 2023, Felix *et al.* 2023), TTGs do Domínio Rio Maria (Machado *et al.* 2023a,b) e granitos alto Ba-Sr da área de Nova Canadá (Leite-Santos *et al.* 2023). Nos últimos anos, a doutoranda colaborou diretamente na elaboração de um mapa geológico regional da Província Carajás, apresentado na seção "Contexto Geológico Regional" desta tese. Esse mapa integra os resultados alcançados pelo GPPG/UFPA a longo dos últimos anos e foi divulgado em um resumo expandido (Oliveira *et al.* 2023) e em um capítulo de livro aceito na coletânea "Contribuições à Geologia da Amazônia" (Oliveira *et al.* *in press*). O estudo propõe uma redefinição estratigráfica de unidades arqueanas da Província Carajás.

A autora realizou um período de Doutorado Sanduíche na Universidade de Turku, Finlândia (junho a dezembro de 2024), sob a supervisão do Prof. Esa Heilimo. Nesse período, participou do Simpósio *Lithosphere* em Espoo, onde publicou dois resumos expandidos: “*Metamorphic insights into the Archean Basement of the Carajás Province and its Affinity with the Karelia and Kola Provinces*” e “*Origin and tectonic significance of Archean sanukitoids: correlation between the Carajás and Karelia Provinces*”. Esses estudos estabeleceram comparações entre as rochas arqueanas da Província Carajás e do Cráton



Lithosphere 2024

November 12-14, 2024, Espoo

Award certificate

Aline Nascimento

has been awarded for the best student poster in the symposium

A.C. Nascimento, D.C. Oliveira and E. Heilimo: Metamorphic insights
into the Archean Basement of the Carajás Province and its Affinity
with the Karelia and Kola Provinces

The awarded sum is € 200.

Espoo, November 14, 2024

On behalf of the Finnish National Lithosphere Committee

Suvi Heinonen
chairperson

Toni Veikkolainen
secretary

Figura 2 - Certificação do prêmio de melhor pôster apresentado na forma oral em inglês no *Lithosphere Symposium*, realizado em Espoo (Finlândia), durante o período de Doutorado Sanduíche financiado pela Capes.

1.4 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo (Fig. 3) abrange parte dos municípios de Água Azul do Norte, Xinguara, Sapucaia e Canaã dos Carajás, sudeste do estado do Pará, e está inserida na porção norte das Folhas SB-22-Z-C-II e -III (Vila de Rio Maria e Xinguara, respectivamente) e porção sul das Folhas SB-22-Z-A-V e -VI (Parauapebas e Água Fria, respectivamente). O acesso à área pode ser realizado por via terrestre, a partir de Belém, pela BR-155, passando pelas cidades de Sapucaia e Xinguara, e prosseguindo pela rodovia PA-279 até o município de Água Azul do Norte. O acesso aéreo pode ser realizado a partir dos aeroportos de Belém e Marabá e/ou Belém e Carajás (Parauapebas).

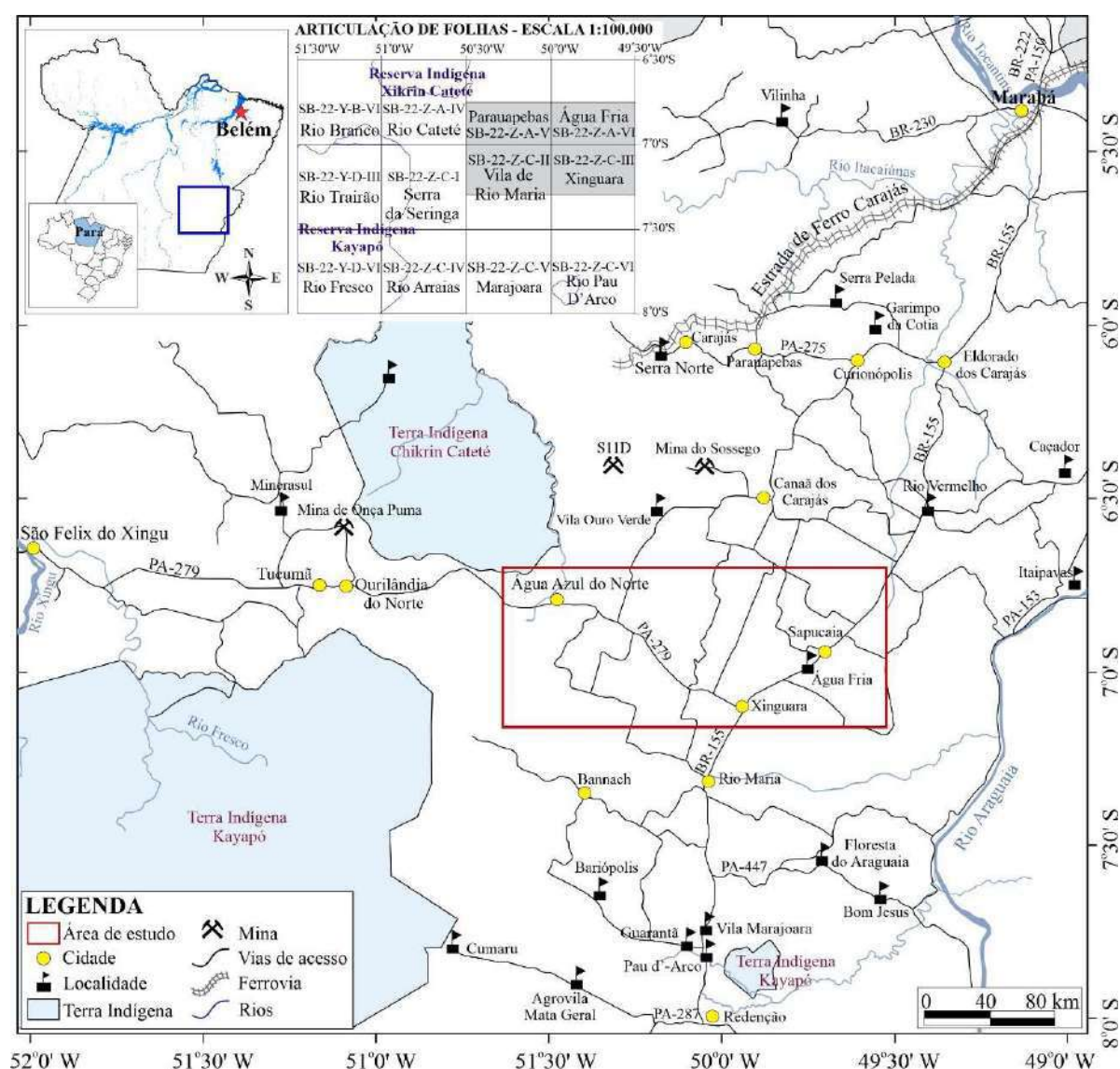


Figura 3 - Mapa de localização e acesso da área de estudo.

1.5 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Carajás (PC), considerada o maior núcleo arqueano preservado do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981 – Fig. 4a), é interpretada como uma província independente por Santos (2003) ou pertencente a Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira 2004 – Fig. 4b). Inicialmente, Souza *et al.* (1996) denominaram a porção sul da província de Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) e a porção à norte de Bloco Carajás. Já Dall’Agnol *et al.* (1997) e Dall’Agnol *et al.* (2006) indicaram que a região compreendida entre a cidade de Xinguara e o sul da Serra dos Carajás corresponderia a uma zona de transição afetada pelos eventos de retrabalhamento atuantes no Bloco Carajás, e que levou a denominação informal de Domínio de Transição, e posteriormente, redefinido como Subdomínio de Transição (SDT) por Feio *et al.* (2012) e Feio & Dall’Agnol (2012). Em revisão da geologia do estado do Pará, Vasquez *et al.* (2008) adotaram as denominações de Domínio Rio Maria (DRM) para a porção à sul e Domínio Carajás (DC) para a porção à norte da província, como originalmente proposto por Santos (2003). Com o avanço no detalhamento do mapeamento geológico e novas aquisições de dados geológicos, estruturais e geofísicos, Dall’Agnol *et al.* (2013) admitiram que o Domínio Carajás não corresponderia a uma crosta tectonicamente homogênea, levando a sua subdivisão em segmentos crustais estruturalmente distintos, denominados de Domínio Sapucaia a sul, Domínio Canaã dos Carajás a norte e, Bacia Carajás, representante das unidades supracrustais no extremo norte da província. Porém, ao denominá-los também como *domínios* inseridos no contexto do já consagrado Domínio Carajás, originou-se uma confusão na nomenclatura e entendimento da compartimentação da província. Com intuito de distingui-los daqueles anteriormente definidos e de abrangência mais regional, foi adotado nesta tese as designações de Subdomínio Sapucaia, Subdomínio Canaã dos Carajás e Bacia Carajás, todos pertencentes ao Domínio Carajás (Fig. 4c).

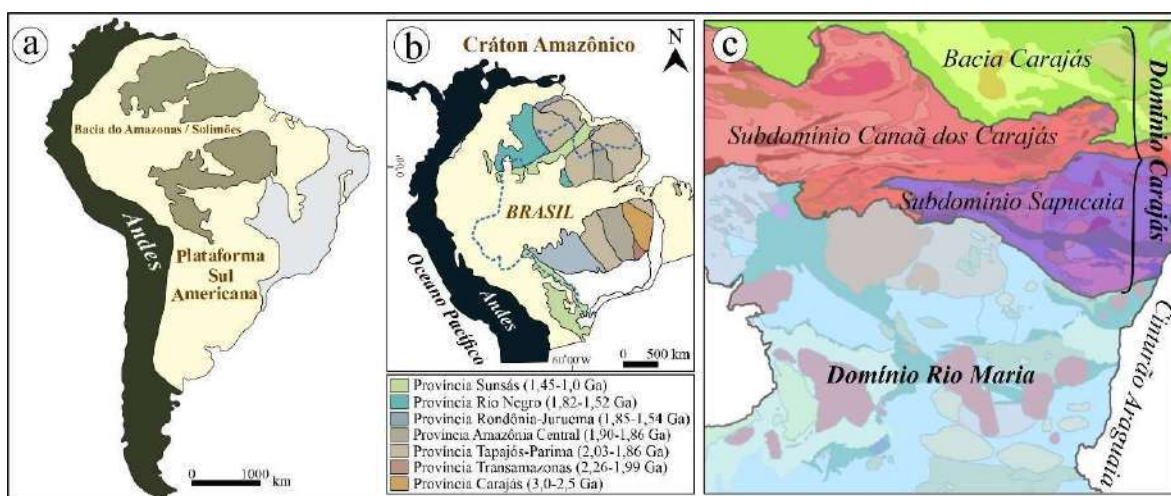


Figura 4 - Contexto geológico da Província Carajás: (a) localização do Cráton Amazônico na Plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.* 1981); (b) localização da Província Carajás no Cráton Amazônico (Santos 2003, Tassinari & Macambira 2004); e (c) compartimentação tectônica (Dall’Agnol *et al.* 2013).

1.5.1 Domínio Rio Maria

O Domínio Rio Maria (DRM) é formado por rochas mesoarqueanas (3,0-2,86 Ga). É considerado um clássico terreno granito-*greenstone* composto por sequências *greenstone belts* (3,0 – 2,9 Ga) dos grupos Andorinhas e Tucumã-Gradaús (Silva *et al.* 2021), complexos máfico-ultramáficos (~ 2,97 Ga; Serra Azul e Guara-Pará), granitoides tipo TTG, sanukitoides e variedades híbridas (Almeida *et al.* 2011, 2013, 2017, Guimarães *et al.* 2010, Leite *et al.* 2004, Oliveira *et al.* 2009, 2010b, 2011, Silva & Oliveira 2013, Silva-Silva *et al.* 2020), os quais evoluíram em um intervalo de cerca de 160-200 Ma. Também integram este domínio coberturas sedimentares paleoproterozóicas (grupos Gemaque, Rio Fresco e Formação Gorotire - Sousa *et al.* 2020) e granitos anorogênicos tipo A, de idade *ca.* 1,88 Ga, representados pela Suíte Jamon (Dall’Agnol *et al.* 1999, Teixeira *et al.* 2018, 2019), que serão descritos abaixo (Fig. 5, 6):

a) *Greenstone Belts*

As associações *greenstone belts* são representadas pelos grupos **Andorinhas e Tucumã-Gradaús**, compostas por sequências metavulcanossedimentares metamorfisadas em fácies xisto-verde baixo a alto, tais como metabasaltos, ortoanfibolitos, xistos ultramáficos, metaperidotitos, metapiroxenitos, metadacitos, metagabros, serpentinitos, metakomatiitos e subordinadas intercalações de formações ferríferas bandadas (Docegeo 1988, Araújo & Maia 1991, Souza 1994, Souza *et al.* 2001, Santos & Pena-Filho 2000, Vasquez *et al.* 2008, Sousa *et al.* 2020, Silva *et al.* 2021). Idades entre 3,05-2,9 Ga foram obtidas pelos métodos U-Pb em zircão (Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lancelot 1996, Avelar *et al.* 1999, Rolando & Macambira 2003, Tassinari *et al.* 2005), isócrona Sm-Nd (Souza *et al.* 2001) e evaporação de Pb em zircão detrítico (Azevedo *et al.* 2004). Idade modelo Nd- T_{DM} entre 2,78 e 3,04 Ga e valores positivos de ϵ_{Nd} +0,11 a +4,25 indicam uma derivação mantélica mesoarqueana para essas rochas (Souza *et al.* 2001).

b) Magmatismo máfico-ultramáfico

É representado pelo **Complexo Serra Azul** (Docegeo 1988) constituído por dunitos cumuláticos, piroxenitos, peridotitos, gabros e anortositos; e pelo **Complexo Guara-Pará**, formado por olivina gabros com subordinada ocorrência de dunitos e peridotitos serpentinizados (Macambira *et al.* 1986). Foi obtida para o Complexo Serra Azul idade de cristalização U-Pb em zircão de 2970 ± 7 Ma (Pimentel & Machado 1994), enquanto o Complexo Guara-Pará ainda não possui datação publicada, mas admite-se que ambos são coevos ao Grupo Tucumã-Gradaús (Sousa *et al.* 2020, Silva *et al.* 2021).

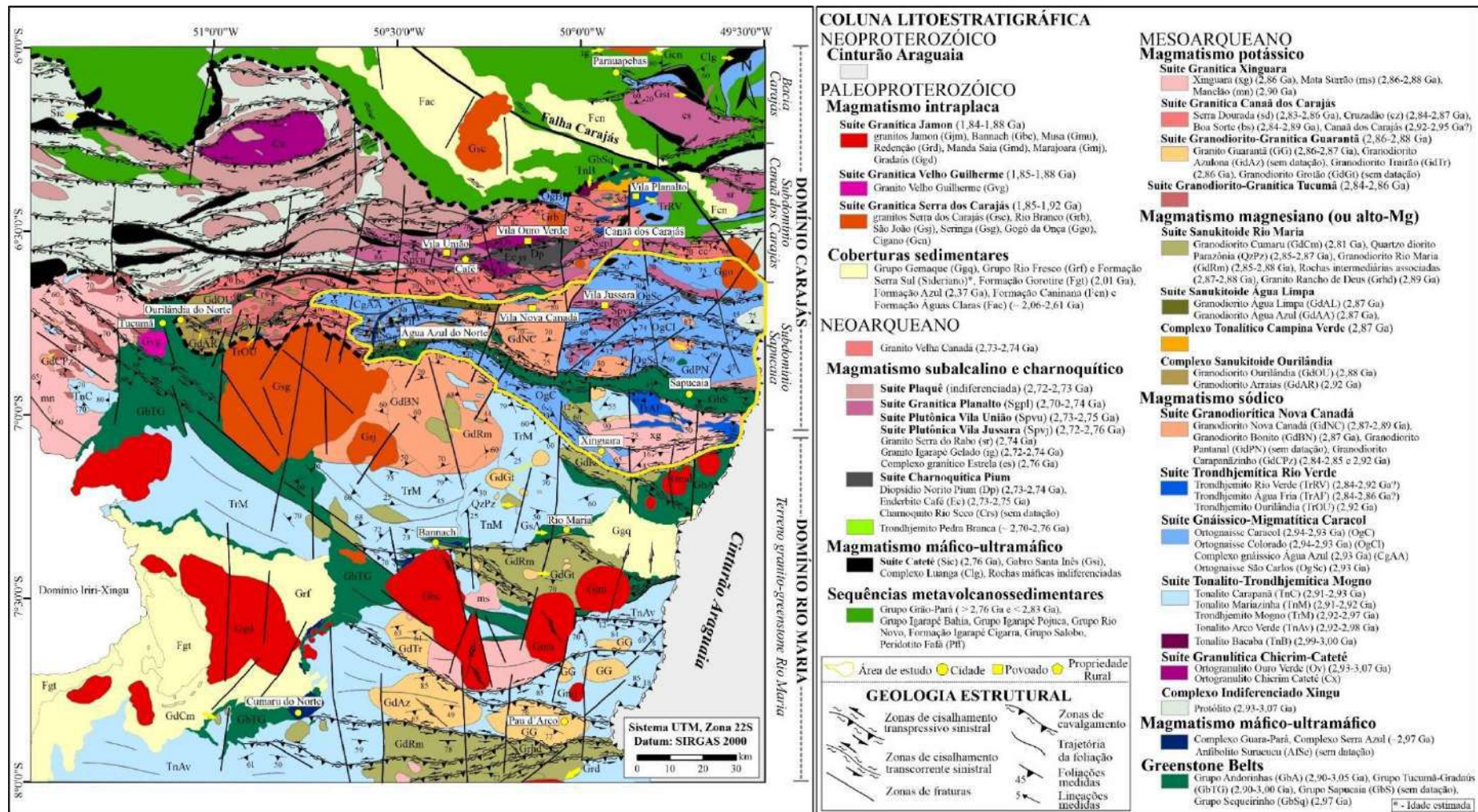


Figura 5 - Mapa regional atualizado da Província Carajás, com destaque para a delimitação do Subdomínio Sapucaia (área de estudo) em amarelo. Fonte: (Leite *et al.* 2004, Gabriel *et al.* 2010, Oliveira *et al.* 2010a, Ronaib & Oliveira 2013, Santos *et al.* 2013a, Santos *et al.* 2013b, Teixeira *et al.* 2013, Marangoanha & Oliveira 2014, Gabriel & Oliveira 2014, Rodrigues *et al.* 2014, Silva *et al.* 2014, Sousa *et al.* 2015, Santos *et al.* 2018).

c) Magmatismo sódico

Como representantes do magmatismo sódico deste terreno incluem-se a **Suíte Tonalito-Trondhjemitica Mogno** e a **Suíte Granodiorítica Nova Canadá**. A primeira foi proposta por Oliveira *et al.* (2023) para agrupar as unidades de afinidade TTG formadas episodicamente em dois momentos distintos, as mais antigas (2,98-2,96 Ga) são representadas pelo Trondhjemitito Mogno e Tonalito Arco Verde (Rolando & Macambira 2003, Almeida *et al.* 2010, 2011), e as mais novas (2,94 – 2,92 Ga), pelo Tonalito Mariazinha e Tonalito Carapanã (Leite *et al.* 2004, Almeida *et al.* 2011, Silva-Silva *et al.* 2020). E a segunda agrupa rochas de afinidade sódica e com alto conteúdo de Ba e Sr representadas pelo Granodiorito Bonito (Silva & Oliveira 2013) e o Granodiorito Carapanãzinho (Silva-Silva *et al.* 2020), ambos formalizados como unidades litoestratigráficas. O Granodiorito Bonito está situado na porção sul de Água Azul do Norte e é caracterizado por biotita granodioritos e leucogranodioritos, com idade de 2,87 Ga por U-Pb SHRIMP em zircão (Leite-Santos 2016) e o Granodiorito Carapanãzinho por granodioritos heterogranulares aflorantes nos arredores de Tucumã, e datado em 2,85-2,84 Ga por U-Pb SHRIMP em zircão (Souza D.B. 2018).

d) Magmatismo magnesiano (alto-Mg)

É representado pela **Suíte Sanukitoide Rio Maria**, composta pelo Granodiorito Rio Maria (área tipo Bannach – Oliveira *et al.* 2011), Granodiorito Cumarú (Santos & Leonardos 1995), Quartzo-Diorito Parazônia (Guimarães 2009), Granito Rancho de Deus (Dias 2009), além de corpos satélites espalhados nas regiões de Pau D'Arco, Redenção, Ourilândia do Norte e Tucumã (Althoff *et al.* 2000, Rolando & Macambira 2003, Oliveira *et al.* 2009, Vasquez *et al.* 2008, Silva *et al.* 2018, Silva-Silva *et al.* 2020). De modo geral, essas rochas são intrusivas nas unidades TTG e *greenstone belts* e apresentam marcante presença de enclaves máficos. As unidades da Suíte Rio Maria foram datadas entre 2,89-2,85 Ga, com pico de cristalização em 2,87 Ga, a partir de análises U-Pb e evaporação de Pb em zircão (Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lancelot 1996, Avelar *et al.* 1999, Dall'Agnol *et al.* 1999, Rolando & Macambira 2003, Almeida *et al.* 2013), exceto o Granodiorito Cumarú (2,82 Ga por evaporação de Pb em zircão; Lafon & Scheller 1994).

e) Magmatismo potássico

É representado pela **Suíte Granítica Xinguara**, que agrupa os plútons de afinidade cálcico-alcalina alto-K representados pelo Granito Xinguara (Leite 1995), Mata Surrão (Duarte *et al.* 1991) e *stocks* afins distribuídos pelo DRM (Althoff *et al.* 2000, Sousa *et al.* 2020) e na

porção sul do Subdomínio Sapucaia (Leite *et al.* 2004). Mais recentemente, Oliveira *et al.* (2023, *in press*) propuseram integrar à essa suíte o Granito Manelão, unidade que foi recentemente individualizada na área de Tucumã (Silva-Silva *et al.* 2020). De modo geral, essas rochas são datadas entre 2,88-2,86 Ga por evaporação de Pb em zircão (Lafon *et al.* 1994, Leite *et al.* 2004), exceto o Granito Manelão (idade de 2905 ± 12 Ma por U-Pb SHRIMP em zircão; Souza D.B. 2018). Segundo Leite *et al.* (2004), a petrogênese dessas rochas está associada à anatexia crustal de fonte tonalítica ou trondhjêmica de afinidade TTG; **Suíte Granodiorito-Granítica Guarantã**, composta pelo Granito Guarantã e Granodioritos Azulona, Trairão e Grotão que apresentam assinatura composicional enriquecida em Ba e Sr (Althoff *et al.* 2000, Almeida *et al.* 2013, Dias 2009, Guimarães *et al.* 2010). Essas rochas são datadas em 2,87-2,86 Ga por LA-ICP-MS em zircão *in situ* (Almeida *et al.* 2013), e sua petrogênese está relacionada à mistura (hibridização) em diferentes proporções de magmas de composição trondhjêmica (afinidade TTG – derivada de crosta oceânica hidratada) com magmas de composição granítica alto Ba-Sr (afinidade sanukitoide – derivados do manto enriquecido) (Almeida *et al.* 2010); **Suíte Granodiorito-Granítica Tucumã**, é composta por granodioritos e monzogranitos heterogranulares, que afloram como *stocks* nos arredores de Ourilândia do Norte e Tucumã (Silva *et al.* 2018, Silva-Silva *et al.* 2020). Essas rochas apresentam assinatura geoquímica cálcico-alcalina potássica, com alto conteúdo de HFSE (Ti, Zr e ETR) e LILE (Ba e Sr) (Silva-Silva *et al.* 2020). Dados preliminares indicam idade de cristalização entre 2,86-2,84 Ga por U-Pb SHRIMP em zircão (Souza D.B. 2018) e uma origem híbrida, com participação de magmas derivados do manto enriquecido e da crosta continental (Silva *et al.* 2018, Silva *et al.* 2022).

f) Coberturas sedimentares

As coberturas sedimentares são representadas pelos **Grupos Rio Fresco e Gemaque** (Santos & Pena-Filho 2000) e pela **Formação Gorotire** (Barbosa *et al.* 1966). São compostos por sedimentos clásticos (arenitos e conglomerados) intercalados com camadas de sedimentos químicos (argilitos, siltitos e folhelhos), interpretados como produto de uma sedimentação predominantemente continental de sistema de leque aluvial, fluvial entrelaçado e planície de inundação; e subordinada incursão de sistema marinho costeiro associado a pântanos, mangues e lagunas (Cunha *et al.* 1984, Macambira *et al.* 1986, Santos & Pena-Filho 2000). Apesar do posicionamento estratigráfico controverso, neste trabalho é considerada a proposta do Serviço Geológico do Brasil que as posicionam no Paleoproterozóico, entre o Sideriano e o Riaciano (Vasquez *et al.* 2008, Sousa *et al.* 2020).

g) Magmatismo intraplaca

Os corpos graníticos correlacionados ao magmatismo intraplaca no DRM são aqueles pertencentes à **Suíte Intrusiva Jamon** composta pelos Granitos Jamon, Musa, Redenção, Bannach, Gradaús, Manda Saia, Marajoara, além de diques associados de composição dacítica a granítica (Dall'Agnol *et al.* 1986, Rivalenti *et al.* 1998, Silva *et al.* 2016). Essas rochas foram datadas por U-Pb e evaporação de Pb em zircão entre 1,89-1,85 Ga, com pico de cristalização em 1,88 Ga (Teixeira *et al.* 2002, Dall'Agnol *et al.* 2005, Teixeira *et al.* 2018, Santos R.F. *et al.* 2018). A petrogênese desses granitos é associada à fusão parcial de rochas quartzo-feldspáticas, o que está em conformidade com dados isotópicos de Nd que sugerem uma origem crustal arqueana (Teixeira *et al.* 2019), com Nd- T_{DM} variando entre 3,3-2,6 Ga, e valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ entre -12 e -8 (Rämö *et al.* 2002, Teixeira *et al.* 2002, Dall'Agnol *et al.* 2005, Teixeira *et al.* 2017, 2019).

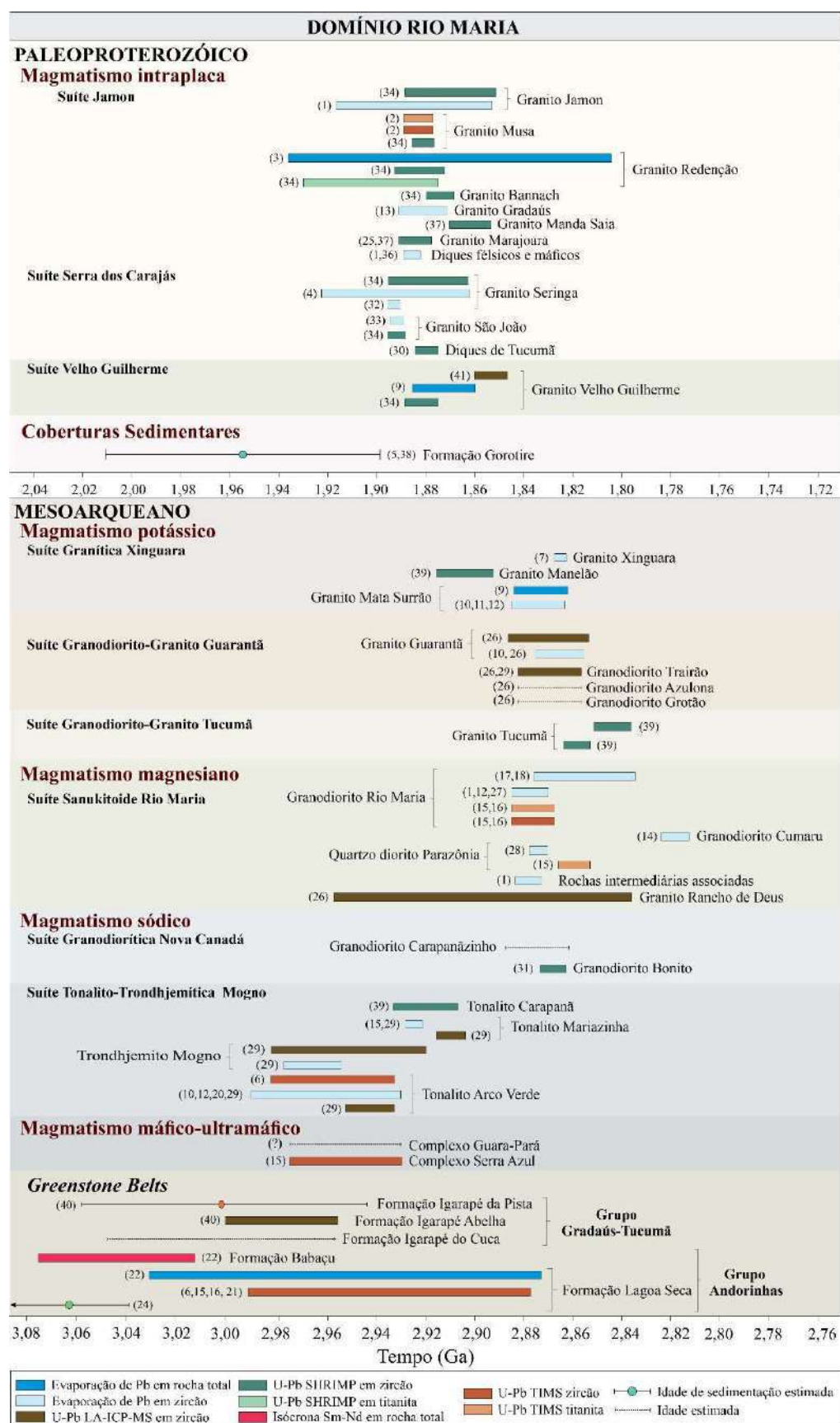


Figura 6 - Síntese dos dados geocronológicos do Domínio Rio Maria. Fonte: (Oliveira *et al.* 2023, Silva *et al.* 2022).

1.5.2 Domínio Carajás

1.5.2.1 Subdomínio Canaã dos Carajás

O Subdomínio Canaã dos Carajás está compreendido entre a Bacia Carajás, no extremo norte, e o Subdomínio Sapucaia, ao sul. Caracteriza-se por ocorrências de granitos *stricto sensu* e charnokitos, com raros granitoides TTG (Feio *et al.* 2013, Oliveira *et al.* 2018, Felix *et al.* 2020). Granulitos félsicos e máficos (datados em 3,05-2,93 Ga - idade de cristalização do protólito félsico) foram reportados na área de Ouro Verde por Marangoanha *et al.* (2019b), e foram considerados o embasamento da Bacia Carajás. Unidades de afinidade sanukitoide ainda não foram descritas neste domínio, entretanto, tonalitos com anfibólio geoquimicamente distintos das séries TTGs têm sido encontrados (Feio *et al.* 2013, Moreto *et al.* 2011). Admite-se que este terreno preserve os sucessivos eventos de retrabalhamento meso- e neoarqueanos atuantes na província; os primeiros referentes aos processos de espessamento crustal e ao pico de metamorfismo regional (2,89-2,84 Ga – Silva D. 2018, Marangoanha 2018), enquanto o segundo refere-se ao fechamento da Bacia Carajás (Feio *et al.* 2013, Santos *et al.* 2013b, Martins *et al.* 2017, Marangoanha *et al.* 2019a,b, Marangoanha *et al.* 2020, Oliveira *et al.* 2018, Tavares *et al.* 2018). As unidades representativas do Subdomínio Canaã dos Carajás serão descritas abaixo (Fig. 5, 7):

a) *Greenstone belts*

O **Grupo Sequeirinho** representa a sequência *greenstone belt* deste terreno e está localizado à NW da cidade de Canaã dos Carajás, disposto ao longo da Zona de Cisalhamento Itacaiúnas (Pinheiro & Holdsworth 2000). É composto por rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas (textura *spinifex*) interdigitadas com rochas metavulcânicas intermediárias a ácidas, formações ferríferas bandadas, *metachert*, biotita-xistos, quartzo-xistos e paragneisses finos, metamorfisados em fácies xisto verde a anfibolito superior (Moreto *et al.* 2011, 2014). Idades de cristalização de 2968 ± 15 Ma e 2979 ± 5 Ma (U-Pb em zircão por SHRIMP) foram obtidas em metavulcânicas félsicas do Corpo Pista, no Depósito Sossego (Moreto *et al.* 2011, 2015).

b) Magmatismo sódico

O magmatismo sódico no Subdomínio Canaã dos Carajás é representado pelo: i) **Complexo Xingu** (Silva *et al.* 1974), que agrupa um conjunto de corpos gnáissico-migmatíticos, granulitos, granitoides, além de supracrustais, ocorrentes tanto ao longo do rio Xingu e rio Fresco, como na Serra dos Carajás e na região de São Felix do Xingu. Devido às limitações da definição desta unidade, a interpretação de idades torna-se problemática. Idades variadas de 2,97

Ga (Avelar *et al.* 1999; evaporação de Pb em zircão), 2,86-2,85 Ga (Machado *et al.* 1991; U-Pb em zircão) e 2,96 Ga (Silva D. *et al.* 2015, 2021; U-Pb SHRIMP em zircão de leucossoma) foram obtidas nas últimas décadas; ii) a **Suíte Granulítica Chicrim-Cateté** é composta pelo Ortogranulito Chicrim-Cateté (Araújo & Maia 1991) e Ortogranulito Ouro Verde (Silva D. *et al.* 2015, Marangoanha *et al.* 2019b), que são constituídos por monzogranitos e tonalitos-trondhjemitos, com ocorrência de granulitos máficos e félsicos associados. Para os granulitos félsicos, Pidgeon *et al.* (2000) e Silva D. *et al.* (2015) obtiveram uma idade mais antiga de 3,06-2,95 Ga, correlacionada à idade de cristalização dos protólitos; e uma mais jovem de 2,86-2,85 Ga correlacionada ao evento de metamorfismo regional (granulitização). Para o granulito máfico, a idade de 2,89 Ga é considerada como representativa do evento de cristalização. Marangoanha *et al.* (2019b) obtiveram resultados similares, com dois padrões de idades: 3,05-2,93 Ga relacionadas ao evento de formação do protólito TTG, em um cenário de subducção N-S; e 2,89-2,84 Ga relacionado ao evento de metamorfismo de fácies granulito e espessamento crustal, durante colisão N-S; iii) o Tonalito Bacaba, datado em 3,00 Ga por LA-ICP-MS U-Pb em zircão (Moreto *et al.* 2011), é formado por tonalitos com hornblenda, heterogeneamente deformados e hidrotermalmente alterados (Feio *et al.* 2013); iv) o Trondhjemitito Rio Verde, é datado em 2,87 Ga por evaporação de Pb em zircão (Feio *et al.* 2013), caracterizado por um pequeno *stock* trondhjemitico (Silva *et al.* 2018), localizado à leste da cidade de Ourilândia do Norte, datado em 2,92 Ga por U-Pb SHRIMP em zircão (Silva *et al.* 2019).

c) Magmatismo magnesiano

Os representantes deste magmatismo no Subdomínio Canaã dos Carajás são: i) o **Complexo Sanukitoide Ourilândia**, que agrupa o Granodiorito Arraias e o Granodiorito Ourilândia, ambos aflorando à oeste da cidade homônima (Silva *et al.* 2022). A variedade equigranular do Granodiorito Ourilândia forneceu idade de 2,88 Ga por U-Pb SHRIMP em zircão (Silva *et al.* 2019), já a variedade porfirítica (Granodiorito Arraias) revelou idade de 2,92 Ga por U-Pb SHRIMP em zircão (Silva *et al.* 2019), sendo representativo de uma geração mais antiga de sanukitoides na província. Além dessas variedades foram descritos tonalitos, quartzo monzodioritos e quartzo dioritos, além de enclaves máficos microgranulares; ii) o **Complexo Tonalítico Campina Verde** é constituído por anfibólio tonalitos, dioritos, granodioritos e monzogranitos subordinados que afloram nas proximidades de Vila Planalto, com idades de 2,87-2,85 Ga por evaporação de Pb em zircão e 2,85 Ga pelo método U-Pb LA-ICP-MS em zircão (Feio *et al.* 2013). Segundo tais autores, essas rochas são distintas dos típicos TTGs arqueanos e definem uma série cálcico-alcalina expandida, porém eles não as correlacionaram

aos sanukitoides. Apesar disso, nota-se similaridades com os sanukitoides descritos em outras áreas da província em termos texturais, mineralógicos, geoquímicos e na idade, mas esta questão ainda precisa ser investigada em estudos futuros.

d) Magmatismo potássico

É representado pela **Suíte Granítica Canaã dos Carajás**, que agrupa os granitos Canaã dos Carajás, Cruzadão, Boa Sorte, Bom Jesus e Serra Dourada (Oliveira *et al. in press*). Recentemente, a área-tipo do Granito Boa Sorte (Rodrigues *et al.* 2014), situada no extremo norte de Vila Nova Canadá, foi estendida para oeste em direção à Ourilândia do Norte por Silva *et al.* (2022) devido ter similaridades com leucogranitos afins nesta região. Idade de cristalização em 2,89-2,83 Ga (evaporação de Pb, U-Pb LA-ICP-MS e U-Pb SHRIMP, todos em zircão – Moreto *et al.* 2011, Feio *et al.* 2012, Feio *et al.* 2013, Leite-Santos 2016) foram obtidas para a unidade, exceto para o Granito Canaã dos Carajás que apresenta idade mais antiga em 2,95-2,92 Ga (evaporação de Pb em zircão; Barros *et al.* 2009 e U-Pb LA-MC-ICP-MS; Feio *et al.* 2013).

e) Magmatismo máfico-ultramáfico

O magmatismo máfico-ultramáfico neoarqueano é representado por pequenos corpos intrusivos no embasamento mesoarqueano da porção norte da Província Carajás. Seus principais representantes são: (i) **Suíte Intrusiva Cateté** (Macambira & Vale 1997); (ii) **Complexo Intrusivo Luanga** (Docegeo 1988); (iii) **Gabro Santa Inês** (Docegeo 1988, Pinheiro 1997); e (iv) **Peridotito Fafá** (Oliveira *et al. in press*). De modo geral, são caracterizadas por gabros, anortositos, noritos, piroxenitos, harzburgito, serpentinitos e peridotitos, comumente metamorfisados em fácies xisto-verde. Idade em 2,76 Ga (U-Pb SHRIMP e U-Pb TIMS em zircão; Lafon *et al.* 2000, Machado *et al.* 1991) foram obtidas para essas rochas, exceto para o Gabro Santa Inês e Peridotito Fafá que ainda não possuem datação publicada, mas são posicionados entre o Neoarqueano e o Orosiriano (Vasquez *et al.* 2008).

f) Magmatismo charnoquítico

Oliveira *et al.* (2023) propuseram denominar de **Suíte Charnoquítica Pium**, o agrupamento de plútons máficos e graníticos de afinidade charnoquítica, representadas pelas unidades seguintes: (i) **Norito Pium** caracterizado por noritos, gabros e subordinados enderbitos e rochas cumuláticas de textura ígnea bem preservada aflorantes nas circunvizinhanças do Rio Pium (Ricci & Carvalho 2006) e nas proximidades de Vila Feitosa e Vila Ouro Verde (Gabriel *et al.* 2010, Santos *et al.* 2013b, Galarza *et al.* 2017). Idades em 2,74 Ga por Pb-Pb em zircão

são interpretadas como de cristalização (Santos *et al.* 2013a). Os dados de Sm-Nd forneceram idade-modelo Nd- T_{DM} entre 3,14 e 3,06 Ga para essas rochas, o que indica que elas foram extraídas do manto em $\sim 3,1$ Ga, enquanto que os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ entre -2,78 e -1,58 indicam o envolvimento de fontes crustais em sua gênese (Santos *et al.* 2013a, Galarza *et al.* 2017); (ii) o **Enderbito Café** foi individualizado nos arredores de Vila Ouro Verde e Vila União, e é caracterizado por tonalitos e trondhjemitos, e subordinados quartzo-dioritos (Marangoanha *et al.* 2019b, Marangoanha *et al.* 2020). Dados geocronológicos por Pb-Pb e U-Pb em zircão *in situ* forneceram idades entre 2,75-2,73 Ga (Marangoanha *et al.* 2019b), com dados isotópicos de Hf- T_{DM}^C de 3,46-3,29 Ga e baixo valor $\epsilon_{Hf}(t)$ entre -4,8 e -1,9 (Marangoanha *et al.* 2020); (iii) o **Trondhjemito Pedra Branca**, redefinido para categoria de corpo em Oliveira *et al.* (*in press*), é caracterizado por dois pequenos *stocks* de composição tonalítica-trondhjemitica aflorantes na porção leste de Canaã dos Carajás (Sardinha *et al.* 2004). Dados geocronológicos por U-Pb em zircão *in situ* (SHRIMP e LA-ICP-MS), evaporação de Pb em zircão e U-Pb TIMS forneceram idade entre 2,76-2,75 Ga, interpretada como de cristalização (Sardinha *et al.* 2004, Feio *et al.* 2013); (iv) o **Charnoquito Rio Seco e aqueles afins associados à Suíte Planalto** foram formalizados como unidades litoestratigráficas em Oliveira *et al.* (2023; *in press*) e são caracterizados por granitoides com piroxênio de afinidade charnoquítica *sensu lato* identificados nos arredores de Ourilândia do Norte e da Vila Planalto (Felix *et al.* 2020, Dall'Agnol *et al.* 2017). Apesar de ainda não ter sido datado na área de Ourilândia do Norte, as rochas afins aflorantes próximo à Vila Planalto foram datadas em 2,73 Ga por U-Pb LA-ICP-MS em zircão, interpretada como idade de cristalização (Feio *et al.* 2012).

g) Magmatismo subalcalino

Durante o Neoarqueano (2,76-2,70 Ga), um extensivo magmatismo de afinidade subalcalina ocorreu na Província Carajás, o qual foi responsável pela colocação de granitos sintectônicos que afloram como batólitos e *stocks*, intensamente foliados, representados pela: (i) **Suíte Granítica Planalto** (Feio *et al.* 2012), composta por monzogranitos, sienogranitos e subordinados álcali-feldspato granitos aflorantes na porção oeste da Serra do Rabo e leste de Vila Planalto (Huhn *et al.* 1999, Gomes 2003). Idades de 2,74-2,73 Ga obtidas por Pb-Pb em zircão e U-Pb SHRIMP em zircão foram interpretadas como idade de cristalização (Huhn *et al.* 1999, Sardinha *et al.* 2004, Feio *et al.* 2012), apesar de idades mais novas em 2,72-2,70 Ga também terem sido obtidas (Pb-Pb em zircão e LA-ICP-MS; Feio *et al.* 2012); (ii) a **Suíte Plutônica Vila União** está sendo formalizada como *suíte* em Oliveira *et al.* (*in press*) para agrupar os monzogranitos, sienogranitos, granodioritos e subordinados tonalitos e quartzo-

dioritos que afloram nas proximidades de Vila União (Oliveira *et al.* 2018, Marangoanha *et al.* 2019a, 2020). Idades de 2,75-2,73 Ga por U-Pb SHRIMP em zircão foram interpretadas como de cristalização (Marangoanha *et al.* 2019a); (iii) o **Complexo Granítico Estrela** é formado por uma coalescência de três plútons descritos como monzogranitos e subordinados sienogranitos, granodioritos e tonalitos, intrusivos em rochas metavulcânicas e formações ferríferas do Supergrupo Itacaiúnas, e que afloram a sul da rodovia PA-275, que liga as cidades de Parauapebas e Curionópolis (Barros *et al.* 2009). Idades de 2763 ± 7 Ma por Pb-Pb em zircão foram interpretadas como de cristalização, com $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ entre -0,38 e -2,06 e idades-modelo Nd- T_{DM} de 2,97 e 3,19 Ga, interpretadas como indicativas de fontes crustais mesoarqueanas (Barros *et al.* 2004, 2009); (iv) o **Granito Igarapé Gelado** é formado por granodioritos, monzogranitos e subordinados tonalitos e sienogranitos aflorantes no extremo norte do Domínio Carajás (Barbosa 2004, Barros *et al.* 2001, 2009, Vasquez *et al.* 2008, Mesquita 2019). Idades entre 2,76-2,70 Ga foram interpretadas como de cristalização pelos métodos Pb-Pb em zircão (Barbosa 2004) e U-Pb SHRIMP e LA-ICP-MS em zircão (Melo *et al.* 2016, Sardinha *et al.* 2006). Idades mais novas também foram obtidas (2,5 Ga), as quais foram 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 de idades obtidas a partir dos depósitos IOCG do Salobo (Melo *et al.* 2016); (v) o **Granito Serra do Rabo** aflora como dois *stocks* alongados E-W, situados na terminação leste da Falha Carajás, próximo a localidade Serra do Rabo (Sardinha *et al.* 2006). É descrito como álcali-feldspato granitos e subordinados sienogranitos e aplitos, com idade de 2,74 Ga por U-Pb em zircão *in situ* (Sardinha *et al.* 2006). A origem destes granitos é associada à fusão parcial de fontes crustais, tais como granitos cálcico-alcálicos (Barros *et al.* 2009).

h) Magmatismo granítico indiferenciado

A **Suíte Plaquê** seria na sua definição original composta por granitos à duas micas, deformados e lenticularizados segundo o *trend* E-W, aflorantes ao sul da Serra dos Carajás (Araújo *et al.* 1988, Araújo & Maia 1991). Idades entre 2,74-2,73 Ga por evaporação de Pb em zircão foram obtidas em amostras localizadas na região de Tucumã (Avelar 1996, Avelar *et al.* 1999). A origem dessas rochas foi atribuída ao produto de fusão crustal durante um evento de cisalhamento dúctil relacionado ao Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Araújo & Maia 1991). Nos últimos anos, vários estudos (Huhn *et al.* 1999, Sardinha *et al.* 2006, Feio *et al.* 2012, Rodrigues *et al.* 2014) demonstraram que os plútons originalmente correlacionados à Suíte Plaquê apresentam afinidades geoquímicas distintas daquelas descritas por Araújo & Maia

(1991). Por isso, considerou-se esta suíte como uma unidade granítica indiferenciada (cf. Oliveira *et al.* 2023), merecendo mais estudos de mapeamento e caracterização geoquímica.

i) Magmatismo intraplaca

O magmatismo intraplaca no Subdomínio Canaã dos Carajás é representado por granitoides anorogênicos paleoproterozóicos da **Suíte Serra dos Carajás** (plútons Serra dos Carajás, Cigano e Pojuca), **Granito Gogó da Onça** e **Granito Rio Branco**, todos com idade de cristalização em 1,88 Ga por U-Pb em zircão *in situ* (Docegeo 1988, Machado *et al.* 1991, Dall'Agnol *et al.* 2005, Teixeira *et al.* 2017, 2018, 2019). Estes granitos intrudem tanto as rochas do embasamento quanto as sequências metavulcanossedimentares da Bacia Carajás (Vasquez *et al.* 2008). De modo geral, eles são formados por monzogranitos e subordinados granodioritos e sienogranitos, com esparsa textura rapakivi (Dall'Agnol *et al.* 1994). Dados de $\delta^{18}\text{O}$ em rocha total (‰ SMOW) para os plútons Cigano (+7,4 a +8,3) e Serra dos Carajás (+6,6 a +10,1) forneceram valores típicos de granitos (Teixeira *et al.* 2018, 2019). Os autores também obtiveram idades modelos Nd- T_{DM} arqueanas (3,35 a 2,61 Ga) e $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ fortemente negativos (-9,7 a -7,9 em 1,88 Ga), indicando que a fonte poderia ter sido rochas quartzo-feldspáticas geoquimicamente intermediárias entre aquelas de formação das Suítes Jamon e Velho Guilherme ou uma fonte similar à da Suíte Velho Guilherme, entretanto, um pouco mais máfica ou resultante de maior grau de fusão parcial (Dall'Agnol *et al.* 2005).

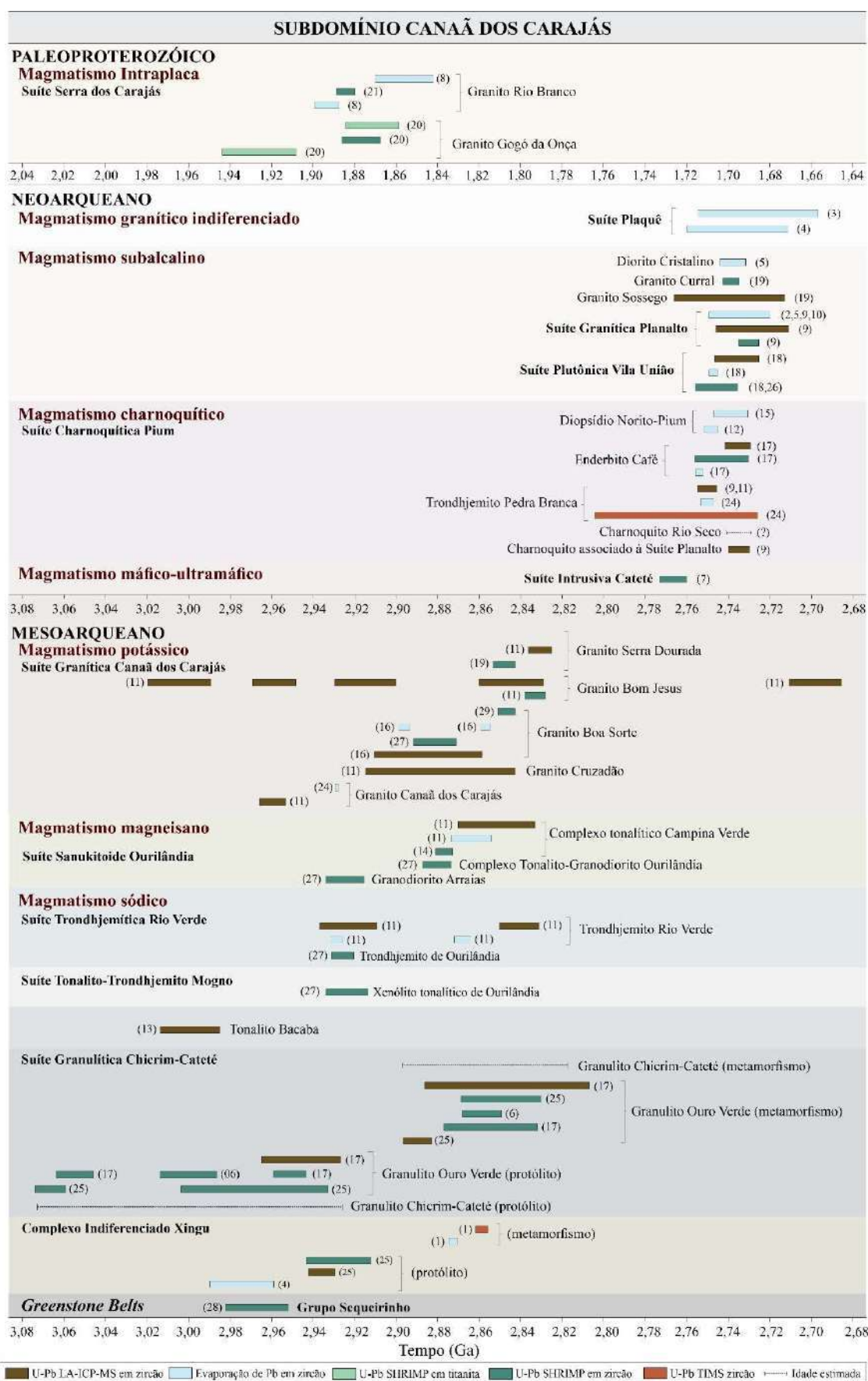


Figura 7 - Síntese dos dados geocronológicos do Subdomínio Canaã dos Carajás. Fonte: (Oliveira *et al.* 2023, Silva *et al.* 2022).

1.5.2.2 Subdomínio Sapucaia

O Subdomínio Sapucaia está compreendido entre o Domínio Rio Maria e o Subdomínio Canaã dos Carajás. É caracterizado por rochas de idade meso- a neoarqueana, variavelmente recrystalizadas e deformadas em um complexo padrão estrutural de direção E-W e NE-SW, o que difere do padrão estrutural encontrado no terreno granito-*greenstone* de Rio Maria (NW-SE predominante), o qual é caracterizado por granitoides com fraca taxa de recrystalização e quase sem deformação (Costa *et al.* 1995, Althoff *et al.* 2000). As principais associações que compõem o Subdomínio Sapucaia serão descritas abaixo (Fig. 5, 8):

a) *Greenstone belts*

O **Grupo Sapucaia** consiste em rochas metaultramáficas, metabásicas e metassedimentares, com textura *spinifex*, e paragênese diagnóstica de fácies xisto-verde superior a anfibolito inferior, aflorantes como uma faixa alongada de direção WNW-ESSE, entre as cidades de Xinguara e São Félix do Xingu (Araújo & Maia 1991, Hirata *et al.* 1982, Santos & Pena-Filho 2000, Oliveira *et al.* 2010a, Sousa *et al.* 2015, Sousa *et al.* 2020). Apesar da ausência de dados geocronológicos, sua similaridade litológica e metalogenética com os demais *greenstone belts* da província, sugerem uma idade mesoarqueana $> 2,9$ Ga (Vasquez *et al.* 2008).

b) Magmatismo máfico-ultramáfico

O **Anfibolito Surucucu** está localizado no noroeste do município de Água Azul do Norte e foi formalmente proposto como unidade litoestratigráfica em Oliveira *et al.* (*in press*). Refere-se a um corpo em formato de arco de aproximadamente 20 km de comprimento, orientado nas direções N-S e NE-SW, discordante do padrão deformacional regional (Souza *et al.* 2017). O corpo principal é constituído por actinolita anfibolito e os pequenos corpos lenticulares são descritos como diopsídio anfibolito. Apesar de ainda não ter sido datado, admite-se idade mesoarqueana baseado em similaridades com corpos afins e relações estratigráficas de campo (Souza *et al.* 2017).

c) Magmatismo sódico

O magmatismo sódico no Subdomínio Sapucaia é representado pela: (i) **Suíte gnáissico-migmatítica Caracol** que está sendo proposta nesta tese para agrupar o Ortognaisse Caracol (Leite 2001), Ortognaisse Colorado (Santos *et al.* 2013a), Complexo Gnáissico Água Azul (Santos *et al.* 2018) e o Ortognaisse São Carlos (Silva *et al.* 2010, Santos *et al.* 2010). Forneceram idades entre 2,95 e 2,93 Ga por U-Pb SHRIMP e LA-ICP-MS em zircão (esta tese),

interpretada como idade de cristalização; outras populações de zircão forneceram idades de 2,87 Ga e 2,84 Ga, interpretadas como idade de evento metamórfico e abertura parcial do sistema U-Pb; (ii) o **Trondhjemito Água Fria**, representa uma segunda geração de magmatismo TTG neste subdomínio e aflora nas proximidades da cidade de Xinguara. É intrusivo no Grupo Sapucaia e no Ortognaisse Caracol (Leite & Dall'Agnol 1997, Leite *et al.* 2004). Sua idade é de 2,86 Ga e foi obtida por evaporação de Pb em zircão (Macambira *et al.* 2000, Leite *et al.* 2004) e U-Pb LA-ICP-MS em zircão (Almeida *et al.* 2011). Nesta tese, idade de 2,87 Ga foi obtida por U-Pb LA-Q-ICP-MS em zircão, o que confirma estudos anteriores, e foi interpretada como idade de cristalização; e (iii) a **Suíte Granodiorítica Nova Canadá** é composta pelo Granodiorito Nova Canadá, que ocorre na porção leste de Água Azul do Norte, datado em 2,87 Ga por U-Pb SHRIMP em zircão (Leite-Santos & Oliveira 2016, Leite-Santos 2016) e 2,89 Ga por evaporação de Pb em zircão (Oliveira *et al.* 2010a) e o Leucogranodiorito Pantanal datado em 2,87 Ga por U-Pb LA-ICP-(Q)-MS (c.f., qualificação ao doutorado de Nascimento A.C. 2023), primeiramente descrito por Teixeira *et al.* (2013) na porção a noroeste da cidade de Sapucaia e a sul de Vila Jussara, sendo caracterizado por leucogranodioritos com textura porfírica. A origem dessas rochas é híbrida e está associada à interação entre componentes crustais (alto Ba-Sr) e mantélicos (Leite-Santos & Oliveira 2016, Teixeira *et al.* 2013).

d) Magmatismo magnesiano

Este magmatismo é representado pelos plútons Água Limpa e Água Azul, ambos identificados próximo ao município de Água Azul do Norte. Essas rochas apresentam assinatura geoquímica caracterizada por altos conteúdos de Mg, Cr e Ni revelando afinidade sanukitoide *sensu lato* (Gabriel & Oliveira 2014). Dados geocronológicos indicaram idade de 2,87 Ga por evaporação de Pb em zircão (Gabriel *et al.* 2010, Sousa *et al.* 2010) e U-Pb SHRIMP em zircão (Nascimento *et al.* 2024).

e) Magmatismo potássico

É representado pelo Granito Xinguara (leucomonzogranitos, com sienogranitos e pegmatoides subordinados) que afloram como batólitos à leste e norte do município de Xinguara (Leite & Dall'Agnol 1997, Leite *et al.* 1999, Leite *et al.* 2004). Idade de 2,88-2,86 Ga por evaporação de Pb em zircão foram interpretadas como idade de cristalização (Lafon *et al.* 1994, Leite *et al.* 2004). Sua petrogênese foi relacionada à anatexia crustal de fonte tonalítica ou trondhjemítica de afinidade TTG (Leite 2001, esta tese).

f) Magmatismo máfico-ultramáfico

O **Peridotito Fafá** consiste em dois corpos mineralizados em níquel intrusivos no embasamento mesoarqueano (Souza *et al.* 2017), e foi formalizado como unidade estratigráfica em Oliveira *et al.* (*in press*). Essas rochas são caracterizadas como olivina-gabronorito, olivina-norito e harzburgito com aspecto isotrópico. Apesar de até o momento não ter sido datado, é correlacionado a outras unidades máfico-ultramáficas de idade neoarqueana da província (Suíte Intrusiva Cateté; Lafon *et al.* 2000). Corpos afins foram identificados na região de Xinguara e Nova Canadá (Marangoanha & Oliveira 2014).

g) Magmatismo charnoquítico

É representado por dois pequenos *stocks* de enderbito que afloram entre as localidades de Cedere e Vila Nova Canadá, próximo ao município de Água Azul do Norte (Gabriel *et al.* 2010). É caracterizado por ortopiroxênio-trondhjemitó e biotita-trondhjemitó, comumente intrusivos nas rochas gabroicas do Norito Pium e demais granitoides desta região. Foi obtida idade de 2754 ± 1 Ma por Pb-Pb em zircão, interpretada como sua idade mínima de cristalização (Gabriel *et al.* 2010).

h) Magmatismo subalcalino

A **Suíte Plutônica Vila Jussara** ocorre nas proximidades da localidade homônima e consiste em cinco *stocks* graníticos de formato sigmoidal, intrusivos nos ortognaisses do embasamento do Subdomínio Sapucaia, comumente apresentando enclaves máficos parcialmente digeridos (Teixeira *et al.* 2013, Silva *et al.* 2014, Dall'Agnol *et al.* 2017, Silva *et al.* 2020). Dall'Agnol *et al.* (2017) ressaltaram que a Suíte Vila Jussara diverge dos demais granitos tipo-A neoarqueanos da província, devido ser constituída não apenas por granitos ferrosos reduzidos, como também por granitos ferrosos oxidados e magnesianos, cuja variação de fO_2 foi atribuída a variações composicionais na fonte dos magmas. Forneceu idade de 2,75-2,73 Ga pelos métodos evaporação de Pb em zircão (Silva *et al.* 2010, Souza *et al.* 2010, Oliveira *et al.* 2010a) e U-Pb SHRIMP em zircão *in situ* (Silva *et al.* 2020, 2025), interpretadas como idades de cristalização.

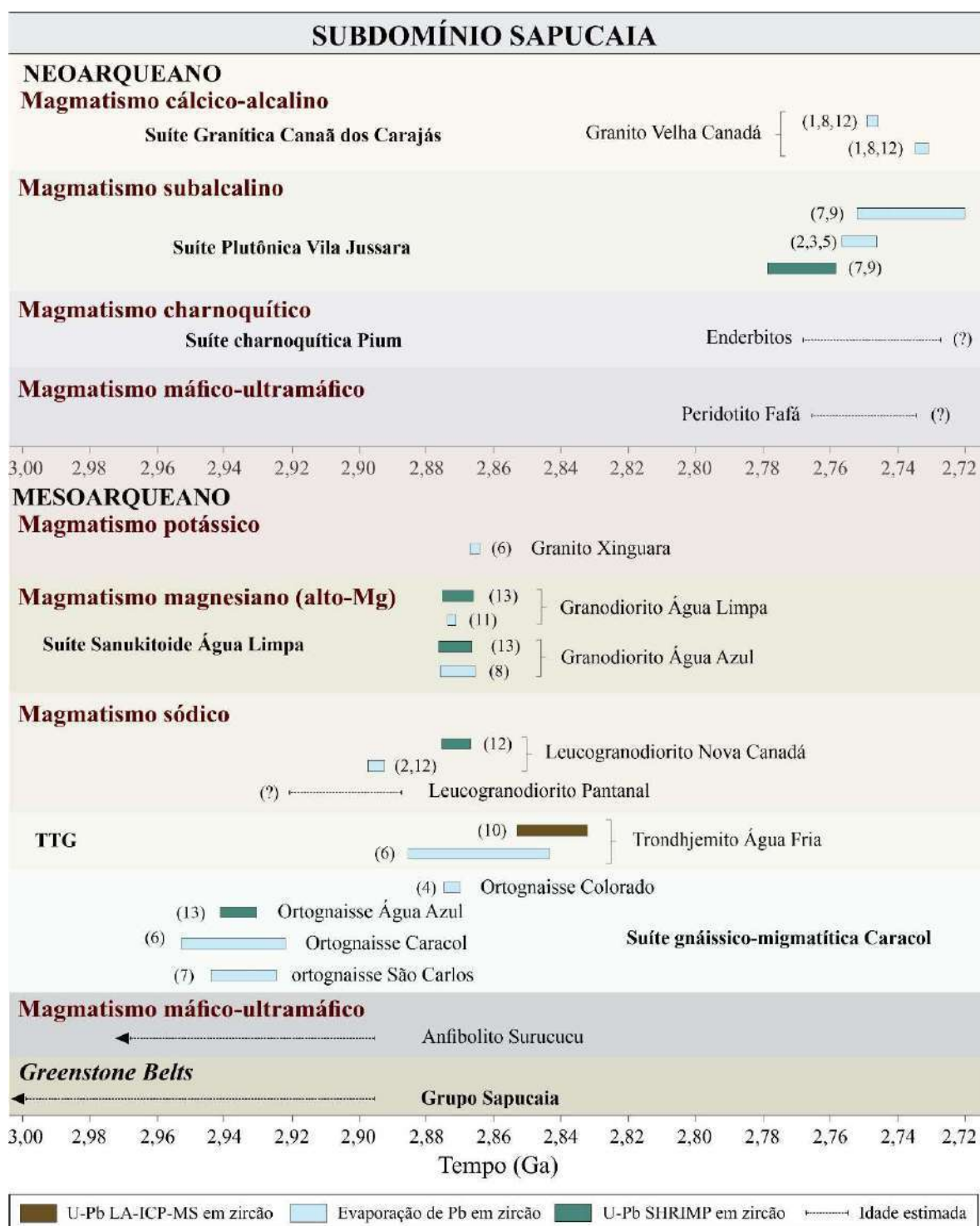


Figura 8 - Síntese dos dados geocronológicos do Subdomínio Sapucaia. Fonte: (esta tese; Oliveira *et al.* 2023, Silva *et al.* 2022).

i) Magmatismo potássico

O **Granito Velha Canadá**, que aflora na forma de lentes intrusivas nos granitoides mesoarqueanos da área de Água Azul do Norte, representa o magmatismo potássico Neoarqueano deste subdomínio (Leite-Santos & Oliveira 2014). É caracterizado por leucogranodioritos e subordinados leucomonzogranitos, com origem atribuída à fusão parcial de metatonalitos tipo TTG em diferentes níveis crustais (Leite-Santos & Oliveira 2016). Forneceu idade de 2,74-2,73 Ga por Pb-Pb em zircão, interpretada como idade mínima de cristalização (Santos *et al.* 2010).

1.5.2.3 Bacia Carajás

a) Sequências metavulcanossedimentares

As Sequências metavulcanossedimentares da Bacia Carajás são representadas pelos **grupos Grão Pará** (Formação Parauapebas e Formação Carajás), **Igarapé Salobo**, **Igarapé Pojuca**, **Igarapé Bahia**, **Rio Novo** e **Formação Igarapé Cigarra**, que integram o Supergrupo Itacaiúnas (Fig. 9; Docegeo 1988, Vasquez *et al.* 2008). De modo geral, essas sequências são constituídas por metagrauvacas, metarcóseos, vulcanoclásticas, metabasaltos toleíticos, xistos pelíticos e formações ferríferas bandadas, além de ocorrências de paragneisses, anfíbolitos, riolitos, metamorfisados em fácies xisto verde e anfíbolito, datados entre 2,77-2,73 Ga (Docegeo 1988, Galarza *et al.* 2008, Hirata *et al.* 1982, Machado *et al.* 1991, Tallarico *et al.* 2005, Trendall *et al.* 1998, Martins *et al.* 2017).

b) Coberturas sedimentares

Integram as coberturas sedimentares da Bacia Carajás: (i) **Formação Águas Claras** que representa a unidade de topo do antigo Grupo Águas Claras, constituída por arenitos, conglomerados e argilitos formados em um contexto de sistema fluvial tipo *braided* (Nogueira *et al.* 1995, Araújo-Filho 2018); (ii) **Formação Azul** que representa a unidade basal do antigo Grupo Águas Claras, e é composta por ritmitos, argilitos e arenitos, ricos em manganês, os quais foram formados em contexto de uma extensa plataforma marinha, eventualmente afetada por episódios de tempestade (Araújo-Filho *et al.* 2020); (iii) **Formação Serra Sul** consiste de diamictitos empilhados dentro de uma sequência siliciclástica, representando depósitos glaciais até então não reconhecidos na Bacia Carajás (Araújo & Nogueira 2019); (iv) **Formação Caninana**, constituída por brechas sedimentares, conglomerados polimíticos, arenitos seixosos, composicionalmente imaturos, remetendo a um ambiente continental de leques aluviais a fluvial entrelaçado (Pereira *et al.* 2009). De modo geral, o posicionamento estratigráfico dessas

coberturas sedimentares ainda é controverso. Nesta tese é considerada a proposta do Serviço Geológico do Brasil (Vasquez *et al.* 2008, Sousa *et al.* 2020) que as posicionam no Paleoproterozóico, entre o Sideriano e o Riaciano (2,58-2,06 Ga), o que está de acordo com estudos recentes desenvolvidos no Grupo Águas Claras (Fig. 9; Araújo-Filho 2018, Araújo-Filho *et al.* 2020). A Figura 10 sintetiza as relações estratigráficas das unidades mesoarqueanas da Província Carajás.

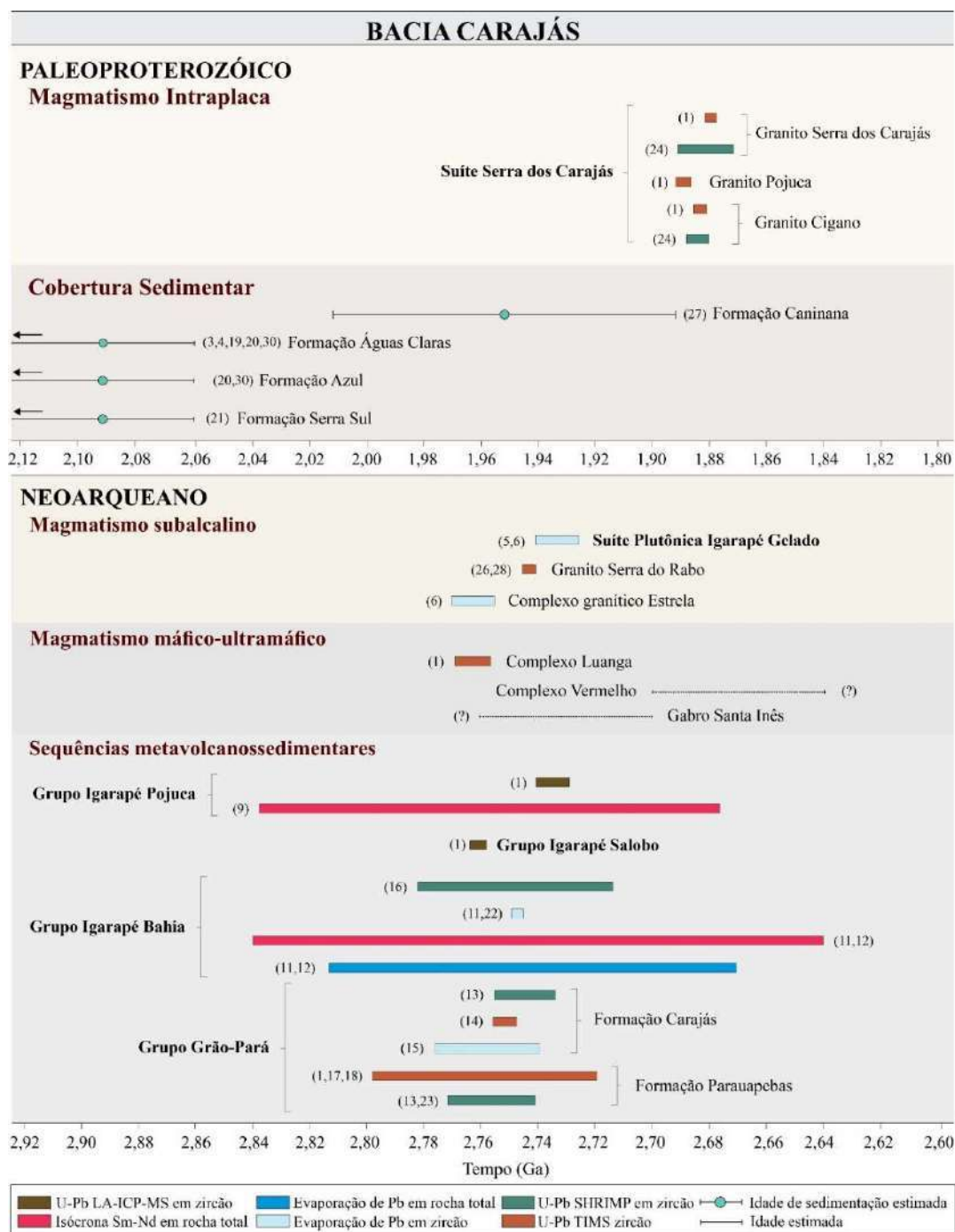


Figura 9 - Síntese dos dados geocronológicos da Bacia Carajás. Fonte: (Oliveira *et al. in press*, Silva *et al.* 2022).

RELAÇÕES TECTONOESTRATIGRÁFICAS DAS ROCHAS MESOARQUEANAS DA PROVÍNCIA CARAJÁS

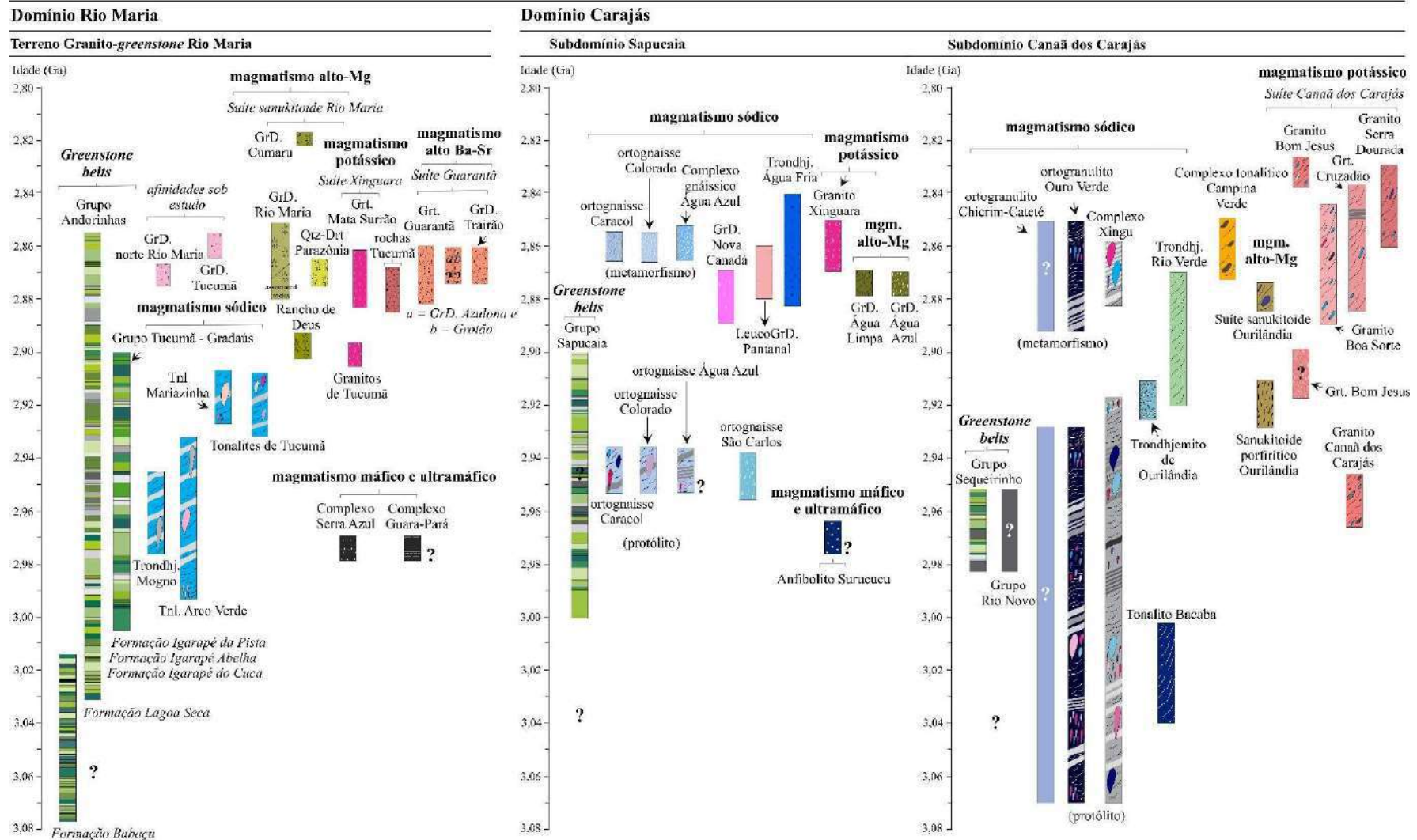


Figura 10 - Coluna tectonoestratigráfica das unidades mesoarqueanas da Província Carajás. Desenho esquemático elaborado pela autora em contribuição ao trabalho de Oliveira *et al.* (2023) e Silva *et al.* 2022.

1.6 JUSTIFICATIVA

À exceção da área de Canaã dos Carajás (Feio *et al.* 2013, Silva D. 2018, Marangoanha *et al.* 2019a,b, 2020) e do entorno das minas de Cu (alvo Sossego e outros) (Moreto *et al.* 2014), o quadro geológico na porção sul do Domínio Carajás ainda não tinha sido esclarecido. Até o desenvolvimento desta tese, não havia um modelo de evolução geológica e tectônica integrado para o Subdomínio Sapucaia, o que não permitia definir o seu significado no contexto evolutivo da província. Recentemente, a arquitetura crustal do Domínio Rio Maria (3.0-2.85 Ga) foi associada à tectônica vertical (sagdução) (Costa-Grandjean *et al.* 2020), reafirmando modelos anteriores (Althoff *et al.* 2000, Leite *et al.* 2004), enquanto outros consideram que a tectônica moderna (subducção, acreção) foi o processo dominante neste domínio (Souza *et al.* 1996, Oliveira *et al.* 2009, Almeida *et al.* 2011). Já no Domínio Carajás (3.0-2.5 Ga), o modelo de tectônica transpressiva/transtensiva sinistral é o que melhor explica a presença da atual estruturação com zonas de cisalhamentos de direção E-W (Pinheiro & Holdsworth 2000), associada a intrusões sintectônicas (Marangoanha *et al.* 2019b), exumação de granulitos (Pidgeon *et al.* 2000, Marangoanha *et al.* 2020) e sedimentação tipo-*rift* (p.ex. Tavares *et al.* 2018). Devido o Subdomínio Sapucaia estar situado na transição entre estes dois segmentos crustais distintos, o entendimento de seu contexto tectônico contribuirá para a reconstituição da história evolutiva da Província Carajás.

Para isso, listam-se os seguintes questionamentos a serem esclarecidos durante o desenvolvimento da tese:

- a) Indefinição sobre a posição estratigráfica das principais associações de rochas;
- b) Escassez de informações sobre origem e natureza dos principais granitoides mesoarqueanos individualizados no Subdomínio Sapucaia;
- c) Inexistência de caracterização do arcabouço estrutural, história deformacional e processos de colocação dos granitoides ali aflorantes;
- d) A recristalização comumente observada nos granitoides do Subdomínio Sapucaia pode ser relacionada a processos *subsolidus* ligados à colocação de seus magmas ou representa efeitos de metamorfismo regional superimposto? Quais as implicações destes processos na evolução da Província Carajás?
- e) Indefinição sobre as condições de cristalização (P, T, fO_2 e xH_2O) dos magmas formadores dos sanukitoides;
- f) Dados geocronológicos (U-Pb em zircão) limitados e inexistência de dados isotópicos (Sm-Nd em rocha total, Lu-Hf e $\delta^{18}O$ em zircão, isótopos de Pb em feldspato) que subsidiem a discussão sobre as possíveis fontes das rochas estudadas e suas características isotópicas, e os efeitos da contaminação crustal na fonte.

1.7 OBJETIVOS

Levando-se em consideração as limitações no conhecimento e a inexistência de integração do volumoso acervo de dados gerados em trabalhos anteriores, esta tese visou a partir da elaboração de um mapa geológico integrado em escala adequada e a identificação dos principais processos responsáveis pela formação dos granitoides mesoarqueanos, determinar os eventos que levaram à configuração atual desta porção da Província Carajás. Foi proposto um modelo de evolução geológica de cunho regional baseado em conceitos atuais sobre a gênese e evolução de terrenos arqueanos. Para isso deverão ser atingidos os seguintes objetivos específicos:

- a) Refinar a caracterização geoquímica, geocronológica e isotópica das unidades do embasamento mesoarqueano do Subdomínio Sapucaia;
- b) Definir a natureza, tipologias e/ou séries magmáticas das rochas estudadas;
- c) Definir a história deformacional e processos de colocação destes litotipos;
- d) Propor uma coluna estratigráfica integrada para as unidades mesoarqueanas do Subdomínio Sapucaia;
- e) Definir as afinidades petrológicas e isotópicas dos granitoides mesoarqueanos e avaliar suas possíveis similaridades com os de outros segmentos crustais da Província Carajás ou de outros terrenos arqueanos;
- f) Determinar as fontes dos magmas geradores destas rochas, assim como os processos magmáticos envolvidos na sua diferenciação;
- g) Estimar as condições de cristalização (P , T , fO_2 e xH_2O) dos magmas geradores dos sanukitoides;
- h) Propor um modelo de evolução crustal e tectônico para o Subdomínio Sapucaia;
- i) Avaliar se o arcabouço regional reflete uma grande mobilidade tectônica através de um regime de caráter dúctil transcorrente que culminou na implantação das zonas de cisalhamento transcorrentes, as quais definem limites de domínios tectônicos.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

1.8 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Em paralelo ao desenvolvimento desta tese foi realizado um levantamento bibliográfico referente à geologia regional da Província Carajás, e em especial sobre o Subdomínio Sapucaia, além de outros temas relacionados à evolução crustal de terrenos arqueanos, geologia estrutural, petrografia, microtexturas, geoquímica, química mineral, geocronologia, geoquímica isotópica aplicada à rochas graníticas e leituras complementares sobre as metodologias que foram utilizadas para datação das rochas, modelamento e interpretação.

1.9 MAPEAMENTO E AMOSTRAGEM

Na região entre Água Azul do Norte, norte de Xinguara e sul de Canaã dos Carajás foram realizados diversos mapeamentos geológicos em escala de semidetalhe (1:50.000 e 1:25.000) vinculados à Trabalhos de Conclusão de Curso de graduação (TCC), mestrados e doutorados do GPPG/UFPA, porém, até o início desta tese não tinham sido integrados (Fig. 11). Desta forma, esta tese visou compilar, reavaliar e integrar os dados de campo, a fim de produzir uma nova versão do mapa geológico regional do Subdomínio Sapucaia. Para o tratamento dos dados estruturais já existentes e confecção do mapa geológico regional foram utilizados os *Softwares ArcGis 10.5 e Stereonet 10.2.9*, combinados a fotointerpretação de modelo digital de elevação (*Shuttle Radar Topography Mission – SRTM*; com resolução espacial interpolada para 15 m, banda C), imagens de satélite (Landsat 7/ETM+) fornecidas pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS e plataforma *Engine*), além de imagens aeromagnetométricas e aeroradiométricas (com linha de voo de 500 m). As imagens geofísicas foram obtidas a partir de magnetometria (campo total, sinal analítico e 1ª derivada) e gamaespectrometria (contagem total, composição ternária, canal do eTh, eU, K, eU/eTh, eU/K, eTh/K) disponibilizadas pelo Serviço Geológico do Brasil (<http://geosgb.cprm.gov.br/>). Ao longo do desenvolvimento da tese foram obtidas novas amostragens em afloramentos selecionados e críticos para o entendimento do arcabouço geológico-estrutural do Subdomínio Sapucaia, e que permitiu aprofundar os aspectos de maior interesse da pesquisa, em especial com o refinamento dos dados estruturais e coleta de amostras complementares para geocronologia.

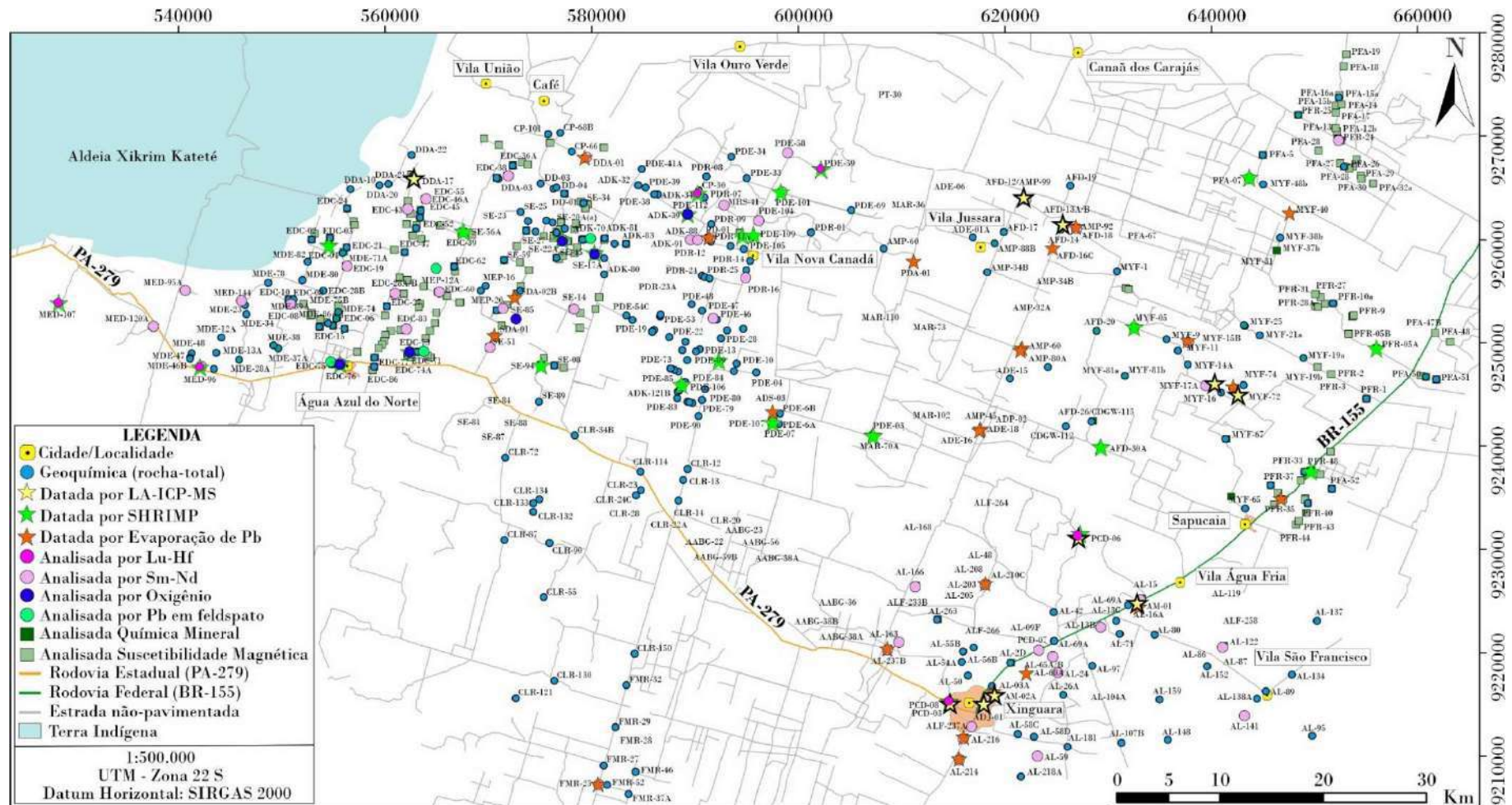


Figura 11 - Mapa de amostragem referente à compilação de dados de campo de rochas mesoarqueanas. Fonte: [Leite *et al.* (1999, 2004), Almeida *et al.* (2013), Silva *et al.* (2014), Silva C.R.P. *et al.* (2013), Teixeira *et al.* (2013), Santos *et al.* (2013b), Gabriel & Oliveira (2014), Rodrigues *et al.* (2014), Leite-Santos & Oliveira (2014, 2016), Souza *et al.* (2017), Santos *et al.* (2018), dissertação de Raimundo Pacheco Júnior (não-concluída), e teses de Eleilson Oliveira Gabriel (não-concluída) e Fabriciana Vieira Guimarães (não-concluída), e complementação com dados inéditos obtidos nesta tese].

1.10 PETROGRAFIA E MICROESTRUTURAL

Os dados petrográficos e microestruturais obtidos em trabalhos prévios foram reavaliados e refinados, o que permitiu reclassificar unidades anteriormente representadas por rochas ígneas para gnaisses e migmatitos, tais como o Complexo Gnáissico Água Azul, Ortognaisse Caracol, Ortognaisse Colorado e Ortognaisse São Carlos, que juntos integram a Suíte gnáissico-migmatítica Caracol proposta nesta tese. Conforme a necessidade, foram confeccionadas novas lâminas polidas complementares na Oficina de Laminação do Instituto de Geociências da UFPA, com secções de corte aproximadamente perpendicular à foliação da rocha. O estudo petrográfico consistiu na identificação e descrição sistemática dos minerais (Deer *et al.* 2013), estudo das texturas magmáticas, relações de contato, aspectos deformacionais e de alteração (Hibbard 1995, Best 2003, Vernon 2008), estimativa da ordem de cristalização dos minerais (Hibbard 1995, Dall'Agnol *et al.* 1999). A obtenção de composições modais foi realizada de acordo com a sistemática de Chayes (1956) e Hutchison (1974), auxiliadas pelo contador automático de pontos *Stageledge* da marca *Endeuper* (versão *Worskstation 1.3.6.1111*), com cerca de 2.000 pontos por amostra e malha de 0,4 mm de espaçamento. A classificação das rochas foi realizada conforme estabelecido pela IUGS (*International Union of Geological Sciences*; Le Maitre *et al.* 2002). Em termos microestruturais, foi realizada uma avaliação das microestruturas magmáticas e deformacionais (Blenkinsop 2000, Best 2003, Vernon 2008, Passchier & Trouw 2005).

1.11 GEOQUÍMICA EM ROCHA-TOTAL

Os procedimentos convencionais de preparação de amostras (trituração de 5-10 kg de amostra com britador de mandíbulas, pulverização em *shatterbox*, homogeneização e quartejamento) para análise de geoquímica em rocha total foram realizados na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do IG/UFPA. As amostras de sigla PCD são oriundas da dissertação de Pacheco Júnior (não concluída) e amostras de sigla ADJ- foram obtidas durante o desenvolvimento desta tese. Os demais dados foram compilados de trabalhos prévios na área de estudo. A análise química foi realizada no Laboratório ALS *Geochemistry* Ltda, onde foi possível quantificar o conteúdo de elementos maiores e menores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , TiO_2 , Cr_2O_3 , P_2O_5), analisados por ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma Emission Spectroscopy*) e os elementos traços (Zn, Cu, Pb, Ba, Be, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, W, Zr, Bi) e terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) por ICP-MS (*Inductively coupled plasma mass spectrometry*). A acuracidade e reprodutibilidade foram certificadas pela análise de materiais de referência e pela análise de amostras em duplicatas. Os procedimentos analíticos detalhados podem ser encontrados no site da ALS

(www.alsglobal.com). A caracterização geoquímica foi realizada com base nos procedimentos indicados em Ragland (1989) e Rollinson (1993). O comportamento dos elementos maiores, menores e traços foram avaliados a partir da confecção de diagramas de variação, classificação, séries magmáticas, padrões ETR e de multielementos, bem como outros propostos na literatura comparando elementos ou razões de elementos incompatíveis, (Frost *et al.* 2001, Moyen *et al.* 2003, Laurent *et al.* 2014), usando os *softwares* GCDkit 4.1 (*Geochemical Data Toolkit*) e *Microsoft Excel*.

1.12 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV) E MICROSSONDA

Esta etapa foi efetuada em parte no Laboratório de Microanálises do IG/UFPA, no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IG/UnB e Laboratório da Universidade de Turku (Finlândia). O tratamento e interpretação dos resultados obtidos foram realizados a partir de observações texturais por imagens de elétrons retroespalhados obtidas no microscópio eletrônico de varredura modelo LEO 1430 e análises semiquantitativas no núcleo e borda de minerais selecionados via EDS (*Dispersive Energy Spectroscopy*). O modelo da microsonda utilizada foi o JEOL JXA-8230 com cinco espectrômetros *Wavelengths Dispersive Spectroscopy* (WDS) e um espectrômetro *Energy Dispersive Spectroscopy* (EDS) acoplado. As condições de operação analítica por EDS foram 20 kV para a coluna de aceleração, enquanto para as análises WDS foram tempo de aceleração de 15 kV, corrente de 20 nA, tempo de análise de 20 segundos para os elementos maiores e 40 segundos para os elementos menores. A metodologia seguiu padrão de correção LIFH (*lithium fluoride*) para V, Mn, Fe, Ni e Ba; PETJ (*pentaerythritol*) para K, Ca, Ti e Sr; TAP (*thallium acid phthalate*) para Na, Si, Al e Mg; LDE1 (*layered dispersion element*) 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. A partir disso, os minerais analisados foram submetidos às metodologias convencionais de classificação (Deer *et al.* 2013, Leake *et al.* 1997, Rieder 1998, Hawthorne *et al.* 2012), uso de calibrações experimentais clássicas (Hammarstron & Zen 1986, Hollister *et al.* 1987, Johnson & Rutherford 1989, Schmidt 1992, Anderson & Smith 1995, Ridolfi *et al.* 2010), e uso de diagramas específicos (Anderson *et al.* 2008) a fim de estimar os seus parâmetros de cristalização (T, P, f_{O_2} , xH_2O).

1.13 GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCAO *IN SITU*

As análises para obtenção dos dados geocronológicos foram realizadas em parte no Laboratório de Geologia Isotópica do PPGG/UFPA (PARÁ-ISO), no Laboratório GeoLab/IGc/USP (Universidade de São Paulo), no John de Laeter Center da Curtin University (Perth, Austrália Ocidental) e no Laboratório NordSIMS (vinculado ao Museu Nacional de História Natural de Estocolmo, Suécia). As amostras de sigla PCD foram analisadas pelo ex-mestrando Pacheco Júnior (não concluída) no Lab. PARÁ-ISO/UFPA; as de sigla MED, EDC, SE, PDE e ADK foram analisadas pelo ex-doutorando Eleilson Oliveira Gabriel (não concluída) no Lab. Geolab/USP; e aquelas de sigla MYF, PFA e PFR foram analisadas e cedidas pelo Dr. João Orestes Schneider Santos que atuava como pesquisador adjunto do *The Western Australia University* e *Curtin University* (Perth, Austrália Ocidental) como parte da tese de Fabriciana Vieira Guimarães (não concluída), ex-doutoranda orientada Prof. Roberto Dall'Agnol do GPPG/UFPA. Dados geocronológicos inéditos adicionais também foram obtidos pela autora desta tese nas amostras ADJ-01 (Granito Xinguara), PCD-03 e PCD-08 (Ortognaisse Caracol), PCD-06 (Trondhjemitó Águas Frias), AM-02A (Ortognaisse Caracol), AFD-12 (Ortognaisse Colorado), MYF-16 (Leucogranodiorito Pantanal), AFD-13B (Ortognaisse São Carlos) no Lab. PARÁ-ISO/UFPA. Análises adicionais nas amostras PFR-24A (Ortognaisse Colorado), ADE-16A e AFD-18 (Ortognaisse São Carlos) também foram obtidas a fim de integrá-las aos dados já existentes. A metodologia de preparação de amostras para geocronologia foi realizada conforme métodos de rotina adotados no Laboratório PARÁ-ISO e consistiu na britagem, deslamagem, peneiramento em quatro diferentes frações granulométricas (250, 180, 125 e 75 μm) até obter o intervalo 180-125 μm , separação dos minerais pesados com o microbateamento em água, secagem em estufa (100° C), separação magnética com ímã de neodímio e com o separador eletromagnético *Isodynamic Frantz*, microbateamento em álcool, separação de aproximadamente 100 cristais de zircão em lupa binocular, colagem dos cristais selecionados em fita adesiva dupla-face antes da preparação dos *mounts* com resina *epoxy* na Oficina de Laminação do IG/UFPA, que tem como objetivo expor a seção longitudinal do cristal para polimento com lixa e pasta diamantada. Foi dada preferência para cristais não magnéticos, transparentes, euédricos, sem metamictização aparente, sem fraturas ou inclusões. Os *mounts* foram confeccionados com diâmetro padrão de 1 cm, compatível com a câmara de *laser* do equipamento utilizado para datação. Imagens de catodoluminescência (CL) e de elétrons retroespalhados (ERE) dos cristais de zircão foram obtidas utilizando microscópio eletrônico de varredura modelo LEO 1430 da marca ZEISS e ZEISS SIGMA-VP, no Laboratório de Microanálises do IG/UFPA, no Laboratório do Serviço Geológico do Brasil (SUREG-BE) e no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Departamento de Física e Astronomia

da Universidade de Turku (Finlândia). Nesta etapa, as seções polidas foram metalizadas durante 30 segundos com uma fina camada de ouro antes da inserção na câmara de amostras a vácuo. As condições de operação do equipamento para CL seguem o padrão de corrente do feixe de elétrons de 90 μ A, voltagem de aceleração constante de 10 kV e distância de trabalho de aproximadamente 13 mm. Já para as imagens de ERE foram utilizadas condições similares, exceto a voltagem de aceleração de 20 kV e distância de trabalho de 15 mm. Estas imagens auxiliaram na observação de estruturas internas dos cristais (zoneamento, inclusões e fraturas) e na seleção das melhores áreas/domínios dos cristais para análise, e ainda, para direcionar o feixe do *laser* em um mesmo domínio do cristal para o uso tanto da metodologia U-Pb como Lu-Hf em zircão *in situ*. A priori os métodos que foram adotados englobam:

i. Método U-Pb em zircão *in situ* por LA-MC-ICP-MS (*Laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry*) e por LA-Q-ICP-MS (*Laser ablation quadrupole inductively coupled plasma mass spectrometry*) – Para a aplicação desta técnica foram utilizados uma microsonda de ablação a laser LSX-213 G2 Nd:YAG da marca CETAC acoplada a um MC-ICP-MS *Neptune* da *Thermo Finnigan* e também um Q-ICP-MS modelo iCAP Q, que é constituído por um monocolletor, da marca *Thermo Fischer Scientific* equipado com microsonda de ablação a laser tipo sólido Nd:YAG 213 nm modelo LSX-213 G2 da marca CETAC, ambos pertencentes ao Laboratório PARÁ-ISO/UFGA. As razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ do material de referência, zircão GJ-1 ($608,5 \pm 1,5$ Ma; Morel *et al.* 2008) e BB (564 ± 33 Ma; Santos *et al.* 2017) foram usados para corrigir as razões medidas nas amostras. O material de referência 91500 ($1065 \pm 0,3$ Ma; Wiedenbeck *et al.* 1995) também foi utilizado intercalado com as amostras para avaliar a eficiência e reprodutibilidade do método em amostras específicas. No caso do Q-ICP-MS, os núclídeos de interesse são medidos por contagem por segundo (cps) pelo quadrupolo (analisador de massas) por *peak jump* (*dwell time*) e a aquisição do *background* é realizado no início de cada análise pontual (tempo total por análise ~ 60 segundos: ~ 20 s de *background* e ~ 40 s de ablação) usando a técnica de *bracketing* (leituras dos MRIs antes e depois das análises das amostras). As condições de operação variaram por amostra, mas, de forma geral, são: *spot* da amostra = 25 μ m, energia = 60-50%, frequência = 10 Hertz, *delay* = 10 segundos, *scan* = 420 microns por segundo, temperatura = 28-31 °C, gás Hélio = 100-480 ml/minuto. Os valores considerados para os cálculos das razões isotópicas ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) e das idades são aqueles devidamente corrigidos pela média dos brancos analíticos e para a contribuição do ^{204}Hg presente nos gases Argônio e Hélio necessários para o funcionamento do sistema sobre o ^{204}Pb . As configurações do equipamento estão detalhadas em Milhomem *et al.* (2017) e Milhomem & Lafon (2019) e os procedimentos analíticos em Buhn *et*

al. (2009) e Chemale *et al.* (2012). Para a correção de contribuição de Pb comum foi utilizado o modelo de evolução de Pb terrestre ao longo do tempo de Stacey & Kramers (1975). Os dados de MC-ICP-MS foram reduzidos com o *Software SQUID 1.6* (Ludwig 2008), já os dados de Q-ICP-MS com a Macro Excel interna do Lab. PARÁ-ISO/UFPA baseada no protocolo de redução de dados de Milhomem & Lafon (2019) adaptada de Chemale *et al.* (2012). O tratamento de dados e geração dos diagramas foi realizado com o *Software Isoplot/EX 4.15* de Ludwig (2008). Os erros da razão isotópica estão em 1σ (%) e das elipses de idade em 2σ (absoluto). Devido as amostras apresentarem idades maiores que 1,5 Ga, as idades de cristalização foram calculadas usando a média ponderada das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de zircões concordantes, conforme recomendado por Spencer *et al.* (2016). Os critérios de seleção dos cristais de zircão para o cálculo das idades são: (a) o conteúdo de chumbo comum (^{204}Pb), com exclusão das análises com $f_{206} > 1\%$; (b) precisão analítica, excluindo as razões isotópicas com erros maiores que 3,0%; (c) grau de discordância, considerando as melhores análises aquelas com valor $< 2\%$ capazes de gerar idades concordantes.

ii. Método U-Pb em zircão *in situ* por SIMS (*sensitive high-resolution ion microprobe* – SHRIMP IIe/MC) – Este método foi realizado em parte no Laboratório GeoLab/IGc/USP (Universidade de São Paulo) e no Laboratório da Universidade Curtin (Perth, Austrália Ocidental) usando um espectrômetro de massa de íons secundários acoplado a uma Microsonda Iônica de Alta Resolução e Sensibilidade, do tipo SHRIMP IIe/MC, pelo método de análise U-Pb em zircão *in situ*. As análises seguiram o protocolo descrito em Sato *et al.* (2014) e Compston (2000) com *spot* de 25 μm aproximadamente. A sequência de cada ciclo de análises intercalou quatro leituras na amostra e uma no material de referência usados naqueles laboratórios, tal como o Temora-2 (416,78 Ma; Black *et al.* 2004), OG1 (3465,4 $\pm$ 0,6 Ma; Stern *et al.* 2009) e Z6266 (559 $\pm$ 0,2 Ma; Stern & Amelin 2003) usados no GeoLab/IGc/USP, e os materiais de referências BR266 (559 $\pm$ 0,2 Ma; 903 ppm de U; Stern 2001) e M257 (522,2 $\pm$ 0,2 Ma; 680 ppm de U; Heaman 2009) usados na Universidade Curtin. A idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ do zircão de referência Temora-2 foi usada para os cálculos dos fatores de correção do Pb comum e de fracionamento nas amostras, e o zircão SL13 (238 ppm) como composição de referência do U (Sato *et al.* 2014). Para a correção de contribuição do Pb comum foi utilizado o modelo de evolução do Pb terrestre ao longo do tempo proposto por Stacey & Kramers (1975). Os dados foram reduzidos usando o *Software SQUID 1.6*, com o cálculo das idades no intervalo de 2 sigmas e a construção dos diagramas concórdia com o *Software Isoplot/EX 4.15* de Ludwig (2008).

1.14 ANÁLISE ISOTÓPICA DE Sm-Nd EM ROCHA-TOTAL

Este método foi realizado no Lab. PARÁ-ISO (UFPA) e no Lab. de Geocronologia e Geologia Isotópica da Universidade de Brasília (UnB). Durante esta tese foi realizada a preparação mecânica de treze novas amostras na Oficina do OPA (IG/UFPA) que complementaram os dados já existentes. Isto incluiu a britagem em britador de mandíbulas e pulverização em *shatterbox* até obter a fração de 200 *mesh* ou inferior. Os procedimentos químicos para a dissolução das amostras, separação química do Sm e Nd, além do depósito dos concentrados de Sm e Nd para análise isotópica foram realizados de acordo com o protocolo experimental desses laboratórios descritos nos trabalhos de Avelar (2002), Moura (2002), Oliveira *et al.* (2008) e Gioia & Pimentel (2000). Cerca de 100 mg de amostra de rocha total pulverizada foi dissolvida com uma mistura de ácido HF e HNO₃ e um traçador misto ¹⁵⁰Nd-¹⁴⁹Sm em uma cápsula Savillex. Os elementos terra-raras (REE) foram separados de outros elementos por cromatografia de troca catiônica usando uma resina Biorad Dowex 50x8 em um meio com HCl e HNO₃. Após isso, Sm e Nd foram separados dos REE por cromatografia de troca aniônica com uma resina Biorad Dowex AG1x4 em um meio com HNO₃-metanol. As razões isotópicas foram medidas em um espectrômetro de massa de termo-ionização da marca *Thermo Scientific* modelo *Triton Plus*, em um multicoletor em modo estático e usando um filamento duplo de Ta-Re (evaporação-ionização), equipado com sete coletores de *Faraday*. Para aferição do método e controle das análises isotópicas no espectrômetro de massa, os referidos laboratórios utilizam os padrões BCR-1 (*Columbia River Basalt*) e o padrão La Jolla (Lab. PARÁ-ISO/UFPA), incluindo os padrões JB-3 e BHVO-1 (Lab. Geocronologia/UnB). Os dados de Nd foram normalizados usando a Lei Exponencial de Russell *et al.* (1978). Este método foi utilizado para auxiliar na determinação da idade-modelo e cálculo do parâmetro petrogenético ϵ_{Nd} (DePaolo 1981), além de contribuir para a identificação dos principais mecanismos de evolução crustal responsáveis pela estruturação atual do domínio tectônico em estudo.

1.15 Lu-Hf EM ZIRCAO IN SITU POR LA-MC-ICP-MS

Os procedimentos para análise Lu-Hf em zircão *in situ* foram conduzidos no mesmo equipamento utilizado para U-Pb em zircão conforme metodologia descrita por Milhomem *et al.* (2017) e Milhomem & Lafon (2019) no Laboratório PARÁ-ISO (IG/UFPA). Para testar as correções de massa (Isóbaros interferentes ^{176}Yb e ^{176}Lu sobre o ^{176}Hf), assim como a eficácia do fracionamento isotópico, foi utilizada soluções do padrão JMC-475 (200 ppb de Hf) dopadas com quantidades conhecidas de Yb (Yb/Hf = 0,2) e Lu (Lu/Hf = 0,2). A sequência analítica alternou a análise de três cristais da amostra (com idade de cristalização previamente determinada com o padrão de referência internacional de zircão GJ-1 (608,5±1,5 Ma; Morel *et al.* 2008) no qual a razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ determinada por análise em solução é conhecida com precisão (0,282000±0,000005; 2σ; n=24; Morel *et al.* 2008). O zircão Mud Tank (732±1 Ma; Horstwood *et al.* 2016) foi usado como material de referência secundário. O fracionamento isotópico que ocorre durante as análises foi corrigido de acordo com a Lei exponencial (Russel *et al.* 1978) e para a determinação precisa da razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ durante as análises de zircão *in situ*, a interferência isobárica de ^{176}Lu e ^{176}Yb foi corrigida baseada na intensidade do sinal medido dos isótopos-livres de interferência ^{175}Lu e ^{173}Yb , ambos com apropriada normalização (Thirlwall & Anczkiewicz 2004). As razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ dos cristais de zircão estudados foram normalizadas de acordo com a comparação entre a média das razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ do zircão de referência GJ-1 e a sua reportada razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$. Planilhas do *Microsoft Excel* específicas para Lu-Hf foram utilizadas para a redução dos dados brutos obtidos nas análises, correção do fracionamento e das interferências isobáricas, a fim de calcular a idade modelo T_{DM} e o parâmetro $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ das amostras em estudo, assim como outros parâmetros necessários para construção dos diagramas de evolução do Hf com o tempo geológico (Bertotti *et al.* 2013). Os dados obtidos nesta etapa permitiram definir a fonte do material de formação do zircão, caracterizar isotopicamente o magma a partir do qual as rochas em estudo cristalizaram, fornecendo valiosas informações para estudos de investigação de crescimento e evolução crustal (Bertotti *et al.* 2013).

1.16 ANÁLISES DE ISÓTOPOS DE $\delta^{18}\text{O}$ EM ZIRCÃO

As análises de isótopos de oxigênio em zircão foram realizadas utilizando microsonda iônica equipada com multicoletor Cameca IMS-1280 via espectrometria de massa por íons secundários (SIMS) no Laboratório NordSIMS, localizado no Museu Nacional de História Natural, Estocolmo, Suécia. O feixe primário de Cs^+ foi acelerado a 10 kV com uma intensidade de 2,5-3,0 nA (modo Gaussiano). O diâmetro da área de análise

foi de aproximadamente 10 μm . Para compensar a carga da amostra, foi utilizada uma pistola de inundação de elétrons de incidência normal, proporcionando uma densidade eletrônica homogênea sobre uma área oval de 100 μm . Os íons secundários negativos foram extraídos com um potencial de -10 kV. Cada análise consistiu em ciclos de 12 segundos, resultando em uma precisão interna média de aproximadamente 0,1 ‰ (1SE). A derivada durante a sessão analítica foi monitorada utilizando dois padrões de referência a cada 5–6 análises pontuais. A fração de massa instrumental (IMF) foi corrigida utilizando os materiais de referência de zircão M257 (Nasdala *et al.* 2008) e Qinghu (Li *et al.* 2013). A incerteza do $\delta^{18}\text{O}$ (valor padrão: 13,93 ‰) para cada ponto de análise foi calculada propagando a incerteza de determinação da IMF, que inclui o desvio padrão da razão isotópica média do oxigênio medida no padrão primário durante a sessão, e a incerteza interna de cada análise pontual da amostra. Os procedimentos analíticos detalhados, métodos de processamento de dados e propagação de erro foram descritos em Whitehouse & Nemchin (2009).

1.17 ANÁLISES DE ISÓTOPOS DE Pb EM FELDSPATO

Para as medições *in situ* de isótopos de Pb comum, foram selecionadas cinco amostras representativas dos sanukitoides estudados contendo grãos grandes e limpos de feldspato potássico. Seções de todas as amostras (25 mm de diâmetro) foram preparadas e posteriormente polidas no Laboratório de Preparação Mineral da Universidade de Turku, Finlândia. As razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ em feldspato alcalino foram medidas utilizando um espectrômetro de massa com plasma acoplado indutivamente e multicoletor Thermo Fisher Neoma (MC-ICP-MS) equipado com um sistema de ablação a laser Analyte G2 de 193 nm ArF, no Laboratório de Geologia Isotópica do Serviço Geológico da Finlândia (GTK), em Espoo. O laser foi operado com uma frequência de pulso de 10 Hz e uma energia de pulso de 5 mJ a 50% de atenuação, produzindo um fluxo de energia de 1,64 J/cm² na superfície da amostra com um diâmetro de ponto de 110 μm . O viés de massa instrumental foi corrigido por nebulização contínua de uma solução de Tl a 2 ppb, com uma razão $^{205}\text{Tl} / \text{Tl}^{203}$ de 2,416 no plasma de Ar. As razões isotópicas de Pb reportadas foram corrigidas para a interferência isobárica do Hg na massa 204, com incertezas absolutas e propagadas de 2 σ . As análises foram calibradas utilizando o material de referência NIST 612 (vidro de silicato). Análises com baixos sinais de Pb (inferiores a 100 mV na massa 208) foram descartadas.

1.18 MODELAGEM GEOQUÍMICA

Os procedimentos de modelagem geoquímica foram utilizados para definir e quantificar os mecanismos petrogenéticos que atuaram na formação das principais unidades estudadas, e envolveram testes de balanço de massa simples e balanço de massa com regressão linear (Albarède 1995). Essa metodologia emprega fórmulas matemáticas que simulam situações muito mais simples que aquelas presentes na natureza, mas que determinam os limites, dentro dos quais determinados eventos são passíveis de ocorrer. Em 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, dentre outros. 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. De forma geral, destacam-se os seguintes procedimentos:

- i. Balanço de massa dos elementos maiores – consiste em ajustar as proporções modais relativas dos minerais residuais, tendo como ponto de partida dados de litoquímica e química mineral de rochas consideradas como pai para reproduzir a composição das rochas esperadas como filho. Neste contexto, para os cálculos foram necessários dados de litoquímica das amostras tidas como: (a) rocha-fonte e líquido gerado, em modelos de fusão parcial; (b) líquido primário e líquido evoluído, em modelos de cristalização fracionada; e (c) rochas encaixantes, em modelos de assimilação+cristalização fracionada. Além disso, foram necessários dados de química mineral das principais fases presentes nas amostras consideradas como rocha-fonte em fusão parcial ou como líquido primário em cristalização fracionada. Estatisticamente, a qualidade do modelo foi aceitável se a soma dos resíduos quadrados (ΣR^2) for $\leq 1,2$ (Janoušek *et al.* 2015). Desta forma, os testes de balanço de massas forneceram 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 foi utilizado o *software* GENESIS 4.0 (Janoušek *et al.* 2015);
- ii. Modelagem dos elementos-traço – Ao conseguir bons ajustes no balanço de massas, os resultados foram confirmados graficamente a partir de modelagem de elementos-traço, utilizando planilhas do Microsoft Excel®. O procedimento visou escolher coeficientes de partição mineral/líquido (K_d) adequados que permitam um bom ajuste gráfico dos principais elementos-traço, de modo que os parâmetros produzidos pelo balanço de massas sejam 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 quando o líquido foi removido do sistema (Albaréde 1995). 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 $A/(A+B)$.

**3 ARTIGO 1 GEOLOGY, GEOCHEMISTRY AND ZIRCON SHRIMP U–Pb
GEOCHRONOLOGY OF MESOARCHEAN HIGH-Mg GRANITOIDS:
CONSTRAINTS ON PETROGENESIS, EMPLACEMENT TIMING AND
DEFORMATION OF THE ÁGUA LIMPA SUITE IN THE CARAJÁS
PROVINCE, SE AMAZONIAN CRATON**

Aline Costa do Nascimento

Davis Carvalho de Oliveira

Eleilson Oliveira Gabriel

Pablo José Leite-Santos

Publicado em: *Journal of the Geological Society* em 2024.

Fwd: jgs2024-098R1 has been published online

Tue, Dec 17, 2024 at 11:54 AM

De: **JGS Editorial Office** <em@editorialmanager.com>

Subject: jgs2024-098R1 has been published online To: Aline Nascimento <aline.nascimento@ig.ufpa.br>

CC: "Davis Carvalho de Oliveira" <davis@ufpa.br>, "Eleilson Oliveira Gabriel" <eleilson.gabrielufpa@gmail.com>, "Pablo José Leite-Santos" <leitesantos.ufpa@gmail.com>

Dear Ms. Nascimento,

I'm pleased to be able to inform you that your paper 'Geology, geochemistry and zircon SHRIMP U–Pb geochronology of Mesoarchean high-Mg granitoids: constraints on petrogenesis, emplacement timing and deformation of the Água Limpa suite in the Carajás Province, SE Amazonian Craton' has now been published as the version of record in JGSL: <https://www.lyellcollection.org/journal/jgs>, with the following DOI 10.1144/jgs2024-098.

Best wishes,

Bethan Littley
Journal Manager
Journal of the Geological Society

Research article

JGS
Journal of the Geological Society

<https://doi.org/10.1144/jgs2024-098> | Vol. 182 | 2024 | jgs2024-098

Geology, geochemistry and zircon SHRIMP U–Pb geochronology of Mesoarchean high-Mg granitoids: constraints on petrogenesis, emplacement timing and deformation of the Água Limpa suite in the Carajás Province, SE Amazonian Craton



Aline Costa do Nascimento^{1,2*}, Davis Carvalho de Oliveira^{1,2}, Eleilson Oliveira Gabriel^{1,2} and Pablo José Leite-Santos^{1,2}

¹ Postgraduate Program in Geology and Geochemistry, Institute of Geosciences, University Federal do Pará, PO 1611, CEP-66075-100, Belém, Pará, Brazil

² Group of Research on Granitoids Petrology, Postgraduate Program in Geology and Geochemistry, Institute of Geosciences, University Federal do Pará, Belém, Pará, Brazil

ACdN, 0000-0003-1426-136X

* Correspondence: aline.nascimento@ig.ufpa.br

Abstract: Determining the age, geochemical characteristics and conditions of deformation of Mesoarchean sanukitoids is crucial in unravelling the petrogenesis and tectonic significance of mantle-derived rocks. We report the whole-rock major and trace element contents, zircon U–Pb geochronology and geochemical modelling of samples from the Água Limpa sanukitoid suite in the Sapucaia subdomain (the Carajás Province, Amazonian Craton). This suite includes two plutons, named Água Limpa and Água Azul, which are exposed across east–west transpressive sinistral shear zones that act as boundaries between the Rio Maria and Carajás domains. These plutons are composed of porphyritic granodiorites, tonalites and subordinate monzogranites, with amphibole, biotite and epidote as the main mafic mineral components. They are characterized by high contents of Cr (102–383 ppm), Ni (32–117 ppm), MgO (2.50–4.78 wt%), Sr (477–912 ppm) and Ba (519–1966 ppm), with high Mg# values of 49–64. The rare earth element patterns show significant fractionation of the heavy rare earth elements, with high La_N/Yb_N (18–170) ratios and no or weak Eu anomalies (Eu/Eu* 0.66–1.21). The studied rocks are predominantly medium-K, calc-alkaline and metaluminous, and are geochemically distinct from tonalite–trondhjemite–granodiorites (TTGs) and Archean leucogranodiorites. The Água Limpa and Água Azul plutons yield coeval crystallization ages of 2870 ± 4 and 2872 ± 5 Ma, respectively, with other zircon population ages of 3063 ± 6, 2926 ± 12 and 2849 ± 12 Ma. The first of these other zircon populations is interpreted as xenocrysts, the second as crystals inherited from the modelled TTG-type source and the third as crystals reflecting the age of metamorphism. Most of the suite fractionated from a common mafic parent through 20% partial melting of a mantle previously enriched by 32% TTG-type melt in the garnet stability zone and under oxidized conditions. The combined dataset indicates that the studied sanukitoids are syntectonic intrusions, with distinct pulses of magma transfer facilitated by shear zone reactivation and subordinate small-scale dyking.

Supplementary material: Supplementary material containing whole-rock geochemistry, geochemical modelling and geochronology results for the sanukitoids from the Sapucaia subdomain (Carajás Province) is available at <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.c.7506833>

Received 14 May 2024; revised 25 August 2024; accepted 17 October 2024

3.1 ABSTRACT

Determining the age, geochemical characteristics, and conditions of deformation of Mesoarchean sanukitoids is critical to unravel the petrogenesis and tectonic significance of mantle-derived rocks. This paper reports the whole-rock major element, trace element, zircon U-Pb age, and geochemical modelling of samples from the Água Limpa sanukitoid suite in the Sapucaia subdomain (Carajás Province, Amazonian Craton). This suite includes two plutons, named Água Limpa and Água Azul, which are exposed across E–W transpressive sinistral shear zones that act as boundaries between the Rio Maria and Carajás domains. These plutons are composed of porphyritic granodiorites, tonalites, and subordinate monzogranites, with amphibole, biotite, and epidote as the main mafic mineral components. They are characterized by high contents of Cr (383–102 ppm), Ni (117–32 ppm), MgO (4.78–2.50 wt %), Sr (912–477 ppm), and Ba (1966–519 ppm), with high Mg# values of 64–49. The REE patterns show significant fractionation of HREE with high La_N/Yb_N (170–18) ratios and no or weak Eu anomalies (Eu/Eu^* 1.21–0.66). The studied rocks are predominantly medium-K calc-alkaline and metaluminous and are geochemically distinct from tonalite-trondhjemite-granodiorites (TTGs) and Archean leucogranodiorites. The Água Limpa and Água Azul plutons yield coeval crystallization ages of 2870 ± 4 Ma and 2872 ± 5 Ma, respectively, with other zircon population ages of 3063 ± 6 Ma, 2926 ± 12 Ma, and 2849 ± 12 Ma. The first of these other zircon populations is interpreted as xenocrysts, the second as crystals inherited from the modeled TTG-type source, and the third as crystals reflecting the age of metamorphism. Most of the suite fractionated from a common mafic parent through 20% partial melting of a mantle previously enriched by 32% TTG-type melt in the garnet stability zone and under oxidized conditions. The combined dataset indicates that the studied sanukitoids are syntectonic intrusions, with distinct pulses of magma transfer facilitated by shear zone reactivation and subordinate small-scale diking.

Keywords: sanukitoids; geochronology; crustal growth; Sapucaia subdomain.

3.2 INTRODUCTION

The geodynamic processes involved in the early formation and evolution of the continental crust underwent a significant transformation between 3.0 and 2.5 Ga. This transformation is documented by a key geological indicator: the notable diversification of the nature and petrogenesis of granitoids following a transitional period that sets them apart from the previously prevalent tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) suites (Laurent *et al.* 2014, Moyen 2019). The multitude of Archean calc-alkaline granitoid can be classified as either crust-derived potassic granites or mantle-derived sanukitoids, and they typically intrude early supracrustal sequences and TTG assemblages (Halla 2018). The appearance of these numerous granitoids has led some researchers to propose that the shift to granitoid compositions resulted from the reworking of either ancient or juvenile crustal materials (Moyen *et al.* 2003, Laurent *et al.* 2014, Silva *et al.* 2023). However, the identification of mantle-derived sanukitoids or high-Mg granitoids underscores the importance of crust–mantle interactions in the processes of crustal formation and evolution during the Meso- to Neoarchean transition period (Moyen 2019).

Archean sanukitoid suites have been described in various cratons and primarily consist of late Meso- to Neoarchean (i.e., 2.95–2.50 Ga) plutonic rocks ranging from diorites to monzogranites (Shirey & Hanson 1984, Moyen *et al.* 2003, Laurent *et al.* 2014, Oliveira *et al.* 2011, Silva *et al.* 2022). In general, sanukitoids are metaluminous ($A/CNK \geq 0.78$) and moderately potassic ($K_2O/Na_2O \sim 0.68$). The Mg# values are typically quite high (≥ 0.55), as are the Ni and Cr contents (≥ 69 and 143 ppm, respectively) and the Sr and Ba contents (≥ 1000 ppm). These rocks have been diversely termed “low-Ti sanukitoids – $TiO_2 < 1.2$ wt %” or “sanukitoids *sensu strictu*”, emphasizing their difference from the high-K calc-alkaline group “high-Ti” or Closepet-type granite ($TiO_2 > 1.2$ wt %; Martin *et al.* 2009). Due to their geochemical controversy, sanukitoids are interpreted as products of interactions between mantle peridotite and subduction-related components (Rapp *et al.* 2010, Heilimo *et al.* 2013, Laurent *et al.* 2014), where the enriched mantle wedge may be contaminated either by fluids (Stern & Hanson 1991, Stevenson *et al.* 1999) or by adakitic-type melts (Rapp *et al.* 2010). However, there are alternative models, including that of Smithies & Champion (2000), who proposed that sanukitoid genesis involves two separate processes—first, the metasomatism of the mantle wedge by addition of TTG-like melt and, second, a later melting event.

Sanukitoids are found delineating the contact zone between blocks with distinct geological histories. Large domains of sanukitoids have been identified in the Carajás

province (southeastern Amazonian craton; Oliveira *et al.* 2011, Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2022, 2023), with predominant ages of 2.87 Ga and 2.92 Ga; these sanukitoids are considered some of the oldest occurrences worldwide. In the Sapucaia subdomain, two plutons, the Água Limpa and Água Azul granitoids, were identified by Gabriel *et al.* (2010); here, they are collectively referred to as the Água Limpa suite, which exhibits geochemical features akin to those of typical Archean sanukitoids. This contribution presents detailed geological and tectono-structural features, newly analyzed zircon U–Pb SHRIMP age data, whole-rock geochemical data, and geochemical modeling techniques, aiming to elucidate (i) the crystallization and emplacement ages of the Água Limpa and Água Azul sanukitoid plutons; (ii) the source and petrogenesis processes responsible for the origin of the studied sanukitoids and their relation to the nature of the metasomatic agent; (iii) the role of the conditions of crystallization and deformation and their relation to the tectonic significance of the Água Limpa suite in the regional context of the Carajás province; and (iv) the differences and similarities to other sanukitoids described worldwide.

3.3 GEOLOGICAL BACKGROUND

The Amazonian Craton is situated north of the South American platform (Fig. 1a, b) and represents one of the most well-preserved cratons globally (Almeida *et al.* 1981). This continental block is interpreted to be the result of the Archean amalgamation of Paleoproterozoic and Mesoproterozoic orogenic belts (Cordani *et al.* 2000). The craton achieved stability by the end of the Mesoproterozoic, and it experienced minimal impact from the surrounding Brasiliano-Pan African orogens (Cordani *et al.* 2000, Vasquez & Rosa-Costa 2008). Carajás Province represents the Archean nucleus of the Amazonian Craton and consists of two main tectonic domains separated by extensive E–W regional shear zones: the Rio Maria domain to the south and the Carajás domain to the north (Fig. 1c). These two terranes evolved independently before amalgamating during the Mesoarchean (Cordani *et al.* 2000 and references therein). The Mesoarchean Rio Maria domain is a typical ‘granite–greenstone’ terrane featuring large (45–35 km diameter) dome-like structures flanked by curvilinear belts of low-grade metavolcanic and metasedimentary rocks (the Andorinhas greenstone belts with ages of 3.0–2.97 Ga; Vasquez & Rosa-Costa 2008). The basement also includes TTG suites 2.98–2.92 Ga in age (Mogno trondhjemitic, Arco Verde, and Mariazinha tonalites; Almeida *et al.* 2011, 2013). Granitic complexes were formed through multiple compositionally diverse magmatic pulses and consist of sanukitoids, potassic and hybrid granites, Closepet-type granodiorites, and enriched TTGs that are 2.88–2.87 Ga in age, displaying a regional fabric with a NW–SE to E–W orientation (Almeida *et al.* 2011, 2013, Oliveira *et al.* 2010, Santos & Oliveira 2016, Silva-Silva *et al.* 2020). Archean sedimentary sequences of the Rio Fresco Group partly overlie these lithologies (Vasquez & Rosa-Costa 2008). In addition, the Meso- to Neoarchean Carajás domain features a more complex geologic setting than the Rio Maria domain (3.07–2.70 Ga; Tavares *et al.* 2018, Marangoanha *et al.* 2020) and is subdivided into three subdomains: the Sapucaia subdomain, Canaã dos Carajás subdomain, and Carajás basin (Dall’Agnol *et al.* 2013). The basement assemblage of this crustal block underwent regional deformation in the Mesoarchean (3.0–2.8 Ga) related to the collision of the Carajás and Rio Maria domains (Marangoanha *et al.* 2020). During this event, WNW–ESE-trending ductile sinistral strike-slip and thrust shear zones with SW to NE transport developed (Pinheiro & Holdsworth 2000). However, the rocks of the Rio Maria domain were weakly affected by this event (Almeida *et al.* 2011). The supracrustal sequences and the Neoarchean granites of the Carajás domain record the deformation associated with the reactivation of WNW–ESE Mesoarchean structures (Pinheiro & Holdsworth 2000; Fig. 1d). Our study area is situated within the Sapucaia subdomain, which features lithologic similarities to the Rio Maria

domain; however, the basement rocks of the Sapucaia subdomain reflect metamorphic and deformational episodes of varying intensity (Nascimento *et al.* 2023) associated with Neoproterozoic magmatism that resemble the evolution of the Carajás domain (Oliveira *et al.* 2023). The Canaã dos Carajás subdomain comprises the basement of the basin and represents an imbricated structure (oriented E–W), known as the Itacaiúnas shear zone (Pinheiro & Holdsworth 2000). This terrane differs from the Rio Maria domain and other granite–greenstone terranes in terms of the scarcity of TTGs, the dominance of biotite granites and the presence of migmatites, granulites, and charnockites (Feio *et al.* 2013, Felix *et al.* 2020, Marangoanha *et al.* 2020, Rodrigues *et al.* 2014). The Carajás basin consists of Neoproterozoic (> 2.76 Ga) metavolcanosedimentary sequences intruded by coeval bimodal magmatic rocks (mafic–ultramafic rocks and subalkaline granites) (Vasquez & Rosa-Costa 2008). The entire province was overprinted by a thermal episode at 1.88 Ga when voluminous anorogenic granitic plutonism occurred (Dall’Agnol & Oliveira 2007). In general, the different units defined in the Carajás Province can be grouped into eight categories related to the following events: (i) the generation of Mesoproterozoic greenstone belts and sodic-type TTG magmatism (3.07–2.92 Ga), with subordinate mafic–ultramafic plutonism; (ii) the formation of moderate- to high-K calc-alkaline magmatism, represented by sanukitoids, biotite granites, and hybrid granitoids (2.88–2.86 Ga); (iii) the development of migmatites and granulites constraining the peak of regional metamorphism at 2.89–2.84 Ga; (iv) the formation of metavolcano-sedimentary sequences in the Carajás basin (> 2.76 Ga); (v) the generation of Neoproterozoic bimodal magmatism (2.76–2.70 Ga) featuring mafic–ultramafic rocks, charnockites, and a wide variety of syntectonic subalkaline granitoids; (vi) the formation of extensive intracratonic sedimentary cover during the Siderian–Rhyacian (> 1.9 Ga); and (vii) the development of intraplate magmatism during the Orosirian (~ 1.88 Ga). A summary of the available U–Pb and Pb–Pb geochronological data from the studied area (Sapucaia subdomain) is shown in Fig. 2.

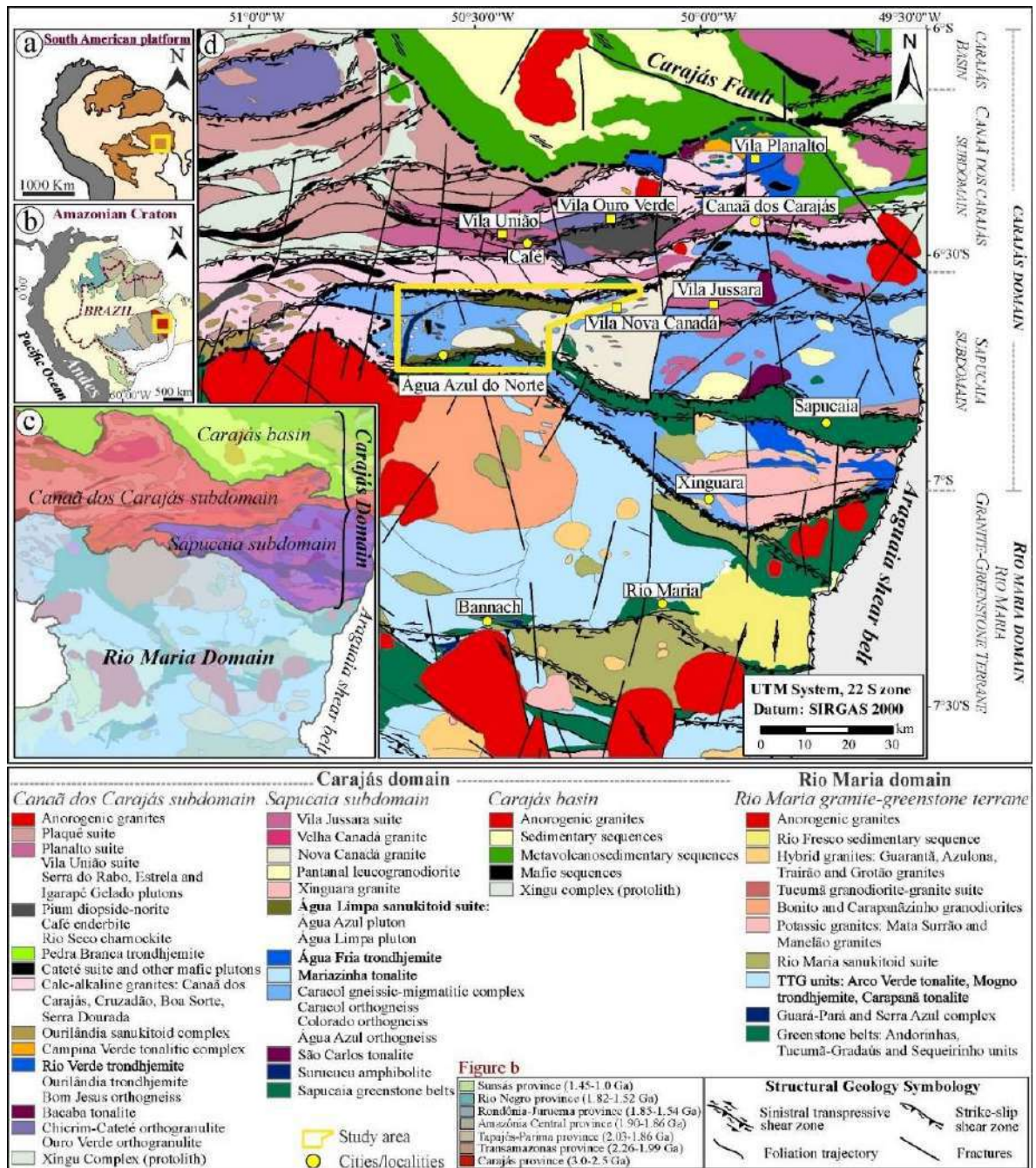


Figure 1 - Regional context of the Carajás Province (adapted from Nascimento *et al.* 2023): (a) location of the Amazonian Craton and Carajás Province (highlighted in a yellow square) on the South American platform (Almeida *et al.* 1981); (b) geochronological provinces with ages provided in the legend based on Tassinari & Macambira (2004) and tectonic boundaries sourced from Santos (2003); (c) updated subdivision of the lithotectonic terranes (Oliveira *et al.* 2023) of the Carajás Province (modified after Dall'Agnol *et al.* 2013); (d) geological map of the Carajás Province, illustrating the detailed study area highlighted in Fig. 2.

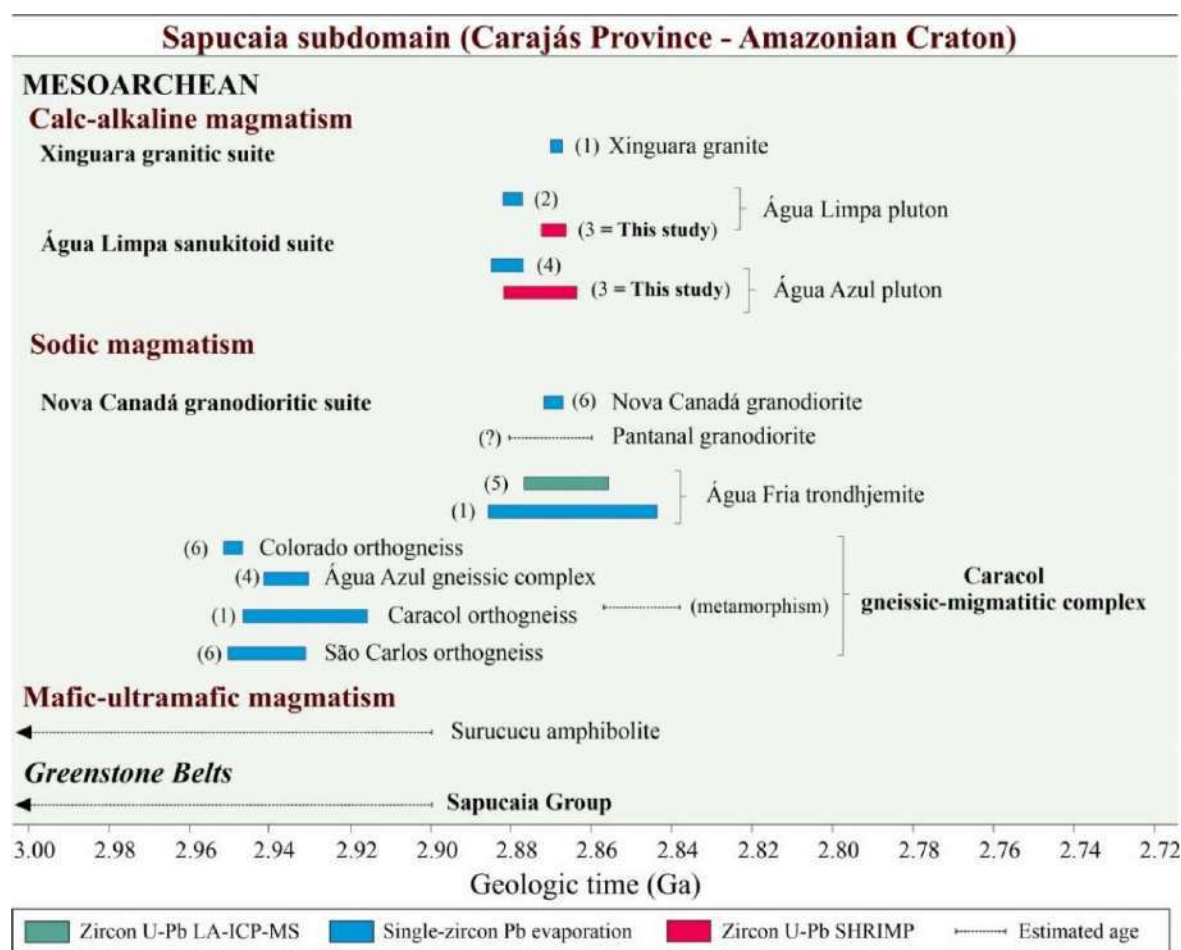


Figure 2 - Compiled geochronology of Mesoarchean rocks in the Sapucaia subdomain in the Carajás Province. The data sources used are as follows: (1) Leite *et al.* (2004); (2) Santos *et al.* (2013); (3) This study; (4) Gabriel *et al.* (2010); (5) Almeida *et al.* (2011); (6) Silva *et al.* (2010). Abbreviations: LA-ICP-MS = laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry; SHRIMP = sensitive high-resolution ion microprobe.

3.4 GEOLOGY, FIELD RELATIONSHIP AND STRUCTURAL FRAMEWORK

The Água Limpa suite consists of two plutons, known as Água Limpa (ALG, covering an area of 126 km²) and Água Azul granitoids (AAG, covering an area of 62 km²; Gabriel & Oliveira 2014). These plutons are situated in the Sapucaia subdomain of the Carajás Province and are bordered by E–W-trending sinistral transpressive shear zones at the northern and southern extremities of the study area (Fig. 3). These shear zones extend westward, delineating the boundary between the Carajás and Rio Maria domains (Fig. 1d). Field observations and structural analysis indicate persistent shear deformation activity during the evolution of the sanukitoid plutons. The AAG pluton intrudes into 3.06 Ga metamafic rocks of the Sapucaia greenstone belt to the south (Fig. 4a, b), while the ALG pluton is intersected by 2.87 Ga granitic plutons of the Boa Sorte unit to the north (Rodrigues *et al.* 2014). Both plutons intrude the 3.06–2.94 Água Azul migmatized orthogneiss complex, which occupies the central part of the area (Fig. 3, schematic profile A–A'; Fig. 4c). Mafic dikes and potassic and subalkaline

granites (the Velha Canadá granite and Vila Jussara suite) with ages of 2.73 to 2.74 Ga crosscut the sanukitoid plutons (Leite-Santos & Oliveira 2016, Nascimento *et al.* 2023). The investigated rocks exhibit heterogeneous deformation, commonly displaying mylonitic foliation trending E–W to WNW–ESE with moderate to steep dips (40° – 89°) toward the south (Fig. 3; equal-area stereographic projections; Fig. 4d-i). Asymmetries, such as C/S fabric, stair-stepping rotated porphyroclasts, and “s” folds, indicate a sinistral sense of shear in this zone. Compositional banding and schistosity rarely occur where recrystallization rates are more intense. Mineral stretching lineation plunges are also steep to subvertical (60° – 85°) toward both the N and S, suggesting transpression. Additionally, these rocks are intersected by fractures with N–S, NW–SE, and NE–SW orientations, aligning with fractures observed in Neoproterozoic mafic dikes (Fig. 3). Flattened mafic enclaves and xenoliths are rarely rounded and are generally oriented in accordance with the foliation and stretched along the shear zone. These enclaves display evidence of interaction with the host granitoids, indicating a low viscosity contrast between them and suggesting their coexistence in the magmatic stage (magma mingling), with local evidence of magma mixing in areas with high enclave concentrations and a greater degree of interaction (Fig. 4b,f).

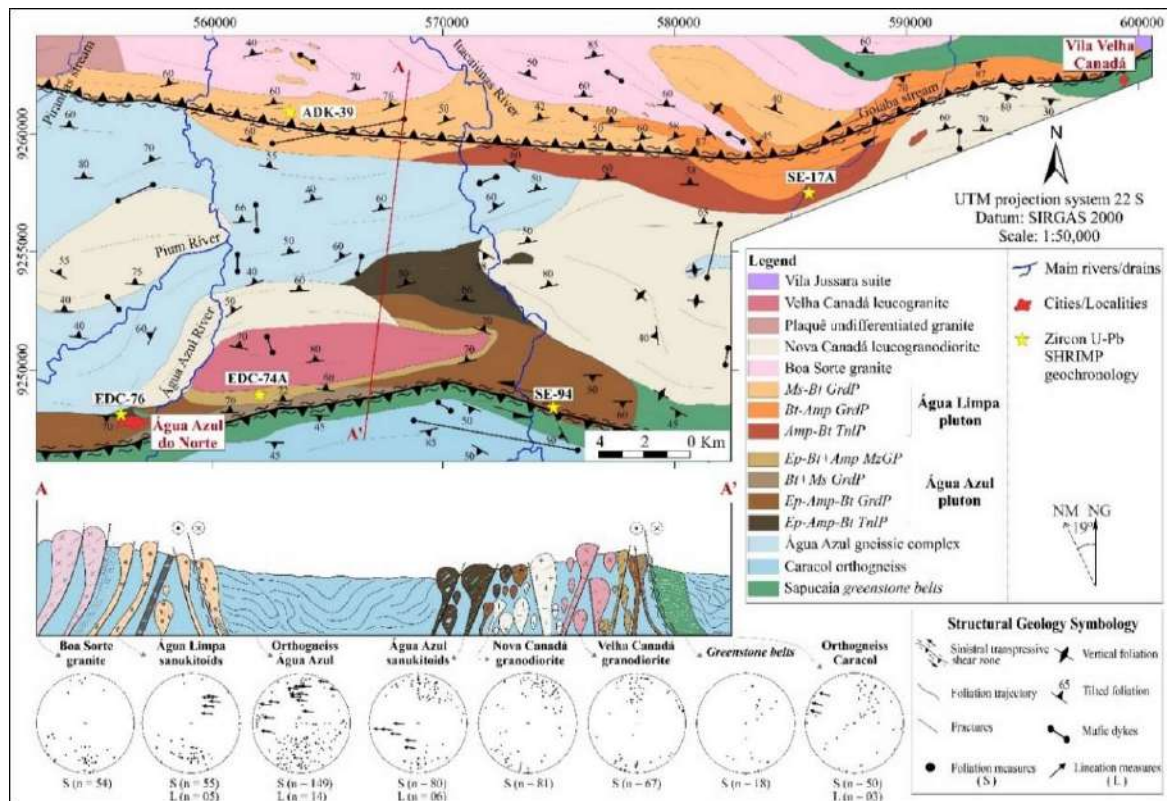


Figure 3 - Proposed geological map for the Água Azul do Norte area, indicating the locations of dated samples and illustrating the petrographic facies identified in the Água Limpa sanukitoid suite (modified from Gabriel & Oliveira 2014). A schematic profile (A-A') offers deep structure interpretations, while equal-area stereographic projections (Schmidt-Lambert) display measured foliations and lineations.

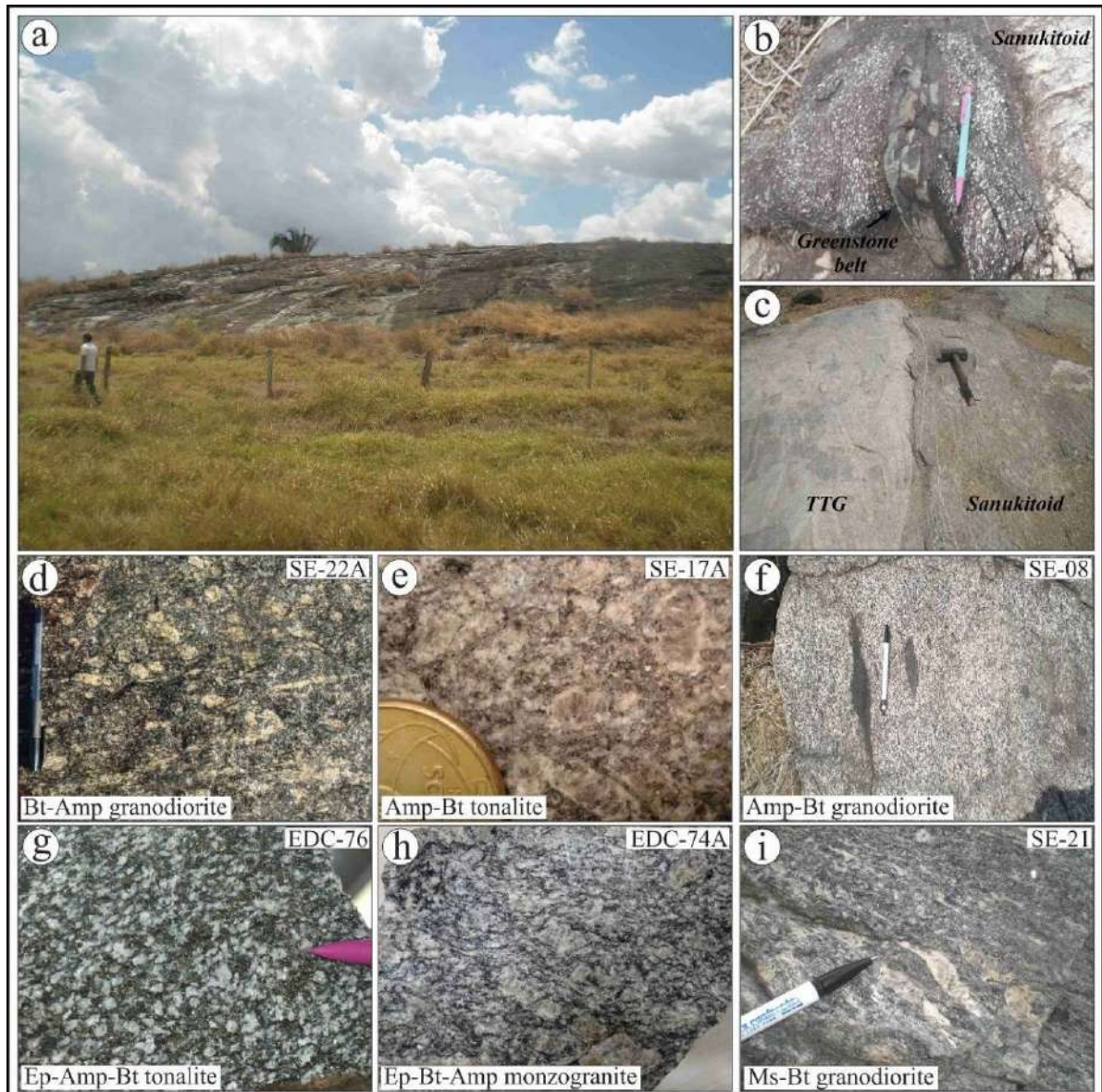


Figure 4 - Field relationships and textural aspects of the Água Limpa sanukitoid suite. (a) An outcrop of granodiorite from the type area; (b) highly flattened xenolith of metabasalt from the Sapucaia greenstone belt surrounded by the Água Azul granodiorite; (c) contact between the orthogneiss basement and the studied sanukitoids; (d-e) granodiorite and tonalite facies, both characterized by porphyritic textures composed of plagioclase phenocrysts immersed in a medium-grained quartz-feldspathic matrix (Água Limpa pluton); (f-h) granodiorite, tonalite and monzogranite facies of the Água Azul pluton, showing a porphyritic texture with deformed and foliation-oriented plagioclase phenocrysts; and (i) the presence of muscovite locally observed in the granodioritic facies of the Água Limpa pluton, associated with the occurrence of deformed alkali feldspar phenocrysts.

3.5 PETROGRAPHY, MODAL CLASSIFICATION AND MICROSTRUCTURAL FEATURES

The Água Limpa suite is composed dominantly of granodiorite and monzogranite with tonalitic variations (Fig. 4d-i; Fig. 5). Its rocks are primarily anisotropic and exhibit an inequigranular porphyritic texture (Fig. 6a). The porphyries contain poikilitic microcline (diameter of 0.5–3.0 cm) and subordinate plagioclase phenocrysts, commonly twinned and

embedded in a quartz-feldspar matrix enriched in mafic minerals ($M = 29\text{--}21\%$). The muscovite-bearing varieties of the ALG pluton have more hololeucocratic features ($M' < 11\%$; Fig. 5; Table 1). The matrix is medium- to fine-grained, and its texture varies from xenomorphic to hypidiomorphic seriate, composed of plagioclase ($49.5\text{--}32.9\%$), quartz ($29.2\text{--}19.7\%$), and microcline ($\sim 11\text{--}1\%$) as essential minerals; biotite, amphibole and magmatic epidote are the main varietal phases ($\sim 27\text{--}10\%$; see Table 1). Allanite, zircon, apatite, magnetite, and titanite are the primary accessory minerals (Fig. 6b-f). Secondary phases (such as chlorite, muscovite, hematite, goethite, pyrite, sericite, carbonate, scapolite and some titanite) and epidote are interpreted as products of metamorphic crystallization. Modal compositions allow the recognition of different petrographic facies for the AAG and ALG plutons. The Água Azul pluton features epidote-amphibole-biotite tonalite, epidote-amphibole-biotite granodiorite, biotite-muscovite granodiorite, and epidote-biotite-amphibole monzogranite, whereas the Água Limpa pluton features amphibole-biotite tonalite, biotite-amphibole granodiorite, and muscovite-biotite granodiorite (see the Q-A-P and Q-(A+P)-M' diagrams of Le Maître *et al.* 2002; Fig. 5). In terms of microstructure, intense and widespread deformation is observed in the ALG rocks, and the original porphyritic texture is overprinted by a mylonitic texture, with a gradual transition between them (Fig. 6g). The heterogeneous strains recorded in these sanukitoids are reflected in the shapes of the feldspar phenocrysts, which range from tabular (euhedral) to elliptical porphyroclast sigma types in the XZ plane of the finite strain ellipsoid, and the rocks show evident tectonic foliation. In the high-strain domains, the granitoids display foliation defined by the preferred orientation of clustered mafic aggregates, feldspar porphyroclasts, and stretched polycrystalline aggregates in the bulging (BLG) and subgrain rotation (SGR) recrystallized matrix. Locally, there is evidence of grain boundary migration recrystallization (GBAR; Fig. 6g). The clustered aggregates consist of amphibole porphyroclasts, sometimes with ocellar-format fish, bordering biotite, and minor quartz and epidote (Fig. 6d). The AAG rocks are dominantly composed of idiomorphic biotite-epidote aggregates. Microperthitic microcline and plagioclase porphyroclasts contain undulose extinction, folding, core-and-mantle structures, and high-strain zones due to partial recrystallization (Fig. 6e-f). The matrix mainly consists of a medium- to fine-grained polygonal granoblastic fabric of K-feldspar, plagioclase, quartz, biotite, muscovite, minor epidote, and amphibole in stretched aggregates surrounding porphyroclasts, as well as quartz ribbons. This microstructure in the deformed sanukitoids is compatible with that in medium-grade mylonites, with an estimated temperature range of approximately 500° to 600°C (Passchier & Trouw 2005). These features of the secondary

mineral assemblage support the interpretation of greenschist to amphibolite conditions for metamorphism during shear zone formation (Nascimento *et al.* 2003).

Table 1 - Modal analysis of representative samples from the Água Limpa sanukitoid suite (Água Limpa and Água Azul plutons). Data sources are reported as minimum and maximum values compiled from Gabriel & Oliveira (2014).

Units	Água Limpa pluton			Água Azul pluton			
Facies/ Samples	Amp-Bt Tnl	Bt-Amp-GrD	Ms-Bt-GrD	Ep-Amp-Bt-Tnl	Ep-Amp-Bt-GrD	Amp-Ep-Bt-MzG	Ms-Bt-GrD
Mineral (%)							
Quartz	16.9 - 27.5 (19.7)	21.2 - 23.0 (21.9)	25.2 - 32.4 (29.2)	19.5 - 29.2 (25.9)	22.1 - 25.6 (23.7)	23.1 - 24.5 (23.9)	24.9 - 25.6 (25.3)
Plagioclase	48.1 - 61.2 (49.5)	35.9 - 43.0 (39.6)	43.6 - 53.6 (47.6)	47.2 - 48.6 (48.1)	35.7 - 38.1 (37.1)	32.1 - 33.9 (32.9)	46.2 - 46.7 (46.4)
Microcline	0.2 - 4.2 (1.4)	7.6 - 13.6 (9.6)	5.6 - 16.5 (11.1)	1.1 - 2.5 (0.7)	12.2 - 14.6 (13.3)	18.7 - 24.3 (20.2)	5.0 - 10.0 (7.5)
Hornblende	0.9 - 19.8 (12.5)	12.3 - 18.1 (14.4)	0.0	0.4 - 7.9 (5.4)	1.1 - 14.2 (9.3)	0.0 - 0.9 (0.2)	0.0
Biotite	7.9 - 21.8 (14.3)	10.8 - 14.6 (13.2)	6.5 - 14.1 (10.1)	11.5 - 22.8 (18.1)	10.0 - 17.2 (12.1)	17.3 - 22.1 (19.3)	17.1 - 21.2 (19.2)
Epidote	0.1 - 0.2 (0.1)	Tr* - 0.5 (0.1)	Tr* - 0.5 (0.1)	0.3 - 1.8 (1.0)	0.3 - 2.1 (0.9)	Tr* - 2.6 (1.2)	Tr* - 0.7 (0.4)
Primary accessories	Tr* - 0.4 (0.01)	Tr* - 0.5 (0.08)	Tr* - 0.8 (0.3)	Tr* - 0.4 (0.05)	Tr* - 0.5 (0.07)	Tr* - 0.8 (0.12)	Tr* - 1.2 (0.15)
Secondary minerals	Tr* - 6.9 (0.3)	Tr* - 2.1 (0.6)	Tr* - 0.3 (0.04)	Tr* - 0.5 (0.04)	Tr* - 6.8 (0.4)	Tr* - 1.0 (0.2)	Tr* - 0.2 (<0.1)
Mafic content (M)	10.9 - 34.2 (28.8)	24.1 - 32.6 (28.0)	7.2 - 14.4 (10.9)	19.5 - 32.3 (25.0)	18.9 - 27.5 (23.8)	18.9 - 23.7 (21.5)	17.4 - 22.4 (19.9)
Recalculated/100%							
Quartz	25.9 - 31.0 (27.8)	29.9 - 31.8 (30.9)	29.0 - 38.0 (332.2)	29.0 - 37.4 (34.5)	30.5 - 33.7 (32.0)	29.3 - 32.3 (31.0)	31.1 - 32.7 (31.9)
Microcline	0.0 - 5.7 (1.9)	11.4 - 18.8 (13.4)	7.2 - 18.9 (12.6)	0.0 - 3.1 (0.9)	16.1 - 19.7 (17.9)	24.7 - 30.4 (26.2)	6.6 - 12.2 (9.4)
Plagioclase	64.8 - 74.1 (70.3)	49.5 - 57.0 (55.7)	50.2 - 58.2 (54.2)	60.5 - 71.0 (64.6)	47.6 - 52.4 (50.1)	40.3 - 43.9 (42.8)	56.7 - 60.7 (58.7)

Values in the brackets are mean. * Tr = Trace value (< 0.1%).

Abbreviations: Amp = amphibole; Bt = biotite; Ms = muscovite; Ep = epidote; Tnl = tonalite; GrD = granodiorite; MzG = monzogranite.

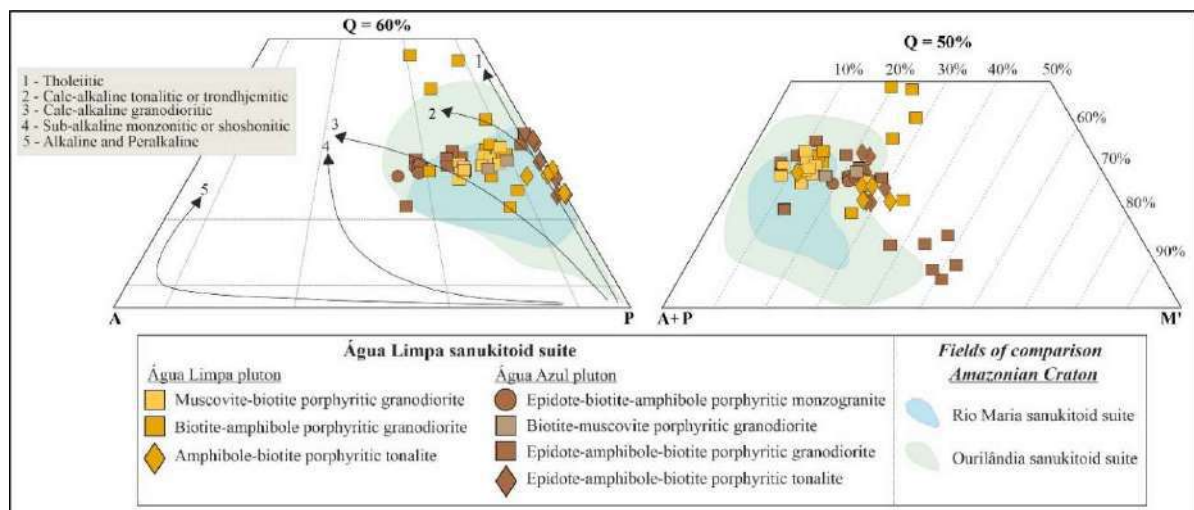


Figure 5 - Classification diagrams [Q-A-P and Q-(A + P)-M'] based on Le Maître *et al.* (2002) for the Água Limpa sanukitoid suite. The diagrams illustrate the 1–5 granitic series and their evolutionary trends as outlined by Bowden *et al.* (1984). Comparative fields are established using sanukitoids from the Carajás Province, especially in the Rio Maria suite (Oliveira *et al.* 2011) and Ourilândia do Norte suite (Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2023 and references therein).

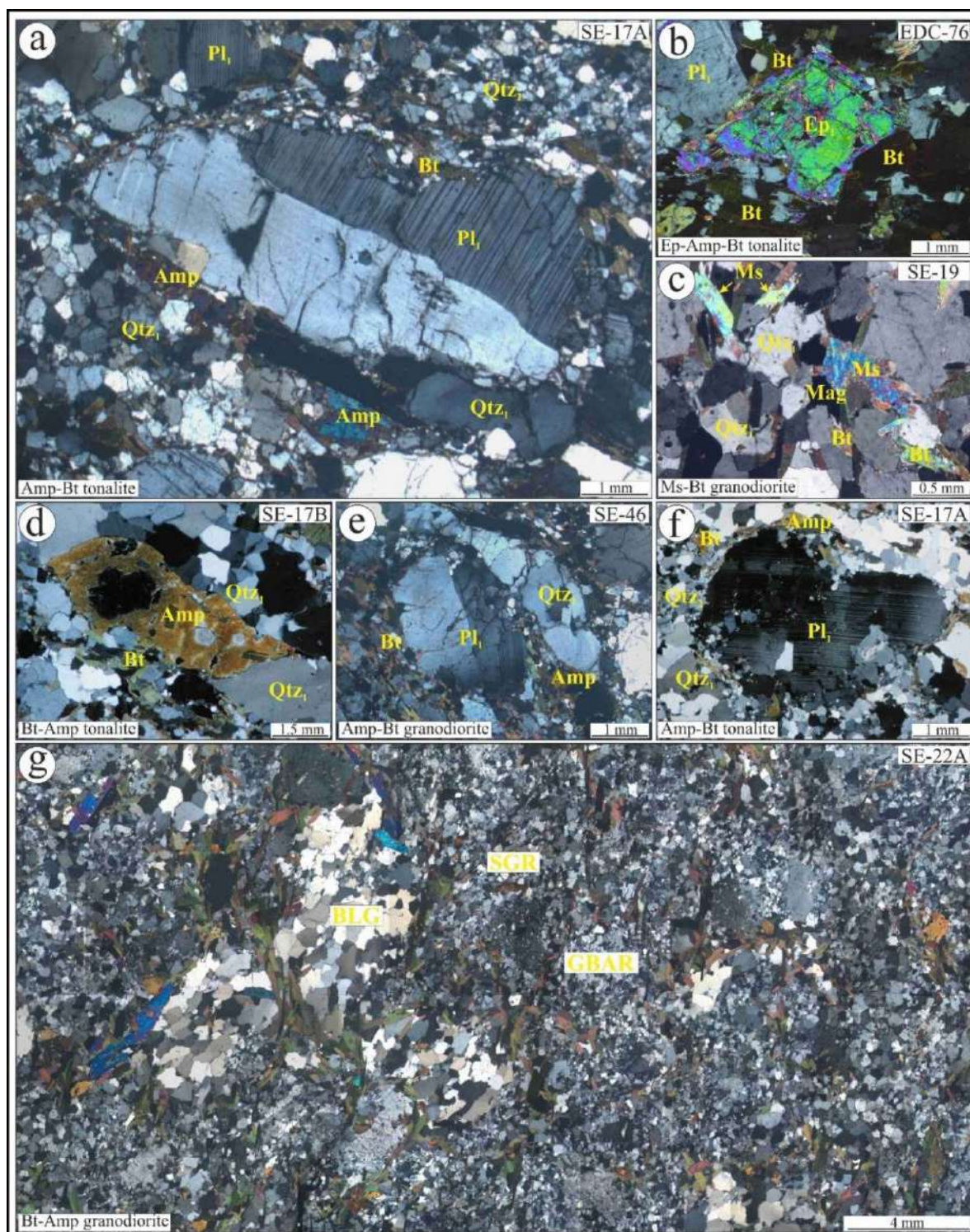


Figure 6 - Microstructural features of the Água Limpa sanukitoid suite. (a) Porphyritic texture characterized by plagioclase phenocrysts immersed in a medium-grained quartz-feldspathic matrix. It is common in all the facies described in the studied rocks. (b) Idiomorphic epidote exhibiting direct contact with plagioclase and partial embayment by biotite. (c) Primary muscovite observed in the granodioritic facies. (d) Deformed amphibole phenocrysts with an ocellar format (fish-type). (e) Deformation of plagioclase and quartz phenocrysts. (f) Mantle-core texture illustrating recrystallized quartz bordering the phenocryst. (g) General view of the studied sanukitoid, which features well-developed foliation.

3.6 GEOCHEMICAL DATA

Whole-rock major and trace element compositions are listed in Supplementary Table S1. Detailed descriptions of the geochemical methods used in this study are presented in Appendix A1.

The silica contents of the ALG rocks range from 72.6 to 58.5 wt.%, which are greater than those of the AAG rocks (69.1–62.0 wt.%). In both plutons, lower silica contents are associated with amphibole-bearing facies (less evolved), while higher silica contents are associated with amphibole-free and muscovite-bearing facies (more evolved variety). The Al_2O_3 contents are moderate, averaging 15.2 and 15.1 wt.% for the ALG and AAG plutons, respectively; these values are slightly lower than those observed in typical calc-alkaline series rocks with similar silica contents (Irvine & Baragar 1971). They are distinguished from other Archean granitoids by their enrichment in compatible elements (i.e., CaO , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$, and MgO), low Na_2O content, and pronounced magnesian character (Gabriel & Oliveira 2014). The TiO_2 contents are low (< 0.63 in both plutons), similar to those of sanukitoid-affinity rocks worldwide (Martin *et al.* 2009). In both rock groups, these elements show negative correlations with SiO_2 , while K_2O exhibits a positive trend, and Na_2O exhibits a scattered pattern. In general, the $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios are positively correlated with silica; however, in the muscovite-bearing facies, tenuous dispersion is observed (Fig. 7a). A similar pattern is noted for the FeO/MgO ratios, which increase in the direction of the more SiO_2 -enriched rocks (Fig. 7b). Regarding trace elements, the Ba and Sr contents are greater in the ALG rocks (1966–925 ppm and 912–481 ppm, respectively) than in the AAG rocks (1458–634 ppm and 657–301 ppm, respectively). On the Sr + Ba versus Rb binary diagram, an incompatible behavior of Rb is observed for each group, in contrast to the compatible behavior of Sr and Ba (Fig. 7c). In the Cr + Ni versus Mg# plot, a positive correlation is apparent in the sample arrangement (Fig. 7d), which is also observed in the AAG, where the Cr (383–75 ppm) and Ni (117.3–30.7 ppm) contents and the Mg# ($= 0.64\text{--}0.49$) are slightly greater than those in the ALG rocks (Cr = 260–13.7, Ni = 59.9–7.6, Mg# = $0.59\text{--}0.42$), denoting a more evolved nature for the latter.

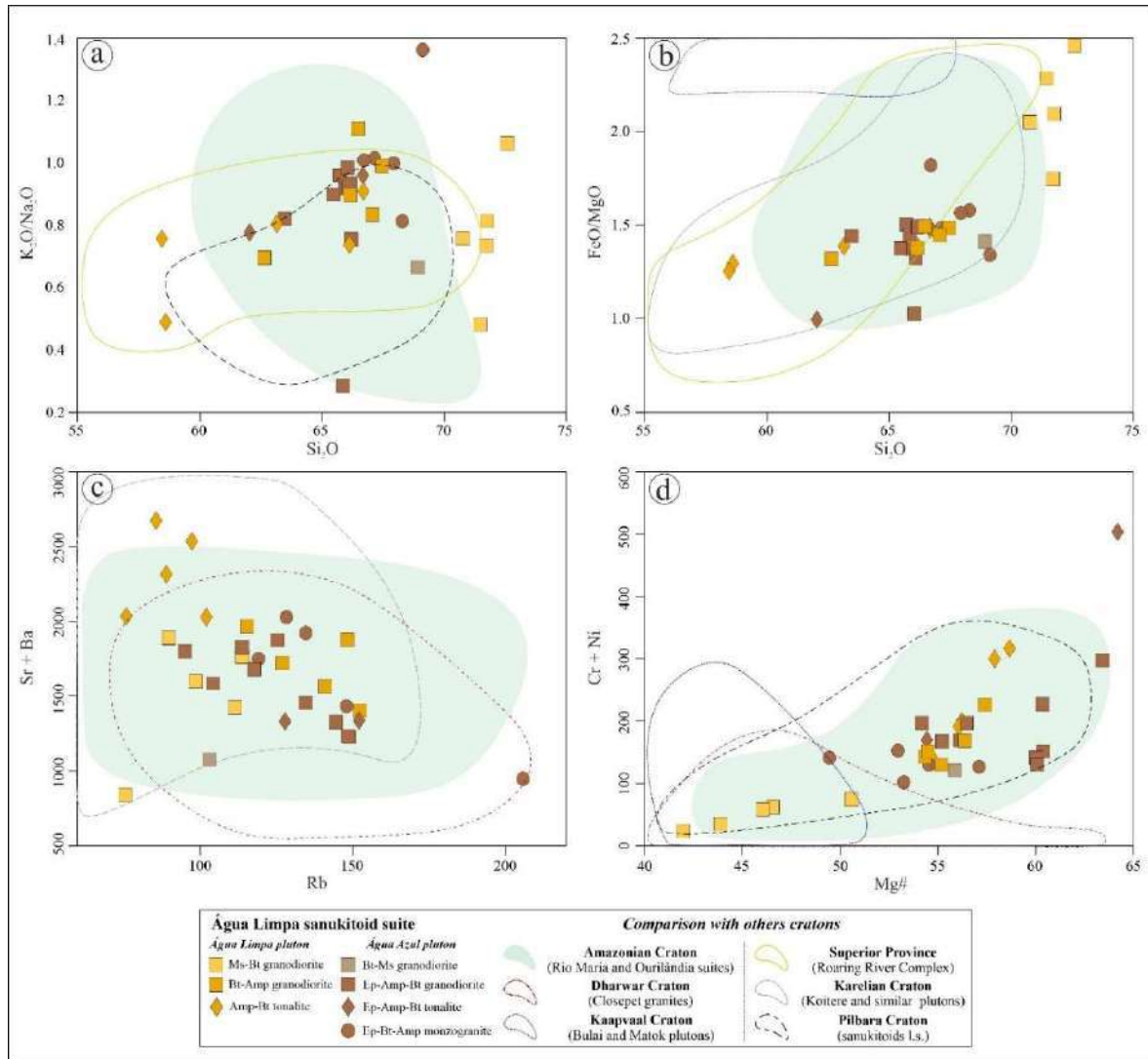


Figure 7 - Binary diagrams for major and trace elements in the Água Limpa sanukitoid suite. (a) K_2O/Na_2O vs. SiO_2 (wt.%); (b) FeO/MgO vs. SiO_2 (wt.%); (c) $Sr + Ba$ (ppm) vs. Rb (ppm); (d) $Cr + Ni$ (ppm) vs. $Mg\#$, where $Mg\# = Mg_{mol}/(FeO_{total} + MgO)_{mol}$. Fields of comparison: Amazonian Craton [Rio Maria suite (Oliveira *et al.* 2011) and Ourilândia suite (Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2022)], Dharwar Craton (Moyen *et al.* 2003, Joshi *et al.* 2016), Kaapvaal Craton (Laurent *et al.* 2014), Superior Province (Stevenson *et al.* 1999, Stern *et al.* 1989), Karelian Craton (Halla 2005, Heilimo *et al.* 2010, 2013, Lobach-Zhuchenko *et al.* 2008), and Pilbara Craton (Smithies & Champion 2000, Smithies *et al.* 2004).

In the K–Na–Ca cationic diagram, both the ALG and AAG rocks diverge from Archean TTGs in terms of any affinity and instead exhibit an evolutionary trend akin to that of classical calc-alkaline series granitoids (Fig. 8a). They are predominantly metaluminous ($0.85 < A/CNK < 0.96$), except for the biotite and muscovite-bearing varieties characterized by a weakly peraluminous nature ($A/CNK > 1$) (Fig. 8b). According to the FeO^* versus SiO_2 diagram (Fig. 8c; Frost *et al.* 2001), both plutons predominantly resemble magnesian granitoids, straddling the compositional boundaries defined by Terentiev & Santosh (2018). In this case, all amphibole-bearing granitoids of the AAG pluton are slightly more magnesian

(ultra- to high compositions), while the muscovite-biotite granodiorite of the ALG pluton extends to the limit of the moderate-magnesian field. Based on the ternary diagram $[\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \text{ vs. } 2/\text{ACNK} \text{ vs. } 2\text{FMBS}]$; Laurent *et al.* (2014)], their geochemical features align with those of sanukitoids *lato sensu* and muscovite-bearing rocks with evolved hybrid granitoids (Fig. 8d). Additionally, Fig. 8e illustrates that these rocks plot within the compositional field of “low-Ti sanukitoids”, as defined by Martin *et al.* (2009). According to the discriminant diagram of trace element $[\text{Zr} \text{ (ppm)} \text{ versus } \text{Ni} \text{ (ppm)}]$ (Fig. 8f), the epidote-amphibole-biotite-bearing granodiorites and tonalites exhibit more moderate Ni (ALG: 56.7–32.6 ppm; AAG: 117–26.8) and Zr (ALG: 172–98 ppm; AAG: 117–37 ppm) contents than the muscovite-bearing granodiorites. However, all of them are akin to other sanukitoids from the Amazonian Craton (Fig. 8f).

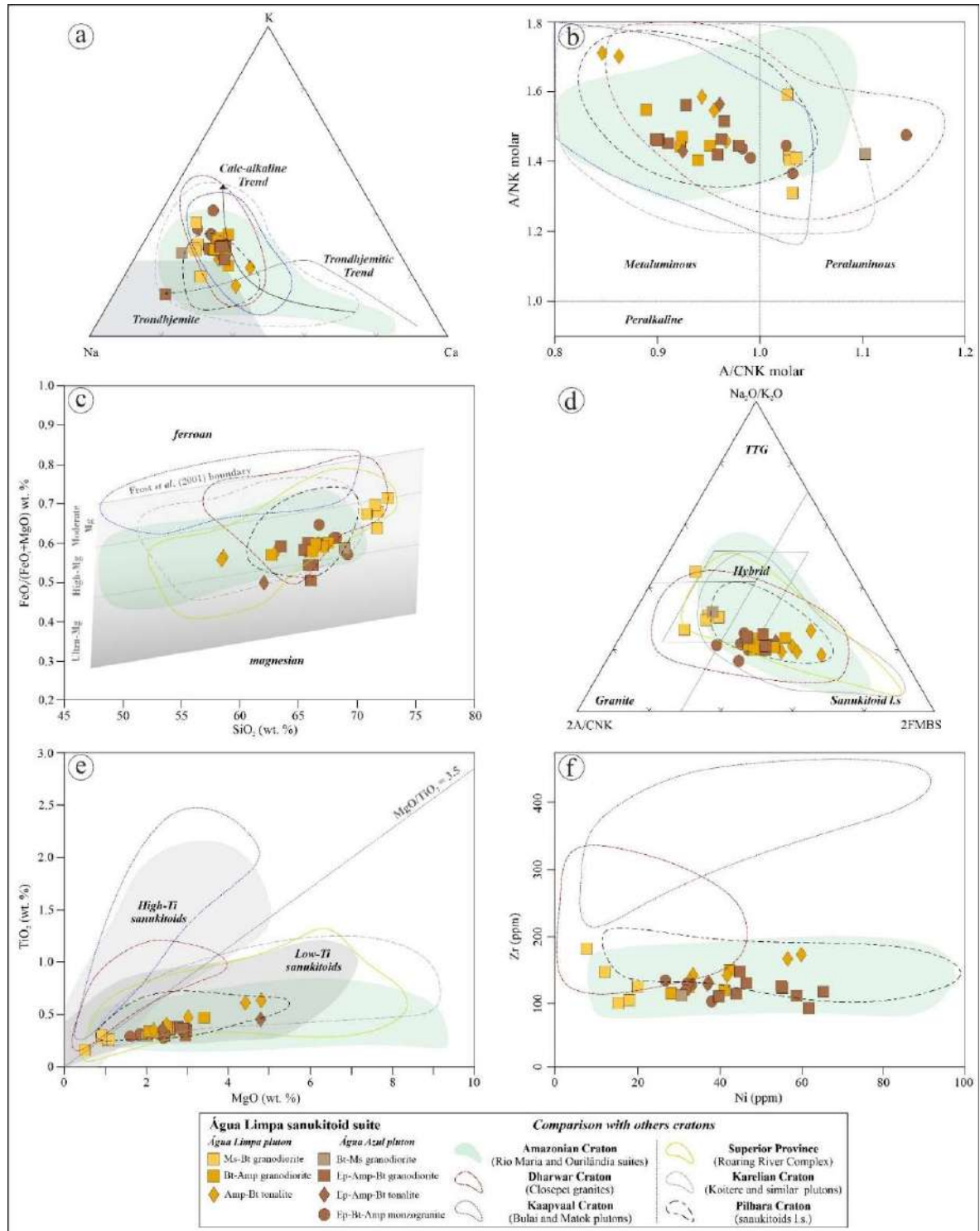


Figure 8 - Geochemical classification diagrams and magmatic series. (a) K–Na–Ca ternary diagram. The trondhjemitic and calc-alkaline trends are based on those of Barker & Arth (1976). The gray field corresponds to Archean TTGs (Martin *et al.* 2009). (b) A/NK $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]_{\text{molar}}$ vs. A/CNK $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]_{\text{molar}}$ (Shand 1950). (c) $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ vs. SiO_2 (wt. %) (Frost *et al.* 2001; and Terentiev & Santosh 2018 boundaries). (d) Ternary diagram for late Archean granitoids (Laurent *et al.* 2014), where $2\text{A/CNK} = 2*[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]_{\text{mol}}$; $(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ wt.%; and $\text{FMBS} = 2*(\text{FeO}_t + \text{MgO}) \text{ wt. \%} * (\text{Sr} + \text{Ba}) \text{ wt. \%}$. (e) TiO_2 (wt. %) vs. MgO (wt. %) with fields of high- and low- TiO_2 sanukitoids from Martin *et al.* (2009) in light and dark gray colors. (f) Zr (ppm) vs. Ni (ppm) (Moyen *et al.* 2003). The data sources used for comparison are the same as those in Fig. 7.

The REE contents of the studied ALG and AAG rocks exhibit similar patterns, featuring relative enrichments in LREEs and depletions in heavy rare earth elements (HREEs), with europium anomalies absent or negligible ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.3$ to 0.6), as shown in Fig. 9a-b. In both plutons, the REE patterns indicate moderate fractionation of HREEs, which is supported by $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ ratios ranging from 50.74 to 15.3. An exception to this pattern is the muscovite-bearing granodiorites from the ALG pluton, which exhibit a greater degree of HREE fractionation ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ varying from 170.4 to 70.5), which is probably related to amphibole fractionation. Minor differences in the fractionation degree between these two plutons suggest that they originated from distinct magmas that evolved under analogous crystallization conditions. In the multielement diagram normalized to the primitive mantle (McDonough & Sun 1995; Fig. 9c-d), the Água Limpa suite exhibits overall moderately large ion lithophile element (LILE) enrichment patterns, with most Rb, Ba, and K values being between 89 and 23 times greater than the primitive mantle values. Notable negative Nb–Ta, Th, and Ti anomalies are observed, while slightly positive anomalies in Zr and Ba are present, reflecting LREE- and LILE-enriched sources with substantial residual amphibole and/or iron and titanium oxides (Martin *et al.* 2009). In agreement with this, the ALG and AAG plutons show petrological affinities to the sanukitoid suite in Carajás Province and the low-Ti sanukitoids described by Martin *et al.* (2009).

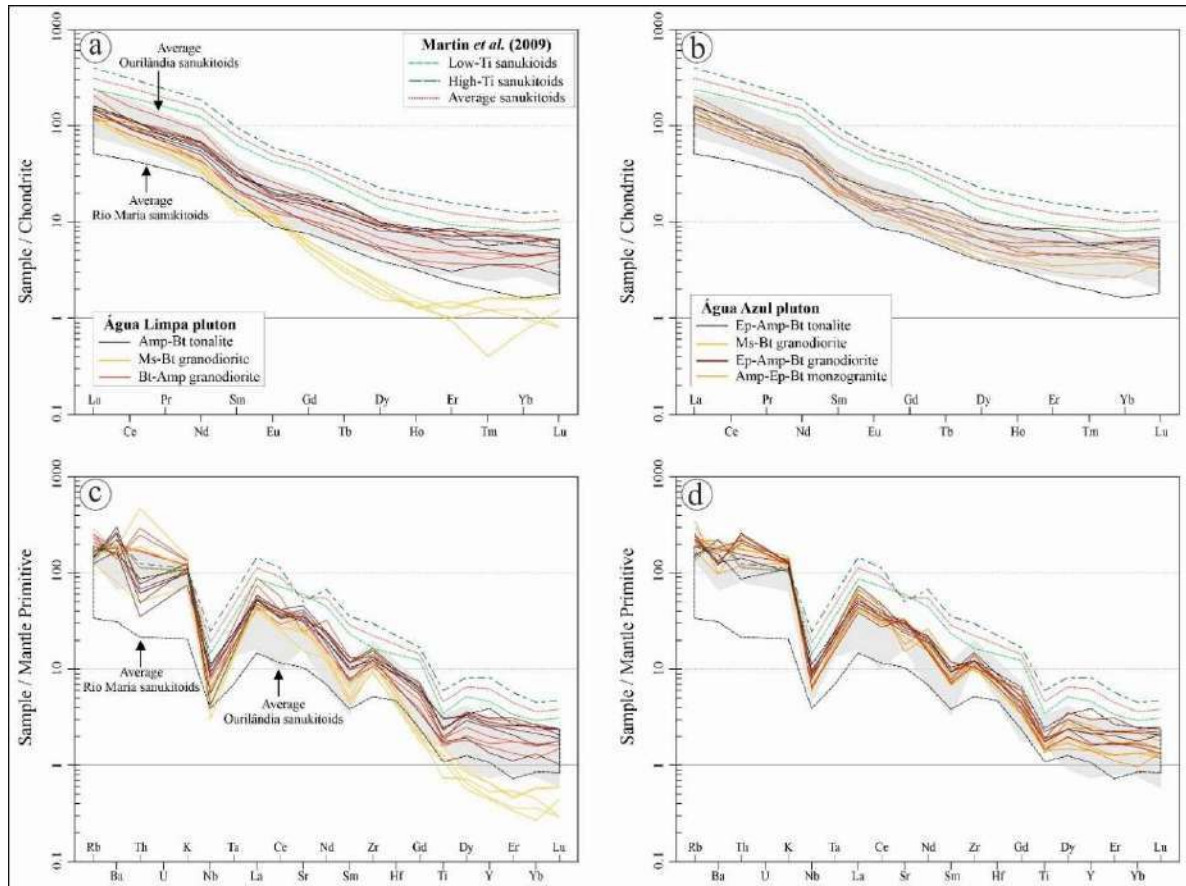


Figure 9 - (a-b) Trace element compositions of the Água Limpa sanukitoid suite are presented as chondrite-normalized REE concentrations and (c-d) primitive mantle-normalized trace element patterns. Normalization values were obtained from McDonough & Sun (1995). In all the diagrams, the light gray pattern represents the average composition of Ourilândia sanukitoids (Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2022, 2023), and the black line refers to the average of the Rio Maria sanukitoids (Oliveira *et al.* 2011) from the Carajás Province (Amazonian Craton). The average compositions of low-Ti and high-Ti sanukitoids from Martin *et al.* (2009) are reported for comparison. Note the typical negative spikes in Th, Ta–Nb, and Ti.

Table S1 - Whole-rock and trace geochemical compositions of the Água Limpa and Água Azul plutons in the Sapucaia subdomain (Carajás Province). Data sources: 1 = Gabriel & Oliveira (2014); 2 = This study.

Unit	Água Limpa pluton						Água Azul pluton											
Facies	Amp-Bt TnlP		Bt-Amp GrdP		Ms-Bt GrdP		Ep-Amp-Bt TnlP		Ep-Amp-Bt GrdP						Ep-Bt-Amp MzP		Bt-Ms GrdP	
Samples	¹ ADK-91	¹ SE-45	¹ ADK-83	¹ ADK-70	¹ SE-22A	¹ SE-34	¹ EDC-76	¹ SE-85	¹ SE-51	¹ SE-08	² PCM-41	² PCM-42	² MC-59	² MC-49	² MC-56	¹ SDA-01	¹ EDC-77	¹ EDC-86
Composition (wt %)																		
SiO ₂	58.45	58.59	62.64	66.14	70.76	71.46	62.04	66.67	63.44	65.71	65.46	65.87	66.08	66.17	66.20	66.70	67.11	68.93
TiO ₂	0.63	0.61	0.47	0.38	0.25	0.30	0.45	0.35	0.36	0.38	0.29	0.33	0.35	0.36	0.33	0.35	0.32	0.28
Al ₂ O ₃	15.93	16.68	15.53	15.08	14.55	15.03	14.84	14.79	16.69	14.76	15.71	15.43	14.87	14.75	15.06	15.22	15.54	15.27
Fe ₂ O _{3t}	6.70	6.37	4.99	3.85	2.41	2.28	5.28	3.96	4.13	4.61	3.79	3.93	3.76	3.78	3.91	4.82	2.99	3.16
MnO	0.09	0.09	0.07	0.06	0.03	0.03	0.09	0.05	0.06	0.04	0.03	0.03	0.05	0.05	0.03	0.01	0.04	0.06
MgO	4.80	4.42	3.39	2.51	1.06	0.90	4.78	2.39	2.57	2.75	2.45	2.99	2.89	2.91	2.96	2.38	1.81	2.02
CaO	5.23	5.25	4.10	3.36	2.04	2.86	3.28	3.11	3.03	2.90	3.25	3.61	3.50	3.49	3.63	1.66	2.43	1.70
Na ₂ O	3.78	4.51	4.18	3.91	4.20	4.36	3.82	3.85	4.55	3.75	3.96	3.97	3.84	3.79	3.91	3.76	3.91	4.56
K ₂ O	2.86	2.20	2.91	3.51	3.17	2.10	2.96	3.70	3.74	3.61	3.56	2.84	3.56	3.53	2.95	3.81	3.98	3.01
P ₂ O ₅	0.24	0.24	0.18	0.14	0.09	0.07	0.14	0.14	0.11	0.15	0.09	0.15	0.11	0.11	0.11	0.13	0.11	0.10
LOI	0.90	0.60	1.20	0.70	1.10	0.40	2.00	0.70	1.00	1.00	1.10	0.50	0.70	0.80	0.60	0.90	1.40	0.70
Total	99.61	99.56	99.66	99.64	99.66	99.79	99.68	99.71	99.68	99.66	98.59	99.15	99.01	98.94	99.09	99.74	99.64	99.79
Ba (ppm)	1196	1121	1029	1286	935	519	855	796	1187	824	1314	1110	766	760	1089	647	1458	634
Sr	833	912.1	696	684.5	481.7	310.5	477.6	540.4	645.8	506.8	560.20	571.10	468.30	479.80	495.90	301.3	577.9	432.4
Rb	102.1	76	127.1	115.3	111.5	75.6	127.9	152.1	113.7	144.5	125.30	117.90	148.50	148.30	104.30	205.7	128.3	103.1
Zr	164.6	171.9	148.8	122.4	121.8	143.4	156.6	127.9	146.1	129	112	90.30	123.40	120.40	108.90	118.6	126.2	108.9
Y	12.2	11.2	13.3	8.5	2.8	2.8	10.1	9.3	7.3	9.1	5.70	6.0	7.50	8.0	6.40	9.2	10.5	6.5
Nb	6.5	7.2	5.7	3.8	4.3	4.1	6.7	6.0	4.5	5.5	2.60	6.20	5.40	5.50	4.30	4.1	5.4	4.7
Ga	19.9	21.1	19.5	16.6	16.3	18	17.9	16.5	19.5	17.4	15.90	15.10	16.60	17.60	16.30	18.7	17.1	17.1
Th	5.0	2.8	4.9	13.6	15	4.0	11.4	20.5	12.4	19.6	7.30	8.80	16.80	15.20	13.40	9.5	14.3	18.6
Ni	56.7	59.9	42.5	32.6	20.2	12.1	117.3	37.1	45.1	46.6	44.30	61.90	55.30	55.50	58.80	31.7	33.2	30.7
Cr	260	239.5	184.7	136.8	40.1	20.5	383.2	130	123.2	150.5	171.08	157.39	150.55	164.23	171.08	109.5	95.8	88.9
Co	59.1	49.8	51	49.3	76.9	70.1	56.1	53.8	46.8	59.7	24.70	29.80	27	27.20	26.70	51.2	49.2	53.6
La	31.3	35.5	35.7	48.8	29.2	27	31.3	47.5	25.6	38.9	78.90	88.72	114.47	120.61	120.61	43	39.9	27.4
Ce	60.1	69.5	58.3	69	60.6	43.8	58.8	80.5	46.4	68.6	51.89	56.44	83.87	86.85	78.70	77.2	53	50.5
Pr	7.47	7.73	7.31	8.66	6.11	4.9	6.51	8.5	5.23	7.42	40.26	44.41	60.18	63.19	51.99	8.01	6.72	5.42
Nd	28.2	30.2	29.9	31.4	20.8	16.2	23.9	28.3	19.7	26.2	26.80	32.93	43.90	42.63	39.26	27.3	23.9	19.6
Sm	4.74	4.79	4.75	4.05	2.69	2.02	3.77	3.8	3.18	3.82	13.57	15.26	18.70	20.32	15.91	4.11	3.46	2.79
Eu	1.1	1.15	0.99	0.96	0.56	0.64	0.73	0.81	0.88	0.89	8.62	10.51	11.38	11.72	10.34	1.09	0.93	0.67
Gd	3.18	3.37	3.22	2.55	1.26	1.25	2.78	2.41	2.18	2.5	7.15	8.91	10.77	10.72	8.71	2.88	2.87	1.85
Tb	0.44	0.45	0.45	0.34	0.14	0.14	0.39	0.34	0.29	0.34	5.07	5.87	6.94	7.21	5.61	0.38	0.36	0.24
Dy	2.24	2.17	2.27	1.69	0.57	0.60	2.03	1.6	1.63	1.60	3.66	4.33	5.90	5.86	5.59	1.85	1.64	1.32
Ho	0.46	0.40	0.44	0.30	0.07	0.09	0.38	0.30	0.27	0.33	3.53	4.23	4.06	4.23	3.70	0.27	0.29	0.25
Er	1.14	1.05	1.28	0.79	0.21	0.20	0.99	0.89	0.73	1.0	3.25	3.61	4.04	4.10	3.80	0.76	0.72	0.57
Tm	0.18	0.16	0.19	0.12	0.04	0.04	0.15	0.14	0.12	0.15	3.51	3.90	3.90	3.90	3.12	0.10	0.11	0.09
Yb	1.13	0.95	1.03	0.70	0.25	0.26	0.97	0.79	0.75	1.01	3.09	3.94	4.12	3.82	2.60	0.75	0.79	0.6
Lu	0.16	0.13	0.16	0.12	0.04	0.04	0.14	0.14	0.10	0.15	3.15	3.54	3.94	3.94	3.15	0.08	0.10	0.08
ΣREE	141.8	157.6	146	169.5	116.3	97.2	132.8	176	107.1	152.9	75.57	85.36	117.38	120.70	111.20	167.8	134.8	111.4
(La/Yb) ^N	18.82	25.39	23.55	47.36	79.35	70.55	21.92	40.85	23.19	26.16	17.35	15.3	18.87	21.45	31.51	38.95	34.31	31.02
(La/Sm) ^N	4.12	4.63	4.69	7.52	6.78	8.35	5.18	7.81	5.03	6.36	3.63	3.63	3.82	3.71	4.73	6.53	7.2	6.13
(Gd/Yb) ^N	2.28	2.87	2.53	2.95	4.08	3.89	2.32	2.47	2.35	2.0	1.87	1.83	2.11	2.27	2.71	3.11	2.94	2.49
Eu/Eu*	0.81	0.83	0.73	0.85	0.81	1.14	0.66	0.76	0.96	0.82	0.83	0.87	0.77	0.76	0.84	0.92	0.87	0.85
Rb/Sr	0.12	0.08	0.18	0.17	0.23	0.24	0.27	0.28	0.18	0.29	0.22	0.21	0.32	0.31	0.21	0.68	0.22	0.24
Sr/Ba	0.70	0.81	0.68	0.53	0.52	0.60	0.56	0.68	0.54	0.62	0.43	0.51	0.61	0.63	0.46	0.47	0.40	0.68
K ₂ O/Na ₂ O	0.76	0.49	0.70	0.90	0.75	0.48	0.77	0.96	0.82	0.96	0.90	0.72	0.93	0.93	0.75	1.01	1.02	0.66
A/CNK	0.85	0.86	0.89	0.92	1.04	1.03	0.96	0.92	0.98	0.96	0.97	0.59	0.90	0.90	0.93	1.14	1.03	1.10
Mg#	0.59	0.58	0.57	0.56	0.47	0.44	0.64	0.54	0.55	0.54	0.50	0.53	0.56	0.57	0.52	0.49	0.55	0.56
*Fe	0.56	0.56	0.57	0.58	0.67	0.70	0.50	0.60	0.59	0.60	0.58	0.54	0.54	0.54	0.54	0.65	0.60	0.58

LOI = loss on ignition. *Fe = FeOt/(FeOt + MgO); Mg# = MgOmol/(MgO + FeOt)mol; A/CNK = Al₂O₃mol/(CaOmol + Na₂Omol + K₂Omol); ΣLREE = La + Ce + Pr + Nd; ΣLREE = La + Ce + Pr + Nd; ΣHREE = Tb + Dy + Ho + Er + Tm + Yb + Lu; Eu/Eu* = Eu/((Sm*Gd)^N)^{1/2}. La^N, Yb^N, Eu^N, Sm^N and Gd^N normalized to C1 chondrites (McDonough and Sun, 1995).

Abbreviations: Amp = amphibole; Bt = biotite; Ep = epidote; Ms = muscovite; Grd = granodiorite; MzG = monzogranite; Tnl = tonalite; P = porphyritic.

3.7 ZIRCON GEOCHRONOLOGY

Two samples from the Água Limpa pluton (ADK-39 and SE-17A) and three samples from the Água Azul pluton (SE-94, EDC-76, and EDC-74A) were selected for zircon U–Pb dating using a sensitive high-resolution ion microprobe (SHRIMP IIe) system at the High-Resolution Geochronological Laboratory of São Paulo University, Brazil (GeoLab/USP). Descriptions of the analytical methods used are given in Appendix A2. Zircon U–Pb isotope data are listed in Supplementary Table S2 and Table S3.

Zircon grains are mostly semitransparent or light brown in color and prismatic, with length/width ratios varying from 3:1 to 2:1 (310 to 120 μm ; Fig. 10a-i). All the analyzed zircons have varying Th (3–446 ppm) and U (9–1102 ppm) abundances, with Th/U ratios ranging from 0.06 to 1.08.

Sixteen analyses from sample ADK-39 revealed three main populations (Fig. 10b): (i) 3063 ± 6 Ma ($n = 1$), (ii) 2918 ± 14 Ma ($n = 2$), and (iii) 2869 ± 4 Ma [mean square weighted deviation (MSWD) = 1.5; $n = 10$, 1σ]. The first age group is considered the age of the xenocrysts, the second is interpreted as the age of the TTG-type basement of the Sapucaia subdomain, and the third is interpreted as the rock crystallization age. In this case, when the displacement is set to a maximum of 1%, there are six concordant points that define a weighted average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2870 ± 4 Ma (MSWD = 1.6), interpreted as the rock crystallization age. For the SE-17A sample, eighteen different zircon grains were analyzed and the results revealed three main populations (Fig. 10d): (i) 2926 ± 12 Ma ($n = 2$), (ii) 2873 ± 4 Ma (MSWD = 1.8, $n = 7$), and (iii) 2860 ± 11 Ma (MSWD = 0.33, $n = 5$, 1σ). The first result is interpreted as the age of the TTG-type basement in the studied area, the second as the crystallization age of this rock. Seven crystals were used to calculate the discordia age with an upper intercept of 2873 ± 4 Ma, and three of these crystals had a weighted average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mean age of 2871 ± 4 Ma (MSWD = 0.16, $n = 3$). A zircon population composed of five crystals defines a subparallel discordia curve with an upper intercept at 2860 ± 11 Ma, which is assumed to be the minimum crystallization age for this rock.

Supplementary Table S2 - Zircon U–Pb SHRIMP age data for the sanukitoids of the Água Limpa pluton (Sapucaia subdomain, Carajás Province).

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U ^a	<i>f</i> 206 ^b (%)	Isotopic ratio ^c 207Pb/235U	206Pb/238U	1σ (%)	Rho	207Pb/206Pb ^d	1σ (%)	Age 206Pb/238U	1σ (Abs)	207Pb/235U	1σ (Abs)	207Pb/206Pb	2σ (Abs)	Disc. ^e (%)	
Água Limpa pluton - Zircon (facies: Bt-Amp GrDP; sample ADK-39)																		
ADK-39-1.1	193.28	68.73	0.37	0.5885	8.45	2.49	0.34	1.04	0.42	0.20	0.57	1925	17	1744	30	2849	10	48
ADK-39-2.1*	159.31	107.09	0.69	0.0510	15.64	0.89	0.56	0.80	0.90	0.21	0.32	2871	19	2871	28	2871	5	0.0
ADK-39-3.1	175.60	107.69	0.63	0.1681	15.96	0.98	0.56	0.80	0.81	0.21	0.36	2882	19	2866	28	2917	6	1.23
ADK-39-4.1*	122.88	89.73	0.75	0.1871	16.64	0.96	0.57	0.82	0.86	0.20	0.41	2890	19	2904	29	2866	7	-0.82
ADK-39-5.1*	172.15	135.95	0.82	0.0438	15.94	1.00	0.56	0.95	0.95	0.20	0.32	2883	22	2892	33	2866	5	-0.59
ADK-39-6.1	266.95	152.43	0.59	0.2484	15.48	0.86	0.55	0.78	0.91	0.20	0.33	2835	18	2826	26	2863	6	0.97
ADK-39-7.1	154.50	65.25	0.44	0.0213	18.35	0.90	0.58	0.80	0.90	0.23	0.39	2939	19	2870	30	3063	6	4.22
ADK-39-8.1	246.24	200.67	0.84	0.0125	15.86	0.81	0.56	0.77	0.94	0.21	0.27	2869	18	2868	26	2871	4	0.08
ADK-39-9.1	327.35	141.17	0.45	0.4721	12.79	1.36	0.49	0.84	0.62	0.20	0.52	2609	18	2547	26	2796	9	7.16
ADK-39-10.1*	163.87	110.75	0.70	0.0797	16.03	0.89	0.57	0.83	0.93	0.20	0.33	2892	19	2906	30	2866	5	-0.88
ADK-39-11.1	173.53	181.49	1.08	0.1221	18.71	3.21	0.53	0.80	0.25	0.20	0.37	2559	17	2454	26	2866	6	11.99
ADK-39-12.1	128.86	62.52	0.50	0.1066	14.50	1.10	0.51	0.87	0.79	0.21	0.48	2682	19	2590	28	2913	8	8.64
ADK-39-13.1	251.56	175.83	0.72	0.0785	15.69	0.87	0.55	0.82	0.94	0.21	0.31	2818	19	2794	27	2874	5	1.97
ADK-39-14.1*	218.17	111.05	0.53	0.0396	15.96	0.86	0.56	0.81	0.93	0.20	0.32	2875	19	2882	28	2863	5	-0.43
ADK-39-15.1	178.57	97.16	0.56	0.2203	14.47	1.33	0.54	0.82	0.62	0.20	0.42	2823	19	2810	27	2858	7	1.22
ADK-39-16.1	166.62	116.67	0.72	0.0190	16.53	0.91	0.58	0.83	0.92	0.21	0.36	2927	20	2951	31	2882	6	-1.52
Água Limpa pluton - Zircon (facies: Bt-Amp Bt GrDP; sample SE-17A)																		
SE-17A-1.1	134.14	83.31	0.64	0.5079	14.11	1.39	0.52	0.88	0.63	0.20	0.55	2740	20	2698	28	2854	10	4.16
SE-17A-2.1*	203.42	169.13	0.86	0.0201	16.08	0.95	0.56	0.90	0.94	0.21	0.30	2870	21	2870	31	2871	5	0.02
SE-17A-3.1	208.52	119.58	0.59	0.0912	15.45	0.87	0.54	0.81	0.93	0.21	0.31	2804	18	2768	27	2885	5	2.89
SE-17A-4.1	453.57	65.22	0.15	0.2999	5.95	2.18	0.24	0.74	0.34	0.20	0.37	1407	9	1226	25	2857	6	103
SE-17A-5.1	208.21	127.56	0.63	0.5872	12.23	1.26	0.44	0.78	0.62	0.21	0.51	2370	16	2220	29	2894	9	22.13
SE-17A-6.1	154.98	101.05	0.67	0.0236	16.09	1.16	0.55	1.09	0.94	0.21	0.35	2854	25	2820	37	2925	6	2.49
SE-17A-6.2	1339.07	871.92	0.67	1.5313	1.31	17.82	0.15	0.72	0.04	0.13	1.42	973	7	907	12	2116	26	117.51
SE-17A-7.1	335.35	201.95	0.62	0.2278	13.81	0.84	0.50	0.75	0.90	0.20	0.31	2630	16	2558	24	2833	5	7.69
SE-17A-8.1*	185.03	126.59	0.71	0.1464	15.72	0.94	0.56	0.82	0.87	0.20	0.50	2854	19	2853	28	2860	8	0.23
SE-17A-9.1*	418.44	364.83	0.90	0.0113	16.13	0.77	0.57	0.74	0.96	0.21	0.21	2883	17	2889	26	2871	3	-0.41
SE-17A-10.1	428.79	89.71	0.22	0.0718	14.75	0.79	0.53	0.74	0.93	0.20	0.22	2758	17	2720	24	2849	4	3.31
SE-17A-11.1	134.75	99.75	0.76	0.0467	16.36	0.91	0.57	0.84	0.92	0.21	0.37	2924	20	2951	31	2873	6	-1.74
SE-17A-12.1	203.15	151.42	0.77	0.0045	15.82	0.84	0.56	0.79	0.94	0.21	0.29	2871	18	2871	27	2869	5	-0.05
SE-17A-13.1	847.77	445.77	0.54	0.9339	3.72	4.69	0.21	0.73	0.16	0.16	0.75	1295	9	1186	17	2445	14	88.84
SE-17A-14.1	166.43	152.75	0.95	0.0802	15.51	0.88	0.55	0.80	0.91	0.21	0.34	2826	18	2801	27	2880	6	1.94
SE-17A-15.1	147.46	46.90	0.33	0.2056	10.56	1.86	0.39	1.18	0.63	0.21	0.47	2168	22	1983	34	2916	8	34.46
SE-17A-16.1	258.26	65.10	0.26	0.1229	10.50	1.20	0.39	0.76	0.63	0.20	0.32	2158	14	1989	27	2859	5	32.49
SE-17A-17.1	111.05	59.40	0.55	0.1481	15.43	0.95	0.55	0.85	0.89	0.20	0.47	2829	19	2820	28	2851	8	0.80
Água Azul pluton - Zircon (facies: Ep-Amp-Bt GrDP; sample SE-94)																		
SE-94-1.1	93.34	41.17	0.46	0.1183	16.69	0.99	0.57	0.90	0.90	0.21	0.48	2902	21	2895	32	2918	8	0.55
SE-94-1.2	80.23	21.47	0.28	0.0561	16.95	1.04	0.58	0.94	0.90	0.21	0.46	2933	22	2934	34	2932	7	-0.04
SE-94-2.1	62.19	33.10	0.55	0.0729	17.03	1.10	0.58	0.98	0.89	0.21	0.51	2946	23	2959	37	2924	8	-0.74
SE-94-3.1	132.42	98.37	0.77	0.2136	18.11	0.95	0.59	0.87	0.92	0.22	0.34	2975	21	2969	33	2987	6	0.38
SE-94-3.2	271.46	160.70	0.61	0.2136	12.77	0.90	0.46	0.84	0.93	0.20	0.34	2437	17	2331	26	2794	6	14.65
SE-94-4.1*	191.52	186.09	1.0	0.0290	16.31	1.01	0.57	0.96	0.95	0.21	0.30	2888	22	2894	34	2877	5	-0.36
SE-94-5.1*	112.98	74.35	0.68	0.1411	16.22	0.93	0.57	0.85	0.91	0.20	0.42	2920	20	2953	32	2862	7	-2.01
SE-94-6.1	381.14	393.83	1.07	0.8586	16.88	2.26	0.51	0.75	0.33	0.20	0.60	2508	16	2405	26	2842	11	13.33
SE-94-7.1	140.19	92.52	0.68	0.4844	17.41	0.92	0.58	0.83	0.90	0.21	0.54	2924	20	2932	30	2921	9	-0.09
SE-94-8.1*	190.40	142.80	0.77	0.0355	16.17	0.85	0.57	0.79	0.93	0.20	0.31	2902	18	2923	29	2860	5	-1.41
SE-94-9.1	135.54	97.24	0.74	0.7327	16.02	1.01	0.56	0.83	0.82	0.20	0.66	2882	20	2900	30	2866	12	-0.55
SE-94-10.1	184.27	183.57	1.03	0.5193	15.98	0.90	0.56	0.79	0.88	0.20	0.56	2861	18	2873	28	2853	10	-0.29
SE-94-11.1	321.04	152.19	0.49	0.9399	16.78	1.02	0.56	0.91	0.89	0.21	0.64	2859	21	2837	32	2931	12	2.53
SE-94-12.1	59.14	37.44	0.65	1.8109	17.04	2.06	0.54	1.90	0.92	0.21	1.64	2693	43	2639	58	2879	29	6.92
SE-94-13.1	136.05	75.21	0.57	0.1251	17.13	1.11	0.56	0.87	0.78	0.21	0.45	2840	20	2803	30	2921	7	2.85
SE-94-14.1	153.51	107.55	0.72	0.7727	15.68	1.10	0.56	0.88	0.80	0.20	0.69	2853	20	2860	30	2862	12	0.29
SE-94-15.1	118.80	71.78	0.62	-0.0094	16.11	0.97	0.57	0.88	0.90	0.20	0.42	2904	21	2923	32	2865	7	-1.31
Água Azul pluton - Zircon (facies: Ep-Amp-Bt TnlP; sample EDC-76)																		
EDC-76-1.1	173.04	141.09	0.84	0.1847	15.04	0.95	0.53	0.82	0.86	0.21	0.38	2768	18	2721	27	2883	6	4.13
EDC-76-2.1	411.81	25.60	0.06	0.1200	14.95	0.80	0.54	0.76	0.95	0.20	0.25	2777	17	2749	24	2845	4	2.43
EDC-76-2.2	286.69	37.83	0.14	0.4924	13.27	1.00	0.48	0.79	0.79	0.20	0.53	2548	17	2456	26	2831	9	11.10
EDC-76-3.1	171.65	110.53	0.67	0.6683	14.04	1.48	0.52	0.84	0.56	0.20	0.65	2722	19	2673	27	2862	11	5.13
EDC-76-4.1	205.83	169.34	0.85	0.1543	15.12	0.90	0.54	0.79	0.87	0.21	0.34	2795	18	2764	26	2871	6	2.71
EDC-76-5.1*	247.75	194.04	0.81	0.1253	15.93	0.84	0.56	0.79	0.94	0.21	0.30	2869	18	2867	27	2876	5	0.26
EDC-76-5.2	339.87	149.28	0.45	0.4432	13.34	0.92	0.48	0.75	0.82	0.21	0.39	2518	16	2405	26	2868	7	13.86
EDC-76-6.1	236.69	213.00	0.93	0.1041	15.68	0.99	0.55	0.95	0.96	0.20	0.30	2823	22	2805	32	2864	5	1.49
EDC-76-7.1*	156.50	107.62	0.71	0.0496	16.02	0.89	0.56	0.82	0.92	0.21	0.34	2861	19	2857	28	2868	6	

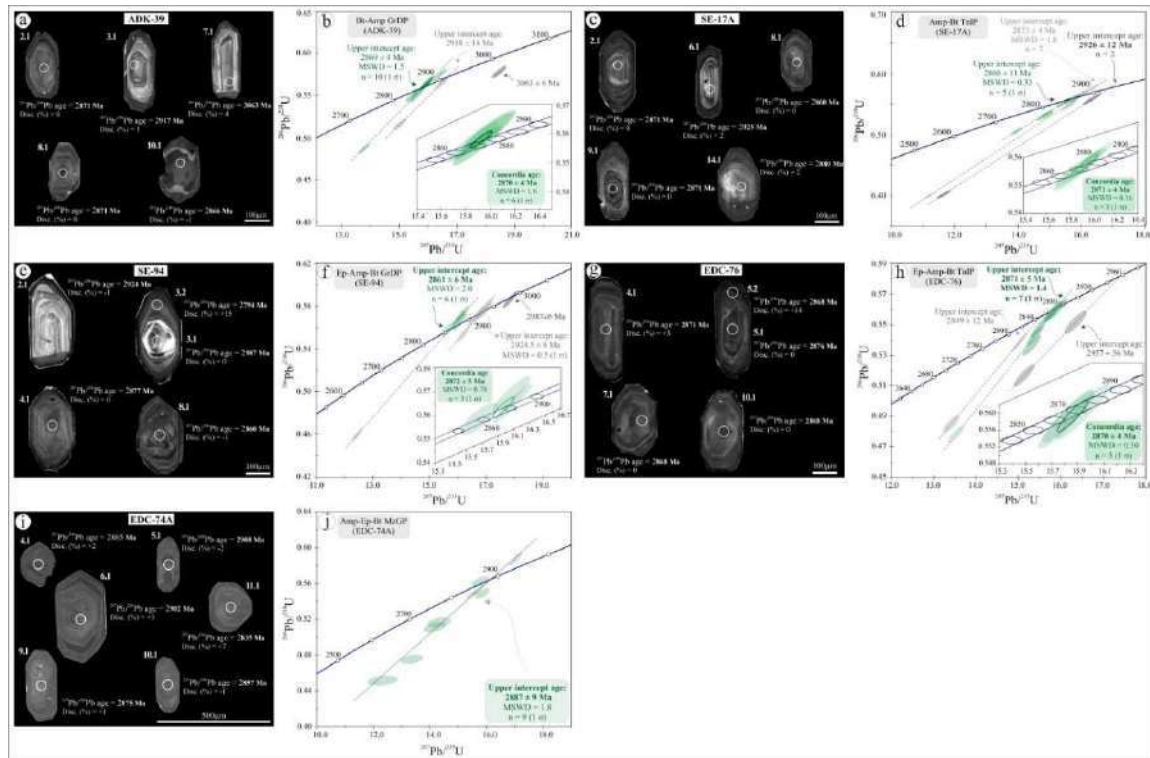


Figure 10 - (a-i) Representative zircon backscattered electron (BSE) images and (b-j) U–Pb concordia diagrams for the Água Limpa pluton from the Sapucaia subdomain (Carajás Province). Representative zircon grains are shown with their respective in situ U–Pb ages ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mean ages; white values). The numbers correspond to the analyzed spots.

For the SE-94 sample, seventeen zircon grains were analyzed and the results revealed that six analyses yield a discordia curve with an upper intercept at 2861 ± 6 Ma (MSWD = 2, $n = 6$), and three analyses define a concordia age of 2872 ± 5 Ma (MSWD = 0.78, $n = 3$), which is interpreted as the crystallization age of the rock (Fig. 10f). A second population consisting of five analyses (1.1, 1.2, 2.1, 7.1, and 13.1) was defined with an upper intercept at 2924.5 ± 8 Ma (MSWD = 0.5), interpreted as an inherited age of crystals from the basement of the Sapucaia subdomain. There is also a third population that yields an age of 2987 ± 6 Ma, which is considered an inherited age. For the EDC-76 sample, fourteen zircon grains were analyzed, nine of which provided usable data. Following the exclusion criteria of high common lead ($f_{206} > 1.0\%$) and high lead, seven analyses of the six grains support the calculation of the discordia curve with an upper intercept at 2871 ± 5 Ma (MSWD = 1.4, $n = 7$), and three analyses define a weighted average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mean age of 2870 ± 4 Ma (MSWD = 0.30, $n = 3$), which is interpreted as the crystallization age of the rock (Fig. 10h). Two other populations were identified, each composed of two spots that define distinct discordias. The younger age has an upper intercept at 2849 ± 12 Ma (spots 2.1 and 2.2), and the older age has an upper intercept at 2957 ± 36 Ma (spots 8.1 and 9.1). The latter is

interpreted as an inherited age, whereas the former is probably the result of the effects of partial opening of the U–Pb system during a metamorphic event. For the EDC-74 sample, ten analyses were used to calculate the discordia curve, resulting in an upper intercept at 2887 ± 9 Ma (MSWD = 1.8, $n = 9$), which is interpreted as the crystallization age of the rock (Fig. 10j). In this case, it was not possible to determine the concordia age of this sample; however, considering the correlation with other rocks, the age determined is interpreted as consistent with previous results.

3.8 DISCUSSION

3.8.1 Significance of the zircon U-Pb SHRIMP ages

In prior investigations, the geochronological understanding of the Água Limpa and Água Azul plutons has been limited to single-zircon Pb evaporation techniques (Gabriel *et al.* 2010, Santos *et al.* 2013). Notably, Santos *et al.* (2013) reported crystallization ages of 2884 ± 3 Ma and 2879 ± 1.3 Ma, respectively, for a granodiorite associated with the Água Limpa pluton. Using the same dating method, Gabriel *et al.* (2010) determined an age of 2884 ± 2 Ma for a granodiorite linked to the Água Azul pluton (Fig. 10). Both of these plutons are now redefined as components of the Água Limpa suite. New geochronological data obtained by employing the U–Pb SHRIMP method on zircons in this study are consistent with previous dating of both sanukitoid-affinity plutons in the Sapucaia subdomain. The results yield weighted average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of 2871 ± 4 Ma and 2872 ± 5 Ma for the Água Limpa and Água Azul plutons, respectively, which are interpreted as the magmatic crystallization ages. These findings are consistent with the regional ages of other sanukitoids within the Carajás Province (2.88–2.87 Ga; Oliveira *et al.* 2011, Silva *et al.* 2022). In contrast to the data in earlier studies, the zircon U–Pb data presented here provide more robust geochronological constraints, revealing distinct zircon populations. Evaluation of the data from both plutons revealed three main zircon populations with weighted average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of 3063 ± 6 Ma, which is interpreted as the age of xenocrysts, and 2926 ± 12 Ma, which is interpreted as the inherited age of the TTG-affinity basement of the Sapucaia subdomain. This inheritance occurred during the ascent and emplacement of the sanukitoid magma. Additionally, a younger age with an upper intercept at 2849 ± 12 Ma was determined and interpreted as indicative of the partial opening of the U–Pb system during a metamorphic event. This younger age aligns with the peak regional metamorphism recorded in the Carajás Province (2.89–2.84 Ga; Marangoanha *et al.* 2020). The combination of these results with field mapping

and the petrogenetic history of these rocks make it clear that the period of approximately 2.88–2.87 Ga was a crucial phase of crustal growth in the Sapucaia subdomain, marked by the emplacement of juvenile magmas and crustal reworking. On a global scale, the available ages of sanukitoids suggest that they appeared in the Archean record between 2.92 and 2.80 Ga, with the Amazonian and Pilbara cratons hosting the oldest occurrences worldwide (Smithies *et al.* 2004, Oliveira *et al.* 2011, Silva *et al.* 2022). In each region, sanukitoid magmatism occurred shortly after the last phase of TTG magmatism but preceded or coincided with crustal magmatism (e.g., Laurent *et al.* 2014, Silva *et al.* 2023). Therefore, since > 2.80 Ga marks that evolved crustal and metasomatized mantle sources became increasingly widespread worldwide, reflecting the progressive maturation of crustal segments and the stabilization of the global tectonic system (Moyen *et al.* 2003, Moyen 2019, Silva *et al.* 2023).

3.8.2 Petrogenesis of the Água Limpa sanukitoid suite

3.8.2.1 Geochemical affinities and comparison with other Archean sanukitoids

The Água Limpa suite rocks exhibit geochemical and mineralogical features akin to those of calc-alkaline high-Mg granitoids, resembling those found in other regions within the Carajás Province (Oliveira *et al.* 2011, Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2023, and references therein), as well as those identified in other Archean terranes, such as the sanukitoids described in the Superior Province, Karelian, and Pilbara Cratons (Stevenson *et al.* 1999, Stern *et al.* 1989, Heilimo *et al.* 2010, Halla 2005, Lobach-Zhuchenko *et al.* 2008, Smithies & Champion 2000, Smithies *et al.* 2004). However, they differ from the Closepet-type sanukitoids found in the Dharwar and Kaapvaal Cratons (Moyen *et al.* 2003, Joshi *et al.* 2016) due to their lower FeO*, TiO₂, Zr and Rb contents and higher Cr, Ni and Mg# contents (Fig. 7a-d and Fig. 8c,f). On another note, the muscovite-bearing granodiorite from the ALG pluton exhibits broader dispersion in geochemical diagrams, differing in composition from other varieties of the Água Limpa suite. It is dominantly peraluminous (Fig. 8b), with SiO₂ > 70%, higher FeO* (Fig. 8c), and FeO/MgO ratios (Fig. 7b), and lower Mg#, Cr, and Ni contents (Fig. 7d). In this instance, its magma displays geochemical affinities with the more differentiated members (high-Ti hybrid granitoids) of the Dharwar and Kaapvaal Cratons (Fig. 8d). These magmas are believed to result from the melting of mantle peridotite whose composition has been altered by reactions with slab melts (Laurent *et al.* 2014). Hence, the disparities may be attributed to the nature of metasomatic agents and/or a high degree of crustal input in magma that modified the nature of the source of these rocks (see topic 7.3.2 – discussion).

3.8.2.2 Nature of the source and origin of the metasomatic agent

The Água Limpa suite displays geochemical signatures of sanukitoids originating from a high-K mafic source, reflective of an enriched mantle (cf. Fig. 11a; Laurent *et al.* 2014). This pattern shares similarities with other sanukitoids found in the Amazonian and Pilbara Cratons, as well as in the Superior Province. The Cr and Ni contents indicate greater participation of the mantle in the formation of amphibole-bearing granitoids, while its contribution decreases toward muscovite-bearing rocks (Fig. 11b). A similar trend is observed in sanukitoid suites of other cratons, such as those of the Dharwar Craton, which exhibit the narrowest contents of Cr and Ni, nearly coinciding with those of the muscovite-bearing granitoids of the Água Limpa suite. Although an enriched mantle source is suggested for this

suite, the muscovite-bearing granodiorite from the ALG pluton represents a garnet-controlled source, and the amphibole-bearing granodiorite from the AAG pluton represents a nongarnet-controlled source (Fig. 11c). In this regard, despite the Água Limpa suite having affinities with the sanukitoids from the Amazonian and Pilbara Cratons, the trend defined by the AAG pluton tends to align with those of the Dharwar, Kaapvaal, and Karelian Cratons, and Superior Province. In the TiO_2 versus Al_2O_3 (wt. %) source discriminant diagram based on amphibole compositions (Fig. 11d; Nascimento *et al.* 2023), the sanukitoids from the Água Limpa suite and other cratons plot in the crust-mantle mixed source field, implying that these sanukitoids are cogenetic and formed from the partial melting of modified mantle under different degrees of metasomatism.

Three distinct metasomatic endmembers can account for mantle enrichment, as observed by Moyen (2019): (i) an aqueous fluid, (ii) a sedimentary-type melt, and (iii) a TTG-type melt. The Água Limpa suite sanukitoids are impoverished in HFSEs, such as Nb (< 7.2 ppm) and Ti (< 0.63 wt.%). The high $Kd_{\text{HFSE}}^{\text{Rock/fluid}}$ and low HFSE contents, moderate Ba and Sr contents, and A/CNK ~ 1 of the sanukitoid magmas preclude a prominent role played by fluid and sediment-derived melt metasomatism. As the Água Limpa suite sanukitoid magmas share unequivocal affinities with low-Ti sanukitoids (Fig. 8e), it is reasonable to assume that they could be derived from a mantle source hybridized with TTG-type melts. This hypothesis is supported by their moderate Nb/Y (> 0.5), La/Yb (> 22), and $\text{K}_2\text{O}/\text{Y}$ ratios, which indicate melt modification from TTG-metasomatized mantle (Fig. 11e,f).

The melting of TTG-type components and subsequent interactions with the mantle imply that slab-derived melts can introduce not only LILEs but also LREEs and highly incompatible HFSEs (Th) and cause depletions in Ta-Nb and HREEs (Fig. 9; Martin *et al.* 2009, Rapp *et al.* 2010). The LILE enrichment and depletion in Ta-Nb and HFSE of the sanukitoid magma are consistent with the characteristics of subduction-related igneous rocks, where rutile and hornblende (enriched in Nb-Ta) and other minerals enriched in the HFSEs were residual and remained in the magma source. In this case, the melting of the metasomatized mantle wedge may have produced primary magmas with high-Mg andesitic compositions (Rapp *et al.* 2010), with the corresponding plutonic counterparts represented by high-Mg (sanukitoid) dioritic to granodioritic suites (Oliveira *et al.* 2011, Silva *et al.* 2022, 2023).

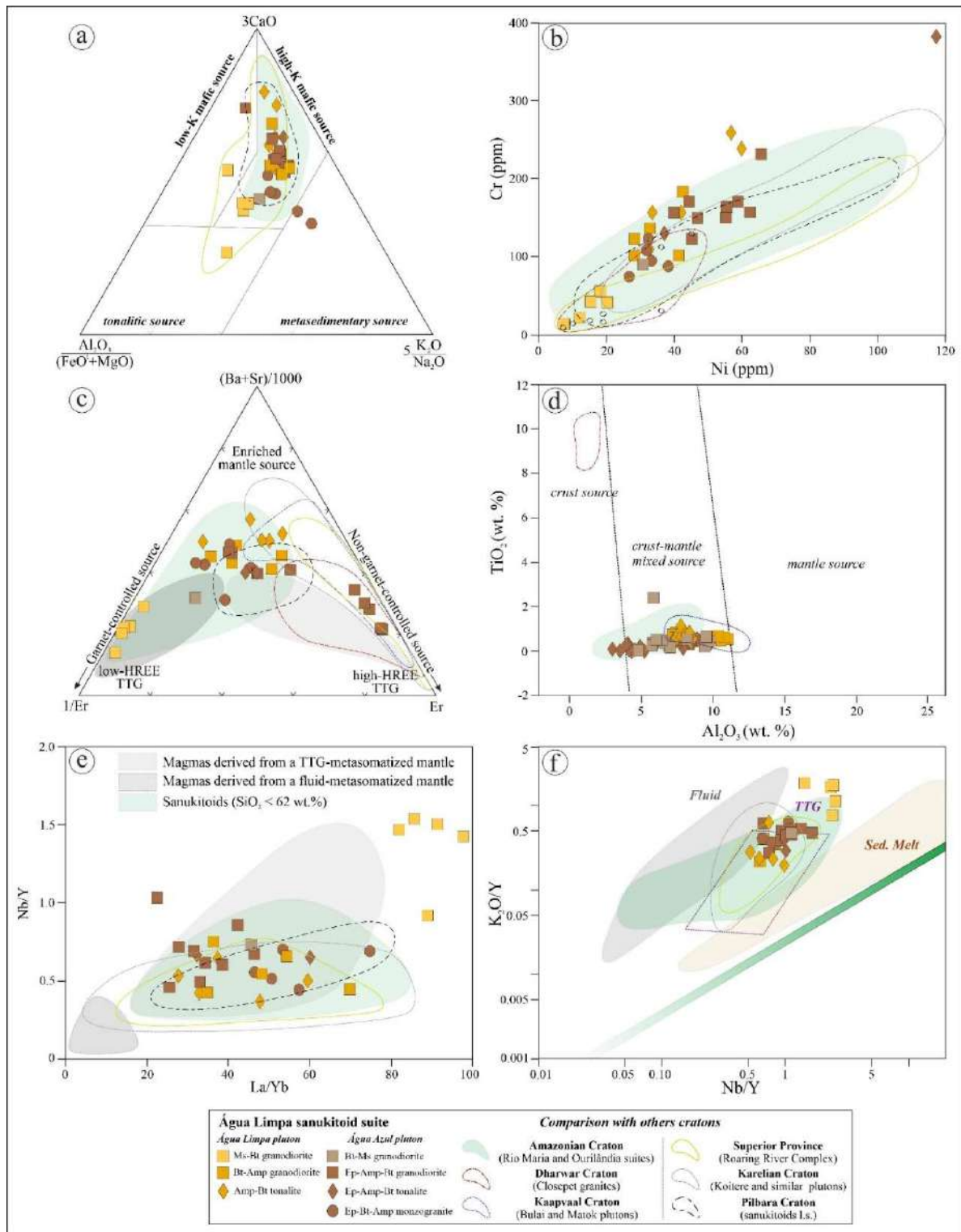


Figure 11 - Source nature and metasomatic relations for the Água Limpa sanukitoid suite. (a) Source discriminant diagram for Archean granitoids with fields defined by experimental studies (Laurent *et al.* 2014); (b) Cr vs. Ni (ppm) binary diagram; (c) discriminant diagram of garnet-controlled (pole 1/Er) and nongarnet-controlled (pole Er) sources. The third pole (Ba + Sr)/1000 represents an enriched mantle source (Heilimo *et al.* 2010); (d) discriminant diagram of TiO_2 vs. Al_2O_3 (wt. %) based on magmatic hornblende (Nascimento *et al.* 2023); (e) Nb/Y vs. La/Yb (ppm) diagram of mantle metasomatism agents (Martin *et al.* 2009); (f) $\text{K}_2\text{O}/\text{Y}$ vs. Nb/Y (ppm) diagram. The nature of the studied sanukitoids is akin to that of metasomatism by TTG melt (Moyen 2019).

3.8.2.3 Processes controlling the origin of the Água Limpa suite

Before conducting quantitative modeling experiments, a thorough geochemical analysis was necessary to gain insight into the geological processes that led to the formation of the sanukitoids within the Água Limpa suite. Geochemical modeling using highly and moderately incompatible elements has emerged as an effective method for discerning magmatic processes. As a result, most samples exhibit oblique trends in the La/Sm versus La and (Dy/Yb)_N versus SiO₂ plots (Fig. 12a,b), indicating that the sanukitoids were primarily derived through partial melting involving garnet from the source.

For a quantitative evaluation of the petrogenesis of the granitoids under investigation, geochemical modeling was applied to replicate the chemical features of both the Água Limpa and Água Azul sanukitoid plutons (see Supplementary Table S3–S6). Initially, mass balance calculations were performed for major elements, adjusting the proportions of fractionating or residual minerals from the initial melt or source, respectively, to emulate the expected melt composition (Albarède 1995). The quality of the model was assessed using the sum of the squared residuals (ΣR_2), which was deemed consistent if $\Sigma R_2 < 1.2$. For trace element modeling, Excel spreadsheets were used, and the mineral/liquid partition coefficients (K_d) utilized in the equations are available on the website <http://earthref.org>. Amphibole-bearing tonalite and granodiorite rocks from the Água Limpa suite represent the parental magma, while the muscovite-bearing varieties were excluded from modeling at this stage due to their higher SiO₂ and lower MgO contents, making them less indicative of the initial liquid source. The metasomatized mantle source was modeled as a binary mixture of primitive mantle (McDonough 2014) and a TTG-type tonalite sample (MDE-38 and MDE-23 for the ALG and AAG plutons, respectively; Santos *et al.* 2018). The compositions of the residual phases were derived from Moyen *et al.* (2001), Rapp *et al.* (2010), and Leite (2001).

Mass balance tests employing different ratios of mixing between TTG-type melts and primitive mantle indicate that the Água Limpa suite was formed through ~20% equilibrium partial melting of subcontinental lithospheric mantle (SCLM) enriched by 32% TTG magma. For each sanukitoid-type variety, trace element modeling was conducted to constrain the source residue mineralogy (Fig. 12c-f). The resulting residue comprises orthopyroxene (64.9–66.8%), garnet (10.5–26.2%), clinopyroxene (2.1–6.4%), and magnetite (0.49–2.4%), with a $\Sigma R^2 < 1$. The presence of residual magnetite aligns with the oxidized nature of these rocks, as discussed by Nascimento *et al.* (2023). This model is consistent with what is recommended for other sanukitoid suites in the Carajás Province, which were formed through 9–33% partial

melting of mantle metasomatized by 20–40% TTG-type melt at different depths (Oliveira *et al.* 2011, Silva *et al.* 2022). In contrast, this result deviates from the thermodynamic and trace element modeling of Semprich *et al.* (2015), who suggested the generation of sanukitoid magmas by 50–60% partial melting of mantle metasomatized by 70–50% TTG-type melt, leaving a garnet-free residue.

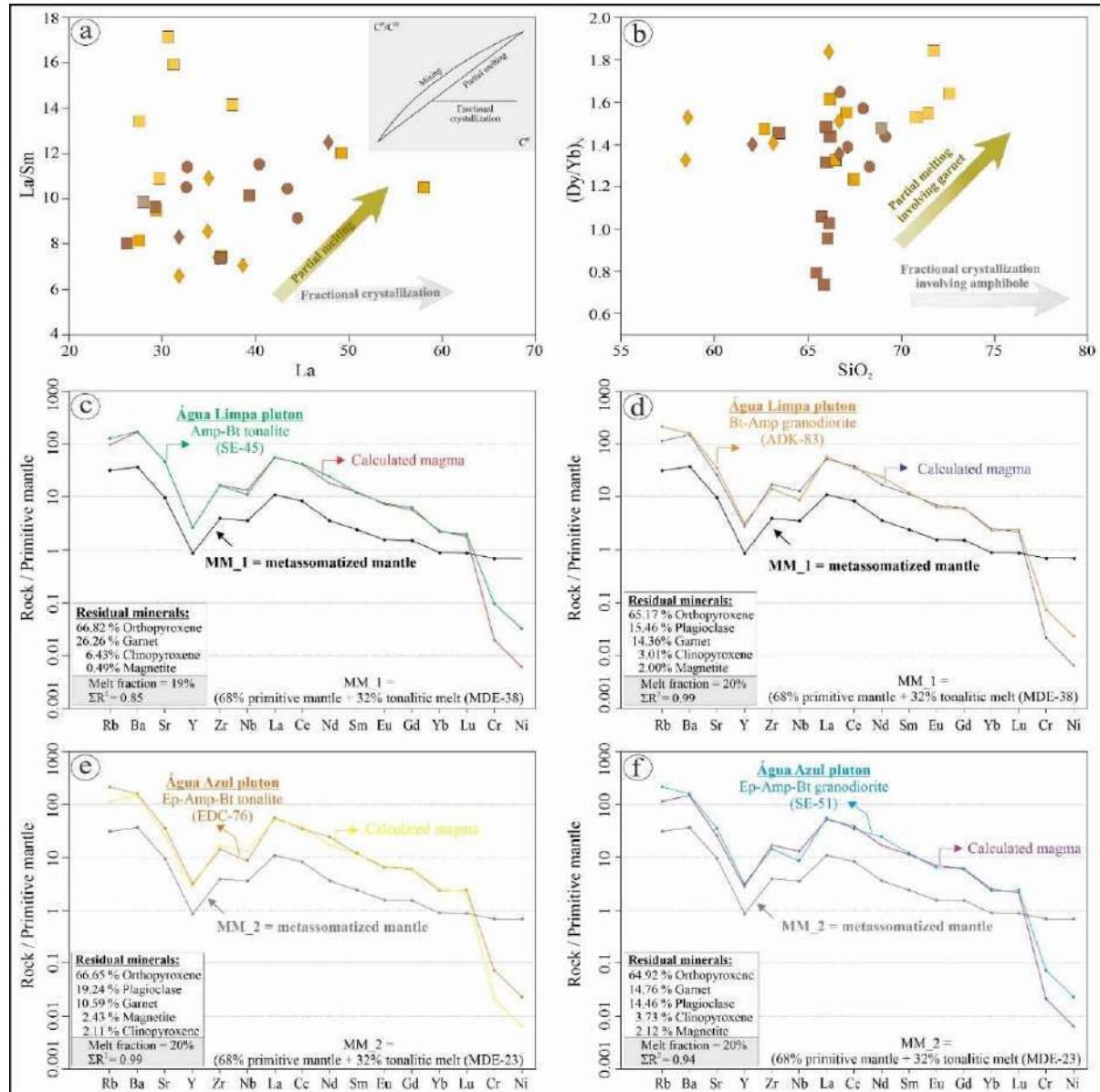


Figure 12 - Petrogenetic discrimination diagrams and trace element modeling for the generation of sanukitoids from the Mesoarchean Água Limpa sanukitoid suite. (a) La/Sm vs. La diagram; (b) (Dy/Yb)_N vs. SiO₂ diagram. The arrows represent partial melting and fractional crystallization trajectories of elements according to andesitic parental magmas, and the partition coefficients are from Rollinson (1993). The normalization is based on Sun & McDonough (1989). Água Limpa pluton: (c) amphibole-biotite tonalite; (d) biotite-amphibole granodiorite. Água Azul pluton: (e) epidote-amphibole-biotite tonalite; (f) epidote-amphibole-biotite granodiorite. Normalization values from the primitive mantle (McDonough 2014). The whole-rock and residual mineral compositions involved in the equilibrium partial melting models are shown in Supplementary Tables S3–S6.

Supplementary Table S3. Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the sanukitoid-type amphibole-biotite tonalite (Água Limpa pluton) from mantle metasomatized by 32% TTG-type melt.

Abbreviations: Opx = orthopyroxene, Gt = garnet, Cpx = clinopyroxene, and Mt = magnetite.

Mantle component	Crustal component	Modeled source MM1 (Co)	Residue mineralogy				Residue bulk (Cs)	Calculated magma (CL)	Modeled sample
Primitive mantle ^a	TTG-type tonalite ^b (MDE-38)	Metasomatized mantle ^c (32% TTG)	Opx ^d	Gt ^d	Cpx ^d	Mt ^e	Total	F = 19% ΣR2 = 0.858	Porphyritic ^e tonalite
Major elements (wt.%)									
SiO ₂	44.91	68.56	52.82	56.71	39.71	52.67	0.14	51.70	58.59
TiO ₂	0.16	0.29	0.20	0.04	0.00	0.07	9.50	0.08	0.61
Al ₂ O ₃	4.44	16.68	8.41	0.91	21.63	2.83	2.26	6.63	16.68
Fe ₂ O ₃	8.05	2.63	6.36	5.63	8.39	3.10	86.50	6.62	6.37
MnO	0.13	0.03	0.10	0.10	0.32	0.08	0.00	0.16	0.09
MgO	37.81	1.11	26.24	36.93	21.63	17.06	0.56	31.4	4.42
CaO	3.54	3.03	3.40	0.47	5.70	19.72	0.00	3.14	5.25
Na ₂ O	0.36	5.06	1.87	0.16	0.03	2.24	0.00	0.26	4.51
K ₂ O	0.03	1.77	0.59	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	2.20
Trace elements (ppm)									
Rb	0.60	57.30	18.74					97.48	76.00
Ba	6.60	743	242.25					167.80	1121
Sr	19.90	551.30	189.95					46.91	912.1
Y	4.30	2.30	3.66					2.68	11.2
Zr	10.50	106.40	41.19					16.90	171.9
Nb	0.66	5.90	2.33					13.43	7.2
La	0.65	20.80	7.10					56.38	35.5
Ce	1.67	39.60	13.81					41.04	69.5
Nd	1.25	11.30	4.47					18.00	30.2
Sm	0.41	2.19	0.98					12.26	4.80
Eu	0.15	0.42	0.24					7.18	1.20
Gd	0.54	1.42	0.82					5.76	3.40
Yb	0.44	0.29	0.39					2.28	1.00
Lu	0.07	0.04	0.06					1.76	0.13
Cr	2520	22.10	1720.67					0.02	239.5
Ni	1860	8.80	1267.61					0.01	59.90

^a Primitive mantle (McDonough 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).

Supplementary Table S4. Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the sanukitoid-type biotite-amphibole granodiorite (Água Limpa pluton) from mantle metasomatized by 32% TTG-type melt.

Mantle component	Crustal component	Modeled source MM1 (Co)	Residue mineralogy				Residue bulk (Cs)	Calculated magma (CL)	Modeled sample
Primitive mantle ^a	TTG-type tonalite ^b (MDE-38)	Metasomatized mantle ^c (32% TTG)	Opx ^d	Pl ^f	Gt ^d	Cpx ^d	Mt ^e	Total	Porphyritic ^e granodiorite
Major elements (wt.%)									
SiO ₂	44.91	68.56	52.82	56.71	54.41	39.71	52.67	0.14	52.60
TiO ₂	0.16	0.29	0.20	0.04	0.03	0.00	0.07	9.50	0.22
Al ₂ O ₃	4.44	16.68	8.41	0.91	27.61	21.63	2.83	2.26	8.23
Fe ₂ O ₃	8.05	2.63	6.36	5.63	0.00	8.39	3.10	86.50	6.71
MnO	0.13	0.03	0.10	0.10	0.00	0.32	0.08	0.00	0.11
MgO	37.81	1.11	26.24	36.93	0.06	21.63	17.06	0.56	27.57
CaO	3.54	3.03	3.40	0.47	11.60	5.70	19.72	0.00	3.57
Na ₂ O	0.36	5.06	1.87	0.16	5.12	0.03	2.24	0.00	0.98
K ₂ O	0.03	1.77	0.59	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01
Trace elements (ppm)									
Rb	0.60	57.30	18.74						113.51
Ba	6.60	743	242.25						147.20
Sr	19.90	551.30	189.95						25.41
Y	4.30	2.30	3.66						2.75
Zr	10.50	106.40	41.19						16.95
Nb	0.66	5.90	2.34						12.78
La	0.65	20.80	7.10						51.49
Ce	1.68	39.60	13.81						37.67
Nd	1.25	11.30	4.47						16.76
Sm	0.41	2.19	0.98						11.22
Eu	0.15	0.42	0.24						6.92
Gd	0.54	1.42	0.82						6.07
Yb	0.44	0.29	0.39						2.48
Lu	0.07	0.04	0.06						2.16
Cr	2520	22.10	1720.67						0.02
Ni	1860	8.80	1267.62						0.01

^a Primitive mantle (McDonough 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); ^f Values from Leite (2001).

Supplementary Table S5. Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the sanukitoid-type epidote-amphibole-biotite tonalite (Água Azul pluton) from mantle metasomatized by 32% TTG-type melt.

Mantle component	Crustal component	Modeled source MM2 (Co)	Residue mineralogy					Residue bulk (Cs)	Calculated magma (CL)	Modeled sample
Primitive mantle ^a	TTG-type tonalite ^b (MDE-23)	Metasomatized mantle ^c (32% TTG)	Opx ^d	Plf ^e	Gt ^f	Mt ^f	Cpx ^d	Total	F = 20% ER2 = 0.999	Porphyritic ^c tonalite
Major elements (wt.%)										
SiO ₂	44.91	68.08	52.74	56.71	54.41	39.71	0.14	52.67	52.92	63.51
TiO ₂	0.16	0.32	0.21	0.04	0.03	0.00	9.50	0.07	0.27	0.46
Al ₂ O ₃	4.44	16.41	8.34	0.91	27.61	21.63	2.26	2.83	8.43	15.19
Fe ₂ O ₃	8.05	2.96	6.47	5.63	0.00	8.39	86.50	3.10	6.76	5.41
MnO	0.13	0.05	0.10	0.10	0.00	0.32	0.00	0.08	0.10	0.09
MgO	37.81	1.21	26.31	36.93	0.06	21.63	0.56	17.06	26.75	4.89
CaO	3.54	3.05	3.41	0.47	11.60	5.70	0.00	19.72	3.61	3.36
Na ₂ O	0.36	5.17	1.92	0.16	5.12	0.03	0.00	2.24	1.15	3.91
K ₂ O	0.03	1.50	0.50	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	3.03
Trace elements (ppm)										
Rb	0.60	110.50	66.3							231.03
Ba	6.60	125	825							26.46
Sr	19.90	345.40	6873.46							14.99
Y	4.30	4.60	19.78							3.33
Zr	10.50	107.80	1131.9							17.32
Nb	0.66	6.60	4.34							13.94
La	0.65	26.90	17.43							65.02
Ce	1.68	48	80.40							44.61
Nd	1.25	17.50	21.87							24.06
Sm	0.41	2.60	1.06							12.60
Eu	0.15	0.62	0.09							8.79
Gd	0.54	2.31	1.26							8.37
Yb	0.44	0.66	0.29							3.32
Lu	0.07	0.10	0.00							3.05
Cr	2520	29.50	74340							0.02
Ni	1860	27.70	51522							0.01

^a Primitive mantle (McDonough 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); ^f Values from Leite (2001).

Supplementary Table S6. Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the sanukitoid-type epidote-amphibole-biotite granodiorite (Água Azul pluton) from mantle metasomatized by 32% TTG-type melt.

Mantle component	Crustal component	Modeled source MM2 (Co)	Residue mineralogy					Residue bulk (Cs)	Calculated magma (CL)	Modeled sample
Primitive mantle ^a	TTG-type tonalite ^b (MDE-23)	Metasomatized mantle ^c (32% TTG)	Opx ^d	Gt ^f	Plf ^e	Cpx ^d	Mt ^e	Total	F = 20% ER2 = 0.948	Porphyritic ^c granodiorite
Major elements (wt.%)										
SiO ₂	44.91	68.08	52.74	56.71	39.71	54.41	52.67	0.14	52.46	64.29
TiO ₂	0.16	0.32	0.21	0.04	0.00	0.03	0.07	9.50	0.24	0.36
Al ₂ O ₃	4.44	16.41	8.34	0.91	21.63	27.61	2.83	2.26	8.06	16.91
Fe ₂ O ₃	8.05	2.96	6.47	5.63	8.39	0.00	3.10	86.50	6.87	4.19
MnO	0.13	0.05	0.10	0.10	0.32	0.00	0.08	0.00	0.12	0.06
MgO	37.81	1.21	26.31	36.93	21.63	0.06	17.06	0.56	27.70	2.60
CaO	3.54	3.05	3.41	0.47	5.70	11.60	19.72	0.00	3.62	3.07
Na ₂ O	0.36	5.17	1.92	0.16	0.03	5.12	2.24	0.00	0.94	4.61
K ₂ O	0.03	1.50	0.50	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	3.79
Trace elements (ppm)										
Rb	0.60	110.50	66.30							215.10
Ba	6.60	125.00	825.0							27.17
Sr	19.90	345.40	6873.46							16.92
Y	4.30	4.60	19.78							3.27
Zr	10.50	107.80	1131.90							16.97
Nb	0.66	6.60	4.34							13.63
La	0.65	26.90	17.43							65.72
Ce	1.68	48.00	80.40							44.94
Nd	1.25	17.50	21.88							24.19
Sm	0.41	2.60	1.06							12.74
Eu	0.15	0.62	0.10							8.70
Gd	0.54	2.31	1.26							7.99
Yb	0.44	0.66	0.29							3.17
Lu	0.07	0.10	0.01							2.74
Cr	2520	29.50	74340							0.02
Ni	1860	27.70	51522							0.01

^a Primitive mantle (McDonough 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); ^f Values from Leite (2001).

3.8.3 Role of crystallization conditions in determining the characteristics of the sanukitoid series

The mineral composition and nature of igneous rocks are intricately related to variations in temperature (T), pressure (P), oxygen fugacity (fO_2), viscosity (η), and volatile content (xH_2O_{melt}) during magma evolution (Nedelec & Bouchez 2015). In addition to these factors, the rheology of the rock, coupled with the size and (micro)structural patterns of the wall rocks, offers valuable insights into the deformation and emplacement conditions of plutonic rocks (Zibra *et al.* 2014). Nascimento *et al.* (2023) further estimated the crystallization conditions of both Água Limpa and Água Azul varieties, including T, P, fO_2 , and η , using appropriate geothermobarometers. The findings reveal a crystallization temperature ranging from 970 °C at the liquidus stage to approximately 700 °C at the solidus stage. The pressure varied from 900–600 MPa at the initial crystallization stage to 200–100 MPa at the final emplacement level of the Água Limpa suite magmas in the upper crust (Nascimento *et al.* 2023). These results align with those of analogous sanukitoids from the Ourilândia plutonic complex (909–738 °C and 251–80 MPa; Nascimento *et al.* 2021) and Rio Maria suite (950–680 °C and 900–200 MPa; Oliveira *et al.* 2010). In terms of fO_2 , the Água Limpa sanukitoid suite, along with other sanukitoids from the Carajás Province and globally, exhibit similar high redox constraints, mostly plotting above $+0.3 < NNO < +2.5$, reminiscent of magnetite-series granites according to Ishihara (2004). Due to mineralogical and geochemical characteristics, the crystallization conditions of sanukitoids are attributed to wet constraints ($H_2O_{melt} > 6\%$; Nascimento *et al.* 2021, 2023). The estimated transport magmatic rates for constructing the Água Limpa and Água Azul plutons were 9111 m/year and 6199 m/year, respectively (Nascimento *et al.* 2023), contrasting with the values obtained for sanukitoids from the Ourilândia plutonic complex (4300 m/year; Cunha *et al.* 2021). These differences may be attributed to variations in viscosity, crystal content, magma conduit width, and crustal input among the distinct sanukitoid series described in the Carajás Province. The studied sanukitoids may have migrated pervasively through preexisting structures such as shear zones and faults. This likely played a significant role in allowing the magma to reach shallower emplacement levels in the upper crust. Diking is suggested as a secondary mechanism for upward magma migration in the Água Limpa suite because of its limited presence in the studied area and its role restricted to transporting low-viscosity sanukitoid magmas, with a maximum viscosity calculated to be $10^{3.2}$ Pa s at 900 °C (Nascimento *et al.* 2023).

3.8.4 Impact of regional tectonic stress on magma emplacement

Sanukitoids are frequently encountered near tectonic boundaries or associated with shear zones within Archean granite–greenstone terranes worldwide (Moyen *et al.* 2003). However, their field structural patterns are rarely documented, as they are severely obliterated or transposed by tectonothermal episodes, producing homogeneous strain and high-temperature and low-pressure metamorphism across extensive domains (Moyen *et al.* 2003, Laurent *et al.* 2014). In the Sapucaia subdomain of the Carajás Province, the sanukitoid plutons from the Água Limpa suite are situated along the tectonic boundary between the Rio Maria and the Carajás domains (Fig. 13a-d; Gabriel & Oliveira 2014). The former, a classic granite–greenstone terrane, features preserved dome-and-keel structures with a predominant NW–SE trend and a subordinate NE–SW pattern. In contrast, the Carajás domain is an imbricated crustal segment with an E–W structural pattern, displaying strong deformation, high recrystallization ratios, and greenschist- to amphibolite-facies metamorphism (Marangoanha *et al.* 2020). Understanding the deformation conditions of the sanukitoids within the Água Azul do Norte area may contribute to understanding their tectonic significance in the regional context of the Carajás Province.

In the Sapucaia subdomain, both the ALG and AAG plutons were emplaced along E–W sinistral transpressive shear zones bordering dome-and-keel structures with varying deformation strains (Fig. 13d). Such strain patterns are invariably associated with the development of anastomosing crustal-scale shear zones with transcurrent/transpressive kinematics, coinciding with the last addition of juvenile magmas to the crust and the subsequent growth and recycling of Archean lithosphere during cratonization (Pinheiro & Holdsworth 2000, Silva *et al.* 2023). The deformation conditions of sanukitoids in the investigated area reveal heterogeneous characteristics, revealing strong strain partitioning (Fig. 14). Sectors with intense deformation exhibit ductile foliation and shear zones, while sectors with lower deformation intensity contain partially preserved rocks. In the regional context, this deformation pattern is attributed to partitioned sinistral transpression, aligning with models proposed by Pinheiro & Holdsworth (2000) for the Carajás domain. Importantly, the observed deformation indicates that the Água Limpa suite sanukitoids experienced synkinematic intrusion and were deformed during regional N–S horizontal shortening, referred to as the D1 event. The D1 event, linked to regional deformation caused by a transpressional tectonic regime in the Carajás Province, played a crucial role in the

deformation of the sanukitoids during both magmatic and solid-state phases. The subsequent D2 event, likely triggered by shear zone reactivation or syntectonic granitoid emplacement, resulted in subsolidus deformation and the formation of enclaves with prolate forms, contributing to the overall deformational features of the studied rocks (Fig. 14).

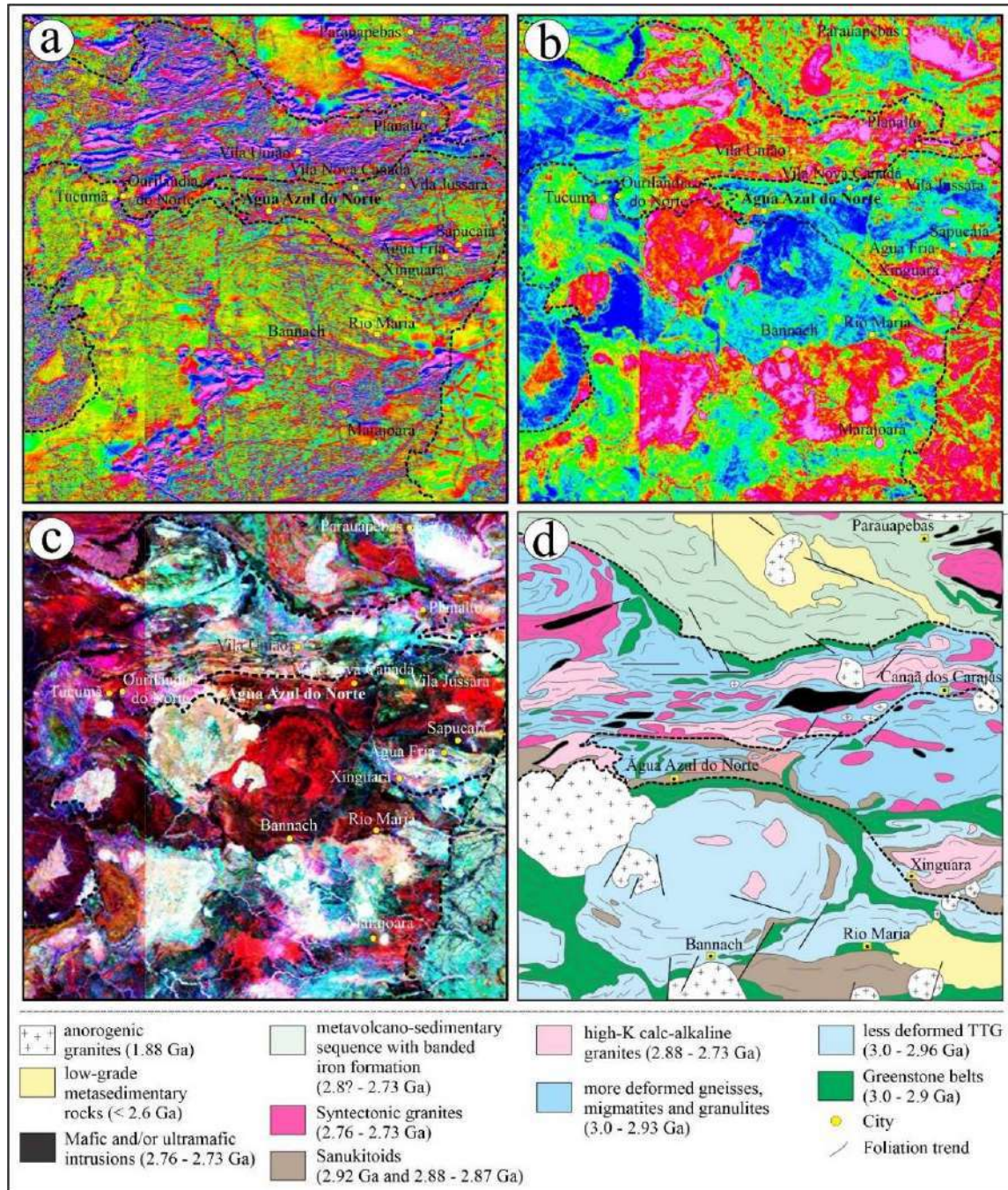


Figure 13 - Geophysical images and schematic map showing sanukitoid occurrence in Carajás Province. (a) First derived fusion image; (b) eTh fusion image; (c) ternary K-Th-U fusion image; (d) simplified geological map of the Carajás Province. Note that the sanukitoid occurrence delineates dome-and-keel structures and acts as a boundary of the tectonic domains. Aerogeophysics images are sourced from the Geological Service of Brazil (<https://geosgb.cprm.gov.br/>).

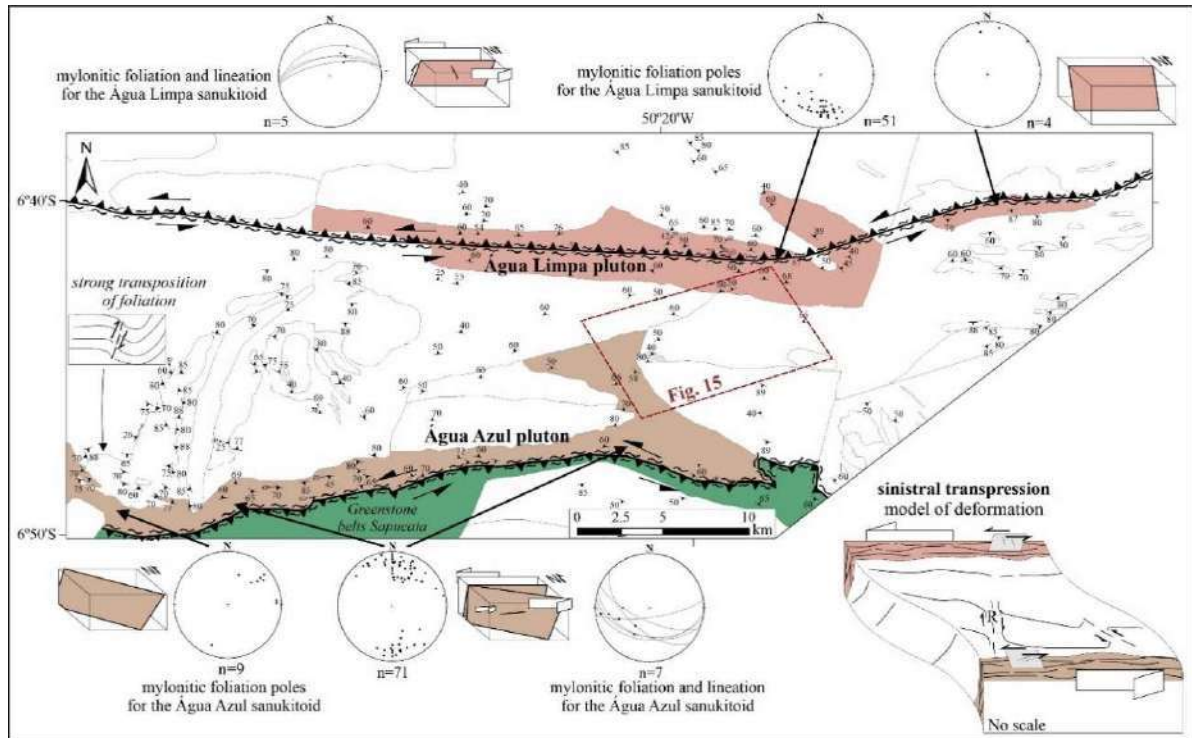


Figure 14 - Structural map of the Água Azul area showing the location of the Água Limpa and Água Azul sanukitoid plutons across the E–W sinistral and transpressive shear zones. The shear zones act as boundaries for two distinct tectonic domains: the Rio Maria and the Carajás domains. Note that the Schmidt equal-area projection in each zone and its structural pattern exhibit strong transposition of foliation and a sinistral transpression regime of deformation, exhibiting sectors with high deformation ratios are intersected by sectors with low deformation ratios.

Microstructural analysis of the Água Limpa suite plutons close to shear zones reveals different types of microstructures, indicating varying deformation temperatures (Fig. 15). The low-grade deformation domain preserves an almost entirely igneous texture, suggesting temperatures between 250 and 400 °C (cf. Passchier & Trouw 2005). This lithofacies is characterized by euhedral to subhedral feldspar porphyroclasts and foliation marked by biotite orientation (Fig. 15a). In the moderate to high deformation domains, quartz exhibits a recovery process (undulose extinction and crystal boundary migration), and feldspar displays deformation twinning, kinking, core-and-mantle structures (Fig. 15b,c), which are indicative of temperatures between 400 and 500 °C (Passchier & Trouw 2005). Ribbon-type occurrences of quartz and mafic minerals, affected by grain boundary migration, indicate temperatures ranging from 500 to 700 °C (Fig. 15d-f). The emplacement conditions for the Água Limpa suite sanukitoids are assumed to be syntectonic and associated with shear zones reactivated during the Mesoarchean in the Carajás Province (Fig. 15; Pinheiro & Holdsworth 2000). Experimental studies on epidote kinetics suggest that a structurally controlled network of conduits, along with small-scale diking, facilitated magma transfer during the active

deformational stages, providing insights into the upward magma transport rates of 6199–9111 m/year for both the ALG and AAG plutons (Nascimento *et al.* 2023). The authors also reported that during the active deformation stage, pervasive mesoscale migration and magma transfer in distinct pulses may have contributed to the formation of the compositionally different varieties of the Água Limpa sanukitoid suite.

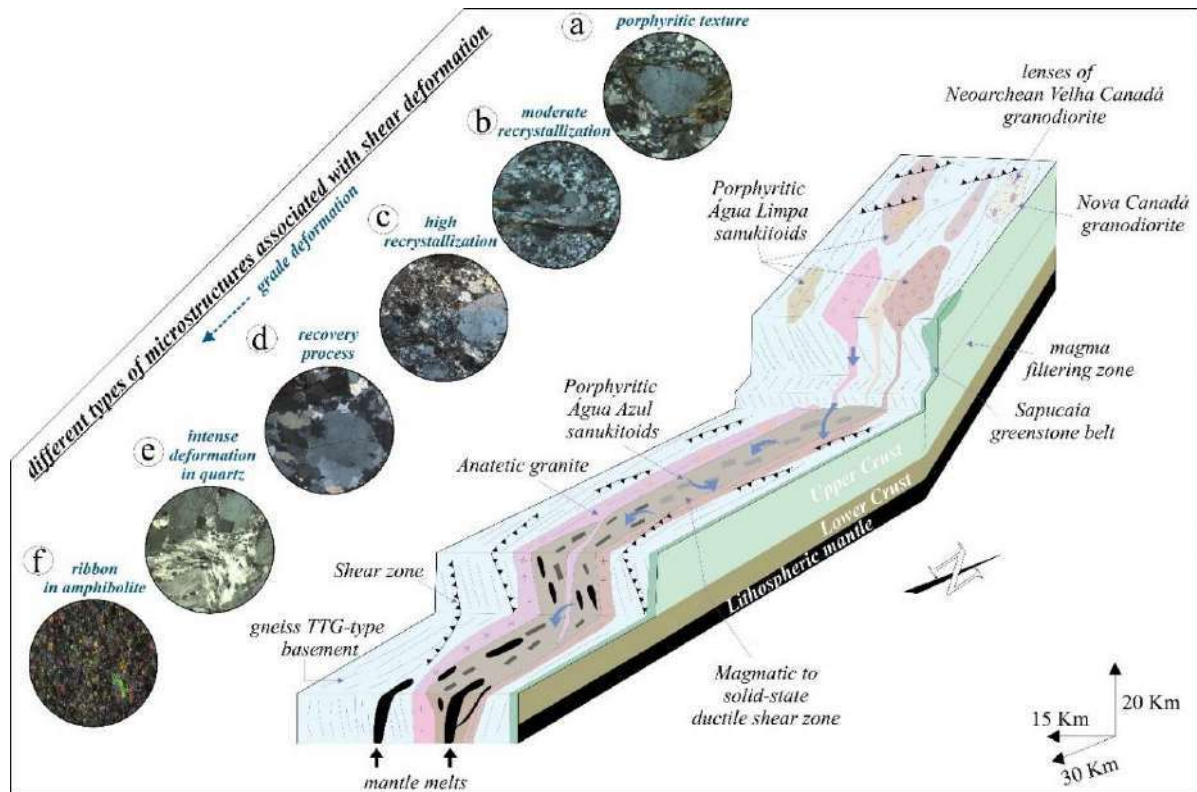


Figure 15 - 3D representation of the Água Limpa and Água Azul sanukitoids at different crustal levels; the transfer of residual melt is indicated by blue arrows. On the left, photomicrographs under crossed polars of the different types of microstructures associated with shear zones in the study area are shown: (a) porphyritic texture with a low degree of deformation of feldspar phenocryst; (b) moderate degree of deformation represented by boundary grain migration in quartz and biotite orientation; (c) high recrystallization of minerals forming a fine-grained quartz-feldspathic matrix; (d-e) details of the recovery process and undulose extinction in quartz, where the mineral can be strongly deformed; and (f) ribbon texture in amphibolite.

3.5 CONCLUSIONS

(i) The Água Limpa suite sanukitoids occur as elongated plutons with varying degrees of deformation located parallel to the major E–W-trending sinistral transpressive shear zone, which acts as the boundary between the Rio Maria and Carajás tectonic domains.

(iii) Geochemically, these rocks are high-K calc-alkaline, metaluminous to slightly peraluminous, and magnesian; they exhibit high Mg# values and Ni, Cr, Ba, and Sr contents.

(ii) The Água Limpa and Água Azul plutons yielded coeval crystallization ages of 2870 ± 4 Ma and 2872 ± 5 Ma, respectively. Additional zircon population ages of 3063 ± 6 Ma, 2926 ± 12 Ma, and 2849 ± 12 Ma were also obtained. The first is interpreted as xenocrysts, the second as crystals inherited from the modeled TTG-type source, and the third as crystals reflecting the age of metamorphism.

(iv) Field mapping and microstructural analysis indicate that these sanukitoids cooled and deformed contemporaneously, with emplacement temperatures generally ranging from 400 to 500 °C. However, minimum and maximum values of 250 and 700 °C, respectively, could have been achieved, indicating their syntectonic character. This finding aligns with previous experimental studies using mineral chemistry. Magma ascent was conditioned by shear zones through penetrative flux and subordinate small-scale diking.

(v) Petrogenetically, the granodioritic and tonalitic varieties of both the Água Limpa and Água Azul plutons were derived from mantle enriched by different degrees of metasomatism and partial melting. These rocks could have been generated by 19–20% melting of mantle previously enriched by 32% TTG-type melt in the garnet stability zone under oxidizing conditions, leaving a residue composed of orthopyroxene, clinopyroxene, garnet, $\pm$ plagioclase, and magnetite.

3.6 APPENDIX A. WHOLE-ROCK GEOCHEMISTRY

A total of thirty-two chemical analyses of representative rock samples were carried out at ACME Analytical Laboratories, Ltd. (Vancouver, Canada). The powder preparation involved lithium borate fusion, and major elements were analyzed via inductively coupled plasma–optical emission spectrometry (ICP–OES). Trace elements were analyzed using a four-acid digestion (HF, HNO₃, HCl, H₂O₃) procedure and inductively coupled plasma–mass spectrometry (ICP–MS). Reproducibility, as indicated by multiple analyses of international standards (GS-311-1, GS910-4, and OREAS45EA) and sample replicates, was better than 0.01% for major elements and 0.5–0.1% for trace elements, consistent with the expected values for those standards. Further details on the analytical procedures can be found at <http://www.acmelabs.com>. Geochemical diagrams were constructed using Geochemical Data Toolkit 4.1 software (GCDkit), which was developed by Janoušek *et al.* (2006) and is available at <http://www.gcdkit.org>.

3.7 APPENDIX B. U-Pb ZIRCON GEOCHRONOLOGY

Zircons were extracted from whole-rock samples using combined crushing, gravimetric, and magnetic (Frantz) separation techniques and then hand-picked at the Laboratory of Mineral Preparation at the Geoscience Institute of the UFPA, Belém, Brazil. The zircons were cast in an epoxy disk that was polished until the grains were sectioned roughly through the middle, exposing their internal structures. The zircon grains were imaged using a JEOL JXA-8230 scanning electron microprobe (SEM) operating at 15 kV, 20 μ A, and an 11 mm working distance at the Microanalysis Laboratory (UFPA). These images were utilized to select optimal locations for subsequent in situ dating. Single-grain zircon U–Pb dating of five samples was conducted using a sensitive high-resolution ion microprobe (SHRIMP IIe) at GeoLab, São Paulo University. The analyses were performed with the Temora-2 reference zircon (416.78 ± 0.33 Ma; Black *et al.* 2004) for standard isotopic ratios used in the calculation of Pb correction and fractionation factors. The SL13 reference zircon (238 ppm; Sato *et al.* 2014) was used for the composition of U. A laser spot diameter of approximately 20 μ m was used following analytical procedures similar to those described by Sato *et al.* (2014). The correction for common Pb was executed using the method of Stacey & Kramers (1975). Data reduction was carried out using SQUID 2.5 software (Ludwig 2009), while data processing and diagram generation were performed with Isoplot 4.15 add-ins for Microsoft Excel (Ludwig 2009). The errors of individual SHRIMP analyses are reported at

the 2σ level, while the errors of the pooled ages are reported at the 95% (2σ) confidence level. The following criteria were employed for the age calculations: (i) common lead content, excluding the analyses with $f_{206} > 1.5\%$; (ii) analytical precision, excluding the analyses with errors of isotopic ratios $> 3.0\%$; and (iii) degree (preferably $< 2\%$). As the samples are older than 1.5 Ga, the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean ages from the concordant spots are interpreted as representative of the crystallization event for each population of crystals identified, as recommended by Spencer *et al.* (2016).

3.8 APPENDIX C. GEOCHEMICAL MODELLING

Geochemical modeling included two steps. First, mass-balance analysis was performed using the software GENESIS 4.0 (Teixeira 2005) to determine the modal and geochemical compositions of the residual assemblage from the source to replicate the composition of the expected melt. The quality of the calculated data is reliable if the sum of the squared residuals (ΣR^2) ≤ 1.2 (Albarède 1995, Teixeira 2005). Second, an in-house Excel spreadsheet was used to calculate the modeled trace element concentrations by applying the equilibrium partial melting equation $C_L/C_o = 1/D(1 - F)^{(1/D - 1)}$. Here, C_L and C_o are the trace element concentrations in the melt (liquid) and in the source (solid), respectively (Albarède 1995). F is the weight fraction of the melt formed, and D is the bulk distribution coefficient for the residual solids at the moment when the melt is removed from the system. The mineral/liquid partition coefficients selected for trace element modeling were obtained from the Geochemical Earth Reference Model (GERM) database (<https://kdd.earthref.org/KdD/>) and Rapp *et al.* (2010). Binary mixing calculations followed the equation $X_M = X_A \cdot f + X_B(1 - f)$, where X_A and X_B are the concentrations of the elements or oxides in the end members, X_M is the element or oxide content in the calculated mixture, and f is an index described by $A/(A + B)$.

REFERENCES

- Albarède F. 1995. *Introduction to Geochemical Modeling*. New York, Cambridge, 543 p.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Review*, **17**(1–2):1–29.
- Almeida J.A.C., Dall’Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of the Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, **187**(1–2):201–221.
- Almeida J.A.C., Dall’Agnol R., 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.
- Barker F. & Arth J.G. 1976. Generation of trondhjemite–tonalite liquids and Archean bimodal trondhjemite–basalt suites. *Geology*, **4**:596–600.
- Bowden P., Batchelor R.A., Chapell B.W., Didier J., Lameyre J. 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Physics Earth Planet Science*, **35**:1–11.
- 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-ICPMS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, **205**(1):115–140.
- Cordani U.G., Sato K., Teixeira W., Tassinari C.C.G., Basei M.A.S. 2000. Crustal evolution of the South American platform. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, *Anais*[...]. p. 19–40.
- Cunha I.R.V., Dall’Agnol R., Scaillet B., Sousa L.A.M. 2021. Magmatic epidote in Archean granitoids of the Carajás Province, Amazonian Craton, and its stability during magma rise and emplacement. *J. S. Am. Earth Sci.*, **112**:1–16.
- 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* [...]. p. 31–53.
- 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.
- Feio G.R.L., Dall’Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J., Soares J.E.B. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **227**:157–185.

Felix W.Q., Oliveira D.C., Silva L.R., Silva F.F. 2020. Charnockites from Carajás Province, SE Amazonian Craton (Brazil): Petrogenetic constraints and intensive crystallization parameters. *Journal of South American Earth Sciences*, **101**:102–598.

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.

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., 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, Belém, *Anais [...]*. p. 11–23.

Halla J. 2005. Late Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in the Southern Karelian domain, Eastern Finland. *Lithos*, **79**:161–178.

Halla J. 2018. Pb isotopes – A multi-function tool for assessing tectonothermal events and crust–mantle recycling at late Archaean convergent margins. *Lithos*, **321**:207–221.

Heilimo E., Halla J., Andersen T., Huhma H. 2013. Neoarchean 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., Holttä P. 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoarchean western Karelian Province (Finland). *Lithos*, **115**:27–39.

Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **8**(5):523–548.

Ishihara S. 2004. The redox state of granitoids relative to tectonic setting and earth history: the magnetite–ilmenite series 30 years later. Trans. R. Soc. Edinb. *Earth Sci.*, **95**:23–33.

Janoušek V., Farrow G., Erban V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing geochemical data toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, **47**:1255–1259.

Joshi K.B., Bhattacharjee J., Rai G., Halla J., Ahmad T., Kurhila M., Heilimo E., Choudhary A.K. 2016. The diversification of granitoids and plate tectonic implications at the Archaean–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 Archaean Cratons. *Geological Society of London*, **449**:123–157.

Kovalenko A., Clemens J.D., Savatenkov V. 2005. Petrogenetic constraints for the genesis of Archaean sanukitoid suites: geochemistry and isotopic evidence from Karelia, Baltic Shield. *Lithos*, **79**:147–160.

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

Leite A.A.S., Dall'Agnol R., Macambira M.J.B., Althoff F.J. 2004. Geologia e geocronologia dos granitóides 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 A.A.S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides 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-Santos P.J.S., 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.

Le Maître R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova J., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmidt R., Sørensen H., Woolley A.R. 2002. Igneous rocks: a classification and glossary of terms. *In*: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, **236**(1), 236–250.

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 Late Archean, highly potassic, sanukitoid pluton from the Baltic Shield: insights into Late Archean mantle metasomatism. *J. Petrol.*, **49**:393–420.

Ludwig K. 2009. *SQUID 2: A User's Manual*. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, **5**:110–121.

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**:105–585.

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.

McDonough W.F. 2014. Compositional models for the Earth's core. *In*: Carlson R.W (ed). 2nd Treatise on geochemistry: the mantle. New York, Elsevier, 559–576 p.

McDonough W.F. & Sun S.S. 1995. Composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120** (3–4):223–253.

Moyen J.F. 2019. Archean granitoids: classification, petrology, geochemistry and origin. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, **1**:5–489.

Moyen J.F., Martin H., Jayananda M. 2001. Multi-element geochemical modelling of crust-mantle interactions during late-Archean crustal growth: the Closepet granite (South India). *Precambrian Res.*, **112**:87–105.

Moyen J.F., Martin H., Jayananda M., Auvray B. 2003. Late Archean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Res.*, **127** (1–3):103–123.

Nascimento A.C., Oliveira D.C., Marangoanha B., Silva L.R., Aleixo E.C. 2023. Mineral chemistry of the Água Limpa suite: Insights into petrological constraints and magma ascent rate of Mesoproterozoic sanukitoids from the Sapucaia terrane (Carajás Province, southeastern Amazonian Craton, Brazil). *J. S. Am. Earth Sci.*, **132**:104–683.

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). *J. S. Am. Earth Sci.*, **109**:103–271.

Nedelec A., Bouchez J.L. 2015. *Granites: Petrology, Structure, Geological Setting, and Metallogeny*. New York, Oxford University Press, 352 p.

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 M.A., Dall'Agnol R., Almeida J.A.C. 2010. Petrology of the Mesoarchean Rio Maria suite: implications for the genesis of sanukitoid rocks. *J. Petrol.*, **51**:2121–2148.

Oliveira D.C., Silva L.R., Nascimento A.C., Marangoanha B., Gabriel E.O., Leite-Santos P.J., Machado J.R.M., Felix W.Q., Silva L.C., Santos R.F.S. 2023. Revisão litoestratigráfica com implicações para compartimentação tectônica da Província Mineral de Carajás, sudeste do Cráton Amazônico. In: 17º Simpósio de Geologia da Amazônia, Santarém, *Anais[...]*. p. 434–441.

Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Germany, Springer, 366 p.

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.

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.

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*, **9** (3):597–633.

Rollinson H. 1993. *Using geochemical data*. London, Longman, 384 p.

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.

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, 169–226 p.

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. *J. S. Am. Earth Sci.*, **72**:279–301.

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*, **8**(3): 325–354.

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** (1):119–148.

Semprich J., Moreno J.A., Oliveira E.P. 2015. Phase equilibria and trace element modeling of Archean sanukitoid melts. *Precambrian Res.*, **269**:122–138.

Shand S.J. 1950. *Eruptive rocks, their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits*. London, Thomas Murby, 488 p.

Shirey S.B. & Hanson G.N. 1984. Mantle-derived Archean monzodiorites and trachyandesites. *Nature*, **310**:222–224.

Silva L.R., Oliveira D.C., Galarza M.A., Nascimento A.C., Marangoanha B., Marques G.T. 2023. Zircon U–Pb–Hf isotope and geochemical constraints on the petrogenesis and tectonic setting of Mesoarchean granitoids from the Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **398**:107–204.

Silva L.R., Oliveira D.C., Nascimento A.C., Lamarão C.N., Almeida J.A.C. 2022. The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás Province, Amazonian Craton: petrogenesis, zircon U-Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications. *Lithos*, **432–433**:106–901.

Silva A.C., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2010. Individualização e geocronologia de granitóides do Complexo Xingu, região de Vila Jussara, município de Água Azul do Norte – PA, Província Mineral de Carajás. In: SBG, 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, *Anais*[...]. p. 265-270.

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. *J. S. Am. Earth Sci.*, **100**:102–568.

Smithies R.H., Champion D.C., Sun S.S. 2004. Evidence for Early LREE-enriched Mantle Source Regions: Diverse Magmas from the c. 30 Ga Mallina Basin, Pilbara Craton, NW Australia. *Journal of Petrology*, **45**(8):1515–1537.

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. *J. Petrol.*, **41** (12):1653–1671.

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.

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 A.L. & Hanson G. 1991. Archean high-Mg granodiorite: a derivate of light rare earth element-enriched monzodiorite of mantle origin. *Journal of Petrology*, **32**:201–238.

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

Stevenson R., Henry P., Gariépy C. 1999. Assimilation – fractional crystallization origin of Archean sanukitoid suites: Western Superior Province, Canada. *Precambrian Research*, **96**:83–99.

Sun S.S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **42** (1):313–345.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. Evolução tectônica do cráton amazônico. Neves Brito, B.B. (Org). *In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. (Eds.), Geologia do continente Sul-Americano. Evolução da obra de F.F.M. de Almeida. São Paulo, BECA, 471–486 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. S. Am. Earth Sci.*, **88**:238–252.

Teixeira L.R. 2005. *GENESIS 4.0 – Geochemical Modeling Software*. São Paulo, BECA, 359 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.

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. Belém, CPRM, 329 p.

Zheng Y-F. & Hermann J. 2014. Geochemistry of continental subduction-zone fluids. *Journal of Earth, Planets and Space*, **66**:93–101.

Zibra I., Smithies R.H., Wingate M.T.D., Kirkland C.L. 2014. Incremental pluton emplacement during inclined transpression. *Tectonophysics*, **623**:100–122.

**4 ARTIGO 2 CRUSTAL CONTAMINATION AND INSIGHTS INTO
DIACHRONOUS CHANGES TOWARD MODERN TECTONICS: EVIDENCE
FROM Hf-Nd-O-Pb ISOTOPE OF SANUKITOIDS FROM THE AMAZONIAN
CRATON**

Aline Costa do Nascimento

Davis Carvalho de Oliveira

Esa Heilimo

Marco Antonio Galarza

Eleilson Oliveira Gabriel

Martin Whitehouse

Matti Kurhila

Cláudio Nery Lamarão

Submetido para: *Geoscience Frontiers em 2025*



Submission Confirmation

Geoscience Frontiers <em@editorialmanager.com>

24 de março de 2025 às 17:43

Responder a: Geoscience Frontiers <geofrontier@cugb.edu.cn>

Para: ALINE NASCIMENTO <aline.nascimento@ig.ufpa.br>

Dear Ms. ALINE NASCIMENTO,

We have received your article "**Crustal contamination and insights into diachronous changes toward modern tectonics: evidence from Hf-Nd-O-Pb isotope of sanukitoids from the Amazonian Craton**" for consideration for publication in Geoscience Frontiers.

Your manuscript will be given a reference number once an editor has been assigned.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Editorial Manager Geoscience Frontiers

4.1 ABSTRACT

Archean sanukitoids provide crucial insights into crust-mantle interactions during the early Earth's geodynamic evolution. However, the role of crustal contamination in their genesis remains uncertain. Sanukitoids identified in the Sapucaia subdomain of the southern Carajás Province are represented by two plutons Água Limpa and Água Azul, collectively referred to as the Água Limpa sanukitoid suite. These plutons are compositionally similar to low-Ti sanukitoids ($< 0.63\%$ TiO_2) and their zircon isotopic data record narrow magmatic activity around ca. 2.87 Ga. Sanukitoids zircons reveal $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values ranging from -3.31 to $+2.14$, Hf- T_{DM}^{C} and Nd- T_{DM} ages between 2.91 and 3.28 Ga, whole-rock $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values from -1.64 to $+1.76$, $\delta^{18}\text{O}$ values ranging from 5.0 to 7.6 ‰, and Pb isotopic compositions in K-feldspar ($\mu > 10$) that suggest a Mesoarchean mantle source affected by slight crustal contribution and/or contamination. Geochemical modelling indicates that the sanukitoids were formed by $\sim 15\%$ partial melting of mantle peridotite previously modified by $\sim 30\%$ of slab-derived melts, with orthopyroxene, garnet, clinopyroxene, phlogopite, and magnetite as residual phases. The integration of our data with previously published results leads us to suggest that modern-style plate tectonics may have initiated along the northern Carajás Province during the Mesoarchean, while the Rio Maria domain to the south remained dominated by mantle plume-driven crustal growth and vertical tectonics.

Keywords: sanukitoids, isotope geochemistry, crustal evolution, subduction, Mesoarchean.

4.2 INTRODUCTION

Archean continental evolution is characterized by recurrent events of juvenile crustal growth and reworking, with varying contributions from mantle input (Laurent *et al.* 2014). Models explaining Archean crustal growth range from plume-driven mechanisms (e.g., Bédard 2018) to processes akin to modern plate tectonics (e.g., Cawood *et al.* 2018). While there is significant debate about when plate tectonics began and its extension on early Earth (Palin *et al.* 2020), there is consensus that the transition between these mechanisms is witnessed by specific rocks, generally referred as late Archaean sanukitoids (Martin *et al.* 2009). Sanukitoids play a significant role in revealing the deep mantle processes and the recycling of crustal materials in Archean cratons (Heilimo *et al.* 2013, Silva *et al.* 2023). These rocks might represent the earliest signs of an enriched mantle wedge and the onset of modern-style plate tectonics (Heilimo *et al.* 2013).

The term sanukitoid describes high-Mg plutonic granitoids with elevated Mg numbers (45-65), enriched in Ni (> 100 ppm), Cr (> 200 ppm), large-ion lithophile elements (Ba + Sr > 1400 ppm) (Heilimo *et al.* 2010). The oldest sanukitoids have been identified in the Pilbara Craton, Western Australia (2.95 Ga; Smithies & Champion 2000) and the Amazonian Craton, Carajás Province (2.92 Ga and 2.89-2.87 Ga; Oliveira *et al.* 2011, Silva *et al.* 2023, Nascimento *et al.* 2024), although most of them are formed around 2.7 Ga (Heilimo *et al.* 2013). They are commonly associated with shear zones or tectonic boundaries, intruding basement rocks in Archean granite-greenstone terrains as late- to post-kinematic intrusions (Moyen *et al.* 2003). Petrogenetic models and experimental studies suggest that sanukitoids result from interactions between mantle peridotite and components rich in incompatible elements, with contamination via fluids (Stern & Hanson 1991, Stevenson *et al.* 1999) or TTG/ adakitic-type melts (Rapp *et al.* 2010).

Mantle upwelling and heat conduction from the asthenosphere to the lithosphere play crucial role in crust-mantle interaction and the formation of distinct geochemical reservoirs (Laurent *et al.* 2020). Such recycling systems have been active since 3.8 Ga, as evidenced in early Archean rocks, and are better understood for post-Archaean periods (Schneider *et al.* 2018). From the mid- and early Archaean, Hf in zircon and Nd isotopes have been widely used to investigate crust formation processes and their timing, although interpretations are debated (Laurent *et al.* 2020). Some contradictions can be addressed by incorporating stable oxygen isotope ($\delta^{18}\text{O}$) in zircon and Pb isotope in K-feldspar, as these isotopes act as magma source tracers, providing insights into subducted sediment incorporation and magma genesis under varying surface and magmatic conditions (e.g, Kemp *et al.* 2010, Vervoort & Kemp 2016, Halla 2018). Understanding these interactions is essential for unraveling Earth's recycling engine and its role in magmatic evolution (Vervoort & Kemp 2016).

To investigate intracrustal recycling and isotopic signatures of Mesoarchean sanukitoids, we obtained Sm-Nd data in whole-rock, Lu-Hf and $\delta^{18}\text{O}$ isotope in zircon, and Pb isotopic compositions in K-feldspar from the Água Limpa and Água Azul plutons, Carajás Province. The Hf-O-Nd-Pb isotopes systematics reveal the incorporation of supracrustal materials into melts, offering an isotopic tool to distinguish well-mixed sources, ancient mafic components, and recycled (sedimentary) components (Halla 2005, 2018, Heilimo *et al.* 2013). By targeting igneous zircon domains previously dated by U-Pb SHRIMP methodology (Nascimento *et al.* 2024), we provide a detailed temporal view of source evolution, magmatic processes and mantle-crust interactions, either through mantle

contamination via subduction or direct crustal assimilation. This study elucidates: (1) the petrogenesis and mantle metasomatism of the Água Limpa sanukitoid suite, (2) isotopic constraints (Hf-O-Nd-Pb) on crust-mantle interactions, and (3) geodynamic mechanisms underlying crustal growth in the Sapucaia subdomain. These insights from the Carajás Province contribute to understanding the diachronous transition to modern tectonic processes.

4.3 GEOLOGICAL BACKGROUND

The Amazonian Craton is situated north of the South American platform (Fig. 1a, b) and represents one of the most well-preserved cratons worldwide (Almeida *et al.* 1981). This continental block formed through amalgamation of Paleoproterozoic and Mesoproterozoic belts, achieved stability by the end of the Mesoproterozoic, with minimal impact from the surrounding Brasiliano-Pan African orogens (Cordani *et al.* 2000, Vasquez & Rosa-Costa 2008). The Carajás Province represents the Archean nucleus of the Amazonian Craton and consists of two main tectonic domains separated by extensive E–W regional shear zones: the Rio Maria Domain to the south and the Carajás Domain to the north (Fig. 1c). These two terranes evolved independently before amalgamating during the Mesoarchean (Cordani *et al.* 2000).

The Mesoarchean Rio Maria Domain (3.07–2.93 Ga) is a typical low-grade granite-greenstone terrane featuring large (45–35 km diameter) dome-like structures flanked by curvilinear belts of metavolcanic and metasedimentary rocks (the Andorinhas greenstone belts with ages of 3.0–2.97 Ga; Vasquez & Rosa-Costa 2008). The basement also includes TTG suites 2.98–2.92 Ga in age (Almeida *et al.* 2011, 2013). Granitic complexes are represented mostly by sanukitoids from the Rio Maria Suite, with minor occurrence of stocks of potassic and hybrid granites that are 2.88–2.87 Ga in age, displaying a regional fabric with a NW–SE to E–W orientation (Almeida *et al.* 2011, 2013, Oliveira *et al.* 2010, Santos & Oliveira 2016). Archean sedimentary sequences partly overlie these lithologies (Vasquez & Rosa-Costa 2008). In opposite, the Meso- to Neoarchean Carajás Domain (3.07–2.70 Ga) is a high-grade gneiss terrane interpreted to be dominated by vertical tectonics. It is subdivided into three subdomains: the Sapucaia Subdomain, Canaã dos Carajás Subdomain, and Carajás Basin (Dall’Agnol *et al.* 2013). Its basement assemblage underwent regional deformation in the Mesoarchean (3.0–2.8 Ga) related to the collision of the Carajás and Rio Maria Domains (Marangoanha *et al.* 2020). During this event, WNW–ESE-trending ductile sinistral strike-

slip and thrust shear zones with SW to NE transport developed (Pinheiro & Holdsworth 2000). However, the rocks of the Rio Maria Domain were weakly affected by this event (Almeida *et al.* 2011). The Canaã dos Carajás Subdomain comprises the basement of the basin and represents an imbricated and anastomosing structure (oriented E–W) (Pinheiro & Holdsworth 2000). This terrane differs from the Rio Maria Domain in terms of the scarcity of TTGs, the dominance of biotite granites and the presence of migmatites, granulites and charnockites (Feio *et al.* 2013, Felix *et al.* 2020, Marangoanha *et al.* 2020, Rodrigues *et al.* 2014). The Sapucaia Subdomain, hosting the study area, is formed by migmatized gneisses and greenstone belt featuring deformational episodes of varying intensity (Nascimento *et al.* 2024). These rocks are intruded by sanukitoids of the Água Limpa Suite, potassic and hybrid granites from Xinguara and Nova Canadá units, respectively, and diverse mafic rocks including the Surucucu amphibolite (Oliveira *et al.* 2023; Fig. 1d). Neoarchean magmatism is represented mostly by the Vila Jussara granites (Silva *et al.* 2020). The Carajás Basin consists of metavolcanosedimentary sequences (> 2.76 Ga) intruded by mafic–ultramafic rocks and subalkaline granites (Vasquez & Rosa-Costa 2008). At 1.88 Ga, the province experienced voluminous anorogenic granitic plutonism (Dall’Agnol & Oliveira 2007). A summary of the available geochronological and isotopic data for sanukitoids from the Carajás Province is provided in Table 1.

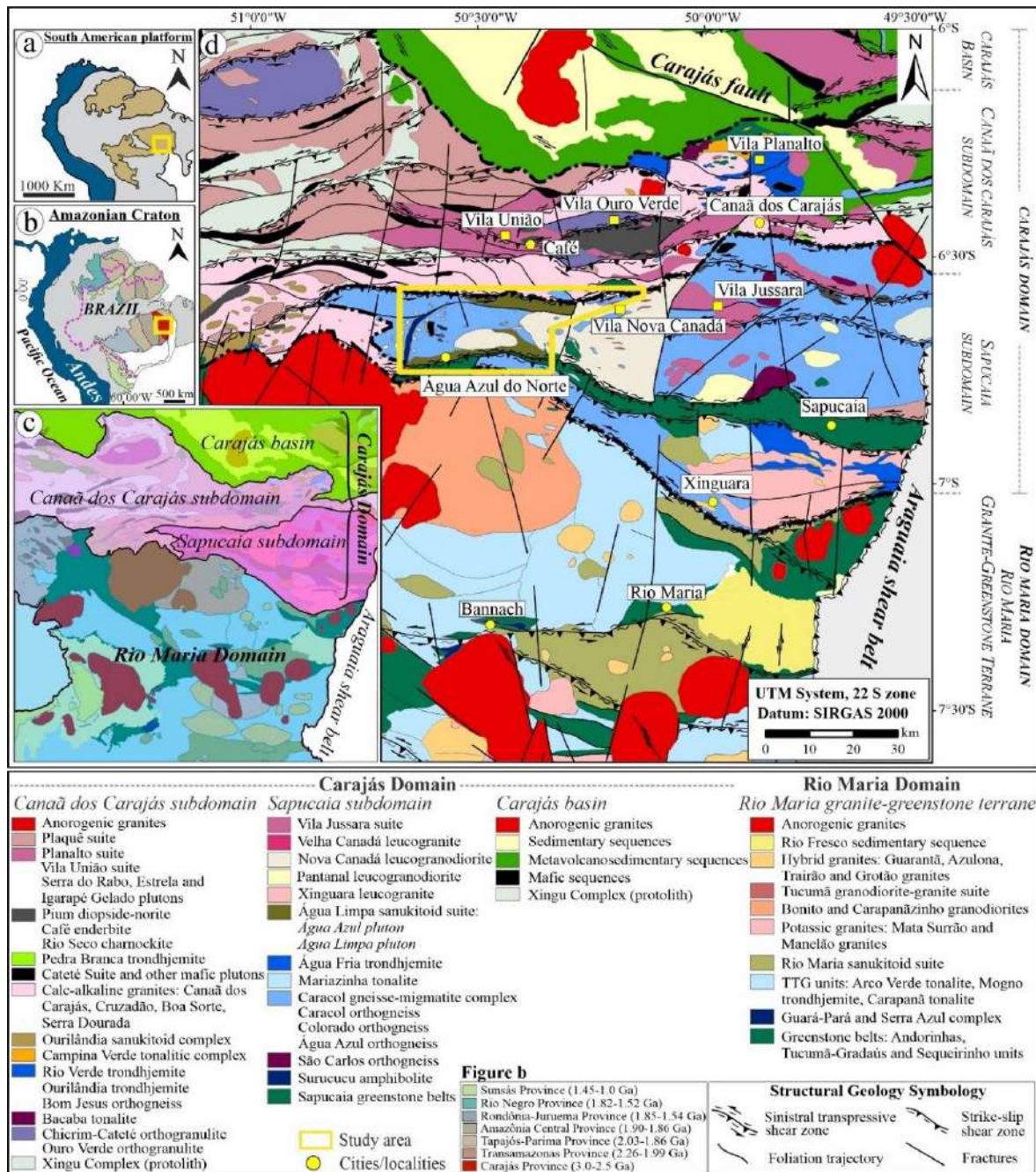


Table 1 - Summary of the geochronological and isotopic data for sanukitoids in the Carajás Province (Amazonian Craton). Compilation can be found on Silva *et al.* (2023).

	Unit	Lithology	Age (Ma)	Method	Material	Nd-T _{DM}	ε _{Nd} (t)	Zircon Hf - T _{DM} ^C	Zircon ε _{Hf} (t)	δ ¹⁸ O	Location	Reference
Rio Maria	Rio Maria Suite	granodiorite	2874 ± 10	U-Pb ID-TIMS	zircon, titanite	no data	no data	no data	no data	no data	Bannach	Macambira & Lancelot (1996)
		granodiorite	2872 ± 5	U-Pb ID-TIMS	zircon, titanite	no data	no data	no data	no data	no data	Bannach	Pimentel & Machado (1994)
		granodiorite	2852 ± 16	Pb evaporation	zircon	no data	no data	no data	no data	no data	Tucumã	Avelar et al. (1999)
		granodiorite	2859 ± 19	Pb evaporation	zircon	no data	no data	no data	no data	no data	Rio Maria	Gaudette et al. (1998)
		granodiorite	2879 ± 4	Pb evaporation	zircon	no data	no data	no data	no data	no data	Serra do Inajá	Rolando & Macambira (2003)
		granodiorite	2877 ± 6	Pb evaporation	zircon	no data	no data	no data	no data	no data	Serra do Inajá	Rolando & Macambira (2003)
		granodiorite	2881 ± 8	Pb evaporation	zircon	no data	no data	no data	no data	no data	Serra do Inajá	Rolando & Macambira (2003)
		quartz-diorite	2878 ± 4	Pb evaporation	zircon	no data	no data	no data	no data	no data	North of Xinguara	Dall'Agnol et al. (1999)
		Intermediate rocks	2880 ± 4	Pb evaporation	zircon	no data	no data	no data	no data	no data	Serra do Inajá	Rolando & Macambira (2003)
		Cumaru granodiorite	2817 ± 4	Pb evaporation	zircon	no data	no data	no data	no data	no data	Rio Maria	Lafon & Scheller (1994)
		Rancho de Deus granite	2898 ± 6	U-Pb LA-ICP-MS	zircon	no data	no data	no data	no data	no data	Rio Maria	Almeida et al. (2013)
Carajás	Ourlândia Suite											
	granodiorite-granite	granodiorite, tonalites	2885 ± 12	U-Pb SHRIMP	zircon	2.9 a 3.0 Ga	+1.0 a +2.5	3.2–3.6 Ga	+3.2 to –1.0	no data	Ourlândia do Norte	Silva et al. (2022)
		quartz diorite, quartz monzodiorite	2885 ± 12	U-Pb SHRIMP	zircon	3.0 Ga	+0.8				Ourlândia do Norte	Silva et al. (2022)
	Arraia granodiorite	porphyritic granodiorite	2924 ± 8	U-Pb SHRIMP	zircon	2.9 Ga	+2.9	3.2–3.6 Ga	+1.9 to –4.4	no data	Ourlândia do Norte	Silva et al. (2023)
	Água Limpa Suite											
	Água Limpa pluton	granodiorite	2884 ± 3	Pb evaporation	zircon						Água Azul do Norte	Santos et al. (2013)
		granodiorite	2879 ± 1.3	Pb evaporation	zircon						Água Azul do Norte	Sousa et al. (2010)
	Água Azul pluton	granodiorite	2870 ± 4	U-Pb SHRIMP	zircon	2.8 a 2.9 Ga	+1.17 a + 2.89	3.02–3.18 Ga	-1.4 a +1.7	5.1–6.7	Água Azul do Norte	Nascimento et al. (2024); This study
		tonalite	2871 ± 4	U-Pb SHRIMP	zircon			2.98–3.11 Ga	-3.3 a +2.1	5.0–6.9	Água Azul do Norte	Nascimento et al. (2024); This study
		granodiorite	2884 ± 1.7	Pb evaporation	zircon						Água Azul do Norte	Gabriel et al. (2010)
		granodiorite	2872 ± 5	U-Pb SHRIMP	zircon	2.9 a 3.0	-0.5 a +1.84	2.98–3.08 Ga	+0.3 a +2.1		Água Azul do Norte	Nascimento et al. (2024); This study
		tonalite	2870 ± 4	U-Pb SHRIMP	zircon			3.01–3.09 Ga	+0.1 a +1.3	5.1–7.5	Água Azul do Norte	Nascimento et al. (2024); This study
		monzogranite	2885 ± 8	U-Pb SHRIMP	zircon					5.0–7.1	Água Azul do Norte	Nascimento et al. (2024); This study

4.4 Previous studies in the Água do Norte area

4.1 Geology, age, structural aspects, and petrography

The Água Limpa suite comprise two plutons of sanukitoid affinity, known as Água Limpa and Água Azul (Fig. 2). The former covers an area of 126 km² and is located to the north of the studied area, while the latter spans 62 km² to the south (Fig. 3a; Gabriel & Oliveira 2014). These granitoids intrude the Sapucaia greenstone belt and the gneiss migmatized basement of the Sapucaia subdomain, dated at 3.0-2.95 Ga (Fig. 3b; Nascimento *et al.* 2023). The sanukitoids exhibit flattened amphibolite and metabasalt xenoliths at outcrop (Fig. 3c). They are intruded by the Boa Sorte potassic granite (Fig. 3d) and Nova Canadá hybrid leucogranodiorite (Fig. 3e), both dated at 2.87 Ga (Leite-Santos & Oliveira 2016). Additionally, potassic and subalkaline granites, from the Velha Canadá leucogranite and the Vila Jussara suite, respectively, with ages from 2.73 to 2.74 Ga, crosscut the sanukitoid plutons (Leite-Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2020). Zircon Pb–Pb ages of 2884 ± 1.7 Ma and 2879 ± 1.3 Ma were obtained for the Água Azul and Água Limpa plutons, respectively, by Gabriel *et al.* (2010) and Sousa *et al.* (2010). Recently, new U–Pb SHRIMP dating yielded ages of 2870 ± 4 Ma for the Água Limpa pluton and 2872 ± 5 Ma for the Água Azul pluton, corroborating previous dating results (Nascimento *et al.* 2024).

These sanukitoid rocks occur along the borders of the E–W-trending transpressive shear zones, acting as a boundary between the Carajás and Rio Maria domains (Fig. 1). They exhibit heterogeneous deformation, with mylonitic foliation trending E–W to WNW–ESE and displaying moderate to steep dips (40°–89°) toward the south (Fig. 2; Nascimento *et al.* 2024). Asymmetries, such as C/S fabric, stair-stepping rotated porphyroclasts and “s” folds, indicate a sinistral sense of shear in this zone. Mineral stretching lineation also show steep to subvertical plunges (60–85°) toward both the N and S, suggesting transpression. Fractures with N–S, NW–SE and NE–SW orientations crosscut the studied sanukitoids, coinciding with those observed in the Neoproterozoic mafic dikes (Nascimento *et al.* 2024).

The dominant lithology in both sanukitoid plutons is porphyritic granodiorite, with minor occurrences of tonalites and monzogranites (Fig. 3f–i; Gabriel & Oliveira 2014). Foliation is characterized by the preferred orientation of mafic minerals and, locally, by mafic enclaves that align with the E–W foliation trend (Fig. 3j). These rocks are dark gray to dark green in color, exhibiting porphyritic or medium- to coarse-grained textures. The phenocrysts consist of microcline and orthoclase (0.5–3.0 cm in size) with subordinate plagioclase, set within a medium- to fine-grained matrix (< 3 mm) enriched in mafic minerals

(Fig. 3m; M = 29–21%; Gabriel & Oliveira 2014). The matrix is composed primarily of orthoclase and plagioclase (49.5–32.9%), quartz (29.2–19.7%), and microcline (~11–1%), with biotite, amphibole, and epidote are the main varietal phases (~ 27–10%). Accessory minerals include zircon, apatite, magnetite, ilmenite, titanite, muscovite, and allanite (5 %). Secondary phases such as chlorite, muscovite, hematite, goethite, pyrite, sericite, carbonate, scapolite, titanite, and epidote are also present. All petrographic varieties across both sanukitoid plutons exhibit similar mineral assemblages (Fig. 3n-p; Gabriel & Oliveira 2014, Nascimento *et al.* 2024).

Intense and widespread deformation is evident in these sanukitoid rocks, where the original porphyritic texture has been overprinted by a mylonitic texture, showing a gradual transition between the two (Fig. 3q). The heterogeneous strain observed in sanukitoids is reflected in the feldspar phenocrysts, which vary from tabular (euhedral) forms to elliptical porphyroclast (Nascimento *et al.* 2024). In the high-strain domains, the granitoids exhibit foliation defined by the preferred orientation of clustered mafic aggregates, feldspar porphyroclasts, core-and-mantle structures, and stretched polycrystalline aggregates within a bulging (BLG) and subgrain rotation (SGR) recrystallized matrix. Evidence of grain boundary migration recrystallization (GBAR) is also locally present. The clustered aggregates consist of amphibole porphyroclasts, sometimes displaying ocellar fish-like format, bordered by biotite and minor quartz and epidote. The matrix primarily comprises a medium- to fine-grained polygonal granoblastic fabric of K-feldspar, plagioclase, quartz, biotite, muscovite, minor epidote and amphibole in stretched aggregates surrounding the porphyroclasts, along with quartz ribbons (Fig. 3q; Nascimento *et al.* 2024).

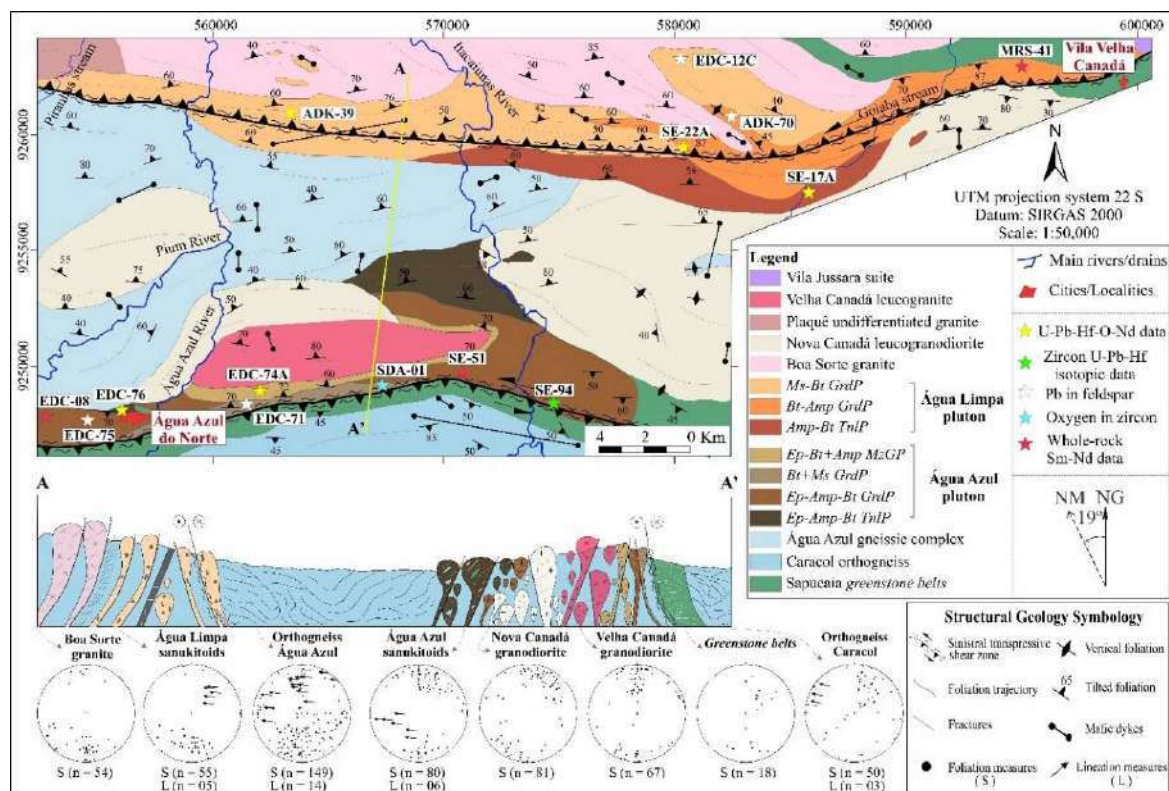


Figure 2 - Geological map of the Água Azul do Norte area, showing the locations of samples analyzed using Hf-O-Pb-Nd methodologies. The map illustrates the petrographic facies identified in the Água Limpa sanukitoid suite, modified from Gabriel & Oliveira (2014) and Nascimento *et al.* (2024). A schematic profile (A-A') provides interpretations of the deep structure, while equal-area stereographic projections (Schmidt-Lambert) display the measured foliations and lineations.

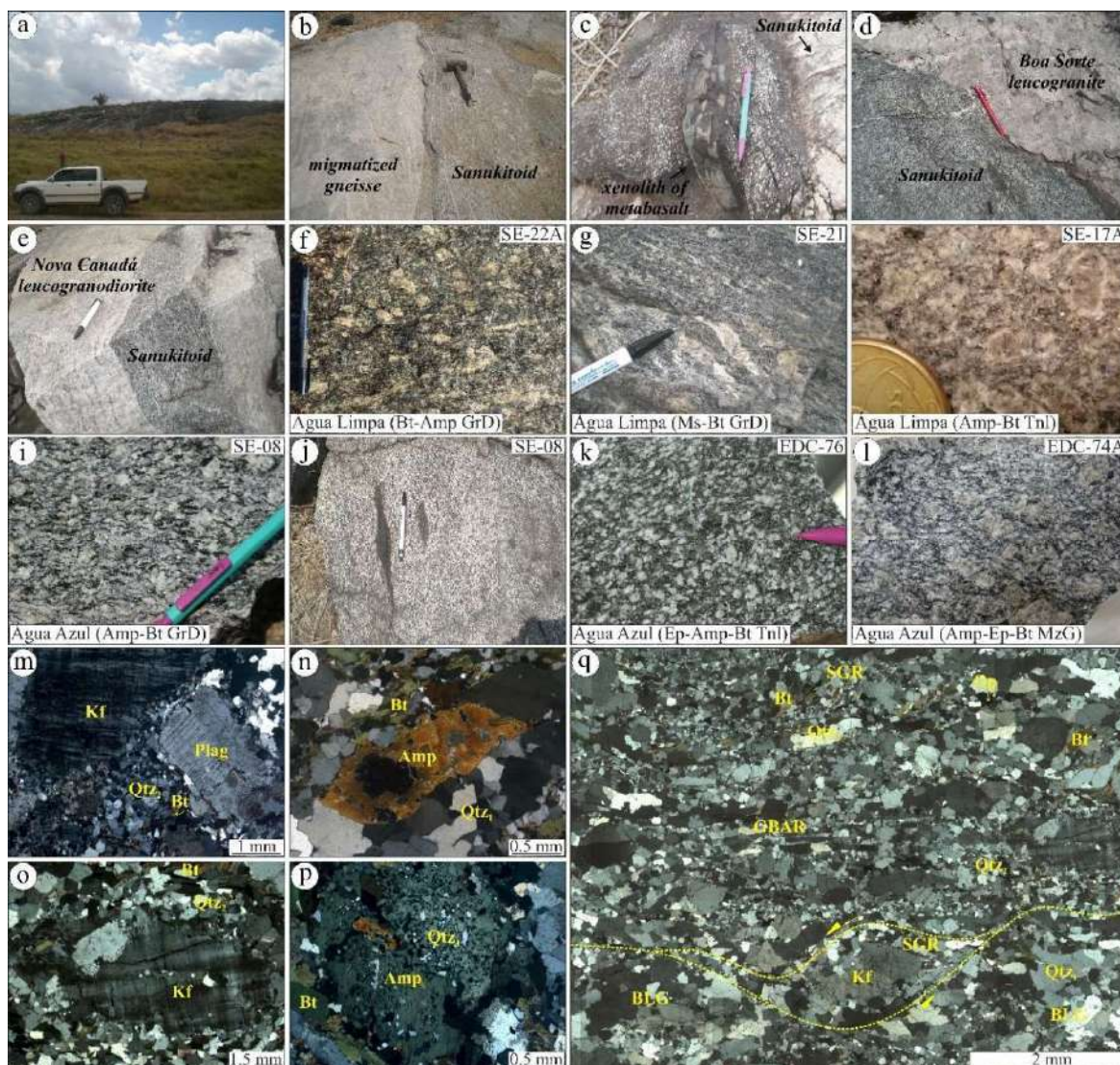


Figure 3 - Field relationships and microstructural aspects of the Água Limpa sanukitoid suite. (a) An outcrop of granodiorite from the type area; (b-d) granodiorite and tonalite facies from the Água Limpa pluton, both characterized by porphyritic textures, displaying deformed alkali feldspar phenocrysts; (e-h) granodiorite, tonalite, and monzogranite facies from the Água Azul pluton, showing a porphyritic texture with a crenulated aspect and the presence of rare mafic enclaves oriented according to the rock foliation trend; (i-l) field relationship characterized by a xenolith of metabasalt from the Sapucaia greenstone belt enclosed in the studied sanukitoid, contact with migmatized gneiss, and potassic and hybrid granites (Boa Sorte and Nova Canadá, respectively); (m-p) microstructural features with feldspar phenocrysts bordered by a recrystallized quartz-feldspathic matrix, and amphibole phenocrysts with an ocellar (fish-type) format. It mineral shows disequilibrium texture; (q) general overview of the microstructural aspect of granodioritic facies of sanukitoids in high-strain domain.

4.2 Whole-rock geochemistry

In the $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ vs. $2\text{A}/\text{CNK}$ vs. 2FMBS diagram (Fig. 4a), the sanukitoids of the Água Limpa suite plot within the global field typical of Archean sanukitoids *latu sensu*, characterized by high Fe-Mg-Ba-Sr contents (Laurent *et al.* 2014). They exhibit moderate $(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{N}}$ values ranging from 14.08 to 30.66, except for the muscovite-bearing sanukitoids

from the Água Limpa pluton, which show significantly higher values (44.25-95.65) (Fig. 4b). These rocks are calc-alkaline to calcic with metaluminous to slightly peraluminous nature ($0.85 < A/CNK < 0.96$) (Fig. 4c,d). According to the FeO^* vs. SiO_2 diagram (Fig. 4e; Frost *et al.* 2001), samples from both sanukitoid plutons resemble high magnesium granitoids and are classified as low Ti sanukitoids (Fig. 4f; Martin *et al.* 2009). They display geochemical signatures indicative of sanukitoids originating from a high-K mafic source, reflective of an enriched mantle (cf. Fig. 4g; Laurent *et al.* 2014), with a contribution from crustal mixing source (Fig. 4h). The muscovite-bearing granodiorite variety from the Água Limpa pluton represents a more evolved member associated with a garnet-controlled source, whereas the amphibole-bearing granodiorite from the Água Azul pluton represents a less evolved member associated with a nongarnet-controlled source (Fig. 4i). Therefore, the sanukitoids from the Água Limpa suite are cogenetic, formed from the partial melting of modified mantle under varying degrees of metasomatism and crustal contribution, but are not comagmatic. Further geochemical discussion can be found in Gabriel & Oliveira (2014) and Nascimento *et al.* (2024).

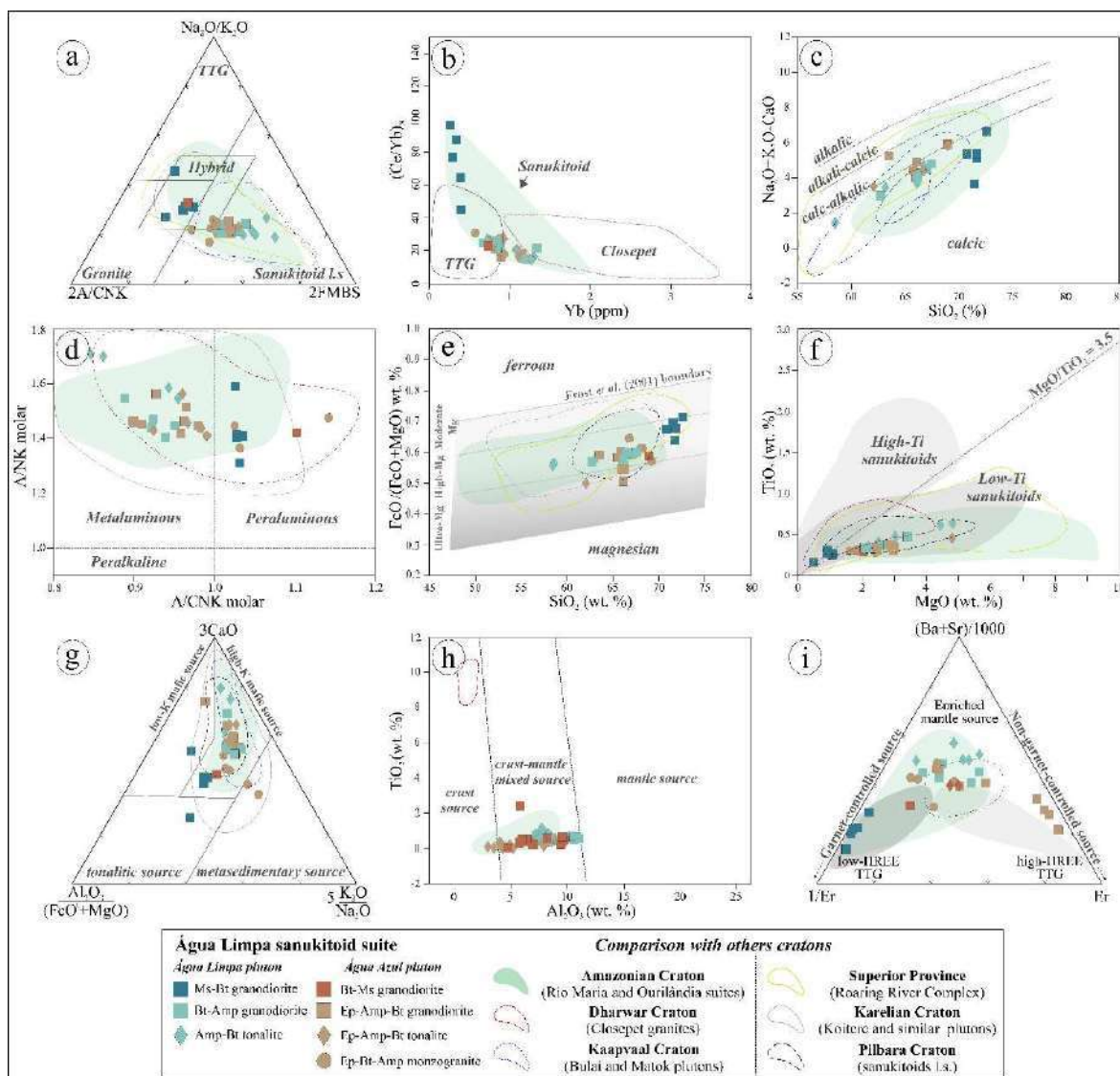


Figure 4 - Geochemical classification diagrams and magmatic series. (a) Ternary diagram for late Archean granitoids (Laurent *et al.* 2014), where $(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ wt.%; $2\text{A}/\text{CNK} = 2[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]_{\text{mol}}$; and $\text{FMBS} = 2*(\text{FeOt} + \text{MgO}) \text{ wt.}\%*(\text{Sr} + \text{Ba}) \text{ wt.}\%$. (b) Binary discriminant diagram $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ vs. Yb (ppm); (c) $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ vs. SiO_2 diagram (Frost *et al.* 2001). (d) $\text{A}/\text{NK} [\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]_{\text{molar}}$ vs. $\text{A}/\text{CNK} [\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]_{\text{molar}}$. (e) $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ vs. SiO_2 (wt.%) (Frost *et al.* 2001; and Terentiev & Santosh 2018 boundaries). (f) TiO_2 (wt.%) vs. MgO (wt.%) with fields of high- and low- TiO_2 sanukitoids from Martin *et al.* (2009) in light and dark gray colors. (g) Source discriminant diagram for Archean granitoids with fields defined by experimental studies (Laurent *et al.* 2014); (h) discriminant diagram of TiO_2 vs. Al_2O_3 (wt.%) based on magmatic hornblende (Nascimento *et al.* 2023); (i) discriminant diagram of garnet-controlled (pole 1/Er) and nongarnet-controlled (pole Er) sources. The third pole $(\text{Ba} + \text{Sr})/1000$ represents an enriched mantle source (Heilimo *et al.* 2010).

4.5 ANALYTICAL TECHNIQUES

4.5.1 Sample preparation and scanning electron microscopy

Zircon crystals were extracted from 2-5 kg whole-rock samples using a combination of crushing, gravimetric and Frantz magnetic separation techniques. The material was sieved into four size fractions (250, 180, 125 and 75 μm) and subsequently hand-picked under a binocular microscope at the Laboratory of Mineral Preparation, Geoscience Institute, UFPA, Brazil. Approximately 100 zircon grains per sample were mounted in epoxy resin and polished to expose their cores. Internal zircon structures were imaged using a JEOL JXA-8230 scanning electron microscope (SEM) equipped with a Gatan MiniCL system at the Microanalyses Laboratory (UFPA, Brazil) and the Apreo S field-emission (Thermo Scientific, The Netherlands), at the Department of Physics and Astronomy, University of Turku, Turku. U-Pb geochronological analyses were conducted as reported by Nascimento *et al.* (2024). In a subsequent session, isotopic data were obtained.

4.5.2 Lu-Hf in zircon isotope by LA-ICP-MS

Zircon Lu–Hf isotopic analyses were performed at the Pará-Iso/UFPA using a Thermo-Finnigan Neptune High Resolution Multicollector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (HR-MC-ICP-MS) coupled with a Nd:YAG 213 New Wave laser ablation system (LSX-213 G2 CETAC laser microprobe). The laser spot used was 30 μm in diameter with an ablation time of 60 s, repetition rate of 10 Hz, and He used as the carrier gas. Mass bias corrections of Lu-Hf isotopic ratios were done applying the variations of Mud Tank and GJ-1 standard zircons (Jackson *et al.* 2004). The raw data were processed off-line and reduced using an Excel worksheet to calculate the $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ and $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ratios, the $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ model-age and $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ parameter for each analyzed spot (Table 2). $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ has been calculated using current CHUR values of $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282785$ and $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0336$ from Bouvier *et al.* (2008). $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0388$ and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ were used for depleted mantle (Andersen *et al.* 2009). $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ were used as the average value for continental crust to calculate the two-stage crustal Hf model age ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$; Griffin *et al.* 2006, Belousova *et al.* 2010). Additional information about the Lu-Hf method developed at Pará-Iso/UFPA can be found in Milhomem Neto & Lafon (2019).

4.5.3 Oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) in zircon isotope by SIMS

Zircon oxygen isotopes analyses were conducted using a Cameca IMS-1280 multicollector ion microprobe via secondary ion mass spectrometry (SIMS) at the NordSIMS facility, National Museum of Natural History, Stockholm, Sweden. Analytical protocols closely follow those reported by Heinonen *et al.* (2015). A critically focused Cs^+ primary beam with 20 keV impact was used to sputter the sample, and a low-energy electron flooding gun was used for charge compensation. The primary beam current was ca. 2 nA yielding a ca. 15 μm analytical spots, including a 10 μm raster to homogenize the beam profile. Each analysis consisted of an initial pre-sputter over a rastered 20 μm area to remove the gold coating, followed by centering of the secondary beam in the field aperture (field of view on the sample of 30 μm with 90x magnification transmission ion optics). The ^{16}O (ca. 2×10^9 cps) and ^{18}O ion beams were mass filtered at a mass resolution of ca. 2500 ($M/\Delta M$) and analysed simultaneously using two Faraday detectors with, respectively, $10^{10}\Omega$ and $10^{12}\Omega$ amplifiers housed in an evacuated, temperature stabilized chamber. The secondary magnet field was locked at high stability using an NMR field sensor operating in regulation mode. All pre-sputter, beam centering and data acquisition steps were automated in the run definition. Typical internal precision obtained for individual run $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios determined from 12 4-second integrations was ca. 0.1 ‰ (SE). Fully automated sequences comprised two measurements of the reference zircon, M257 (Nasdala *et al.* 2008) bracketing six measurements of unknown targets and a secondary reference zircon, Qinghu (Li *et al.* 2013). The regularly interspersed M257 measurements were used to correct measured isotope ratios for any drift during the analytical session and for instrumental mass fractionation (IMF), assuming $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = 13.93$ ‰. External precision on $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ was 0.11 ‰ and 0.10 ‰ (SD) in the two analytical sessions and is propagated onto the internal precision to yield the overall uncertainty reported in Table 3 and Table 4 (Supplementary Tables 1–4). Analyses of the Qinghu zircon yielded averages of 5.05 ± 0.24 ‰ (2SD, $n = 12$) and 5.24 ± 0.36 ‰ (2SD, $n = 13$) in each of the two sessions, within uncertainty of the value of 5.4 ± 0.2 (2SD) reported by Li *et al.* (2013).

4.5.4 Whole-rock Sm-Nd isotope

The whole-rock Sm-Nd analyses were conducted using a Thermo Finnigan Neptune multiple collector ICP-MS (MC-ICP-MS) equipped with Faraday detectors at the Pará-Iso Laboratory (UFPA, Brazil). For each sample, ~100 mg of rock powder was weighed in a

Teflon high-pressure vessel, mixed with a $^{150}\text{Nd}/^{149}\text{Sm}$ tracer solution and $\text{HF} + \text{HNO}_3$ acids, and reacted at 150°C , following the procedures described by Oliveira *et al.* (2008). Post-digestion, the solution was evaporated to dryness and then redissolved in $\text{HF} + \text{HNO}_3$ acids. This solution was then dried and taken up in 6N HCl , followed by sequential drying down and addition of 2N HCl . Subsequently, rare earth elements (REE) were isolated through ion exchange chromatography using BioRad Dowex 50WX-8 cationic resin, along with 2N HCl and 3N HNO_3 . Sm and Nd were separated from the other REE and collected by passing the solution through a further set of ion exchange columns loaded with Dowex AGI-X4, 7N HNO_3 and methanol. After evaporation, each separated Sm and Nd fraction was diluted with 1 ml HNO_3^{**} (2%) and then analyzed by MC-ICP-MS. During this study, mass fractionation correction for $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ was performed using an exponential law relative to a $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of 0.7219. The decay constant used was $6.54 \times 10^{-12} \text{ year}^{-1}$ (Lugmair & Marti 1978) and chondritic values used to calculate ϵ_{Nd} parameter were $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ (Ben Othman *et al.* 1984). Nd model ages (Nd-T_{DM}) for all the samples were calculated using the DePaolo (1981) model for a depleted mantle evolution (Table 5). The La Jolla standard yielded a mean $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ value of 0.511834 ± 0.000005 ($n = 6$).

4.5.5 Pb isotope in K-feldspar by LA-ICP-MS

For common Pb in situ isotope measurements, five representative samples with large and clean K-feldspar grains were selected (Table 6, 7). Thick sections of all samples (25 mm in diameter) were prepared and then polished at Laboratory of Mineral Preparation, University of Turku, Finland. The $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios in alkali feldspar were measured using Thermo Fisher Neoma multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry (MC-ICP-MS) and an Analyte G2 193 nm ArF laser ablation system at the Laboratory for Isotope Geology, Geological Survey of Finland (GTK), Espoo. The laser was run at a pulse frequency of 10 Hz, and a pulse energy of 5 mJ at 50% attenuation to produce an energy flux of 1.64 J/cm^2 on the sample surface with a $110 \mu\text{m}$ spot size. Instrumental mass bias was corrected by continuous nebulization of 2 ppb Tl solution with a $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$ ratio of 2.416 into the Ar plasma. The reported Pb isotopic ratios were corrected for isobaric interference of Hg on mass 204, with absolute and propagated 2σ uncertainties. The analyses were calibrated using the NIST-612 silicate glass reference material. Low Pb analyses (less than 100 mV signal at mass 208) were rejected.

4.5.6 Geochemical modelling

Geochemical modeling involves three steps. First, a mass-balance was performed between the primitive mantle and a tonalitic melt to represent the metasomatized melt source. Second, the modal and geochemical compositions of the residual assemblage were modeled to replicate the expected melt composition using the software GENESIS 4.0 (Janoušek *et al.* 2015). The calculated data is considered reliable if the sum of the squared residuals (ΣR^2) ≤ 1.2 (Albarède 1995, Janoušek *et al.* 2015). Third, an in-house Excel spreadsheet was used to calculate modeled trace element concentrations using the equilibrium partial melting equation $C_L/C_o = 1/D(1 - F)^{(1/D - 1)}$, where C_L and C_o are the trace element concentrations in the melt (liquid) and the source (solid), respectively (Albarède 1995). F is the weight fraction of the melt formed, and D is the bulk distribution coefficient for the residual solids at the moment when the melt is removed from the system. Mineral/liquid partition coefficients for trace element modeling were obtained from the Geochemical Earth Reference Model (GERM) database (<https://kdd.earthref.org/KdD/>) and Rapp *et al.* (2010). Binary mixing calculations followed the equation $X_M = X_A \cdot f + X_B(1-f)$, where X_A and X_B are the concentrations of the elements or oxides in the end members, X_M is the element or oxide content in the calculated mixture, and f is an index described by $A/(A + B)$ (Supplementary Tables 5, 6, 7).

4.6 RESULTS

4.6.1 Lu-Hf in zircon

The zircon Hf isotope data for the Bt-Amp granodiorite of the Água Limpa pluton (sample ADK-39) were obtained from 12 spots within zircon domains exhibiting the same or similar internal structure as those analyzed for U-Pb SHRIMP dating (Nascimento *et al.* 2024). For this study, all the Hf isotopic measurements were performed on zircons with over 95% concordance on U-Pb ages (Table 2). The $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(2.87 \text{ Ga})}$ ratios yielded values ranging from 0.280896 to 0.280982. The $\epsilon_{\text{Hf}(2.87 \text{ Ga})}$ values calculated from their crystallization ages ranged from -1.41 to $+1.65$ (Fig 5a), with Mesoarchean Hf- T_{DM}^{C} model ages varying from 3.01 to 3.18 Ga (Fig. 5a). Similarly, for the Amp-Bt tonalite of the Água Limpa pluton (sample SE-17A), 13 spots Hf isotope analysis were conducted on selected zircons, with initial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(2.87 \text{ Ga})}$ ratios ranging from 0.280842 to 0.280993 and $\epsilon_{\text{Hf}(2.87 \text{ Ga})}$ values from -3.31 to $+2.06$ (Table 2). The Hf- T_{DM}^{C} model ages for these zircons ranged from 2.98 to 3.28 Ga (Fig. 5a).

Zircons grains from the Água Azul pluton (samples SE-94 and EDC-76) were also analyzed for Lu-Hf isotopes in domains with similar internal structure to those used for U-Pb dating (Nascimento *et al.* 2024; Table 2). The Ep-Amp-Bt granodiorite (sample SE-94) displayed initial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(2.87\text{ Ga})}$ ratios between 0.280942 and 0.280994 and $\epsilon_{\text{Hf}(2.87\text{ Ga})}$ values from +0.27 to +2.14 (Fig. 5a), with Mesoarchean Hf- T_{DM}^{C} model ages ranging from 2.98 to 3.08 Ga. Similarly, the Ep-Amp-Bt tonalite (sample EDC-76) exhibited initial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(2.87\text{ Ga})}$ ratios between 0.280938 and 0.280982 and $\epsilon_{\text{Hf}(2.87\text{ Ga})}$ values from +0.08 to +1.65 (Fig. 5a), with Mesoarchean Hf- T_{DM}^{C} model ages from 3.01 to 3.09 Ga.

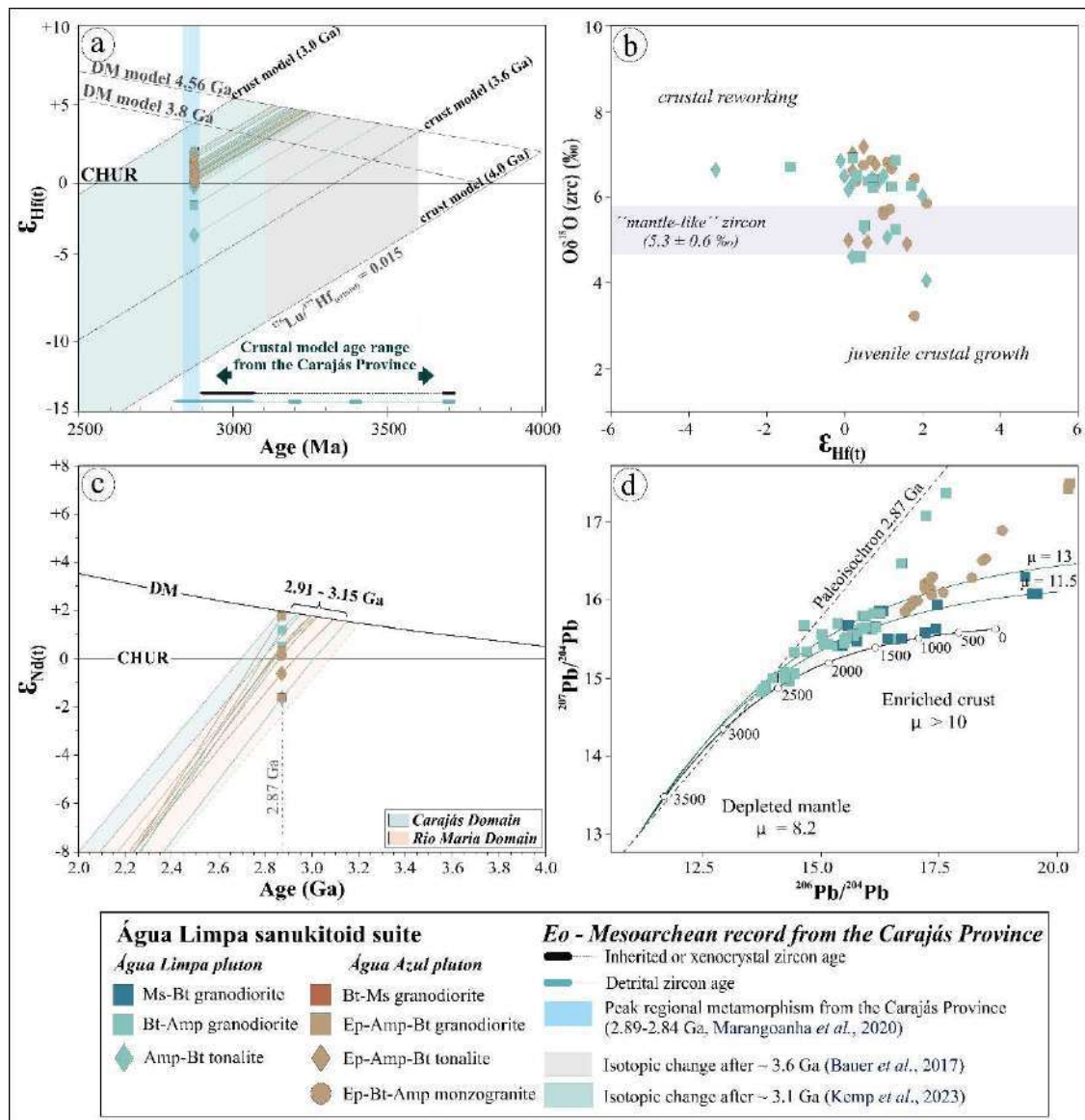


Figure 5 - Isotopic data for the Mesoarchean Água Limpa sanukitoid suite. (a) $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. age (Ma) evolution diagram, (b) $\delta^{18}\text{O}$ (zircon) ‰ vs. $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$, (c) $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ vs. age (Ga), and (d) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios for the K-feldspar along with the Stacey & Kramers (1975) evolution curve. Two single-stage growth curves for fixed μ value ($^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$) of 11.5 and 13 are shown for reference. Mantle zircon value is from Valley *et al.* (2005).

Table 2 - Lu-Hf isotope data on zircon by LA-ICP-MS for the Água Limpa suite sanukitoids (Sapucaia subdomain, Carajás Province).

Spot	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2SE	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2SE	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2SE	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	Age _(U-Pb) (Ma)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{t}}$	$\epsilon_{\text{Hf}}(\text{t})$	Hf-T _{DM} ^C (Ga)
Água Limpa pluton (Bt-Amp GrD; sample: ADK-39)											
1	0.280976	17	0.000379	2	0.010203	8	1.467193	2870	0.280955	0.70	3.06
2	0.281013	14	0.000732	7	0.019137	21	1.467213	2870	0.280973	1.33	3.02
3	0.280967	16	0.000474	3	0.013131	11	1.467194	2870	0.280941	0.18	3.09
4	0.280997	16	0.000467	4	0.012400	12	1.467208	2870	0.280972	1.29	3.03
5	0.280974	13	0.000510	4	0.014272	14	1.467220	2870	0.280946	0.37	3.08
6	0.280934	21	0.000683	5	0.0185514	17	1.467168	2870	0.280896	-1.41	3.18
7	0.280970	15	0.000449	4	0.012063	14	1.467211	2870	0.280945	0.34	3.08
8	0.280996	15	0.000265	2	0.007280	6	1.467223	2870	0.280982	1.65	3.01
9	0.280983	11	0.000548	4	0.015652	14	1.467232	2870	0.280953	0.62	3.06
10	0.280960	15	0.000192	1	0.005088	4	1.467239	2870	0.280949	0.49	3.07
11	0.280990	12	0.000374	2	0.010612	9	1.467182	2870	0.280969	1.20	3.03
12	0.280974	16	0.000352	2	0.009607	8	1.467170	2870	0.280955	0.69	3.06
Água Limpa pluton (Amp-Bt Tnl; sample: SE-17A)											
1	0.280983	11	0.000342	3	0.009556	9	1.467210	2871	0.280965	1.06	3.04
2	0.280960	13	0.000363	2	0.010012	8	1.467163	2871	0.280940	0.17	3.09
3	0.281055	15	0.001135	7	0.029593	25	1.467187	2871	0.280993	2.06	2.98
4	0.280971	15	0.000614	4	0.015440	13	1.467214	2871	0.280938	0.10	3.09
5	0.281048	16	0.001027	7	0.026975	23	1.467207	2871	0.280991	2.00	2.99
6	0.280977	18	0.000767	5	0.020120	18	1.467166	2871	0.280935	0.00	3.10
7	0.280986	13	0.000464	3	0.012538	11	1.467184	2871	0.280960	0.91	3.05
8	0.280992	18	0.000548	3	0.014744	12	1.467185	2871	0.280962	0.98	3.05
9	0.280879	15	0.000667	5	0.016821	17	1.467161	2871	0.280842	-3.31	3.28
10	0.280949	12	0.000339	2	0.009169	8	1.467172	2871	0.280931	-0.15	3.11
11	0.280974	16	0.000471	4	0.013303	14	1.467179	2871	0.280948	0.47	3.07
12	0.280988	13	0.000594	4	0.016660	14	1.467207	2871	0.280955	0.72	3.06
13	0.280971	16	0.000529	3	0.014478	12	1.467214	2871	0.280942	0.25	3.09
Água Azul pluton (Ep-Amp-Bt GrD; sample: SE-94)											
1	0.281025	15	0.000709	5	0.018190	15	1.467199	2872	0.280986	1.84	3.00
2	0.281002	14	0.000298	2	0.007334	6	1.467204	2872	0.280986	1.85	3.00
3	0.280976	33	0.000626	6	0.015976	17	1.467062	2872	0.280942	0.27	3.08
4	0.281003	22	0.000701	4	0.017278	14	1.467214	2872	0.280964	1.06	3.04
5	0.280987	25	0.000461	3	0.012769	10	1.467242	2872	0.280962	0.98	3.05
6	0.280987	26	0.000405	2	0.011172	9	1.467170	2872	0.280965	1.09	3.04
7	0.281042	28	0.000859	5	0.021633	18	1.467209	2872	0.280994	2.14	2.98
8	0.280965	25	0.000292	2	0.008145	7	1.467179	2872	0.280949	0.52	3.07
9	0.280975	24	0.000379	2	0.010734	9	1.467213	2872	0.280954	0.71	3.06
10	0.280994	24	0.000500	3	0.012364	10	1.467202	2872	0.280967	1.15	3.04
11	0.280982	21	0.000380	2	0.010229	8	1.467195	2872	0.280961	0.97	3.05
Água Azul pluton (Ep-Amp-Bt Tnl; sample: EDC-76)											
1	0.280955	12	0.000273	2	0.007524	6	1.467129	2870	0.280940	0.16	3.09
2	0.280962	13	0.000087	1	0.002430	2	1.467224	2870	0.280957	0.77	3.06
3	0.280988	15	0.000368	2	0.010818	9	1.467227	2870	0.280968	1.15	3.03
4	0.281004	14	0.000404	2	0.011690	10	1.467225	2870	0.280982	1.65	3.01
5	0.280956	11	0.000332	2	0.009674	8	1.467017	2870	0.280938	0.08	3.09
6	0.280971	12	0.000354	2	0.010348	8	1.467187	2870	0.280952	0.58	3.07
7	0.280969	12	0.000335	2	0.009413	8	1.467193	2870	0.280950	0.53	3.07
8	0.280962	15	0.000371	2	0.010717	9	1.467184	2870	0.280942	0.23	3.09

For calculation: $\gamma = 1.867 \times 10^{11}$ years¹ (Scherer *et al.* 2001, Söderlund *et al.* 2004); $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0336$ and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282785$ for present day value of CHUR (Bouvier *et al.* 2008); $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0388$ and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ for the depleted mantle (DM) (Andersen *et al.* 2009); Two-stage crustal model age (Hf-T_{DM}^C) using the respective U-Pb age and a $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ for the average continental crust (Griffin *et al.* 2002, 2006).

4.6.2 $\delta^{18}\text{O}$ isotope in zircon

The oxygen isotopic results of zircon obtained via SIMS are presented in Fig. 5b, Tables 3 and 4, as well as Supplementary Tables 1–4. A total of 188 analyses were conducted on zircons from six distinct varieties of sanukitoids belonging to the Água Limpa suite. These include three samples from the Água Limpa pluton (ADK-39, SE-22A and SE-17A) and three from the Água Azul pluton (EDC-74A, EDC-76 and SDA-01). All zircon domains exhibit > 95% age concordance (Nascimento *et al.* 2024). Among the screened analyses, 139 display mantle-like to mildly elevated $\delta^{18}\text{O}$ values, with weighted mean $\delta^{18}\text{O}$ values ranging from $+5.03 \pm 0.01\text{‰}$ to $+7.61 \pm 0.01\text{‰}$ (1SE, 1 standard error). For the biotite-amphibole granodiorite sample (ADK-39), 31 analyses yielded $\delta^{18}\text{O}$ values between $+5.25\text{‰}$ and $+6.76\text{‰}$, with five measurements falling below $+4.60\text{‰}$ (1 SE; Table 3). Sample SE-22A underwent 30 analyses, showing $\delta^{18}\text{O}$ values ranging from $+5.10\text{‰}$ to $+6.70\text{‰}$, with three outliers below $+4.71\text{‰}$ (Supplementary Table 1). Similarly, the amphibole-biotite tonalite sample (SE-17A) was subjected to 35 analyses, which revealed $\delta^{18}\text{O}$ values varying from $+5.04\text{‰}$ to $+6.89\text{‰}$, with nine outliers results below $+4.71\text{‰}$ (Supplementary Table 2).

In the Água Azul pluton, the amphibole-epidote-biotite monzogranite sample (EDC-74A) yielded 35 analyses, with $\delta^{18}\text{O}$ values ranging from $+5.03\text{‰}$ to $+6.65\text{‰}$, and 26 measurements falling below $+4.64\text{‰}$ (Table 4). Another monzogranite sample (SDA-01) from the same pluton showed $\delta^{18}\text{O}$ values between $+5.12\text{‰}$ and $+7.10\text{‰}$, with only two outliers below $+4.30\text{‰}$ (Supplementary Table 3). The amphibole-epidote-biotite tonalite sample (EDC-76) was analyzed 27 times, resulting in $\delta^{18}\text{O}$ values from $+5.13\text{‰}$ to $+7.61\text{‰}$, with three outliers below $+4.98\text{‰}$ (Supplementary Table 4). The majority of analyses plot in the crustal reworking field on the $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ (zircon) ‰ diagram (Fig. 5b; see discussion). An evaluation of all anomalous sub-mantle $\delta^{18}\text{O}$ values ($< 5.0\text{‰}$) indicates that the majority are associated with zircon grains containing fractures or inclusions of Fe-Ti oxide minerals or apatite. These anomalous values are likely the result of secondary processes.

Table 3 - SIMS $\delta^{18}\text{O}$ isotope data for zircon grains in sanukitoids from the Água Limpa suite (Sapucaia subdomain, Carajás Province).

Spot ID	Sample	Sequential no. ^a	^{16}O cps ($\times 10^9$)	$^{16}\text{O}_{\text{sample/av. std}}$	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Drift corrected ^b	1SE (abs)	$\delta^{18}\text{O}^{\text{c}}$ (‰)	1SE (abs)
<i>Água Limpa pluton (Bt-Amp GrD; sample: ADK-39)</i>								
n6908_01	ADK-39	49	2.13	1.00	0.00201764	0.00000015	6.18	0.13
n6908_02	ADK-39	50	2.14	1.01	0.00201899	0.00000030	6.86	0.18
n6908_03	ADK-39	51	2.11	0.99	0.00201909	0.00000014	6.91	0.12
n6908_04	ADK-39	53	2.13	1.01	0.00201576	0.00000014	5.25	0.12
n6908_05	ADK-39	54	2.12	1.00	0.00201445	0.00000014	4.60	0.12
n6908_06	ADK-39	55	2.11	1.00	0.00201868	0.00000014	6.71	0.12
n6908_07	ADK-39	56	2.11	1.00	0.00201830	0.00000014	6.52	0.12
n6908_08	ADK-39	57	2.12	1.00	0.00201782	0.00000017	6.27	0.13
n6908_09	ADK-39	58	2.11	1.00	0.00201793	0.00000014	6.33	0.12
n6908_10	ADK-39	61	2.12	1.01	0.00201598	0.00000016	5.36	0.13
n6908_11	ADK-39	62	2.12	1.01	0.00201777	0.00000014	6.25	0.13
n6908_12	ADK-39	63	2.10	1.00	0.00201809	0.00000014	6.41	0.12
n6908_13	ADK-39	64	2.11	1.00	0.00201718	0.00000014	5.95	0.12
n6908_14	ADK-39	65	2.10	1.00	0.00201837	0.00000015	6.55	0.13
n6908_15	ADK-39	66	2.09	0.99	0.00201624	0.00000015	5.49	0.13
n6908_16	ADK-39	68	2.10	1.00	0.00201099	0.00000014	2.87	0.12
n6908_17	ADK-39	69	2.09	1.00	0.00201347	0.00000014	4.11	0.12
n6908_18	ADK-39	70	2.08	0.99	0.00201880	0.00000020	6.76	0.14
n6908_19	ADK-39	71	2.08	0.99	0.00201670	0.00000016	5.72	0.13
n6908_20	ADK-39	72	2.08	0.99	0.00201665	0.00000022	5.69	0.15
n6908_21	ADK-39	73	2.09	1.00	0.00201344	0.00000015	4.09	0.13
n6908_22	ADK-39	76	2.07	0.99	0.00201851	0.00000015	6.62	0.13
n6908_23	ADK-39	77	2.08	1.00	0.00201808	0.00000019	6.41	0.14
n6908_24	ADK-39	78	2.06	0.99	0.00201218	0.00000014	3.46	0.12
n6908_25	ADK-39	79	2.05	0.98	0.00201812	0.00000015	6.43	0.13
n6908_26	ADK-39	80	2.07	0.99	0.00201769	0.00000017	6.21	0.13
n6908_27	ADK-39	81	2.08	1.00	0.00201579	0.00000014	5.26	0.12
n6908_28	ADK-39	83	2.10	1.01	0.00201855	0.00000022	6.64	0.15
n6908_29	ADK-39	84	2.11	1.01	0.00201776	0.00000014	6.25	0.12
n6908_30	ADK-39	85	2.09	1.00	0.00201864	0.00000014	6.68	0.12
n6908_31	ADK-39	86	2.10	1.01	0.00201815	0.00000015	6.44	0.13

Note: Each $\delta^{18}\text{O}$ error (1SE) represents the counting statistics errors for each individual spot and the external error based on all standards analysed during the session. The corresponding standards used in this study are M257 (Nasdala *et al.* 2008) and Qinghu (Li *et al.* 2013). ^aSequential order of analyses; ^bRaw ratios drift corrected using the standard analyses vs. time; ^cNormalised to a $\delta^{18}\text{O}$ value of 13.93‰ for the M257 standard.

Table 4 - SIMS $\delta^{18}\text{O}$ isotope data for zircon grains in sanukitoids from the Água Limpa suite (Sapucaia subdomain, Carajás Province).

Spot ID	Sample	Sequential no. ^a	^{16}O cps ($\times 10^9$)	$^{16}\text{O}_{\text{sample/av.std}}$	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Drift corrected ^b	1SE (abs)	$\delta^{18}\text{O}$ ^c (‰)	1SE (abs)
<i>Água Azul pluton (Amp-Ep-Bt MzG; sample: EDC-74A)</i>								
n6912_01	EDC-74A	48	2.03	1.03	0.00201307	0.00000014	3.99	0.13
n6912_02	EDC-74A	49	2.08	1.05	0.00201217	0.00000014	3.54	0.13
n6912_03	EDC-74A	50	2.01	1.02	0.00200919	0.00000019	2.05	0.15
n6912_04	EDC-74A	51	2.01	1.01	0.00201516	0.00000021	5.03	0.15
n6912_05	EDC-74A	52	2.05	1.04	0.00201437	0.00000014	4.64	0.13
n6912_06	EDC-74A	53	2.06	1.04	0.00201130	0.00000014	3.10	0.13
n6912_07	EDC-74A	56	2.00	1.00	0.00201557	0.00000014	5.24	0.13
n6912_08	EDC-74A	57	2.06	1.03	0.00201232	0.00000014	3.61	0.13
n6912_09	EDC-74A	58	2.03	1.02	0.00201182	0.00000016	3.37	0.14
n6912_10	EDC-74A	59	2.01	1.01	0.00201049	0.00000016	2.70	0.14
n6912_11	EDC-74A	60	2.01	1.01	0.00201820	0.00000014	6.55	0.13
n6912_12	EDC-74A	61	2.07	1.04	0.00200819	0.00000019	1.55	0.15
n6912_13	EDC-74A	64	2.01	1.02	0.00200965	0.00000014	2.28	0.13
n6912_14	EDC-74A	65	2.01	1.02	0.00200977	0.00000014	2.34	0.13
n6912_15	EDC-74A	66	2.00	1.02	0.00201640	0.00000022	5.65	0.16
n6912_16	EDC-74A	67	1.99	1.01	0.00201129	0.00000014	3.10	0.13
n6912_17	EDC-74A	68	2.01	1.02	0.00201018	0.00000018	2.55	0.14
n6912_18	EDC-74A	69	1.99	1.01	0.00200988	0.00000014	2.40	0.13
n6912_19	EDC-74A	72	2.01	1.01	0.00201359	0.00000014	4.25	0.13
n6912_20	EDC-74A	73	2.00	1.00	0.00201697	0.00000015	5.93	0.13
n6912_21	EDC-74A	74	2.02	1.01	0.00201209	0.00000020	3.50	0.15
n6912_22	EDC-74A	75	2.02	1.01	0.00201028	0.00000015	2.60	0.14
n6912_23	EDC-74A	76	1.97	0.99	0.00200948	0.00000017	2.20	0.14
n6912_24	EDC-74A	77	1.97	0.99	0.00200959	0.00000019	2.25	0.15
n6912_25	EDC-74A	80	2.02	1.02	0.00201006	0.00000014	2.48	0.13
n6912_26	EDC-74A	81	1.97	1.00	0.00201537	0.00000014	5.14	0.13
n6912_27	EDC-74A	82	1.98	1.00	0.00201078	0.00000021	2.84	0.15
n6912_28	EDC-74A	83	1.96	0.99	0.00201609	0.00000019	5.49	0.15
n6912_29	EDC-74A	84	1.95	0.99	0.00201773	0.00000024	6.31	0.16
n6912_30	EDC-74A	85	2.00	1.01	0.00200939	0.00000017	2.15	0.14
n6912_31	EDC-74A	88	1.94	0.98	0.00200987	0.00000016	2.39	0.14
n6912_32	EDC-74A	89	1.96	0.99	0.00200996	0.00000014	2.44	0.13
n6912_33	EDC-74A	90	1.93	0.97	0.00201826	0.00000023	6.57	0.16
n6912_34	EDC-74A	91	1.98	1.00	0.00201098	0.00000014	2.95	0.13
n6912_35	EDC-74A	92	1.96	0.99	0.00201153	0.00000015	3.22	0.14

Note: Each $\delta^{18}\text{O}$ error (1SE) represents the counting statistics errors for each individual spot and the external error based on all standards analysed during the session. The corresponding standards used in this study are M257 (Nasdala *et al.* 2008) and Qinghu (Li *et al.* 2013). ^aSequential order of analyses; ^bRaw ratios drift corrected using the standard analyses vs. time; ^cNormalised to a $\delta^{18}\text{O}$ value of 13.93‰ for the M257 standard.

Supplementary Table 1 - SIMS $\delta^{18}\text{O}$ isotope data for zircon grains in sanukitoids from the Água Limpa suite (Sapucaia subdomain, Carajás Province).

Spot ID	Sample	Sequential no. ^a	^{16}O cps ($\times 10^9$)	$^{16}\text{O}_{\text{sample/av.std}}$	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Drift corrected ^b	1SE (abs)	$\delta^{18}\text{O}^c$ (‰)	1SE (abs)
<i>Água Limpa pluton (Bt-Amp GrD; sample: SE-22A)</i>								
n6911_01	SE-22A	6	2.04	1.01	0.00201786	0.00000020	6.38	0.15
n6911_02	SE-22A	7	2.03	1.00	0.00201748	0.00000016	6.19	0.14
n6911_03	SE-22A	8	2.04	1.00	0.00201812	0.00000014	6.50	0.13
n6911_04	SE-22A	9	2.04	1.00	0.00201809	0.00000015	6.49	0.14
n6911_05	SE-22A	10	2.04	1.00	0.00201831	0.00000016	6.60	0.14
n6911_06	SE-22A	11	2.02	0.99	0.00201827	0.00000019	6.58	0.15
n6911_07	SE-22A	15	2.05	1.01	0.00201691	0.00000016	5.90	0.14
n6911_08	SE-22A	16	2.03	1.00	0.00201783	0.00000018	6.36	0.14
n6911_09	SE-22A	17	2.10	1.04	0.00201452	0.00000014	4.71	0.13
n6911_10	SE-22A	18	2.05	1.01	0.00201433	0.00000014	4.62	0.13
n6911_11	SE-22A	19	2.04	1.01	0.00201674	0.00000014	5.82	0.13
n6911_12	SE-22A	20	2.02	1.00	0.00201716	0.00000016	6.03	0.14
n6911_13	SE-22A	24	2.03	1.00	0.00201784	0.00000017	6.37	0.14
n6911_14	SE-22A	25	2.02	1.00	0.00201542	0.00000014	5.16	0.13
n6911_15	SE-22A	26	1.99	0.98	0.00201696	0.00000021	5.93	0.15
n6911_16	SE-22A	27	2.00	0.99	0.00201613	0.00000017	5.51	0.14
n6911_17	SE-22A	28	1.99	0.98	0.00201739	0.00000014	6.14	0.13
n6911_18	SE-22A	29	2.02	1.00	0.00201744	0.00000019	6.17	0.15
n6911_19	SE-22A	32	1.98	0.98	0.00201713	0.00000022	6.01	0.16
n6911_20	SE-22A	33	1.98	0.98	0.00201579	0.00000020	5.34	0.15
n6911_21	SE-22A	34	2.03	1.01	0.00201551	0.00000026	5.20	0.17
n6911_22	SE-22A	35	2.00	0.99	0.00201189	0.00000026	3.40	0.17
n6911_23	SE-22A	36	2.01	1.00	0.00201837	0.00000014	6.63	0.13
n6911_24	SE-22A	37	2.01	1.00	0.00201529	0.00000014	5.10	0.13
n6911_25	SE-22A	40	2.03	1.01	0.00201592	0.00000016	5.41	0.14
n6911_26	SE-22A	41	1.99	0.99	0.00201744	0.00000014	6.16	0.13
n6911_27	SE-22A	42	2.01	1.00	0.00201666	0.00000017	5.78	0.14
n6911_28	SE-22A	43	2.00	0.99	0.00201356	0.00000018	4.23	0.14
n6911_29	SE-22A	44	1.99	0.99	0.00201851	0.00000016	6.70	0.14
n6911_30	SE-22A	45	1.98	0.98	0.00201777	0.00000017	6.33	0.14

Note: Each $\delta^{18}\text{O}$ error (1SE) represents the counting statistics errors for each individual spot and the external error based on all standards analysed during the session. The corresponding standards used in this study are M257 (Nasdala *et al.* 2008) and Qinghu (Li *et al.* 2013). ^aSequential order of analyses; ^bRaw ratios drift corrected using the standard analyses vs. time; ^cNormalised to a $\delta^{18}\text{O}$ value of 13.93‰ for the M257 standard.

Supplementary Table 2 - SIMS $\delta^{18}\text{O}$ isotope data for zircon grains in sanukitoids from the Água Limpa suite (Sapucaia subdomain, Carajás Province).

Spot ID	Sample	Sequential no. ^a	^{16}O cps ($\times 10^9$)	$^{16}\text{O}_{\text{sample/av. std}}$	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Drift corrected ^b	1SE (abs)	$\delta^{18}\text{O}^c$ (‰)	1SE (abs)
<i>Água Limpa pluton (Amp-Bt Tnl; sample: SE-17A)</i>								
n6910_01	SE-17A	125	2.02	0.99	0.00201540	0.00000014	5.07	0.12
n6910_02	SE-17A	126	1.99	0.98	0.00201447	0.00000014	4.61	0.13
n6910_03	SE-17A	128	2.01	0.99	0.00201331	0.00000016	4.02	0.13
n6910_04	SE-17A	129	2.01	0.99	0.00201774	0.00000014	6.24	0.12
n6910_05	SE-17A	130	2.01	0.99	0.00201736	0.00000022	6.04	0.15
n6910_06	SE-17A	131	2.01	0.99	0.00201836	0.00000014	6.54	0.12
n6910_07	SE-17A	132	2.02	0.99	0.00201817	0.00000017	6.45	0.13
n6910_08	SE-17A	133	2.01	0.99	0.00201835	0.00000014	6.54	0.12
n6910_09	SE-17A	136	2.01	0.99	0.00201863	0.00000016	6.68	0.13
n6910_10	SE-17A	137	2.02	1.00	0.00201905	0.00000014	6.89	0.12
n6910_11	SE-17A	138	2.02	1.00	0.00201596	0.00000019	5.35	0.14
n6910_12	SE-17A	139	2.02	0.99	0.00201824	0.00000015	6.48	0.13
n6910_13	SE-17A	140	2.04	1.00	0.00201794	0.00000015	6.34	0.13
n6910_14	SE-17A	141	2.04	1.00	0.00201313	0.00000017	3.94	0.13
n6910_15	SE-17A	143	2.04	1.01	0.00201339	0.00000017	4.07	0.13
n6910_16	SE-17A	144	2.05	1.01	0.00201412	0.00000014	4.43	0.12
n6910_17	SE-17A	145	2.04	1.01	0.00201195	0.00000014	3.35	0.13
n6910_18	SE-17A	146	2.03	1.00	0.00201837	0.00000014	6.55	0.12
n6910_19	SE-17A	147	2.05	1.01	0.00201833	0.00000018	6.53	0.14
n6910_20	SE-17A	150	2.05	1.02	0.00201863	0.00000019	6.68	0.14
n6910_21	SE-17A	151	2.04	1.01	0.00201795	0.00000020	6.34	0.14
n6910_22	SE-17A	152	2.01	1.00	0.00201847	0.00000015	6.60	0.13
n6910_23	SE-17A	153	2.02	1.00	0.00201802	0.00000016	6.38	0.13
n6910_24	SE-17A	154	2.00	0.99	0.00201849	0.00000015	6.61	0.13
n6910_25	SE-17A	156	2.01	1.00	0.00201805	0.00000014	6.39	0.12
n6910_26	SE-17A	157	2.00	0.99	0.00201811	0.00000018	6.42	0.14
n6910_27	SE-17A	158	2.00	0.99	0.00201709	0.00000014	5.91	0.12
n6910_28	SE-17A	159	2.00	0.99	0.00201558	0.00000014	5.16	0.12
n6910_29	SE-17A	160	2.00	0.99	0.00201142	0.00000016	3.09	0.13
n6910_30	SE-17A	163	1.98	0.98	0.00201676	0.00000021	5.75	0.15
n6910_31	SE-17A	164	1.99	0.99	0.00201534	0.00000023	5.04	0.15
n6910_32	SE-17A	165	1.98	0.98	0.00201729	0.00000014	6.01	0.13
n6910_33	SE-17A	166	1.98	0.98	0.00201305	0.00000015	3.89	0.13
n6910_34	SE-17A	167	2.02	1.00	0.00201415	0.00000014	4.44	0.12
n6910_35	SE-17A	168	2.00	0.99	0.00201563	0.00000014	5.18	0.12

Note: Each $\delta^{18}\text{O}$ error (1SE) represents the counting statistics errors for each individual spot and the external error based on all standards analysed during the session. The corresponding standards used in this study are M257 (Nasdala *et al.* 2008) and Qinghu (Li *et al.* 2013). ^aSequential order of analyses; ^bRaw ratios drift corrected using the standard analyses vs. time; ^cNormalised to a $\delta^{18}\text{O}$ value of 13.93‰ for the M257 standard.

Supplementary Table 3 - SIMS $\delta^{18}\text{O}$ isotope data for zircon grains in sanukitoids from the Água Limpa suite (Sapucaia subdomain, Carajás Province).

Spot ID	Sample	Sequential no. ^a	^{16}O cps ($\times 10^9$)	$^{16}\text{O}_{\text{sample/av.std}}$	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Drift corrected ^b	1SE (abs)	$\delta^{18}\text{O}^c$ (‰)	1SE (abs)
<i>Água Azul pluton (Amp-Ep-Bt MzG; sample: SDA-01)</i>								
n6909_01	SDA-01	87	2.13	1.02	0.00201165	0.00000014	3.20	0.12
n6909_02	SDA-01	88	2.08	1.00	0.00201808	0.00000014	6.41	0.12
n6909_03	SDA-01	91	2.10	1.02	0.00201795	0.00000014	6.34	0.12
n6909_04	SDA-01	92	2.11	1.02	0.00201663	0.00000017	5.68	0.13
n6909_05	SDA-01	93	2.11	1.02	0.00201654	0.00000015	5.64	0.13
n6909_06	SDA-01	94	2.08	1.01	0.00201884	0.00000017	6.78	0.13
n6909_07	SDA-01	95	2.08	1.00	0.00201690	0.00000017	5.82	0.13
n6909_08	SDA-01	96	2.09	1.01	0.00201870	0.00000014	6.72	0.12
n6909_09	SDA-01	98	2.08	1.01	0.00201890	0.00000019	6.81	0.14
n6909_10	SDA-01	99	2.11	1.02	0.00201855	0.00000014	6.64	0.12
n6909_11	SDA-01	100	2.05	0.99	0.00201628	0.00000018	5.51	0.14
n6909_12	SDA-01	101	2.09	1.01	0.00201686	0.00000014	5.80	0.12
n6909_13	SDA-01	102	2.07	1.00	0.00201822	0.00000014	6.48	0.12
n6909_14	SDA-01	103	2.08	1.01	0.00201814	0.00000018	6.44	0.14
n6909_15	SDA-01	106	2.07	1.00	0.00201947	0.00000014	7.10	0.12
n6909_16	SDA-01	107	2.06	1.00	0.00201829	0.00000014	6.51	0.12
n6909_17	SDA-01	108	2.05	0.99	0.00201871	0.00000014	6.72	0.12
n6909_18	SDA-01	109	2.05	1.00	0.00201863	0.00000014	6.68	0.12
n6909_19	SDA-01	110	2.04	0.99	0.00201731	0.00000014	6.02	0.12
n6909_20	SDA-01	111	2.05	0.99	0.00201771	0.00000014	6.22	0.12
n6909_21	SDA-01	113	2.03	0.99	0.00201787	0.00000014	6.30	0.12
n6909_22	SDA-01	114	2.03	0.99	0.00201793	0.00000020	6.33	0.14
n6909_23	SDA-01	115	2.01	0.98	0.00201816	0.00000014	6.45	0.12
n6909_24	SDA-01	116	2.01	0.98	0.00201551	0.00000022	5.12	0.15
n6909_25	SDA-01	117	2.01	0.98	0.00201793	0.00000019	6.33	0.14
n6909_26	SDA-01	118	2.02	0.98	0.00201793	0.00000019	6.33	0.14
n6909_27	SDA-01	121	2.00	0.98	0.00201580	0.00000018	5.27	0.14
n6909_28	SDA-01	122	2.01	0.99	0.00201811	0.00000014	6.42	0.12
n6909_29	SDA-01	123	2.06	1.01	0.00201391	0.00000014	4.33	0.12
n6909_30	SDA-01	124	2.04	1.00	0.00201601	0.00000016	5.37	0.13

Note: Each $\delta^{18}\text{O}$ error (1SE) represents the counting statistics errors for each individual spot and the external error based on all standards analysed during the session. The corresponding standards used in this study are M257 (Nasdala *et al.* 2008) and Qinghu (Li *et al.* 2013). ^aSequential order of analyses; ^bRaw ratios drift corrected using the standard analyses vs. time; ^cNormalised to a $\delta^{18}\text{O}$ value of 13.93‰ for the M257 standard.

Supplementary Table 4 - SIMS $\delta^{18}\text{O}$ isotope data for zircon grains in sanukitoids from the Água Limpa suite (Sapucaia subdomain, Carajás Province).

Spot ID	Sample	Sequential no. ^a	^{16}O cps ($\times 10^9$)	$^{16}\text{O}_{\text{samp/av.std}}$	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Drift corrected ^b	ISE (abs)	$\delta^{18}\text{O}^{\text{c}}$ (‰)	ISE (abs)
Água Azul pluton (Ep-Amp-Bt Tnl; sample: EDC-76)								
n6907_01	EDC-76	13	2.13	1.00	0.00201931	0.00000014	7.02	0.12
n6907_02	EDC-76	14	2.14	1.01	0.00201879	0.00000015	6.76	0.13
n6907_03	EDC-76	15	2.14	1.01	0.00201885	0.00000018	6.79	0.14
n6907_04	EDC-76	16	2.14	1.01	0.00201506	0.00000016	4.90	0.13
n6907_05	EDC-76	17	2.13	1.00	0.00201522	0.00000018	4.98	0.14
n6907_06	EDC-76	18	2.14	1.01	0.00201515	0.00000018	4.94	0.14
n6907_07	EDC-76	22	2.15	1.01	0.00201962	0.00000016	7.17	0.13
n6907_08	EDC-76	23	2.14	1.01	0.00201848	0.00000014	6.61	0.12
n6907_09	EDC-76	24	2.14	1.01	0.00201968	0.00000014	7.20	0.12
n6907_10	EDC-76	25	2.15	1.02	0.00201961	0.00000014	7.17	0.12
n6907_11	EDC-76	26	2.16	1.02	0.00201553	0.00000014	5.13	0.12
n6907_12	EDC-76	27	2.15	1.02	0.00201866	0.00000016	6.70	0.13
n6907_13	EDC-76	31	2.17	1.02	0.00201940	0.00000014	7.06	0.12
n6907_14	EDC-76	32	2.16	1.02	0.00201602	0.00000014	5.38	0.13
n6907_15	EDC-76	33	2.16	1.02	0.00201984	0.00000014	7.28	0.12
n6907_16	EDC-76	34	2.15	1.01	0.00201979	0.00000014	7.26	0.12
n6907_17	EDC-76	35	2.14	1.01	0.00201891	0.00000019	6.82	0.14
n6907_18	EDC-76	36	2.13	1.00	0.00201960	0.00000016	7.16	0.13
n6907_19	EDC-76	38	2.14	1.01	0.00201716	0.00000016	5.95	0.13
n6907_20	EDC-76	39	2.14	1.00	0.00201637	0.00000015	5.55	0.13
n6907_21	EDC-76	40	2.13	1.00	0.00202050	0.00000014	7.61	0.12
n6907_22	EDC-76	41	2.13	1.00	0.00202024	0.00000015	7.48	0.13
n6907_23	EDC-76	42	2.14	1.00	0.00201928	0.00000015	7.01	0.13
n6907_24	EDC-76	43	2.14	1.01	0.00201988	0.00000014	7.30	0.12
n6907_25	EDC-76	46	2.13	1.00	0.00202033	0.00000014	7.53	0.13
n6907_26	EDC-76	47	2.12	1.00	0.00201987	0.00000019	7.30	0.14
n6907_27	EDC-76	48	2.12	1.00	0.00201836	0.00000015	6.55	0.13

Note: Each $\delta^{18}\text{O}$ error (1σ) represents the counting statistics errors for each individual spot and the external error based on all standards analysed during the session. The corresponding standards used in this study are M257 (Nasdala *et al.* 2008) and Qinghu (Li *et al.* 2013). ^aSequential order of analyses; ^bRaw ratios drift corrected using the standard analyses vs. time; ^cNormalised to a $\delta^{18}\text{O}$ value of 13.93‰ for the M257 standard.

4.6.3 Whole-rock Sm-Nd

Whole-rock Sm-Nd data for the Água Limpa Suite sanukitoids are listed in Table 5 and illustrated in an $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ vs. Age (Ga) evolution diagram (Fig. 5c). Assuming a crystallization age of 2.87 Ga (Nascimento *et al.* 2024), the initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ values fall between 0.510450 and 0.510899 across all samples of sanukitoids. Suprachondritic to subchondritic $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values (+1.17 to −1.64) and Mesoarchean model ages ($\text{Nd}-T_{\text{DM}} = 2.94 - 3.15$ Ga) were obtained for the Água Limpa pluton. In contrast, the Água Azul pluton showed $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values ranging from +1.76 to −0.62, with Mesoarchean $\text{Nd}-T_{\text{DM}}$ ages between 3.09 and 2.91 Ga.

Table 5 - Whole-rock Sm-Nd isotope data for sanukitoids from the Água Limpa suite (Sapucaia subdomain, Carajás Province).

Sample	$t_{\text{U-Pb}}$ (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\text{SE}$	$f_{(\text{Sm/Nd})}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	Nd- T_{DM} (Ga)	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$
<i>Água Limpa Sanukitoid</i>										
SE-22A	2870	3.02	23.33	0.07828	0.51045	6	-0.60	-42.60	2.94	1.17
ADK-39	2870 *	3.15	19.31	0.09855	0.51070	9	-0.50	-37.90	3.15	-1.64
SE-17A	2870 *	3.05	20.67	0.08926	0.51062	14	-0.55	-39.33	3.00	0.39
<i>Água Azul Sanukitoid</i>										
EDC-08	2872	3.04	24.03	0.07658	0.51045	9	-0.61	-42.68	2.91	1.76
SE-14	2870 *	5.00	29.06	0.10393	0.51090	48	-0.47	-33.92	3.01	0.37
SE-51	2870 *	3.21	18.31	0.10590	0.51089	41	-0.46	-34.18	3.09	-0.62
EDC-76	2870	2.77	19.67	0.09507	0.51074	7	-0.52	-37.06	2.99	0.50
SDA-01	2870 *	4.18	25.98	0.09724	0.51076	11	-0.51	-36.65	3.02	0.11

*Inferred Age.

Nd- T_{DM} (Ga) and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ were calculated relative to CHUR and depleted mantle (DM) with present-day values of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, following the De Paolo & Wasserburg (1976) and De Paolo (1981) models, respectively, for Nd isotope evolution of depleted mantle.

4.6.4 Pb isotope in feldspar

A total of 109 single K-feldspar grains were analyzed from the sanukitoids samples of the Água Limpa suite (Table 6 and 7). These include three samples from the Água Limpa pluton (samples ADK-39, ADK-70 and EDC-12C) and two from the Água Azul pluton (samples EDC-75 and EDC-71). Their Pb isotopes are shown in Figure 5d, alongside the evolution curve for the Bulk Silicate Earth ($\mu > 10$, $\kappa = 4.05$; Stacey & Kramers 1975) and the primitive mantle ($\mu = 8.2$, $\kappa = 4.21$).

In the Água Limpa pluton, K-feldspar grains from the biotite-amphibole granodiorite facies (AKD-39 and ADK-70) exhibit age-corrected Pb isotope compositions ranging from $13.64 < {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 19.05$, $14.79 < {}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 18.70$, and $36.15 < {}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 42.60$, with a 2-standard error (2SE). The muscovite-biotite granodiorite (EDC-12C) displays ratios of $13.25 < {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 14.69$, $14.51 < {}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 15.55$, and $32.59 < {}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 35.30$ (Table 6). For the Água Azul pluton, K-feldspar grains from the epidote-amphibole-biotite granodiorite (EDC-75) show values of $16.30 < {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 18.27$, $16.78 < {}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 18.13$, and $34.64 < {}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 35.86$. Similarly, those from the amphibole-epidote-biotite monzogranite (EDC-71) exhibit ratios of $14.44 < {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 15.63$, $15.37 < {}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 16.23$, and $34.65 < {}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 34.92$ (Table 7).

Overall, the Pb isotopic results from all five samples form a tight, linear array extending from ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ of 14.8 to 18.7, corresponding to μ (${}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$) values between 11.5 and 15.0. These results align well with enriched crust Pb evolution frameworks (Fig. 5d). Pb model ages calculated using the two-stage Stacey & Kramers (1975) model yield ages for the K-feldspar grains that are 200 to 350 Ma younger (on average, >200 Ma) than the established U-Pb crystallization ages from the Água Limpa suite sanukitoids (Nascimento *et al.* 2024).

Table 6 - Pb isotopic analyses of K-feldspar in sanukitoids from the Água Limpa suite (Carajás Province, Sapucaia Subdomain).

Spot ID	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (t)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (t)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (t)	μ	κ
<i>Água Limpa pluton (Bt-Amp GrD; sample: ADK-39)</i>											
29	15.71	0.01	15.52	0.01	34.20	0.01	14.22	15.21	33.23	14.32	2.90
30	15.58	0.01	15.50	0.01	34.20	0.01	14.23	15.22	33.30	14.36	2.98
31	16.27	0.01	15.83	0.01	35.05	0.02	14.60	15.49	33.81	16.08	3.32
32	16.07	0.01	15.80	0.01	34.76	0.02	14.62	15.50	33.72	16.16	3.19
33	15.79	0.00	15.57	0.00	34.30	0.01	14.29	15.26	33.30	14.61	2.94
34	15.52	0.01	15.50	0.01	34.22	0.01	14.26	15.24	33.36	14.48	3.04
35	15.93	0.01	15.77	0.01	34.77	0.02	14.62	15.50	33.80	16.15	3.29
36	15.67	0.01	15.54	0.01	34.26	0.01	14.28	15.26	33.33	14.57	2.98
37	15.48	0.00	15.49	0.00	34.20	0.01	14.25	15.24	33.36	14.46	3.05
40	15.78	0.01	15.56	0.01	34.32	0.01	14.27	15.25	33.31	14.55	2.96
43	15.72	0.01	15.54	0.01	34.25	0.01	14.25	15.24	33.28	14.46	2.93
103	15.75	0.01	15.51	0.01	34.16	0.01	14.17	15.18	33.16	14.06	2.83
104	15.78	0.01	15.52	0.01	34.21	0.01	14.19	15.19	33.19	14.18	2.86
105	15.84	0.01	15.54	0.01	34.29	0.01	14.21	15.21	33.23	14.26	2.90
106	15.92	0.02	15.62	0.01	34.47	0.02	14.33	15.29	33.39	14.81	3.02
107	16.09	0.01	15.65	0.01	34.64	0.02	14.32	15.29	33.42	14.78	3.07
109	15.78	0.01	15.58	0.01	34.30	0.02	14.31	15.28	33.32	14.71	2.94
110	16.07	0.02	15.57	0.01	34.50	0.03	14.17	15.18	33.27	14.09	3.00
111	16.15	0.02	15.64	0.01	34.73	0.03	14.28	15.26	33.42	14.58	3.11
113	15.73	0.00	15.50	0.00	34.16	0.01	14.17	15.18	33.16	14.08	2.84
114	15.83	0.01	15.69	0.01	34.39	0.02	14.35	15.31	33.38	14.89	2.99
115	15.53	0.00	15.44	0.00	34.05	0.01	14.14	15.15	33.15	13.92	2.86
116	15.78	0.01	15.52	0.00	34.22	0.01	14.19	15.19	33.20	14.18	2.87
117	15.61	0.00	15.47	0.00	34.10	0.01	14.16	15.17	33.17	14.04	2.86
<i>Água Limpa pluton (Bt-Amp GrD; sample: ADK-70)</i>											
1	14.22	0.02	15.10	0.02	34.05	0.04	13.98	15.04	33.83	13.19	4.08
2	14.45	0.04	15.33	0.05	34.69	0.10	14.36	15.31	34.59	14.93	4.66
3	15.02	0.03	15.56	0.03	35.03	0.06	14.57	15.47	34.59	15.95	4.36
4	16.71	0.04	16.47	0.04	37.35	0.09	15.66	16.25	36.19	21.02	4.88
5	14.66	0.04	15.68	0.04	35.46	0.09	14.95	15.74	35.81	17.70	5.36
8	17.23	0.07	17.08	0.07	38.90	0.15	16.64	16.96	38.16	25.57	5.61
11	19.24	0.16	18.75	0.16	42.89	0.36	19.05	18.70	42.60	36.81	6.39
13	19.38	0.13	18.03	0.11	41.50	0.27	17.62	17.67	39.30	30.15	5.54
14	17.65	0.11	17.37	0.10	39.71	0.24	17.03	17.24	38.90	27.41	5.79
89	14.35	0.03	14.94	0.02	33.78	0.05	13.64	14.80	33.20	11.60	3.51
90	13.74	0.01	14.82	0.01	33.45	0.02	13.65	14.80	33.38	11.64	3.81
91	13.88	0.02	14.91	0.02	33.68	0.06	13.77	14.89	33.59	12.20	4.00
92	15.36	0.05	15.41	0.02	34.85	0.05	14.14	15.16	33.80	13.96	3.81
93	14.20	0.02	15.03	0.02	33.87	0.05	13.84	14.96	33.59	12.69	3.85
94	15.17	0.04	15.41	0.04	34.68	0.08	14.22	15.21	33.86	14.31	3.80
95	16.58	0.01	15.50	0.01	37.26	0.03	13.84	14.94	34.21	12.51	4.93
96	13.88	0.02	14.87	0.02	33.52	0.05	13.69	14.83	33.37	11.84	3.74
97	13.99	0.02	15.00	0.02	33.89	0.04	13.90	14.98	33.80	12.81	4.16
98	14.70	0.03	15.34	0.02	34.87	0.06	14.27	15.25	34.43	14.55	4.55
99	15.36	0.05	15.70	0.05	35.20	0.11	14.71	15.57	34.59	16.59	4.19
100	14.44	0.04	15.06	0.02	34.21	0.05	13.83	14.94	33.66	12.50	4.02
101	15.06	0.05	15.43	0.03	35.01	0.09	14.31	15.28	34.28	14.70	4.30
102	15.89	0.07	15.80	0.05	36.14	0.14	14.69	15.56	34.90	16.51	4.60
<i>Água Limpa pluton (Ms-Bt GrD; sample: EDC-12C)</i>											
59	16.31	0.02	15.86	0.01	36.26	0.03	14.64	15.52	34.64	16.27	4.34
64	15.59	0.01	15.68	0.01	36.51	0.03	14.58	15.47	35.30	15.97	5.28
65	16.23	0.04	15.88	0.02	36.75	0.05	14.69	15.55	35.07	16.50	4.82
68	17.47	0.04	15.94	0.02	37.17	0.04	14.34	15.30	34.23	14.84	4.18
69	15.46	0.01	15.42	0.01	35.69	0.02	14.13	15.15	34.31	13.87	4.59
72	19.33	0.08	16.30	0.02	38.14	0.05	14.29	15.26	33.88	14.63	3.75
73	21.05	0.13	16.59	0.03	39.21	0.08	14.17	15.18	33.66	14.06	3.58
133	19.47	0.18	16.08	0.03	37.82	0.10	13.81	14.92	33.33	12.38	3.51
134	23.41	0.21	16.74	0.04	39.92	0.12	13.52	14.71	32.91	11.04	3.15
135	17.44	0.09	15.63	0.02	35.92	0.05	13.75	14.87	33.17	12.10	3.31
136	26.65	0.18	17.06	0.03	40.64	0.10	13.25	14.51	32.59	9.77	2.88
138	16.42	0.03	15.51	0.01	35.80	0.03	13.92	15.00	33.63	12.91	3.85
139	17.21	0.08	15.58	0.02	36.18	0.05	13.74	14.87	33.34	12.06	3.63
141	15.46	0.01	15.43	0.01	35.85	0.02	14.13	15.15	34.42	13.87	4.76
142	20.64	0.08	16.14	0.02	38.04	0.05	13.46	14.66	32.88	10.76	3.18
143	22.23	0.29	16.53	0.05	39.19	0.15	13.58	14.75	32.98	11.33	3.19
144	15.76	0.02	15.47	0.01	35.86	0.03	14.10	15.13	34.20	13.76	4.46
145	19.59	0.11	16.07	0.02	37.71	0.06	13.74	14.87	33.22	12.08	3.41
146	24.87	0.15	16.94	0.03	40.53	0.08	13.33	14.57	32.71	10.15	3.01
147	16.71	0.03	15.51	0.01	36.07	0.02	13.80	14.91	33.54	12.36	3.87

$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ reference isotope ratios and uncertainties used for international reference materials NIST SRM 612 and silicate glass. $\kappa = (^{232}\text{Th}/^{238}\text{U})$, $\mu = (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})$ (present-day). The $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)$ ratios were recalculated using the crystallization age of rock (Nascimento *et al.* 2024).

Table 7 - Pb isotopic analyses of K-feldspar in sanukitoids from the Água Azul pluton (Carajás Province, Sapucaia Subdomain).

Spot ID	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (t)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (t)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (t)	μ	κ
<i>Água Azul pluton (Ep-Amp-Bt GrD; sample: EDC-75)</i>											
74	28.36	0.10	19.41	0.04	41.85	0.09	16.72	17.02	34.67	25.95	2.74
75	27.16	0.08	19.51	0.04	41.67	0.09	17.39	17.50	35.30	29.09	2.90
76	27.64	0.09	19.34	0.02	41.60	0.09	16.87	17.13	34.83	26.67	2.79
77	28.08	0.12	19.65	0.03	43.04	0.13	17.30	17.44	35.52	28.65	3.10
78	27.72	0.08	19.70	0.04	41.90	0.09	17.54	17.61	35.34	29.77	2.86
79	28.62	0.12	19.69	0.05	43.00	0.14	17.16	17.34	35.28	28.00	2.99
81	23.32	0.15	18.16	0.05	39.69	0.20	16.31	16.72	34.81	24.02	3.09
82	23.39	0.07	18.24	0.03	39.49	0.08	16.43	16.81	34.79	24.61	3.00
83	23.75	0.04	18.40	0.02	39.53	0.05	16.60	16.93	34.81	25.38	2.92
84	30.16	0.17	20.06	0.06	43.29	0.15	17.26	17.41	35.11	28.49	2.82
85	37.06	0.81	21.03	0.11	48.08	0.51	16.40	16.79	34.64	24.45	2.89
86	29.87	0.17	20.52	0.05	45.16	0.17	18.27	18.14	36.53	33.18	3.31
87	28.24	0.19	20.11	0.06	42.59	0.13	18.12	18.03	35.86	32.50	2.95
88	27.96	0.07	19.77	0.03	42.05	0.07	17.57	17.64	35.36	29.94	2.86
<i>Água Azul pluton (Amp-Ep-Bt MzG; sample: EDC-71)</i>											
15	17.23	0.02	16.12	0.01	36.10	0.04	14.76	15.60	34.12	16.81	3.56
16	17.31	0.01	16.25	0.01	36.33	0.03	15.00	15.78	34.41	17.93	3.67
17	16.95	0.01	16.00	0.01	35.70	0.01	14.66	15.53	33.93	16.34	3.42
18	17.28	0.02	16.19	0.01	36.31	0.04	14.89	15.70	34.33	17.44	3.68
19	16.94	0.01	15.97	0.01	35.67	0.02	14.60	15.49	33.88	16.09	3.41
20	18.50	0.04	16.53	0.02	37.75	0.06	15.07	15.83	34.71	18.26	3.94
21	17.28	0.01	16.16	0.01	36.22	0.03	14.83	15.66	34.22	17.17	3.61
22	17.38	0.03	16.30	0.02	36.45	0.05	15.07	15.83	34.51	18.25	3.72
23	18.42	0.06	16.50	0.03	38.14	0.11	15.04	15.80	34.92	18.12	4.22
24	16.96	0.01	16.00	0.01	35.70	0.01	14.65	15.53	33.92	16.32	3.41
25	16.98	0.01	16.03	0.01	35.77	0.02	14.70	15.56	34.00	16.55	3.46
26	17.21	0.01	16.19	0.01	36.14	0.02	14.92	15.72	34.28	17.57	3.60
27	17.03	0.01	16.01	0.01	35.81	0.02	14.64	15.52	33.95	16.28	3.46
28	17.00	0.01	16.02	0.01	35.77	0.02	14.68	15.54	33.96	16.43	3.44
118	17.60	0.04	16.10	0.02	36.64	0.08	14.59	15.48	34.11	16.03	3.72
119	16.81	0.01	15.86	0.01	35.39	0.02	14.44	15.38	33.65	15.34	3.27
120	17.04	0.01	15.95	0.01	35.70	0.02	14.53	15.43	33.79	15.73	3.37
121	17.33	0.02	16.13	0.01	36.30	0.04	14.74	15.59	34.17	16.71	3.64
122	18.21	0.08	16.28	0.03	37.23	0.10	14.70	15.56	34.25	16.54	3.78
123	17.10	0.01	15.97	0.01	35.76	0.02	14.54	15.45	33.81	15.80	3.38
124	16.86	0.01	15.89	0.00	35.44	0.01	14.48	15.40	33.68	15.51	3.27
125	18.84	0.08	16.89	0.05	38.90	0.14	15.63	16.23	35.69	20.86	4.43
126	16.84	0.01	15.88	0.01	35.57	0.02	14.47	15.39	33.76	15.47	3.39
127	16.97	0.01	15.95	0.01	35.76	0.02	14.55	15.46	33.88	15.86	3.46
128	16.78	0.01	15.85	0.01	35.36	0.01	14.43	15.37	33.64	15.30	3.25
129	17.36	0.04	16.04	0.01	36.14	0.06	14.57	15.47	33.94	15.94	3.51
130	23.45	0.07	17.54	0.05	46.84	0.15	15.05	15.81	36.18	18.18	5.63
131	16.87	0.01	15.92	0.01	35.50	0.01	14.53	15.44	33.75	15.76	3.31
132	16.89	0.01	15.90	0.01	35.53	0.01	14.49	15.41	33.73	15.56	3.33

$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ reference isotope ratios and uncertainties used for international reference materials NIST SRM 612 and silicate glass. $\kappa = (^{232}\text{Th}/^{238}\text{U})$, $\mu = (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})$ (present-day). The $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)$ ratios were recalculated using the crystallization age of rock (Nascimento *et al.* 2024).

4.6.5 Geochemical modelling

Previously proposed genetic models for the granodiorite and tonalite varieties of the Água Limpa and Água Azul sanukitoid-affinity plutons suggest partial melting of ~20% subcontinental lithospheric mantle (SCLM) enriched by ~30% TTG-type melt, with a residual mineral assemblage of garnet, orthopyroxene, clinopyroxene, and magnetite, reflecting crust-mantle interaction (Nascimento *et al.* 2024). These models excluded muscovite-bearing and monzogranite varieties, which exhibit distinct geochemical behaviors in most diagrams, suggesting a more evolved source. To refine the mantle source interpretation for all sanukitoid varieties of the Água Limpa suite, new geochemical modeling was conducted for the muscovite-bearing and monzogranite types. This analysis explored whether their geochemical disparities arise from variations in source composition, metasomatic agents, or increased crustal input in the magma.

Mass balance calculations for major elements adjusted the proportions of residual or fractionating minerals to simulate melt compositions (Albarède 1995). Model quality was evaluated using the sum of squared residuals (ΣR^2), deemed consistent if $\Sigma R^2 < 1.2$. For trace elements, mineral/liquid partition coefficients (K_d) were sourced from EarthRef.org. The metasomatized mantle source was modeled as a binary mixture of primitive mantle (McDonough 2014) and TTG-type tonalite from the local basement (Santos *et al.* 2018), with residual compositions derived from Moyen *et al.* (2001), Rapp *et al.* (2010), and Leite (2001).

Results indicate the muscovite-bearing and monzogranite varieties formed via 11–15% equilibrium partial melting of SCLM enriched by 30–32% TTG melt (Fig. 6). The residue comprises orthopyroxene (58.6–59.8%), garnet (23.5–24.1%), clinopyroxene (9.2–10.1%), phlogopite (5.8–6.9%), and magnetite (0.9–1.3%), with $\Sigma R^2 < 1$ (Supplementary Table 5-7). Unlike granodiorite and tonalite, phlogopite in the residue reflects an oxidized, hydrous source and higher crustal input, consistent with Nascimento *et al.* (2024).

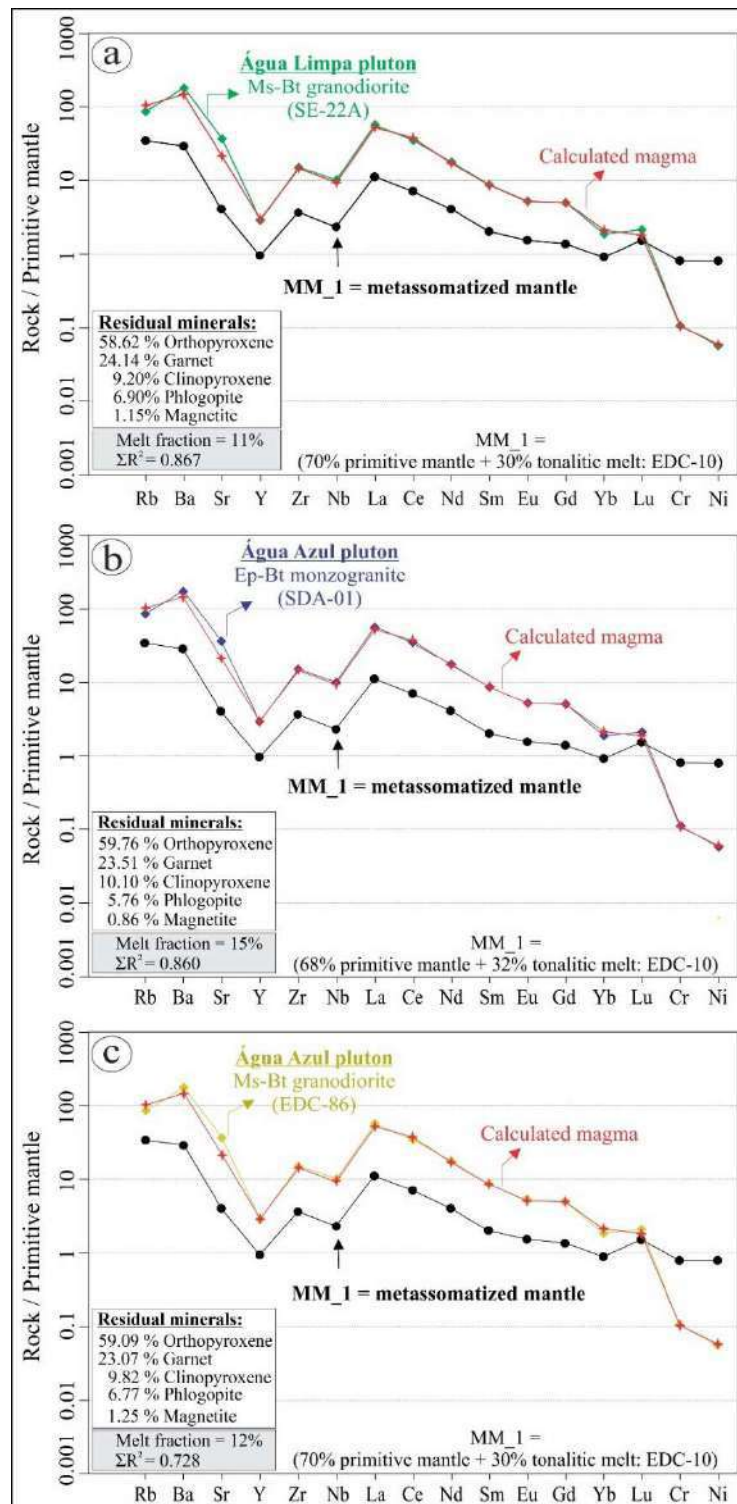


Figure 6 - Trace element modeling for the generation of sanukitoids from the Água Limpa sanukitoid suite. Água Limpa pluton: (a) moscovite-biotite granodiorite. Água Azul pluton: (b) epidote-biotite monzogranite; (c) moscovite-biotite granodiorite. Normalization values from the primitive mantle (McDonough 2014).

Supplementary Table 5 - Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the sanukitoid-type moscovite-biotite granodiorite (Água Limpa pluton) from mantle metasomatized by 30% TTG-type melt.

Abbreviations: Opx = orthopyroxene, Gt = garnet, Cpx = clinopyroxene, Mt = magnetite, and Phl = phlogopite.

Mantle component	Crustal component	Modeled source MM1 (Co)	Residue mineralogy					Residue bulk (Cs)	Calculated magma (CL)	Modeled sample SE-22A
Primitive mantle ^a	TTG-type tonalite ^b (EDC-10)	Metasomatized mantle ^c (30% TTG)	Opx ^d	Gt ^d	Cpx ^d	Phl ^d	Mt ^e	Total	F = 11% $\Sigma R^2 = 0.867$	Porphyritic ^e granodiorite
Major elements (wt.%)										
SiO ₂	44.91	69.90	52.41	56.71	39.71	52.67	39.14	0.14	50.51	71.86
TiO ₂	0.16	0.26	0.19	0.04	0.00	0.07	0.38	9.50	0.18	0.25
Al ₂ O ₃	4.44	15.64	7.80	0.91	21.63	2.83	13.14	2.26	7.07	14.78
Fe ₂ O _{3t}	8.05	2.22	6.30	5.63	8.39	3.10	3.52	86.50	7.01	2.45
MnO	0.13	0.03	0.10	0.10	0.32	0.08	0.02	0.0	0.15	0.03
MgO	37.81	0.84	26.72	36.93	21.63	17.06	26.57	0.56	30.27	1.08
CaO	3.54	2.47	3.22	0.47	5.70	19.72	0.01	0.0	3.57	2.07
Na ₂ O	0.36	4.58	1.63	0.16	0.03	2.24	0.23	0.0	0.33	4.27
K ₂ O	0.03	3.20	0.98	0.01	0.01	0.02	12.57	0.0	0.91	3.22
Trace elements (ppm)										
Rb	0.60	101.6								365.66
Ba	6.60	970	295.62							180.28
Sr	19.90	355.2	120.49							27.45
Y	4.30	3.2	3.97							3.63
Zr	10.50	145.6	51.03							29.55
Nb	0.66	4.5	1.81							8.51
La	0.65	35.4	11.07							137.53
Ce	1.67	54.8	17.61							79.90
Nd	1.25	21.9	7.45							46.68
Sm	0.41	2.64	1.08							21.69
Eu	0.15	0.61	0.29							12.24
Gd	0.54	1.66	0.88							7.48
Yb	0.44	0.25	0.38							2.47
Lu	0.07	0.04	0.06							1.74
Cr	2520	0.0	1764							0.02
Ni	1860	9.4	1304.82							0.01

^a Primitive mantle (McDonough 2014).

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

^c Oxide values recalculated to 100%.

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

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

Supplementary Table 6. Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the sanukitoid-type moscovite-biotite monzogranite (Água Azul pluton) from mantle metasomatized by 32% TTG-type melt.

Abbreviations: Opx = orthopyroxene, Gt = garnet, Cpx = clinopyroxene, Mt = magnetite, and Phl = phlogopite.

Mantle component	Crustal component	Modeled source MM1 (Co)	Residue mineralogy					Residue bulk (Cs)	Calculated magma (CL)	Modeled sample SDA-01
Primitive mantle ^a	TTG-type tonalite ^b (EDC-10)	Metasomatized mantle ^c (32% TTG)	Opx ^d	Gt ^d	Cpx ^d	Phl ^d	Mt	Total	F = 15% $\Sigma R^2 = 0.860$	Porphyritic ^e monzogranite
Major elements (wt.%)										
SiO ₂	44.91	69.90	52.91	56.71	39.71	52.67	39.14	0.14	50.94	67.57
TiO ₂	0.16	0.26	0.19	0.04	0.00	0.07	0.38	9.50	0.14	0.25
Al ₂ O ₃	4.44	15.64	8.02	0.91	21.63	2.83	13.14	2.26	6.88	14.55
Fe ₂ O _{3t}	8.05	2.22	6.18	5.63	8.39	3.10	3.52	86.50	6.64	2.41
MnO	0.13	0.03	0.10	0.10	0.32	0.08	0.02	0.0	0.15	0.03
MgO	37.81	0.84	25.98	36.93	21.63	17.06	26.57	0.56	30.44	1.06
CaO	3.54	2.47	3.20	0.47	5.70	19.72	0.01	0.0	3.69	2.04
Na ₂ O	0.36	4.58	1.71	0.16	0.03	2.24	0.23	0.0	0.35	4.20
K ₂ O	0.03	3.20	1.04	0.01	0.01	0.02	12.57	0.0	0.77	3.17
Trace elements (ppm)										
Rb	0.60	101.6	32.92						286.09	111.5
Ba	6.60	970	314.89						161.06	935
Sr	19.90	355.2	127.20						25.15	481.7
Y	4.30	3.2	3.95						3.14	2.8
Zr	10.50	145.6	53.73						23.68	121.8
Nb	0.66	4.5	1.89						7.95	4.3
La	0.65	35.4	11.77						105.39	29.2
Ce	1.67	54.8	18.68						61.46	60.6
Nd	1.25	21.9	7.86						35.87	20.8
Sm	0.41	2.64	1.12						16.50	2.69
Eu	0.15	0.61	0.30						9.70	0.56
Gd	0.54	1.66	0.90						6.24	1.26
Yb	0.44	0.25	0.38						2.20	0.25
Lu	0.07	0.04	0.06						1.59	0.04
Cr	2520	0.0	1713.60						0.02	40.1
Ni	1860	9.4	1267.81						0.01	20.2

^a Primitive mantle (McDonough 2014).

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

^c Oxide values recalculated to 100%.

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

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

Supplementary Table 7 - Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the sanukitoid-type moscovite-biotite granodiorite (Água Azul pluton) from mantle metasomatized by 30% TTG-type melt.

Abbreviations: Opx = orthopyroxene, Gt = garnet, Cpx = clinopyroxene, Mt = magnetite, and Phl = phlogopite.

	Mantle component	Crustal component	Modeled source MM1 (Co)	Residue mineralogy					Residue bulk (Cs)	Calculated magma (CL)	Modeled sample EDC-86
	Primitive mantle ^a	TTG-type tonalite ^b (EDC-10)	Metasomatized mantle ^c (30% TTG)	Opx ^d	Gt ^d	Cpx ^d	Phl ^d	Mt ^e	Total	F = 12% ΣR ² = 0.728	Porphyritic ^e granodiorite
Major elements (wt.%)											
SiO ₂	44.91	69.90	52.41	56.71	39.71	52.67	39.14	0.14	50.65	69.63	68.93
TiO ₂	0.16	0.26	0.19	0.04	0.00	0.07	0.38	9.50	0.18	0.28	0.28
Al ₂ O ₃	4.44	15.64	7.80	0.91	21.63	2.83	13.14	2.26	6.92	15.43	15.27
Fe ₂ O _{3t}	8.05	2.22	6.30	5.63	8.39	3.10	3.52	86.50	6.93	3.19	3.16
MnO	0.13	0.03	0.10	0.10	0.32	0.08	0.02	0.0	0.14	0.06	0.06
MgO	37.81	0.84	26.72	36.93	21.63	17.06	26.57	0.56	30.33	2.04	2.02
CaO	3.54	2.47	3.22	0.47	5.70	19.72	0.01	0.0	3.61	1.72	1.70
Na ₂ O	0.36	4.58	1.63	0.16	0.03	2.24	0.23	0.0	0.34	4.61	4.56
K ₂ O	0.03	3.20	0.98	0.01	0.01	0.02	12.57	0.0	0.90	3.04	3.01
Trace elements (ppm)											
Rb	0.60	101.6								341.25	103.1
Ba	6.60	970	295.62							178.29	634
Sr	19.90	355.2	120.49							26.54	432.4
Y	4.30	3.2	3.97							3.46	6.5
Zr	10.50	145.6	51.03							27.60	108.9
Nb	0.66	4.5	1.81							8.19	4.7
La	0.65	35.4	11.07							127.60	27.4
Ce	1.67	54.8	17.61							73.93	50.5
Nd	1.25	21.9	7.45							43.29	19.6
Sm	0.41	2.64	1.08							20.08	2.79
Eu	0.15	0.61	0.29							11.38	0.67
Gd	0.54	1.66	0.88							7.01	1.85
Yb	0.44	0.25	0.38							2.36	0.6
Lu	0.07	0.04	0.06							1.66	0.08
Cr	2520	0.0	1764							0.02	88.9
Ni	1860	9.4	1304.82							0.01	30.7

^a Primitive mantle (McDonough 2014).

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

^c Oxide values recalculated to 100%.

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

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

4.7 DISCUSSION

4.7.1 Geochemical and isotopic constraints on reservoir sources: evidence of intracrustal recycling

Addressing the geochemical and isotopic constraints on magma reservoirs requires determining whether the crustal signatures of the studied sanukitoids — characterized by high LREE and Sr + Ba contents (Halla *et al.* 2009), and low HFSE and HREE concentrations (Gabriel & Oliveira 2014, Nascimento *et al.* 2024) — originated from crust-mantle interactions or intracrustal recycling. In the crust-mantle recycling model, continental crust is subducted and either stored as a separate reservoir or mixed back into the mantle (e.g., crustal contamination or magma mixing). In contrast, intracrustal recycling involves the reprocessing of crustal material entirely within the crust, leading to the loss of its primary identity through processes such as assimilation, metamorphism, and isotopic resetting. These materials can later be incorporated into magmas that erupt at the surface and eventually reaccruted to the continental crust (McLennan 1988).

The geochemical patterns in the $(\text{Ce/Yb})_N$ versus Yb_N diagram indicate that most samples lie along a trend associated with partial melting involving binary mixing between primitive mantle and TTG-type melts, followed by assimilation of upper continental crust (Fig. 7a). The Sr/Nd versus $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ diagram (Fig. 7b) further supports TTG-type melt metasomatism, with amphibole acting as a key mineral phase in granodiorites and tonalites (Fig. 7c), while phlogopite dominates in muscovite-bearing varieties (Fig. 6). These plots align with the geochemical modelling for both Água Limpa and Água Azul plutons (Nascimento *et al.* 2024; this study). LILE mobility relative to REE and HFSE is evident in the Th/Yb versus Ba/La diagram, where horizontal trends suggest that mantle enrichment was primarily influenced by slab-derived melts rather than sedimentary melts (Fig. 7d). In the $(\text{La/Sm})_N$ versus SiO_2 diagram, stronger crustal assimilation signatures are observed in muscovite-bearing and monzogranite varieties compared to tonalites and granodiorites (Fig. 7e). These findings imply that muscovite-bearing and monzogranite sanukitoids likely formed through the melting of crustal lithologies or at shallower depths relative to their tonalite and granodiorite counterparts (Fig. 7f).

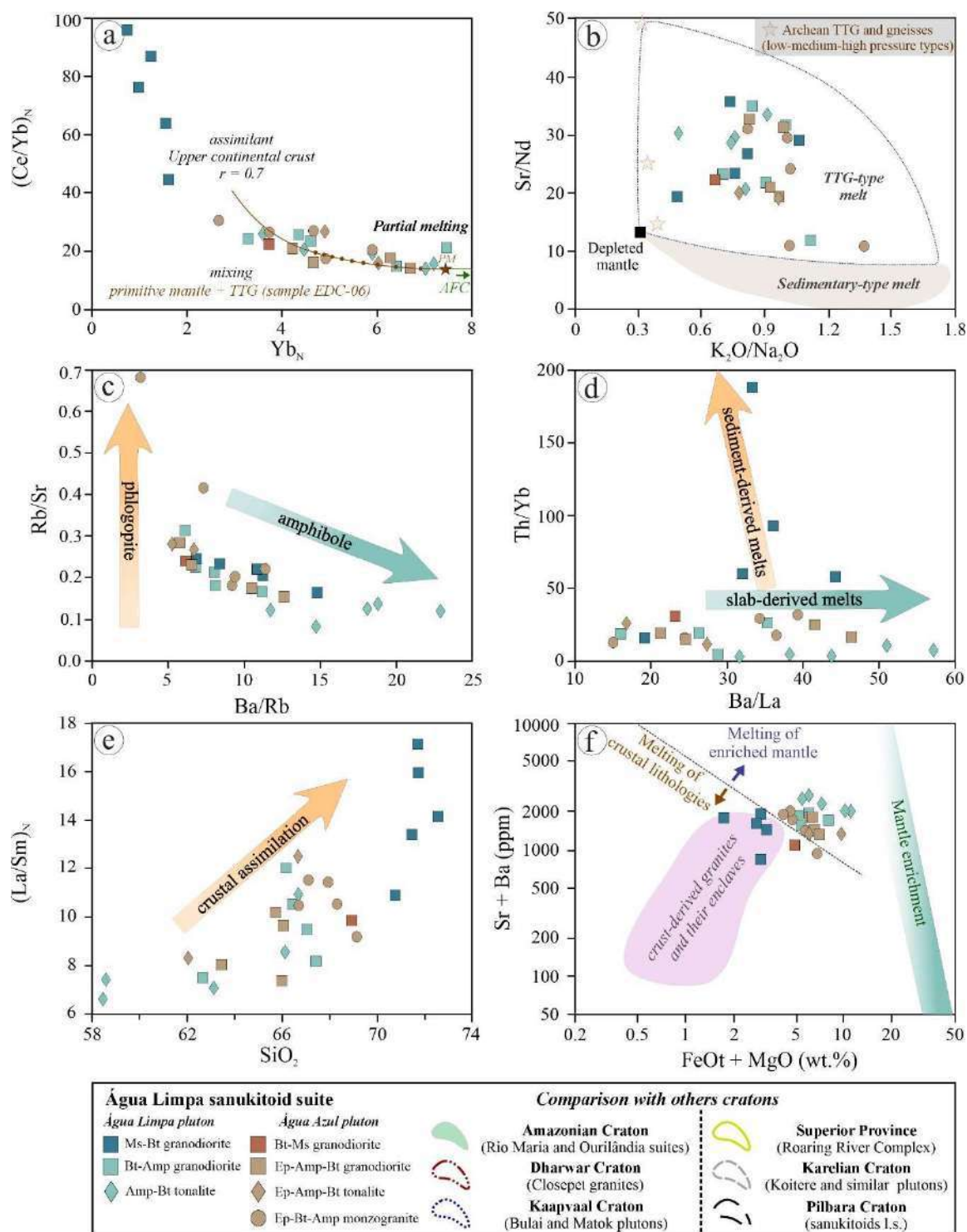


Figure 7 - Nature of mantle source and metasomatic relations for the Água Limpa sanukitoid suite: (a) $(Ce/Yb)_N$ vs. Yb_N ; (b) Sr/Nd vs. K_2O/Na_2O plot; (c) Rb/Sr vs. Ba/Rb ; (d) Th/Yb vs. Ba/La ; (e) $(La/Sm)_N$ vs. SiO_2 ; (f) $Sr + Ba$ vs. $FeOt + MgO$ (wt.%).

Zircon Hf isotopic data from the Água Limpa pluton exhibit subchondritic to suprachondritic $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values (-3.3 to $+2.0$) and Mesoarchean model ages ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$) ranging from 3.0 to 3.2 Ga (Fig. 5a). These results suggest a juvenile origin at 2.87 Ga, with the involvement of recycled crustal material. Conversely, the Água Azul pluton shows suprachondritic $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values ($+0.1$ to $+2.1$), reflecting a more juvenile origin and a shorter crustal residence time ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 2.9\text{--}3.0$ Ga) compared to the Água Limpa pluton. Nd isotopic data indicate Mesoarchean model ages (Nd-T_{DM}) between 2.9 and 3.1 Ga and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values ranging from -0.6 to $+2.9$ for both sanukitoid plutons, further supporting a juvenile origin with significant crustal influence and/or contamination on the mantle source. Stable (e.g., $\delta^{18}\text{O}$ in zircon) and radiogenic (e.g., Pb in K-feldspar) isotopes have been widely employed to assess intracrustal recycling in the studied sanukitoids (Valley *et al.* 2005, Halla 2005). Zircons from the Água Limpa pluton have $\delta^{18}\text{O}$ values ranging from 5.0 to 6.9‰, while those from the Água Azul pluton range from 5.0 to 7.6‰. Although most magmatic zircons show $\delta^{18}\text{O}$ values consistent with equilibrium with mantle melts ($+5.0 \pm 0.6\text{‰}$; Valley *et al.* 2005), approximately half exhibit elevated $\delta^{18}\text{O}$ values up to $+7.0 \pm 0.4\text{‰}$ (Fig. 5b), indicating melting and/or contamination by supracrustal materials. This conclusion is supported even when the lower limit of the non-magmatic supracrustal field is set at 6.5‰ (Kemp *et al.* 2010). Pb isotopic analyses of K-feldspar reveal high μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) values (>11 ; Fig. 5d), consistent with an enriched mantle source influenced by significantly older crustal components.

These features suggest a two-stage mantle enrichment process. Initially, the lithospheric mantle wedge was enriched by melting derived from the subducting slab, imparting crustal isotopic signatures and increasing K–Ba–Sr content (Heilimo *et al.* 2013, Silva *et al.* 2023). Subsequently, upwelling asthenospheric mantle caused a second metasomatism, introducing calc-alkaline fluids that further localized K, Ba, and Sr in the lithospheric mantle. Partial melting of this twice-metasomatized mantle produced sanukitoid magmas with anticorrelated high K–Ba–Sr contents, mantle and crustal isotopic signatures. It seems that the Água Limpa sanukitoids pluton show higher rate of recycling of supracrustal materials compared to the Água Azul sanukitoids pluton, because of their generally negative $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values. Our data indicates that intra-crustal recycling was an important process in the generation of these sanukitoid magmas, where parental magmas underwent

significant assimilation of crustal material or were sourced from heterogeneous reservoirs that incorporated reworked crustal components.

Fig. 8a depicts $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ isotopic data plotted against age (Ma) for zircons with less than 15% discordance, along with two Hf isotopic evolution based on a depleted mantle reference. These models yield crustal residence times of 3.2–2.9 Ga, indicating that the sanukitoid source was extracted from a depleted mantle and subsequently reworked to form the 2.87 Ga Água Limpa Suite sanukitoids. This timing coincides with the peak of regional metamorphism in the Carajás Province (Marangoanha *et al.* 2020). In the $\delta^{18}\text{O}$ versus Age (Ma) plot (Fig. 8b), Archean $\delta^{18}\text{O}$ values cluster around mantle-like levels ($\delta^{18}\text{O} = 5.3 \pm 0.5\text{‰}$), while elevated values above 7.5‰ become more significant after 2.7 Ga, reflecting increased intracrustal recycling and crustal maturation on Neoproterozoic. The geochemical and isotopic evidence underscores the importance of intracrustal recycling in the genesis of the Água Limpa Suite sanukitoid magmas. Elevated $\delta^{18}\text{O}$ values in zircon, high μ Pb isotopes in K-feldspar, and overlapping $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values in the crustal reworking field suggest substantial assimilation of older crustal material or remelting of ancient reservoirs. These processes are characteristic of subduction-related and collisional tectonic settings, where crustal thickening and metamorphism promote the reworking of ancient lithologies (e.g., Bédard 2018, Cawood *et al.* 2018, Palin *et al.* 2020).

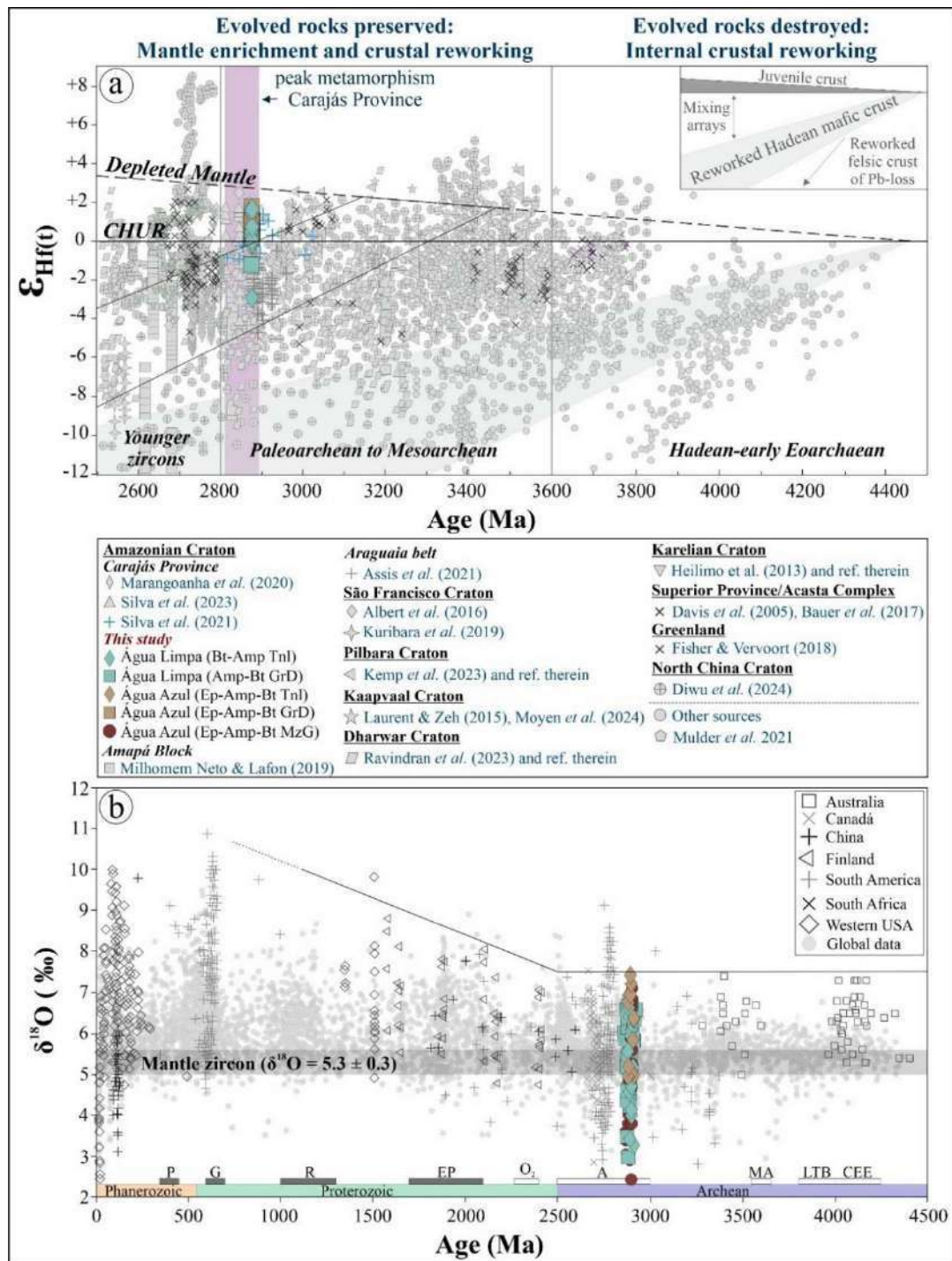


Figure 8 - Global isotopic correlation for the Água Limpa suite sanukitoids: (a) $\epsilon_{Hf(t)}$ vs. Age (Ma) (Mulder *et al.* 2021); (b) $\delta^{18}O$ ‰ versus Age (Ma) for zircons from rocks with known age (Valley *et al.* 2005). Periods of supercontinent growth are shown by short bars at bottom: P = Pangea; G = Gondwana; R = Rodinia, EP = Early Proterozoic; A = Archean; and MA = Middle Archean. LTB = Late Terminal bombardment, CEE = Cool Early Earth, and O₂ = rise of oxygen in the atmosphere. Mantle zircon value is sourced from Valley *et al.* (2005).

4.7.2 Can sanukitoids be produced in a vertical tectonic regime?

The formation of sanukitoids within a vertical tectonic regime underscores the challenges involved of applying uniformitarian models to Archaean craton formation (Nebel *et al.* 2018, Bédard 2018, Cawood *et al.* 2018). The role of mantle plumes or vertical tectonics (e.g., sagduction) in mantle metasomatism remains unclear. Could vertical tectonic models provide an alternative framework in which to interpret our observations? Sanukitoids are often encountered bordering dome-and-keel structures or associated with regional shear zones within Archean granite–greenstone terranes worldwide (Moyen *et al.* 2003). In the Sapucaia subdomain of the Carajás Province, the Água Limpa and Água Azul sanukitoid plutons are spatially associated with east–west sinistral transpressive shear zones, which border dome-and-keel structures (Gabriel & Oliveira 2014, Nascimento *et al.* 2024). Some researchers have attributed the occurrence of sanukitoids and others calc-alkaline granitoids in a dome-and-keel setting to their formation related to vertical regime (Costa *et al.* 2020), however the structural setting fail to fully explain the distinct geochemical features of Archean sanukitoids. These include LILE (e.g., K, Ba, and Sr) enrichment, HFSE depletion (Nb-Ta-Ti anomalies), trace element ratios (low Nb/Th), and high Mg#, Cr, and Ni contents (Heilimo *et al.* 2013, Nascimento *et al.* 2024). Vertical tectonic regimes, if responsible for sanukitoid genesis, would produce moderate LILE enrichment due to intracrustal recycling and partial melting, less pronounced HFSE depletion, and moderate Sr/Y and La/Yb ratios (Nascimento *et al.* 2024). These features would result from localized melting and assimilation of lower crustal material. Conversely, subduction setting provides a more plausible explanation for sanukitoids genesis, as they account for significant LILE enrichment through slab-derived fluids or melts metasomatizing the mantle wedge. Additionally, this regime explains HFSE depletion due to residual phases retention (e.g., rutile), elevated Sr/Y and La/Yb ratios indicative of garnet stability in the source, and arc-like geochemical signatures, such as high Ba/Th and Th/Nb ratios reflective of slab contributions (Heilimo *et al.* 2013, Silva *et al.* 2023).

Regarding isotopic characteristics, vertical tectonic regimes might produce sanukitoids with subchondritic isotopic values, including negative $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, short crustal residence times (older model ages > 3.0 Ga), elevated $\delta^{18}\text{O}$ values (> 6.5 ‰), and moderate μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 4\text{--}6\%$) values in K-feldspar, indicative of dominantly crustal sources

with minimal mantle interaction (Valley *et al.* 2005, Halla 2005, Ravindran *et al.* 2023). However, the findings of this study indicate that Archean sanukitoids predominantly exhibit suprachondritic isotopic values, including positive $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ with slightly negative components, short crustal residence times (< 3.0 Ga), mantle-like $\delta^{18}\text{O}$ values ($5.0 \pm 0.5\text{‰}$) or slightly elevated $\delta^{18}\text{O}$ values ($> 6.5\text{‰}$), and high μ values (> 10) related to an enriched mantle source. These features underscore a dual geochemical origin, reflecting mantle-derived source with significant slab input and potential crustal contamination (Valley *et al.* 2005, Gardiner *et al.* 2019). Furthermore, vertical tectonic processes, characterized by localized heat, limited recycling scales, and shallow depths, are generally insufficient to generate the substantial mantle metasomatism and significant sanukitoid volumes observed (Nebel *et al.* 2018, Capitanio *et al.* 2019). The limited efficiency of vertical tectonics in facilitating mantle-crust interactions and mantle metasomatism, combined with their localized nature and lower thermal gradients, renders this model less favorable for explaining sanukitoid genesis. Additionally, the pure vertical mechanism cannot adequately account for the ascent of dense mafic and ultramafic rocks from lower crustal levels (Nebel *et al.* 2018).

4.7.3 Quantifying the subduction component

The aim of this section is to quantify the respective mass fraction of mantle- vs. crust-derived components in the “hybrid/metasomatized” mantle source of the Água Limpa sanukitoid suite. This analysis incorporates components such as sediments, fluids, TTG-type melt and bulk continental crust compositions (Workman & Hart 2005, Vervoort *et al.* 2011, Song *et al.* 2013), which are critical parameters for understanding their contribution to crustal growth. As demonstrated earlier, the metasomatized mantle source of Água Limpa sanukitoid suite was formed through interactions between mantle peridotite and crustal materials (fluid, melt or solid/slab). These interactions can result in various scenarios in nature, such as a mechanical mixture of peridotite and meta-sedimentary/meta-igneous crustal rocks, a peridotite containing veins formed by reaction with percolating liquids, or a metasomatized rock where the added material is distributed into newly crystallized phases (pyroxenes, amphibole, epidote, phlogopite; Workman & Hart 2005). Regardless of the specific nature of the metasomatic agent, the finite mass of each component within these “hybrid” sources is partitioned into two fractions: one already presents in the original mantle prior to the

interactions and the other contributed by the added crust-derived material. The dual geochemistry and isotopic characteristics of the studied sanukitoids indicate that both mantle- and crust-derived components were sampled, regardless of the exact nature of the source and melting process. To estimate the mass fractions of “crust” and “mantle” in the source of the Água Limpa sanukitoid suite, a simple binary mixing model based on mass-balance is applied. This model assumes reasonable compositions for the two endmembers: Bulk Continental Crust and Depleted Mantle (DM). While simplistic, this calculation has the advantage of relying on relatively few parameters, i.e. the mass fractions of the two endmembers and their compositions. Given the significant concentration contrast between crustal and mantle components, this approach provides a robust approximation for quantifying the subduction components.

4.6.3.1 Subducted sediment

We first evaluate the contribution of sediment melt and fluids by analyzing the behavior of $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(\text{t})$ against $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(\text{t})$ ratios in K-feldspar (Fig. 9a) and $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{t})$ against $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{t})$ (Fig. 9b) values in the Água Limpa suite sanukitoids. The results show that mixing bulk sediment and fluids with DM cannot produce the high Th/Nd ratios (> 0.50) observed at the appropriate Pb, Hf, and Nd isotope values for most Água Limpa suite sanukitoids. In this case, the samples do not align with the array formed by these components. Instead, they exhibit a dominant mantle signature with no significant influence from subducted sediment or fluid contamination. In the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{t})$ versus Th/Nd plot (Fig. 9c), the Água Limpa suite samples fall along a mixing line defined by DM enriched with ~20% TTG-type melt. This observation aligns with prior geochemical modelling (Fig. 6). A critical implication of this is that, assuming the proportion of crustal and mantle components remains constant during melting of the hybrid source, the bulk mass fraction of crustal material in the studied sanukitoids is low. For three representative reservoirs (lower continental crust, sediment-derived material, and bulk continental crust), the Água Limpa sanukitoids contain only 10–5% crustal material in their hybrid source (Fig. 9d). This means that over 90% of their bulk mass originates from the mantle, indicating moderate to low crustal interaction. Consequently, it is reasonable to conclude that the proportion of reworked crustal materials in the Água Limpa sanukitoid suite does not exceed 20% and is typically closer to ~ 10%.

Supporting this interpretation, most Água Limpa suite samples display distinctly positive zircon $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values, with only a few exhibiting negative values (Fig. 5). From an isotopic perspective, these rocks predominantly reflect a mantle signature with moderate contributions from reworked crustal lithologies.

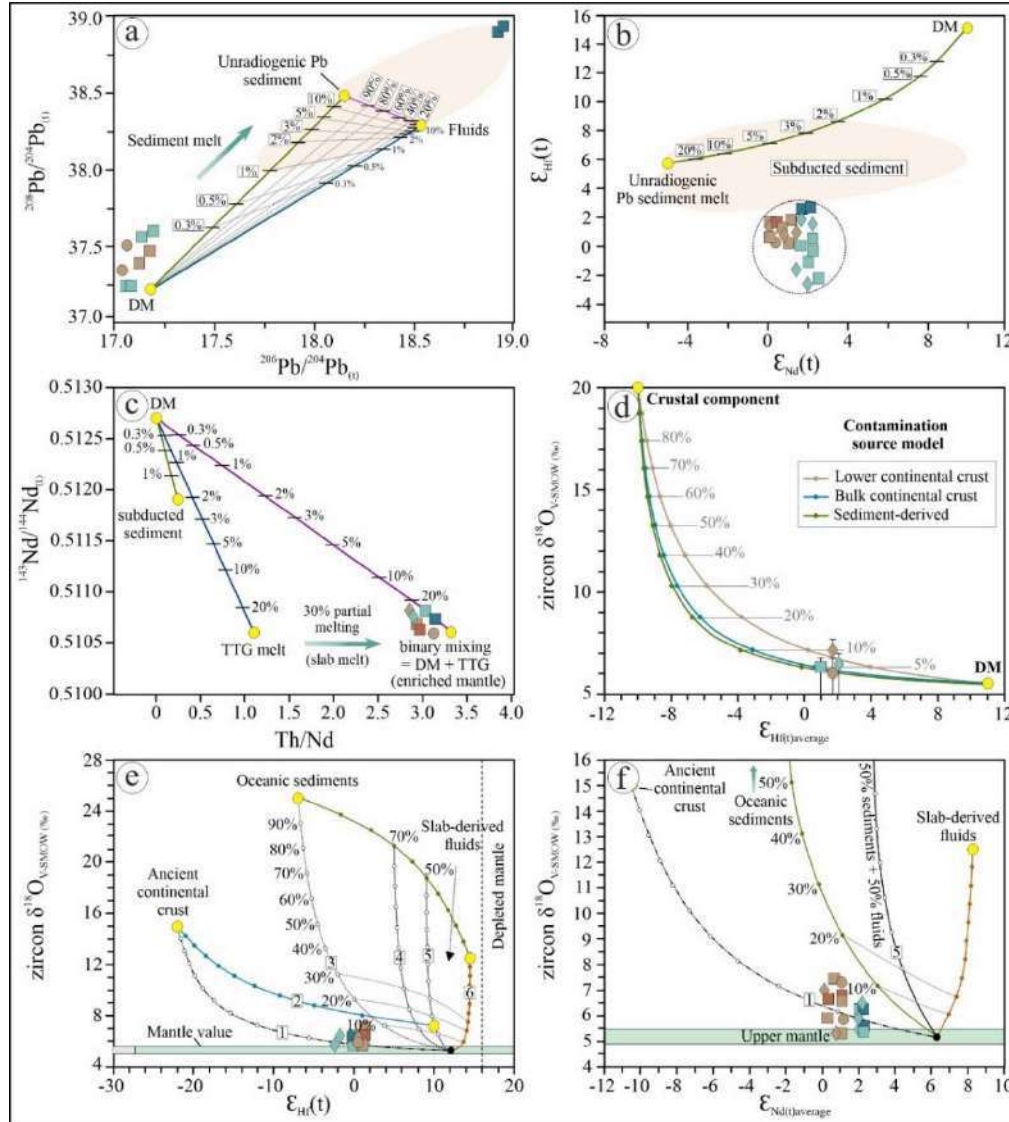


Figure 9 - Pb-Hf-Nd-O isotopic modelling of recycled components and its relationship with mantle source. (a) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)$ in K-feldspar; (b) plot of $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$; (c) plot of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$ vs. Th/Nd ; (d) and (e) plot of $\delta^{18}\text{O}$ (zircon) vs. $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$; (f) plot of $\delta^{18}\text{O}$ (zircon) vs. $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ average. Data sources: subducted sediment (Plank & Langmuir 1998, Vervoort *et al.* 2011). DM trace element concentrations are from Workman & Hart (2005). Sediment/melt and sediment/fluid partition coefficients from Johnson & Plank (1999). The composition of the ancient continental crust is based on the data of Plank & Langmuir (1998), Eiler (2001), and Song *et al.* (2013). The compositions of the slab-derived fluids are based on 0–20% recycled sediment and 80–100% upper oceanic crust of Chauvel *et al.* (2008). Other parameters used in the mixing calculation can be found in Valley *et al.* (1998) and Kessel *et al.* (2005).

4.6.3.2 Dehydrating slab

Slab-derived melts represent another significant subduction component that must be considered when interpreting the LILE and LREE enrichment, as well as HFSE depletion, in the Água Limpa suite sanukitoids. Previous studies have shown that the distinct elemental behaviours of Hf, Nd, O and Pb offer a unique opportunity to trace the roles of various components in the sources of mantle-derived granitoids (Heilimo *et al.* 2013, Silva *et al.* 2023). Notably, Hf and Nd are less mobile than Pb in aqueous fluids (Kogiso *et al.* 1997, Tatsumi *et al.* 1986). We performed calculations to quantify the influence of ancient continental crust, sediment melt, and slab-derived fluids on the mantle source, using the same depleted mantle and sediment melt endmembers as in the previous model (Workman & Hart 2005). The modeling results indicate that interactions with 5–13% ancient continental crust can account for the isotopic and geochemical characteristics of the parental melts of the Água Limpa suite sanukitoids (Fig. 9e, f). These simple exercises using Nd, Hf, O and Pb isotopes demonstrate that interactions between the sanukitoid magma and bulk continental crust alone are sufficient to produce the observed geochemical and isotopic characteristics of the Água Limpa sanukitoid suite. While subducted sediments and fluid dehydrated from altered oceanic crust may play important roles in others Archean sanukitoids worldwide, the studied samples exhibit generally positive Hf and Nd isotopic signatures, along with moderate to high O and Pb contributions (Fig. 5). These features adequately represent the subduction-related component that influenced the mantle source of the Água Limpa suite sanukitoids.

4.7.4 The change in geodynamic regime at the end of the Mesoarchean

The deformation patterns observed in Archean terrains have long been a subject of scientific debate (Choukroune *et al.* 1997, Polat *et al.* 2015). A central issue revolves around the tectonic mechanisms responsible for the geometric configuration of granite-greenstone terrains and the processes involved in the formation of sanukitoids and other calc-alkaline granites within Archean cratons (Laurent *et al.* 2014). Some researchers attribute the shift in granitoid chemistry—from TTGs to late calc-alkaline granites—to the onset of modern-style tectonics (Cawood *et al.* 2018, Palin *et al.* 2020). However, others argue that this shift could occur in a non-subductive setting (Nebel *et al.* 2018, Mole *et al.* 2019). In the Carajás Province, recent studies suggest that a period of drip tectonics (vertical tectonics or

sagduction) could promote metasomatism of the sub-continental lithospheric mantle (SCLM), implying that the presence of sanukitoids and K-granites does not necessarily require prior subduction processes (Costa *et al.* 2020). Conversely, other studies attribute this geochemical transition to the onset of a subduction regime in the province (Leite *et al.* 2004, Marangoanha *et al.* 2020, Silva *et al.* 2023). This study highlights that the dichotomy between vertical and horizontal tectonic models underscores the complexity of Archean crustal evolution, with both mechanisms potentially contributing to the observed geological and structural patterns in the Carajás Province during distinct periods.

The Carajás Province consists of two tectonic domains: Rio Maria (3.07–2.93 Ga) and Carajás (3.07–2.70 Ga). Rio Maria features low-grade granite-greenstone terrains with dome-and-keel structures (Fig. 10a), while Carajás is a high-grade gneiss terrain with intense east-west shearing (Marangoanha *et al.* 2020, Silva *et al.* 2023). Their structural contrast results from a Mesoarchean north-south collision, which caused significant crustal compression and shear zone reactivation in Carajás, whereas Rio Maria largely retained its original architecture (Pinheiro & Holdsworth 2000). The Sapucaia Subdomain, at their boundary, records this transition. It exhibits basement flattening, folding, intense shearing, and transposition of deformation, with migmatization, metamorphism, and mylonitization (Leite *et al.* 2004, Nascimento *et al.* 2024). While previously considered distinct, isotopic data suggest Rio Maria and Carajás share a common evolution with heterogeneous deformation (Nascimento *et al.* 2024; This study). Before 2.95 Ga, sagduction and drip tectonics formed dome-and-keel structures, with TTG magmas intruding greenstone sequences (Fig. 10a). The 2.95–2.92 Ga collision induced crustal thickening, faulting, and TTG emplacement with high La/Yb ratios (Fig. 10b). Between 2.89–2.84 Ga, intensified subduction led to granulite exhumation and sanukitoid intrusion. Tectonic reactivation facilitated syntectonic granite emplacement, marking a shift from vertical to horizontal tectonics and stabilizing the crust (Fig. 10c). These events reflect global Archean tectonics, demonstrating lithospheric reworking via subduction and collision, shaping the complex history of the Sapucaia Subdomain and broader Carajás Province (Palin *et al.* 2020).

The genesis of sanukitoids in the Carajás Province is also discussed in this proposed model. As previously reported, Costa *et al.* (2020) proposed that sanukitoids formed under a vertical tectonic regime. However, this model lacks robust petrological, isotopic, and

structural evidence to explain mantle metasomatism. As discussed in this study (Section 6.2), vertical tectonics may account for localized melting and moderate enrichment in large-ion lithophile elements (LILE), but it fails to fully explain the pronounced geochemical features of Archean sanukitoids, such as high Mg, Cr, and Ni contents and significant HFSE depletion. Conversely, subduction models provide a more plausible framework, with slab-derived fluids metasomatizing the mantle wedge, leading to enhanced LILE enrichment and arc-like geochemical signatures (Heilimo *et al.* 2013, Laurent *et al.* 2014). Isotopic data from this study also supports a subduction-related origin, indicating mantle-derived sources with slab input and potential crustal contamination. A possible process causing the partial melting of the mantle is the breakoff of the subducting slab (Silva *et al.* 2023). This mechanism could allow for variable input from high $\delta^{18}\text{O}$ reservoirs (altered upper oceanic crust, fluids, or sediments) and lower $\delta^{18}\text{O}$ reservoirs (lower oceanic crust, mantle), as well as asthenospheric upwelling causing mantle metasomatism and partial melting in the mantle wedge, as suggested in other Archean cratons worldwide (Heilimo *et al.* 2013, Whalen *et al.* 2004). An alternative mechanism could involve abrupt crustal delamination after the accretion of continental crust, as discussed by Whalen *et al.* (2004) and Heilimo *et al.* (2010). The temporal restriction of sanukitoids to the late Archean further aligns with a transition from vertical to horizontal tectonic processes, associated with terrane amalgamation and continental collision (Cawood *et al.* 2018, Palin *et al.* 2020, Silva *et al.* 2023).

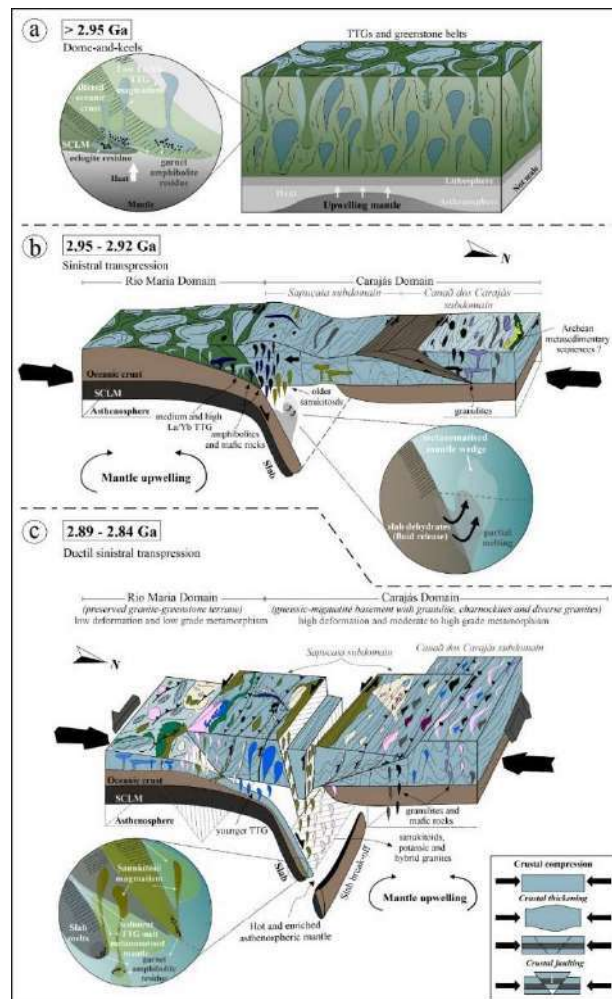


Figure 10 - Proposed geotectonic model for the Archean crust of the Sapucaia Subdomain. a) Dome-and-keels setting (> 2.95 Ga): The initial phase is characterized by sagduction, drip-tectonics, or vertical tectonics, leading to the formation of greenstone belt sequences. The partial melting of basalts (altered oceanic crust), transformed into amphibolites, generated tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) magmas. The ascent of these magmas intruded into the greenstone sequences, resulting in the characteristic domes-and-keels structural configuration; b) Transitional tectonic regime (2.95–2.92 Ga): This phase marks a progressive transition in the tectonic regime. The collision between the Carajás Domain and the Rio Maria Domain induced continuous crustal thickening, faulting and the onset of subduction processes. A propagation of E-W-oriented shear zones, predominantly dipping southward, was accompanied by the emplacement of TTG magmas and amphibolites. Sanukitoid magmatism, although limited, is documented at approximately 2.92 Ga. c) Subduction (2.89–2.84 Ga): Following a period of tectonic quiescence, subduction processes became more effective. During this phase, the Sapucaia Subdomain crust underwent exhumation, and concurrent with this activity, granulitic rocks from the lower crust were uplifted and the older TTG basement (migmatized gneisses) underwent reworking. Around 2.87 Ga, partial melting of an enriched mantle produced Mg-rich parental magmas of the Água Limpa suite sanukitoids. After 2.87 Ga, the melting of TTG granitoids at the base of the crust generated granitic liquids. The reactivation of shear zones facilitated interactions between compositionally distinct magmas, resulting in the formation of hybrid granitoids.

4.8 CONCLUSIONS

1. Zircon isotopic data for the Água Limpa sanukitoid suite reveal $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values ranging from -3.3 to $+2.1$, $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ ages between 2.9 and 3.2 Ga, and $\delta^{18}\text{O}$ values of 5.0 to 7.6‰. These results indicate magma derived from a predominantly juvenile source affected by slight crustal contribution and/or contamination. Whole-rock Nd isotopic data show $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values between -0.5 and $+2.9$, while Pb-Pb isotopic analysis of K-feldspar ($\mu > 10$) supports a mantle origin modified by crustal contamination.
2. The isotopic data presented in this study suggests mantle metasomatism induced by melts from a dehydrating slab in a subduction environment, combined with contributions from intracrustal contamination.
3. Geochemical modeling indicates that the muscovite-bearing granitoids and monzogranites of the Água Limpa suite were generated by 11–15% partial melting of mantle peridotite enriched by 30–32% slab-derived melts. Residual phases include orthopyroxene, garnet, clinopyroxene, phlogopite, and magnetite. Unlike the granodiorite and tonalite varieties of this suite, the presence of phlogopite in the residue highlights a greater degree of crustal involvement.
4. The emplacement of the Água Limpa suite sanukitoids occurred in the upper crust, with their ascent facilitated by shear zones that served as conduits for interaction between mantle- and crust-derived magmas.
5. The formation of the sanukitoids from the Água Limpa suite is more consistent with horizontal tectonic processes than vertical ones. Their genesis involved the subduction of oceanic crust followed by microcontinental collision, which generated significant volumes of mantle- and crust-derived magmas over a relatively short time span (~ 2.87 Ga). This interpretation aligns with the formation mechanisms proposed for other Archean sanukitoids in the Carajás Province and globally.

REFERENCES

- Albaréde F. 1995. *Introduction to Geochemical Modeling*. New York, Cambridge, 543 p.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, **17**:1–29.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., 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**:201–221.
- 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.
- Andersen T., Andersson U.B., Graham S., Åberg G., Simonsen S.L. 2009. Granitic magmatism by melting of juvenile continental crust: new constraints on the source of Paleoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon. *Journal of the Geological Society*, **166**:233–248.
- Bauer A.M., Fisher C.M., Vervoort J.D., Bowring S.A. 2017. Coupled zircon Lu–Hf and U–Pb isotopic analyses of the oldest terrestrial crust, the > 4.03 Ga Acasta Gneiss Complex. *Earth and Planetary Science Letters*, **458**:37–48.
- Bédard J.H. 2018. Stagnant lids and mantle overturns: Implications for Archaean tectonics, magma genesis, crustal growth, mantle evolution, and the start of plate tectonics. *Geoscience Frontiers*, **9**:19–49.
- 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**:457–466.
- Ben Othman D., Fourcade S., Allégre C.J. 1984. Recycling process in granite-granodiorite complex genesis: the Querigut case studied by Nd-Sr isotope systematic. *Earth and Planetary Science Letters*, **69**:290–300.
- 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.
- Capitanio F.A., Nebel O., Cawood P.A., Weinberg R.F., Clos F. 2019. Lithosphere differentiation in the early Earth controls Archean tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, **525**:115–755.
- 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. *Phil. Trans. R. Soc. A*, **376**(20): 170–405.

Chauvel C, Lewin E, Carpentier M, Arndt NT, Marini JC. 2008. Role of recycled oceanic basalt and sediment in generating the Hf-Nd mantle-array. *Nature Geosci.*, **1**:64–67.

Choukroune P., Ludden J.N., Chardon D., Calvert A.J., Bouhallier H. 1997. Archaean crustal growth and tectonic processes: a comparison of the Superior Province, Canada and the Dharwar Craton, India. *Geological Society of London*, **121**:63–98.

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**:102–817.

Cordani U.G., Sato K., Teixeira W., Tassinari C.C.G., Basei M.A.S. 2000. Crustal evolution of the South American platform. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. and Campos, D.A. (eds) Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, *Anais[...]*. p. 19–40.

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., Lamarão C.N. 2013. Geologia do subdomínio de transição do Domínio Carajás – implicações para a evolução Arqueana da Província Carajás – Pará. In: 13th Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Anais[...]*. p. 22–26.

DePaolo D.J. & Wasserburg G.J. 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, **1**:22–34.

DePaolo D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, **53**(2):189–202.

Eiler JM. 2001. Oxygen isotope variations of basaltic lavas and upper mantle rocks. *Rev Mineral Geochem*, **43**:319–364.

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

Felix W.Q., Oliveira D.C., Silva L.R., Silva F.F. 2020. Charnockites from Carajás Province, SE Amazonian Craton (Brazil): petrogenetic constraints and intensive crystallization parameters. *Journal of South American Earth Sciences*, **101**:102–598.

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.

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**:533–564.

- 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*. Belém, *Anais[...]*. p. 11–22.
- Gardiner N.J., Johnson T.E., Kirkland C.L., Szilas K. 2019. Modelling the Hafnium–Neodymium Evolution of Early Earth: A Study from West Greenland. *Journal of Petrology*, **60**(1), 177–197.
- Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A., Saeed A. 2006. Comment: Hf-isotope heterogeneity in zircon 91500. *Chemical Geology*, **233**:258–363.
- Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S., Xu X., Zhou. X. 2002. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, **61**(3-4):237–269.
- 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. 2018. Pb isotopes – a multi-function tool for assessing tectonothermal events and crust–mantle recycling at late Archean convergent margins. *Lithos*, **321**:207–221.
- 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**:27–39.
- Heilimo E., Halla J., Andersen T., Huhma H. 2013. Neoproterozoic crustal recycling and mantle metasomatism: Hf–Nd–Pb–O isotope evidence from sanukitoids of the Fennoscandian shield. *Precambrian Research*, **228**:250–266.
- Heinonen A., Andersen T., Rämö O. T., Whitehouse M. 2015. The source of Proterozoic anorthosite and rapakivi granite magmatism: evidence from combined in situ Hf–O isotopes of zircon in the Ahvenisto complex, southeastern Finland. *Journal of the Geological Society*, **172**(1):103–112.
- Jayananda M., Moyen J.F., Martin H., Peucat J.J., Auvray B., Mahabaleswar B. 2000. Late Archean (2550–2520) juvenile magmatism in the Eastern Dharwar Craton, southern India: constraints from geochronology, Nd–Sr isotopes and whole rock geochemistry. *Precambrian Research*, **99**:225–254.
- Janoušek V., Moyen J.-F., Martin H., Erban V., Farrow C. 2015. Geochemical Modelling of Igneous Processes – Principles and Recipes in R Language. Bringing the Power of R to a Geochemical Community. *Springer*, **1**:325–345.

- 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. *Chem. Geol.*, **211**:47–69.
- Johnson M.C. & Plank T. 1999. Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **1** (12):22–39.
- Kessel R, Schmidt MW, Ulmer P, Pettke T. 2005. Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120–180 km depth. *Nature*, **437**:724–727.
- Kemp A.I.S., Wilde S.A., Hawkeswoth C.J., Coath C.D., Nemchin A., Pidgeon R.T., Vervoort J.D., DuFrane S.A. 2010. Hadean crustal evolution revisited: New constraints from Pb–Hf isotope systematics of the Jack Hills zircons. *Earth and Planetary Science Letters*, **296**:45–56.
- Kogiso T., Tatsumi Y., Nakano S. 1997. Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust. 1. Experiments and implications for the origin of ocean island basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **148** (1–2):193–205.
- 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., Björnsen J., Wotzlaw J.-F., Bretscher S., Pimenta Silva M., Moyen J.-F., Ulmer P., Bachmann O. 2020. Earth’s earliest granitoids are crystal-rich magma reservoirs tapped by silicic eruptions. *Nature Geoscience*, **13**:163–169.
- Leite A.A.S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitoides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*. PhD thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 213 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.S. & 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.
- Li X., Tang G., Gong. B., Yang. Y., Hou K., Hu Z., Li Q., Liu Y., Li W. 2013. Qinghu zircon: A working reference for microbeam analysis of U-Pb age and Hf and O isotopes. *Chinese Science Bulletin*, **58**(36):4647–4654.
- Lugmair G.W. & Marti K. 1978. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **39**(3):349–357.
- Marangoanha B., Oliveira D.C., Galarza M.A., Marques G.T. 2020. Crustal anatexis and mantle-derived magmas forming Neoarchean A-type granitoids in Carajás Province, northern Brazil: petrological evidence and tectonic control. *Precambrian Research*, **338**:105–585.

- Martin H., Moyen J.F., Rapp R.P. 2009. The sanukitoid series: magmatism at the Archaean-Proterozoic transition. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, **100**:15–33.
- McDonough W.F. 2014. Compositional models for the Earth's core. In: Carlson, R.W. (ed.) *Treatise on Geochemistry: The Mantle*. 2nd ed. Elsevier, 559–576 p.
- McLennan S.M. 1988. Recycling of continental crust. *Nature*, **128**:683–724.
- 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.
- 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**:102–831.
- Moyen J.F., Martin H., Jayananda M., Auvray B. 2003. Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research*, **127**:103–123.
- 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.
- Mulder J.A., Nevel O., Gardiner N.J., Cawood P.A., Wainwright A.N., Ivanic T.J. 2021. Crustal rejuvenation stabilised Earth's first cratons. *Nat Commun*, **12**:3535–3610.
- Nascimento A.C., Oliveira D.C., Gabriel E.O., Leite-Santos P.J. 2024. Geology, geochemistry and zircon SHRIMP U–Pb geochronology of Mesoarchean high-Mg granitoids: constraints on petrogenesis, emplacement timing and deformation of the Água Limpa suite in the Carajás Province, SE Amazonian Craton. *Journal of the Geological Society*, **182**:1–20.
- Nascimento A.C., de Oliveira D.C., Gabriel E.O., Marangoanha B., Silva L.R., Aleixo E.C. 2023. Mineral chemistry of the Água Limpa suite: insights into petrological constraints and magma ascent rate of Mesoarchean sanukitoids from the Sapucaia terrane (Carajás Province, southeastern Amazonian Craton, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **132**: 104–683.
- Nasdala L., Hofmeister W., Norberg N., Mattinson J.M., Corfu F., Dörr W., Kamo S.L., Kennedy A.K., Kronz A., Reiners P.W., Frei D., Kosler J., Wan J., Götze J., Häger T., Kröner A., Valley J.W. 2008. Zircon M257 - a Homogeneous Natural Reference Material for the Ion Microprobe U-Pb Analysis of Zircon. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **32**(3): 247–265.
- Nebel O, Capitanio FA, Moyen J-F, Weinberg RF, Clos F, Nebel-Jacobsen YJ, Cawood PA. 2018. When crust comes of age: on the chemical evolution of Archaean, felsic continental crust by crustal drip tectonics. *Phil. Trans. R. Soc. A*, **376**: 103–115.
- 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 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 E.C., Lafon J.M., Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**:114-127.
- Oliveira D.C., Silva L.R., Nascimento A.C., Marangoanha B., Gabriel E.O., Leite-Santos P.J., Machado J.R.M., Felix W.Q., Silva-Silva L.C., Santos R.F. 2023. Revisão litoestratigráfica com implicações para compartimentação tectônica da Província Mineral de Carajás, sudeste do Cráton Amazônico. In: 17th Simpósio de Geologia da Amazônia, Santarém, *Anais*[...]. p. 434–441.
- Palin R.M., Santosh M., Cao W., Li S., Hernández-Urbe D., Parsons A. 2020. Secular change and the onset of plate tectonics on Earth. *Earth-Science Reviews*, **207**:103–172.
- Plank T. & Langmuir C.H. 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.*, **145**:325–394.
- 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**:597–606.
- Polat A., Wang L., Appel P.W.U. 2015. A review of structural patterns and melting processes in the Archean craton of West Greenland: Evidence for crustal growth at convergent plate margins as opposed to non-uniformitarian models. *Tectonophysics*, **662**:67-94.
- 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.
- Ravindran A., Mezger K., Balakrishnan S., Berndt J., Ranjan S., Upadhyay D. 2023. Formation of Paleo- to Meso-Archean continental crust in the western Dharwar Craton, India: Constraints from U–Pb zircon ages and Hf–Pb–Sr isotopes of granitoids and sedimentary rocks. *Chemical Geology*, **615**:121–196.
- 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*, **9**:597–633.
- Rollinson H. 1993. *Using Geochemical Data*. New York, Longman, 711 p.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M.M. and Gonçalves, J.H. (eds) Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 169–226 p.

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

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.

Scherer E, Münker C., Mezger K. 2001. Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*, **293**:683–687.

Schneider K.P., Hoffmann J.E., Boyet M., Münker C., Kröner A. 2018. Coexistence of enriched and modern-like ^{142}Nd signatures in Archean igneous rocks of the eastern Kaapvaal Craton, southern Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, **487**:54–66.

Silva L.R., Oliveira D.C., Galarza M.A., Nascimento A.C., Marangoanha B., Marques G.T. 2023. Zircon U–Pb–Hf isotope and geochemical constraints on the petrogenesis and tectonic setting of Mesoproterozoic granitoids from the Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **398**:107–204.

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**:102–696.

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**:1653–1671.

Smithies R.H., Champion D.C., Sun S.S. 2004. Evidence for Early LREE-enriched mantle source regions: diverse magmas from the c. 30 Ga Muller Basin, Pilbara Craton, NW Australia. *Journal of Petrology*, **45**:1515–1537.

Song D, Xiao W, Han C, Tian Z, Wang Z. 2013. Provenance of metasedimentary rocks from the Beishan orogenic collage, southern Altaids: constraints from detrital zircon U–Pb and Hf isotopic data. *Gondwana Res.*, **24**:1127–1151.

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[...]*. p. 43.

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 Letters*, **219**(3–4):311–324.

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 A.L. & Hanson G. 1991. Archean high-Mg granodiorite: a derivative of light rare earth element-enriched monzodiorite of mantle origin. *Journal of Petrology*, **32**:201–238.

Stevenson R., Henry P., Gariépy C. 1999. Assimilation–fractional crystallization origin of Archean sanukitoid suites: Western Superior Province, Canada. *Precambrian Research*, **96**: 83–99.

Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 2004. Evolução tectônica do cráton amazônico. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. and Bley de Brito-Neves, B.B. (eds) *Geologia do continente Sul-Americano. Evolução da obra de F.F.M. de Almeida*. Rio de Janeiro, BECA, 471–486.

Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W. 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, **29** (1–4):293–309.

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.

Valley J.W., Lackey J.S., Cavosie A.J., Clechenko C.C., Spicuzza M.J., Basei M.A.S., Bindeman I.N., Ferreira V.P., Sial A.N., King E.M., Peck W.H., Sinha A.K., Wei C.S. 2005. 4.4 billion years of crustal maturation: oxygen isotope ratios of magmatic zircon. *Contrib. Mineral Petrol.*, **150**:561–580.

Valley J.W., Kinny P.D., Schulze D.J., Spicuzza M.J. 1998. Zircon megacrysts from kimberlite: Oxygen isotope variability among mantle melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **133**:1–11.

Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T.R. 2008. *Geologia e recursos minerais do Pará: texto explicativo dos mapas geológico, tectônico e de recursos minerais do estado do Pará*. Belém, CPRM, 328 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., Plank T., Prytulak J. 2011. The Hf–Nd isotopic composition of marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **75** (20):5903–5926.

Whalen J.B., Percival J.A., McNicoll V.J., Longstaffe F.J. 2004. Geochemical and isotopic (Nd–O) evidence bearing on the origin of late- to postorogenic high-K granitoid rocks in the Western Superior Province: implications for late Archean tectonomagmatic processes. *Precambrian Research*, **132**:303–326.

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.

**5 ARTIGO 3 FROM GNAISSE-MIGMATIZED TO CRUSTALLY-DERIVED
GRANITES: EVIDENCE OF PARTIAL MELTING AND REWORKING
DURING THE MESOARCHEAN CRUSTAL EVOLUTION IN THE
SOUTHEASTERN CARAJÁS PROVINCE (AMAZONIAN CRATON, BRAZIL)**

Aline Costa do Nascimento

Davis Carvalho de Oliveira

Marco Antonio Galarza

Albano Antônio da Silva Leite

Roberto Dall'Agnol

Eleilson Oliveira Gabriel

João Orestes Schneider Santos

Fabriciana Vieira Guimarães

Artigo: Em preparação.

5.1 ABSTRACT

The mechanisms governing the formation of tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) suites and their transition to potassium-rich granitoids—representing a pivotal phase of Archean intracrustal differentiation—remain a subject of debate. The Mesoarchean Sapucaia Subdomain, situated within the Carajás Province, preserves a diverse suite of granitoids dated to 2.95–2.86 Ga, providing a valuable framework to investigate these processes. This study encompasses fieldwork, petrology, geochemistry, thermodynamic modelling, whole-rock Sm–Nd, and Lu–Hf zircon isotopic analysis on gneiss, TTG, and K-rich granite. The findings indicate: (1) the 2.95–2.93 Ga gneisses-migmatite of the Caracol Complex represents the basement of the Sapucaia Subdomain; (2) the Água Fria trondhjemite crystallized at ca. 2.87 Ga; and (3) the Xinguara granite was emplaced later, with crystallization occurring at ca. 2.86 Ga, which is coeval with the peak of metamorphism in the Carajás province. Field and structural data reveal that most of these granitoids underwent intense metamorphism, deformation, and associated anatexis. The gneisses and TTG exhibit high SiO₂ and Na₂O, low MgO, variable Sr, Y, and Yb concentrations, pronounced REE fractionation ($La_N/Yb_N = 15.49–165.24$), and Eu anomalies ($Eu/Eu^* \sim 0.24$). Isotopic data show $\epsilon_{Hf}(t)$ and $\epsilon_{Nd}(t)$ values ranging from strongly positive to negative (–3.37 to +5.75), with Hf–T_{DM}^C and Nd–T_{DM} model ages between 3.21 and 2.89 Ga. In contrast, the Xinguara granite is characterized by higher SiO₂ and K₂O, lower Na₂O and CaO, and more pronounced negative Eu anomalies relative to the other units. Geochemical modeling suggests that TTG and gneisses formed via partial melting of 5–15% hydrous metabasalts in a magmatic arc, leaving garnet amphibolite residues. The Xinguara granite originated from partial melting of 40–65% pre-existing felsic crust. Migmatites show multi-phase melting, evidenced by orthogneiss and amphibolite paleosome, granodioritic neosome, biotite-rich melanosome, and granite leucosomes, forming stromatic, net-structured, schollen, and schlieren structures. The anatectic granite liquid intruded the gneissic-migmatitic basement as discordant dykes through distinct pulses of magma transfer facilitated by regional faults and shear zone reactivation, forming laccoliths in the final stage of emplacement. The partial melting processes, crustal reworking and geochemical differentiation from sodic to potassic nature highlight the early Archean intracrustal differentiation in the Sapucaia Subdomain from the Carajás Province.

Keywords: Na- to K-rich granitoids, migmatites, crustal growth, Mesoarchean, Carajás Province.

5.2 INTRODUCTION

Archean grey gneisses and greenstone belts dominate 60–80% of the exposed Archean crust, while K-rich granites constitute approximately 20%, forming later than tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) suites in many cratons (Laurent *et al.* 2014). This transition from Na-rich TTG granitoids to K-rich granites marks a critical phase in Archean intracrustal differentiation and tectonic regime (Moyen 2019). Investigating the petrogenetic relationships and geochemical evolution of these rocks is essential for deciphering crustal growth and maturation in Archean cratons (Martin *et al.* 2009, Hawkesworth *et al.* 2018). Thus, migmatites, formed through partial melting of plutonic protoliths, also play a crucial role for these processes, representing both products and agents of crustal differentiation (Sawyer 2008). Their geochemical features are shaped by the composition of the protolith and melting reactions, which induce chemical disequilibrium between melt and residue (Sawyer 2010). They often form at granulite-facies conditions and shear zones, where melt migration facilitates crustal reworking (Sawyer 2010).

There is now a consensus that TTG magmas are sourced from the partial melting of hydrated basaltic melts with residual amphibole and garnet (Martin *et al.* 2009, Rapp *et al.* 2010). However, the tectonic setting related to their formation remains controversial. Proposed geodynamic models include partial melting of subducted slabs, oceanic plateaus, root zones of volcanic arcs related to subduction (Moyen & Martin 2012), or hydrous thickened basaltic crust in the lowest crust (Smithies *et al.* 2004). These models have distinct implications for the nature of the basaltic source and the partial melting processes of these rocks (Martin *et al.* 2009). TTGs are characterized by Na-enrichment ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$), $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15$ wt%, $\text{Mg\#} = 0.43\text{--}0.51$, $\text{Cr} = 29$ ppm, $\text{Sr} > 400$ ppm, and low HREE ($\text{Y} < 15$ ppm, $\text{Yb} < 1.6$ ppm), resulting in high $\text{Sr/Y} > 40$ and strongly fractionated REE ($\text{La/Yb}_\text{N} = 15\text{--}100$) (Martin & Moyen 2002). In contrast, late Archean K-rich granites are characterized by $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 1$ and show moderately fractionated REE patterns ($\text{La/Yb}_\text{N} < 30$) (Moyen 2019). K-granites are largely attributed to the partial melting of pre-existing TTG crust and/or by the melting of mixed mantle and crustal sources (Laurent *et al.* 2014). The first model is widely accepted, because it can explain the observation that K-granites generally post-date TTGs, and is supported by experimental, petrographic, and geochemical evidence (Martin *et al.* 2009). These granites record a significant geodynamic change on the Earth (Hawkesworth *et al.* 2018).

In the Sapucaia Subdomain of the southeastern Carajás Province, the interplay of grey-gneisses, TTG, K-granites and migmatites reflects a protracted history of crustal evolution (Nascimento *et al.* 2023). Field investigations and zircon U–Pb geochronology aim to constrain the ages of the Caracol gneisses Complex, Água Fria TTG, and Xinguara K-granite and their relationship with migmatite formation, shedding light on Mesoarchean intracrustal differentiation and geodynamic evolution of the province. The Sapucaia Subdomain uniquely preserves geological features of both the Rio Maria and Carajás Domains, offering a window into Archean tectonic transitions from sagduction to modern-style subduction (Nascimento *et al.* 2024). This study aims to (1) document the field relationships and migmatite structures of Mesoarchean granitoids; (2) constrain the geochronology of gneissic basement of the studied area; (3) evaluate their petrogenetic mechanisms and thermodynamic evolution; (4) to discuss the geochemical and isotopic constraints underlying the diversity and maturation of Mesoarchean granitoids in the Sapucaia Subdomain, and (5) explore the metamorphic history of these granitoids, providing insights into continental crust evolution in the Archean Earth. Constraining the processes by which continental crust was generated and differentiated is essential for understanding the tectonic settings in the Archean and how these changed through geological time.

5.3 GEOLOGICAL BACKGROUND

The Amazonian Craton, located in the northern region of the South American platform (Fig. 1a, b), is recognized as one of the most geologically stable and well-preserved blocks globally (Almeida *et al.* 1981). This extensive continental block is interpreted to have formed through the amalgamation of several Archean microcontinents along Paleoproterozoic and Mesoproterozoic (Cordani *et al.* 2000). By the end of the Mesoproterozoic, the craton achieved tectonic stability and remained largely unaffected by the tectonothermal events associated with the surrounding Brasiliano-Pan African orogens (Cordani *et al.* 2000, Vasquez & Rosa-Costa 2008). Within the Amazonian Craton, the Carajás Province represents the Archean nucleus and is structurally divided in two principal tectonic domains by extensive E–W trending regional shear zones: the Rio Maria domain to the south and the Carajás domain to the north (Fig. 1c).

The Mesoarchean Rio Maria domain is a typical ‘granite–greenstone’ terrane featuring large (45–35 km diameter) dome-like structures flanked by curvilinear belts of low-grade metavolcanic and metasedimentary rocks, such as those of the Andorinhas greenstone belts, dated to 3.0–2.97 Ga (Vasquez & Rosa-Costa 2008). The basement of this domain also comprises TTG suites dated at 2.98–2.92 Ga (Almeida *et al.* 2011, 2013). Multiple pulses of diverse magmatism led to the formation of granitic suites, consisting of sanukitoids, potassic and hybrid granites, and enriched late TTGs, all of which are dated to 2.88–2.87 Ga and exhibit a regional fabric trending NW–SE to E–W (Almeida *et al.* 2011, 2013, Oliveira *et al.* 2010, Santos & Oliveira 2016 and references therein). Overlying these Archean lithologies are sedimentary sequences of the Rio Fresco Group (Vasquez & Rosa-Costa 2008).

In contrast, the Meso- to Neoarchean Carajás domain exhibits a folded, imbricated and sheared structural architecture compared to the Rio Maria domain (3.07–2.70 Ga; Marangoanha *et al.* 2020). This domain is subdivided into three distinct subdomains: the Sapucaia subdomain, Canaã dos Carajás subdomain, and Carajás basin (Dall’Agnol *et al.* 2013). The basement assemblage of this crustal block underwent significant regional deformation during the Mesoarchean (3.0–2.8 Ga), driven by the collision between the Carajás and Rio Maria blocks (Marangoanha *et al.* 2020, Silva *et al.* 2023, Nascimento *et al.* 2024). This tectonic event led to the development of WNW–ESE-trending ductile sinistral strike-slip and thrust shear zones, with SW to NE-directed transport (Pinheiro & Holdsworth 2000). However, the Rio Maria domain experienced only weak deformation during this

event (Nascimento *et al.* 2024). Neoarchean granites and supracrustal sequences within the Carajás domain further record deformation associated with the reactivation of WNW–ESE Mesoarchean structures (Pinheiro & Holdsworth 2000; Fig. 1d).

Our study area is situated within the Sapucaia subdomain, which shares lithological characteristics with the Rio Maria domain, composed of greenstone belts, TTGs, sanukitoids, potassic and hybrid granites (Fig. 1e). However, the Sapucaia subdomain's basement rocks reflect varying intensities of metamorphism and deformational episodes (Nascimento *et al.* 2023), associated with posterior Neoarchean magmatism that align with the Carajás domain's evolution (Oliveira *et al.* 2023). The Canaã dos Carajás subdomain, which forms the basement of the Carajás basin, is characterized by an E–W oriented imbricated structure, known as the Itacaiúnas shear zone (Pinheiro & Holdsworth 2000). This terrane is noted for its scarcity of TTGs, the dominance of biotite granites and the presence of migmatites, granulites, and charnockites (Feio *et al.* 2013, Felix *et al.* 2020, Marangoanha *et al.* 2020, Rodrigues *et al.* 2014). The Carajás basin itself comprises Neoarchean metavolcanosedimentary sequences (> 2.76 Ga), intruded by contemporaneous bimodal magmatic rocks, including mafic–ultramafic rocks and subalkaline granites (Vasquez & Rosa-Costa 2008). The entire province was overprinted by a significant thermal episode at 1.88 Ga, characterized by widespread anorogenic granitic plutonism (Dall'Agnol & Oliveira 2007).

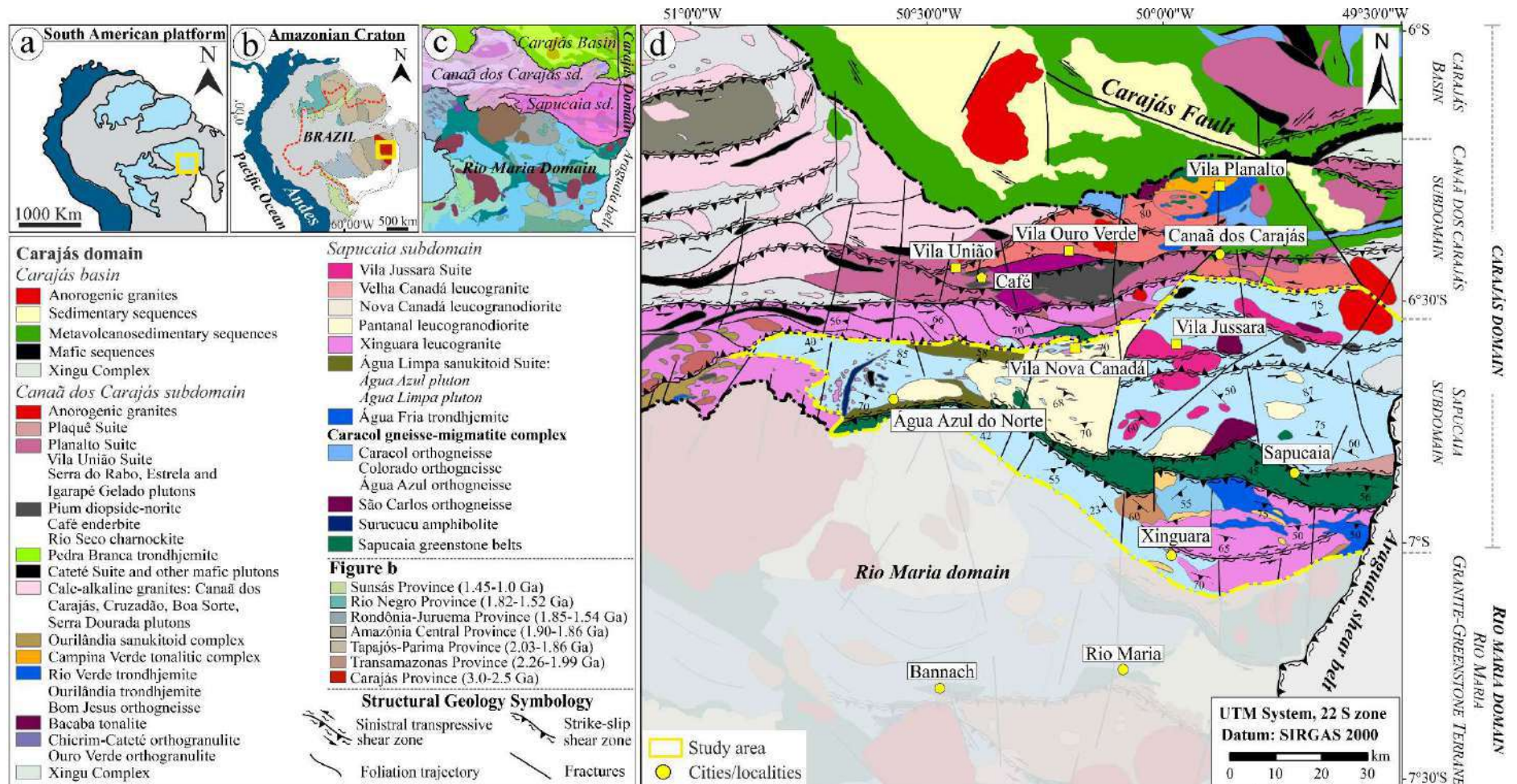


Figure 1 - Regional context of the Carajás Province: (a) location of the Amazonian Craton and Carajás Province (highlighted in a yellow square) on the South American platform (Almeida *et al.* 1981); (b) geochronological provinces based on Tassinari & Macambira (2004) and tectonic boundaries sourced from Santos (2003); (c) updated subdivision of the lithotectonic terranes (Oliveira *et al.* 2023, Silva *et al.* 2023) of the Carajás Province (Dall'Agnol *et al.* 2013); (d) geological map of the Carajás (Nascimento *et al.* 2024).

5.4 ANALYTICAL PROCEDURES

5.4.1 Whole-rock geochemistry

Geochemical analyses were performed on 177 samples of mapped TTG, gneisses, and K-granite (Supplementary Table 1). Partial results were previously published (Leite *et al.* 1999, Santos *et al.* 2013, Silva *et al.* 2014, Santos *et al.* 2018). This study includes new geochemical data for migmatites (neosome and leucosome). Sample preparation was conducted at the IG/UFGA (Brazil) and involved crushing 5 kg of sample by using both primary and secondary jaw crushers to achieve particles between 0.3 and 0.1 mm in size. The material was then powdered in an agate swing mill to reach a particle size of $< 10 \mu\text{m}$. Major and trace elements were analyzed at ACME Analytical Laboratories (Vancouver, Canada). Powders were prepared via lithium borate fusion, with major elements determined by ICP-OES and trace elements by ICP-MS following digestion in a four-acid mixture (HF, HNO₃, HCl, H₂O₂). Loss on ignition (LOI) was calculated from weight differences after heating to 1000°C. Reproducibility, based on international standards (GS-311-1, GS910-4, OREAS45EA) and replicates, was better than 0.01% for major elements and 0.1–0.5% for trace elements, aligning with expected values. Analytical procedures are detailed at <https://www.acmelabs.com>. Geochemical diagrams were generated using Geochemical Data Toolkit 4.1 (Janoušek *et al.* 2015).

5.4.2 U-Pb geochronology by SHRIMP and LA-MC-ICP-MS in zircon

Zircon grains from TTG, gneisses, and K-granite were separated at the Isotopic Geology Laboratory, Federal University of Pará (Pará-Iso/UFGA). Approximately 5 kg of rock was crushed, ground, and sieved into fractions of 250, 175, 125, and 75 μm , followed by processing with an isodynamic magnetic separator and handpicking under a binocular microscope. Analyses using a sensitive high-resolution ion microprobe (SHRIMP IIe/MC) were conducted at the GeoLab/IGc/USP Laboratory (University of São Paulo) and the John de Laeter Center at Curtin University (Perth, Western Australia). In contrast, laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS) was performed at the Pará-Iso Laboratory (UFGA). Zircon grains were mounted in epoxy resin and polished to expose their crystal centers. The internal structure of the zircons was examined using cathodoluminescence (CL) and backscattered electron (BSE) imaging to identify suitable target sites for U-Pb analyses. CL and BSE imaging were carried out using a JEOL JXA-8230 scanning electron microprobe (SEM) operating at 15 kV, 20 mA, with a working

distance of 11 mm, at the Microanalysis Laboratory (UFPA). In situ high-resolution SHRIMP dating of zircon crystals used 15 μm diameter spots, with TEMORA 1 as the zircon standard ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 416.78 ± 0.33 Ma; Black *et al.* 2003). For laser ablation analyses, 25 μm diameter spots were used, employing primary zircon standards GJ-1 (608.5 ± 1.5 Ma; Jackson *et al.* 2004) and secondary zircon BB (560 ± 0.4 Ma; Santos *et al.* 2017). Raw data reduction was performed using the SQUID 1.06 Excel macro and concordia diagrams were generated with ISOPLOT 4.15 (Ludwig 2009). Common lead corrections were applied based on ^{204}Pb (Stacey & Kramers 1975). Isotopic ratio and age uncertainties were reported at the 1% level, while weighted mean ages were provided with 95% confidence limits (Supplementary Table 2-15). The approach to determining the most robust statistics and “best” U-Pb age followed the recommendations of Spencer *et al.* (2016). Since all samples are older than 1.5 Ga, ages were calculated using the weighted mean of the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios, and the acceptability of the mean square weighted deviation (MSWD) was assessed for evidence of over- or under-dispersion.

5.4.3 Zircon Lu-Hf isotope data

In situ Lu-Hf analyses of zircon were performed using a high-resolution multicollector Neptune Thermo Finnigan mass spectrometer, coupled with a Nd:YAG LSX-213 G2 CETAC laser microprobe, at the Isotope Geology Laboratory (Pará-Iso/UFPA, Brazil). The methodology followed the protocol established by Milhomem Neto *et al.* (2019). The ICP-MS operational parameters included a cooler flow of 16.0 L/min for argon gas (Ar), 0.7–0.8 L/min of auxiliary Ar, 1.2–1.3 L/min of carrier Ar, a power setting of 1200 W, and an extraction voltage of -2000 . Measurements were carried out in low-resolution static mode using eight Faraday collectors. The laser ablation utilized a 50 μm spot diameter. During analysis, helium gas (He), responsible for transporting ablated material to the ICP-MS, flowed at 450–500 mL/min, with a laser frequency of 10 Hz and an ablation duration of approximately 60 seconds. The laser operated at 50% power, achieving an energy density of 4–5 J/cm², which yielded a signal intensity of 1–3 V for ^{178}Hf . The Mud Tank zircon (732 ± 1 Ma; Black & Gulson 1978) served as the reference material for the $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratio. Analytical sequences consisted of three sample analyses interspersed with one analysis of the reference zircon. To address isobaric interferences of Lu and Yb isotopes with a mass of 176, concurrent measurements of Lu, Hf, and Yb isotopes were conducted. Corrections were based on isotopic ratios $^{173}\text{Yb}/^{171}\text{Yb}$, $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, $^{175}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$. The interference between ^{176}Lu

and ^{176}Yb was resolved using a correction equation that incorporated a mass fractionation factor (β) for Lu and Yb. This factor, derived from the measured interference-free isotopes ^{175}Lu and ^{173}Yb , was normalized to the accepted values of $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu} = 0.026549$ (Chu *et al.* 2002) and $^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb} = 0.786956$ (Thirlwall & Anczkiewicz 2004). The β factor, specific to Hf, Yb, and Lu, was calculated for each measurement, as it directly depended on the ratios of the relevant isotopes. Additionally, isotopic fractionation caused by the instrument was corrected following the exponential law (Russell *et al.* 1978). Yb isotopic ratios were normalized to a $^{173}\text{Yb}/^{171}\text{Yb}$ value of 1.12466 (Thirlwall & Anczkiewicz 2004), while Hf isotopic ratios were adjusted using a $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ value of 0.7325 (Patchett & Tatsumoto 1980). To process the raw data and obtain corrected $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ and $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ratios for each point, a Microsoft Excel macro was employed. Out of 50 integrated data points (1.049 s/point), approximately 45 values were selected after applying a 2σ outlier test (Supplementary Table 16).

5.4.4 Whole-rock Sm-Nd isotope data

Sm-Nd isotope analyses were performed on 19 samples that had previously been prepared for whole-rock geochemistry (Supplementary Table 17). The measurements were carried out using a Thermo Finnigan Neptune MAT-262 multicollector inductively coupled plasma mass spectrometer (MC-ICP-MS) equipped with Faraday collectors, operating at the Isotopic Geology Laboratory (Pará-Iso/UFGA) and the Geochronology Laboratory at Brasília University (Brazil). For each sample, approximately 100 mg of rock powder was weighed into a Teflon high-pressure vessel, where it was combined with a $^{150}\text{Nd}/^{149}\text{Sm}$ tracer solution and a mixture of HF and HNO_3 acids. The reaction took place at 150°C for seven days, following the methodology outlined by Oliveira *et al.* (2008). After digestion, the solution was evaporated to dryness, redissolved in HF and HNO_3 , and subjected to another drying cycle. It was then dissolved in 6N HCl, followed by sequential evaporation and redissolution in 2N HCl. Rare earth elements (REEs) were isolated using ion exchange chromatography with BioRad Dowex 50WX-8 cationic resin and a series of eluting agents, including 2N HCl and 3N HNO_3 . Sm and Nd were further separated from the remaining REEs by passing the solution through additional ion exchange columns containing Dowex AGI-X4 resin, using 7N HNO_3 and methanol as eluting agents. The Sm and Nd fractions were evaporated, diluted with 1 mL of 2% HNO_3 , and analyzed with the MC-ICP-MS. During the study, mass fractionation corrections for $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ were made using the exponential law, with a reference $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

ratio of 0.7219. The La Jolla standard yielded an average $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ value ($n = 19$) of 0.511834 (± 0.000005). Analytical uncertainties were estimated to be better than $\pm 0.05\%$ (1σ) for Sm/Nd ratios and $\pm 0.003\%$ (1σ) for $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios, based on repeated measurements of international rock standards BCR-1 and BHVO-1.

5.4.5 Mineral Chemistry

Mineral chemical data were obtained using a JEOL JXA-8230 electron microprobe equipped with five wavelength-dispersive spectrometers (WDSs) at the Microanalysis Laboratory (IG/UFPA). Thirty polished thin sections, representing samples from the Água Fria TTG, Caracol Complex orthogneisses, and K-rich Xinguara granite, were carbon-coated to prevent electrostatic charging on their surfaces before analysis (Supplementary Table 18-20). The chemical analyses focused on preselected silicate minerals, including biotite, plagioclase, and epidote. Operating conditions for the electron microprobe were as follows: an accelerating voltage of 15 kV, a beam current of 20 nA, analysis durations of 20 seconds for major elements and 40 seconds for minor and trace elements, and a beam diameter of 1 μm . The analytical precision was $\pm 1\%$ for major elements and $\pm 10\%$ for minor elements, with matrix effects corrected using ZAF methods. The WDS crystals employed for analyzing various elements were lithium fluoride (LiF) for V, Mn, Fe, Ni, and Ba; pentaerythritol (PETJ) for K, Ca, Ti, and Sr; thallium acid phthalate (TAP) for Na, Si, Al, and Mg; and a layered dispersion element (LDE1) for F. Standards used for calibration included andradite (Si and Ca), microcline (Al and K), hematite (Fe), olivine (Mg), albite (Na), pyrophanite (Ti and Mn), vanadinite (V and Cl), and topaz (F).

5.4.6 Geochemical modelling

Geochemical modelling was carried out in two steps. The first step involved performing a mass balance using GENESIS 4.0 software (Janoušek *et al.* 2015). This analysis aimed to estimate the modal and geochemical compositions of the residual assemblage within the source to reproduce the composition of the predicted melt (Supplementary Table 21-25). The reliability of the computed data was assessed by ensuring that the sum of squared residuals (ΣR^2) did not exceed 1.2 (Janoušek *et al.* 2015). In the second step, an in-house Excel spreadsheet was employed to calculate trace element concentrations in the modeled melt. This was achieved by applying the equilibrium partial melting equation: $C_L/C_0 = 1/D(1 - F)^{(1/D-1)}$, where C_L and C_0 represent the concentrations of trace elements in the liquid phase (melt) and

the solid phase (source), respectively. The parameter F denotes the weight fraction of melt generated, while D refers to the bulk distribution coefficient of the residual solids at the time of melt extraction. Partition coefficients used in trace element modelling were sourced from Martin (1987) and this study. Additionally, binary mixing calculations followed the equation $X_M = X_A \cdot f + X_B(1 - f)$, where X_A and X_B are the concentrations of the elements or oxides in the end-members, X_M is the element or oxide content in the calculated mixture and f is an index described by $A/(A + B)$.

5.5 RESULTS

5.5.1 Field relationship, migmatites morphology and petrography

Migmatitic orthogneisses of the Caracol Complex comprise the basement rocks in the Sapucaia Subdomain. This complex comprises the Caracol, Água Azul, Colorado, and São Carlos orthogneisses, distributed across different regions of the Sapucaia terrain (Fig. 1). These orthogneisses exhibit tonalitic to trondhjemitic compositions, with subordinate granodioritic variations (Fig. 2). Field relationships are particularly well exposed at the Novo Nascimento quarry near Xinguara town (Fig. 2a). The gneisses are frequently intruded by amphibolite dykes of the Surucucu amphibolite, late TTG intrusions of the Água Fria trondhjemitite, and K-granites of the Xinguara Granite (Fig. 2b). Additionally, they contain enclaves of greenstone belts, microtonalites and quartz-diorites.

The gneissic foliation within these rocks varies in thickness from 1 mm to 5 cm (Fig. 2c, d). However, in certain areas, this foliation is obliterated or transposed (Fig. 2e). Structurally, the gneissic foliation is predominantly oriented WNW-ESE and locally N-S, with steep to vertical dips. It is commonly disrupted by centimeter-thick ductile shear bands spaced 30–60 cm apart, oriented N60°–70°E, and showing dextral movement. Transposition begins with gentle folding of the banding and leucocratic leucosome veins of centimetric-scale intrusions as well as granite bodies. As deformation intensifies, folds tighten, generating axial plane foliation parallel to the regional E-W foliation. The rupture of fold hinges results in banding reoriented NW-SE to WNW-ESE. Shear bands and intrafolial folds indicate multiple deformation events affecting these rocks.

At the Novo Nascimento quarry, the Xinguara Granite occurs as a leucocratic dyke approximately 5 meters thick, intruding both the Caracol Gneiss basement (Fig. 2f1) and the Água Fria Trondhjemitite (Fig. 2f2). Enclaves of Caracol Gneiss are frequently found within the Xinguara Granite (Fig. 2f3), characterized by assimilation rims that suggest partial melting processes of the host gneisses during the ascent of evolved magmas (Fig. 2f4). Amphibolites

are also present as enclaves and boudins within the gneissic basement (Fig. 2f5, f6). Reaction rims observed along these contacts indicate high thermal and viscosity contrasts between magmas, favoring the formation of mafic mineral-enriched rims (residues) in contact with the granites (Fig. 2f7). In some regions, amphibolite dykes are faulted (Fig. 2f8).

The orthogneisses of the Caracol Complex grade into migmatites, recording evidence of anatexis and melt generation. Two main components characterize the migmatites: (i) the neosome, representing partially melted rocks, and (ii) the paleosome, comprising tonalitic-trondhjemitic orthogneiss and amphibolite, which retain structures related to the protolith. The neosome is further divided into three components: a quartz-feldspathic leucosome; a ferromagnesian, biotite-rich melanosome; and an unsegregated granodioritic neosome, where melt and solid fractions are not separated (Sawyer 2008). The migmatites display distinct morphologies, including patch, net-structured, stromatic metatexites, schollen and schlieren diatexites. In areas of low deformation and melt fractions, early signs of melting are observed as diffuse neosome (leucosome) patches (Fig. 3a). These neosomes may surround mafic mineral aggregates (e.g., biotite, titanite, amphibole) or form isolated pockets, producing patch-type metatexites. In zones of higher deformation, melt migration flows into dilatant structures, such as low-strain regions or fold hinges, forming dilation-structured metatexites (Fig. 3b). As deformation increases, layered stromatic metatexites develop (Fig. 3c), with leucosomes aligned parallel to foliated layers. Further deformation combined with fluid activity may disrupt structural coherence, resulting in dispersed peritectic minerals (Fig. 3d). The transition from metatexite to diatexite is marked by an increased proportion of leucosomes and remnants of paleosomes as rafts or schollen (Fig. 3e–g). As these fragments are progressively assimilated into the neosome, flow-induced structures, such as schlieren migmatites, become prominent, with biotite and plagioclase alignment indicating flow dynamics (Fig. 3h, i). In advanced stages, gneissic foliation and compositional banding disappear, leading to nebulitic diatexite.

The paleosome of the gneisses is represented by light to dark gray, granoblastic, mesocratic rocks with a medium grain size (3–6 mm). The primary minerals include quartz (~25%), plagioclase (~50%), and K-feldspar (~8%), with biotite $\pm$ amphibole (~13–20%) as the dominant mafic phases. Accessory minerals (~7%) include titanite, zircon, allanite, opaque minerals, epidote, apatite, and zoisite, while secondary minerals (~3%) include epidote, muscovite, chlorite, scapolite, and carbonate (Nascimento *et al.* 2023). The amphibolite paleosome occurs as schollen within the migmatites, exhibiting medium grain size (2–6 mm)

and granoblastic to granonematoblastic textures. These rocks are composed of hornblende $\pm$ biotite and plagioclase, with minor titanite, ilmenite, epidote, and apatite (Souza *et al.* 2017). The neosome features a leucosome with a light gray to pinkish coloration, medium to coarse grain size (4–10 mm), and mineralogy enriched in quartz and K-feldspar. The mafic residue is represented by the melanosome, primarily composed of biotite, titanite and epidote. The mineral paragenesis indicates medium- to high-grade regional metamorphism, corresponding to upper greenschist to amphibolite facies. The protolith infertile nature results in grain size modification during metamorphism, producing coarser, ovoid, or anastomosed feldspar porphyroclasts in both quartz-feldspathic and mafic bands (Fig. 3j, k). A common feature is the mantle-and-core structure, where feldspars are bordered by a fine-grained quartz-feldspathic matrix (Fig. 3l). Microstructures exhibit evidence of grain boundary migration, bulging, and subgrain recrystallization.

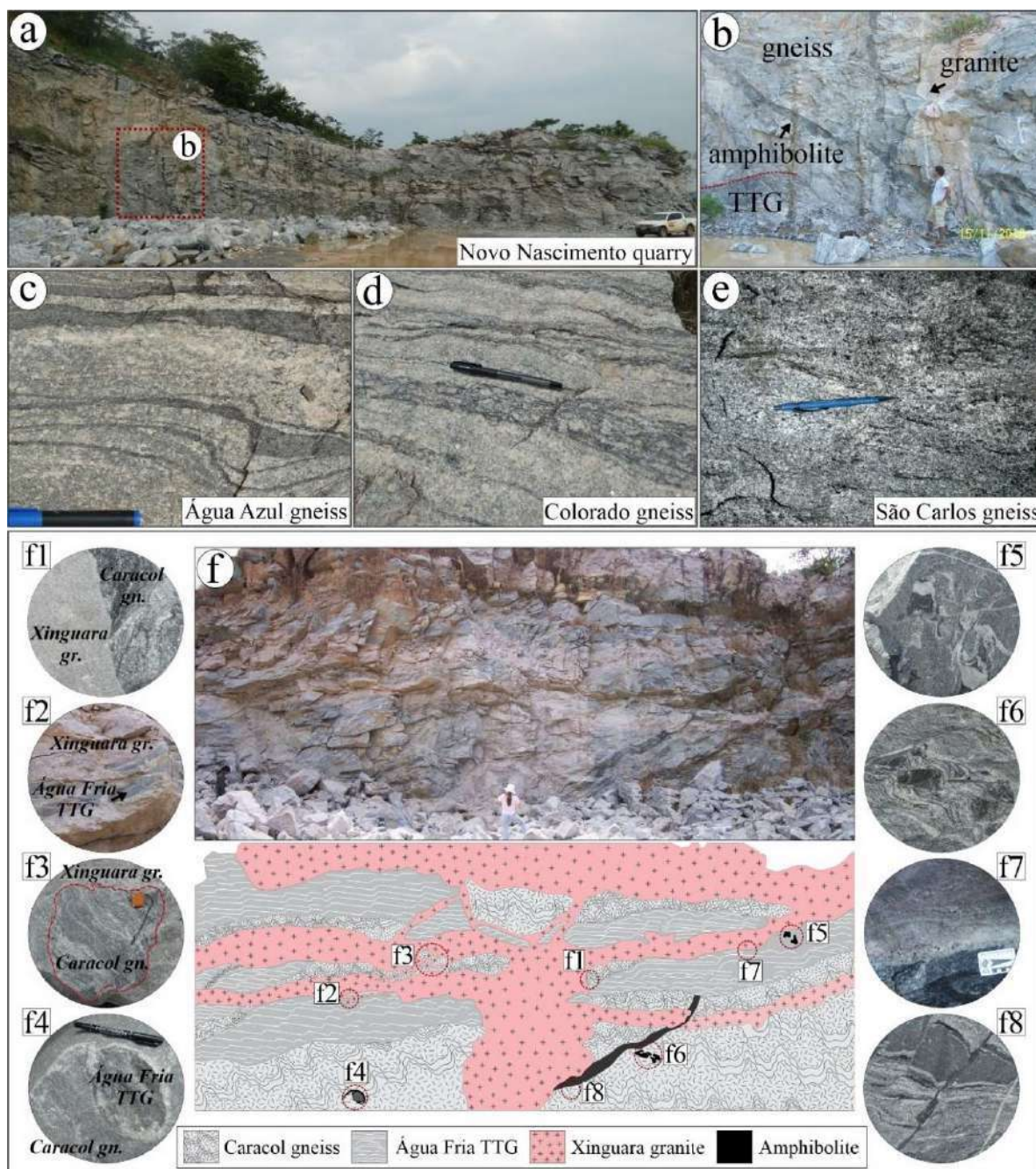


Figure 2 - Field relationships of the granitoids from the Sapucaia Subdomain. (a) Novo Nascimento quarry, located in Xinguara town; (b) amphibolites, TTG, and granites crosscutting the gneissic basement; (c-e) macroscopic aspects of the Água Azul, Colorado, and São Carlos gneisses; (f) detailed field relationships of the quarry: (1) contact between Caracol gneiss and Xinguara granite; (2-3) enclaves of Água Fria trondhjemite and Caracol gneiss within the Xinguara granite; (4) Água Fria trondhjemite enclave partially melted within the Caracol gneiss; (5-6) amphibolite enclaves and boudins partially melted and folded in the gneissic paleosome; (7) peritectic mineral formation at the contact between Água Fria trondhjemite and Xinguara granite; (8) sheared amphibolite dyke.

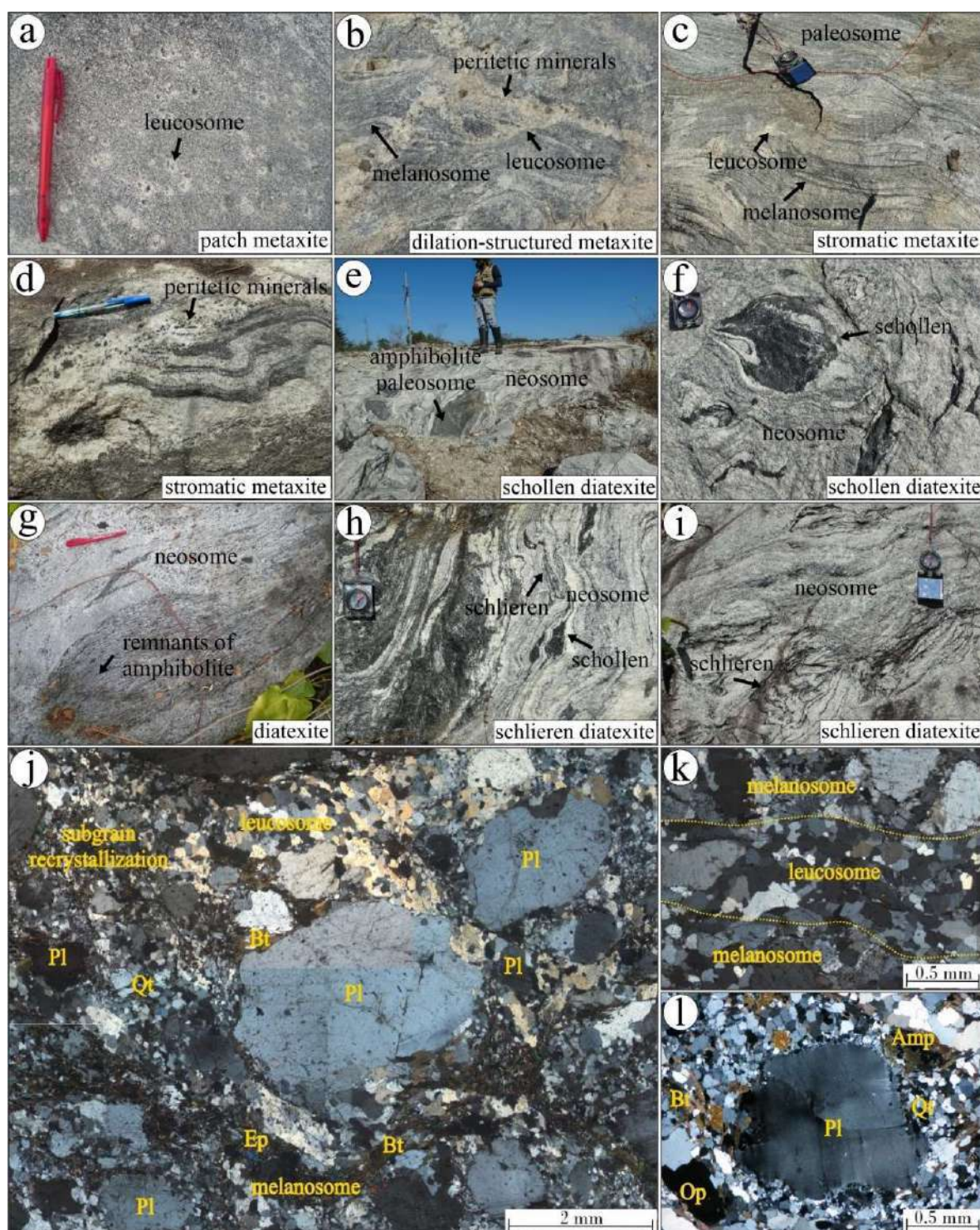


Figure 3 - Migmatization features in the basement of the Sapucaia Subdomain: (a) patch metatexite, displaying discrete melting sites and the formation of small rounded neosome (leucosome) patches in situ, surrounding amphibole; (b) net-structured metatexite with leucosome accumulation in low-pressure sites; (c, d) stromatic metatexite characterized by leucosome layers oriented parallel to the paleosome (gneissic banding) and the formation of peritectic minerals; (e, f, g) schollen diatexite with remnants of paleosome fragments from amphibolite, showing signs of assimilation; (h, i) schlieren diatexite with flow structures indicated by the alignment of biotite and elongated quartz-feldspathic minerals; (j, h, i) microstructural aspects of migmatites, characterized by plagioclase phenoclasts immersed in a recrystallized quartz-feldspathic matrix, sometime displaying mantle-and-core structure. The leucosome exhibits a quartz-feldspathic composition, whereas the melanosome predominantly comprises biotite, amphibole, epidote, and titanite.

5.5.2 Mineral Chemistry

We used mineral chemical data for biotite, plagioclase, and epidote (Supplementary Table 18-20) to investigate the composition and estimate the temperature of formation of the main mineral phases in the tonalitic to trondhjemitic paleosome, granodioritic neosome, and in-situ granitic leucosome (Fig. 4). Analyses of biotite in the paleosome show higher Mg content, with Mg# ($\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$) of ~ 0.45 , whereas biotite from the granodioritic neosome and leucosome are more Fe-rich, with Mg# of ~ 0.25 (Fig. 4a), providing strong evidence of secondary formation or neoformation (Fig. 4b). Plagioclase is the primary constituent of migmatites. In the Ab-An-O ternary diagram, plagioclase crystals from the paleosome display relatively higher anorthite content (24–48 mol%) compared to those from the neosome (20–29 mol%; Fig. 4c). Thus, the composition of plagioclase reflects the migmatitic component — paleosome or neosome — to which it belongs. The values for the pistacite molecule [$\text{Ps} = \text{molar Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al}) \times 100$] range between 27 and 31 across all analyzed groups (Fig. 4d). These values fall within the range typical of epidote crystallization under high $f\text{O}_2$ conditions (Schmidt & Thompson 1996). The majority of the studied rocks were formed at 800 – 950°C (Fig. 4e,f).

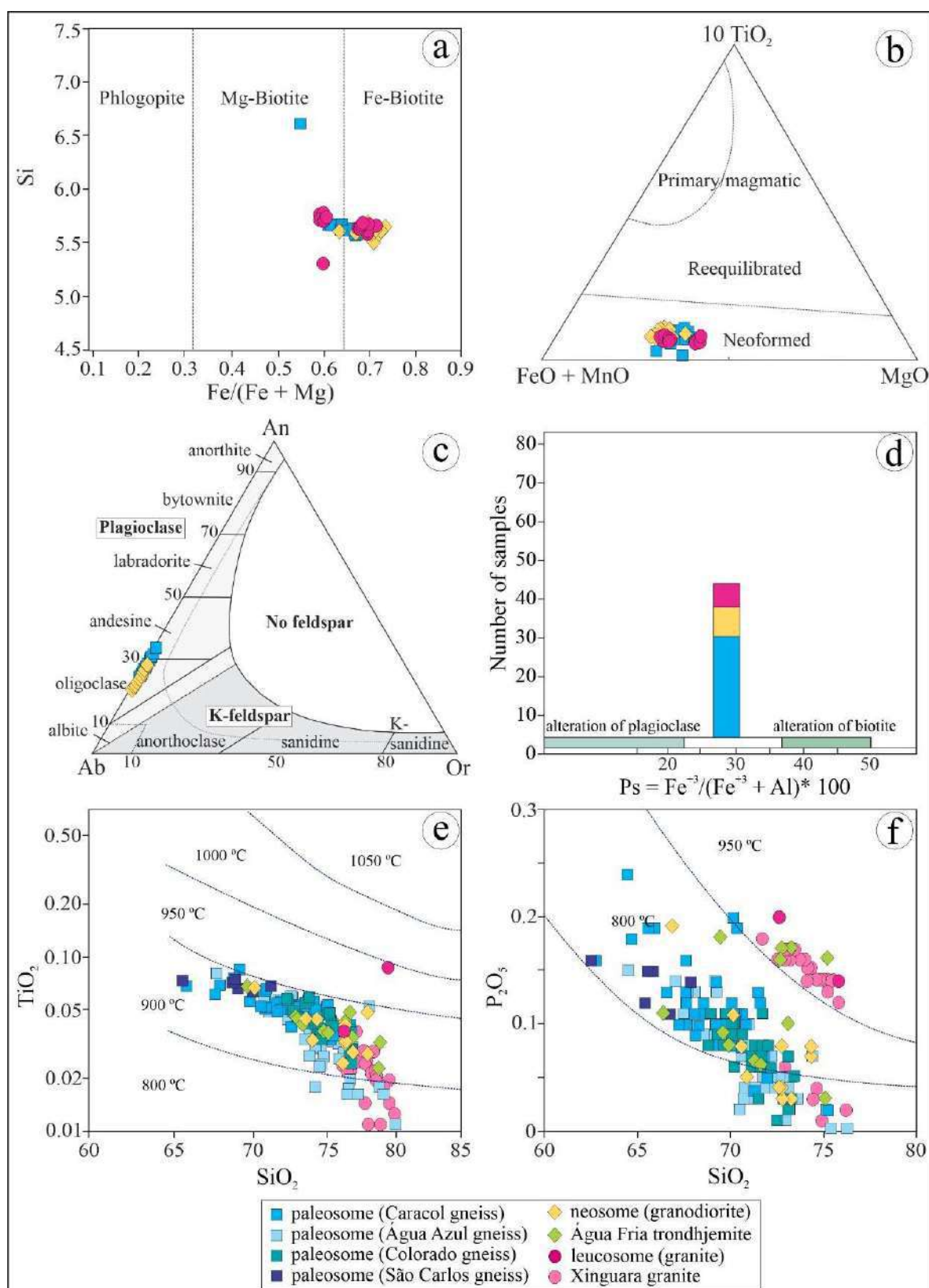


Figure 4 - Biotite, plagioclase and epidote classification diagrams of the Sapucaia Subdomain granitoids. (a) binary diagram Si per formula in biotite vs. Fe/(Fe + Mg) ratio (Deer *et al.* 2013); (b) ternary diagram 10*TiO₂, FeO + MnO, MgO in wt % (Nachit *et al.* 2005); (c) Ab-An-Or ternary diagram plot for plagioclase composition (Deer *et al.* 2013); (d) histogram for epidotes in mole percent (mol %) of pistacite (Ps) fields from Tulloch (1979); (e) TiO₂ vs. SiO₂ (wt%; Green & Pearson 1986); (f) P₂O₅ vs. SiO₂ (wt%; Green & Watson 1982).

Supplementary Table 1 - Biotite microprobe analyses (wt. %) of representative samples of the Mesoarchean granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).

Geological unit	Caracol orthogneisse												Água Fria trondhjemitic						Xingura granite					
Samples	AL-163			ALF-210C			AL-216			AL-122			AL-16			ALF-263			AL-2D					
SiO ₂ (wt%)	37.52	37.27	37.12	36.64	36.88	36.75	36.39	36.31	36.88	36.16	36.16	36.29	36.76	36.50	36.45	38.05	38.04	37.95	37.14	37.39	37.25			
TiO ₂	1.86	2.12	2.37	2.25	1.65	2.31	2.06	2.84	2.70	2.71	2.81	2.37	2.90	2.77	2.12	1.75	1.60	1.58	1.84	1.75	1.87			
Al ₂ O ₃	16.19	15.80	15.89	16.34	16.39	16.24	16.59	16.25	16.69	15.84	15.83	15.89	16.41	16.86	15.82	15.22	15.39	15.75	16.37	16.18	16.01			
FeOtotal	19.19	18.97	19.34	19.49	20.00	20.48	20.97	20.99	20.94	22.06	22.02	21.91	20.95	20.62	21.55	17.72	18.75	18.66	20.40	20.85	20.86			
MgO	10.86	10.79	10.61	9.64	9.92	9.68	8.72	8.51	8.83	8.44	8.49	8.57	8.74	8.38	9.12	12.03	11.84	11.98	9.47	9.37	9.60			
MnO	0.20	0.23	0.15	0.32	0.29	0.30	0.25	0.24	0.28	0.37	0.32	0.33	0.29	0.34	0.37	0.09	0.14	0.02	0.30	0.40	0.41			
CaO	0.00	0.00	0.01	0.09	0.01	0.20	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.22	0.03	0.04	0.00	0.08	0.00	0.00			
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.03	0.00	0.03	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
K ₂ O	10.23	10.14	10.46	9.33	9.96	9.65	10.04	9.77	10.08	9.73	10.20	9.99	10.14	10.12	8.61	9.80	10.07	10.16	9.73	9.73	10.06			
F	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.13	0.04	0.00	0.13	0.48	0.18	0.00	0.00	0.09	0.13	0.09	0.61	0.00	0.43			
Cl	0.31	0.32	0.34	0.10	0.13	0.07	0.08	0.12	0.11	0.06	0.09	0.07	0.03	0.04	0.03	0.20	0.20	0.19	0.01	0.03	0.00			
O=F,Cl	0.16	0.07	0.08	0.02	0.03	0.01	0.04	0.08	0.04	0.01	0.08	0.22	0.08	0.01	0.01	0.08	0.10	0.08	0.26	0.01	0.18			
Total initial	96.59	95.57	96.21	94.27	95.20	95.71	95.10	95.11	96.56	95.37	96.03	95.70	96.32	95.61	94.28	94.89	96.12	96.31	95.70	95.69	96.31			
Structural formula on the bases of twenty two oxygen atoms																								
Si	5.66	5.67	5.63	5.64	5.65	5.60	5.61	5.60	5.59	5.59	5.57	5.60	5.59	5.58	5.65	5.77	5.73	5.70	5.67	5.70	5.67			
^{VI} Al	2.34	2.33	2.37	2.36	2.35	2.40	2.39	2.40	2.41	2.41	2.43	2.40	2.41	2.42	2.35	2.23	2.27	2.30	2.33	2.30	2.33			
[Ti] site	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00			
^{VI} Al	0.54	0.50	0.47	0.60	0.60	0.52	0.62	0.55	0.57	0.48	0.44	0.50	0.54	0.62	0.53	0.49	0.46	0.49	0.61	0.61	0.54			
Ti	0.21	0.24	0.27	0.26	0.19	0.27	0.24	0.33	0.31	0.31	0.33	0.28	0.33	0.32	0.25	0.20	0.18	0.18	0.21	0.20	0.21			
Fe ^{total}	2.42	2.41	2.45	2.51	2.56	2.61	2.70	2.71	2.65	2.85	2.84	2.83	2.67	2.64	2.79	2.25	2.36	2.34	2.60	2.66	2.66			
Mg	2.44	2.45	2.40	2.21	2.26	2.20	2.00	1.95	2.00	1.95	1.95	1.97	1.98	1.91	2.11	2.72	2.66	2.68	2.15	2.13	2.18			
Mn	0.03	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.01	0.02	0.00	0.04	0.05	0.05			
Sum Oct	7.60	7.60	7.63	7.50	7.60	7.56	7.58	7.50	7.53	7.56	7.61	7.59	7.53	7.51	7.46	7.56	7.63	7.64	7.53	7.54	7.59			
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00			
Na	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
K	1.97	1.97	2.02	1.83	1.95	1.88	1.97	1.92	1.95	1.92	2.00	1.97	1.97	1.97	1.70	1.90	1.94	1.95	1.89	1.89	1.95			
Sum inter	1.97	1.97	2.02	1.87	1.95	1.92	1.97	1.93	1.96	1.92	2.02	1.97	1.97	1.97	1.74	1.90	1.94	1.95	1.91	1.89	1.95			
F	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.06	0.02	0.00	0.06	0.23	0.08	0.00	0.00	0.04	0.06	0.04	0.29	0.00	0.21			
OH	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Cl	0.08	0.08	0.09	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.05	0.05	0.05	0.00	0.01	0.00			
^{IV} Al ⁺ ^{VI} Al	2.88	2.83	2.84	2.96	2.96	2.92	3.01	2.95	2.98	2.89	2.87	2.89	2.94	3.04	2.89	2.72	2.73	2.79	2.94	2.91	2.87			
Fe/(Fe+Mg)	0.50	0.50	0.51	0.53	0.53	0.54	0.57	0.58	0.57	0.59	0.59	0.59	0.57	0.58	0.57	0.45	0.47	0.47	0.55	0.56	0.55			
Mg#	0.50	0.50	0.49	0.47	0.47	0.46	0.43	0.42	0.43	0.41	0.41	0.41	0.43	0.42	0.43	0.55	0.53	0.53	0.45	0.44	0.44			

Supplementary Table 2 - Plagioclase WDS analyses (wt. %) of representative samples of the Mesoarchean granitoids from the Sapucaia Subdomain (Caraiás Province).

Geological unit	Caracal orthogneiss									Água Fria trondhjemite					
Samples	AL-163			AL-210			AL-216			AL-16			AL-122		
SiO ₂ (wt%)	64.26	64.04	63.98	63.16	63.67	63.67	64.51	64.64	64.61	65.96	65.76	65.43	65.75	64.07	61.13
Al ₂ O ₃	24.26	24.03	24.21	24.67	24.61	24.28	23.59	23.57	23.73	23.37	23.63	23.71	22.57	23.36	22.79
FeO	0.00	0.07	0.09	0.10	0.00	0.05	0.05	0.02	0.12	0.13	0.00	0.02	0.16	0.04	0.14
CaO	5.28	5.20	5.11	5.90	5.67	5.56	4.83	4.82	4.68	4.21	4.27	4.61	3.88	5.00	5.30
Na ₂ O	7.55	7.60	7.60	7.26	7.15	7.18	8.11	7.91	7.87	7.75	7.92	7.48	8.38	7.70	7.42
K ₂ O	0.11	0.18	0.12	0.11	0.13	0.08	0.13	0.16	0.05	0.18	0.16	0.19	0.12	0.17	0.15
Total	101.44	101.17	101.12	101.19	101.24	100.81	101.21	101.11	101.05	101.61	101.73	101.45	100.86	100.34	96.94
Structural formulas on the bases of eight oxygen atoms															
Si	2.78	2.78	2.78	2.75	2.76	2.77	2.80	2.80	2.80	2.84	2.83	2.82	2.85	2.80	2.78
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.24	1.23	1.24	1.26	1.26	1.25	1.21	1.21	1.21	1.18	1.10	1.20	1.15	1.20	1.22
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.24	0.24	0.24	0.27	0.26	0.26	0.22	0.22	0.22	0.19	0.20	0.21	0.18	0.23	0.26
Na	0.63	0.64	0.64	0.61	0.60	0.61	0.68	0.67	0.66	0.65	0.66	0.63	0.70	0.65	0.65
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ab	71.62	71.75	72.35	68.57	68.98	69.69	74.63	74.11	75.04	75.99	76.28	73.68	79.02	72.82	71.03
An	27.71	27.15	26.89	30.76	30.20	29.80	24.57	24.93	24.65	22.83	22.71	25.06	20.23	26.12	28.04
Or	0.67	1.10	0.77	0.67	0.81	0.52	0.80	0.96	0.32	1.18	1.01	1.26	0.75	1.06	0.93

Supplementary Table 3 - Epidote microprobe analyses (wt. %) of representative samples of the Mesoarchean granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).

Geological unit	Caracol orthogneiss									Água Fria trondhjemite			Xinguara granite					
Samples	AL-163			AL-210			AL-216			AL-122			ALF-263			AL-2D		
SiO ₂ (wt%)	38.28	38.39	38.19	38.62	38.63	38.51	38.23	38.11	38.64	38.63	38.31	38.12	38.36	37.80	38.25	38.34	38.23	38.50
TiO ₂	0.02	0.17	0.08	0.14	0.10	0.15	0.10	0.04	0.16	0.09	0.03	0.38	0.11	0.33	0.00	0.12	0.08	0.10
Al ₂ O ₃	23.09	23.25	22.86	23.23	23.08	23.06	23.40	22.90	24.14	23.06	22.90	21.79	23.15	22.14	22.01	22.64	22.68	22.41
FeO(total)	11.79	11.92	11.95	11.88	12.05	12.02	11.86	12.68	10.86	11.95	12.30	13.89	12.35	13.11	13.35	12.80	12.64	12.93
MgO	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.12	0.12	0.15	0.02	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00
CaO	23.19	23.33	22.76	0.22	0.33	0.21	0.27	0.21	0.20	0.31	0.16	0.26	0.04	0.06	0.14	0.22	0.20	0.25
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	23.29	23.20	23.41	23.08	23.08	23.23	22.86	22.95	22.88	23.41	22.77	22.91	22.89	23.10	22.95
Total	96.51	97.18	95.99	97.40	97.40	97.36	96.95	97.05	97.24	96.92	96.65	97.36	97.41	96.22	96.68	97.01	96.93	97.14
Structural formulas on the bases of thirteen oxygen atoms																		
Si	3.24	3.27	3.26	3.27	3.27	3.27	3.25	3.25	3.25	3.28	3.27	3.27	3.25	3.26	3.29	3.27	3.27	3.28
Ti	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01
Al	2.34	2.32	2.33	2.32	2.30	2.30	2.35	2.30	2.40	2.31	2.31	2.20	2.31	2.25	2.23	2.28	2.28	2.25
Fe	0.88	0.84	0.85	0.84	0.85	0.85	0.84	0.91	0.76	0.85	0.88	1.00	0.88	0.95	0.96	0.91	0.90	0.92
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02
Ca	2.11	2.12	2.12	2.11	2.11	2.13	2.10	2.11	2.10	2.08	2.10	2.10	2.13	2.11	2.11	2.09	2.11	2.10
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ps%	27.37	26.60	26.67	26.63	27.03	27.01	26.45	28.21	24.20	26.89	27.59	31.15	27.46	29.59	30.09	28.63	28.34	29.05

5.5.3 Geochemistry

The major and trace element compositions of bulk-rock samples are provided in Supplementary Table 1 and illustrated in Fig. 5. The Caracol gneiss-migmatite complex, encompassing the Caracol, Água Azul, Colorado, and São Carlos gneisses, displays similar geochemical characteristics. These are marked by elevated concentrations of Al₂O₃ (10.42–17.27 wt%), TiO₂ (0.03–0.63 wt%), Fe₂O₃ (0.48–6.52 wt%), CaO (1.23–4.96 wt%), and Na₂O (3.33–5.95 wt%) relative to other studied lithologies (Fig. 5a-e). In contrast, the Xinguara granite is distinguished by its higher K₂O content (4.29–6.69 wt%) compared to the gneisses (Fig. 5f). The granodioritic neosome occupies an intermediate compositional range across bivariate plots, aligning closely with the Água Fria trondhjemite (Fig. 5a-l).

A comparable geochemical signature is observed between the in-situ leucosome and the Xinguara granite. Both are significantly depleted in Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O₃, CaO, and Na₂O compared to the paleosome at equivalent SiO₂ levels (Fig. 5a-e). The leucosome and Xinguara granite are enriched in trace elements such as Ba, Rb, and Y (Fig. 5g-i), which are commonly incorporated into K-feldspar. Furthermore, the K₂O content correlates positively with Rb/Sr ratios, indicating progressive K₂O enrichment from paleosome through neosome to in-situ leucosome (Fig. 5k). The elevated Hf concentrations in the Xinguara granite and in-situ leucosome (Fig. 5j) are likely associated with hydrothermal processes, as these rocks are frequently linked to pegmatites within the Sapucaia Subdomain (Leite *et al.* 1999). Conversely, the Sr/Y ratio decreases as Y content declines from paleosome to leucosome (Fig. 5l), reflecting formation under varying pressure conditions (Almeida *et al.* 2013).

On chondrite-normalized rare earth element (REE) and multielement diagrams (Fig. 6a-h), the gneissic paleosome exhibits moderately to strongly fractionated REE patterns, with $(\text{La/Yb})_n$ values ranging from 5.28 to 350 (normalized to chondrite). Most samples show negligible to slightly positive europium anomalies ($\text{Eu/Eu}^* = 0.18\text{--}1.40$), except for two samples that exhibit pronounced positive Eu anomalies ($\text{Eu/Eu}^* = 1.78$). The neosome, Água Fria trondhjemite, in-situ leucosome, and Xinguara granite are similarly enriched in LREEs, with $(\text{La/Yb})_n$ ratios of 64.52–210.77, 36.05–129.13, 110.40–214.00, and 7.07–214.00, respectively (Supplementary Table 1). However, these lithologies generally exhibit lower total REE concentrations (Fig. 6c-h).

Negative Eu anomalies are a characteristic feature of the in-situ leucosome and Xinguara granite (Fig. 6g), whereas the neosome and Água Fria trondhjemite display minor to negligible Eu anomalies (Fig. 6c,e). A shared geochemical trait of all granitoid rocks analyzed within the Sapucaia Subdomain is the presence of pronounced negative Nb-P-Ti anomalies and positive Th, K, Gd, and Zr–Hf anomalies (Fig. 6b, d, f, h). These features are indicative of a source region with significant residual phases such as titanite, ilmenite, rutile, apatite, plagioclase $\pm$ amphibole, and garnet, consistent with a subduction-related setting influenced by crustal assimilation and oxidizing conditions during formation (Martin *et al.* 2009).

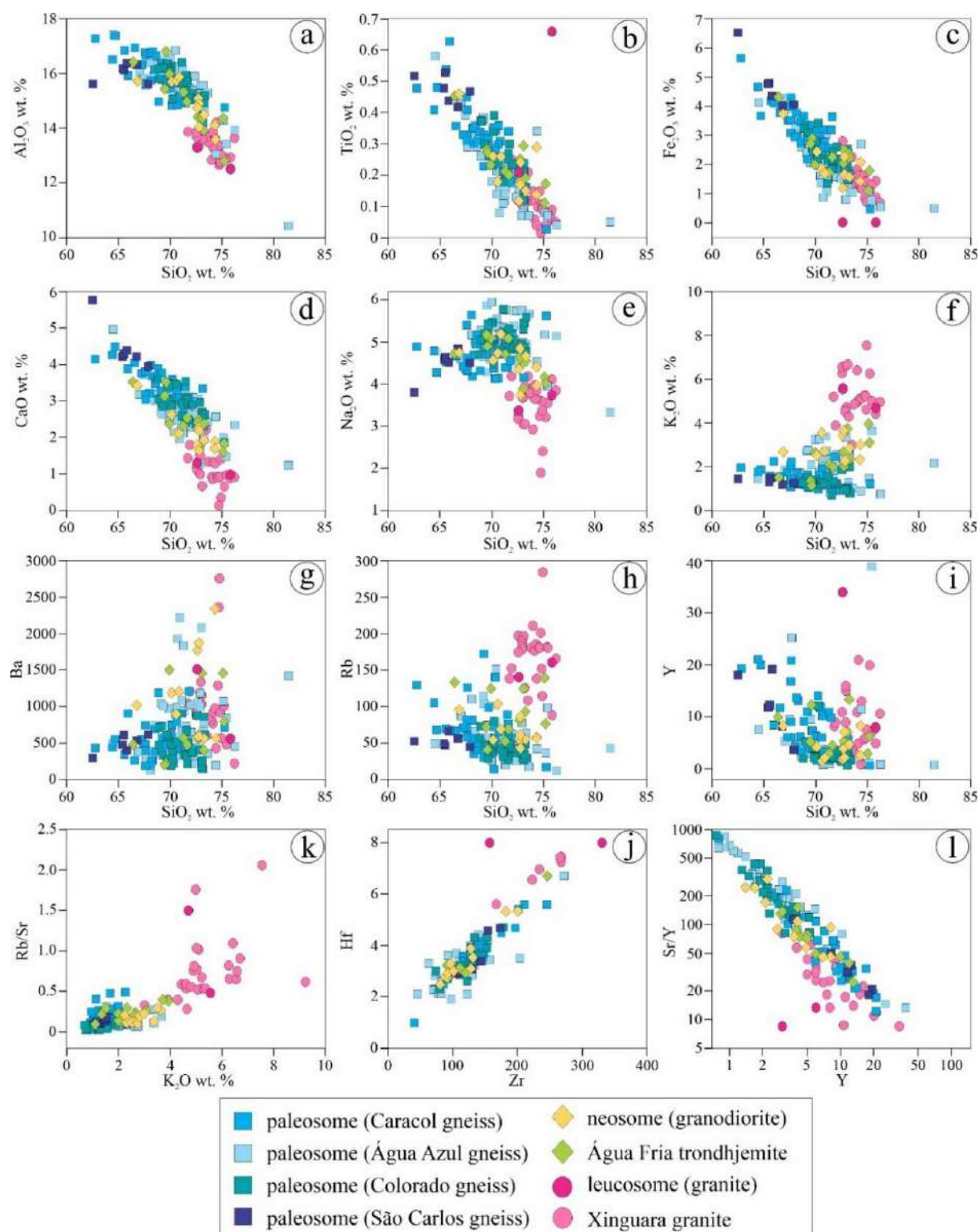


Figure 5 - Bivariate diagrams show the major and trace compositional variations for different granitoids of Sapucaia Subdomain.

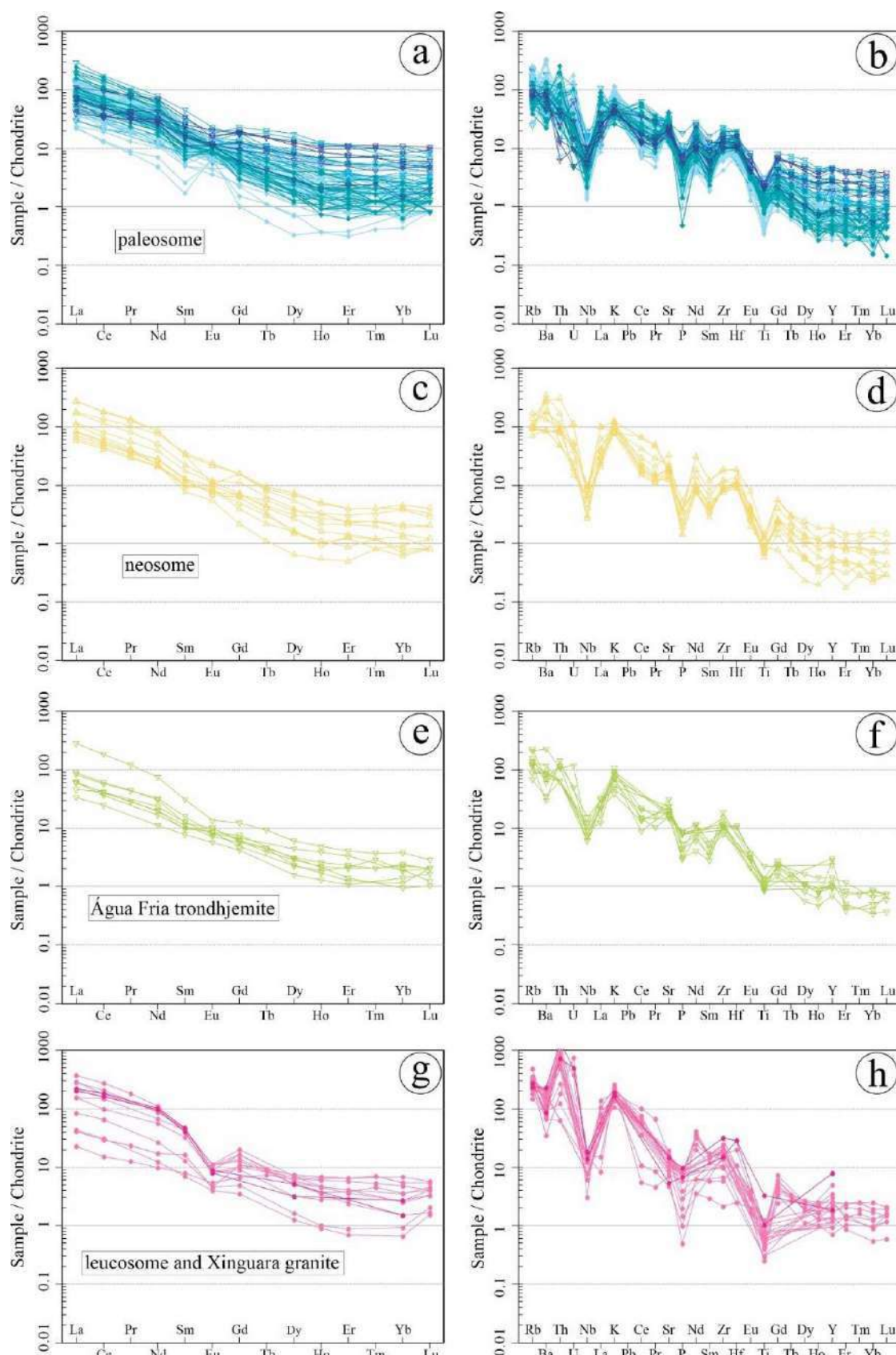


Figure 6 - Chondrite-normalized rare earth element (REE) and primitive mantle-normalized multi-elemental variation diagram for the gneisses from Caracol gneiss-migmatite complex (a, b), granodiorite neosome (c, d), Água Fria trondhjemite (e, f), in-situ leucosome and Xinguara granite (g, h). Chondrite and normalized primitive mantle values are from Sun & McDonough (1989).

Supplementary Table 4 - Whole-rock geochemical composition for the Mesoarchean granitoids of the Sapucaia Subdomain (Carajás Province).

Geological unit	Água Azul gneisse	Caracol gneisse	Colorado gneisse	São Carlos gneisse	Água Fria trondhjemitite	Xinguara granite	Granodiorite	Granite
Type of rock	paleosome	paleosome	paleosome	paleosome	TTG	K-granite	neosome	leucosome
Composition (wt.%)								
SiO ₂	64.51-81.46	64.45-75.25	68.81-73.36	62.50-66.7	66.40-75.20	71.69-76.20	66.87-74.35	72.60-75.80
TiO ₂	0.04-0.58	0.03-0.63	0.12-0.39	0.42-0.53	0.11-0.45	0.04-0.25	0.12-0.46	0.21-0.66
Al ₂ O ₃	10.42-16.86	14.19-17.40	14.47-16.40	15.64-16.40	12.79-16.80	12.52-15.40	13.59-15.88	12.50-13.30
FeOt	0.46-3.88	0.43-5.10	1.22-3.09	3.64-5.87	0.99-3.87	0.62-2.52	1.11-3.37	0.02-0.03
MnO	0.00-0.06	0.01-0.07	0.01-0.06	0.04-0.10	0.01-0.03	0.0-0.04	0.02-0.05	0.02-0.03
MgO	0.06-1.71	0.05-1.77	0.25-1.11	1.30-2.55	0.25-1.20	0.01-0.74	0.30-1.39	0.12-0.42
CaO	1.23-4.96	1.89-4.50	2.31-3.60	3.95-5.77	1.59-3.50	0.14-2.23	1.64-3.42	0.99-1.30
Na ₂ O	3.33-5.87	4.13-5.64	4.47-5.78	3.80-4.83	4.02-5.17	1.90-4.20	3.75-5.20	3.38-3.74
K ₂ O	0.73-3.64	0.92-2.27	0.70-1.98	1.16-1.52	1.10-3.94	3.90-9.23	2.24-3.64	4.70-5.54
P ₂ O ₅	0.00-0.15	0.04-0.37	0.02-0.11	0.11-0.16	0.03-0.17	0.01-0.20	0.03-0.19	0.14-0.20
LOI	0.20-1.00	0.30-1.58	0.10-0.70	0.50-0.80	0.27-0.80	0.22-0.92	0.20-1.10	0.37-0.61
Total	99.59-99.91	99.13-108.23	99.72-99.88	99.78-99.84	99.63-107.35	99.27-105.48	99.57-99.86	97.62-99.06
Ba (ppm)	125-2224	173-1221	147-893	308-624	193-1485	228-2744	556-1204	569-1514
Rb	12.30-114.50	15.0-141	23.30-80.60	45.60-67.30	40.0-138	89.0-211	42.50-104	141-161
Sr	327.30-863.20	241.40-771	260.60-830.20	335.20-470.50	291-605.80	94.40-403	280.60-762	107-290
Zr	45.0-271.80	40.40-245.50	73.30-201.40	104.40-153.80	82.0-246	49.0-330	80.20-200.20	156-330
Y	0.80-38.90	0.80-140.90	0.70-12.20	3.80-18.10	2.90-13.0	1.0-34.0	1.40-8.20	8.0-34.0
Hf	1.90-6.70	1.0-5.60	2.30-5.40	2.90-4.70	2.90-6.70	0.70-5.60	2.50-5.30	8.0
Nb	0.60-20.40	0.50-13.0	1.40-6.50	3.20-6.90	1.90-10.0	1.0-10.20	1.80-6.50	9.0-12.0
Ta	0.10-2.0	0.10-1.10	0.20-0.80	0.40-0.80	0.30-0.80	0.20-1.20	0.30-0.80	5.0
Ni	1.60-27.70	0.70-15.70	no data	no data	2.0-8.50	no data	no data	no data
Cr	no data	20.0-220	no data	no data	20.0-250	no data	no data	no data
Ga	11.60-25.30	10.0-38.0	15.50-19.60	no data	11.0-31.0	1.0-25.0	13.80-20.60	10.0-13.0
Sc	0.01-36.0	1.0-38.0	no data	no data	1.0-3.0	no data	no data	no data
Th	0.20-15.60	0.30-14.40	0.20-20.30	0.50-3.50	5.0-41.80	5.0-105	3.80-24.20	57.0-105
U	0.20-3.60	0.40-1.90	0.10-5.20	0.10-1.30	1.0-7.17	7.60-15.05	0.30-2.40	10.0
V	0.01-79.0	8.0-61.0	10.0-42.0	57.0-96.0	14.0-65.0	<5.0-17.0	0.01-58.0	no data
La	5.20-64.10	2.10-136.30	2.90-58.80	9.40-26.40	7.93-65.70	9.70-88.60	13.70-66.50	47.47-51.36
Ce	7.90-58.10	3.10-106.70	4.60-100.10	20.80-58.80	14.80-111.50	18.0-168	25.30-112.40	97.23-110.40
Pr	0.76-11.19	0.40-31.57	0.54-9.20	2.91-7.50	2.59-11.0	1.15-16.75	2.73-12.70	no data
Nd	2.20-23.10	1.60-113.30	1.80-25.80	12.0-31.80	5.04-33.90	5.51-50.80	9.50-39.20	43.20-45.75
Sm	0.25-3.51	0.10-23.20	0.29-3.23	1.68-3.83	1.13-4.50	1.02-6.81	1.17-5.27	5.80-6.81
Eu	0.20-1.94	0.17-4.18	0.37-0.69	0.63-1.17	0.32-0.75	0.22-0.62	0.31-1.33	0.44-0.49
Gd	0.28-8.28	0.21-23.31	0.26-2.46	1.19-3.93	0.83-2.43	0.69-3.94	0.43-3.13	no data
Tb	0.02-1.18	0.02-4.08	0.04-0.34	0.15-0.55	0.14-0.33	0.26-0.33	0.04-0.34	no data
Dy	0.18-6.47	0.16-4.18	0.14-1.91	0.72-3.14	0.38-1.45	0.30-1.78	0.16-1.82	0.76-1.25
Ho	0.02-1.33	0.08-4.13	0.02-0.38	0.11-0.59	0.07-0.26	0.05-0.37	0.03-0.28	no data
Er	0.05-3.78	0.11-11.79	0.09-0.88	0.38-1.82	0.17-0.65	0.38-1.02	0.08-0.64	no data
Tm	0.0-0.58	0.01-1.94	0.01-0.13	0.06-0.28	0.05-0.9	0.13-0.17	0.02-0.10	no data
Yb	0.07-3.63	0.13-15.74	0.01-0.76	0.24-1.78	0.15-0.60	0.11-1.09	0.10-0.65	0.24-0.43
Lu	0.02-0.54	0.02-2.09	0.01-0.12	0.05-0.26	0.03-0.07	0.04-0.14	0.02-0.10	no data
(La/Yb) ^N	15.49-200	5.68-305.19	19.33-1350	5.28-73.33	36.05-109.50	7.07-214	44.71-210.77	110.40-214
(La/Sm) ^N	4.44-22.0	2.87-21.0	7.44-25.34	2.66-10.48	7.02-14.60	4.11-14.43	8.10-21.71	7.54-8.18
(Gd/Yb) ^N	1.33-8.83	1.48-21.0	2.53-41.0	1.98-4.96	3.08-9.91	1.83-13.42	2.87-12.50	no data
Eu/Eu*	0.00-0.90	0.0-0.4	0.01-0.41	0.0-0.4	0.01-0.04	0.0-0.04	0.01-0.07	no data
K ₂ O/Na ₂ O	0.14-0.92	0.18-0.55	0.14-0.41	0.24-0.39	0.22-0.96	0.71-4.86	0.46-0.97	1.26-1.64
A/CNK	0.95-1.08	0.94-1.06	1.01-1.06	0.85-0.99	0.97-1.08	0.95-1.07	0.93-1.09	0.96
Mg#	0.12-0.33	0.10-0.29	0.13-0.32	0.26-31	0.18-0.27	0.04-0.35	0.19-0.32	0.87-0.94
Fe*	0.68-0.88	0.71-0.90	0.71-0.87	0.69-0.74	0.73-0.82	0.66-0.99	0.68-0.81	0.06-0.13

LOI = loss on ignition. *Fe = FeOt/(FeOt + MgO); Mg# = MgOmol/(MgO + FeOt)mol; A/CNK = Al₂O₃mol/(CaOmol + Na₂Omol + K₂Omol);

Eu/Eu* = Eu/((Sm*Gd)^N)^{1/2}. La^N, Yb^N, Eu^N, Sm^N and Gd^N normalized to C1 chondrites (Sun & McDonough 1989);

The composition of the rocks is reported as minimum and maximum values.

The complete dataset can be found in Leite *et al.* (1999), Santos *et al.* (2013), Silva *et al.* (2014), Santos *et al.* (2018).

5.5.4 U-Pb and Lu-Hf isotopes

The separation of the three different migmatite phases for geochronology and isotopes was challenging due to the small-scale intercalation of leucosome, biotite-rich melanosome, and paleosome throughout the migmatitic complex. The leucosome and melanosome do not contain zircons. Here, we interpret the different zircon populations identified in the gneissic paleosome (Fig. 7, 8 and 9). The geochronology samples that best

represent the paleosome are: Água Azul gneiss: samples EDC-04, MED-96, PDE-105, PDE-109 (Supplementary Table 2,3,4,5); Caracol gneiss: samples PCD-08, AM-02, PCD-03 (Supplementary Table 6,7,8); Colorado gneiss: samples MYF-05, AFD-12 (Supplementary Table 9,10); São Carlos gneiss: samples AFD-13B, AFD-30, PFA-07 (Supplementary Table 11,12,13). We also discuss the age of the Água Fria trondhjemite (PCD-06; Supplementary Table 14) and the Xinguara granite (AL-24; Supplementary Table 15).

5.5.4.1 Paleosome of gneissic metatexite

5.5.4.1.1 Água Azul gneisse

The sample EDC-04 exhibits two main zircon populations. The first defines an upper intercept age of 2933 ± 5.5 Ma (MSWD = 1.8, $n = 8$, 2σ), with a weighted mean $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2936 ± 5 Ma (Fig. 8a), interpreted as the crystallization age of the protolith. The second population yields an intercept age of 2869 ± 11 Ma (MSWD = 0.13, $n = 3$, 2σ) and is interpreted as recording a metamorphic overprint at approximately 2.87 Ga. Zircon Th/U ratios range from 0.04 to 0.58 (Supplementary Table 2), indicative of metamorphic recrystallization. These Mesoarchean zircon grains are prismatic (100–200 μm), with zoned cores overgrown by a CL-bright inner rim and an outermost CL-dark overgrowth (Fig. 7). The oldest oscillatory zoned cores (2.93 Ga) were interpreted to represent the crystallization of the protolith, whereas younger homogenous grains or overgrowth rims (2.87 and 2.84 Ga) were interpreted to represent successive tectono-thermal (metamorphic) events. Lu-Hf isotopic analyses were conducted on domain texturally correlated with those dated by the U-Pb method (Supplementary Table 16; Fig. 7; Fig. 10a). The Mesoarchean concordant zircon grains exhibit $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ ratios ranging from 0.280946 to 0.280978, with predominantly positive $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values between +1.79 and +2.94. Model ages ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$) range from 3.20 to 3.13 Ga (Supplementary Table 16).

The samples MED-96 was analyzed only at the zircon rims (Fig. 7; Fig. 8b). This sample yields an upper intercept age at 2897 ± 3.3 Ma (MSWD = 0.57, $n = 37$, 2σ), with a weighted mean $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2896 ± 3 Ma, interpreted as recording a metamorphic overprint at 2.89 Ga, consistent with the presence of inherited cores within the zircon grains (Fig. 7). Zircon Th/U ratios range from 0.20 to 0.69 (Supplementary Table 3), indicative of metamorphic recrystallization. These Mesoarchean zircon grains are prismatic (200–300 μm), with oscillating zoned cores overgrown by a CL-bright inner rim and an outermost CL-dark overgrowth (Fig. 7). Lu-Hf isotopic analyses were conducted on domains texturally

correlated with those dated by the U-Pb method (Supplementary Table 16; Fig. 7). The Mesoarchean concordant zircon grains exhibit a $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ ratio of 0.280896, with positive $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values ranging from +1.55 to +2.83. Model ages ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$) range from 3.21 to 3.13 Ga (Supplementary Table 16; Fig. 10a).

The sample PDE-105 was analyzed only at the zircon core (Fig. 7; Fig. 8c). It yields an upper intercept age of 2927 ± 3 Ma (MSWD = 1.1, $n = 10$, 2σ), with a weighted mean $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2935 ± 14 Ma, interpreted as the crystallization age of the protolith. Zircon Th/U ratios range from 0.16 to 2.33 (Supplementary Table 4), suggesting variable degrees of metamorphic recrystallization. These Mesoarchean zircon grains are prismatic (200–250 μm), with zoned cores overgrown by a CL-bright inner rim and an outermost CL-dark overgrowth (Fig. 7). This sample does not include Lu-Hf analyses.

Similarly, the sample PDE-109 was analyzed only at the zircon core (Fig. 7). It yields an upper intercept age of 2936 ± 6 Ma (MSWD = 2.7, $n = 10$, 2σ), with a weighted mean $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2936 ± 9 Ma, interpreted as the crystallization age of the protolith (Fig. 8d). Zircon Th/U ratios range from 0.26 to 0.66 (Supplementary Table 5), suggesting variable degrees of metamorphic recrystallization. These Mesoarchean zircon grains are prismatic (~ 200 μm), with thin zoned layers (Fig. 7). This sample was not analyzed for Lu-Hf isotopes.

Supplementary Table 5 - U-Pb SHRIMP in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).

Spot ID	U	Th	Th/U	f_{206} (%)	Razão isotópica					Idade		Disc.
	(ppm)	(ppm)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		2σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ (%)	ρ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ (Abs)	(%)	
Ortognaisse Água Azul - Zircão (EDC-04)												
1.1	362	13	0.04	0.15	11.99	0.83	0.43	0.76	0.92	2841	5	22
1.2	72	28	0.39	0.12	16.83	1.74	0.58	1.66	0.95	2912	9	-1
2.1	849	52	0.06	0.14	1.69	3.82	0.07	0.94	0.25	2926	8	529
3.1	237	108	0.46	0.20	13.83	1.05	0.48	0.82	0.78	2937	7	15
4.1	50	25	0.50	1.53	11.01	2.32	0.40	1.16	0.50	2918	24	32
4.2	254	16	0.06	0.14	15.01	0.86	0.53	0.80	0.93	2865	6	4
5.1	135	64	0.47	0.24	14.78	1.63	0.51	1.46	0.90	2932	9	9
6.1	185	104	0.56	0.23	17.21	0.88	0.58	0.82	0.93	2924	6	-1
7.1	84	30	0.36	0.00	16.46	1.05	0.57	0.94	0.89	2898	8	-1
7.2	206	18	0.09	0.58	15.30	0.91	0.54	0.80	0.88	2863	8	3
8.1	789	155	0.20	4.13	5.11	4.73	0.22	0.73	0.15	2715	41	103
9.1	166	66	0.40	0.33	16.67	0.97	0.56	0.83	0.86	2939	9	2
10.1	20	7	0.35	0.72	17.05	1.87	0.59	1.48	0.79	2940	22	-1
11.1	69	14	0.20	3.55	9.28	3.43	0.34	1.08	0.32	2915	44	52
12.1	86	29	0.34	0.83	14.17	1.34	0.50	0.93	0.69	2899	12	10
13.1	264	83	0.31	0.19	16.93	0.83	0.57	0.78	0.94	2941	5	1

^a Th/U ratios and amount of Pb, Th and U (in ppm) are calculated relative to Temora reference zircon;

^b Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon Temora (ID-TIMS values/measured value); $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}) * 137.88$;

^c Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and the $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ratio;

^d Corrected for mass-bias by normalising Temora reference zircon and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975).

Supplementary Table 6 - U-Pb LA-MC-ICP-MS in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).

Spot ID	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U ^b	f_{206} (%) ^a	Isotopic ratio ^c		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		Age		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		Conc. ^f	
					$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ (Abs)
Água Azul orthogneiss - zircon (sample MED-96)																		
159 *	370	256	0.69	0.03	16.32	1.6	0.57	1.2	0.76	0.21	1.0	2888	28	2896	15	2879	26	95
146 *	530	358	0.67	0.01	16.29	1.6	0.57	1.2	0.77	0.21	1.0	2888	29	2894	15	2888	17	97
180 *	307	117	0.38	0.04	16.30	1.8	0.57	1.4	0.78	0.21	1.1	2891	34	2894	18	2903	23	98
181 *	160	59	0.37	0.04	16.26	1.8	0.56	1.3	0.74	0.21	1.2	2884	31	2892	17	2902	17	100
143 *	237	99	0.42	0.11	16.30	1.7	0.56	1.3	0.78	0.21	1.1	2883	30	2894	16	2890	18	98
165 *	408	155	0.38	1.00	16.29	1.9	0.56	1.3	0.67	0.21	1.4	2882	30	2894	18	2897	17	101
147 *	167	68	0.41	0.09	16.28	1.6	0.56	1.2	0.76	0.21	1.1	2877	29	2893	16	2898	16	100
149	539	229	0.43	0.07	16.78	1.6	0.58	1.2	0.76	0.21	1.0	2943	29	2922	15	2905	17	99
156	144	89	0.62	0.06	16.78	1.7	0.58	1.3	0.77	0.21	1.1	2944	31	2923	16	2890	17	98
157	222	81	0.36	0.04	16.77	1.7	0.58	1.3	0.76	0.21	1.1	2944	31	2922	16	2908	17	101
158	212	78	0.37	0.31	16.69	1.7	0.58	1.3	0.76	0.21	1.1	2939	30	2917	16	2908	18	101
178	316	157	0.50	0.01	16.74	1.6	0.58	1.2	0.74	0.21	1.1	2939	29	2920	16	2907	18	101
179	302	161	0.54	1.00	16.76	2.0	0.58	1.3	0.66	0.21	1.5	2943	31	2921	19	2902	18	101
142	72	28	0.39	1.00	15.76	2.0	0.55	1.4	0.69	0.21	1.4	2805	31	2862	19	2902	17	100
144	152	59	0.39	0.26	15.66	1.6	0.55	1.2	0.74	0.21	1.1	2809	27	2857	16	2890	17	98
145	391	176	0.45	0.10	16.77	1.7	0.58	1.3	0.79	0.21	1.0	2958	32	2922	16	2884	17	97
148	340	227	0.67	0.05	15.66	1.6	0.55	1.2	0.75	0.21	1.0	2809	27	2856	15	2893	18	94
160	324	129	0.40	0.04	15.68	1.6	0.55	1.2	0.76	0.21	1.0	2812	28	2858	16	2898	17	97
162	287	118	0.41	0.11	14.29	1.7	0.50	1.3	0.77	0.21	1.1	2603	28	2769	16	2893	17	97
163	239	136	0.57	0.09	15.24	1.6	0.53	1.2	0.76	0.21	1.1	2737	27	2831	15	2903	23	100
164	75	37	0.49	0.06	15.24	1.7	0.53	1.4	0.79	0.21	1.1	2743	31	2830	17	2886	19	94
175	225	75	0.33	1.00	15.69	1.9	0.54	1.3	0.68	0.21	1.4	2803	30	2858	19	2885	19	94
177	306	97	0.32	0.01	15.27	1.7	0.53	1.3	0.77	0.21	1.1	2743	29	2832	16	2873	19	92
60	395	267	0.68	0.02	17.37	2.1	0.60	1.7	0.83	0.21	1.2	3038	41	2955	20	2898	23	98
66	206	53	0.26	0.09	17.35	2.0	0.60	1.7	0.82	0.21	1.1	3042	40	2954	20	2884	17	99
67	161	58	0.36	1.00	17.39	2.3	0.60	1.7	0.76	0.21	1.5	3047	42	2957	22	2896	17	97
68	181	61	0.34	0.28	17.34	2.1	0.60	1.7	0.82	0.21	1.2	3046	41	2954	20	2907	18	101
64	303	83	0.27	1.00	17.06	2.2	0.59	1.7	0.75	0.21	1.5	3007	40	2938	22	2906	24	101
62	250	113	0.45	0.13	17.04	2.0	0.60	1.6	0.82	0.21	1.1	3011	39	2937	19	2897	19	100
63	317	129	0.41	0.15	17.04	2.0	0.59	1.6	0.83	0.21	1.1	3009	39	2937	19	2898	19	100
176	201	61	0.30	0.07	15.66	1.7	0.55	1.3	0.76	0.21	1.1	2817	29	2856	16	2854	18	100
141	332	133	0.40	0.03	15.23	1.6	0.53	1.3	0.78	0.21	1.0	2749	29	2830	16	2899	19	103
161	229	117	0.51	0.05	15.22	1.6	0.53	1.2	0.75	0.21	1.1	2753	27	2829	15	2868	24	101
172	184	59	0.32	0.23	14.25	1.7	0.50	1.3	0.74	0.21	1.2	2606	27	2767	16	2887	18	103
173	368	169	0.46	0.18	14.26	1.7	0.50	1.3	0.73	0.21	1.2	2609	27	2767	17	2888	18	102
140	369	161	0.44	1.00	14.51	2.2	0.51	1.5	0.69	0.21	1.6	2654	34	2784	21	2892	24	102
174	189	47	0.25	0.03	13.24	1.8	0.47	1.3	0.74	0.21	1.2	2468	27	2697	17	2779	21	97
59 x	534	291	0.54	0.13	15.79	2.0	0.56	1.6	0.82	0.20	1.1	2878	38	2864	19	2895	19	103
61 x	217	176	0.81	1.00	16.34	2.2	0.58	1.7	0.75	0.21	1.5	2940	40	2897	22	2896	24	103
65 x	314	62	0.20	0.00	13.58	2.1	0.51	1.7	0.80	0.19	1.3	2644	37	2721	20	2891	19	103

^a Fraction of the non-radiogenic ^{206}Pb in the analyzed zircon spot, where $f_{206} = [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c / [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s$ (c=common; s=sample);

^b Th/U ratios and amount of Pb, Th and U (in pmol) are calculated relative to GJ-1 reference zircon;

^c Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value); $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}) * 137.88$;

^d Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and the $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ratio;

^e Corrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975);

^f Degree of concordance = $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ age} / ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \text{ age}) * 100$, according to Horstwood *et al.* (2016);

* Concordant zircon. italics = zircon excluded from age calculation.

Supplementary Table 7 - U-Pb SHRIMP in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).

Spot ID	U	Th	Th/U ^a	<i>f</i> ₂₀₆ (%)	Isotopic ratio ^b				Age		Disc.	
	(ppm)	(ppm)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		2σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ (%)	ρ ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^d	2σ (Abs)		
Água Azul orthogneisse - zircon (sample PDE-105)												
1.1	145	52	0.37	0.11	16.47	1.0	0.56	0.93	0.93	2925	6	1
2.1	168	58	0.36	0.02	15.93	1.1	0.54	1.03	0.96	2928	5	5
3.1	164	85	0.54	0.17	14.89	1.0	0.54	0.92	0.95	2810	6	1
5.1	171	64	0.39	0.50	17.21	1.1	0.58	0.92	0.83	2933	17	0
4.1	205	33	0.16	0.12	16.59	0.9	0.57	0.88	0.95	2928	5	1
6.1	460	115	0.16	0.04	15.94	1.0	0.55	0.93	0.95	2937	3	4
7.1	201	95	0.49	0.05	15.23	1.8	0.52	1.73	0.96	2883	6	8
8.1	155	48	0.32	0.04	17.21	1.2	0.58	0.92	0.78	2936	12	0
9.1	56	28	0.52	0.11	17.50	1.3	0.59	1.20	0.92	2924	9	-2
12.1	123	48	0.41	0.05	17.61	1.3	0.59	1.28	0.97	2931	6	-2
14.1	30	68	2.33	0.07	18.37	2.1	0.59	1.74	0.85	2932	12	0
13.1	183	75	0.42	0.08	17.42	1.0	0.60	0.93	0.94	2917	5	-4
10.1	276	109	0.41	0.06	16.45	1.8	0.56	1.80	0.99	2921	4	2
11.1	200	78	0.40	0.10	15.66	1.0	0.53	1.00	0.95	2937	5	6
15.1	26	11	0.45	0.23	16.80	1.6	0.56	1.43	0.89	2930	14	2
15.2	114	18	0.17	0.26	15.50	1.4	0.53	1.31	0.95	2917	8	6
16.1	25	10	0.44	0.08	16.98	1.8	0.58	1.60	0.90	2905	14	-2
16.2	89	18	0.20	2.00	11.31	3.1	0.42	1.02	0.33	2919	26	26
17.1	61	34	0.57	0.23	16.62	1.5	0.56	1.38	0.93	2919	10	1

^a Th/U ratios and amount of Pb, Th and U (in ppm) are calculated relative to Temora reference zircon;

^b Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon Temora (ID-TIMS values/measured value); $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}) * 137.88$;

^c Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and the $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ratio;

^d Corrected for mass-bias by normalising Temora reference zircon and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975).

Supplementary Table 8 - U-Pb SHRIMP in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).

Spot ID	U	Th	Th/U ^a	<i>f</i> ₂₀₆ (%)	Isotopic ratio ^b					Age		Disc.
	(ppm)	(ppm)			²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ (%)	ρ ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^d	2σ (Abs)	
Água Azul orthogneisse - zircon (sample PDE-109)												
1.1	92	29	0.32	-0.05	16.69	1.10	0.56	1.02	0.93	2939	7	2
2.1	162	73	0.46	0.05	16.85	1.10	0.57	1.05	0.96	2933	5	1
4.1	355	227	0.66	0.31	10.92	1.08	0.38	0.85	0.79	2816	6	38
3.1	124	35	0.30	0.07	17.00	1.03	0.57	0.97	0.94	2946	6	2
10.1	121	49	0.42	0.00	16.79	1.04	0.57	0.97	0.93	2933	6	2
11.1	38	20	0.53	0.19	17.10	1.44	0.57	1.29	0.90	2940	11	2
8.1	141	75	0.55	0.13	17.06	1.20	0.58	1.15	0.96	2937	6	0
6.1	214	71	0.34	0.01	16.57	0.93	0.56	0.89	0.95	2935	5	3
7.1	155	45	0.30	0.16	15.42	1.08	0.54	0.93	0.86	2874	9	3
9.1	213	54	0.26	0.03	16.91	0.92	0.57	0.88	0.96	2940	4	1
12.1	348	151	0.45	0.17	14.32	0.93	0.49	0.84	0.91	2890	4	14
13.1	116	44	0.40	0.10	17.19	1.03	0.58	0.97	0.93	2931	6	0
14.1	215	58	0.28	0.13	16.37	0.95	0.56	0.88	0.93	2936	5	2
15.1	481	240	0.52	0.01	16.69	0.89	0.56	0.83	0.93	2933	3	3
16.1	262	125	0.49	0.21	16.20	0.91	0.55	0.86	0.95	2922	5	3
17.1	113	38	0.34	0.50	15.54	1.18	0.53	1.01	0.86	2926	10	6
18.1	287	69	0.25	-0.01	16.99	1.03	0.57	0.86	0.83	2952	9	2

^a Th/U ratios and amount of Pb, Th and U (in ppm) are calculated relative to Temora reference zircon;

^b Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon Temora (ID-TIMS values/measured value); $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}) * 137.88$;

^c Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and the $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ratio;

^d Corrected for mass-bias by normalising Temora reference zircon and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975).

5.5.4.1.2 Caracol gneisse

The sample PCD-08 contains a single zircon population (Fig. 8e). It yields an upper intercept age of 2944 ± 4 Ma (MSWD = 1.5, $n = 19$, 2σ) and a Concordia age of 2939 ± 7 Ma (MSWD = 1.2, $n = 9$, 2σ ; Fig. 8e), which is interpreted as the crystallization age of the protolith. Zircon Th/U ratios range from 0.20 to 0.66 (Supplementary Table 6), suggesting metamorphic recrystallization. These Mesoarchean zircon grains are prismatic (~ 300 μm), with zoned cores overgrown by a CL-dark inner core and an outermost CL-bright overgrowth (Fig. 7). This sample was not analyzed for Lu-Hf isotopes.

The sample AM-02 contains two distinct zircon populations (Fig. 8f). The first population yields an upper intercept age of 2931 ± 5 Ma (MSWD = 0.48, $n = 16$, 2σ), with a Concordia age of 2936 ± 8 Ma (MSWD = 0.0001, $n = 4$), interpreted as the crystallization age of the protolith. The second population defines an upper intercept age of 2877 ± 12 Ma (MSWD = 0.47, $n = 4$, 2σ) and is attributed to a metamorphic overprint at approximately 2.87 Ga. Zircon Th/U ratios vary from 0.11 to 2.02 (Supplementary Table 7), suggesting metamorphic recrystallization. These Mesoarchean zircon grains are prismatic (100–150 μm), with poorly defined internal zoning (Fig. 7). Lu-Hf isotopic analyses were performed in addition to those obtained by the U-Pb method (Supplementary Table 16; Fig. 7). The

Mesoarchean concordant zircon grains exhibit $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ ratios ranging from 0.280968 to 0.281053, with positive $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values between +2.73 and +5.75. The corresponding model ages (Hf-TDM^C) range from 2.96 to 3.15 Ga (Supplementary Table 16; Fig. 10a).

The sample PCD-03 contains four distinct zircon populations. The first population yields an upper intercept age of 2964 ± 7 Ma (MSWD = 0.78, $n = 6$, 2σ), which is interpreted as the crystallization age of the protolith (Fig. 8g). The second, third, and fourth populations define upper intercept ages of 2944.6 ± 4.5 Ma, 2918.5 ± 3 Ma, and 2892 ± 4 Ma, respectively (Fig. 8g). Zircon Th/U ratios range from 0.35 to 0.67 (Supplementary Table 8), indicating metamorphic recrystallization that caused disturbance to the U-Pb isotopic system. These Mesoarchean zircon grains are prismatic to rounded (100–150 μm), exhibiting a light gray color and a structureless zoning, characteristics that are attributed to metamorphic zircon (Rubatto & Gebauer 2000; Fig. 7). This sample was not analyzed for Lu-Hf isotopes.

Supplementary Table 9 - U-Pb SHRIMP in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).

Spot ID	U	Th	Th/U ^a	f ₂₀₆ (%)	Isotopic ratio ^b				Age			Disc.
	(ppm)	(ppm)			²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ (%)	ρ ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^d	2σ (Abs)	
Caracol orthogneisse - zircon (sample PCD-08)												
3.1	269	164	0.63	11.34	0.18	0.5	0.26	1.4	0.94	2783	±9	+49
5.1	265	170	0.66	10.49	0.20	0.8	0.37	1.0	0.79	2999	±11	+34
10.1	185	74	0.41	3.09	0.22	0.4	0.55	1.1	0.92	2915	±9	+5
14.1	249	85	0.35	1.69	0.21	0.5	0.56	1.0	0.90	2919	±8	+3
8.1	51	21	0.43	2.85	0.22	1.4	0.56	1.6	0.74	2920	±24	+3
1.2	82	31	0.38	1.27	0.21	0.6	0.57	1.3	0.92	2942	±9	+2
13.1	133	69	0.54	2.03	0.21	0.8	0.57	1.2	0.83	2925	±14	+2
1.1	288	55	0.20	1.09	0.21	0.3	0.57	1.0	0.96	2939	±5	+2
4.1	238	143	0.62	1.25	0.22	0.3	0.57	1.0	0.95	2949	±6	+2
6.1	66	24	0.38	1.42	0.22	0.6	0.57	1.4	0.92	2952	±10	+2
12.1	63	31	0.51	2.06	0.22	0.9	0.57	1.5	0.86	2920	±16	+2
16.1	221	79	0.37	0.88	0.21	0.5	0.57	1.0	0.89	2940	±9	+1
7.1	83	33	0.41	0.78	0.21	0.5	0.57	1.3	0.93	2941	±9	+1
9.1	189	66	0.36	0.68	0.21	0.3	0.57	1.1	0.95	2951	±6	+1
2.1	153	59	0.40	0.37	0.22	0.4	0.58	1.1	0.95	2948	±7	+0
11.1	45	17	0.38	0.55	0.22	0.8	0.58	1.7	0.90	2968	±13	-0
16.2	69	26	0.39	0.14	0.21	0.6	0.58	1.4	0.92	2945	±10	-0
15.1	131	55	0.43	-0.13	0.21	0.4	0.58	1.2	0.94	2947	±8	-1
3.2	65	35	0.56	-0.34	0.21	0.7	0.58	1.5	0.91	2919	±12	-1

^a Th/U ratios and amount of Pb, Th and U (in ppm) are calculated relative to Temora reference zircon;

^b Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon Temora (ID-TIMS values/measured value); $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}) * 137.88$;

^c Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and the $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ratio;

^d Corrected for mass-bias by normalising Temora reference zircon and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975).

Supplementary Table 10 - U-Pb LA-MC-ICP-MS in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).

Spot ID	U	Pb	Th	Th/U ^b	f_{206} (%) ^a	Isotopic ratio ^c						Age						Conc. ^f (%)	
	(ppm)	(ppm)	(ppm)			²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ (%)	ρ ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		2σ (Abs)
Caracol orthogneiss - zircon (sample AM-02)																			
33 *	30	12	28	0.42	0.24	17.03	0.6	0.58	0.4	0.59	0.21	0.5	2937	11	2936	18	2936	15	100
22 *	40	7	58	0.11	0.21	17.00	1.0	0.58	0.8	0.84	0.21	0.5	2933	24	2935	29	2937	15	100
10 *	39	10	30	0.33	0.61	17.06	0.7	0.58	0.4	0.60	0.21	0.6	2937	13	2938	22	2939	18	100
17 *	43	16	36	0.45	0.37	16.96	0.8	0.58	0.6	0.72	0.21	0.6	2934	17	2933	24	2932	16	100
13	832	13	38	0.34	6.59	15.61	1.5	0.53	1.3	0.88	0.21	0.7	2743	37	2853	43	2932	21	96
14	57	31	58	0.55	0.15	18.28	0.9	0.62	0.7	0.77	0.21	0.5	3108	21	3005	26	2936	16	103
15	30	9	56	0.17	0.64	17.75	0.7	0.60	0.5	0.65	0.21	0.5	3048	14	2976	21	2928	16	102
1	206	51	128	0.41	4.75	12.49	0.6	0.43	0.2	0.39	0.21	0.5	2294	5	2642	16	2920	16	87
2	53	22	71	0.31	0.45	11.32	0.8	0.39	0.6	0.79	0.21	0.5	2110	13	2550	20	2921	14	83
3	61	26	51	0.51	0.78	16.12	0.6	0.55	0.3	0.57	0.21	0.5	2826	9	2884	17	2925	14	98
5	27	2	14	0.14	1.57	19.14	0.6	0.65	0.3	0.54	0.21	0.5	3221	11	3049	19	2937	16	106
6	53	16	58	0.28	0.80	11.36	1.1	0.39	1.0	0.89	0.21	0.5	2108	21	2553	28	2928	15	83
20	36	18	32	0.57	0.40	19.42	0.9	0.66	0.7	0.81	0.21	0.5	3270	23	3063	26	2929	15	107
21	44	16	40	0.42	0.82	17.64	1.2	0.60	1.0	0.86	0.21	0.6	3035	31	2970	35	2927	18	102
8	98	14	54	0.26	3.72	16.23	0.9	0.56	0.8	0.84	0.21	0.5	2852	22	2891	27	2918	15	99
29	42	16	119	0.14	0.53	10.25	1.7	0.35	1.6	0.95	0.21	0.6	1949	31	2458	42	2911	16	79
19	29	8	33	0.24	0.66	14.21	0.7	0.50	0.4	0.60	0.21	0.6	2605	12	2764	21	2881	17	94
18	20	1	17	0.08	0.95	18.12	0.7	0.64	0.4	0.58	0.21	0.6	3180	13	2996	22	2876	17	106
12	92	8	26	0.33	4.04	13.21	1.6	0.47	1.4	0.91	0.21	0.7	2470	35	2695	42	2868	19	92
16	130	23	99	0.23	5.17	7.20	2.1	0.26	2.0	0.95	0.20	0.6	1478	29	2137	44	2847	18	69
32	121	24	67	0.36	4.31	8.53	0.8	0.31	0.5	0.65	0.20	0.6	1747	9	2289	18	2817	17	76
25	44	24	53	0.47	1.14	10.40	0.9	0.38	0.7	0.81	0.20	0.5	2078	15	2471	22	2812	15	84
30	59	41	78	0.53	0.78	9.89	1.0	0.36	0.9	0.85	0.20	0.5	1997	17	2425	24	2806	15	82
11	124	30	89	0.34	3.94	4.67	1.6	0.17	1.5	0.93	0.20	0.6	1024	16	1763	29	2801	17	58
9	138	13	51	0.26	5.84	7.67	2.5	0.29	2.4	0.97	0.19	0.6	1625	40	2193	55	2777	16	74
7	43	99	197	0.51	0.33	3.42	1.6	0.13	1.4	0.89	0.19	0.7	801	11	1510	24	2722	19	53
24	76	17	527	0.03	2.32	1.56	1.9	0.06	1.8	0.95	0.19	0.6	379	7	955	18	2715	16	40
4	56	28	102	0.28	0.80	6.49	0.7	0.25	0.4	0.60	0.19	0.6	1458	6	2045	15	2702	16	71
31	59	7	99	0.07	0.55	8.59	0.8	0.34	0.6	0.74	0.18	0.5	1872	11	2296	19	2698	15	82
27	134	25	109	0.23	3.36	5.84	1.8	0.24	1.6	0.89	0.18	0.8	1386	23	1952	36	2621	22	71
23	120	11	72	0.15	3.92	11.89	0.9	0.48	0.7	0.71	0.18	0.6	2547	17	2596	24	2634	17	98
28	377	558	278	2.02	4.05	6.95	0.9	0.30	0.4	0.47	0.17	0.8	1708	7	2105	18	2519	19	81
26	376	23	165	0.14	4.21	10.33	1.0	0.42	0.5	0.55	0.18	0.8	2240	12	2465	24	2656	22	91

^a Fraction of the non-radiogenic ^{206}Pb in the analyzed zircon spot, where $f_{206} = [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c / [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s$ (c=common; s=sample);

^b Th/U ratios and amount of Pb, Th and U (in ppm) are calculated relative to GJ-1 reference zircon;

^c Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value); $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}) * 137.88$;

^d Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and the $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ratio;

^e Corrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975);

^f Degree of concordance = $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ age} / ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \text{ age}) * 100$, according to Horstwood *et al.* (2016);

* Concordant zircon. italics = zircon excluded from age calculation.

Supplementary Table 11 - U-Pb LA-MC-ICP-MS in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).

Spot ID	U (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)	Th/U ^b	f_{206} (%) ^a	Isotopic ratio ^c				Age				Conc. ^f					
						$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ (%)	ρ ^d	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ (Abs)	(%)
Caracol orthogneiss - zircon (sample PCD-03)																			
49	63	40	74	0.55	1.90	18.59	0.6	0.59	0.4	0.59	0.23	0.5	2976	11	3021	19	3050	16	99
42	118	103	160	0.65	0.02	16.68	0.5	0.56	0.5	0.92	0.22	0.2	2850	14	2917	16	2962	6	98
47	67	46	98	0.48	0.25	17.23	0.3	0.57	0.3	0.77	0.22	0.2	2921	8	2947	10	2965	7	99
59	56	32	80	0.41	0.05	16.72	0.5	0.56	0.4	0.83	0.22	0.3	2860	12	2919	15	2960	8	98
51 *	56	38	75	0.52	0.03	17.44	0.5	0.58	0.4	0.67	0.22	0.4	2957	11	2959	16	2961	12	100
41	55	31	81	0.39	0.04	16.81	0.3	0.56	0.3	0.80	0.22	0.2	2877	8	2924	10	2957	6	98
45	54	36	82	0.45	0.08	16.12	0.4	0.54	0.3	0.72	0.22	0.3	2782	8	2884	11	2957	8	96
63 *	47	27	65	0.42	0.04	17.11	0.5	0.58	0.4	0.84	0.22	0.3	2930	13	2941	16	2949	8	100
68	64	43	88	0.49	0.06	16.63	0.4	0.56	0.4	0.83	0.22	0.2	2867	10	2914	13	2946	7	98
18	49	26	59	0.45	0.31	17.66	0.5	0.60	0.4	0.86	0.21	0.3	3015	13	2971	15	2942	8	101
61	68	50	94	0.53	0.02	16.89	0.6	0.57	0.3	0.57	0.21	0.5	2909	10	2929	17	2942	14	99
52	36	24	50	0.48	0.11	16.69	0.6	0.56	0.4	0.66	0.21	0.5	2882	12	2917	18	2942	13	99
64	61	60	88	0.68	0.41	16.02	0.6	0.54	0.5	0.84	0.22	0.4	2782	15	2878	18	2946	10	97
16 *	35	25	49	0.51	0.19	16.67	0.5	0.57	0.4	0.82	0.21	0.3	2916	13	2916	15	2916	9	100
43	75	60	127	0.47	0.12	14.20	0.5	0.48	0.4	0.77	0.21	0.3	2544	14	2763	13	2928	9	92
105	96	55	127	0.43	0.10	17.62	0.3	0.60	0.2	0.71	0.21	0.2	3049	6	2969	8	2915	6	103
26	86	55	108	0.52	0.10	18.48	0.4	0.63	0.3	0.84	0.21	0.2	3163	10	3015	11	2918	6	105
23	41	25	54	0.47	0.08	17.25	0.8	0.59	0.7	0.94	0.21	0.3	2990	21	2949	23	2921	8	101
97	41	18	53	0.35	0.06	18.52	0.4	0.64	0.3	0.71	0.21	0.3	3175	9	3017	12	2914	8	105
108	61	35	79	0.44	0.04	17.82	0.3	0.61	0.2	0.64	0.21	0.3	3076	7	2980	10	2916	8	103
44	62	33	90	0.37	0.32	15.12	1.2	0.52	1.1	0.96	0.21	0.4	2690	31	2823	34	2919	10	95
57	68	43	103	0.42	0.09	15.32	0.5	0.53	0.3	0.70	0.21	0.3	2722	9	2836	13	2917	10	96
29	57	71	106	0.67	0.19	15.24	0.6	0.53	0.6	0.88	0.21	0.3	2752	13	2830	18	2886	8	97
95	53	29	72	0.41	0.36	16.92	0.4	0.59	0.3	0.77	0.21	0.3	2982	9	2930	12	2895	7	102
98	84	50	128	0.40	0.09	16.79	0.3	0.58	0.3	0.87	0.21	0.2	2958	9	2923	10	2899	5	101
48	108	111	233	0.48	0.33	15.71	0.4	0.55	0.3	0.85	0.21	0.2	2824	10	2859	12	2885	6	99
56 *	88	105	199	0.53	0.47	16.16	0.5	0.56	0.4	0.73	0.21	0.4	2887	11	2886	15	2886	10	100

^a Fraction of the non-radiogenic ^{206}Pb in the analyzed zircon spot, where $f_{206} = [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c / [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s$ (c=common; s=sample);

^b Th/U ratios and amount of Pb, Th and U (in ppm) are calculated relative to GJ-1 reference zircon;

^c Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value); $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}) * 137.88$;

^d Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and the $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ratio;

^e Corrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975);

^f Degree of concordance = $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ age} / ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \text{ age}) * 100$, according to Horstwood *et al.* (2016);

* Concordant zircon. italics = zircon excluded from age calculation.

5.5.4.1.3 Colorado gneiss

The sample MYF-05 contains two main zircon populations (Fig. 8h). The first population yields an upper intercept age of 2942 ± 24 Ma (MSWD = 0.70, $n = 10$, 2σ), with a Concordia age of 2942 ± 9 Ma (MSWD = 0.02, $n = 4$, 2σ), which is interpreted as the crystallization age of the protolith. The second population provides a weighted mean age of 2895 ± 8 Ma (MSWD = 1.3, $n = 4$, 2σ), suggesting a metamorphic overprint at approximately 2.89 Ga. Zircon Th/U ratios range from 0.01 to 0.74 (Supplementary Table 9), indicative of variable degrees of metamorphic recrystallization. These Mesoarchean zircon grains are prismatic (~100 μm), displaying zoned cores overgrown by a CL-bright inner core and an outermost CL-bright rim (Fig. 7). This sample was not analyzed for Lu-Hf isotopes.

The sample AFD-12 comprises three distinct zircon populations. The first group yields an upper intercept age of 2994 ± 9 Ma (MSWD = 0.41, $n = 6$, 2σ), interpreted as the

protolith's crystallization age. The second and third populations define upper intercept ages of 2943.5 ± 5 Ma and 2882 ± 9 Ma, respectively (Fig. 9a), suggesting subsequent metamorphic events. Th/U ratios range from 0.03 to 1.10 (Supplementary Table 10), indicating variable degrees of recrystallization. These Mesoarchean zircon crystals are prismatic and elongated (200–250 μm) and display well-defined internal zoning (Fig. 7). Lu-Hf isotopic analyses were conducted alongside U-Pb dating (Supplementary Table 16). The concordant grains exhibit $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ ratios between 0.280945 and 0.281015, with positive $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values ranging from +2.07 to +4.34. Corresponding model ages ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$) vary from 3.20 to 3.05 Ga (Supplementary Table 16; Fig. 10a).

Supplementary Table 12 - U-Pb SHRIMP in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).

Spot ID	U	Th	Th/U ^a	f ₂₀₆ (%)	Isotopic ratio ^b							Age						Disc.							
	(ppm)	(ppm)			²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		2σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		2σ (%)	ρ ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		2σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		2σ (Abs)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		2σ (Abs)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^d		2σ (Abs)	Disc. (%)
Colorado orthogneiss - zircon (sample MYF-05)																									
1.1	257	162	0.65	0.00	17.00	1.6	0.57	1.6	0.95	0.22	0.5	2935	48	2920	39	2946	8	1.2							
2.2	475	147	0.32	0.02	17.51	1.9	0.59	1.9	0.99	0.21	0.3	2963	56	2990	46	2942	4	-2.2							
5.1	72	52	0.74	0.00	17.05	1.5	0.58	1.3	0.92	0.21	0.6	2938	43	2945	34	2935	9	-0.3							
7.1	71	44	0.63	0.05	16.91	1.5	0.57	1.3	0.91	0.21	0.6	2930	43	2918	34	2937	10	0.8							
8.1	73	40	0.57	0.14	17.28	1.5	0.58	1.3	0.91	0.22	0.6	2950	43	2957	33	2950	10	-0.1							
1.5	332	50	0.16	0.00	15.75	1.4	0.55	1.3	0.95	0.21	0.5	2862	40	2802	26	2889	7	2.7							
2.1	450	54	0.12	0.00	15.61	1.1	0.54	1.1	0.96	0.21	0.3	2853	32	2800	25	2890	5	3.8							
3.1	309	48	0.16	0.01	16.03	1.2	0.56	1.1	0.96	0.21	0.3	2878	34	2862	27	2891	5	1.3							
3.2	282	55	0.20	0.04	16.09	1.2	0.56	1.2	0.96	0.21	0.4	2882	35	2854	27	2904	6	2.2							
6.1	303	56	0.19	0.03	15.80	1.2	0.55	1.1	0.96	0.21	0.3	2865	34	2814	27	2900	6	3.7							

^a Th/U ratios and amount of Pb, Th and U (in ppm) are calculated relative to Temora reference zircon;

^b Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon Temora (ID-TIMS values/measured value); $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}) * 137.88$;

^c Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and the $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ratio;

^d Corrected for mass-bias by normalising Temora reference zircon and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975).

Supplementary Table 13 - U-Pb LA-MC-ICP-MS in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).

Spot ID	U	Pb	Th	Th/U ^b	f_{206} (%) ^a	Isotopic ratio ^c						Age						Conc. ^f	
(ppm)	(ppm)	(ppm)				$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ (%)	ρ ^d	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ (Abs)	(%)
Colorado orthogneiss - zircon (sample AFD-12)																			
14	28	3	34	0.10	0.21	23.15	0.6	0.74	0.3	0.45	0.23	0.5	3584	9	3233	18	3022	15	111
16	23	4	24	0.17	0.19	22.38	0.6	0.72	0.4	0.65	0.22	0.5	3509	14	3200	20	3012	14	110
20	45	15	60	0.26	0.10	18.68	0.8	0.61	0.6	0.74	0.22	0.5	3056	17	3026	23	3005	15	101
21	63	31	75	0.41	0.09	18.63	0.6	0.61	0.3	0.51	0.22	0.5	3065	10	3023	18	2995	16	101
23	35	8	30	0.28	0.37	20.45	0.7	0.66	0.4	0.53	0.22	0.6	3280	12	3113	22	3007	18	105
32	55	13	55	0.24	0.40	15.54	1.0	0.52	0.8	0.79	0.22	0.6	2678	21	2849	28	2972	18	94
4	14	12	11	1.10	0.24	16.08	0.7	0.54	0.4	0.56	0.22	0.6	2769	11	2882	21	2961	18	96
3	11	6	11	0.53	0.25	16.01	0.7	0.54	0.4	0.58	0.22	0.5	2769	11	2877	19	2954	16	96
15	74	32	48	0.68	1.26	18.10	0.7	0.61	0.5	0.64	0.22	0.6	3054	14	2995	22	2956	16	102
22	42	7	73	0.09	0.18	15.29	0.7	0.51	0.5	0.72	0.22	0.5	2666	14	2834	20	2955	15	94
10	37	8	80	0.09	0.18	18.58	0.7	0.62	0.5	0.69	0.22	0.5	3124	16	3020	22	2952	15	103
19	12	3	11	0.29	0.36	15.76	0.7	0.53	0.4	0.57	0.22	0.6	2739	11	2863	19	2951	16	96
33	23	12	19	0.66	0.20	18.05	0.7	0.61	0.4	0.53	0.21	0.6	3083	12	2993	22	2932	18	103
6	21	11	19	0.58	0.17	17.77	0.7	0.61	0.3	0.48	0.21	0.6	3053	10	2978	20	2927	17	103
24	18	7	13	0.55	0.33	18.70	0.8	0.63	0.4	0.49	0.21	0.7	3162	12	3027	23	2925	19	104
1 c *	40	9	50	0.19	0.19	17.13	0.7	0.58	0.4	0.64	0.21	0.5	2942	13	2942	20	2942	16	100
9 *	62	55	67	0.82	0.07	17.12	0.7	0.58	0.4	0.56	0.21	0.6	2941	11	2942	20	2942	16	100
25 *	40	22	37	0.59	0.12	17.11	1.1	0.58	0.9	0.79	0.21	0.7	2941	25	2941	32	2941	20	100
28 *	49	25	50	0.50	0.13	17.12	0.7	0.58	0.4	0.56	0.21	0.6	2941	12	2941	22	2942	18	100
12	57	7	82	0.09	0.68	13.75	0.8	0.47	0.6	0.78	0.21	0.5	2463	15	2732	21	2938	14	90
13	39	9	43	0.22	0.12	18.38	1.0	0.62	0.9	0.87	0.21	0.5	3117	27	3010	30	2939	15	104
5	59	20	71	0.22	0.28	15.90	0.9	0.54	0.8	0.84	0.21	0.5	2781	23	2865	27	2930	15	97
1 r	59	19	70	0.28	0.36	12.71	0.8	0.45	0.6	0.72	0.20	0.5	2399	13	2659	20	2863	15	90
7	28	10	30	0.33	0.12	19.99	0.7	0.69	0.3	0.51	0.21	0.6	3397	12	3091	21	2898	17	110
31	34	20	91	0.22	0.21	12.97	1.3	0.45	1.1	0.84	0.21	0.7	2415	26	2677	34	2883	20	90
8	29	16	32	0.51	0.13	18.51	0.8	0.65	0.5	0.66	0.20	0.6	3215	17	3017	24	2863	17	107
11	45	8	68	0.12	0.16	15.38	0.8	0.54	0.5	0.65	0.21	0.6	2792	14	2839	22	2873	17	98
18 x	34	20	63	0.31	0.16	9.70	0.9	0.36	0.6	0.68	0.20	0.7	1970	12	2407	22	2800	19	82
17 x	59	25	98	0.26	1.29	9.82	1.6	0.36	1.4	0.91	0.20	0.7	2000	29	2418	38	2792	19	83
30 x	100	5	176	0.03	1.18	6.04	1.1	0.23	0.8	0.75	0.19	0.7	1358	11	1982	21	2715	19	69
29 x	46	4	80	0.05	0.72	6.39	1.1	0.25	0.7	0.66	0.19	0.8	1435	10	2031	22	2705	22	71
26 x	51	52	116	0.46	0.14	6.59	1.0	0.26	0.6	0.64	0.18	0.7	1501	9	2058	20	2674	20	73
27 x	63	149	143	1.05	0.31	5.14	1.1	0.22	0.8	0.69	0.17	0.8	1266	10	1843	20	2576	20	69

^a Fraction of the non-radiogenic ^{206}Pb in the analyzed zircon spot, where $f_{206} = [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c / [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s$ (c=common; s=sample);

^b Th/U ratios and amount of Pb, Th and U (in ppm) are calculated relative to GJ-1 reference zircon;

^c Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value); $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}) * 137.88$;

^d Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and the $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ratio;

^e Corrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975);

^f Degree of concordance = $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ age} / ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \text{ age}) * 100$, according to Horstwood *et al.* (2016);

* Concordant zircon. italics = zircon excluded from age calculation.

5.5.4.1.4 São Carlos gneiss

Analyses of sample AFD-13B define two main zircon populations (Fig. 9b): (i) 15 crystals were used to calculate a discordia line with an upper intercept age of 2934 ± 6.4 Ma (MSWD = 0.81; 2σ), with six of these crystals yielding a Concordia age of 2933 ± 6 Ma (MSWD = 0.21; 2σ), interpreted as the crystallization age of the protolith; (ii) the second population defines a discordia line with an upper intercept age of 2863 ± 10 Ma (MSWD = 1.3, $n = 11$, 2σ), attributed to a metamorphic event. Zircon Th/U ratios vary from 0.05 to 0.59 (Supplementary Table 11), suggesting metamorphic recrystallization. These Mesoarchean zircon grains are prismatic ($\sim 150 \mu\text{m}$), exhibiting a light gray color and a homogeneous texture, with no visible zoning (Fig. 7). Lu-Hf isotopic analyses were

performed in addition to those obtained by the U-Pb method (Supplementary Table 16; Fig. 7). The Mesoarchean concordant zircon grains exhibit $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ ratios ranging from 0.280992 to 0.281083, with positive $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values between +3.48 and +5.65. The corresponding model ages ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$) range from 2.94 to 3.10 Ga (Supplementary Table 16; Fig. 10a).

The sample AFD-30 contains a single zircon population (Fig. 9c). It yields an upper intercept age of 2946 ± 25 Ma (MSWD = 0.97, $n = 7$, 2σ) and a Concordia age of 2944.2 ± 16 Ma (MSWD = 0.0003, $n = 4$, 2σ), interpreted as the crystallization age of the protolith. Zircon Th/U ratios range from 0.05 to 1.09 (Supplementary Table 12), indicating metamorphic recrystallization. These Mesoarchean zircon grains are prismatic ($\sim 100 \mu\text{m}$) and exhibit a homogeneous texture, with no visible oscillatory zoning (Fig. 7). This sample was not analyzed for Lu-Hf isotopes.

Similarly, the sample PFA-07 contains a single zircon population (Fig. 9d). It yields a Concordia age of 2943 ± 13 Ma (MSWD = 1.6, $n = 3$, 2σ), interpreted as the crystallization age of the protolith. Zircon Th/U ratios range from 0.32 to 0.88 (Supplementary Table 13), indicating metamorphic recrystallization. These Mesoarchean zircon grains are prismatic ($\sim 100 \mu\text{m}$) and exhibit a homogeneous texture, with no visible oscillatory zoning (Fig. 7). This sample was not analyzed for Lu-Hf isotopes.

Supplementary Table 14 - U-Pb LA-MC-ICP-MS in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).

Spot ID	U		Pb	Th	Th/U ^b	<i>f</i> ₂₀₆ (%) ^a	Isotopic ratio ^c		<i>α</i> (%)	<i>ρ</i> ^d	Age		<i>α</i> (%)	<i>ρ</i> ^d	Age		<i>α</i> (%)	<i>ρ</i> ^d	Conc. ^f (%)
	(ppm)	(ppm)	(ppm)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 <i>σ</i> (%)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 <i>σ</i> (%)			²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 <i>σ</i> (%)			²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 <i>σ</i> (%)			
São Carlos orthogneiss - zircon (sample AFD-13B)																			
1 *	39	15	38	0.38	0.14	17.00	0.6	0.58	0.4	0.62	0.21	0.5	2936	11	2935	18	2934	14	100
2 *	45	18	58	0.31	0.28	16.91	0.6	0.57	0.4	0.69	0.21	0.4	2926	12	2929	18	2932	13	100
3 *	47	19	55	0.34	0.10	16.84	0.7	0.57	0.5	0.73	0.21	0.5	2914	15	2926	21	2933	14	100
6 *	17	7	14	0.51	0.36	17.04	0.6	0.58	0.3	0.49	0.21	0.5	2935	9	2937	19	2939	16	100
10 *	31	10	27	0.36	0.49	17.02	0.6	0.58	0.3	0.56	0.21	0.5	2935	10	2936	18	2936	15	100
20 *	26	9	28	0.34	0.20	17.03	0.7	0.58	0.4	0.60	0.21	0.6	2934	13	2936	21	2938	17	100
8	39	32	55	0.59	0.16	12.87	0.7	0.46	0.4	0.68	0.21	0.5	2418	11	2670	18	2933	14	91
21	36	17	64	0.26	0.16	12.85	0.8	0.45	0.6	0.75	0.21	0.5	2407	15	2669	22	2938	16	90
14	45	12	64	0.19	0.14	13.76	0.9	0.48	0.7	0.76	0.21	0.6	2536	17	2733	24	2882	17	93
17	61	20	104	0.20	0.21	11.99	0.8	0.43	0.5	0.61	0.20	0.6	2289	11	2604	20	2859	17	88
24	51	19	79	0.24	0.45	10.30	1.3	0.38	1.1	0.89	0.20	0.6	2075	23	2462	31	2799	16	84
9	46	29	110	0.26	0.48	8.16	0.9	0.31	0.6	0.75	0.19	0.6	1756	11	2249	19	2733	15	78
30	34	11	57	0.20	0.70	7.48	1.6	0.29	1.5	0.93	0.19	0.6	1642	24	2170	34	2716	16	76
11	64	16	139	0.12	0.63	7.93	1.1	0.31	1.0	0.86	0.19	0.6	1736	17	2223	25	2708	16	78
29	39	20	82	0.25	0.33	7.46	1.3	0.29	1.1	0.89	0.19	0.6	1650	19	2168	28	2702	16	76
32	50	18	59	0.31	0.64	15.60	0.9	0.55	0.7	0.80	0.21	0.5	2829	20	2853	25	2870	15	99
18	34	20	63	0.31	0.16	10.13	0.9	0.38	0.6	0.67	0.21	0.6	2088	12	2447	21	2872	19	85
16	48	23	101	0.23	0.11	9.94	0.7	0.38	0.4	0.56	0.21	0.6	2054	8	2430	17	2868	17	85
22	53	30	111	0.27	0.17	10.69	0.7	0.40	0.4	0.58	0.20	0.6	2171	9	2497	19	2866	17	87
19	41	25	70	0.36	0.43	10.88	0.7	0.41	0.4	0.49	0.21	0.6	2217	8	2513	18	2873	18	88
13	28	16	34	0.48	0.18	14.62	0.8	0.53	0.5	0.65	0.20	0.6	2728	15	2791	23	2837	18	98
7	44	12	85	0.14	0.19	13.92	0.6	0.50	0.3	0.54	0.20	0.5	2632	9	2744	17	2828	15	96
4	37	13	63	0.21	0.34	12.12	1.2	0.45	1.1	0.91	0.20	0.5	2376	26	2614	31	2804	14	91
28	35	21	112	0.19	0.51	7.99	1.0	0.32	0.8	0.81	0.18	0.6	1786	14	2229	22	2666	15	80
27	39	14	80	0.18	0.16	11.16	0.8	0.42	0.6	0.72	0.19	0.6	2250	14	2537	21	2775	16	89
31	66	48	190	0.25	1.08	6.31	1.2	0.27	0.9	0.79	0.17	0.7	1522	14	2019	24	2575	19	75
15	38	16	42	0.37	0.52	4.69	4.2	0.18	4.2	0.99	0.19	0.7	1079	45	1766	75	2714	19	61
33	31	19	85	0.22	0.26	12.14	0.7	0.46	0.5	0.62	0.19	0.6	2458	11	2615	19	2739	16	94
25	45	21	126	0.17	0.26	5.93	1.8	0.24	1.6	0.86	0.18	0.9	1370	22	1966	36	2668	25	70
26	44	22	104	0.22	0.28	6.65	1.5	0.26	1.4	0.92	0.18	0.6	1495	21	2065	31	2696	16	72
12	60	28	162	0.17	0.66	2.97	2.1	0.13	1.9	0.90	0.17	0.9	774	15	1400	30	2547	23	55
5	252	20	423	0.05	0.33	10.79	0.7	0.47	0.3	0.37	0.17	0.7	2493	7	2505	18	2515	17	100

^a Fraction of the non-radiogenic ^{206}Pb in the analyzed zircon spot, where $f_{206} = [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c / [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s$ (c=common; s=sample);

^b Th/U ratios and amount of Pb, Th and U (in ppm) are calculated relative to GJ-1 reference zircon;

^c Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value); $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}) * 137.88$;

^d Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and the $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ratio;

^e Corrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975);

^f Degree of concordance = $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ age} / ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \text{ age}) * 100$, according to Horstwood *et al.* (2016);

* Concordant zircon. italics = zircon excluded from age calculation.

Supplementary Table 15 - U-Pb SHRIMP in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).

Spot ID	U	Th	Th/U ^a	<i>f</i> ₂₀₆ (%)	Isotopic ratio ^b							Age				Disc.		
	(ppm)	(ppm)			²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	ρ ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (Abs)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (Abs)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^d	1σ (Abs)	(%)
São Carlos orthogneiss - zircon (sample AFD-30)																		
4.1	371	48	0.13	0.02	16.40	1.4	0.56	1.4	0.97	0.21	0.4	2901	42	2870	33	2922	6	1.8
4.2 *	353	54	0.16	0.02	16.94	1.5	0.58	1.5	0.96	0.21	0.4	2931	45	2938	34	2927	7	-0.4
6.1 *	303	320	1.09	0.08	17.26	1.5	0.58	1.4	0.96	0.22	0.4	2950	44	2932	34	2961	6	1.0
7.1 *	301	226	0.78	0.03	17.11	1.5	0.58	1.4	0.97	0.21	0.4	2941	44	2942	34	2941	6	-0.1
10.1 *	293	305	1.08	0.07	17.39	1.5	0.59	1.4	0.96	0.22	0.4	2957	44	2973	34	2946	6	-0.9
7.2	295	15	0.05	1.95	16.40	2.0	0.57	1.7	0.83	0.21	1.1	2900	58	2895	39	2904	18	0.3
8.1	537	46	0.09	0.21	15.35	1.4	0.54	1.4	0.97	0.21	0.3	2838	40	2778	31	2880	5	3.5

^a Th/U ratios and amount of Pb, Th and U (in ppm) are calculated relative to Temora reference zircon;

^b Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon Temora (ID-TIMS values/measured value); $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}) * 137.88$;

^c Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and the $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ratio;

^d Corrected for mass-bias by normalising Temora reference zircon and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975).

Supplementary Table 16 - U-Pb SHRIMP in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).

Spot ID	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U ^a	<i>f</i> ₂₀₆ (%)	Isotopic ratio ^b						Age				Disc. (%)			
					²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	ρ ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (Abs)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		1σ (Abs)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^d	1σ (Abs)
São Carlos orthogneiss - zircon (sample PFA-07)																		
3.1 *	62	31	0.51	0.00	17.10	1.9	0.57	1.7	0.91	0.22	0.8	2940	55	2912	40	2960	12	1.6
5.1 *	89	76	0.88	0.00	17.28	1.6	0.58	1.5	0.94	0.22	0.5	2950	47	2946	35	2953	9	0.2
5.2 *	63	30	0.50	0.04	17.34	1.7	0.58	1.5	0.92	0.22	0.7	2954	50	2951	37	2956	11	0.2
7.1 *	112	59	0.55	0.03	17.11	1.5	0.57	1.4	0.94	0.22	0.5	2941	45	2917	34	2957	8	1.4
6.1 *	46	24	0.54	0.08	17.01	1.8	0.57	1.7	0.91	0.22	0.8	2935	54	2922	40	2944	12	0.8
9.1 *	85	38	0.47	0.00	17.00	1.7	0.57	1.6	0.92	0.22	0.7	2935	50	2921	37	2945	11	0.8
7.2 *	87	49	0.59	0.04	16.97	1.6	0.57	1.5	0.93	0.22	0.6	2933	47	2912	35	2948	10	1.2
5.3	90	28	0.32	0.09	15.87	1.6	0.54	1.5	0.92	0.22	0.6	2869	46	2763	33	2944	10	6.2

^a Th/U ratios and amount of Pb, Th and U (in ppm) are calculated relative to Temora reference zircon;

^b Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon Temora (ID-TIMS values/measured value); $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}) * 137.88$;

^c Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and the $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ratio;

^d Corrected for mass-bias by normalising Temora reference zircon and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975).

5.5.4.2 Água Fria trondhjemite

Analyses of sample PCD-06 define two main zircon populations (Fig. 9e): (i) five crystals were used to calculate a discordia line with an upper intercept age of 2947 ± 6 Ma (MSWD = 1.3; 2σ), interpreted as inherited age from the gneissic basement; (ii) the second population defines a discordia line with an upper intercept age of 2879 ± 4 Ma (MSWD = 0.97, n = 19, 2σ), attributed to the crystallization age (Supplementary Table 14). These Mesoarchean zircon grains are prismatic and elongated (~150 μm), exhibiting a light gray color and thin oscillatory zoning (Fig. 7). Lu-Hf isotopic analyses were conducted in addition to those obtained by the U-Pb method (Supplementary Table 16; Fig. 7). The Mesoarchean concordant zircon grains exhibit $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ ratios ranging from 0.280962

to 0.281030, with positive $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values between +1.14 and +3.59. The corresponding model ages ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$) range from 3.21 to 3.05 Ga (Supplementary Table 16; Fig. 10a).

Supplementary Table 17 - U-Pb LA-MC-ICP-MS in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).

Spot ID	U (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)	Th/U ^a	<i>f</i> ₂₀₆ (%) ^b	Isotopic ratio ^c				Age				Conc. ^f					
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	ρ ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ (Abs)	(%)
Água Fria trondhjemitic - zircon (sample PCD-06)																			
42	44	67	43	1.58	0.20	15.48	0.7	0.52	0.6	0.77	0.22	0.5	2699	15	2845	21	2951	14	94.8
33	49	84	48	1.78	0.20	17.58	0.8	0.59	0.7	0.94	0.22	0.3	2998	22	2967	23	2946	8	101
40	40	99	40	2.53	0.59	13.96	0.6	0.47	0.5	0.94	0.21	0.6	2494	13	2747	15	2939	17	90.0
41	92	54	56	0.98	1.88	10.07	1.1	0.34	0.8	0.78	0.21	0.7	1891	16	2441	26	2937	20	77.5
4	41	30	52	0.58	0.59	10.17	0.7	0.35	0.6	0.89	0.21	0.3	1926	12	2450	17	2919	10	78.6
10	32	40	32	1.26	0.28	16.75	0.7	0.58	0.6	0.80	0.21	0.4	2965	17	2921	21	2890	13	101.5
11	38	54	37	1.45	0.27	16.94	0.6	0.59	0.4	0.77	0.21	0.4	2995	13	2932	16	2888	10	102.2
12	52	33	62	0.53	0.23	16.59	0.6	0.58	0.4	0.68	0.21	0.4	2947	11	2911	16	2887	12	101.2
8	53	93	51	1.86	0.24	17.64	0.5	0.61	0.3	0.71	0.21	0.3	3072	11	2970	15	2886	10	103.4
7	26	27	20	1.36	0.60	15.95	0.6	0.56	0.4	0.69	0.21	0.4	2857	11	2874	17	2885	12	99.4
5	30	54	23	2.37	0.59	16.30	0.6	0.57	0.4	0.67	0.21	0.5	2913	13	2894	19	2882	14	100.6
19	27	45	23	1.98	0.53	16.95	0.4	0.59	0.3	0.87	0.21	0.5	3001	10	2932	11	2876	14	102.3
3	28	44	21	2.13	0.86	15.23	0.6	0.54	0.4	0.63	0.21	0.5	2765	11	2830	18	2876	14	97.7
1	61	36	68	0.53	0.37	11.74	0.6	0.43	0.5	0.82	0.20	0.4	2303	12	2584	16	2853	10	89.1
24	27	47	41	1.16	0.17	13.94	0.8	0.50	0.7	0.89	0.20	0.4	2601	19	2745	22	2853	10	94.8
43	70	68	121	0.57	0.15	12.24	1.0	0.45	0.8	0.81	0.20	0.6	2380	19	2623	26	2841	16	90.7
15	33	68	28	2.41	0.93	14.55	0.6	0.52	0.5	0.75	0.20	0.4	2695	12	2787	17	2837	12	96.7
6	60	159	66	2.44	0.36	12.48	0.6	0.45	0.5	0.78	0.20	0.4	2417	12	2641	16	2817	11	91.5
38	66	57	138	0.41	0.32	11.38	1.0	0.42	0.9	0.91	0.20	0.4	2263	21	2555	25	2796	11	88.6
30	33	42	78	0.54	0.20	8.37	0.6	0.33	0.5	0.82	0.19	0.3	1833	9	2272	13	2750	9	80.7
25	53	120	106	1.14	0.37	10.23	0.8	0.38	0.7	0.84	0.19	0.4	2091	14	2456	20	2747	12	85.2
13	55	60	94	0.65	0.56	8.93	0.8	0.35	0.6	0.80	0.19	0.5	1918	12	2331	18	2715	13	82.3
31	44	54	163	0.33	0.12	8.32	0.8	0.33	0.7	0.89	0.18	0.4	1824	13	2267	18	2694	10	80.5
16	53	135	74	1.83	0.68	8.37	0.7	0.33	0.5	0.75	0.18	0.4	1838	9	2272	15	2689	12	80.9
21	51	107	52	2.08	0.39	13.59	0.5	0.49	0.4	0.80	0.20	0.3	2583	11	2721	14	2826	9	94.9
2	39	117	60	1.95	0.70	13.49	0.6	0.49	0.6	0.90	0.20	0.3	2585	15	2714	17	2812	8	95.3
36	82	181	100	1.82	1.83	5.39	1.0	0.20	0.8	0.81	0.20	0.6	1160	9	1883	18	2812	16	61.6
20	35	91	35	2.62	0.47	14.38	0.7	0.53	0.5	0.81	0.20	0.4	2730	14	2775	18	2808	11	98.4
35	57	92	151	0.62	0.15	8.11	1.1	0.30	1.0	0.95	0.19	0.3	1704	18	2243	25	2780	10	76.0
9	50	49	85	0.58	0.63	7.94	0.8	0.30	0.8	0.99	0.19	0.7	1700	14	2224	18	2750	19	76.4
26	53	62	130	0.48	0.28	9.20	0.7	0.36	0.6	0.81	0.19	0.4	1982	12	2358	17	2702	12	84.1
39	61	40	137	0.30	0.59	6.93	1.2	0.28	1.1	0.90	0.18	0.5	1584	17	2102	26	2694	14	75.3
34	87	223	140	1.60	1.18	5.21	1.0	0.21	0.8	0.85	0.18	0.5	1213	10	1855	18	2676	14	65.4
28	57	110	112	0.99	0.56	6.85	0.7	0.27	0.5	0.76	0.18	0.5	1556	8	2092	15	2670	12	74.4
18	33	51	57	0.92	0.54	8.80	1.0	0.36	0.8	0.80	0.18	0.6	1959	16	2318	23	2651	16	84.5
27	31	79	57	1.40	0.25	6.93	1.4	0.28	1.3	0.95	0.18	0.4	1594	21	2102	30	2645	12	78.5
37	67	33	181	0.18	0.25	6.45	1.2	0.26	1.1	0.91	0.18	0.5	1507	17	2039	25	2631	13	73.9
29	63	73	185	0.40	0.53	5.94	1.2	0.25	0.9	0.74	0.17	0.8	1454	13	1967	24	2560	21	73.9
23	44	80	169	0.48	0.28	4.50	1.6	0.19	1.4	0.93	0.17	0.6	1142	16	1731	27	2543	15	65.9
32	61	106	134	0.80	0.92	3.99	1.2	0.18	1.1	0.94	0.16	0.4	1077	12	1633	19	2449	9	65.9
22	81	213	291	0.74	1.01	3.94	0.9	0.19	0.7	0.71	0.15	0.7	1096	7	1622	15	2393	16	67.6
14	112	53	217	0.25	2.49	4.13	1.3	0.20	1.2	0.90	0.15	0.6	1173	14	1661	22	2348	13	70.6
17	98	167	221	0.76	2.36	2.22	1.4	0.13	1.0	0.75	0.13	0.9	767	8	1187	16	2064	19	64.6

^a Fraction of the non-radiogenic ^{206}Pb in the analyzed zircon spot, where $f_{206} = [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c / [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s$ (c=common; s=sample);

^b Th/U ratios and amount of Pb, Th and U (in ppm) are calculated relative to GJ-1 reference zircon;

^c Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value); $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}) * 137.88$;

^d Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and the $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ratio;

^e Corrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975);

^f Degree of concordance = $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ age} / ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \text{ age}) * 100$, according to Horstwood *et al.* (2016);

* Concordant zircon. italics = zircon excluded from age calculation.

5.5.4.3 Xinguara granite

The Xinguara Granite contains only a few zircon grains, most of which are metamict. Leite *et al.* (2004) obtained age data using the Pb evaporation method. The high-temperature steps of selected crystals from sample AL-60 yielded an age of 2865 ± 1 Ma (Fig. 9f; Supplementary Table 15). To improve the reliability of the age determination for the Xinguara Granite, an additional five zircon crystals from sample

XN-34 were analyzed. The zircons in this sample are morphologically similar to those in sample AL-60 but significantly smaller. The high-temperature steps provided a mean age of 2866 ± 2 Ma, which is very close to the age obtained for sample AL-60. The diagram in Fig. 9f presents the analytical results for both samples, defining a mean age of 2865 ± 1 Ma. In sample AL-60, the high-temperature steps of crystals yielded a significantly older age of 2928 ± 2 Ma, similar to the age of the gneissic basement in the study area, indicating a more complex geological history.

Supplementary Table 18 - Evaporation Pb in zircon for the granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).

Sample	Analysis nº	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ (%)	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^c$	2σ (%)	Age (Ma)
AL-60/6	18	0.0000270	± 2	0.118740	± 73	0.204040	± 79	2856 ± 6
	93	0.0000220	± 1	0.119200	± 18	0.204990	± 16	2866 ± 1
AL-60/8	96	0.0000190	± 1	0.007840	± 10	0.204960	± 16	2866 ± 1
XN-34/17	84	0.0000610	± 3	0.200120	± 55	0.205820	± 26	2866 ± 3
	57	0.0000670	± 2	0.200850	± 70	0.205720	± 37	2856 ± 10
Total	348							Everage Age 2865 ± 1

Source: Leite et al. (2004).

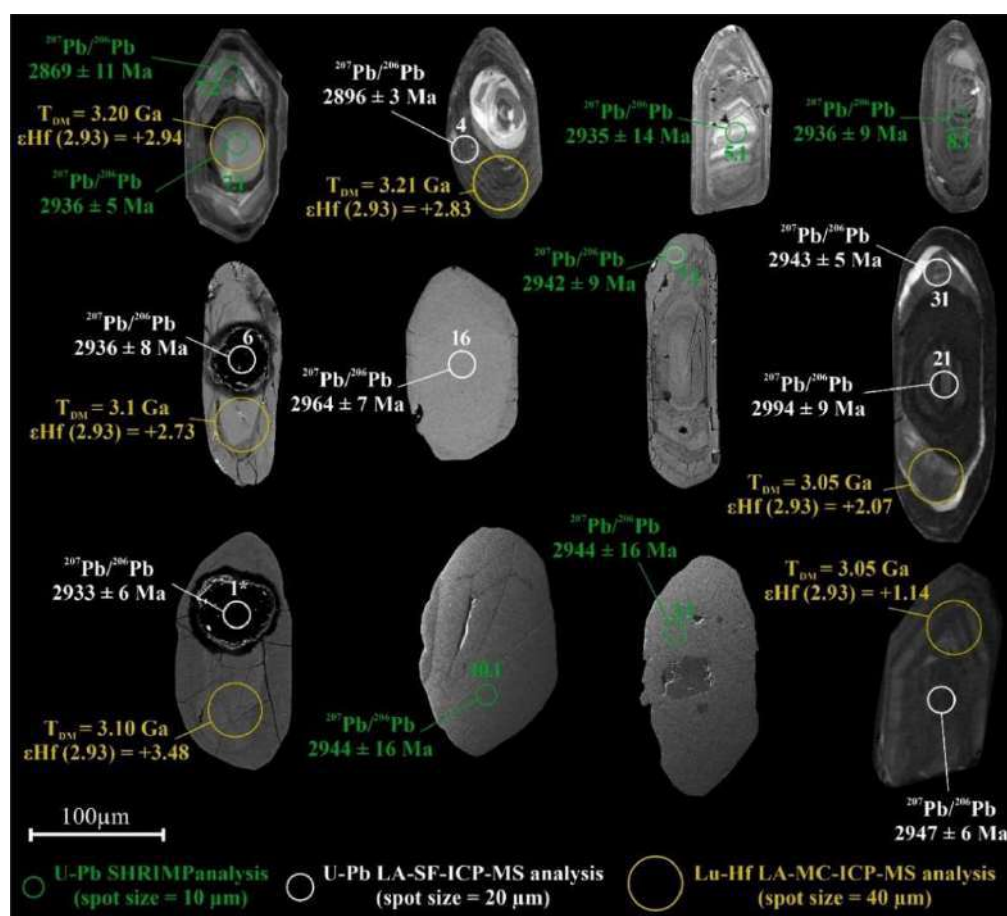


Figure 7 - Backscattered electrons (BSE) images of representative zircon grains of each sample analyzed from the orthogneisses of the Caracol gneiss-migmatite complex, and Água Fria trondhjemitite, with their respective in situ U-Pb ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages; white and green values) and Lu-Hf (ϵ_{Hf} and Hf-TDM^c ; yellow values) data.

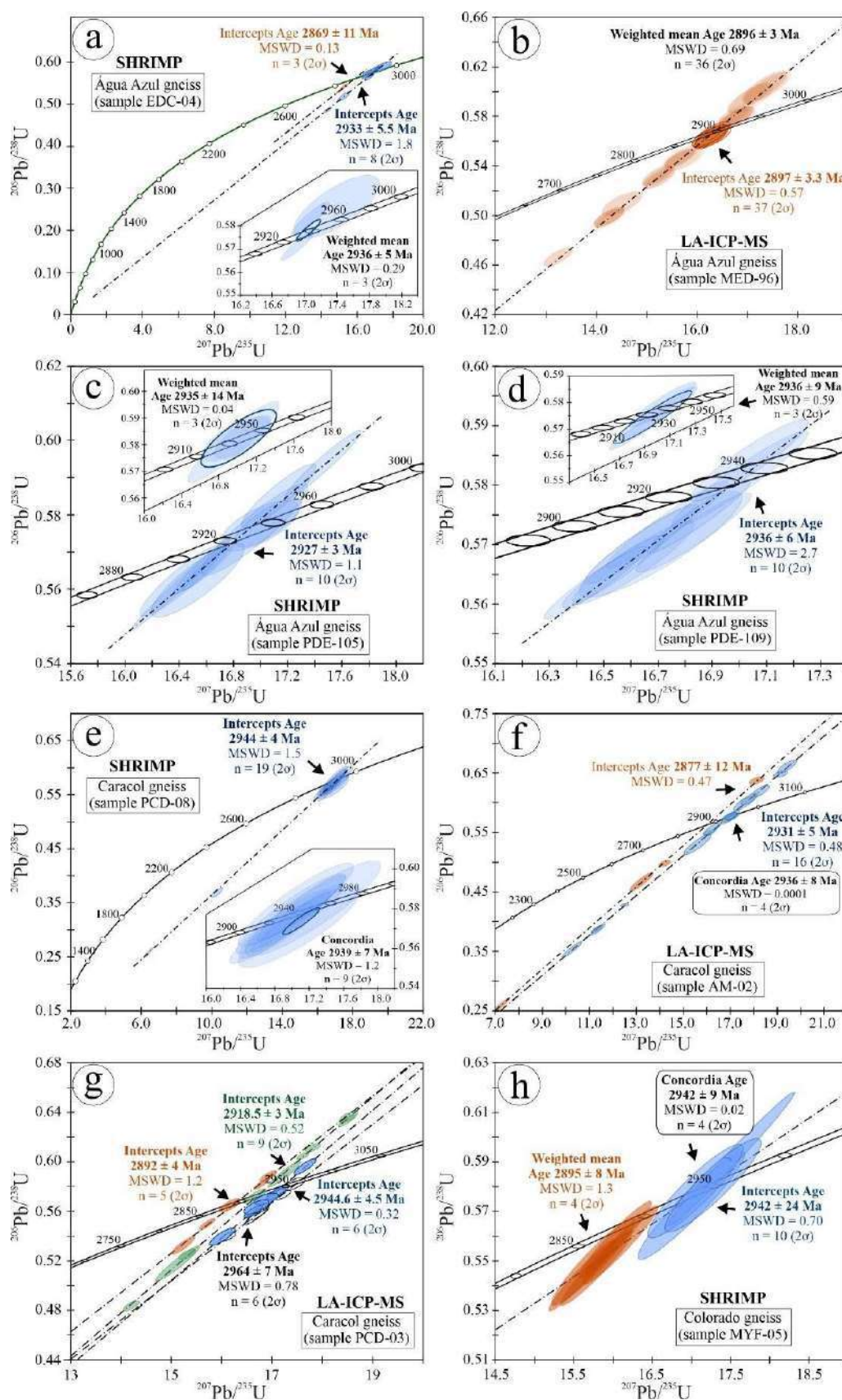


Figure 8 - Concordia diagrams (a-h) present zircon U-Pb results for the Sapucaia Subdomain units.

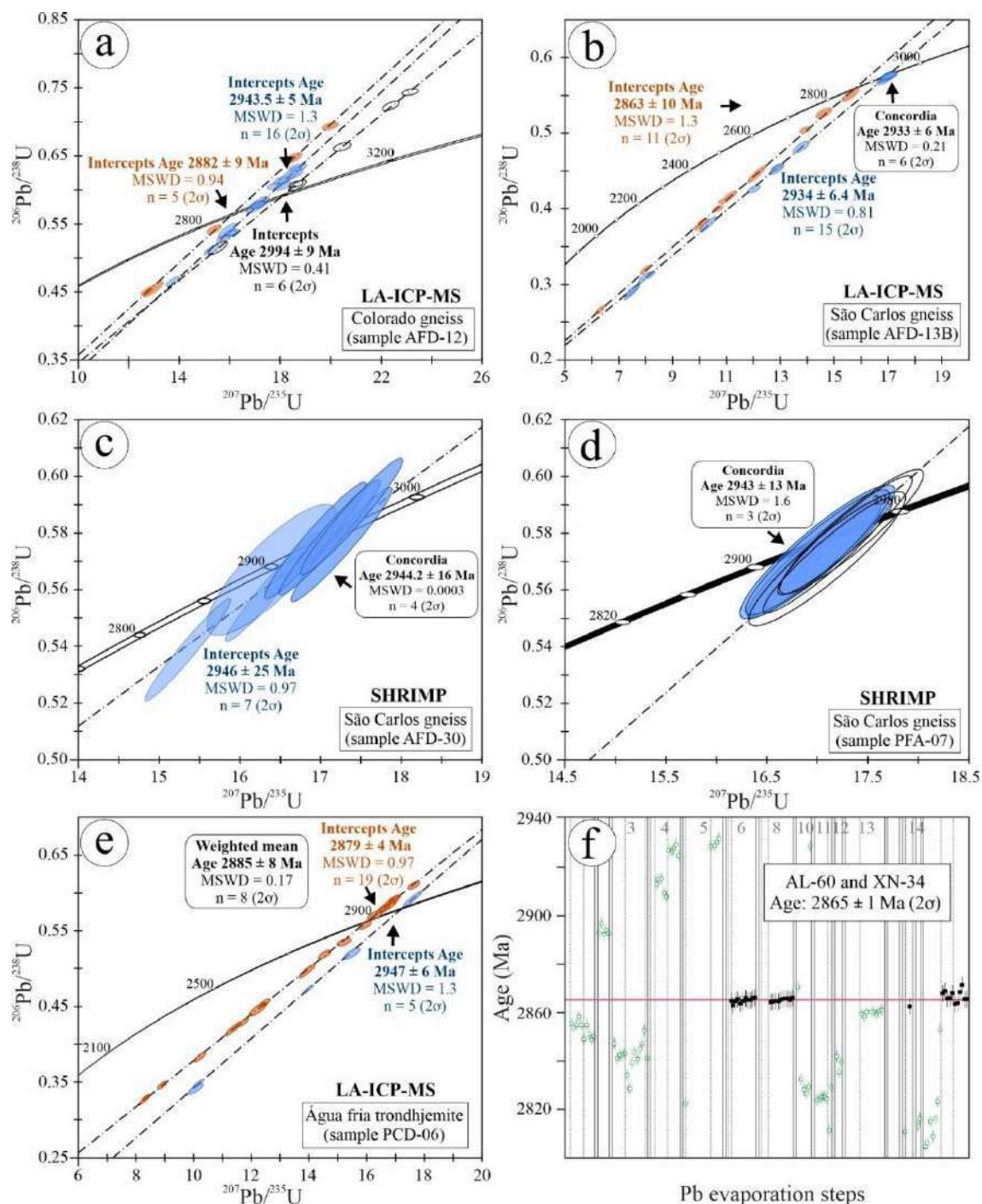


Figure 9 - Concordia diagrams (a-e) present zircon U-Pb results for the Sapucaia Subdomain units, (f) Age vs. steps of Pb evaporation for the Xinguara granite (Leite *et al.* 2004). Filled square represents isotopic ratio used to calculate the granite age.

Supplementary Table 19 - Lu-Hf isotopic data on zircon by LA-MC-ICP-MS. *Calculated from the ratio $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$, the average value of the continental crust (Griffin *et al.* 2002).

Spot ID	t _{LPb} (Ma)	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	2σ	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	2σ	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf	2σ	¹⁷⁸ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	2σ	ε _{Hf} (0)	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf ₀	ε _{Hf} (t)	2σ	Hf-T _{DM} ^C (Ga)*
Água Azul orthogneisse (EDC-04)														
96	2936	0.280992	16.2	0.000734	4.4	0.019459	15.6	1.467199	16.2	-63.4	0.280951	2.11	0.7	3.04
97	2936	0.281000	16.8	0.000549	3.3	0.013759	11.0	1.467186	16.8	-63.1	0.280969	2.75	0.7	3.00
98	2936	0.280991	15.5	0.000606	3.6	0.015896	12.7	1.467194	15.5	-63.4	0.280957	2.32	0.7	3.02
100	2936	0.280979	22.4	0.000591	3.6	0.015152	12.3	1.467142	22.4	-63.9	0.280946	1.93	0.7	3.05
101	2936	0.280987	24.4	0.000166	1.0	0.004668	3.8	1.467174	24.5	-63.6	0.280978	3.07	0.7	2.98
102	2936	0.281000	26.4	0.000391	2.4	0.010450	8.4	1.467196	26.4	-63.1	0.280978	3.08	0.7	2.98
103	2936	0.280985	27.5	0.000569	3.5	0.014673	11.9	1.467193	27.6	-63.6	0.280953	2.19	0.7	3.03
104	2936	0.280999	25.5	0.000804	5.1	0.020747	17.2	1.467233	25.5	-63.1	0.280954	2.22	0.7	3.03
Água Azul orthogneisse (MED-96)														
164	2897	0.280999	23.9	0.000675	4.1	0.018103	14.8	1.467209	23.9	-63.2	0.280961	1.56	0.7	3.03
165	2897	0.281000	24.6	0.000755	4.6	0.020266	16.3	1.467145	24.6	-63.1	0.280958	1.45	0.7	3.04
166	2897	0.281002	32.4	0.000760	4.6	0.020769	16.8	1.467223	32.4	-63.1	0.280960	1.50	0.7	3.04
167	2897	0.281024	34.0	0.000862	5.4	0.023385	18.8	1.467208	34.0	-62.3	0.280976	2.07	0.7	3.01
168	2897	0.280999	26.5	0.000748	4.5	0.019999	16.0	1.467245	26.5	-63.2	0.280957	1.41	0.7	3.04
169	2897	0.281022	20.1	0.001027	6.2	0.028035	22.8	1.467213	20.1	-62.4	0.280965	1.67	0.7	3.03
170	2897	0.280987	27.8	0.000606	5.3	0.015876	17.3	1.467187	27.8	-63.6	0.280953	1.28	0.7	3.05
171	2897	0.281005	18.9	0.000745	4.5	0.019688	15.8	1.467181	18.9	-62.9	0.280964	1.65	0.7	3.03
172	2897	0.281006	19.7	0.000679	4.1	0.018499	15.0	1.467182	19.7	-62.9	0.280968	1.80	0.7	3.02
173	2897	0.281011	23.5	0.000805	4.9	0.021079	17.3	1.467194	23.5	-62.7	0.280966	1.73	0.7	3.02
173	2897	0.281000	23.0	0.000599	3.6	0.015726	12.6	1.467204	23.0	-63.1	0.280967	1.74	0.7	3.02
175	2897	0.281009	37.0	0.001149	7.0	0.030812	25.2	1.467151	37.0	-62.8	0.280945	0.97	0.7	3.07
176	2897	0.280994	22.6	0.000797	5.0	0.021212	17.6	1.467184	22.6	-63.3	0.280950	1.14	0.7	3.06
177	2897	0.281003	31.7	0.000682	4.3	0.017880	14.7	1.467164	31.7	-63.0	0.280965	1.67	0.7	3.03
178	2897	0.280981	29.3	0.000748	5.1	0.020028	18.2	1.467198	29.3	-63.8	0.280940	0.79	0.7	3.08
179	2897	0.280993	40.6	0.000710	4.9	0.018383	15.5	1.467194	40.6	-63.4	0.280954	1.29	0.7	3.05
180	2897	0.280978	32.0	0.000604	4.2	0.015323	13.1	1.467150	32.0	-63.9	0.280945	0.97	0.7	3.07
181	2897	0.280007	33.2	0.000680	6.3	0.017184	18.2	1.467204	33.2	-62.9	0.280969	1.84	0.7	3.02
182	2897	0.280985	26.2	0.000506	3.1	0.013442	11.5	1.467197	26.2	-63.6	0.280957	1.40	0.7	3.04
183	2897	0.281013	36.9	0.000733	4.9	0.019540	16.8	1.467246	36.9	-62.7	0.280972	1.95	0.7	3.01
Caracol orthogneisse (AM-02)														
8	2936	0.281002	0.000050	0.000591	0.000057	0.023930	0.001687	1.467257	0.000062	-63.1	0.280968	2.73	0.27	3.15
10	2936	0.281016	0.000043	0.000584	0.000053	0.022676	0.002004	1.467248	0.000057	-62.6	0.280983	3.26	0.31	3.12
2	2936	0.281041	0.000095	0.000886	0.000040	0.035989	0.002392	1.467191	0.000130	-61.7	0.280991	3.54	0.33	3.10
22	2936	0.281021	0.000042	0.000451	0.000031	0.016996	0.000716	1.467205	0.000067	-62.4	0.280995	3.69	0.26	3.09
3	2936	0.281039	0.000071	0.000756	0.000047	0.029375	0.002773	1.467163	0.000077	-61.7	0.280996	3.72	0.47	3.09
1	2936	0.281038	0.000054	0.000523	0.000067	0.021748	0.004322	1.467249	0.000156	-61.8	0.281008	4.15	1.08	3.06
21	2936	0.281057	0.000139	0.000497	0.000059	0.018846	0.001799	1.467128	0.000112	-61.1	0.281029	4.89	0.60	3.01
17	2936	0.281081	0.000052	0.000804	0.000061	0.031566	0.003821	1.467179	0.000056	-60.3	0.281035	5.11	0.80	3.00
14	2936	0.281083	0.000053	0.000651	0.000057	0.027915	0.001722	1.467194	0.000050	-60.2	0.281046	5.48	0.50	2.98
13	2936	0.281078	0.000048	0.000431	0.000059	0.017463	0.001922	1.467269	0.000057	-60.4	0.281053	5.75	0.80	2.96
Colorado orthogneisse (AFD-12)														
6	2943	0.280962	0.000020	0.000297	0.000051	0.012890	0.001673	1.467180	0.000049	-64.5	0.280945	2.07	0.36	3.20
3	2943	0.280969	0.000016	0.000377	0.000059	0.016531	0.001931	1.467192	0.000036	-64.2	0.280948	2.15	0.34	3.19
10	2943	0.280984	0.000029	0.000563	0.000081	0.023908	0.002818	1.467213	0.000048	-63.7	0.280952	2.30	0.34	3.18
1c	2943	0.280986	0.000019	0.000524	0.000053	0.023582	0.001967	1.467244	0.000022	-63.6	0.280956	2.45	0.26	3.17
28	2943	0.280976	0.000015	0.000320	0.000026	0.014190	0.000970	1.467207	0.000037	-64.0	0.280958	2.53	0.21	3.17
22	2943	0.280978	0.000014	0.000222	0.000025	0.009779	0.000856	1.467196	0.000031	-63.9	0.280966	2.80	0.32	3.15
5	2943	0.280989	0.000014	0.000217	0.000024	0.010263	0.000911	1.467245	0.000029	-63.5	0.280977	3.19	0.36	3.13
13	2943	0.280994	0.000014	0.000217	0.000024	0.010266	0.000911	1.467236	0.000029	-63.3	0.280982	3.37	0.38	3.12
1r	2863	0.281028	0.000025	0.000239	0.000005	0.009747	0.000214	1.467222	0.000040	-62.1	0.281015	2.67	0.07	3.10
9	2943	0.281029	0.000019	0.000359	0.000044	0.016459	0.001478	1.467195	0.000039	-62.1	0.281009	4.34	0.55	3.05
São Carlos orthogneisse (AFD-13B)														
3	2933	0.281027	0.000032	0.000628	0.000066	0.027833	0.002350	1.467232	0.000087	-62.2	0.280992	3.48	0.37	3.10
1	2933	0.281012	0.000033	0.000328	0.000028	0.017924	0.001225	1.467246	0.000079	-62.7	0.280994	3.56	0.31	3.10
2	2933	0.281020	0.000030	0.000393	0.000037	0.015997	0.001336	1.467223	0.000050	-62.4	0.280998	3.72	0.36	3.09
10	2933	0.281017	0.000032	0.000253	0.000016	0.010554	0.000415	1.467198	0.000077	-62.5	0.281002	3.87	0.25	3.08
20	2933	0.281027	0.000052	0.000316	0.000019	0.011322	0.000512	1.467226	0.000103	-62.2	0.281010	4.13	0.26	3.06
8	2933	0.281033	0.000076	0.000410	0.000039	0.016333	0.001168	1.467135	0.000098	-61.9	0.281010	4.14	0.40	3.06
6	2933	0.281040	0.000034	0.000384	0.000053	0.015871	0.001824	1.467261	0.000076	-61.7	0.281018	4.43	0.63	3.04
17	2933	0.281083	0.000051	0.000540	0.000040	0.020054	0.001287	1.467184	0.000101	-60.2	0.281052	5.65	0.43	2.96
18	2869	0.281104	0.000024	0.000382	0.000061	0.016974	0.001961	1.467177	0.000047	-59.5	0.281083	5.21	0.86	2.94
Água Fria trondhjemite (PCD-06)														
12	2879	0.281011	0.000033	0.000884	0.000070	0.035030	0.002313	1.467254	0.000048	-62.7	0.280962	1.14	0.09	3.21
11	2879	0.280988	0.000033	0.000476	0.000026	0.020373	0.000939	1.467230	0.000051	-63.5	0.280962	1.15	0.06	3.21
5	2879	0.281000	0.000020	0.000447	0.000026	0.020869	0.001082	1.467194	0.000040	-63.1	0.280975	1.63	0.10	3.18
10	2879	0.281006	0.000049	0.000541	0.000019	0.024817	0.000786	1.467264	0.000081	-62.9	0.280976	1.67	0.06	3.17
3	2879	0.281003	0.000036	0.000459	0.000033	0.018944	0.000554	1.467245	0.000043	-63.0	0.280978	1.72	0.13	3.17
7	2879	0.281012	0.000033	0.000407	0.000011	0.019784	0.000411	1.467215	0.000043	-62.7	0.280989	2.13	0.06	3.14
24	2879	0.281039	0.000036	0.000676	0.000028	0.026581	0.000865	1.467219	0.000053	-61.7	0.281002	2.58	0.11	3.12
19	2879	0.281056	0.000034	0.000904	0.000035	0.036544	0.000928	1.467251	0.000052	-61.1	0.281006	2.73	0.11	3.11
15	2879	0.281060	0.000034	0.000635	0.000050	0.026874	0.001459	1.467229	0.000051	-61.0	0.281025	3.38	0.27	3.06
8	2879	0.281070	0.000029	0.000714	0.000021	0.038028	0.000899	1.467232	0.000048	-60.7				

5.5.5 Whole-rock Sm-Nd isotope data

The Sm-Nd isotopic data are presented in an $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ vs. age (Ma) evolution diagram (Fig. 10b), based on analyses conducted on representative samples of the Água Azul, Caracol, Colorado, and São Carlos orthogneisses, as well as the Água Fria trondhjemite and Xinguara granite from the Sapucaia Subdomain (Supplementary Table 17). The orthogneisses exhibit Mesoarchean Nd- T_{DM} model ages ranging from 2.84 to 3.91 Ga, with $\epsilon_{\text{Nd}}(2.93 \text{ Ga})$ values between +0.65 and +3.90, except for one sample that shows a negative value (−3.37). These results indicate a predominantly juvenile source with some degree of crustal contribution (Fig. 10b). The Água Fria trondhjemite records Nd- T_{DM} model ages between 2.87 and 2.91 Ga, with $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values ranging from +1.77 to +2.36. Similarly, the Xinguara granite presents Nd- T_{DM} model ages of 2.86 to 2.94 Ga, with $\epsilon_{\text{Nd}}(2.87 \text{ Ga})$ values varying from +1.32 to +2.55. Notably, the time interval between the mantle extraction of the granitoid sources and their crystallization was relatively short, suggesting the formation of a juvenile continental crust between 2.8 and 3.0 Ga. This is supported by the Nd- T_{DM} ages, which are closely aligned with the crystallization ages of the rocks (Fig. 8 and 9).

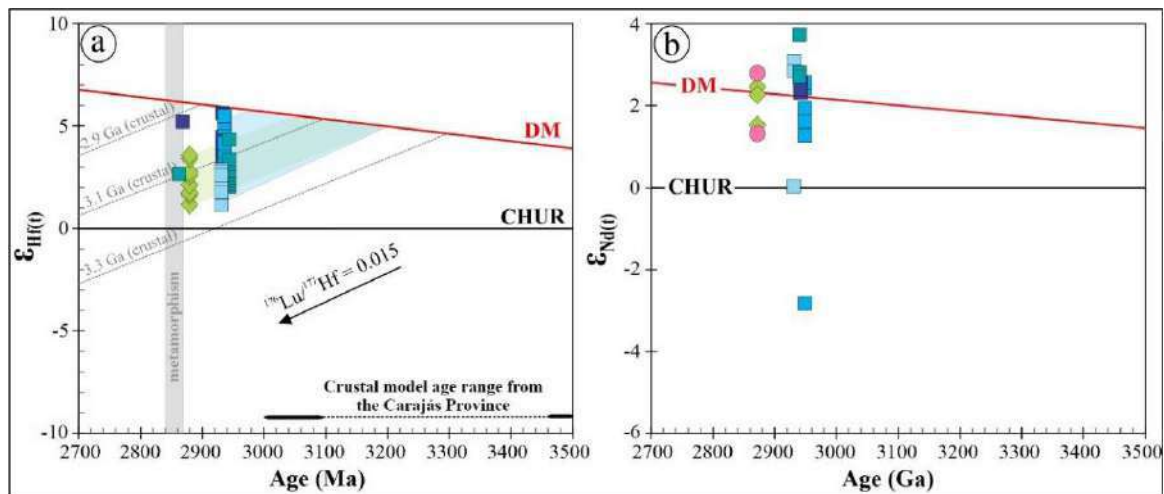


Figure 10 - Isotopic data for the units of the Sapucaia Subdomain: (a) $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. age (Ga) evolution diagram. The CHUR (Chondritic Uniform Reservoir) reference values are based on Bouvier *et al.* (2008), while the DM (Depleted Mantle) values follow Andersen *et al.* (2009). The dotted lines represent crust evolution trends, calculated using $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ of 0.015 for the mid-continental crust (Griffin *et al.* 2002). (b) $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ vs. age (Ma) diagram, depicting the evolutionary trends of the DM (DePaolo 1981) and the CHUR reservoir (DePaolo & Wasserburg 1976).

Supplementary Table 20 - Whole-rock Sm-Nd isotope composition for the Mesoarchean granitoids from Sapucaia Subdomain (Carajás Province).

Geological unit	Sample	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$f_{\text{Sm-Nd}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	Age (Ma) ^a	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})^b$
Água Azul orthogneisse	MEP-20	4.61	28.57	0.097466	0.510751	-0.504	-36.81	2930	+0.65	3.04
	EDC-60	0.36	2.54	0.086344	0.510657	-0.561	-38.64	2931	+3.03	2.88
	MED-96	1.51	9.93	0.091700	0.510759	-0.534	-36.65	2932	+3.00	2.88
Caracol orthogneisse	PCD-08	2.77	18.72	0.089400	0.510690	-0.546	-38.00	2940	+2.65	2.91
	AL-59			0.086700	0.510606	-0.559	-39.69	2930	+1.89	2.95
	AL-216	1.44	10.75	0.080690	0.510485	-0.590	-42.00	2940	+1.95	2.96
	AL-210	2.40	13.13	0.110400	0.511075	-0.439	-30.49	2920	+1.98	2.94
	ALF-237A	7.93	62.20	0.077000	0.510480	-0.609	-42.10	2930	+2.63	2.88
	AL-163	2.87	10.61	0.163500	0.511820	-0.169	-15.96	2950	-3.37	3.91
	FMR-25	2.74	22.31	0.074200	0.510412	-0.623	-43.42	2930	+2.83	2.90
Colorado orthogneisse	PFR-24	1.62	12.87	0.076200	0.510505	-0.613	-41.61	2930	+3.90	2.84
São Carlos orthogneisse	AFD-13B	2.16	16.48	0.079100	0.510504	-0.598	-41.63	2940	+2.93	2.90
	AFD-18	1.80	12.64	0.086200	0.510617	-0.562	-39.42	2930	+2.30	2.93
	PFA-07	7.05	60.63	0.097000	0.510847	-0.507	-34.94	2950	+2.97	2.90
Água Fria trondhjemitite	MYF-05	2.62	17.55	0.090200	0.510714	-0.541	-37.53	2950	+2.96	2.90
	AFD-12	1.32	12.67	0.062900	0.510195	-0.680	-47.66	2930	+2.86	2.90
	PCD-06	4.59	35.98	0.077100	0.510492	-0.608	-41.86	2870	+2.36	2.87
	AL-16A			0.105300	0.511017	-0.465	-31.62	2870	+2.18	2.88
	AL-122			0.103600	0.510964	-0.473	-32.65	2870	+1.77	2.91
	AL-13C	1.61	8.07	0.120300	0.411267±9	-0.388	-31.62	2864±21	+1.40	2.91
	AL-16A	1.96	11.24	0.105300	0.511017±10	-0.465	-31.62	2864±22	+2.00	2.85
	AL-122	2.14	12.50	0.103600	0.510964±11	-0.473	-32.65	2864±23	+1.60	2.88
Xinguara granite	ADJ-01	2.11	15.21	0.083800	0.510566	-0.574	-40.42	2870	+1.32	2.94
	PCD-07	7.05	60.63	0.070300	0.510373	-0.643	-44.18	2870	+2.55	2.86
	AL-24	6.07	38.94	0.094140	0.510787	-0.521	-36.11	2870	+1.81	2.90

^a U-Pb ages determined in this work and used to calculate the $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$.

^b T_{DM} is depleted mantle model age of DePaolo (1981).

5.5.6 Mechanisms of magmatic evolution and geochemical modelling

The magmatic evolution of Archean granitoids, including, gneisses, tonalite-trondhjemitite-granodiorite (TTG) suites and K-granites, is primarily governed by two fundamental processes: partial melting and fractional crystallization (Rollison 1993). Prior to conducting quantitative modeling, a detailed geochemical analysis was essential to understand the geological processes behind the formation of the Caracol orthogneisse, Água Fria trondhjemitite, and Xinguara granite within the Sapucaia Subdomain (Fig. 1). Geochemical modeling using highly and moderately incompatible elements has proven to be an effective approach for unraveling the mechanisms of magmatic evolution (Janoušek *et al.* 2015). Most samples displayed an increasing linear trend in the La/Sm vs. La (Fig. 11a) and Rb vs. Yb binary diagrams (Fig. 11b), suggesting that partial melting played a dominant role in the formation of these granitoids, rather than fractional crystallization. In the (Dy/Yb)_N vs. SiO₂ plot (Fig. 11c), the samples from all rock groups (gneisses, TTGs, and granite) were clearly divided into two groups, implying that most rocks originated through partial melting, with both garnet and amphibole playing a key role in their source.

5.5.6.1 Gneissic paleosome of the Caracol Complex

For a quantitative evaluation of the petrogenesis of the Caracol orthogneisse, geochemical modelling was conducted for major, minor, and rare earth elements to

determine the possible protoliths of this rock (Fig. 11d-i). Several studies have emphasized that granitoid magmas with chemical composition similar to Archean TTG were generated by the partial melting of Archean tholeiites metamorphosed into garnet-bearing amphibolite (Condie 1993). Although Martin (1987) also proposed a tholeiitic source transformed into eclogite, this model was inconsistent with major element data. Thus, Archean tholeiites metamorphosed into garnet-bearing amphibolite were considered the source of the Caracol orthogneiss. To evaluate this, average compositions were utilized from: (i) metabasalts associated with the Identidade and Sapucaia Greenstone Belts (Souza *et al.* 2001), which outcrop immediately south of the study area near the city of Xinguara (Fig. 1); (ii) Archean tholeiites (Martin 1987); and (iii) enriched Archean tholeiites (Condie 1993).

Mass balance calculations for major and minor elements were performed using the GENESIS 4.0 software (Janoušek *et al.* 2015). The reliability of the computed data is ensured when the sum of squared residuals (ΣR^2) is ≤ 1.2 (Rollison 1993). For rare earth elements (REEs), equilibrium partial melting modeling was applied using the equation $C_L/C_0 = 1/D(1 - F)^{(1/D-1)}$, where C_L and C_0 represent the trace element concentrations in the melt (liquid) and the source (solid), respectively. F denotes the melt fraction generated, while D corresponds to the bulk distribution coefficient of residual solids at the moment of melt extraction (Janoušek *et al.* 2015). The chemical compositions of minerals and the partition coefficients used in the partial melting modeling are provided in the supplementary data (Supplementary Table 21-25).

For the Caracol orthogneiss, the least differentiated sample (AL-210) was selected as the initial melt composition. The modeling results showed a good fit for all three proposed source materials (Supplementary Table 21). The generation of the initial melt (AL-208) is consistent with the following scenarios: (a) 25–30% partial melting of Archean tholeiites (Martin 1987), yielding a ΣR^2 value of 0.05 (Fig. 11d), with a residual mineral assemblage comprising garnet (32.55%), clinopyroxene (25.78%), plagioclase An_{30} (18.02%), hornblende (17.39%), orthopyroxene (4.19%), and ilmenite (2.08%); (b) 25% partial melting of enriched Archean tholeiites (Condie 1993), with $\Sigma R^2 = 0.02$ (Fig. 11e), and a residual mineralogy consisting of hornblende (47.72%), garnet (22.27%), plagioclase An_{50} (20.66%), clinopyroxene (7.61%), and ilmenite (2.04%); (c) 10–15% partial melting of metabasalts from the Identidade and Sapucaia Greenstone Belts (Souza *et al.* 2001), with $\Sigma R^2 = 0.03$ (Fig. 11f), and a residual mineral assemblage composed of garnet (31.87%),

clinopyroxene (22.56%), hornblende (20.24%), plagioclase An₆₀ (20.23%), orthopyroxene (4.47%), and ilmenite (0.63%).

For rare earth element (REE) modeling, only sample AL-210 was used as the initial melt composition, as sample AL-208 was not analyzed for these elements. The results indicate that: (i) the melt generated from 25% partial melting of enriched Archean tholeiites (Condie 1993) exhibits significantly higher concentrations of both light and heavy REEs compared to AL-210, despite displaying a parallel pattern (Fig. 11e). (ii) the melts derived from 25–30% partial melting of Archean tholeiites (Fig. 11d) and 10–15% partial melting of metabasalts from the Identidade/Sapucaia Greenstone Belt (Fig. 11f) are compositionally consistent with sample AL-210. These melts only show slightly higher heavy REE concentrations than the assumed initial melt (AL-210), suggesting that geochemically similar sources, undergoing varying degrees of melting, could have produced a parental melt akin to that forming Caracol orthogneiss. The primary difference between the REE patterns obtained from the modeling using Archean tholeiites and metabasalts as sources and that of the assumed initial melt (sample AL-210) is the absence of a concave trend between Gd and Yb. This concavity is typically associated with significant amphibole fractionation. This suggests that, in the assumed residual compositions for both models, the proportion of hornblende in the actual residue may have been higher than indicated by the modeling, potentially compensated by a proportional decrease in clinopyroxene (Fig. 11d-f).

Other geochemical modelling conducted for the Caracol orthogneiss used the sample AL-163 as potential parental melt, using the same source materials as in previous models (Fig. 11g,h,i). The geochemical modeling results for major and minor elements yielded the following best fits (Supplementary Table 22): (a) 25% partial melting of Archean tholeiites (Fig. 11g), with $\Sigma R^2 = 0.63$, and a residual mineral assemblage comprising hornblende (54.09%), plagioclase An₆₀ (28.79%), clinopyroxene (12.91%), magnetite (3.25%), ilmenite (0.97%), and; (b) 25% partial melting of enriched Archean tholeiites (Fig. 11h), with $\Sigma R^2 = 0.28$, and a residual mineral assemblage of hornblende (61.69%), plagioclase An₆₀ (31.98%), clinopyroxene (1.60%), ilmenite (1.59%), and magnetite (3.14%); (c) 10% partial melting of metabasalts from the Identidade Greenstone Belt (Fig. 11i), with $\Sigma R^2 = 1.39$, and a residual mineral assemblage of hornblende (51.09%), plagioclase An₆₀ (34.96%), clinopyroxene (11.09%), and magnetite (2.89%). The first two source models provided a good fit for major and minor elements, with low ΣR^2 values. In

contrast, the Identidade metabasalts exhibited significantly different Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , and Na_2O concentrations compared to the assumed melt (AL-163), leading to a high ΣR^2 (>1), suggesting that this source is unlikely. Rare earth element (REE) modeling rules out enriched Archean tholeiites as the source for the Caracol orthogneiss (Fig. 11h). The melt derived from 25% partial melting of this source exhibits significantly higher concentrations of light REEs compared to the assumed parental melt (sample AL-163), despite a reasonable fit for heavy REEs. The 10% partial melting model of Identidade/Sapucaia metabasalts yielded a good REE fit (Fig. 11i); however, it did not align well with major and minor element concentrations. A strong overall fit was achieved using 25% partial melting of Archean tholeiites (Fig. 11g), producing a melt composition similar to AL-163. The residual mineral assemblage consists of hornblende + clinopyroxene + plagioclase + ilmenite + magnetite.

Geochemical modeling suggests that the Caracol orthogneiss did not originate from a homogeneous source, which explains the geochemical variations observed among its rocks. The melt that generated most of the Caracol orthogneiss, particularly those with high $(\text{La}/\text{Yb})_N > 100$ ratios, likely derived from unenriched Archean metabasalts that had undergone metamorphism to garnet-amphibolite facies. Both the average composition of Archean metabasalts (Martin 1987) and the Identidade metabasalts (Souza *et al.* 2001) could serve as suitable sources, though they would require different degrees of partial melting, with significantly lower melting proportions in the case of the Identidade metabasalts. In contrast, the parental melt of the tonalites with low $(\text{La}/\text{Yb})_N < 100$ ratios could also be derived from a source similar to Archean tholeiites (Martin 1987) or rocks compositionally comparable—but not identical—to the Identidade/Sapucaia metabasalts (Souza *et al.* 2001). However, to account for the geochemical differences between the two groups, these source rocks would have had to exist as garnet-free amphibolites. Thus, the fundamental distinction between the sources of the different pulses of Caracol orthogneiss magma types lies not in their bulk composition but in their metamorphic assemblages, particularly whether they contained garnet.

Supplementary Table 21 - Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the high La/Yb group of the Caracol orthogneiss (Sapucaia Subdomain).

Wt. %	Sources			Calculated magma (CL)			Caracol orthogneiss (high La/Yb) group Modeled sample
	Archean tholeiite	Archean enriched tholeiite	Metabasalt (Greenstone belt)	Archean tholeiite	Archean enriched tholeiite	Metabasalt (Greenstone belt)	
	Martin (1987)	Condie (1993)	Souza (1994)	F = 25-30% $\Sigma R^2 = 0.05$	F = 25% $\Sigma R^2 = 0.02$	F = 10-15% $\Sigma R^2 = 0.03$	AL-208
Major elements (wt.%)							
SiO ₂	51.41	50.77	48.93	66.09	65.96	65.97	65.93
TiO ₂	1.32	1.54	0.81	0.51	0.50	0.51	0.49
Al ₂ O ₃	14.63	15.59	15.61	17.77	17.82	17.83	17.81
Fe ₂ O _{3t}	12.56	12.61	13.05	3.84	3.83	3.82	3.79
MgO	7.07	6.97	7.97	1.04	1.03	1.04	1.02
CaO	10.16	9.03	11.59	4.60	4.63	4.62	4.61
Na ₂ O	2.48	2.77	1.79	4.44	4.49	4.47	4.40
K ₂ O	0.37	0.72	0.24	1.75	1.85	1.79	1.95
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Residual mineralogy (wt.%)							
Hornblende				17.39	47.42	20.24	
Garnet				32.55	22.27	31.87	
Clinopyroxene				25.78	7.61	22.56	
Orthopyroxene				4.19		4.47	
Plagioclase				18.02 ^a	20.66 ^b	20.23 ^c	
Ilmenite				2.09	2.04	0.63	

^a Plagioclase (An₃₀); ^b Plagioclase (An₅₀); ^c Plagioclase (An₆₀).

Supplementary Table 22. Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the low La/Yb group of the Caracol orthogneiss (Sapucaia Subdomain).

Wt. %	Sources			Calculated magma (CL)			Caracol orthogneiss (low La/Yb) group Modeled sample
	Archean tholeiite	Archean enriched tholeiite	Metabasalt (Greenstone belt)	Archean tholeiite	Archean enriched tholeiite	Metabasalt (Greenstone belt)	
	Martin (1987)	Condie (1993)	Souza (1994)	F = 25% $\Sigma R^2 = 0.63$	F = 25% $\Sigma R^2 = 0.28$	F = 10% $\Sigma R^2 = 1.39$	AL-163
Major elements (wt.%)							
SiO ₂	51.41	50.77	48.93	65.76	65.66	65.88	65.52
TiO ₂	1.32	1.54	0.81	0.60	0.53	0.42	0.42
Al ₂ O ₃	14.63	15.59	15.61	17.00	16.93	17.15	16.78
Fe ₂ O _{3t}	12.56	12.61	13.05	4.93	4.86	5.02	4.75
MgO	7.07	6.97	7.97	1.63	1.56	1.74	1.46
CaO	10.16	9.03	11.59	4.39	4.38	4.41	4.35
Na ₂ O	2.48	2.77	1.79	4.35	4.44	3.92	4.88
K ₂ O	0.37	0.72	0.24	1.46	1.78	1.61	1.84
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Residual mineralogy (wt.%)							
Hornblende				54.09	61.69	51.09	
Clinopyroxene				12.91	1.60	11.09	
Plagioclase An ₆₀				28.79	31.98	34.96	
Ilmenite				0.97	1.59	0.00	
Magnetite				3.25	3.14	2.89	

5.5.6.2 *Água Fria trondhjemite*

Given the geochemical similarities between the *Água Fria* trondhjemite and the Caracol orthogneiss, geochemical modeling was conducted using the same potential sources identified for the Caracol orthogneiss: Archean tholeiites (Martin 1987; Fig. 11j), enriched Archean tholeiites (Condie 1993; Fig. 11k), and Identidade/Sapucaia metabasalts (Souza *et al.* 2001; Fig. 11l). Since the *Água Fria* trondhjemite represents a younger generation of TTG granitoids (2.87 Ga), its origin was further evaluated by testing whether it could have formed through partial melting of older TTG granitoids (Caracol gneiss - 2.94 Ga; Fig. 8) from the study area within the Sapucaia Subdomain. For this assessment, representative samples of the Caracol orthogneiss (AL-208 and AL-163) were used as potential sources (Fig. 11m).

For the geochemical modeling of the *Água Fria* trondhjemite, both for major and trace elements, sample AL-16 was selected as representative. The model results for major and minor elements are presented in Supplementary Table 23. The three types of Archean tholeiites tested yielded the following results: (i) 20% partial melting of Archean tholeiite (Fig. 11j) with $\Sigma R^2 = 0.01$, producing a residual mineral assemblage of garnet (36.06%), clinopyroxene (26.88%), plagioclase An₃₀ (20.65%), hornblende (8.81%), orthopyroxene (5.27%), and ilmenite (2.31%); (ii) 20% partial melting of enriched Archean tholeiite (Fig. 11k), with $\Sigma R^2 = 0.28$, yielding a residue of hornblende (31.71%), garnet (27.49%), plagioclase An₄₀ (24.88%), clinopyroxene (11.67%), orthopyroxene (1.93%), and ilmenite (2.31%); (iii) 5–10% partial melting of Identidade greenstone belt metabasalts (Fig. 11l), with $\Sigma R^2 = 0.02$, resulting in a residual assemblage of garnet (35.27%), clinopyroxene (25.15%), plagioclase An₅₀ (23.35%), hornblende (9.39%), orthopyroxene (5.94%), and ilmenite (0.9%). The residual mineral assemblages across all three models are compositionally similar, corresponding to garnet-bearing amphibolites (Supplementary Table 23), suggesting a source akin to that inferred for the high (La/Yb)_N group of the Caracol orthogneiss.

The statistical adjustments obtained using Caracol orthogneiss samples (AL-208 and AL-163) as sources also yielded reasonable fits, though slightly less accurate than previous models, as they exhibited certain discrepancies: (a) 10% partial melting of sample AL-210 produced a melt depleted in MgO and enriched in K₂O and TiO₂ compared to sample AL-16, with $\Sigma R^2 = 0.94$ (Supplementary Table 23). The residual assemblage consisted of plagioclase An₃₀ (61.96%), quartz (19.12%), biotite (12.47%), and hornblende (6.45%). (b) 65% partial melting of sample AL-163 generated a melt depleted in MgO and enriched in

K₂O relative to AL-16, with $\Sigma R^2 = 0.24$ (Fig. 11m). The residual assemblage comprised plagioclase (55.75%), hornblende (29.36%), biotite (14.06%), quartz (0.6%), and ilmenite (0.23%).

The tests conducted on rare earth elements using Archean tholeiitic rocks as sources confirmed that these sources could generate melts consistent with the composition of Água Fria trondhjemite (Fig. 11j). Partial melting of a source geochemically similar to the Archean tholeiitic rocks of Martin (1987), with a residual assemblage of hornblende, garnet, clinopyroxene, orthopyroxene, plagioclase An₃₀, and ilmenite produced a melt exhibiting a rare earth element pattern similar to that of Água Fria trondhjemite (AL-16), although it showed a slight depletion in light rare earth elements, relative enrichment in heavy rare earth elements, and the absence of a small negative Eu anomaly (Fig. 11j). In the model involving 20% partial melting of a source equivalent to enriched Archean tholeiites, there was a better fit for the light rare earth elements, but the absence of the Eu anomaly and the discrepancy in the heavy rare earth element concentrations compared to the Água Fria trondhjemite composition (sample AL-16) remained (Fig. 11k). The best fit was observed in the model that assumed 5-10% partial melting of a source similar to the metabasalts associated with the Identidade Greenstone Belt, with a fusion residue consisting of hornblende, garnet, clinopyroxene, orthopyroxene, plagioclase An₅₀, and ilmenite (Fig. 11l).

Supplementary Table 23 - Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the Água Fria trondhjemite (Sapucaia Subdomain).

Wt.%	Sources					Calculated magma (CL)					Água Fria trondhjemite
	Archean tholeiite	Archean enriched tholeiite	Metabasalt (Greenstone belt)	Caracol orthogneiss	Caracol orthogneiss	Archean tholeiite	Archean enriched tholeiite	Metabasalt (Greenstone belt)	Caracol orthogneiss	Caracol orthogneiss	Modeled sample
	Martin (1987)	Condie (1993)	Souza (1994)	Sample AL-208	Sample AL-163	F = 20% $\Sigma R^2 = 0.01$	F = 20% $\Sigma R^2 = 0.01$	F = 5-10% $\Sigma R^2 = 0.02$	Sample AL-208	Sample AL-163	AL-16
Major elements (wt.%)											
SiO ₂	51.41	50.77	48.93	65.93	65.51	70.66	70.66	70.67	70.64	70.71	70.66
TiO ₂	1.32	1.54	0.81	0.49	0.42	0.28	0.29	0.29	0.47	0.31	0.28
Al ₂ O ₃	14.63	15.59	15.61	17.81	16.78	15.67	15.67	15.67	15.63	15.73	15.67
Fe ₂ O ₃	12.56	12.61	13.05	3.79	4.75	2.73	2.74	2.75	2.73	2.81	2.74
MgO	7.07	6.97	7.97	1.02	1.46	0.84	0.85	0.85	0.19	0.57	0.84
CaO	10.16	9.03	11.59	4.61	4.35	3.17	3.18	3.18	3.52	3.36	3.17
Na ₂ O	2.48	2.77	1.79	4.40	4.88	5.25	5.25	5.29	5.00	5.14	5.26
K ₂ O	0.37	0.72	0.24	1.95	1.84	1.42	1.45	1.31	1.94	1.69	1.37
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Residual mineralogy (wt.%)											
Hornblende						8.81	31.71	9.39	6.45	29.36	
Garnet						36.06	27.49	35.27	0.00	0.00	
Clinopyroxene						26.88	11.67	25.15	0.00	0.00	
Orthopyroxene						5.27	1.93	5.94	0.00	0.00	
Plagioclase						20.65 ^a	24.88 ^b	23.35 ^c	61.96 ^c	55.75 ^c	
Biotite						0.00	0.00	0.00	12.47	14.06	
Quartz						0.00	0.00	0.00	19.12	0.60	
Ilmenite						2.31	2.31	0.90	0.00	0.23	

^a Plagioclase (An₃₀); ^b Plagioclase (An₅₀); ^c Plagioclase (An₅₀).

5.5.6.3 Xinguara granite

According to Moyen (2019), granitic magmas can form at high crustal levels, representing the final and most significant igneous event of Archean cratons. He proposes two potential origins for such granitic melts: (i) partial melting of TTG granitoids and

gneisses, or (ii) fractional crystallization of TTG magmas. Laurent *et al.* (2014) suggest the presence of a molten layer at the lower crust/upper mantle boundary, which would provide the heat responsible for generating this volume of granitic magmas in the late Archean. Alternatively, Davis *et al.* (1994) argue that the generation of potassium-rich granitic magma in the Archean resulted from the emplacement of mantle-derived magmas at the base of the crust, associated with crustal thickening, high temperatures, low-pressure metamorphism, and crustal melting. Another possibility proposed by Laurent *et al.* (2014), is that the TTG associations, considered by him as sources for Archean granitic magmas, could have formed shortly before the potassium-rich Archean granites, and therefore, would have been relatively warm at the time these granites were produced. Consequently, small temperature increases could have induced crustal melting, leading to the formation of granitic magmas. In addition to the aforementioned authors, Cassidy *et al.* (1991) also support a crustal origin for the magmas forming Archean granites.

For the geochemical modeling of the Xinguara granite, samples AL-152 and AL-2D were selected as representatives of the initial liquids of the K-granite (Supplementary Table 24, 25). The Caracol orthogneiss (samples AL-210 and AL-163) was tested as the source. The modeling for major and trace elements yielded the following results: (i) 40% partial melting of the Caracol orthogneiss (AL-210) with $\Sigma R_2 = 0.55$ (Fig. 11n), and a residue consisting of plagioclase (69.06%), hornblende (13.88%), quartz (8.37%), biotite (7.66%), and magnetite (0.15%); (ii) 50% partial melting of the Caracol orthogneiss (AL-163) with $\Sigma R_2 = 0.02$ (Fig. 11o), and a residue of plagioclase (69.94%), hornblende (24.37%), biotite (2.67%), quartz (1.75%), magnetite (1.39%), and ilmenite (0.75%); (iii) 25% partial melting of the Caracol orthogneiss (AL-210) with $\Sigma R_2 = 0.20$ (Fig. 11n), and a residue of plagioclase (69.74%), hornblende (17.2%), quartz (11.36%), ilmenite (0.83%), biotite (0.62%), and magnetite (0.25%); (iv) 20% partial melting of the Caracol orthogneiss (AL-163) with $\Sigma R_2 = 0.19$ (Fig. 11o), and a residue of plagioclase (63.42%), hornblende (16.46%), quartz (14.73%), biotite (3.42%), magnetite (1.29%), and ilmenite (0.67%).

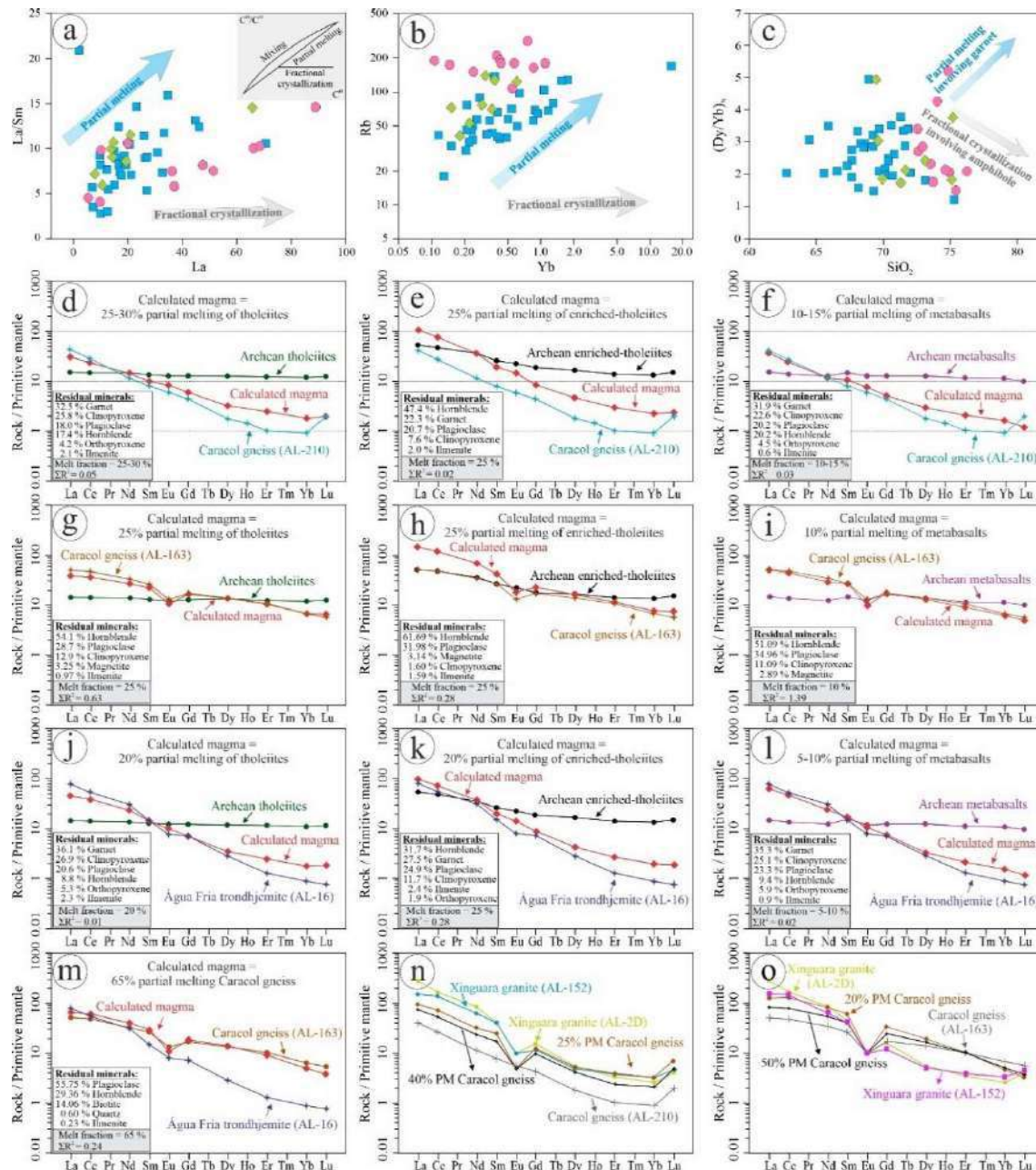


Figure 11 - Mechanisms of magmatic evolution (a-c) and quantitative geochemical modeling for the possible source of gneisses, TTG, and K-granites from the Sapucaia Subdomain, compared with the composition obtained for the magma derived from: (d,g,j) partial melting of Archean tholeiites; (e,h,k) partial melting of enriched Archean tholeiites; (f,i,l) and partial melting of the metabasalts from the Identidade greenstone belt; (m-o) the Caracol orthogneiss as the source for the Xinguara Granite. The diagrams also indicate the melting residue mineralogy.

Supplementary Table 24 - Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the Xinguara granite (Sapucaia Subdomain).

Wt. %	Sources		Calculated magma (CL)		Xinguara granite
	Caracol orthogneisse	Caracol orthogneisse	Sample AL-208	Sample AL-163	Modeled sample
	Sample AL-208	Sample AL-163	F = 40% $\Sigma R^2 = 0.55$	F = 50% $\Sigma R^2 = 0.02$	AL-152
Major elements (wt.%)					
SiO ₂	66.03	65.51	73.80	73.78	73.76
TiO ₂	0.49	0.42	0.47	0.23	0.21
Al ₂ O ₃	17.76	16.78	13.82	13.67	13.67
Fe ₂ O _{3t}	3.78	4.75	2.32	2.31	2.28
MgO	1.02	1.46	0.25	0.68	0.60
CaO	4.59	4.35	2.46	2.24	2.24
Na ₂ O	4.39	4.88	3.72	4.33	4.22
K ₂ O	1.94	1.84	3.20	3.01	3.01
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Residual mineralogy (wt.%)					
Hornblende				13.88	24.37
Plagioclase				69.94	69.06
Biotite				7.66	2.67
Quartz				8.37	1.75
Ilmenite				0.00	0.75
Magnetite				0.15	1.39
Titanite				0.00	0.00

Supplementary Table 25 - Modeling major and trace element compositions of whole-rock and residue mineralogy for the generation of the Xinguara granite (Sapucaia Subdomain).

Wt.%	Sources		Calculated magma (CL)		Xinguara granite
	Caracol orthogneisse	Caracol orthogneisse	Sample AL-208	Sample AL-163	Modeled sample
	Sample AL-208	Sample AL-163	F = 25% $\Sigma R^2 = 0.20$	F = 20% $\Sigma R^2 = 0.19$	AL-2D
Major elements (wt.%)					
SiO ₂	66.03	65.51	73.22	73.14	73.16
TiO ₂	0.49	0.42	0.20	0.12	0.14
Al ₂ O ₃	17.76	16.78	13.91	13.59	13.72
Fe ₂ O _{3t}	3.78	4.75	1.97	1.87	1.90
MgO	1.02	1.46	0.17	0.37	0.25
CaO	4.59	4.35	1.25	1.11	1.16
Na ₂ O	4.39	4.88	2.95	3.71	3.32
K ₂ O	1.94	1.84	6.37	6.36	6.35
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	0.14
Residual mineralogy (wt.%)					
Hornblende			17.20	16.46	
Plagioclase			69.74	63.42	
Biotite			0.62	3.42	
Quartz			11.36	14.73	
Ilmenite			0.83	0.67	
Magnetite			0.25	1.29	

5.6 DISCUSSION

5.6.1 Petrogenesis, source and processes of formation

The petrogenesis of the studied gneisses, TTGs, and K-rich granites was evaluated using geochemical discriminant diagrams to constrain their potential magma sources and formation processes (Fig. 12). The ternary classification diagram of Laurent *et al.* (2014) for late-Archean granitoids (Fig. 12a) classifies the Caracol Complex gneisses and the Água Fria trondhjemite primarily as sodic-TTGs ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1.40$), though certain samples exhibit hybrid compositions. These rocks predominantly follow a trondhjemitic differentiation trend (Fig. 12b), with calcic to calc-alkalic compositions (Fig. 12c). According to the Aluminum Saturation Index (ASI), the Caracol Complex gneisses and the Água Fria trondhjemite are metaluminous to peraluminous ($\text{A}/\text{CNK} = 0.85\text{--}1.08$ and $0.97\text{--}1.0$, respectively; Fig. 12d). These lithologies are further characterized by significant concentrations of ferromagnesian oxides ($1.4 \leq \text{FeO}^{\text{T}} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 \leq 9.0$ wt.%; Fig. 12e,f) and high Sr/Y ratios (Fig. 12g). Their magmatic evolution is interpreted as resulting from partial melting of a hydrated, low-K basaltic crust (Fig. 12h), under conditions favoring garnet stability and plagioclase depletion in the residuum (Fig. 12i), corroborated

by geochemical modeling that suggests 25–30% partial melting of enriched Archean tholeiites (Fig. 11).

In contrast, the Xinguara granite and leucosome exhibit geochemical characteristics typical of Archean granites (Fig. 12a), following a calc-alkaline differentiation trend (Fig. 12b). In the $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ vs. SiO_2 diagram (Fig. 12c), these rocks fall within the alkali-calcic to alkalic fields and display predominantly peraluminous compositions ($A/\text{CNK} = 0.94\text{--}1.08$; Fig. 12d). The $\text{FeO}^{\text{T}}/(\text{FeO}^{\text{T}} + \text{MgO})$ vs. SiO_2 diagram classifies these rocks as ferroan (Fig. 12e), with a decreasing ferromagnesian oxide content as silica increases (Fig. 12f). Their low Sr/Y vs. Ba/Rb ratios, compared to the gneisses and TTGs, further distinguish their geochemical signatures (Fig. 12g). These granitic rocks are interpreted as products of partial melting of pre-existing felsic crustal materials, including TTG gneisses (Fig. 12h), with a garnet-bearing residuum (Fig. 12i). This interpretation aligns with geochemical modeling results for the Xinguara granite, suggesting formation through 25–50% partial melting of the Caracol gneiss (Fig. 11). The granodioritic neosome consistently plots within the hybrid field across all geochemical diagrams (Fig. 12a-i). According to Laurent *et al.* (2014), hybrid granites form through interactions between enriched mantle-derived magmas and older felsic crustal materials, reflecting contributions from both mantle and crustal reservoirs.

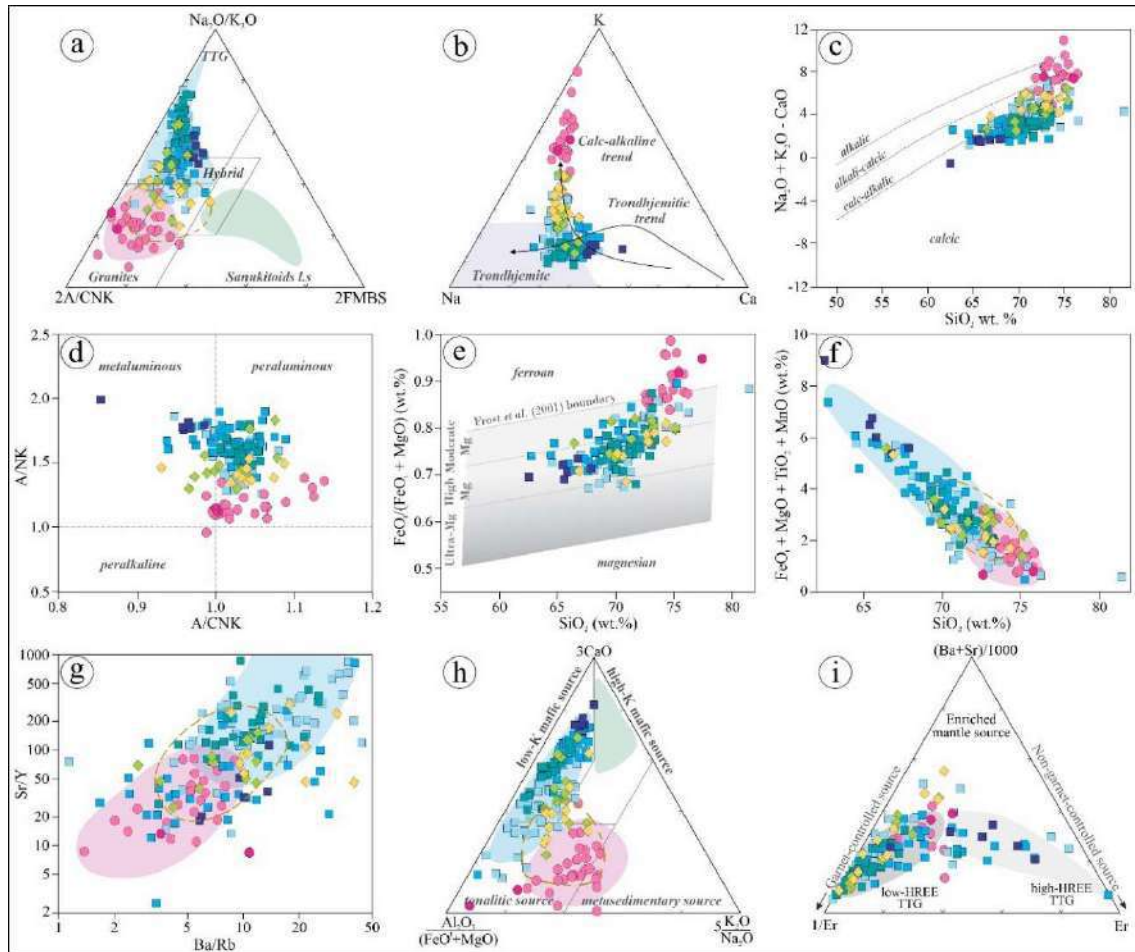


Figure 12 - Geochemical classification diagrams for the Mesoarchean gneisses, TTG and K-granites from Sapucaia Subdomain. a) Ternary classification diagram for Archean granitoids (Laurent *et al.* 2014). $2A/CNK = 2 * (Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O))$, $2FMSB = 2 * ((FeOt + MgO) \text{ wt\%} * (Sr + Ba) \text{ wt\%})$; b) K-Na-Ca ternary diagram (Barker & Arth 1976); c) Alkali-Lime Index (MALI = $Na_2O + K_2O - CaO$ vs. SiO_2 ; Frost *et al.* 2001). d) A/NK vs. A/CNK or alkalinity diagram showing the I-type metaluminous to peraluminous nature of the samples. $A/NK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$, $A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$; e) $FeOt / (FeOt + MgO)$ vs. SiO_2 (Frost *et al.* 2001); f) $FeOt + MgO + TiO_2 + MnO$ vs. SiO_2 (Laurent *et al.* 2014); g) Sr/Y vs. Ba/Rb ; h) $3CaO$ vs. $Al_2O_3 / (FeOt + MgO)$ vs. $5(K_2O / Na_2O)$ (Laurent *et al.* 2014); i) $(Ba + Sr) / 1000$ vs. $1/Er$ vs. Er (Heilimo *et al.* 2010).

5.6.2 Crustal growth and reworking

The integration of zircon U-Pb geochronology with whole-rock Sm-Nd and zircon Lu-Hf isotopic data provides a comprehensive framework for understanding the crustal evolution of the Sapucaia Subdomain in the Carajás Province (Fig. 13). The crustal development of this area is characterized by at least two significant episodes: an initial TTG-gneiss juvenile phase between 2.95 and 2.93 Ga, and a subsequent short time interval of late-TTG, sanukitoid and potassic magmatism event at 2.88-2.86 Ga, which the latter event coincide with peak regional metamorphism dated between 2.89 and 2.84 Ga in the Carajás Province (Machado *et al.* 1991, Souza *et al.* 2001, Nascimento *et al.* 2024).

The first phase of crustal growth is associated with the crystallization of the Caracol Complex protolith, which exhibits supracrustal $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values ranging from +1.5 to +2.9, corresponding to Paleoarchean to Mesoarchean Hf- T_{DM}^{C} model ages of 3.2 to 3.1 Ga (Fig. 10a). These signatures suggest a predominantly juvenile mantle-derived source. Complementary whole-rock Sm-Nd isotopic analyses yield Nd- T_{DM} model ages between 3.0 and 2.9 Ga, with $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ values spanning -3.4 to +3.9, further supporting a juvenile origin for these rocks, but with significant crustal contribution (Fig. 10b). Such isotopic characteristics imply that the extraction of precursor oceanic crust from the mantle was swiftly followed by partial melting, probably in a subduction setting, leading to the formation of the felsic protoliths during the 2.95–2.93 Ga interval. The protolith was later subjected to metamorphism and partial melting/migmatization at ~2.87 Ga, evidenced by zircon overgrowths and grains with homogenous internal structures in SEM images (Fig. 7), likely related to recrystallization and obliteration of igneous concentric zoning (Corfu *et al.* 2003). The second magmatic phase is characterized by the short time span of magma diversification comprising sanukitoid and potassic granites emplacement (Fig. 13). The potassic magmatism is represented by the Xinguara granite and the sanukitoids by the Água Limpa suite (Nascimento *et al.* 2024).

The Água Fria trondhjemite records positive $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values between +1.14 and +3.59, corresponding to Hf- T_{DM}^{C} model ages of 3.21 to 3.05 Ga (Fig. 10a) whereas the Nd- T_{DM} model ages vary between 2.87 and 2.91 Ga, with $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ values ranging from +1.77 to +2.36 (Fig. 10b). This isotopic evidence suggests that the trondhjemite was derived from a dominantly juvenile mantle source. Similarly, the Xinguara granite presents Nd- T_{DM} model ages ranging from 2.86 to 2.94 Ga, with $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ values between +1.32 and +2.55, indicating a predominantly juvenile source. The positive $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ data obtained for the Xinguara granite may indicate that this granitoid do not represent an extensive and thick pluton as previously interpreted (Fig. 2f; Leite *et al.* 2004). In this case, the Xinguara granite is considered as thin sheets of granites intrusive in the gneissic basement, which probably inherited the positive isotopic signature of gneiss or the metamorphism may have influenced in the isotopic characteristic of the granite. Notably, Lu-Hf isotopic data for this granite is not available, limiting comprehensive isotopic characterization. The temporal proximity between the mantle extraction ages and the crystallization ages of these granitoids suggests rapid crustal growth processes. This pattern aligns with models of crustal evolution where juvenile crust is generated and subsequently reworked over short geological timescales (Moyen 2019).

Such mechanisms are consistent with those proposed for other Archean cratons, where early TTG crust undergoes reworking to form more evolved granitoids (Fig. 13).

In the context of the Carajás Province, the recognition of Paleoarchean Hf- T_{DM}^C model ages (~ 3.2 Ga) provides direct evidence for early continental crust in the region, suggesting a more prolonged crustal evolution (Nascimento *et al.* 2024). This new isotopic evidence refines our understanding of the tectonic and magmatic processes that shaped the province, highlighting the role of juvenile crustal growth followed by progressive reworking and partial melting (Nascimento *et al.* 2023). Crustal reworking at 2.87 Ga was coeval with the emplacement of the Xinguara granite. Previous studies in the Sapucaia Subdomain have linked this period (2.89–2.87 Ga) to a ductile sinistral transpressional regime, involving exhumation of the Sapucaia Subdomain crust facilitated by N-S crustal compression (Nascimento *et al.* 2024). This tectonic environment likely promoted shear zone reactivation and the transport of diverse magma types in a short time span, enhancing metamorphic processes (Nascimento *et al.* 2023). The metamorphic rims of zircon grains, displaying low Th/U ratios (0.08–0.11), structureless and rounded grains, confirm a high-temperature metamorphic overprint associated with this tectonometamorphic evolution (Fig. 7).

Comparative studies of other Archean cratons, such as the Pilbara, Superior Province, Karelia, and Kaapvaal, reveal similar evolutionary trajectories (Heilimo *et al.* 2010, Laurent *et al.* 2014, Moyen 2019). These regions share a common history of TTG formation at > 3.2 Ga, followed by subsequent magmatic and metamorphic events that led to significant crustal reworking. In the Carajás Province, the transition from TTG-gneiss-dominated crust to potassic granites and sanukitoids is comparable to the patterns observed in these cratons, where early juvenile crustal additions were later modified by reworking processes (Marangoanha *et al.* 2020, Nascimento *et al.* 2024). These integrated isotopic analyses provide a nuanced understanding of the crustal growth and reworking processes in the Carajás Province, highlighting the interplay between juvenile magmatism and subsequent tectonometamorphic events in shaping the Carajás province geological history.

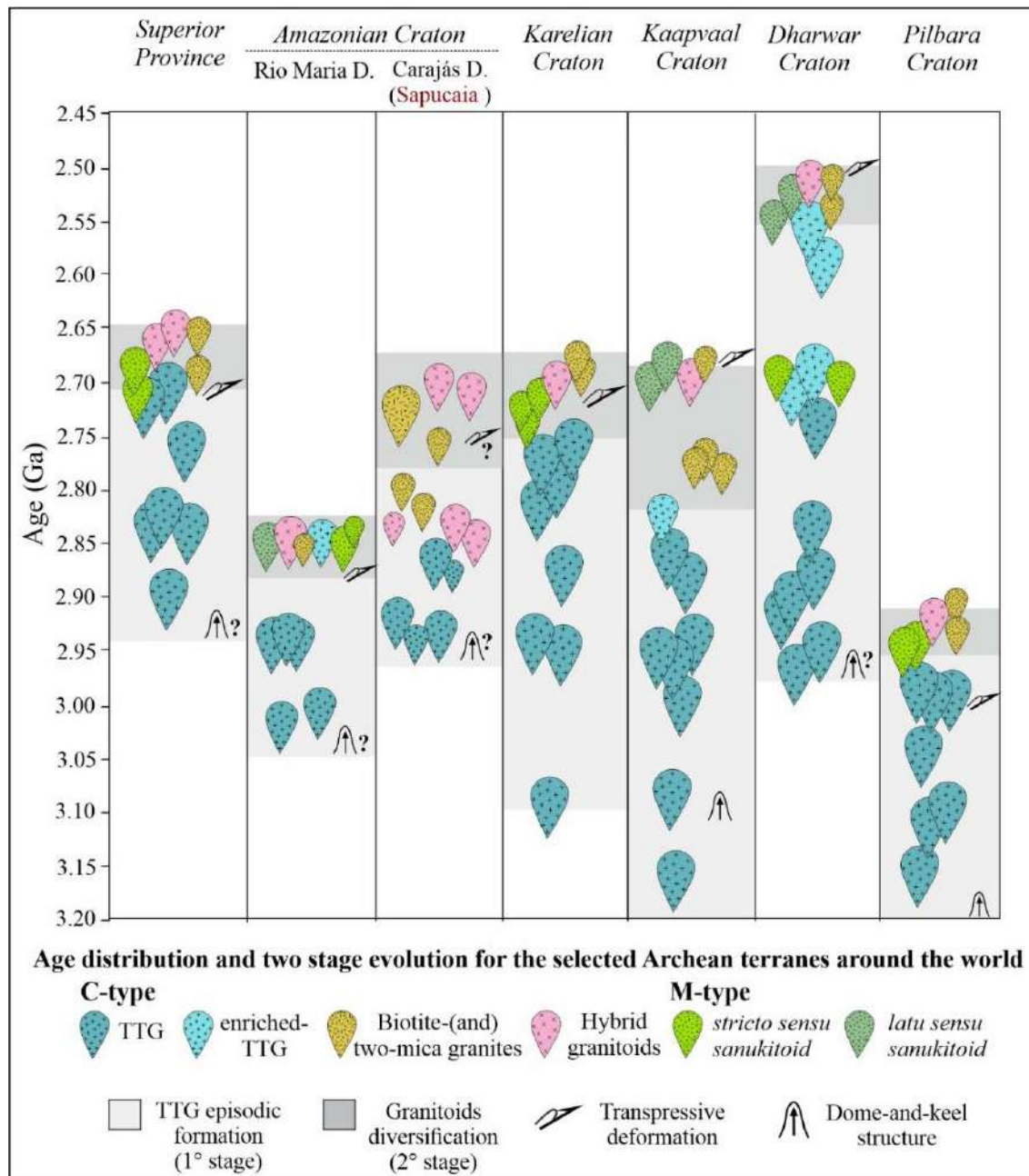


Figure 13 - Simplified age distribution for the six main groups of late-Archean granitoids (Heilimo *et al.* 2010, Laurent *et al.* 2014). The same sequence is systematically repeated in every terrane, with a preliminary, long-lasting period of TTG emplacement (first stage) and a subsequent, much shorter time during which all the other groups are emplaced together or in rapid succession (second stage).

5.6.3 Anatexis and rheology

Migmatitic structures serve as crucial indicators of partial melting processes and rheological modifications within the crust (Sawyer 2008). Protoliths with lower fertility, such as gneisses and metamafic rocks, often lack common metamorphic index minerals (e.g., garnet, cordierite, staurolite) and have been comparatively understudied in the literature (Sawyer 2010). Their absence complicates the estimation of metamorphic P-T path

conditions. Nonetheless, these rock types play a fundamental role in the formation and evolution of the Archean crust, offering significant insights into the processes of differentiation and reworking of the continental lithosphere (Hawkesworth *et al.* 2018).

The anatexis of the gneissic-TTG basement of the Carajás Province has been documented since the pioneering work of Araújo & Maia (1991) and has been further investigated in numerous regional studies (Machado *et al.* 1991, Souza *et al.* 2001, Nascimento *et al.* 2023). Our fieldwork and structural analyses confirm that the orthogneisses forming the basement of the Sapucaia Subdomain exhibit variable migmatitic structures, developed in response to increasing melt fraction and syn-anatectic strain (Fig. 2, 3). These rocks have been grouped into the Caracol Gneiss-Migmatite Complex, which comprises the Caracol, Água Azul, Colorado, and São Carlos units. All these units display in-situ and in-source syn-anatectic melting, giving rise to metatexitic and diatexitic migmatitic structures (Fig. 3).

The initial stages of melting are recorded by microstructural modifications in the felsic banding of the orthogneissic protolith, such as the formation of thin leucosome channels and an increase in grain size within the quartz-feldspathic bands (Fig. 3b-i). Dilatation-structured and net-structured migmatites are dominant within metatexite domains (Fig. 3b). With increasing syn-anatectic strain, stromatic metatexites develop, characterized in the field by numerous leucosomes oriented parallel to the gneissic banding (Fig. 3c; Sawyer 2008). The transition from metatexites to diatexites is marked by the emergence of schollen-structured migmatites, an increase in the melt/leucosome fraction, and the progressive disaggregation of the protolith's original structure (Fig. 3e,f). From a microstructural rheology perspective, the primary deformation mechanisms affecting the protolith minerals include crystal-plastic deformation, grain size reduction, recovery, and recrystallization (Fig. 3j). In highly deformed domains, the resulting texture acquires a mylonitic appearance, whereas in less deformed regions, subparallel alignment and imbrication of subrounded crystals are associated with low-degree recrystallization and undulatory extinction (Fig. 3k). Mylonitic deformation is particularly evident in the ocellar shapes of rotated feldspar porphyroclasts, enveloped by quartz ribbons and biotite-rich shear bands, as well as in the development of S/C-type foliations (Passchier & Trouw 2005).

Thermodynamic constraints remain challenging to quantify due to the absence of index minerals. However, feldspar and quartz microstructures, along with accessory mineral assemblages, provide critical insights into P-T path conditions (Sawyer 2008). Deformation

under submagmatic conditions is indicated by chessboard extinction in quartz, which records simultaneous activation of basal (c-axis) and prismatic (a-axis) slip systems, characteristic of temperatures exceeding 650 °C and pressures up to 1.0 GPa (Passchier & Trouw 2005). Conversely, the absence of orthopyroxene and garnets suggest that temperatures did not exceed 1000 °C, as the amphibole-orthopyroxene-garnet equilibrium typically occurs around this threshold, depending on bulk composition, fO_2 , and aH_2O (Vernon 2008). Feldspars exhibit dynamic recrystallization through subgrain rotation, while myrmekite formation is prevalent at the contact between alkali feldspar porphyroclasts and plagioclase. Quartz predominantly recrystallized via grain boundary migration, forming medium-sized subgrains (1–2 mm) with interlobate and amoeboid contours (Fig. 3j,l). These microstructures indicate that S-C fabric development initiated under high-temperature conditions (>550 °C) (Passchier & Trouw 2005, Vernon 2008). This evidence suggests that the Mesoarchean crustal reworking event in the Sapucaia Subdomain likely occurred under temperatures approaching the amphibolite-granulite facies transition (700–850 °C; Sawyer 2008), under variable high-pressure conditions (>1 GPa; Passchier & Trouw 2005), associated to reactivated shear zone in the Sapucaia Subdomain (Nascimento *et al.* 2024).

5.6.4 Geodynamic implications

The geodynamic processes that governed early Earth's evolution remain one of the most debated topics in Earth sciences (Cawood *et al.* 2018). This debate traditionally contrasts the non-subduction models, characterized by 'vertical tectonics' with dome-and-keel structures, and modern-style subduction models, termed 'horizontal tectonics' with arc-like setting (Cawood *et al.* 2018, Hawkesworth *et al.* 2018, Palin *et al.* 2020). However, these terms are overly polarizing, both models are likely to represent a continuum of processes (Palin *et al.* 2020). The transition in geodynamic regimes during the late Archean is marked by the widespread development of Mesoarchean high-K granitoids (e.g., sanukitoids, potassic granites, and hybrid rocks; Laurent *et al.* 2014), a decline in sodic granitoids (TTGs) and komatiites (Moyen & Martin 2012), and increased crustal recycling, culminating in late Archean metamorphic belts and migmatites (Sawyer 2010). This study provides new constraints on the geodynamic evolution of the Sapucaia Subdomain, characterized by typical granite-greenstone lithology, and offers broader insights into the tectonic regimes of the Carajás Province. We examine three evolutionary stages between 3.0 and 2.84 Ga (Fig. 14).

The first stage (>3.0 Ga; Fig. 14a) resembles the evolution of the Pilbara Craton (Australia), the Dharwar Craton (India), and the adjacent Rio Maria Granite-Greenstone Domain to the south, with the formation of an early felsic TTG crust (Althoff *et al.* 2000, Laurent *et al.* 2014). TTGs formed primarily through the partial melting of hydrated basaltic crust at varying pressures (Almeida *et al.* 2013). Geochemical modeling suggests that the Caracol Complex gneisses derived from tholeiitic protoliths, supported by positive $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values (+0.65 to +3.90) and Hf- T_{DM}^{C} ages of 2.84 to 3.91 Ga, indicating a juvenile mantle-depleted source with minimal crustal contribution and short residence time. Zircon xenocrysts with a Sm-Nd isochron age of 3046 ± 32 Ma (Souza *et al.* 2001) in metabasalts from the Identidade and Sapucaia greenstone belts suggest a primitive oceanic crust. This oceanic crust, ranging from komatiitic to basaltic compositions, underwent metamorphism into amphibolites, which later partially melted due to hydrated mineral breakdown, forming low-La/Yb TTG magmas (Fig. 14a). During this stage, dome structures were affected by regional coaxial deformation, with a principal stress axis (σ_1) oriented horizontally (N40–50E) and σ_2 vertical. This deformation caused flattening, verticalization, folding, and transposition of tonalitic bodies, generating conjugate shear bands. Dome-related structures were largely transposed into the dominant regional WNW-ESE to NW-SE orientation (Leite *et al.* 2004, Nascimento *et al.* 2024).

The second stage (2.95–2.92 Ga) corresponds to a sinistral transpression phase (Fig. 14b). TTGs evolved into medium- and high-La/Yb types, reflecting increasing melting depths from 30–45 km at 3.00–2.97 Ga to 45–60 km at 2.95–2.90 Ga (Leite *et al.* 1999, Almeida *et al.* 2013). As TTG suites were emplaced, regional convergence intensified, forming a strong crustal anisotropy with interconnected transcurrent and transpressive systems-oriented E-W, NW-SE, and NE-SW. By 2.92 Ga, oblique tangential shear zones developed, oriented E-W and dipping southward, associated with amphibolite-facies mineral transformations (Nascimento *et al.* 2024). These movements led to granulites uplift and TTG basement reworking, forming the gneisses of the Caracol Complex (Araújo & Maia, 1991, Nascimento *et al.* 2023). In this context, TTG-gneisses rocks predate regional transpressive deformation, while granitic rocks are contemporaneous with sinistral transpression (Fig. 14b).

The third stage (2.89–2.84 Ga) represent significant crustal thickening and stabilization, enhancing plate convergence and subduction efficiency (Fig. 14c,d). This facilitated enriched mantle melting and generated the parental magma for the sanukitoids of

the Água Limpa Suite (Nascimento *et al.* 2024). These sanukitoids formed in high thermal flux environments, producing intermediate magmas that evolved into granodiorites (Nascimento *et al.* 2024). Their juvenile nature is supported by $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values (+0.4 to +1.2) and Hf- T_{DM}^{C} ages (3010–2923 Ma; Nascimento *et al. in press*). Subsequently, the melting of garnet-amphibolite from subducting oceanic crust generated the parental magma of the Água Fria Trondhjemite. This second-generation TTG magma, derived from subducted oceanic crust, is consistent with the juvenile signature of the Água Fria Trondhjemite [$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ between +2.0 and +1.4; Hf- T_{DM}^{C} ages 2914–2885 Ma]. The sagduction model is ruled out due to crustal thickening, cooling, and increased felsic magma involvement, which would render sagduction unviable. The ascent of both Água Fria trondhjemite and sanukitoid magmas provided heat, facilitating older TTG-gneissic basement melting at the crustal base and generating granitic magmas of the Xinguara Pluton (Fig. 14c; Leite *et al.* 2004). This suite, with a crystallization age of 2870 ± 5 Ma, exhibits a biotite-granite signature, indicative of continental crust reworking (Leite *et al.* 1999, Leite *et al.* 2004).

The ascension of such anatectic magma was accompanied by assimilation of gneissic basement country rock as evidenced by xenoliths of the Caracol complex enclosed by the anatectic melt (Fig. 2f). In this sense, the geochemical and isotopic compositions of the resulting pluton are controlled by both the source and by the assimilant. This understanding is supported by older zircon population ages of 2.94 Ga stored in the Xinguara pluton (inherited crystals), which is consistent with the Caracol gneiss basement crystallization age, and a positive isotopic Nd data [Fig. 10b; Nd- T_{DM} model ages of 2.86 to 2.94 Ga and $\epsilon_{\text{Nd}}(2.87 \text{ Ga})$ values varying from +1.32 to +2.55]. Additionally, geochemical modeling suggests that this granitic melt originated from varying degrees of partial melting of sources compositionally similar to the Caracol Complex gneisses (this study) and the Arco Verde TTG (Althoff *et al.* 2000). The strongly fractionated calc-alkaline nature and Nd isotopic data of the Xinguara Granite corroborated with this interpretation.

The interplay between the gneissic basement of the Sapucaia Subdomain and the formation of migmatites and anatectic granites in the end of Mesoarchean pose an important issue in the understanding of the mechanism of magma ascent during this period in the Carajás Province. Field evidence showed that the magma migrated through the crust via pre-existing fractures or generated new ones due to internal pressure, allowing discordant pulses of melt to reach higher crustal levels, forming discordant granitic dykes and laccoliths (Fig.

2f, Fig 3). Shear zone reactivation, driven by sinistral transpression, provided additional structural pathways for magma ascent (Nascimento *et al.* 2024). Consequently, syn-anatectic deformation facilitated effective melt extraction from the initial generation sites into structurally controlled networks—primarily dilational sites—and ultimately into ascent conduits toward the upper crust. In some cases, the rise of magma incorporated blocks of country rock (gneisses), contributing to the magma chemical differentiation.

Finally, the integration of the available data suggests that the anatexis of the Caracol Complex gneisses coincided with crustal reworking in the Sapucaia Subdomain (~2.87 Ga), forming metatexite and diatexites migmatites of tonalitic to granodioritic compositions under middle to upper amphibolite facies conditions (~650–700°C), later overprinted by deformation at middle to upper greenschist facies conditions (~400–500°C). The anatectic products are consistent with hydrate-breakdown melting at relatively low pressures in the mid-crust (5 ± 1 kbar) (Araújo & Maia 1991, Nascimento *et al.* 2024, This study).

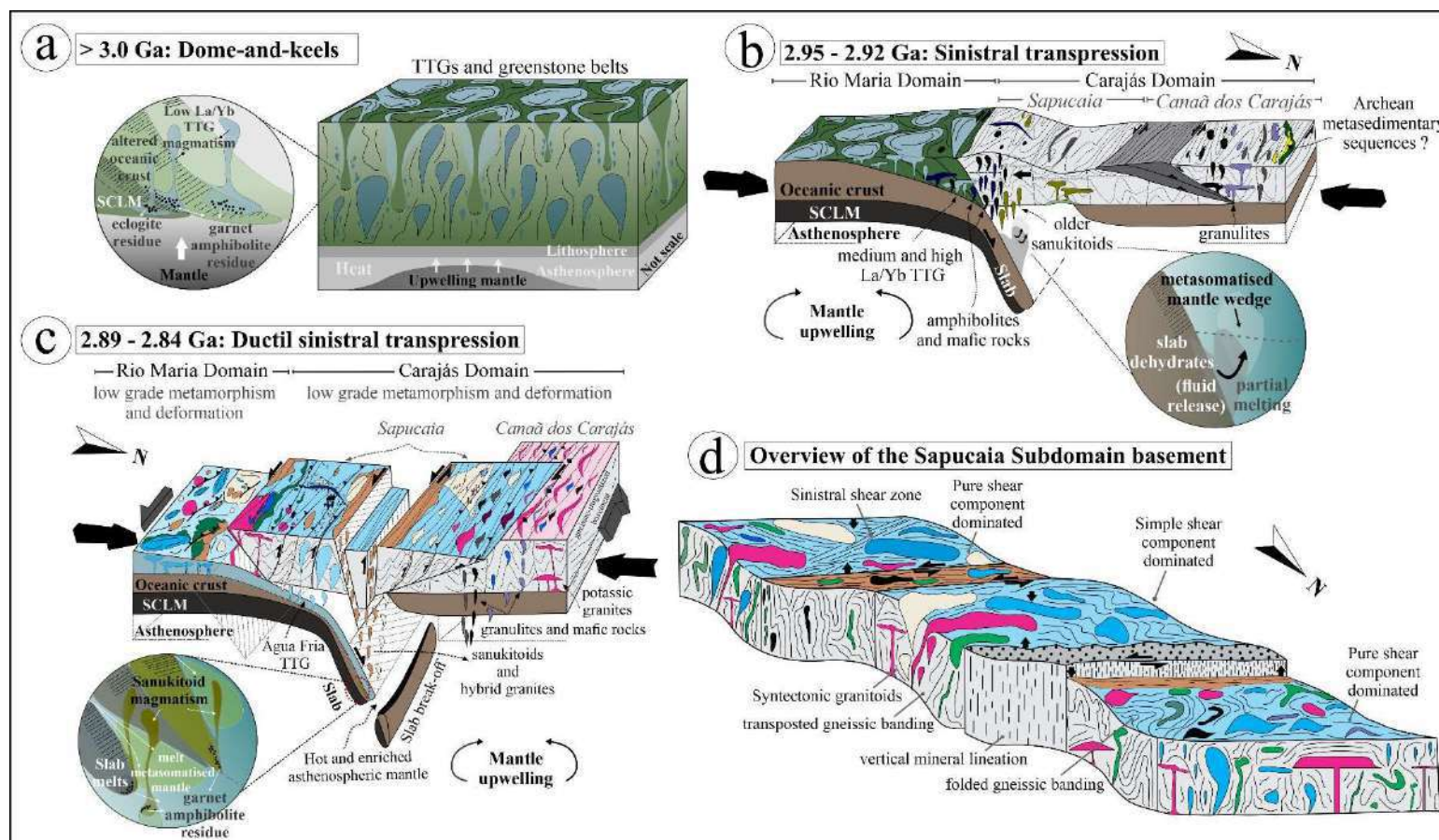


Figure 14 - **Proposed geotectonic model for the Archean crust of the Sapucaia Subdomain:** a) **Dome-and-keel configuration (>3.0 Ga):** The earliest stage is defined by sagduction, drip-tectonics, or vertical crustal movements, leading to the establishment of greenstone belt assemblages. The partial melting of basalts (metamorphosed oceanic crust), subsequently transformed into amphibolites, generated tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) magmas. These ascending melts intruded into the greenstone sequences, giving rise to the characteristic dome-and-keel structural pattern. b) **Transitional tectonic phase (2.95–2.92 Ga):** This interval signifies a gradual shift in geodynamic conditions. The convergence between the Carajás and Rio Maria Domains promoted ongoing crustal thickening, reactivation of shear zones, and fault propagation. The development of east-west-trending shear zones, primarily dipping southward, coincided with the emplacement of TTG magmas and amphibolite-facies metamorphism. Although limited in occurrence, sanukitoid magmatism is documented at approximately 2.92 Ga. c) **Subduction-dominated phase (2.89–2.84 Ga):** After a period of relative tectonic stability, subduction mechanisms became more pronounced. During this stage, the crust of the Sapucaia Subdomain underwent exhumation, facilitating the uplift of granulitic lower-crustal rocks, while the older TTG basement (migmatized gneisses) experienced reworking. Around 2.87 Ga, the partial melting of an enriched mantle source generated Mg-rich parental magmas of the Água Limpa Suite sanukitoids. Following this, the melting of TTG granitoids at the base of the crust produced anatectic magmas, which ascended toward the upper crust via dykes, shear zones, and pre-existing conduits. During this phase, the accumulation of anatectic melts formed laccoliths. The renewed activation of shear zones promoted interactions between compositionally distinct magmas, leading to the generation of hybrid granitoids.

5.7 CONCLUSIONS

1. Field relationship shows that the gneisses of the Caracol Complex represent the basement of the Sapucaia Subdomain and contain enclaves of the greenstone belts and microtonalites that outcrop in the area, indicating their stratigraphic position as younger than these rocks. The Água Fria trondhjemite intrudes both the Caracol Complex and the greenstone belts. The Xinguara Granite intrudes all the previously mentioned units;

2. The gneissic basement exhibits migmatite structures characterized by the dominant stromatic metatexites and subordinate patch, dilation-structured, schollen and schlieren diatexites, which are formed in response to variable stresses and melt fractions during partial melting that caused changes in crustal rheology. Anatexis is interpreted to occur under middle to upper amphibolite facies conditions (~650–700°C);

3. Geochemical affinities show that the gneisses from Caracol Complex and Água Fria trondhjemite are akin to the typical Archean sodic granitoids whereas the Xinguara Granite has geochemical similarities with the biotite-granites of crustal affinity;

4. Geochronology of the Caracol Complex gneisses point for the crystallization age at 2.95 – 2.93 Ga. The Água Fria trondhjemite represent a second-generation of TTG magmatism in the Sapucaia Subdomain with ages at 2.87 Ga, whereas the Xinguara Granite has a younger age of 2.86 Ga, which intrude the gneissic basement and TTG;

5. Integration of the data indicate three important periods of rock formation in the Sapucaia Subdomain: (a) > 3.0 Ga: generation of greenstone belts and TTG; (b) 2.95–2.92 Ga: generation and deformation of the gneisses from the Caracol Complex; (c) 2.89–2.84 Ga: generation, emplacement and deformation of the Água Fria Trondhjemite and Xinguara Granite over a short period (10–15 Ma). The reactivation of shear zones increased thermal flux and fluid circulation due to the breakdown of hydrated minerals, which caused anatexis at the base of the crust.

6. Isotopic data for the orthogneisses of the Caracol Complex and Água Fria trondhjemite reveal $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ predominantly positive with values ranging from +0.65 to +3.9, excepting one sample with negative value (-3.3) and Hf- T_{DM}^{C} ages between 2.89 and 3.21 Ga. These results indicate magma derived from a predominantly juvenile source affected by minimal crustal contribution. The Xinguara granite exhibits Nd- T_{DM} model ages of 2.86 to 2.94 Ga, with $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values varying from +1.32 to +2.55;

7. Geochemical modelling suggests that the gneisses of the Caracol Complex did not originate from a homogeneous source. The high (La/Yb)_N ratio rocks were derived from

magma produced by the partial melting of non-enriched Archean metabasalts, previously transformed into garnet amphibolite with composition is similar to the average Archean metabasalts and those of the greenstone belts, but formed at different melting degrees: 25–30% and 10–15%, respectively. In contrast, the low $(La/Yb)_N$ ratio rocks likely formed from a similar source, but without garnet in the residue. The Água Fria trondhjemite may have originated from 5–10% partial melting of metabasalts of the greenstone belts, also transformed into garnet amphibolite. The Xinguara Granite resulted from varying degrees of partial melting of Archean sources with compositions similar to TTG gneisses, as represented by the Caracol Complex;

8. The intensification of crustal reworking at 2.87 Ga marks a temporal shift in the geodynamic setting of the Sapucaia Subdomain, transitioning from vertical tectonics to a predominantly horizontal regime. This change was accompanied by widespread syntectonic granitic magmatism and the reactivation of shear zones during sinistral transpression. During this stage, anatectic granites ascended into the upper crust through dykes using reactivated shear zones and faults as conduits, spreading out horizontally, prying apart the host rock strata. Laccolith is the form assumed during final stage of emplacement of many plutons that constitute the 2.87 Ga leucogranite suites of the Carajás Province.

REFERENCES

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, **17**:1–29.
- Almeida J.A.C., Dall’Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., 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**:201–221.
- 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.
- 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.
- Andersen T., Andersson U.B., Graham S., Åberg G., Simonsen S.L. 2009. Granitic magmatism by melting of juvenile continental crust: new constraints on the source of Paleoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon. *Journal of the Geological Society*, **166**:233–248.
- Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. 1991. Serra dos Carajás, Folha SB.22-Z-A, Estado do Pará. In: Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil (PLGB), Brasília, CPRM, 135 p.
- Barker F. & Arth J.G. 1976. Generation of trondhjemitic--tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite--basalt suites. *Geology*, **4**: 596–600.
- 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.
- Black L.P. & Gulson B.L. 1978. The age of the Mud Tank carbonatite, strangways range, Northern Territory. *J. Aust. Geol. Geophys.*, **3**:227–232.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology. *Chemical Geology*, **200**:155–170.
- Cassidy K.F., Barley M.E., Groves D.I., Perring C.S., Hallberg J.A. 1991. Revised geological framework for the Yilgarn Craton: Western Australia Geological Survey. *Precambrian Research*, **51**:51–83.
- 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. *Phil. Trans. R. Soc. A*, **376**:201–213.
- Cordani U.G., Sato K., Teixeira W., Tassinari C.C.G., Basei M.A.S. 2000. Crustal evolution of the South American platform. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. and Campos, D.A. (eds) Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil Federal Mines Department, 19–40 p.
- Condie K.C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, **104**:1–37.

Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W., Kinny P. 2003. Atlas of zircon textures. *Rev. Min. Geoc.*, **53** (1):469–500.

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 multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry: an evaluation of isobaric interference corrections. *J. Anal. Atomic Spectrom.*, **17**:1567–1574.

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., Lamarão C.N. 2013. Geologia do subdomínio de transição do Domínio Carajás – implicações para a evolução Arqueana da Província Carajás – Pará. In: 13th Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Anais[...]*. p. 22–26.

Davis W.J., Fryers B.J., King J.E. 1994. Geochemistry and evolution of late Archean plutonism and its significance to the tectonic development of the Slave craton. *Precambrian Research*, **67**:207–241.

DePaolo D.J. & Wasserburg G.J. 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Gophysical Research Letters*, **3**(5): 249–252.

DePaolo D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, **53**(2):189–202.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 2013. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. London, Longmans, 549 p.

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

Felix W.Q., Oliveira D.C., Silva L.R., Silva F.F. 2020. Charnockites from Carajás Province, SE Amazonian Craton (Brazil): petrogenetic constraints and intensive crystallization parameters. *Journal of South American Earth Sciences*, **101**:102–598.

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.

Green TH. & Pearson NJ. 1986. Ti-Rich Accessory Phase Saturation in Hydrous Mafic-Felsic Compositions at High P, T. *Chemical Geology*, **54**:185–201.

Green TH. & Watson EN. 1982. Crystallizations of apatite in natural magmas under high pressure, hydrous conditions, with particular reference to “orogenic” rocks series. *Contrib Miner Petrol.*, **79**:96–105.

Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S., Xu X., Zhou. X. 2002. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, **61**(3-4):237–269.

- Heilimo E., Halla J., Holttä P. 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoarchean western Karelian Province (Finland). *Lithos*, **115**:27–39.
- Heilimo E., Halla J., Andersen T., Huhma H. 2013. Neoarchean crustal recycling and mantle metasomatism: Hf–Nd–Pb–O isotope evidence from sanukitoids of the Fennoscandian shield. *Precambrian Research*, **228**:250–266.
- Hawkesworth C.J. & Brown M. 2018. Earth dynamics and the development of plate tectonics. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Seri. Math. Phys. Eng. Sci.*, **376**:25–43.
- Janoušek V., Moyen J.-F., Martin H., Erban V., Farrow C. 2015. Geochemical Modelling of Igneous Processes – Principles and Recipes in R Language. Bringing the Power of R to a Geochemical Community. *Springer*, **258**:123–178.
- 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. *Chem. Geol.*, **211**:47–69.
- 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.
- Leite A.A.S., Dall’Agnol R., Althoff F.J. 1999. Geoquímica e aspectos petrogenéticos do Granito Xinguara, terreno granito-greenstone de Rio Maria e Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**(3):429–436.
- Leite A.A.S., Dall’Agnol R., Macambira M.J.B., Althoff F.J. 2004. Geologia e geocronologia dos granitóides 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.
- Ludwig K. 2009. *SQUID 2: A User’s Manual*. New York, Berkeley, 5 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.
- Marangoanha B., Oliveira D.C., Galarza M.A., Marques G.T. 2020. Crustal anatexis and mantle-derived magmas forming Neoarchean A-type granitoids in Carajás Province, northern Brazil: petrological evidence and tectonic control. *Precambrian Research*, **338**:105–585.
- Martin H. 1987. Evolution in Composition of Granitic Rocks Controlled by Time-Dependent Changes in Petrogenetic Processes: Examples from the Archaean of Eastern Finland. *Precambrian Research*, **35**:257–276.
- Martin H., Moyen J.F., Rapp R.P. 2009. The sanukitoid series: magmatism at the Archaean-Proterozoic transition. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, **100**:15–33.
- Moyen J.F. & Martin H. 2012. Forty years of TTG research. *Lithos*, **148**:312–336.
- Moyen J.-F. 2019. Archean granitoids: classification, petrology, geochemistry and origin. *Geological Society of London*, **1**:489–490.

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.

Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B. 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus l'Academie Science*, **337**:1415–1420.

Nascimento A.C., Oliveira D.C., Heilimo E., Toro M.A.G., Gabriel E.O., Whitehouse M., Kurhila M. *in press*. Crustal contamination in magma evolution and insights into diachronous changes toward modern tectonics: evidence from the Hf-Nd-O-Pb isotope record of sanukitoids from the Amazonian Craton. *Geoscience Frontiers*, 38 p.

Nascimento A.C., Oliveira D.C., Gabriel E.O., Leite-Santos P.J. 2024. Geology, geochemistry and zircon SHRIMP U–Pb geochronology of Mesoarchean high-Mg granitoids: constraints on petrogenesis, emplacement timing and deformation of the Água Limpa suite in the Carajás Province, SE Amazonian Craton. *Journal of the Geological Society*, **182**:1–20.

Nascimento A.C., de Oliveira D.C., Gabriel E.O., Marangoanha B., Silva L.R., Aleixo E.C. 2023. Mineral chemistry of the Água Limpa suite: insights into petrological constraints and magma ascent rate of Mesoarchean sanukitoids from the Sapucaia terrane (Carajás Province, southeastern Amazonian Craton, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **132**: 104–683.

Oliveira E.C., Lafon J.M., Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**:114-127.

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 D.C., Silva L.R., Nascimento A.C., Marangoanha B., Gabriel E.O., Leite-Santos P.J., Machado J.R.M., Felix W.Q., Silva-Silva L.C., Santos R.F. 2023. Revisão litoestratigráfica com implicações para compartimentação tectônica da Província Mineral de Carajás, sudeste do Cráton Amazônico. In: 17th Simpósio de Geologia da Amazônia, Santarém, *Anais*[...]. p. 434–441.

Patchett P.J. & Tatsumoto M. 1980. A routine high-precision method for Lu-Hf isotope geochemistry and chronology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **75**:263–267.

Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Germany, Springer, 366 p.

Palin R.M., Santosh M., Cao W., Li S., Hernández-Urbe D., Parsons A. 2020. Secular change and the onset of plate tectonics on Earth. *Earth-Science Reviews*, **207**:103–172.

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**:597–606.

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.

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*, **9**:597–633.

Rollinson H. 1993. *Using Geochemical Data*. New York, Longman, 567 p.

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.

Rubatto D. & Gebauer D. 2000. Use of Cathodoluminescence for U-Pb Zircon Dating by Ion Microprobe: Some Examples from the Western Alps. In: Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., Ohnenstetter, D. (eds) *Cathodoluminescence in Geosciences*. Berlin, Springer, 345 p.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M.M. and Goncalves, J.H. (eds) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Belém, CPRM, 169–226.

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.M., Lana C., Scholz R., Buick I., Schmitz M.D., Kamo S.L., Gerdes A., Corfu F., Tapster S., Lancaster P., Storey C.D., Basei M.A.S., Tohver E., Alkmim A., Nalini H., Krambrock K., Fantini C., Wiedenbeck M. 2017. A new appraisal of Sri Lankan BB zircon as a reference material for LA-ICP-MS U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope tracing. *Geostandards & Geoanalytical Research*, **41**(3):335–358.

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.

Sawyer E.W. 2008. *Atlas of Migmatites*. Canadá, Canadian Science Publishing, 346 p.

Sawyer E.W. 2010. Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: Microstructures in the residual rocks and source of the fluid. *Lithos*, **116**:273–286.

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 L.R., Oliveira D.C., Galarza M.A., Nascimento A.C., Marangoanha B., Marques G.T. 2023. Zircon U–Pb–Hf isotope and geochemical constraints on the petrogenesis and tectonic setting of Mesoarchean granitoids from the Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **398**:107–204.

Smithies R.H., Champion D.C., Sun S.S. 2004. Evidence for Early LREE-enriched mantle source regions: diverse magmas from the c. 30 Ga Mallina Basin, Pilbara Craton, NW Australia. *Journal of Petrology*, **45**:1515–1537.

Schmidt M.W. & Thompson A.B. 1996. Epidote in calc-alkaline magmas: an experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. *Am. Mineral.*, **81**:462–474.

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

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

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

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

Sun S.S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. London, *Geological Society*, **42**:313–345.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. Evolução tectônica do cráton amazônico. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. and Bley de Brito-Neves, B.B. (eds) *Geologia do continente Sul-Americano. Evolução da obra de F.F.M. de Almeida*. Rio de Janeiro, BECA, 471–486.

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. *Int. J. Mass Spectrom.*, **235**:59–81.

Tulloch A. 1979. Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**:105–117.

Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T.R. 2008. *Geologia e recursos minerais do Pará: texto explicativo dos mapas geológico, tectônico e de recursos minerais do estado do Pará*. Programa Geologia do Brasil – PGB. Belém, CPRM, 328 p.

Vernon R.H. 2008. *A practical guide to rock microstructure*. London, Cambridge University Press, 594 p.

**6 ARTIGO 4 MINERAL CHEMISTRY OF THE ÁGUA LIMPA SUITE:
INSIGHTS INTO PETROLOGICAL CONSTRAINTS AND MAGMA ASCENT
RATE OF MESOARCHEAN SANUKITOIDS FROM THE SAPUCAIA
TERRANE (CARAJÁS PROVINCE, SOUTHEASTERN AMAZONIAN
CRATON, BRAZIL)**

Aline Costa do Nascimento

Davis Carvalho de Oliveira

Eleilson Oliveira Gabriel

Bhrenno Marangoanha

Luciano Ribeiro da Silva

Evandro da Costa Aleixo

Artigo publicado em: *Journal of South American Earth Sciences* em 2023.



Aline Nascimento <alinea97@gmail.com>

Decision on submission to Journal of South American Earth Sciences

Thu, Dec 19, 2024 at 7:13 PM

De: **Journal of South American Earth Sciences** <em@editorialmanager.com>

Date: qua., 25 de out. de 2023 às 10:10

Subject: Decision on submission to Journal of South American Earth Sciences

To: Aline Nascimento <alinea.nascimento@ig.ufpa.br>

Manuscript Number: SAMES-D-23-00511R1

Mineral chemistry of the Água Limpa suite: Insights into petrological constraints and magma ascent rate of Mesoarchean sanukitoids from the Sapucaia terrane (Carajás Province, southeastern Amazonian Craton, Brazil)

Dear Ms Nascimento,

Thank you for submitting your manuscript to Journal of South American Earth Sciences.
I am pleased to inform you that your manuscript has been accepted for publication.

We appreciate you submitting your manuscript to Journal of South American Earth Sciences and hope you will consider us again for future submissions.

Kind regards,
 Andres Folguera
 Editor-in-Chief
 Journal of South American Earth Sciences

Journal of South American Earth Sciences 132 (2023) 104683



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of South American Earth Sciences

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jsames

Mineral chemistry of the Água Limpa suite: Insights into petrological constraints and magma ascent rate of Mesoarchean sanukitoids from the Sapucaia terrane (Carajás Province, southeastern Amazonian Craton, Brazil)

Aline Costa do Nascimento^{a,b,*}, Davis Carvalho de Oliveira^{a,b}, Eleilson Oliveira Gabriel^{a,b}, Bhrenno Marangoanha^{a,b}, Luciano Ribeiro da Silva^{a,b}, Evandro da Costa Aleixo^b

^a Postgraduate Program in Geology and Geochemistry (PPGG), Institute of Geosciences (IG), University Federal do Pará (UFPA), Post Office 1611, CEP, 66075-100, Belém, Pará, Brazil

^b Group of Research on Granitoids Petrology (GPPG), IG, UFPA, Brazil

6.1 ABSTRACT

The Água Limpa suite is comprised of two E–W elongated sanukitoid-affinity plutons named the Água Azul and Água Limpa, exposed along with other intrusive granitic bodies and typifying Mesoarchean granitic activity in the Sapucaia terrane (Carajás Province). In the present study, the T–P– $f\text{O}_2$ – $\text{H}_2\text{O}_{\text{melt}}$ conditions, viscosity of magma and upward magma transport rate were retrieved on the basis of mineral chemistry and partial dissolution of magmatic epidote. The mafic mineral assemblage is dominated by amphibole (magnesio-hornblende, tremolite, pargasite and magnesiohastingsite compositions), in addition to magmatic epidote (Ps of 25–32%) and magnesio-biotite. Titanite, apatite, zircon, magnetite, ilmenite and chalcopyrite are the main accessory phases. The apatite saturation thermometer indicates at least initial crystallization temperatures between 903 and 850 °C. The Al-in-amphibole geobarometer provided temperatures varying from 1039 to 718 °C and 984 to 707 °C for the Água Limpa and Água Azul plutons, respectively. A variation in pressure from 625 to ~ 100 MPa was obtained for both plutons, related to the deep crustal level of formation and shallow depths of emplacement. Experimental studies carried out on similar magma compositions indicate the parental Água Limpa suite magmas were water-rich (> 6 wt% dissolved H_2O) and crystallized under high oxygen fugacity conditions ($0.3 \leq \text{NNO} \leq 2.5$). Partial corrosion of the magmatic epidote in these two plutons occurred within a timeframe of no more than 1 to 9 years, corresponding to upward magma transport rates of 1,481–13,333 m/year. A structurally controlled network of conduits associated at the mesoscale pervasive migration developed during the active deformation stage (faults and shear zones), and small-scale diking probably acted as pathways for magma transfer through distinct pulses that underwent subsequent crystallization before reaching the hot continental crust at peak metamorphism, and permitted survival of the epidote that was out of equilibrium at the low pressure of final emplacement. The Água Limpa suite reveals strong mineralogical and geochemical affinities with the sanukitoids from the Rio Maria suite and the Ourilândia complex of the Carajás Province and differs from the sanukitoids from other cratons in terms of age and geological setting.

Keywords: Mineral chemistry, Sanukitoids, Sapucaia terrane, Archean, Carajás Province.

6.2 INTRODUCTION

The chemical composition of key rock-forming silicates integrated with detailed opaque petrography and magnetic petrology, serves as a robust petrological tool for assessing the crystallization conditions and the petrogenetic evolution of granitic rocks (Nascimento *et al.* 2020, 2021, 2022). This is due to the close relationship among mineral chemistry, nature and physicochemical parameters such as temperature (T), pressure (P), oxygen fugacity (fO_2), water dissolved in melt (H_2O_{melt}) and viscosity (η) of the parental magma from which they formed (Hammarstrom & Zen 1986, Hollister *et al.* 1987, Wones 1989, Schmidt 1992, Giordano *et al.* 2008 and references therein). The presence of magmatic epidote and its texture can also be used for estimating the ascent rate of magma based on the dissolution kinetic model (Hammarstrom & Zen 1984, Schmidt & Thompson 1996, Brandon *et al.* 1996, Schmidt & Poli 2004, Sial *et al.* 1999, 2008, Cunha *et al.* 2021). Knowledge of the magma flow and its upward migration rate is fundamental to the understanding of the pluton emplacement, growth and crustal differentiation, since viscosity is an important physical property governing magmatic processes (Hess & Dingwell 1996, Dingwell 1999). However, few studies have been conducted on Archean sanukitoids using this approach. These granitoids constitute minor but important components of the Archean crust in many cratons and are intrusive into the greenstone belts and TTG assemblage basement in the Carajás Province (Oliveira *et al.* 2010, Silva *et al.* 2022). The geochemical characteristics of sanukitoids have sparked controversy due their dual enrichment in both mantle-compatible (e.g., Mg, Ni, and Cr) and incompatible elements (e.g., K, P, Sr, Ba, and light rare earth elements – LREEs). This suggests their origin from an enriched, metasomatized mantle wedge. It provides valuable insights into changes within the reservoirs involved in magma generation, indicating a shift from plume-related vertical tectonics to present-day subduction mechanisms (Lobach-Zhuchenko *et al.* 2005, 2008, Heilimo *et al.* 2010, Laurent *et al.* 2014 and references therein).

Sanukitoids have been well documented in the Amazonian Craton over the last 25 years and are recognized as important components of the Carajás Province, dated at ~ 2.87–2.88 Ga (Oliveira *et al.* 2010, Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2018, 2022). In the Sapucaia terrain, two plutons named Água Limpa and Água Azul were identified by Gabriel *et al.* (2010). These granitoids are formed by granodiorites and subordinate monzogranites and tonalites, exhibiting geochemical features similar to those of typical

Archean sanukitoids; here, they are collectively referred to as the Água Limpa suite. These previous studies have contributed insights in terms of geology, classification, geochemistry, magnetic petrology and preliminary Pb-Pb geochronology (Gabriel *et al.* 2010, Gabriel & Oliveira 2013, 2014). However, mineral chemistry data, geothermobarometry and determination of magma ascent rates are lacking. For this purpose, detailed petrography and chemical analyses were performed in silicates and associated phases to classify these minerals and provide crystallization parameters (T, P, fO_2 , H_2O_{melt}). The viscosity of magma (η) is estimated according to the non-Arrhenian Newtonian model of Giordano *et al.* (2008), and the magma ascent rate is based on the partial epidote dissolution kinetic proposal of Brandon *et al.* (1996). Our integrated results are used to compare the Água Limpa suite with analogous Archean rocks from the Carajás Province (Rio Maria suite; Oliveira *et al.* 2010) and the Ourilândia plutonic complex (Nascimento *et al.* 2020, 2021, 2022), in addition to other cratons worldwide, to better understand their petrogenesis (Lobach-Zhuchenko *et al.* 2008, Rapopo 2010, Bhattacharya *et al.* 2014, Terentiev & Santosh 2018 and references therein).

6.3 REGIONAL GEOLOGICAL BACKGROUND

The Amazonian Craton is located north of the South American platform and consists of seven terrains amalgamated during the Archean and surrounded by Neoproterozoic orogenic belts (Santos 2003). The Carajás Province is recognized as the oldest and best-preserved Archean fragment of the craton (Almeida *et al.* 1981) (Fig. 1a, b), and it has been subdivided into two main lithotectonic domains (Santos 2003, Vasquez *et al.* 2008; Fig. 1c). (i) The Mesoarchean Rio Maria domain to the south is a preserved granite-greenstone terrane (3.05–2.86 Ga; Almeida *et al.* 2011, 2013) composed of a basement formed by banded TTG and *greenstone belt* sequences of 2.98–2.92 Ga age intruded by mafic rocks, sanukitoids, potassic and hybrid granites, Closepet-type granodiorites and enriched TTGs of 2.87–2.88 Ga age, presenting regional fabric in the NW–SE to E–W direction (Almeida *et al.* 2011, 2013, Oliveira *et al.* 2010, Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2018, Silva-Silva *et al.* 2020). These lithologies are partly overlain by the Archean sedimentary sequence of the Rio Fresco group (Vasquez *et al.* 2008). (ii) The Meso- to Neoarchean Carajás domain to the north has a more complex geologic evolution (3.07–2.70 Ga; Machado *et al.* 1991, Feio *et al.* 2013, Marangoanha *et al.* 2019, 2020 and references therein), subdivided here into three tectonic terrains,

termed the Sapucaia terrane, Canaã dos Carajás terrane and Carajás basin, similar to the proposal by Dall'Agnol *et al.* (2013). Our study area is situated within the Sapucaia terrane, which features a Mesoarchean banded orthogneiss basement that underwent migmatization within regional E-W strike-slip shear zones. These shear zone systems were coeval with anatexis processes and synkinematic magmatism, including both crust- and mantle-derived magmas. Notable examples include the Água Limpa sanukitoid suite, Xinguara potassic granite, and hybrid Pantanal and Nova Canadá granodiorite-granite of 2.87–2.88 Ga age. This was followed by the intrusion of the 2.73–2.74 Ga Velha Canadá granite and Vila Jussara suite (Leite *et al.* 2004, Ronaib & Oliveira 2013, Santos *et al.* 2013, Teixeira *et al.* 2013, Silva *et al.* 2014, Gabriel & Oliveira 2014, Leite-Santos & Oliveira 2016, Santos *et al.* 2018, Silva *et al.* 2020) (Fig. 1d).

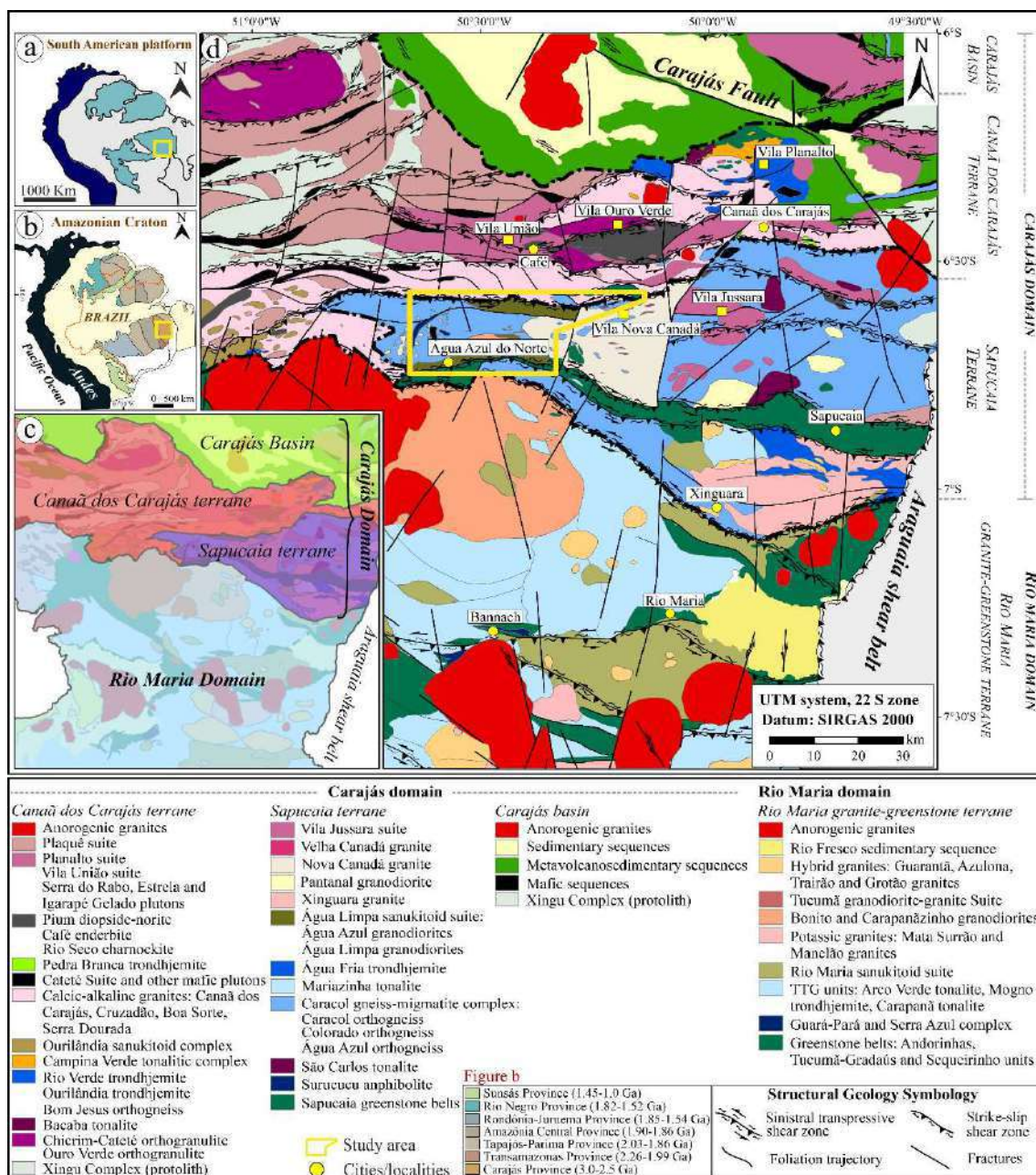


Figure 1 - Regional geology from Carajás Province: a) Amazonian Craton and Carajás Province location (yellow square) on the South American platform (adapted after Santos 2003, Silva *et al.* 2022); b) geochronological provinces based on Tassinari & Macambira (2004) proposal with ages listed in the legend; c) actualized comparison of the Carajás Province showing the Rio Maria domain and Carajás domain. The latter is subdivided into the Sapucaia, Canaã dos Carajás and Carajás basin terranes (after Dall'Agnol *et al.* 2013); d) geologic map of the Carajás Province showing the studied area detailed in Fig. 2.

6.4 THE ÁGUA LIMPA SUITE

6.4.1 Field relationship, age and structural aspects

The Água Limpa suite comprises two sanukitoid-affinity plutons called the Água Azul (GAA – area of 62 km²) and Água Limpa (GAL – area of 126 km²) located close to the boundary between the Carajás and Rio Maria tectonic domains within the Sapucaia terrane (Fig. 1d; Fig. 2a). Results from detailed mapping (1:25,000) reveal that these rocks occur as elongated plutons of kilometric scale arranged along two transpressive sinistral E–W shear zones located at the extreme southern and northern parts of the area (Fig. 2a). Both are intrusive in the 3.06–2.94 migmatized orthogneiss and greenstone assemblage basement and are coeval with the 2.87 Ga Boa Sorte and similar granodiorite-granites (Rodrigues *et al.* 2014, Leite-Santos & Oliveira 2016, Santos *et al.* 2018). Zircon Pb–Pb ages of 2884 ± 1.7 Ma and 2879 ± 1.3 Ma for the GAA and GAL, respectively, were obtained by Gabriel *et al.* (2010) and Sousa *et al.* (2010). Small mafic dikes and subalkaline granites (Velha Canadá granite and Vila Jussara suite) from 2.73–2.74 Ga crosscut the sanukitoid plutons (Leite-Santos & Oliveira 2016). On the outcrop scale, the mylonitic foliation trends E–W to WNW–ESE with moderate to steep dips (40°–89°) toward the south, and on the map scale, it forms a sigmoidal and anastomosing array (Fig. 2a). Compositional banding and schistosity rarely occur where recrystallization rates are more intense. Mineral stretching lineation plunges (quartz) are steep to subvertical as well (60–85°) toward both N and S. The direction of the mineral lineation suggests that transpression occurred. The flattened mafic enclaves, which are rarely rounded, are generally oriented according to the foliation and stretched along the shear zone. These granitoids are cut by fractures in the N–S, NW–SE and NE–SW directions, which coincide with those shown by the Neoarchean mafic dike. The locations of the samples selected for mineral chemistry and magnetic susceptibility (MS) distribution are shown in Fig. 2b, which is addressed further in the Magnetic Petrology section.

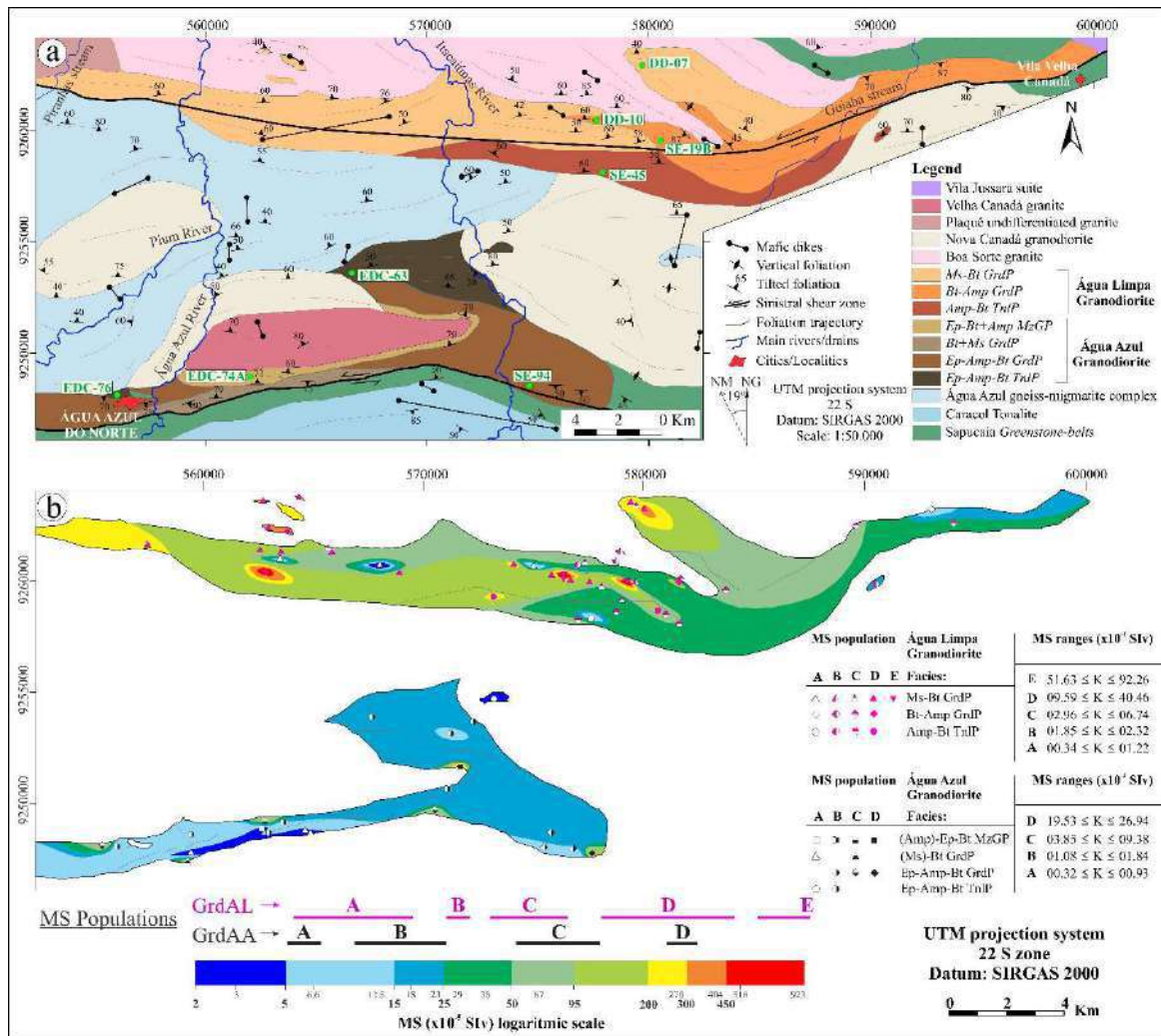


Figure 2 - Geologic map (scale 1: 50,000) and magnetic susceptibility (MS) distribution of the Água Limpa suite (Gabriel & Oliveira, 2013, 2014 modified). a) Geologic map displaying the lithologic units identified in the studied area and its field relationship; b) contour map with interpolation of the MS measures of the samples from the Água Limpa suite using SURFER 8.0 software. Note: The MS population of each sanukitoid pluton was defined by Gabriel & Oliveira (2013). Color shades: red to yellow = large positive magnetic anomalies; light blue to dark blue = strong negative anomalies; green = intermediate values.

6.4.2 Petrography, modal composition and microtextural aspects

The petrography and geochemical signatures of the studied rocks have been previously studied (Gabriel & Oliveira 2014; see Appendix A). Here is a summary of the main features of both the Água Azul and Água Limpa plutons. The Água Limpa pluton consists of granodiorite and minor tonalite, whereas the Água Azul pluton is formed by granodiorites and subordinate tonalite and monzogranites (Q-A-P diagram; Fig. 3), all of which present sanukitoid affinity. According to the petrographic and textural aspects, the Água Limpa pluton was subdivided into three facies with varied proportions of amphibole, biotite and epidote, while the Água Azul pluton presents four facies with similar

mineralogy to Água Limpa (Gabriel & Oliveira 2014). The Q-(A+P)-M diagram (Le Maitre *et al.* 2002) shows the Água Azul and Água Limpa rocks have high mafic contents (19–30%), except for the muscovite-bearing varieties of Água Limpa, which have more hololeucocratic features ($M' < 11\%$; Fig. 3). They are dark gray rocks, presenting coarse-grained heterogranular to porphyritic textures, strongly foliated and marked by the orientation of plagioclase and K-feldspar phenocrysts (2–5 cm long) set into a medium-grained quartz-feldspathic matrix (1 cm) that may occur partly recrystallized at the edge of the intrusion (Fig. 4a-f). Biotite, amphibole and magmatic epidote are the main mafic phases. Titanite, opaque minerals, muscovite, allanite, apatite, zircon and, more strictly, tourmaline are the primary accessory phases, whereas the secondary paragenesis is formed by chlorite, carbonates, scapolite, epidote, opaques and titanite. Muscovite occurs in epidote-free varieties, and pyroxene is notably absent in both plutons. Epidote in fine- to medium-grained rocks commonly occurs in association with plagioclase, biotite and amphibole and displays a zoned allanite core. The tonalitic varieties may develop compositional banding accompanied by high rates of recrystallization. These rocks exhibit decametric to metric mafic enclaves of elongated shapes arranged along the foliation planes. In general, mineralogical transformations ranging from chloritization of biotite to sericitization and saussuritization of plagioclase are related to late- to post-magmatic alterations. Both plutons show deformation-related microstructures, such as the undulatory extinction and orientation of recrystallized quartz aggregates and mafic minerals along the foliation planes (Fig. 4a-f).

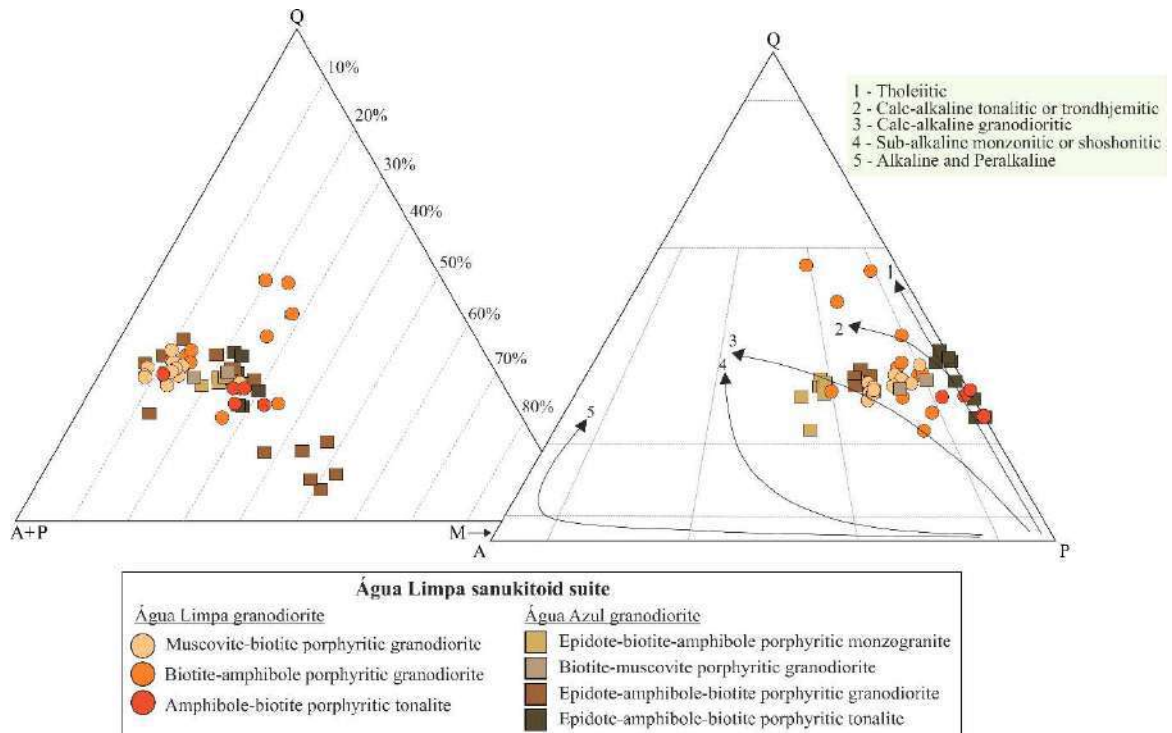


Figure 3 - Q-A-P and Q-(A+P)-M plot for the Mesoarchean sanukitoids from the Água Limpa suite (fields according to Le Maitre *et al.* 2002). Granitic series and their evolutionary trends are from Bowden *et al.* (1984): A = Alkali feldspar; P = Plagioclase; Q = Quartz; M = mafic minerals.

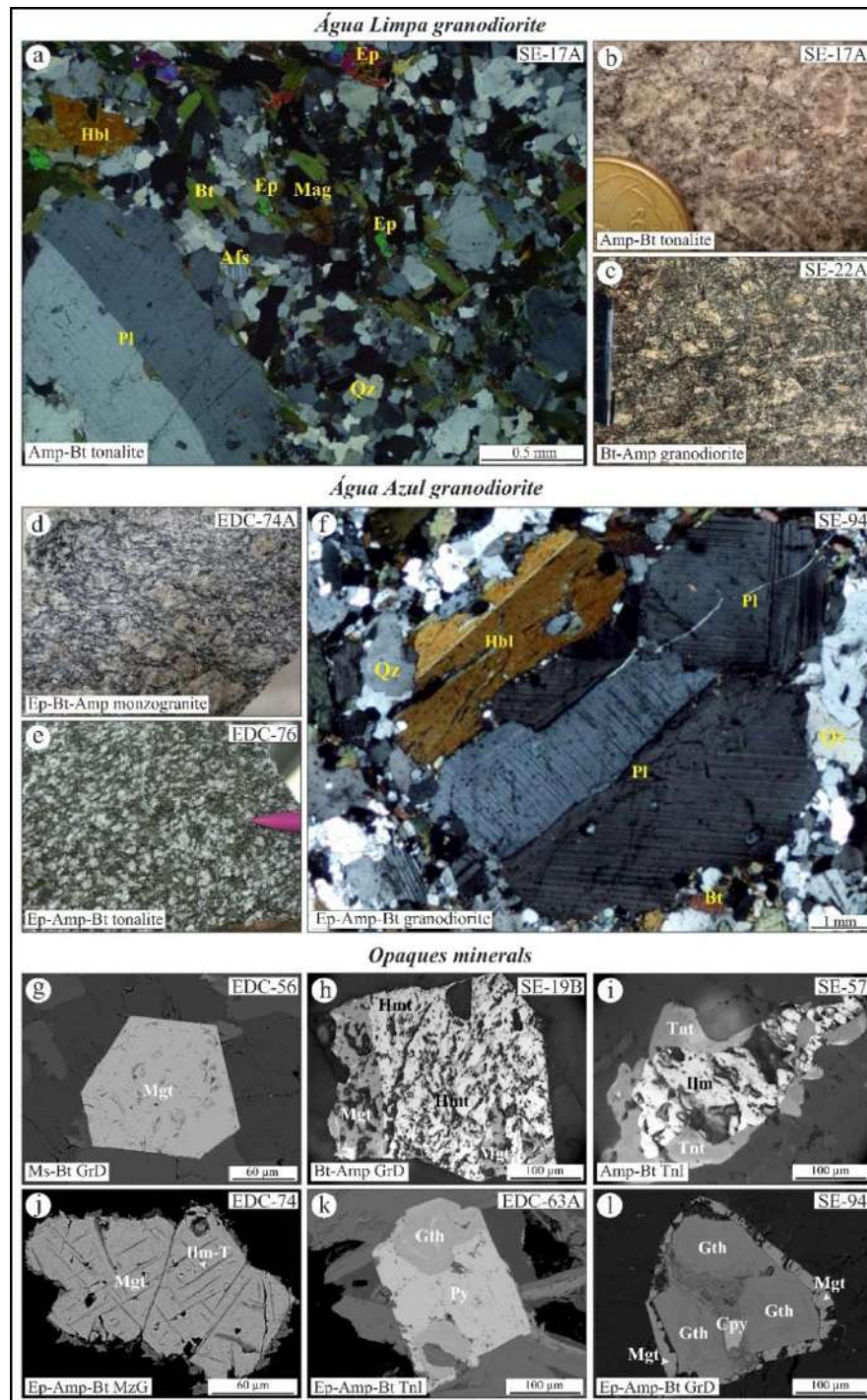


Figure 4 - Mineralogical and textural aspects of the Água Limpa suite: a-b) porphyritic tonalite characterized by coarse-grained plagioclase phenocrysts and a medium-grained matrix composed of amphibole, epidote, biotite and quartz-feldspar aggregates; c) biotite-amphibole porphyritic granodiorite foliated with K-feldspar phenocrysts arranged according to foliation; d) epidote-biotite-amphibole monzogranite; e) epidote-amphibole-biotite tonalite; f) hornblende and plagioclase phenocrysts immersed in fine- to medium-grained partly recrystallized quartz-feldspathic matrix and associated mafic phases; SEM photomicrography of Fe-Ti oxide mineral textures showing g) preserved coarse-grained magnetite with idiomorphic hexagonal form; h) magnetite with hematite patch intergrowth; i) corona texture between titanite and ilmenite; j) magnetite with thin trellis ilmenite lamellae; k) pyrite with goethite intergrowth in the corner of the crystal; l) chalcopyrite bordered by goethite and small magnetite crystals. Mineral abbreviations based on Whitney & Evans (2010).

6.5 MAGNETIC PETROLOGY

6.5.1 Opaque mineral petrography

Opaque minerals are composed of magnetite, ilmenite, hematite, with a subordinate occurrence of chalcopyrite, pyrite, martite, and goethite. These minerals occur as medium-grained individual and/or fine-grained aggregate crystals, either as inclusions in the ferromagnesian silicates (biotite and amphibole) and mega/macrocysts of plagioclase and K-feldspar or they can occur in straight contact with epidote and titanite (Fig. 4g-l). Ferromagnetic minerals (e.g., magnetite and titanomagnetite) strongly influence the MS properties in sanukitoid rocks since the essential factor controlling magnetic mineralogy and bulk MS is the partitioning of iron, which is related to the nature and chemical composition of magma, oxidation state of iron and petrogenetic conditions (Clark 1999, Frost 1991a, b). In the Água Limpa rocks, magnetite is the main Fe-Ti oxide mineral described in the muscovite-bearing facies, with a modal content ranging from 0.1 to 1 wt %, and occurs as idiomorphic hexagonal to subidiomorphic fine- to medium-grained crystals, with dimensions ranging from 0.5 to 1 mm (Fig. 4g). The subordinate presence of advanced replacement of magnetite by hematite is typical of biotite-amphibole granodiorite facies, where magnetite grains may be almost entirely replaced (Fig. 4h). This type of texture is generally associated with martitization processes due to the exposition of the preexisting magnetite crystals to late- and post-magmatic oxidation reactions, generating hematite/maghemite. The corona texture of the titanite surrounding the ilmenite can be observed in the amphibole-biotite tonalite (Fig. 4i). The ilmenite has modal contents less than 0.7 wt% in the granodiorite and tonalite facies of the Água Limpa rocks (Gabriel & Oliveira 2013). In contrast, the ilmenite is dominant over the magnetite in the Água Azul rocks, which generally presents modal contents between 0.1 and 0.8 wt%. In this case, ilmenite can occur as thin lamellae of oxy-exsolution into magnetite in the monzogranite (Fig. 4j) or into individual crystals. Goethite, pyrite and chalcopyrite are more commonly found in the tonalite and the granodiorite varieties of the Água Azul rocks as medium- to fine-grained crystals, and the goethite frequently replaces the sulfide crystals (Fig. 4k-l).

6.5.2 Magnetic susceptibility (MS)

Previous research conducted on 71 sampling sites within the studied area showed a wide and varied MS range (Fig. 2b; Gabriel & Oliveira 2013; see Appendix B). From the magnetic petrology perspective, the presence of high contents of primary magnetite (~ 0.8

wt%) in the muscovite-bearing granodiorites from the Água Limpa rocks positively controls the MS values in the anomaly map and the frequency histograms (Fig. 2b; Fig. 5a). This is a reason Água Limpa rocks are distributed mostly in the higher MS field (log -4.50 to -2.00 ; median 17.54×10^{-4} SI), while Água Azul rocks have concentrations in the intermediate to low MS values in the histogram (log -4.50 to -2.60 ; median 4.19×10^{-4} SI; Fig. 5b). Although the Água Azul facies has high mafic content, it presents low opaque content and underdeveloped crystals, which promote an MS decrease (Fig. 2b; Fig. 4j-l; Fig. 5b). These features suggest crystallization conditions under slightly less oxidized conditions than those of Água Limpa, probably due to a small difference in the composition of the source from which they have crystallized. Thus, there is a negative correlation between opaque and ferromagnesian mineral contents and MS values in the binary diagrams (Fig. 5c-d). In this case, factors such as the ratio of upward magma ascent and crustal input may have modified the physicochemical features of the parental magma, although both plutons should have been formed by a similar source. Epidote and allanite also have a close relationship with the magnetic properties, displaying a negative correlation with the MS (Fig. 5e). This tendency was explained through experimental studies conducted by Schmidt & Thompson (1996) that reported the earlier formation of magmatic epidote can inhibit the formation of magnetite by ion exchange reactions in the presence of high H_2O content dissolved in melt and high fO_2 [hematite-magnetite (HM) and nickel-nickel oxide (NNO) buffer], promoting a decrease in the magnetite content and consequently in the MS properties in the granitic rocks. This assumption was studied by Nascimento *et al.* (2021, 2022), who reported the relation between epidote and magnetite equilibria in sanukitoids from the Ourilândia complex (close to the Água Azul study area), and confirmed that in rocks with a low modal epidote content, the magnetite increased proportionally, and discussed the interrelationship between these minerals with the variation in the MS in sanukitoids from Carajás Province.

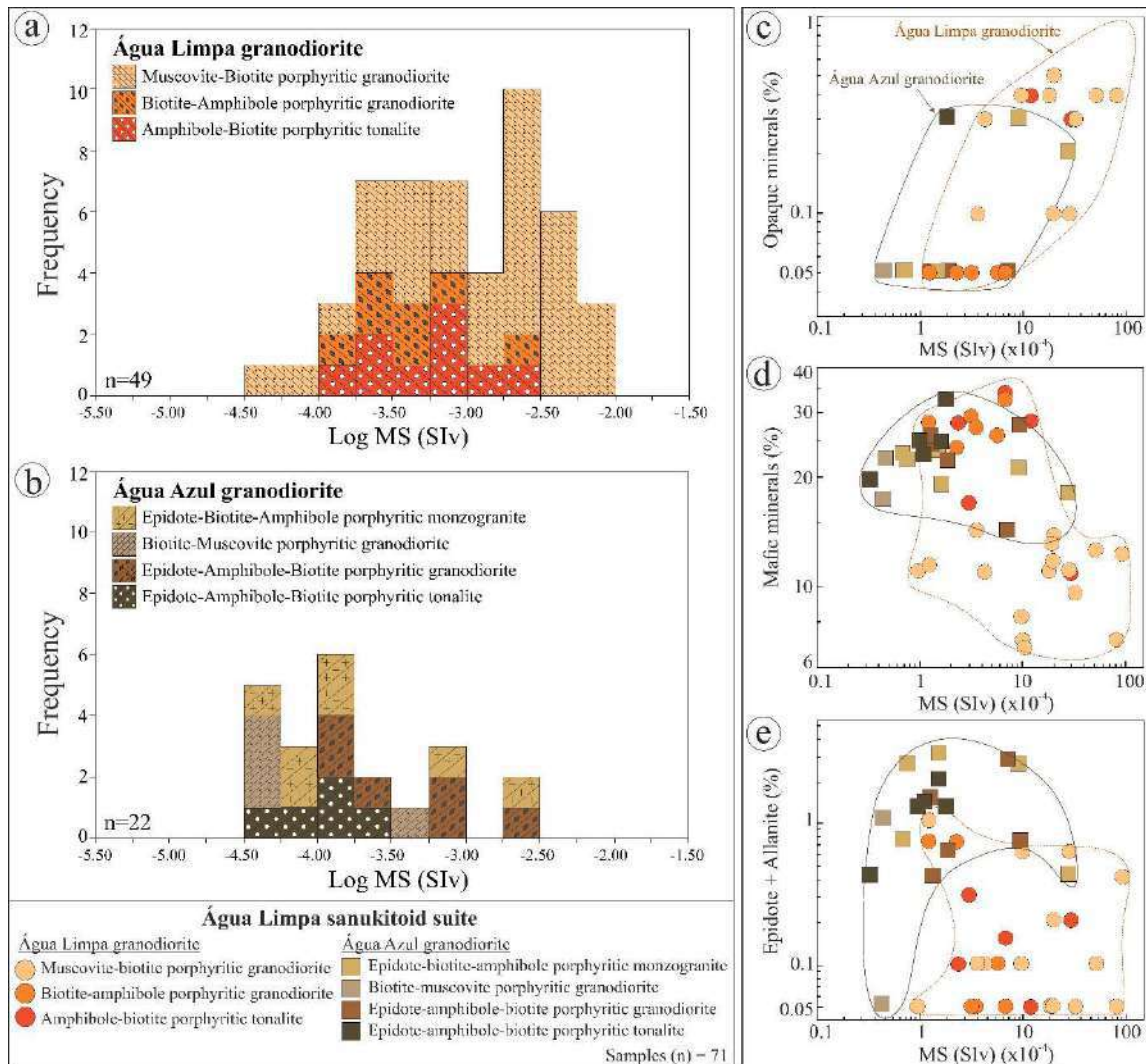


Figure 5 - MS frequency histogram and comparative modal diagrams for the Água Limpa suite: a-b) MS histograms of samples from the Água Limpa and Água Azul rocks with 71 measurements in total and facies distribution according to the MS population defined by Gabriel & Oliveira (2013); c) binary diagram of MS (SI unit; SIv x 10⁻⁴) vs. opaque minerals (% wt.); d) binary diagram of MS (SI unit; SIv x 10⁻⁴) vs. mafic minerals (%); e) binary diagram MS (SI unit; SIv x 10⁻⁴) vs. epidote + allanite (%) (SIv x 10⁻⁴).

6.6 MINERAL CHEMISTRY

6.6.1 Amphibole

The amphibole structural formula is based on 23 oxygen atoms and is according to the classification criteria of Hawthorne *et al.* (2012). The cations are reported with a set of 13 cations minus Ca, Na, and K (13-CNK). The analytical conditions are presented in Appendix C. The analyzed crystals from both the Água Limpa and Água Azul rocks are calcic [^BCa > 1.8; (Na + K)^A ≤ 0.3; ^BCa/(Ca + Na) = 0.94–0.97], classified mainly as magnesio-hornblende with subordinate tremolite, pargasite and magnesiohastingsite compositions (Fig. 6a). They exhibit high Mg/(Mg + Fe⁺²) ratios ranging from 0.56 to 0.80,

Si contents varying from 6.48 to 7.66 atoms per formula unit (apfu) and present low contents of F and Cl (< 0.3 wt%). The total Al varies from 0.63 to 1.94, with lower values reported for the Água Azul rocks (Supplementary tables 1, 2, 3). The slightly higher total Al content obtained for the Água Limpa rocks reflects its high-pressure dependence compared to that of the Água Azul rocks. There is evidence of tschermak-type ($\text{Al}^{\text{VI}}\text{Al}^{\text{IV}}\text{Mg}_{-1}\text{Si}_{-1}$) coupled substitution (Fig. 6b) and edenite-type substitution (Fig. 6c). The first involves the entrance of Al^{VI} to replace divalent cations in the $\text{M}_1\text{-M}_3$ sites and is pressure-dependent (Hollister *et al.* 1987, Schmidt 1992), whereas the latter is clearly depicted by the strong negative correlation between $(\text{Na} + \text{Al}^{\text{IV}})$ versus Si favored by an increase in temperature (Blundy & Holland 1990). The cores and rims of crystals do not show significant compositional variation.

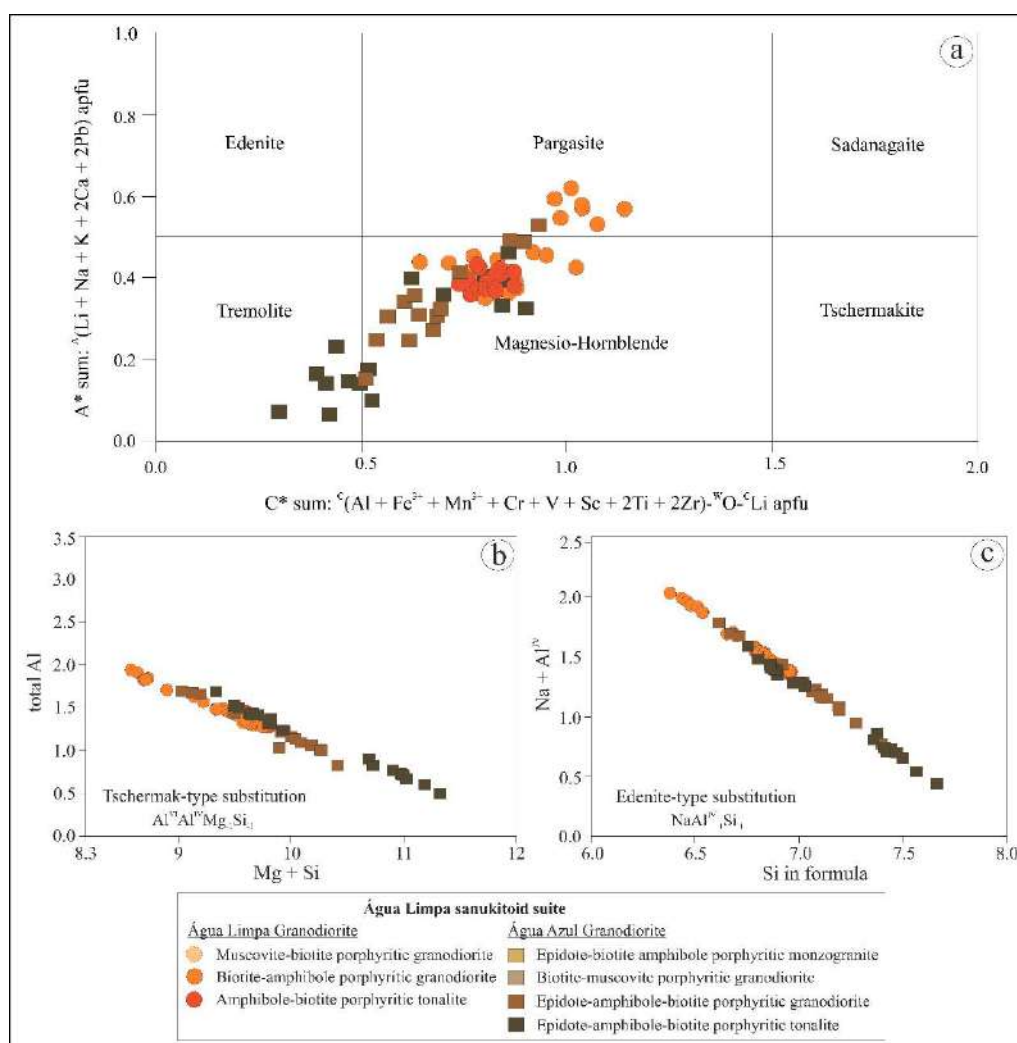


Figure 6 - Classification diagram and substitution of elements in amphibole: (a) $A^* \text{ sum } ^A(\text{Li} + \text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca} + 2\text{Pb})$ vs. $C^* \text{ sum } ^C(\text{Al} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}^{3+} + \text{Cr} + \text{V} + \text{Sc} + 2\text{Ti} + 2\text{Zr}) - ^W\text{O} - ^C\text{Li}$ in the formula (Hawthorne *et al.* 2012); (b) plots based on total Al ($^{\text{IV}}\text{Al} + ^{\text{VI}}\text{Al}$) vs. (Mg + Si) indicating the tschermak-type substitution; and (c) plots based on $(\text{Na} + ^{\text{IV}}\text{Al})$ vs. Si in amphibole (apfu) indicating the edenite-type substitution (Blundy & Holland 1990).

Supplementary Table 2 - Amphibole microprobe analyses (wt %) of representative samples from the Água Limpa suite (Carajás Province).

Unit	Água Azul Granodiorite																																
Facies	Ep-Amp-Bt GrD																																
Samples	SE-94																																
SiO ₂ (wt%)	47.80	46.87	46.84	46.33	47.05	47.61	47.45	46.17	46.49	46.69	47.28	47.47	47.54	47.48	46.68	46.64	47.19	48.44	45.53	51.46	44.66	49.47	48.68	49.83	50.26	49.27	48.60	46.80	48.54	45.10	48.67		
TiO ₂	0.57	0.66	0.65	0.53	0.44	0.56	0.73	0.81	0.79	0.76	1.15	0.70	0.78	0.66	0.63	0.82	0.93	0.32	0.16	0.00	0.40	0.40	0.21	0.33	0.23	0.46	0.13	0.49	2.39	0.60	0.46		
Al ₂ O ₃	7.46	8.20	8.46	8.54	8.51	7.91	8.15	8.42	8.18	7.94	7.76	7.84	7.58	8.15	8.20	8.38	7.76	6.64	9.47	4.83	9.75	6.32	7.00	5.84	5.80	6.09	7.07	8.25	5.87	9.57	6.48		
FeO	11.41	11.52	11.95	12.19	11.89	11.77	12.38	11.77	11.31	12.07	12.40	12.29	12.15	12.08	12.28	12.96	12.43	11.56	13.17	11.98	13.08	12.51	12.31	10.89	11.89	10.70	11.79	13.58	13.26	13.08	11.89		
Fe ₂ O ₃	3.68	3.78	3.83	4.00	3.47	3.50	2.92	3.87	4.16	3.48	3.09	2.85	2.68	2.96	3.32	2.60	2.61	2.87	3.97	2.62	4.54	1.66	2.74	3.25	2.00	3.53	3.32	2.01	0.00	3.66	2.50		
MnO	0.34	0.40	0.38	0.21	0.27	0.50	0.23	0.26	0.36	0.32	0.40	0.26	0.33	0.30	0.26	0.24	0.25	0.37	0.23	0.29	0.40	0.40	0.25	0.37	0.43	0.41	0.25	0.24	0.31	0.50	0.37		
MgO	13.53	13.13	12.87	12.64	12.83	13.26	12.97	12.78	13.00	12.83	12.98	13.07	13.21	13.11	12.85	12.52	13.03	13.60	11.68	14.31	11.34	13.64	13.49	14.50	14.13	14.39	13.46	12.10	12.90	11.50	13.76		
CaO	11.80	11.99	11.90	11.96	11.80	12.19	11.92	11.65	12.02	12.00	11.73	11.74	11.77	12.12	11.84	11.77	11.81	12.16	11.82	12.22	11.66	12.03	11.97	12.09	12.13	11.72	12.09	11.70	12.75	11.79	12.09		
Na ₂ O	1.07	1.18	1.18	1.20	1.07	1.11	1.13	1.21	1.08	1.09	1.10	1.15	1.18	1.05	1.23	1.22	1.14	0.89	1.34	0.58	1.38	0.95	1.07	0.83	0.77	0.99	0.91	1.21	0.76	1.25	1.00		
K ₂ O	0.76	0.73	0.83	0.80	0.78	0.75	0.70	0.83	0.71	0.75	0.82	0.70	0.72	0.77	0.83	0.82	0.81	0.58	0.98	0.30	1.14	0.59	0.68	0.48	0.52	0.50	0.62	0.78	0.45	1.06	0.61		
SrO	0.09	0.00	0.05	0.00	0.01	0.06	0.00	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.10	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.09	0.04	0.04	0.05	0.04	0.09	0.03	0.02	0.07		
P ₂ O ₅	0.06	0.02	0.01	0.08	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.03	0.00	0.04	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.05	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00		
V ₂ O ₅	0.06	0.07	0.03	0.05	0.06	0.06	0.02	0.03	0.07	0.11	0.10	0.00	0.00	0.07	0.01	0.04	0.12	0.03	0.11	0.06	0.05	0.09	0.06	0.01	0.01	0.06	0.08	0.08	0.11	0.07	0.02		
Cr ₂ O ₃	0.09	0.04	0.06	0.05	0.00	0.00	0.12	0.00	0.14	0.05	0.01	0.06	0.08	0.12	0.04	0.04	0.00	0.08	0.10	0.05	0.12	0.05	0.00	0.00	0.07	0.05	0.09	0.40	0.00	0.03	0.04		
NiO	0.08	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.03	0.00	0.00	0.10	0.05	0.00	0.04	0.07	0.05	0.00	0.01	0.00	0.03	0.04	0.02	0.00	0.09	0.00		
F	0.15	0.06	0.12	0.10	0.15	0.04	0.00	0.00	0.06	0.00	0.06	0.07	0.09	0.06	0.04	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00	0.09	0.10	0.00		
Cl	0.11	0.06	0.08	0.09	0.10	0.10	0.07	0.10	0.10	0.07	0.09	0.06	0.06	0.08	0.08	0.08	0.09	0.03	0.07	0.03	0.12	0.04	0.04	0.02	0.05	0.06	0.05	0.05	0.04	0.09	0.02		
(O=F-Cl) calc	-0.09	-0.04	-0.07	-0.06	-0.08	-0.03	-0.02	-0.02	-0.04	-0.02	-0.04	-0.04	-0.06	-0.04	-0.03	-0.07	-0.02	-0.01	-0.01	-0.01	-0.03	-0.01	-0.01	-0.03	-0.02	-0.01	-0.01	-0.01	-0.05	-0.06	0.00		
H ₂ O+ calc	1.97	2.02	1.98	1.98	1.96	2.04	2.04	2.01	2.00	2.02	2.01	2.00	1.99	2.02	2.01	1.96	2.03	2.04	2.02	2.08	1.99	2.05	2.05	2.04	2.05	2.06	2.05	2.02	1.99	1.96	2.05		
Total	100.92	100.68	101.15	100.68	100.34	101.42	100.81	99.95	100.45	100.19	100.96	100.28	100.19	101.05	100.27	100.18	100.39	99.65	100.63	100.84	100.68	100.31	100.64	100.61	100.36	100.39	100.59	99.80	99.44	100.41	100.04		
Structural formulas on the bases of twenty three oxygen atoms (13-CNK)																																	
Si	6.94	6.84	6.82	6.79	6.88	6.90	6.91	6.80	6.81	6.86	6.89	6.94	6.96	6.89	6.85	6.86	6.91	7.10	6.71	7.40	6.61	7.19	7.08	7.19	7.27	7.14	7.06	6.92	7.14	6.68	7.11		
P	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
^{IV} Al	1.05	1.16	1.18	1.21	1.12	1.10	1.09	1.20	1.20	1.14	1.11	1.06	1.04	1.10	1.15	1.14	1.09	0.91	1.29	0.60	1.39	0.81	0.92	0.80	0.73	0.86	0.94	1.08	0.87	1.32	0.89		
[T] site	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00		
Ti	0.06	0.07	0.07	0.06	0.05	0.06	0.08	0.09	0.09	0.08	0.13	0.08	0.09	0.07	0.07	0.09	0.10	0.04	0.02	0.00	0.05	0.04	0.02	0.04	0.03	0.05	0.01	0.06	0.26	0.07	0.05		
^{VI} Al	0.23	0.25	0.27	0.27	0.35	0.25	0.30	0.26	0.22	0.24	0.22	0.29	0.26	0.29	0.27	0.31	0.25	0.24	0.36	0.22	0.32	0.28	0.28	0.19	0.26	0.18	0.27	0.35	0.15	0.35	0.22		
V	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00		
Cr	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.05	0.00	0.00	0.01		
Fe ³⁺	0.40	0.42	0.42	0.44	0.38	0.38	0.32	0.43	0.46	0.38	0.34	0.31	0.30	0.32	0.37	0.29	0.29	0.32	0.44	0.28	0.51	0.18	0.30	0.35	0.22	0.39	0.36	0.22	0.00	0.41	0.28		
Fe ²⁺	1.36	1.40	1.44	1.46	1.42	1.43	1.47	1.41	1.38	1.47	1.48	1.46	1.46	1.45	1.48	1.56	1.49	1.42	1.59	1.42	1.60	1.52	1.47	1.30	1.44	1.27	1.41	1.65	1.63	1.62	1.45		
Mn ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00		
Ni	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00		
Mg	2.93	2.86	2.79	2.76	2.80	2.86	2.81	2.80	2.84	2.81	2.82	2.85	2.88	2.84	2.81	2.74	2.84	2.97	2.57	3.07	2.50	2.96	2.92	3.12	3.05	3.11	2.92	2.67	2.83	2.54	3.00		
[C] site	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.92	5.00	5.00		
Mn ²⁺	0.04	0.05	0.05	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.05	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.05	0.05	0.03	0.05	0.05	0.05	0.03	0.03	0.00	0.06	0.05		
Fe ²⁺	0.03	0.01	0.02	0.03	0.04	0.00	0.04	0.04	0.01	0.01	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.00	0.03	0.02	0.02	0.00	0.03	0.01	0.00	0.03	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00		
Ca	1.84	1.87	1.86	1.88	1.85	1.89	1.86	1.84	1.89	1.89	1.83	1.84	1.85	1.89	1.86	1.85	1.85	1.91	1.87	1.88	1.85	1.87	1.87	1.87	1.88	1.82	1.88	1.85	2.00	1.87	1.89		
Na	0.08	0.07	0.08	0.07	0.08	0.06	0.08	0.09	0.06	0.06	0.09	0.09	0.08	0.06	0.07	0.08																	

Supplementary Table 3 - Amphibole microprobe analyses (wt %) of representative samples from the Água Limpa suite (Carajás Province).

Unit																
Facies	-Amp-Bt Tnl															
Samples	EDC-76									EDC-63						
SiO ₂ (wt%)	50,50	51,36	52,85	53,34	52,39	52,45	54,06	52,37	51,92	46,96	47,25	47,72	48,54	46,04	46,57	46,54
TiO ₂	0,00	0,19	0,30	0,00	0,05	0,29	0,07	0,00	0,05	0,40	0,66	0,17	0,50	0,39	0,43	0,58
Al ₂ O ₃	5,25	4,92	3,97	3,60	4,15	4,16	2,99	4,32	4,53	8,31	8,34	7,94	7,76	9,85	8,65	8,91
FeO	9,86	9,04	9,02	7,74	8,79	7,86	8,53	8,24	8,24	11,52	10,97	12,55	12,09	12,78	12,15	11,80
Fe ₂ O ₃	1,40	2,26	1,66	2,33	1,89	3,13	1,08	2,84	2,84	3,74	4,15	1,75	2,47	2,67	2,96	3,42
MnO	0,30	0,49	0,35	0,37	0,34	0,35	0,41	0,35	0,31	0,24	0,32	0,00	0,28	0,07	0,43	0,24
MgO	15,44	15,99	16,77	17,24	16,71	17,04	17,38	16,81	16,59	12,84	13,28	13,14	13,54	12,21	12,56	12,77
CaO	12,12	12,20	12,38	12,43	12,54	12,34	12,63	12,38	12,29	11,91	11,86	12,34	12,28	11,90	11,87	12,16
Na ₂ O	0,82	0,61	0,55	0,40	0,61	0,46	0,35	0,62	0,55	0,88	0,99	1,04	1,01	1,24	1,09	1,02
K ₂ O	0,34	0,41	0,32	0,19	0,21	0,22	0,12	0,22	0,26	0,80	0,70	0,71	0,71	0,96	0,86	0,84
SrO	0,00	0,05	0,00	0,03	0,10	0,03	0,07	0,00	0,17	0,01	0,04	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,06	0,07	0,05	0,07	0,06	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03
V ₂ O ₅	0,02	0,15	0,00	0,03	0,00	0,09	0,07	0,05	0,05	0,04	0,09	0,07	0,07	0,03	0,03	0,04
Cr ₂ O ₃	0,07	0,22	0,08	0,00	0,09	0,05	0,00	0,00	0,04	0,08	0,08	0,03	0,08	0,19	0,14	0,08
NiO	0,02	0,04	0,06	0,02	0,06	0,00	0,03	0,00	0,07	0,06	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,14	0,04	0,00	0,07	0,00	0,03
Cl	0,06	0,03	0,03	0,06	0,05	0,11	0,02	0,04	0,04	0,03	0,01	0,02	0,03	0,06	0,10	0,04
(O=F-Cl) calc	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,03	0,00	-0,01	-0,01	-0,05	-0,06	-0,02	-0,01	-0,04	-0,02	-0,02
H ₂ O+ calc	2,04	2,09	2,11	2,10	2,09	2,09	2,11	2,10	2,09	1,99	2,00	2,02	2,08	2,00	2,01	2,03
Total	98,27	100,11	100,50	99,92	100,12	100,68	99,94	100,35	100,06	99,86	100,84	99,54	101,53	100,43	99,86	100,56
Si	7,37	7,35	7,50	7,56	7,47	7,42	7,66	7,44	7,41	6,89	6,86	7,01	6,99	6,75	6,86	6,80
P	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
^{IV} Al	0,62	0,64	0,50	0,43	0,53	0,58	0,34	0,56	0,59	1,11	1,15	0,99	1,01	1,25	1,14	1,20
[T] site	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Ti	0,00	0,02	0,03	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,01	0,04	0,07	0,02	0,05	0,04	0,05	0,06
^{VI} Al	0,28	0,19	0,17	0,17	0,17	0,12	0,16	0,16	0,17	0,33	0,28	0,38	0,31	0,45	0,36	0,34
V	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Cr	0,01	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01
Fe ³⁺	0,15	0,24	0,18	0,25	0,20	0,33	0,12	0,30	0,31	0,41	0,45	0,19	0,27	0,30	0,33	0,38
Fe ²⁺	1,20	1,08	1,06	0,92	1,05	0,91	1,01	0,97	0,97	1,39	1,30	1,51	1,45	1,52	1,49	1,43
Mn ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	3,36	3,41	3,55	3,65	3,55	3,59	3,67	3,56	3,53	2,81	2,87	2,88	2,91	2,67	2,76	2,78
[C] site	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mn ²⁺	0,04	0,06	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,00	0,03	0,01	0,05	0,03
Fe ²⁺	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,01	0,05	0,01	0,02
Ca	1,90	1,87	1,88	1,89	1,92	1,87	1,92	1,89	1,88	1,87	1,84	1,94	1,90	1,87	1,87	1,90
Na	0,06	0,07	0,07	0,08	0,04	0,06	0,04	0,06	0,06	0,07	0,08	0,03	0,05	0,07	0,07	0,05
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
[B] site	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,17	0,10	0,08	0,04	0,13	0,06	0,05	0,11	0,09	0,18	0,20	0,27	0,23	0,28	0,24	0,24
K	0,06	0,07	0,06	0,03	0,04	0,04	0,02	0,04	0,05	0,15	0,13	0,13	0,13	0,18	0,16	0,16
[A] site	0,23	0,18	0,14	0,07	0,17	0,10	0,08	0,15	0,14	0,33	0,33	0,40	0,36	0,46	0,40	0,39
OH	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,97	2,00	1,99	1,99	1,95	1,94	1,98	1,99	1,95	1,97	1,98
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,06	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01
Cl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01
O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
[W] site	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Cations	15,236	15,175	15,14	15,068	15,167	15,104	15,077	15,15	15,141	15,33	15,33	15,40	15,36	15,46	15,40	15,40
$I = \frac{IV_{Al} + VI_{Al}}{Fe + Mg}$	0,90	0,83	0,66	0,60	0,70	0,69	0,50	0,72	0,76	1,44	1,43	1,37	1,32	1,70	1,50	1,53
$z/(Fe + Mg)$	0,29	0,28	0,26	0,24	0,26	0,26	0,23	0,26	0,27	0,39	0,38	0,38	0,37	0,41	0,40	0,40
Mg#	0,74	0,76	0,77	0,80	0,77	0,80	0,78	0,79	0,78	0,67	0,69	0,66	0,67	0,64	0,65	0,66

Abbreviations: Bt = biotite; Amp = amphibole; Ep = epidote; GrD = granodiorite; Tnl = tonalite. *Note: Mg# = (Mg/Mg + Fe²⁺).

6.6.2 Biotite

The biotite structural formula was calculated on the basis of 22 atoms of oxygen, assuming the presence of Fe^{3+} on both tetrahedral and octahedral sites, with a general formula of $\text{A}_1\text{M}_3\text{T}_4\text{O}_{10}\text{W}_2$ (Li *et al.* 2020). The chemical analyses are provided in Supplementary tables 4, 5, 6, 7. The biotites of the Água Limpa and Água Azul rocks plot in the $\text{Fe}_{\text{total}}/(\text{Fe}_{\text{total}} + \text{Mg})$ ratio from 0.24 to 0.81 and Al^{IV} from 0.90 to 2.473, indicating compositions transitional between phlogopite and annite (Fig. 7a; Supplementary table 4). In the Al_{total} versus Mg diagram (Fig. 7b; fields of Nachit *et al.* 1985), the biotite plots in the calc-alkaline field characterized by high MgO (9.60 to 15.04 wt %), low TiO_2 (< 3.55 wt %) and low SiO_2 (≤ 38.42 wt %) contents, with no significant compositional variation between core and rim. They are magnesian and plot in the binary diagram [Si versus $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ ratio] in the Mg-biotite field, except one sample from the Água Limpa that plots in the Fe-biotite field (Deer *et al.* 2013, Rieder 1998; Fig. 7c). The majority of the analyzed biotite crystals have a chemical composition indicative of re-equilibrium (Fig. 7d; Nachit *et al.* 2005). However, such chemical signatures must be interpreted with caution since textural evidence indicates that biotite in the studied plutons has incipient hydrothermal alteration, commonly presenting well-preserved texture. A plausible explanation for this shift in the reequilibrated field is the considerable decrease in TiO_2 and MgO contents of these biotites by its co-precipitation with amphibole. This is also corroborated by the similar chemical compositions between these minerals (e.g., Mg#, Fe# and Al contents; Supplementary tables 5, 6 and 7). Therefore, biotite is assumed to have essentially magmatic chemical compositions that follow host-sanukitoid geochemistry, which allows $f\text{O}_2$ estimates based on biotite compositions (e.g., Anderson *et al.* 2008).

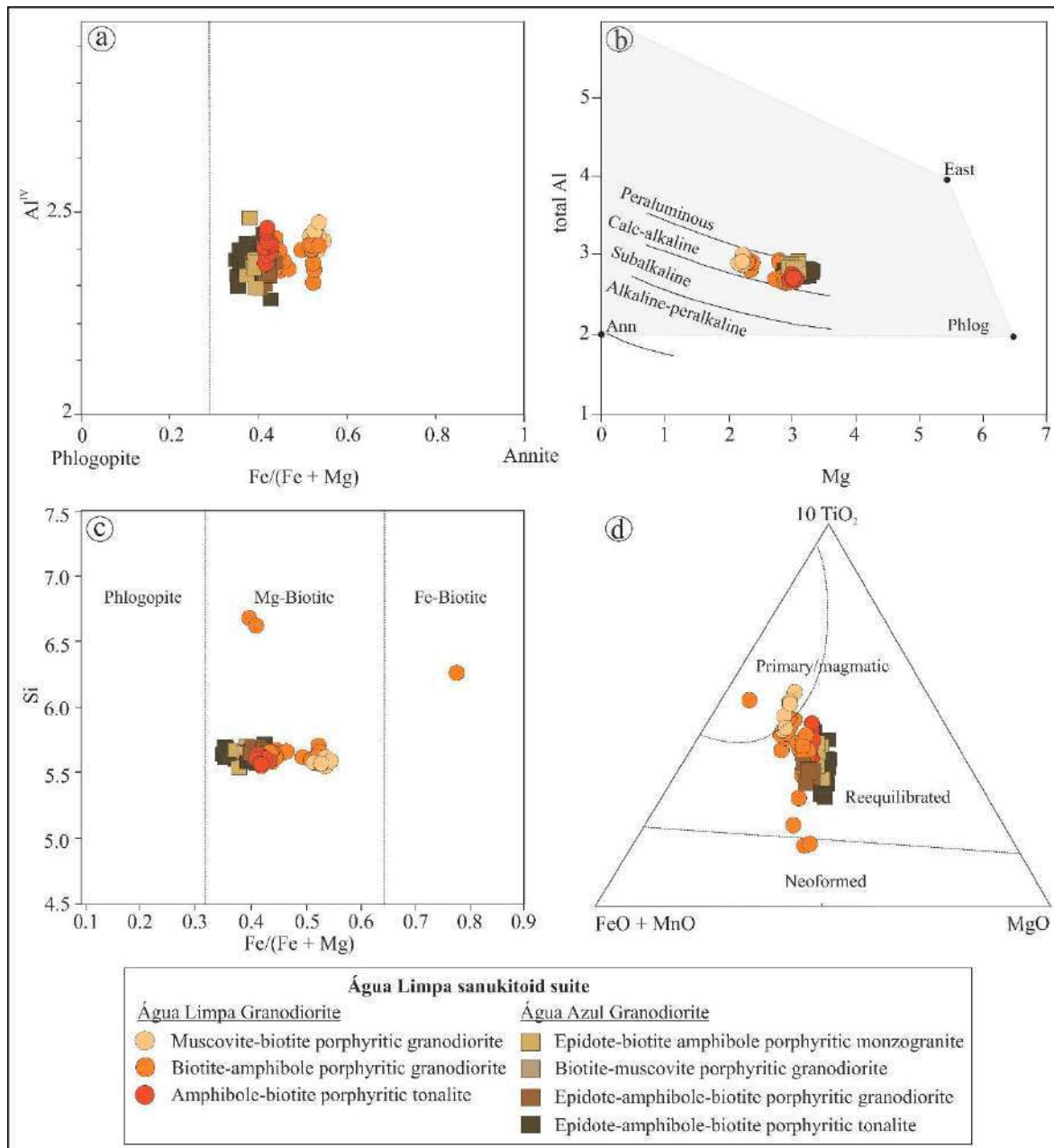


Figure 7 - Biotite classification diagrams from the Água Limpa and Água Azul sanukitoids: a) Al^{IV} vs. $Fe/(Fe + Mg)$ diagram (Deer *et al.* 2013); b) total Al vs. Mg diagram (Nachit *et al.* 1985); c) binary diagram Si per formula in biotite vs. $Fe/(Fe + Mg)$ ratio (Deer *et al.* 2013); d) ternary diagram $10 \cdot TiO_2$, $FeO + MnO$, MgO in wt % (Nachit *et al.* 2005). Abbreviations: East – eastonite; Phlog – phlogopite; Ann – annite.

Supplementary Table 4 - Biotite microprobe analyses (wt %) of representative samples from the Água Limpa suite (Carajás Province)

Unit	Água Limpa Granodiorite																																			
Facies	Bt-Amp-GrD																																			
Samples	SE-19B																DD-10																			
SiO ₂ (wt%)	37.33	36.76	37.00	37.15	37.00	37.39	37.06	46.88	37.03	37.46	37.52	37.00	37.60	37.62	37.76	37.05	37.51	47.14	37.32	36.89	37.77	37.04	37.76	37.58	37.80	37.24	37.00	37.67	37.42	37.64	37.23	37.82				
TiO ₂	3.28	3.55	2.53	2.95	3.38	2.53	3.35	0.50	2.33	2.11	2.25	2.45	1.96	2.03	1.83	2.04	1.62	0.54	1.75	1.95	1.84	2.18	2.09	2.09	1.93	1.79	1.85	1.59	1.95	1.87	1.76	2.06				
Al ₂ O ₃	16.55	16.11	16.88	16.30	15.96	16.36	16.47	8.23	14.74	15.06	15.07	14.92	15.16	15.42	15.18	14.89	15.11	7.40	15.08	15.26	15.15	14.90	15.31	15.38	15.26	15.12	15.07	15.16	14.85	15.12	15.18	15.25				
Cr ₂ O ₃	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.08	0.01	0.00	0.14	0.19	0.12	0.02	0.16	0.11	0.03	0.02	0.08	0.12	0.08	0.14	0.09	0.12	0.15	0.11	0.07	0.11	0.09	0.18	0.15				
FeOtotal	19.87	18.69	19.72	20.60	20.08	20.33	20.12	15.81	18.25	18.68	18.88	17.83	17.90	17.63	18.11	17.86	17.69	15.41	18.24	18.19	18.09	18.33	17.59	17.43	17.68	17.62	18.01	18.26	18.23	17.95	17.27	17.73				
MnO	0.23	0.17	0.27	0.19	0.20	0.31	0.35	0.30	0.19	0.24	0.15	0.22	0.36	0.20	0.17	0.22	0.22	0.19	0.20	0.24	0.18	0.08	0.23	0.20	0.22	0.33	0.25	0.30	0.17	0.19	0.23	0.30				
MgO	9.94	9.86	9.86	9.60	9.82	9.85	9.77	12.76	12.70	12.48	12.15	12.86	13.43	13.01	13.15	12.70	13.59	13.10	13.42	13.06	13.21	12.78	13.70	12.77	13.30	12.87	12.98	13.25	13.14	13.66	13.25	13.34				
NiO	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.05	0.07	0.00	0.04	0.07	0.04	0.00	0.02	0.02	0.07	0.00	0.11	0.13	0.02	0.04	0.03	0.04	0.00	0.08	0.06	0.06	0.00	0.03	0.06	0.00	0.07	0.00				
BaO	0.19	0.11	0.10	0.10	0.15	0.06	0.01	0.10	0.05	0.01	0.14	0.09	0.00	0.16	0.13	0.05	0.05	0.05	0.04	0.01	0.00	0.14	0.23	0.10	0.12	0.13	0.13	0.00	0.23	0.20	0.01	0.08				
CaO	0.01	0.04	0.00	0.03	0.05	0.03	0.01	11.52	0.00	0.06	0.02	0.01	0.04	0.02	0.00	0.03	0.04	11.61	0.03	0.03	0.01	0.00	0.03	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.03	0.03				
Na ₂ O	0.12	0.08	0.10	0.07	0.11	0.05	0.05	1.17	0.07	0.05	0.04	0.05	0.10	0.08	0.05	0.08	0.06	1.32	0.07	0.09	0.02	0.07	0.08	0.08	0.07	0.06	0.06	0.08	0.10	0.02	0.05	0.05				
K ₂ O	10.02	10.16	10.07	9.84	9.89	10.03	10.10	0.85	9.76	10.00	9.75	10.04	9.81	10.06	10.13	9.87	9.84	0.74	9.70	9.40	9.81	9.96	9.73	10.13	9.77	10.01	9.76	9.96	9.70	9.72	9.82	9.96				
Li ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
F	0.24	0.35	0.25	0.28	0.27	0.20	0.16	0.01	0.24	0.23	0.25	0.21	0.22	0.26	0.17	0.22	0.20	0.00	0.40	0.17	0.29	0.16	0.35	0.26	0.26	0.24	0.25	0.19	0.29	0.15	0.20	0.19				
Cl	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14				
-O=F+Cl	0.13	0.18	0.14	0.15	0.14	0.12	0.10	0.03	0.13	0.13	0.13	0.12	0.12	0.14	0.10	0.12	0.11	0.03	0.20	0.10	0.15	0.10	0.18	0.14	0.14	0.13	0.14	0.11	0.15	0.09	0.11	0.11				
Total initial	97.84	95.85	96.80	97.10	96.90	97.26	97.55	98.22	95.49	96.46	96.26	95.84	96.79	96.61	96.78	95.17	96.18	97.76	96.22	95.44	96.51	95.81	97.18	96.22	96.63	95.61	95.46	96.58	96.27	96.67	95.30	96.96				
Fe ₂ O ₃ calc	3.98	2.82	3.64	4.14	4.08	4.25	3.63	6.05	5.58	5.22	5.51	5.23	6.06	5.26	5.54	5.42	5.89	6.57	5.80	6.08	5.63	5.59	6.11	4.76	5.81	5.51	5.88	5.89	6.33	6.42	5.40	5.72				
FeO calc	16.29	16.15	16.44	16.88	16.41	16.50	16.85	10.36	13.23	13.98	13.92	13.12	12.45	12.90	13.12	12.98	12.39	9.49	13.02	12.72	13.02	13.30	12.09	13.15	12.45	12.66	12.72	12.95	12.53	12.18	12.41	12.58				
H ₂ O calc	3.06	2.93	3.21	3.11	2.99	3.22	3.09	0.00	3.21	3.29	3.26	3.22	3.28	3.30	3.42	3.25	3.39	0.00	3.30	3.34	3.32	3.25	3.27	3.30	3.31	3.31	3.41	3.27	3.40	3.33	3.32					
Total calc	101.30	99.06	100.37	100.63	100.30	100.91	101.00	98.83	99.26	100.27	100.07	99.58	100.68	100.43	100.76	98.97	100.15	98.42	100.11	99.36	100.42	99.68	101.04	99.97	100.51	99.47	99.36	100.58	100.17	100.71	99.18	100.85				
Structural formula on the bases of twenty two oxygen atoms																																				
Si	2.83	2.84	2.82	2.84	2.84	2.83	2.94	2.83	2.84	2.85	2.82	2.83	2.84	2.84	2.83	2.83	2.97	2.82	2.80	2.84	2.83	2.83	2.85	2.84	2.84	2.82	2.84	2.83	2.83	2.83	2.83	2.84				
^{IV} Al	0.99	0.99	0.99	0.96	0.97	0.95	1.00	2.47	0.91	0.92	0.90	0.93	0.93	0.93	0.90	0.91	0.92	2.43	0.93	0.95	0.90	0.91	0.94	0.92	0.92	0.91	0.92	0.91	0.90	0.92	0.92	0.92				
Fe ³⁺	0.18	0.17	0.18	0.20	0.19	0.21	0.17	0.00	0.26	0.24	0.25	0.24	0.24	0.23	0.26	0.26	0.25	0.00	0.25	0.24	0.26	0.27	0.23	0.23	0.24	0.25	0.26	0.26	0.27	0.26	0.25	0.24				
[T] site	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	5.41	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	5.39	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00				
^{VI} Al	0.49	0.47	0.53	0.50	0.47	0.52	0.48	0.00	0.42	0.43	0.45	0.41	0.41	0.44	0.45	0.43	0.42	0.00	0.41	0.42	0.44	0.43	0.41	0.45	0.43	0.44	0.43	0.44	0.42	0.42	0.44	0.42				
Mg	1.17	1.19	1.17	1.13	1.17	1.16	1.16	0.00	1.49	1.44	1.41	1.51	1.54	1.50	1.51	1.49	1.56	0.00	1.54	1.52	1.52	1.50	1.56	1.48	1.52	1.51	1.52	1.52	1.52	1.56	1.54	1.52				
Fe ²⁺	1.03	1.05	1.05	1.08	1.05	1.05	1.08	0.54	0.85	0.89	0.88	0.84	0.78	0.81	0.83	0.83	0.78	0.50	0.82	0.81	0.82	0.85	0.76	0.83	0.78	0.81	0.81	0.82	0.79	0.76	0.79	0.79				
Fe ³⁺	0.05	0.00	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.29	0.06	0.06	0.06	0.06	0.10	0.06	0.06	0.06	0.08	0.31	0.08	0.10	0.06	0.06	0.11	0.04	0.09	0.06	0.08	0.08	0.10	0.10	0.06	0.09				
Ti	0.18	0.21	0.15	0.17	0.19	0.14	0.19	0.06	0.14	0.12	0.13	0.14	0.11	0.12	0.10	0.12	0.09	0.06	0.10	0.11	0.11	0.13	0.12	0.12	0.11	0.11	0.11	0.09	0.11	0.11	0.11	0.12				
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01				
Mn	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02				
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Li	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Sum Oct	2.94	2.93	2.94	2.93	2.94	2.93	2.96	0.90	2.98	2.95	2.95	2.98	2.98	2.96	2.96	2.95	2.97	0.89	2.97	2.98	2.97	2.97	2.97	2.95	2.96	2.96	2.97	2.97	2.96	2.97	2.96	2.97				
Oct vacancy	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.07	0.04	2.10	0.02	0.05	0.05	0.02	0.02	0.04	0.04	0.05	0.03	2.11	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03				
K	0.92	0.95	0.93	0.91	0.92	0.93	0.93	1.29	0.91	0.93	0.90	0.93	0.90	0.92	0.92	0.92	0.91	1.29	0.90	0.88	0.90	0.92	0.89													

Supplementary Table 5 - Biotite microprobe analyses (wt %) of representative samples from the Água Limpa suite (Carajás Province).

Unit	Água Limpa Granodiorite												Água Azul Granodiorite											
Facies	Amp-Bt-Tnl												Ep-Amp-Bt-GrD											
Samples	SE-45												DD-07											
Σ ₂ (wt%)	37,38	37,98	37,63	37,61	37,27	37,33	37,26	37,41	37,59	37,52	37,11	37,01	37,56	36,80	37,32	37,79	37,10	36,92	37,47	21,70	37,19	37,33	37,51	38,08
Σ ₂	2,29	1,84	1,57	2,33	2,60	2,23	2,29	2,03	1,89	2,19	2,73	2,10	2,36	2,38	2,76	2,76	2,51	2,79	2,03	0,96	2,45	2,74	0,78	1,17
ΣO ₃	15,31	15,47	15,35	15,42	15,25	15,59	15,08	15,30	15,28	15,12	15,38	15,53	15,78	16,27	16,49	16,18	16,50	16,03	16,34	5,30	16,22	16,29	16,39	16,63
ΣO ₃	0,12	0,11	0,00	0,02	0,04	0,06	0,11	0,04	0,03	0,03	0,05	0,09	0,03	0,08	0,06	0,00	0,00	0,13	0,00	25,12	0,05	0,00	0,06	0,04
FeOtotal	16,90	17,28	17,51	16,84	17,42	17,10	17,82	17,55	16,90	17,56	17,15	16,86	20,40	20,13	19,56	19,20	19,31	19,58	20,05	7,09	19,90	18,70	17,93	17,76
MnO	0,20	0,23	0,19	0,17	0,16	0,30	0,20	0,20	0,15	0,32	0,17	0,20	0,30	0,31	0,16	0,24	0,16	0,18	0,10	0,17	0,21	0,24	0,16	0,24
MgO	13,54	13,58	13,74	13,59	13,56	13,45	13,10	13,59	13,57	13,26	13,36	13,27	10,46	9,73	10,16	9,80	10,35	10,12	10,15	1,15	10,26	10,63	12,43	12,63
NiO	0,07	0,06	0,02	0,07	0,05	0,07	0,00	0,04	0,02	0,01	0,11	0,06	0,02	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,08	0,04	0,01
Al ₂ O ₃	0,41	0,45	0,50	0,32	0,38	0,47	0,45	0,34	0,39	0,44	0,41	0,35	0,00	0,05	0,09	0,08	0,05	0,00	0,07	0,05	0,07	0,14	0,00	0,09
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02	0,01	0,04	0,00	0,00	0,05	0,03	0,01	0,00	0,03	0,21	0,01	0,01	0,02	0,05
Al ₂ O ₃	0,12	0,08	0,08	0,13	0,12	0,12	0,14	0,13	0,06	0,17	0,16	0,13	0,04	0,04	0,13	0,17	0,11	0,05	0,08	0,49	0,08	0,09	0,14	0,13
Al ₂ O ₃	9,80	9,85	9,98	9,82	9,78	9,91	9,99	9,98	9,85	9,90	9,72	9,74	10,01	10,02	10,01	9,76	9,92	9,81	9,66	5,06	10,06	9,96	9,78	9,82
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
F	0,29	0,32	0,37	0,38	0,23	0,34	0,37	0,21	0,31	0,36	0,33	0,21	0,37	0,22	0,19	0,39	0,25	0,24	0,33	0,00	0,40	0,38	0,40	0,55
Cl	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14
—O=F+Cl	0,15	0,17	0,19	0,19	0,13	0,17	0,19	0,12	0,16	0,18	0,17	0,12	0,19	0,12	0,11	0,20	0,14	0,13	0,17	0,03	0,20	0,19	0,20	0,26
Total initial	96,41	97,22	96,87	96,65	96,91	96,95	96,79	96,87	96,06	96,84	96,66	95,62	97,28	96,10	97,00	96,35	96,28	95,86	96,29	67,42	96,83	96,54	95,57	97,05
ΣO ₃ calc	5,90	6,28	6,26	5,40	5,92	5,82	6,02	6,00	5,63	6,16	5,66	5,59	4,63	4,17	3,91	3,76	3,79	4,09	4,42	7,88	4,02	3,72	4,84	4,68
FeO calc	11,59	11,63	11,87	11,98	12,09	11,86	12,40	12,16	11,84	12,01	12,06	11,83	16,24	16,38	16,04	15,81	15,90	15,90	16,07	0,00	16,27	15,35	13,57	13,55
O calc	3,21	3,32	3,38	3,18	3,18	3,20	3,17	3,32	3,30	3,17	3,10	3,25	3,21	3,23	3,16	3,01	3,20	3,13	3,26	0,06	3,17	3,09	3,48	3,36
Total calc	100,21	101,17	100,88	100,38	100,69	100,73	100,57	100,79	99,92	100,63	100,33	99,43	100,95	99,75	100,55	99,74	99,86	99,40	100,00	68,27	100,41	100,00	99,54	100,88

Si	2,82	2,84	2,82	2,83	2,81	2,81	2,82	2,82	2,83	2,83	2,81	2,81	2,85	2,83	2,84	2,88	2,83	2,84	2,85	2,50	2,84	2,85	2,83	2,84
Al	0,95	0,92	0,93	0,95	0,97	0,98	0,94	0,95	0,93	0,94	0,98	0,97	0,91	0,95	0,97	0,93	0,97	0,95	0,93	0,00	0,95	0,97	0,93	0,96
3+	0,23	0,24	0,25	0,21	0,22	0,21	0,24	0,24	0,23	0,23	0,21	0,22	0,23	0,22	0,19	0,19	0,20	0,22	0,22	1,50	0,21	0,18	0,24	0,20
J site	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al	0,41	0,44	0,43	0,41	0,38	0,40	0,41	0,41	0,42	0,41	0,39	0,42	0,50	0,52	0,51	0,53	0,51	0,50	0,54	0,72	0,51	0,49	0,53	0,50
Mg	1,57	1,55	1,58	1,56	1,55	1,55	1,52	1,56	1,56	1,53	1,55	1,54	1,23	1,17	1,19	1,16	1,22	1,21	1,19	0,92	1,21	1,26	1,43	1,43
2+	0,73	0,73	0,75	0,75	0,76	0,75	0,79	0,77	0,75	0,76	0,76	0,75	1,03	1,05	1,02	1,01	1,02	1,02	1,02	0,00	1,04	0,98	0,86	0,85
3+	0,11	0,11	0,10	0,09	0,12	0,12	0,10	0,10	0,09	0,12	0,11	0,10	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,00	0,02	0,03	0,04	0,06
Ti	0,13	0,10	0,09	0,13	0,14	0,13	0,13	0,11	0,11	0,12	0,15	0,12	0,13	0,14	0,16	0,16	0,15	0,16	0,12	0,45	0,14	0,16	0,05	0,07
Cr	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	2,29	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Li	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sum Oct	2,97	2,96	2,96	2,97	2,98	2,97	2,96	2,97	2,94	2,96	2,99	2,95	2,95	2,94	2,92	2,90	2,93	2,94	2,90	4,40	2,94	2,93	2,92	2,92
Oct vacancy	0,03	0,04	0,04	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,06	0,04	0,01	0,05	0,05	0,06	0,08	0,10	0,07	0,06	0,10	0,00	0,06	0,07	0,08	0,08
K	0,90	0,89	0,91	0,90	0,90	0,91	0,92	0,91	0,91	0,91	0,89	0,90	0,92	0,93	0,92	0,90	0,92	0,92	0,89	1,14	0,93	0,92	0,90	0,89
Na	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,11	0,01	0,01	0,02	0,02
i	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Sum inter	0,93	0,92	0,93	0,92	0,93	0,94	0,95	0,94	0,93	0,95	0,93	0,94	0,93	0,94	0,95	0,93	0,93	0,92	0,91	1,28	0,94	0,94	0,92	0,92
Inter vacancy	0,07	0,08	0,07	0,08	0,07	0,06	0,05	0,06	0,07	0,05	0,07	0,06	0,07	0,06	0,05	0,07	0,07	0,08	0,09	0,00	0,06	0,06	0,08	0,08
F	0,12	0,12	0,14	0,14	0,10	0,13	0,14	0,10	0,12	0,14	0,13	0,10	0,14	0,11	0,09	0,15	0,12	0,12	0,12	0,00	0,15	0,15	0,14	0,16
Cl	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
OH	1,62	1,65	1,70	1,60	1,60	1,61	1,60	1,67	1,66	1,60	1,57	1,64	1,63	1,66	1,61	1,53	1,63	1,61	1,66	0,04	1,62	1,57	1,76	1,67
Σ	0,24	0,21	0,15	0,24	0,28	0,24	0,24	0,22	0,20	0,25	0,28	0,24	0,22	0,21	0,28	0,30	0,23	0,26	0,20	1,93	0,21	0,26	0,09	0,15
AlIV + VI Al	1,36	1,36	1,36	1,37	1,35	1,38	1,35	1,36	1,36	1,34	1,37	1,39	1,41	1,47	1,48	1,45	1,49	1,45	1,46	0,72	1,46	1,46	1,46	1,46
Fe/(Fe+Mg)	0,28	0,28	0,28	0,28	0,29	0,29	0,29	0,28	0,27	0,29	0,29	0,28	0,32	0,33	0,33	0,32	0,32	0,32	0,32	0,00	0,32	0,31	0,28	0,29
Mg#	0,65	0,6																						

Supplementary Table 6 - Biotite microprobe analyses (wt %) of representative samples from the Água Limpa suite (Carajás Province).

Unit		Água Azul Granodiorite																							
Facies		Ep-Bt-Amp-MzG																							
Samples	SE-94	EDC-74A																							
SiO ₂ (wt%)	37,79	37,53	37,88	37,75	37,51	38,36	38,21	37,72	38,37	37,78	37,82	37,89	37,40	38,15	36,99	37,92	37,35	38,00	37,96	38,12	37,51	37,96	38,22		
TiO ₂	1,62	1,60	1,71	1,40	1,79	1,59	1,47	1,68	1,46	1,60	1,96	1,77	2,09	1,65	2,05	1,79	2,07	1,39	1,70	1,52	1,81	1,48	1,97		
Al ₂ O ₃	15,92	15,56	15,52	15,53	15,35	15,83	15,94	15,71	15,84	16,15	15,63	16,47	15,33	16,25	16,54	15,71	15,95	16,44	16,18	15,72	16,02	16,43	16,23		
Cr ₂ O ₃	0,11	0,10	0,06	0,08	0,00	0,08	0,05	0,05	0,07	0,04	0,05	0,00	0,01	0,05	0,12	0,03	0,08	0,04	0,04	0,03	0,10	0,04	0,01		
FeO total	16,23	17,00	17,27	17,32	17,96	16,71	17,17	17,17	16,36	16,93	15,89	15,82	15,12	15,51	15,11	16,12	15,26	14,75	15,87	15,60	15,26	15,89	15,50		
MnO	0,19	0,23	0,30	0,22	0,14	0,34	0,26	0,19	0,14	0,28	0,32	0,33	0,40	0,34	0,20	0,29	0,22	0,22	0,27	0,32	0,27	0,32	0,26		
MgO	13,67	13,38	13,63	13,32	12,99	13,27	13,08	13,36	13,62	13,66	13,73	13,23	13,25	13,75	13,87	13,95	13,10	13,89	13,64	13,52	13,50	13,59	13,74		
NiO	0,12	0,04	0,07	0,04	0,00	0,04	0,10	0,05	0,06	0,00	0,05	0,00	0,08	0,04	0,05	0,00	0,04	0,02	0,02	0,03	0,10	0,02	0,06		
BaO	0,07	0,06	0,00	0,09	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,16	0,09	0,00	0,16	0,09	0,09	0,05	0,02	0,00	0,00	0,16	0,02		
CaO	0,00	0,03	0,03	0,06	0,03	0,00	0,00	0,01	0,04	0,03	0,02	0,02	0,66	0,04	0,03	0,00	0,08	0,03	0,03	0,02	0,07	0,02	0,04		
Na ₂ O	0,07	0,03	0,07	0,16	0,08	0,09	0,08	0,09	0,11	0,12	0,04	0,12	0,05	0,18	0,09	0,10	0,09	0,10	0,05	0,12	0,10	0,09	0,07		
K ₂ O	9,70	9,13	10,10	9,96	9,87	10,19	10,37	10,11	9,85	9,89	9,98	9,99	9,83	10,05	10,13	9,83	10,06	9,90	10,24	10,22	10,13	10,25	10,28		
Li ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
F	0,17	0,13	0,11	0,16	0,12	0,20	0,10	0,09	0,21	0,23	0,22	0,23	0,21	0,36	0,18	0,14	0,09	0,25	0,27	0,28	0,30	0,20	0,29		
Cl	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14		
-O=F+Cl	0,10	0,09	0,08	0,10	0,08	0,12	0,07	0,07	0,12	0,13	0,12	0,13	0,12	0,18	0,11	0,09	0,07	0,14	0,14	0,15	0,16	0,12	0,15		
Total initial	95,69	94,86	96,80	96,12	95,94	96,72	96,90	96,29	96,17	96,73	95,73	96,04	94,53	96,31	95,53	96,01	94,55	95,06	96,27	95,48	95,14	96,47	96,67		
Fe ₂ O ₃ calc	5,08	6,01	5,34	5,53	5,38	4,71	4,65	4,95	4,93	5,02	4,48	4,21	3,31	4,12	3,83	5,20	3,67	3,86	3,91	4,08	3,59	4,35	3,60		
FeO calc	11,66	11,58	12,47	12,34	13,12	12,47	12,99	12,71	11,92	12,41	11,86	12,04	12,14	11,80	11,66	11,44	11,96	11,27	12,35	11,93	12,03	11,98	12,26		
H ₂ O calc	3,40	3,37	3,43	3,41	3,41	3,40	3,51	3,45	3,41	3,40	3,31	3,33	2,94	3,28	3,33	3,38	3,27	3,40	3,38	3,34	3,26	3,44	3,32		
Total calc	99,61	98,83	100,77	100,09	99,88	100,59	100,87	100,24	100,08	100,64	99,48	99,80	97,80	100,01	99,24	99,91	98,18	98,85	100,05	99,23	98,76	100,35	100,35		

Si	2,84	2,83	2,84	2,84	2,84	2,87	2,86	2,84	2,87	2,82	2,85	2,84	2,83	2,85	2,80	2,84	2,84	2,85	2,84	2,87	2,84	2,84	2,85		
^{IV} Al	0,94	0,93	0,93	0,92	0,92	0,91	0,91	0,93	0,92	0,98	0,95	0,98	1,08	0,97	1,04	0,95	0,98	0,97	0,97	0,92	0,98	0,98	0,98		
Fe ³⁺	0,22	0,24	0,23	0,24	0,24	0,22	0,23	0,23	0,22	0,20	0,20	0,17	0,08	0,17	0,16	0,21	0,18	0,18	0,18	0,20	0,17	0,19	0,17		
[T] site	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00		
^{VI} Al	0,47	0,45	0,44	0,46	0,45	0,48	0,49	0,46	0,48	0,45	0,44	0,47	0,29	0,46	0,43	0,44	0,45	0,48	0,46	0,47	0,45	0,47	0,45		
Mg	1,57	1,54	1,55	1,52	1,50	1,51	1,49	1,53	1,54	1,55	1,58	1,52	1,43	1,56	1,60	1,60	1,52	1,59	1,56	1,56	1,56	1,55	1,56		
Fe ²⁺	0,73	0,73	0,78	0,78	0,83	0,78	0,81	0,80	0,74	0,78	0,75	0,76	0,77	0,74	0,74	0,72	0,76	0,71	0,77	0,75	0,76	0,75	0,77		
Fe ³⁺	0,07	0,11	0,07	0,08	0,06	0,05	0,04	0,05	0,06	0,08	0,06	0,07	0,10	0,06	0,06	0,08	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,06	0,04		
Ti	0,10	0,10	0,10	0,08	0,10	0,09	0,08	0,10	0,09	0,09	0,11	0,10	0,13	0,10	0,12	0,10	0,12	0,08	0,10	0,09	0,11	0,09	0,11		
Cr	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00		
Mn	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02		
Ni	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00		
Li	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Sum Oct	2,96	2,95	2,97	2,93	2,95	2,94	2,94	2,96	2,92	2,96	2,96	2,93	2,75	2,94	2,97	2,96	2,91	2,92	2,94	2,93	2,93	2,94	2,94		
Oct vacancy	0,04	0,05	0,03	0,07	0,05	0,06	0,06	0,04	0,08	0,04	0,04	0,07	0,25	0,06	0,03	0,04	0,09	0,08	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06		
K	0,89	0,85	0,92	0,92	0,91	0,92	0,94	0,92	0,90	0,90	0,92	0,91	0,99	0,92	0,93	0,90	0,94	0,91	0,93	0,94	0,94	0,93	0,93		
Na	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01		
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00		
Sum inter	0,90	0,86	0,93	0,95	0,92	0,94	0,95	0,94	0,92	0,92	0,93	0,93	1,05	0,95	0,95	0,91	0,96	0,93	0,94	0,95	0,96	0,95	0,95		
Inter vacancy	0,10	0,14	0,07	0,05	0,08	0,06	0,05	0,06	0,08	0,08	0,07	0,07	0,00	0,05	0,05	0,09	0,04	0,07	0,06	0,05	0,04	0,05	0,05		
F	0,09	0,07	0,07	0,08	0,08	0,10	0,08	0,07	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,13	0,10	0,08	0,07	0,11	0,11	0,12	0,12	0,10	0,11		
Cl	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02		
OH	1,71	1,70	1,72	1,72	1,72	1,70	1,75	1,74	1,70	1,70	1,66	1,67	1,49	1,64	1,68	1,69	1,66	1,70	1,69	1,68	1,65	1,72	1,66		
O ₂	0,19	0,22	0,20	0,19	0,19	0,19	0,15	0,17	0,19	0,19	0,22	0,21	0,49	0,22	0,20	0,21	0,25	0,17	0,18	0,18	0,21	0,17	0,21		
^{VI} Al + ^{VI} Al	1,41	1,38	1,37	1,38	1,37	1,39	1,41	1,39	1,39	1,42	1,39	1,46	1,37	1,43	1,47	1,39	1,43	1,45	1,43	1,40	1,43	1,45	1,43		
Fe/(Fe+Mg)	0,26	0,28	0,27	0,28	0,28	0,27	0,27	0,27	0,26	0,28	0,26	0,27	0,29	0,26	0,26	0,26	0,26	0,25	0,26	0,25	0,26	0,27	0,26		
Mg#	0,66	0,65	0,64	0,64	0,63	0,65	0,64	0,64	0,66	0,64	0,66	0,65	0,62	0,66	0,67	0,66	0,66	0,68	0,66	0,67	0,66	0,66	0,66		

Supplementary Table 7 - Biotite microprobe analyses (wt %) of representative samples from the Água Limpa suite (Carajás Province).

Unit	Água Azul Granodiorite																																					
Facies	-Amp-Bt Tnl																																					
Samples	EDC-63																		EDC-76																			
SiO ₂ (wt%)	37,47	37,24	37,41	38,01	38,35	37,75	37,52	37,51	37,47	38,25	37,56	36,92	37,56	37,26	37,33	38,31	38,18	38,28	38,02	38,79	38,08	38,42	37,62	38,52	37,93	38,11	37,99	38,17	37,93	37,83	38,08	38,39	38,12	38,26				
TiO ₂	2,54	1,73	1,96	1,41	1,85	1,94	1,81	1,62	1,91	1,69	1,66	1,86	1,97	2,20	1,83	2,22	1,71	1,76	1,83	1,28	1,57	1,16	1,52	1,59	1,39	1,44	1,56	1,88	1,71	1,59	1,19	1,71	1,78	1,43				
Al ₂ O ₃	15,52	15,51	15,88	15,60	15,90	15,89	15,75	16,01	15,73	15,56	15,64	15,54	16,09	15,82	15,75	16,12	15,44	15,62	16,02	16,20	16,13	16,25	16,02	16,18	15,80	16,03	16,00	16,00	15,96	15,79	16,08	16,25	16,10	15,85				
Cr ₂ O ₃	0,04	0,08	0,12	0,05	0,17	0,13	0,19	0,13	0,13	0,17	0,08	0,09	0,12	0,15	0,15	0,10	0,10	0,10	0,12	0,07	0,16	0,14	0,18	0,13	0,00	0,08	0,09	0,08	0,08	0,17	0,10	0,09	0,14	0,14				
FeOtotal	16,80	16,36	16,10	16,53	16,19	16,52	16,61	16,82	16,57	16,87	17,14	16,86	16,73	17,09	16,76	14,55	16,02	15,43	15,16	14,60	15,22	15,07	14,95	14,23	15,25	14,90	15,72	14,77	15,00	15,03	15,33	14,19	14,34	14,57				
MnO	0,29	0,15	0,21	0,00	0,29	0,26	0,38	0,39	0,16	0,22	0,25	0,38	0,17	0,09	0,20	0,17	0,24	0,28	0,27	0,20	0,22	0,21	0,24	0,25	0,24	0,29	0,27	0,16	0,23	0,37	0,23	0,26	0,19	0,27				
MgO	13,63	13,63	13,88	13,81	13,70	13,39	13,77	13,48	13,56	12,76	13,31	13,07	13,22	12,78	13,53	14,89	14,25	14,75	14,70	14,91	14,48	14,83	14,60	14,51	14,75	15,04	14,87	14,87	14,76	14,91	14,43	14,58	14,90	14,86				
NaO	0,04	0,01	0,06	0,03	0,04	0,02	0,02	0,00	0,03	0,02	0,07	0,03	0,00	0,06	0,04	0,10	0,08	0,04	0,11	0,07	0,06	0,08	0,10	0,10	0,05	0,00	0,08	0,08	0,03	0,00	0,00	0,01	0,02	0,09				
BaO	0,21	0,23	0,17	0,24	0,21	0,14	0,24	0,10	0,20	0,03	0,12	0,26	0,25	0,23	0,19	0,31	0,21	0,26	0,23	0,32	0,27	0,40	0,30	0,24	0,36	0,11	0,31	0,14	0,50	0,44	0,27	0,33	0,24	0,08				
CaO	0,00	0,05	0,04	0,02	0,04	0,01	0,02	0,02	0,05	0,03	0,02	0,02	0,00	0,04	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,03	0,00	0,04	0,03	0,04	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04				
Na ₂ O	0,12	0,21	0,14	0,05	0,24	0,16	0,04	0,06	0,17	0,09	0,13	0,12	0,10	0,11	0,14	0,15	0,07	0,07	0,09	0,11	0,08	0,12	0,10	0,10	0,19	0,16	0,08	0,10	0,09	0,12	0,13	0,03	0,09	0,13				
K ₂ O	9,88	10,18	9,89	10,00	9,89	9,84	10,19	9,98	9,86	9,99	9,90	10,00	10,08	9,99	10,00	9,86	10,11	9,70	9,76	9,76	9,66	10,02	9,85	10,00	9,76	9,63	10,06	9,74	9,82	9,75	9,72	9,95	9,92	9,70				
Li ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00				
F	0,27	0,37	0,25	0,19	0,18	0,13	0,26	0,23	0,17	0,21	0,31	0,22	0,17	0,27	0,11	0,15	0,09	0,11	0,06	0,09	0,15	0,06	0,11	0,00	0,19	0,11	0,14	0,14	0,14	0,19	0,09	0,09	0,07	0,15	0,15			
Cl	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14			
-O=F+Cl	0,15	0,19	0,14	0,11	0,11	0,09	0,14	0,13	0,10	0,12	0,16	0,12	0,10	0,14	0,08	0,09	0,07	0,08	0,06	0,07	0,09	0,06	0,08	0,03	0,11	0,08	0,09	0,09	0,11	0,07	0,07	0,06	0,09	0,09				
Total initial	96,80	95,68	96,09	95,98	97,06	96,23	96,79	96,36	96,04	95,90	96,15	95,37	96,50	96,06	96,11	96,99	96,57	96,48	96,44	96,47	96,15	96,83	95,68	95,99	95,97	95,96	97,22	96,19	96,34	96,15	95,77	95,95	96,04	95,62				
Fe ₂ O ₃ calc	5,27	4,80	4,98	5,21	5,58	5,25	5,35	5,16	5,32	4,79	5,27	5,28	4,89	4,68	5,41	5,12	5,54	5,99	5,57	5,66	5,57	5,90	5,44	4,84	5,84	5,63	5,78	5,00	5,80	6,38	5,72	4,82	4,94	5,26				
FeO calc	12,06	12,04	11,62	11,84	11,17	11,79	11,80	12,17	11,79	12,56	12,40	12,11	12,34	12,87	11,89	9,95	11,03	10,03	10,15	9,51	10,21	9,76	10,06	9,87	9,99	9,83	10,52	10,27	9,78	9,29	10,18	9,85	9,90	9,83				
H ₂ O calc	3,18	3,26	3,28	3,49	3,28	3,31	3,34	3,38	3,31	3,33	3,33	3,28	3,36	3,25	3,38	3,30	3,43	3,39	3,41	3,51	3,41	3,57	3,42	3,45	3,40	3,43	3,49	3,37	3,39	3,40	3,49	3,44	3,39	3,39				
Total calc	100,50	99,43	99,88	99,99	100,90	100,07	100,67	100,25	99,88	99,71	100,00	99,18	100,35	99,78	100,02	100,80	100,56	100,47	100,41	100,55	100,12	100,99	99,64	99,92	99,95	99,95	101,29	100,06	100,31	100,19	99,83	99,87	99,93	99,54				

Si	2,82	2,82	2,82	2,85	2,85	2,84	2,82	2,82	2,82	2,88	2,83	2,81	2,82	2,82	2,82	2,84	2,85	2,84	2,83	2,86	2,83	2,84	2,82	2,86	2,83	2,83	2,82	2,84	2,83	2,82	2,84	2,85	2,84	2,85
^{IV} Al	0,98	0,96	0,99	0,91	0,94	0,96	0,97	0,97	0,96	0,89	0,94	0,97	0,97	0,96	0,96	0,99	0,92	0,94	0,98	0,94	0,97	0,95	0,98	0,95	0,96	0,97	0,98	0,98	0,97	0,97	0,95	0,96	0,97	0,95
Fe ³⁺	0,20	0,22	0,20	0,24	0,20	0,21	0,21	0,21	0,21	0,23	0,23	0,22	0,21	0,21	0,23	0,17	0,23	0,21	0,20	0,20	0,20	0,22	0,20	0,19	0,21	0,19	0,21	0,18	0,20	0,21	0,21	0,18	0,19	0,20
[T] site	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
^{VI} Al	0,40	0,43	0,42	0,47	0,45	0,45	0,42	0,44	0,43	0,49	0,45	0,43	0,46	0,45	0,44	0,42	0,44	0,42	0,43	0,47	0,45	0,47	0,43	0,47	0,43	0,43	0,42	0,43	0,43	0,42	0,46	0,46	0,44	0,44
Mg	1,57	1,58	1,59	1,58	1,54	1,53	1,58	1,54	1,55	1,47	1,53	1,53	1,52	1,48	1,56	1,67	1,62	1,66	1,66	1,67	1,64	1,67	1,66	1,64	1,67	1,70	1,68	1,68	1,68	1,70	1,63	1,65	1,69	1,68
Fe ²⁺	0,76	0,76	0,73	0,74	0,69	0,74	0,74	0,76	0,74	0,79	0,78	0,77	0,78	0,82	0,75	0,62	0,69	0,62	0,63	0,59	0,63	0,60	0,63	0,61	0,62	0,61	0,65	0,64	0,61	0,58	0,63	0,61	0,62	0,61
Fe ³⁺	0,10	0,06	0,08	0,05	0,11	0,09	0,09	0,08	0,09	0,04	0,07	0,08	0,07	0,05	0,08	0,11	0,08	0,12	0,12	0,11	0,11	0,11	0,08	0,12	0,12	0,11	0,10	0,12	0,15	0,11	0,09	0,09	0,10	
Ti	0,14	0,10	0,11	0,08	0,11	0,11	0,10	0,09	0,11	0,10	0,10	0,11	0,11	0,13	0,11	0,12	0,10	0,10	0,10	0,07	0,09	0,07	0,09	0,09	0,08	0,08	0,09	0,11	0,10	0,09	0,07	0,10	0,10	0,08
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Li	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sum Oct	2,																																	

6.6.3 Feldspar

Chemical data of both plagioclase and K-feldspar indicate that in most crystals, there is no significant compositional contrast between the phenocrysts and the medium- to fine-grained matrix; however, in some of them, the former tends to be more sodic. The plagioclase is classified as calcic oligoclase (An₁₆₋₂₇) for all studied varieties, presenting a homogeneous composition (Fig. 8a; Supplementary table 8). The K-feldspar composition lies in the range of Or_{95.68}Ab_{4.13}An_{0.19} – Or_{86.01}Ab_{13.79}An_{0.18}, with Ba, Sr and Fe⁺³ contents of approximately 0.10, 0.03 and 0.02 cations per formula unit (cpfu), respectively. It is classified as K-sanidine for all varieties studied in both the Água Limpa and the Água Azul rocks (Fig. 8a; Supplementary table 9).

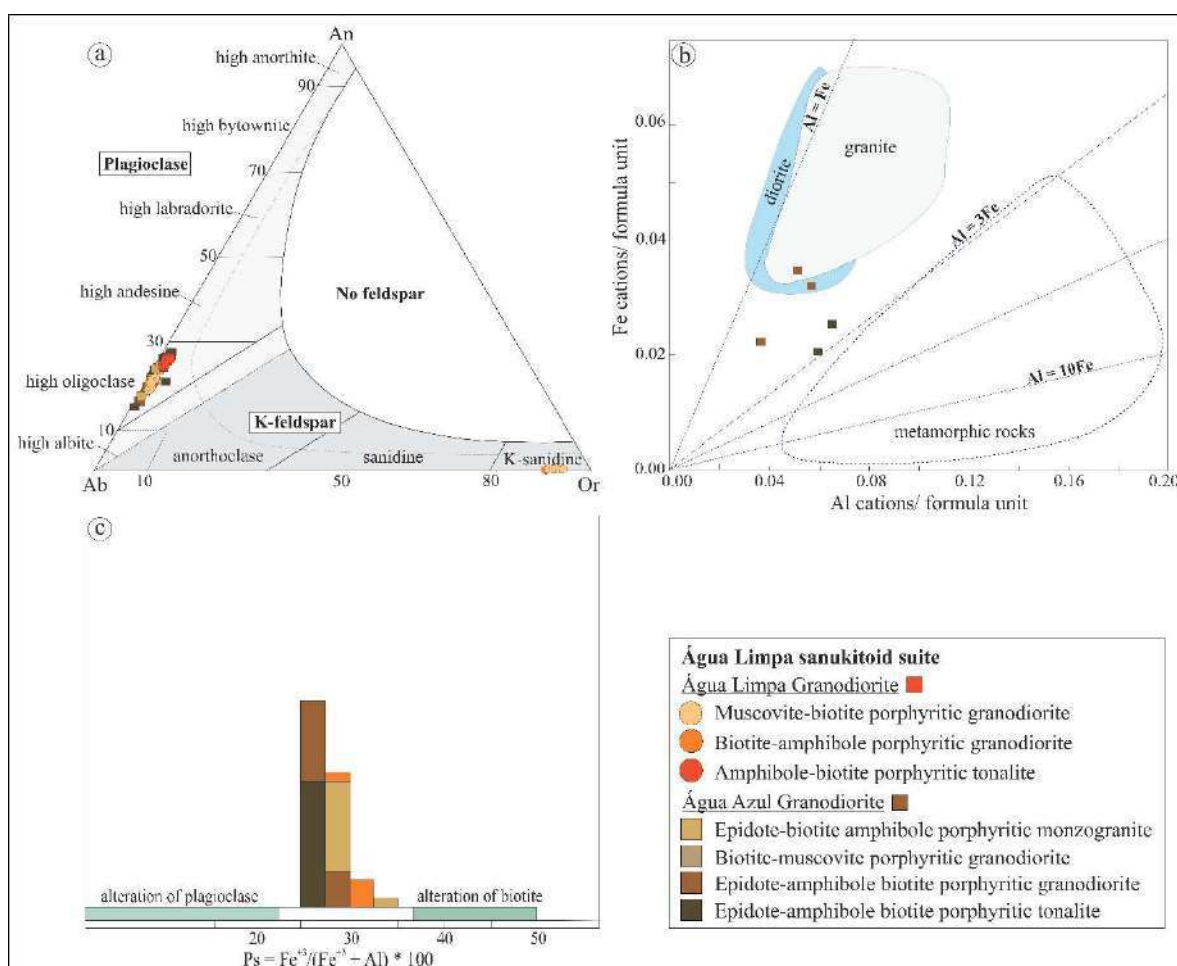


Figure 8 - Plagioclase, titanite and epidote classifications of the Água Limpa suite: a) Ab-An-Or ternary diagram plot for plagioclase and K-feldspar compositions (Deer *et al.* 2013); b) titanite diagram based on Fe vs. Al cations per formula unit (after Aleinikoff *et al.* 2002) with fields of magmatic and metamorphic titanite origins from Kowallis *et al.* (1997); and c) histogram for magmatic epidotes in mole percent (mol %) of pistacite (Ps) with compositional plagioclase and biotite alteration fields from Tulloch (1979).

Supplementary Table 8 - Plagioclase WDS analyses (wt %) of representative samples from the Água Limpa suite (Carajás Province).

Unit	Água Limpa Granodiorite						Água Azul Granodiorite									
Facies	Bt-Amp-GrD				Amp-Bt-Tnl		Ep-Amp-Bt-GrD				Ep-Amp-Bt-Tnl				Ep-Bt-Amp-MzG	
Samples	DD-10		SE-19B		SE-45		DD-07		SE-94		EDC-63		EDC-76		EDC-74A	
SiO ₂ (wt%)	62.80	62.35	63.76	63.49	60.99	61.94	63.41	62.88	64.06	63.49	62.01	61.29	62.11	62.43	62.64	62.76
TiO ₂	0.03	0.03	0.02	0.11	0.04	0.12	0.02	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.04
Al ₂ O ₃	23.18	23.42	23.70	23.24	24.40	24.32	23.29	23.20	22.56	22.56	24.24	24.40	23.64	23.42	23.41	23.51
FeO	0.02	0.10	0.05	0.05	0.02	0.11	0.06	0.09	0.02	0.04	0.05	0.03	0.04	0.06	0.08	0.00
MnO	0.00	0.08	0.05	0.00	0.07	0.02	0.01	0.08	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
CaO	4.41	4.30	4.45	4.30	5.52	5.50	4.37	4.05	3.40	3.90	5.34	5.60	4.92	4.63	4.40	4.42
Na ₂ O	8.94	9.16	9.27	9.44	8.24	8.62	9.12	9.13	9.40	9.26	8.40	8.19	8.91	8.85	8.87	8.91
K ₂ O	0.22	0.27	0.19	0.21	0.37	0.22	0.21	0.16	0.18	0.19	0.22	0.26	0.11	0.10	0.15	0.21
P ₂ O ₅	0.00	0.07	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
V ₂ O ₅	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.06	0.01	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Cr ₂ O ₅	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.08	0.01	0.08	0.00
SrO	0.00	0.21	0.26	0.04	0.30	0.27	0.21	0.10	0.14	0.10	0.14	0.05	0.09	0.24	0.18	0.18
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.05	0.00	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.09
Cl	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02
OH	0.36	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.12	0.31	0.00	0.07	0.06	0.07	0.13	0.00
Total	99.99	100.04	101.83	100.96	100.06	101.18	100.84	100.00	100.00	99.99	100.50	100.00	100.00	100.00	99.99	100.14
Structural formulas on the bases of eight oxygen atoms																
Si	2.728	2.708	2.769	2.757	2.649	2.690	2.754	2.731	2.782	2.757	2.693	2.662	2.697	2.711	2.720	2.726
Ti	0.001	0.001	0.001	0.004	0.001	0.004	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.001
Al	1.186	1.199	1.213	1.189	1.249	1.245	1.192	1.187	1.154	1.155	1.241	1.249	1.210	1.199	1.198	1.203
Fe	0.001	0.004	0.002	0.002	0.001	0.004	0.002	0.003	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002	0.003	0.000
Mn	0.000	0.003	0.002	0.000	0.003	0.001	0.000	0.003	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.205	0.200	0.207	0.200	0.257	0.255	0.203	0.188	0.158	0.181	0.248	0.260	0.229	0.215	0.205	0.206
Na	0.753	0.771	0.781	0.795	0.694	0.726	0.768	0.768	0.792	0.780	0.708	0.690	0.751	0.745	0.747	0.750
K	0.012	0.015	0.011	0.012	0.020	0.012	0.011	0.009	0.010	0.010	0.012	0.014	0.006	0.006	0.009	0.011
P	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
V	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Cr	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.000	0.003	0.000
Sr	0.000	0.005	0.007	0.001	0.007	0.007	0.005	0.003	0.004	0.002	0.003	0.001	0.002	0.006	0.004	0.005
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Cl	0.000	0.000	0.009	0.018	0.000	0.027	0.012	0.017	0.008	0.009	0.004	0.014	0.000	0.010	0.006	0.021
OH	0.357	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.187	0.125	0.313	0.000	0.066	0.063	0.066	0.128	0.000
Ab	77.581	78.194	78.194	78.937	71.455	73.048	78.158	79.557	82.470	80.3	73.107	71.498	76.157	77.140	77.770	77.538
An	21.158	20.294	20.741	19.891	26.446	25.737	20.670	19.497	16.485	18.7	25.656	27.002	23.247	22.275	21.336	21.282
Or	1.262	1.511	1.065	1.172	2.099	1.215	1.172	0.946	1.045	1.07	1.236	1.499	0.596	0.585	0.894	1.180

Supplementary Table 9 - K-Feldspar WDS analyses (wt %) of representative samples from the Água Limpa suite (Carajás Province).

Unit	Água Limpa Granodiorite						Água Azul Granodiorite								
Facies	Bt-Amp-GrD						Ep-Amp-Bt-GrD						Ep-Bt-Amp-MzG		
Samples	DD-10			SE-19B			DD-07			SE-94			EDC-74A		
SiO ₂ (wt%)	64.36	64.24	64.68	65.24	65.58	65.30	64.69	64.93	65.73	63.71	63.62	64.34	64.39	64.83	64.18
TiO ₂	0.01	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.02	0.10
Al ₂ O ₃	18.75	18.75	18.77	18.66	18.81	18.85	18.57	18.18	18.83	18.52	18.34	18.27	18.51	18.49	18.41
FeOtotal	0.08	0.03	0.04	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.06	0.04	0.00	0.00	0.04	0.03
MgO	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
MnO	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00
CaO	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.01	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02
Na ₂ O	0.68	1.01	1.50	0.65	0.68	0.90	0.52	1.41	1.29	0.65	0.47	0.62	0.56	0.65	0.55
K ₂ O	15.77	15.11	14.28	16.13	15.90	15.39	16.29	14.54	15.12	16.00	16.02	15.76	15.92	15.87	16.09
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00	0.02	0.09	0.00	0.00	0.08	0.00
BaO	0.81	0.59	0.96	0.38	0.49	1.07	0.57	0.65	0.70	0.37	0.57	0.63	0.61	0.64	0.52
SrO	0.13	0.00	0.18	0.18	0.11	0.08	0.01	0.00	0.24	0.09	0.26	0.09	0.04	0.03	0.08
P ₂ O ₅	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.04	0.01	0.09	0.00	0.06	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.10	0.03	0.00	0.00
V ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.04	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
OH	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.44	0.52	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	100.75	100.00	100.52	101.43	101.69	101.77	100.76	100.00	101.98	100.00	99.99	99.99	100.18	100.76	100.03
Structural formulas on the bases of eight oxygen atoms															
Si	2.795	2.790	2.809	2.834	2.848	2.836	2.810	2.820	2.855	2.767	2.763	2.795	2.797	2.816	2.787
Ti	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.003
Al	0.960	0.960	0.961	0.955	0.963	0.965	0.950	0.930	0.964	0.948	0.939	0.935	0.948	0.946	0.943
Fe	0.003	0.001	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001
Mg	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Mn	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.00	0.001	0.001	0.001
Na	0.057	0.085	0.127	0.055	0.058	0.076	0.044	0.119	0.109	0.055	0.040	0.052	0.047	0.055	0.046
K	0.874	0.837	0.791	0.894	0.881	0.852	0.903	0.806	0.838	0.887	0.888	0.874	0.882	0.880	0.892
Cr	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.003	0.00	0.000	0.003	0.000
Ba	0.014	0.010	0.016	0.006	0.008	0.018	0.010	0.011	0.012	0.006	0.010	0.011	0.010	0.011	0.009
Sr	0.003	0.000	0.004	0.004	0.003	0.002	0.000	0.000	0.006	0.002	0.007	0.002	0.001	0.001	0.002
P	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.003	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.003	0.004	0.001	0.000	0.000
V	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
Ab	6.179	9.221	13.799	5.826	6.167	8.177	4.647	12.868	11.535	5.821	4.311	5.647	5.068	5.865	4.940
An	0.055	0.010	0.182	0.000	0.005	0.215	0.064	0.141	0.000	0.153	0.000	0.000	0.110	0.159	0.134
Or	93.766	90.769	86.018	94.174	93.828	91.607	95.289	86.991	88.465	94.025	95.689	94.353	94.822	93.976	94.926

6.6.4 Titanite

In the investigated plutons, titanite occurs as subidiomorphic to idiomorphic crystals often associated with amphibole, biotite, epidote and opaque minerals. It has low Al contents (0.03–0.06 cpfu) typical of magmatic titanite (e.g., Enami *et al.* 1993) and plots in the igneous fields in the Fe versus Al binary diagram (cpfu; Fig. 8b). Despite few analyses, in general, they are characterized by low Fe⁺³ (0.02–0.03 cpfu) and high Ti (0.93–0.87 cpfu) and Ca (0.93–0.99 cpfu) contents with Fe/Al ratios ranging from 0.35 to 0.68 (Supplementary table 10). Titanite was not analyzed for the Água Limpa rocks. Nascimento *et al.* (2021) reported this mineral is commonly found in oxidized sanukitoids from Carajás Province by two distinct processes following the Frost (1991a, b) and Oliveira *et al.* (2010) proposals: (1) during peritectic reactions involving replacement of pyroxene by hornblende and hydration in the magmatic stages or during *subsolidus* cooling and (2) during postmagmatic Fe–Ti oxide mineral re-equilibration in calc-alkaline rocks, where titanite crystallizes as a product of the ilmenite instability, exemplified by the corone-type texture described in the studied Água Azul and Água Limpa rocks.

6.6.5 Epidote

Epidote is one of the main accessory phases in both the Água Azul and Água Limpa rocks, which in the former can have varietal concentrations (ranging from 2.6 to 0.2 modal %). It occurs in numerous textural relationships resembling those in magmatic epidote-bearing sanukitoid plutons from the Ourilândia do Norte in the Carajás Province described by Silva *et al.* (2018) and Nascimento *et al.* (2021): (a) as euhedral to subhedral prismatic crystals, some of them occur included in biotite or in straight contact with amphibole, biotite and titanite; it is also common epidote exhibiting allanite cores and (b) partly dissolved as embayed subhedral grains within plagioclase laths and relatively smaller than epidote grains associated with biotite. The first textural aspect is referred to as the magmatic origin, and the last is referred to as secondary crystals. Furthermore, values for the pistacite molecule [Ps = molar Fe³⁺ / (Fe³⁺ + Al)*100] vary between 29.9 and 30.1 for the Água Limpa and 25.3 and 32.9 for the Água Azul rocks (Supplementary table 11; Fig. 8c); these values are within the range considered typical of magmatic epidotes (Liou 1973, Sial *et al.* 1999, Schmidt & Poli 2004). These results are consistent with those obtained for magmatic epidote in similar sanukitoid-affinity rocks from the Rio Maria suite (Ps_{28–33}; Oliveira *et al.* 2010) and Ourilândia complex (Ps_{26–36}; Nascimento *et al.* 2021) in the same Archean province. The

presence of magmatic epidote suggests crystallization occurred under high fO_2 conditions (Schmidt & Thompson 1996).

6.6.6 Oxide Fe-Ti minerals and associated sulfides

Magnetite and ilmenite are the predominant Fe–Ti oxide minerals in the Água Limpa and the Água Azul rocks, with minor occurrences of secondary goethite and sulfides (chalcopyrite and pyrite). Its chemical composition has been detailed by Gabriel & Oliveira (2013), who studied these two plutons based on magnetic petrology, chemical composition and textural aspects of opaques. In general, the magnetite shows contents of Fe_2O_3 up to 65.00 wt%, FeO (< 34 wt%), low TiO_2 (≤ 0.11 wt%) and other trace elements (Al_2O_3 , CaO, MnO, MgO, Cr_2O_3 , and V_2O_5) at less than 1 wt%, with $Fe^{+3}/(Fe^{+3} + Fe^{+2})$ ratios varying from 0.58 to 0.70. In turn, ilmenite coexists with magnetite in three main textural types: *trellis* ilmenite (T-Ilm), individual crystals (I-Ilm) and composite ilmenite (C-Ilm). T-Ilm results from an oxy-exsolution process from Ti-rich magnetite, which forms thin ilmenite lamellae in all directions of the {111} plane of the host magnetite under *subsolidus* conditions (Buddington & Lindsley 1964, Haggerty 1991), and I-Ilm and C-Ilm are early crystallized phases. Sulfides occur in lower modal percentages (Fe ~ 42%, S ~ 50% and Cu < 1%).

Supplementary Table 10 - Titanite WDS analyses (wt %) of representative samples from the Água Limpa suite (Carajás Province).

Unit	Água Azul Granodiorite				
Facies	Ep-Amp-Bt-GrD			Ep-Amp-Bt-Tnl	
Samples	SE-94			EDC-63	
Analyses	C1_2	C2_2	C3_5	C3_3	C4_1
Type	rim	rim	rim	rim	rim
SiO ₂ (wt%)	30,46	30,25	30,86	30,77	30,69
TiO ₂	38,36	36,34	38,33	36,18	36,59
Al ₂ O ₃	0,96	1,52	1,35	1,72	1,58
Cr ₂ O ₃	0,00	0,06	0,06	0,12	0,04
FeO*	0,83	1,20	1,29	0,95	0,77
MnO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,07
MgO	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03
CaO	28,03	27,55	28,72	28,32	28,35
Na ₂ O	0,00	0,04	0,04	0,00	0,07
K ₂ O	0,00	0,12	0,00	0,04	0,08
V ₂ O ₅	0,42	0,39	0,48	0,22	0,20
BaO	0,11	0,18	0,11	0,19	0,00
SrO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
NiO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06
P ₂ O ₅	0,01	0,05	0,00	0,02	0,07
F	0,06	0,18	0,26	0,23	0,11
Cl	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00
OH	0,77	2,14	0,00	1,32	1,32
Total	100,03	100,09	101,55	100,10	100,05
Structural formula on the bases of five oxygen atoms					
Si	0.985	0.962	0.993	0.986	0.985
Ti	0.933	0.870	0.928	0.872	0.883
Al	0.037	0.057	0.051	0.065	0.060
Cr	0.000	0.001	0.001	0.003	0.001
Fe	0.022	0.032	0.035	0.025	0.021
Mn	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001
Mg	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002
Ca	0.971	0.939	0.990	0.973	0.975
Na	0.000	0.002	0.002	0.000	0.004
K	0.000	0.005	0.000	0.002	0.003
V	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002
Ba	0.009	0.008	0.010	0.005	0.004
Sr	0.001	0.002	0.001	0.002	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
P	0.006	0.018	0.026	0.024	0.011
Fe/Al	0.609	0.561	0.679	0.390	0.347

Note: Total iron reported as FeO*

Supplementary Table 11 - Epidote WDS analyses (wt %) of representative samples from the Água Limpa suite (Carajás Province).

Unit	Água Limpa Granodiorite						Água Azul Granodiorite								
Facies	Bt-Amp-GrD						Ep-Amp-Bt-GrD			Ep-Amp-Bt-Tnl			Ep-Bt-Amp-MzG		
Samples	DD-10						SE-94			EDC-76			EDC-63		
Analyses	C1_1	C1_2	C1_3	C2_3	C2_4	C2_5	C5_2	C5_3	C5_4	C6_3	C6_4	C6_5	C1_1	C1_2	C1_3
Type	core	rim	rim	core	rim	rim	core	rim	rim	core	rim	rim	core	rim	rim
SiO ₂ (wt%)	38,25	38,36	37,80	38,18	38,44	37,72	37,94	38,33	38,00	38,56	38,71	37,81	38,40	36,64	37,90
TiO ₂	0,06	0,03	0,08	0,00	0,15	0,21	0,00	0,00	0,00	0,25	0,05	0,10	0,18	0,07	0,09
Al ₂ O ₃	22,23	22,23	22,25	23,46	22,94	22,49	23,37	23,59	23,68	23,68	24,08	23,83	22,84	20,44	20,88
FeO(total)	13,35	13,51	13,55	12,07	12,44	13,03	12,24	11,37	11,73	11,20	11,47	11,81	12,49	11,86	14,42
MgO	0,04	0,03	0,00	0,01	0,04	0,03	0,00	0,03	0,05	0,06	0,00	0,01	0,02	0,12	0,00
MnO	0,06	0,00	0,18	0,16	0,16	0,30	0,17	0,19	0,20	0,07	0,14	0,09	0,24	0,22	0,08
CaO	22,94	23,10	22,92	23,36	23,20	22,57	23,30	23,41	22,66	23,43	23,32	23,51	23,49	22,01	22,76
Na ₂ O	0,02	0,03	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,02	0,00	0,01	0,20	0,08
K ₂ O	0,08	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,08	0,13
Cr ₂ O ₃	0,01	0,11	0,14	0,01	0,15	0,14	0,24	0,21	0,14	0,10	0,01	0,05	0,03	0,04	0,00
NiO	0,05	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,10	0,00	0,00	0,06
SrO	0,28	0,32	0,30	0,10	0,21	0,29	0,17	0,35	0,22	0,21	0,16	0,22	0,24	0,27	0,60
P ₂ O ₅	0,07	0,05	0,00	0,00	0,03	0,05	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
V ₂ O ₃	0,06	0,05	0,00	0,07	0,07	0,05	0,06	0,01	0,06	0,08	0,00	0,03	0,05	0,01	0,05
BaO	0,00	0,00	0,06	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
Cl	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,71	0,09
OH	2,53	2,15	2,66	2,46	2,13	3,12	2,50	2,44	3,19	2,33	2,03	2,42	1,95	7,48	2,81
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,17	100,02
Structural formulas on the bases of thirteen oxygen atoms															
Si	3.276	3.277	3.252	3.241	3.264	3.250	3.234	3.253	3.245	3.256	3.251	3.211	3.256	3.316	3.295
Ti	0.003	0.002	0.005	0.000	0.010	0.013	0.000	0.000	0.000	0.016	0.003	0.006	0.011	0.005	0.006
Al	2.244	2.238	2.255	2.347	2.295	2.284	2.347	2.359	2.387	2.356	2.383	2.385	2.282	2.181	2.140
Fe	0.956	0.965	0.975	0.857	0.883	0.938	0.872	0.807	0.838	0.791	0.806	0.839	0.886	0.898	1.048
Mg	0.005	0.003	0.000	0.002	0.005	0.003	0.000	0.003	0.007	0.008	0.000	0.001	0.002	0.016	0.000
Mn	0.004	0.000	0.013	0.011	0.011	0.021	0.012	0.013	0.014	0.005	0.010	0.007	0.017	0.017	0.006
Ca	2.104	2.114	2.112	2.125	2.111	2.083	2.128	2.129	2.073	2.120	2.098	2.139	2.134	2.134	2.120
Na	0.003	0.005	0.003	0.002	0.000	0.001	0.000	0.004	0.006	0.000	0.003	0.000	0.002	0.034	0.014
K	0.009	0.002	0.003	0.003	0.003	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.010	0.014
Ps%	29.876	30.127	30.173	26.750	27.783	29.123	27.098	25.491	26.003	25.138	25.269	26.023	27.953	29.162	32.886

6.7 DISCUSSION

6.7.1 Thermobarometric estimates of the Água Limpa sanukitoid suite

The crystallization conditions (P, T, fO_2 , H_2O_{melt} , and η) were determined using mineral chemistry data combined with petrography, whole-rock geochemistry and comparison with experimental data on chemically similar rocks, considering the geological and tectonic context of the studied Água Limpa and Água Azul rocks (Table 1). The evaluation of these parameters is essential to understanding the magmatic process responsible for sanukitoid formation in the Sapucaia terrane (Carajás Province).

6.7.1.1 Temperature

Experimental studies by Watson & Harrison (1983) and Harrison & Watson (1984), revised by Boehnke *et al.* (2013), have reported that zircon and apatite solubilities are powerful pressure-independent tools for estimating the liquidus temperature of magmatic systems over an interval of H_2O dissolved in melt from 0 to 10 wt%. These methodologies have been applied to the sanukitoid-affinity rocks in the Carajás Province (Oliveira *et al.* 2010) in recent years; however, Nascimento *et al.* (2021) questioned that zircon saturation thermometry is not a suitable method to be applied in sanukitoids because the predicted Zr content to reach Zr saturation for hotter and less silicic magma ($SiO_2 < 64$ wt %) is excessively high in comparison to the Zr contents measured in the bulk rock (Siégel *et al.* 2018). It would provide unrealistic liquidus temperatures in terms of geological context to represent granitoids derived from enriched mantle ($< 700\text{--}600$ °C), or such magma could not exist in a molten state at those low temperatures (Siégel *et al.* 2018, Nascimento *et al.* 2021). Therefore, only the apatite saturation thermometer that showed consistent results in a range from 898 to 869 °C for Água Limpa and 903 to 894 °C for Água Azul sanukitoids is considered here, using the whole-rock composition by Gabriel & Oliveira (2014). These results are interpreted as a valid representation of the near-*liquidus* temperatures of the sanukitoids from the Água Limpa suite. The apatite saturation temperature method has been used as a function of melt composition (SiO_2 in weight fraction in the melt) and absolute temperature (T) by the following equation (Harrison & Watson 1984; see Table 1):

$$\ln D_r^{apatite/melt} = [(8400 + ((SiO_2 - 0.5)2.64 \times 10^4))/T] - [3.1 + (12.4(SiO_2 - 0.5))]$$

Additionally, the geothermometer of Ridolfi *et al.* (2010) provided temperatures for the Água Limpa sanukitoids of 890–790 °C and relatively lower values for the Água Azul sanukitoids (856–707 °C), as listed in Table 1. An additional constraint on crystallization temperatures is given by using the Ti and Na + K contents of amphibole based on experimental studies in chemically similar rocks (Scaillet & Evans 1999). The resulting temperatures vary between 930 to 780 °C and 835 to 700 °C for the Água Limpa and Água Azul sanukitoids, respectively, overlapping with the range of crystallization temperatures (950 and 700 °C; Oliveira *et al.* 2010, Nascimento *et al.* 2021) obtained from the various sanukitoid groups studied in the Carajás Province (Fig. 9a). Although these temperature estimates are dependent on pressure in some way, they suggest Água Limpa suite sanukitoids probably began to crystallize near 1000–970 °C, extending to temperatures of ~ 700 °C near the solidus. The lowest temperatures possibly reflect the re-equilibration of the near-solidus amphibole as cooling proceeded, as well as the continuous amphibole precipitation through the crystallization interval (Oliveira *et al.* 2010).

Table 1 - Physico-chemical conditions of the representative samples from the Água Limpa sanukitoid suite.

Geological group	Água Limpa Granodiorite			Água Azul Granodiorite				
Facies	Ms-Bt-GrD	Bt-Amp-GrD	Amp-Bt-Tnl	Ep-Bt-Amp-MzG	Bt-Ms-GrD	Ep-Am-Bt-GrD	Ep-Amp-Bt-Tnl	
Samples	SE-56A	DD-10	SE-45	SE-94	EDC-86	DD-07	EDC-76	EDC-63
Zr (ppm) (Gabriel and Oliveira, 2014)	97.90	112.40	171.90	110.30	108.90	129.00	156.60	101.00
P ₂ O ₅ (wt%) (Gabriel and Oliveira, 2014)	0.08	0.12	0.24	0.15	0.10	0.15	0.14	0.10
M (Watson and Harrison, 1983)	1.45	1.66	2.12	1.77	1.41	1.67	1.77	1.47
<u>Temperature (°C)</u>								
Apatite (Harrison and Watson, 1984)	898	890	869	903	892	900	850	894
Zircon (Watson and Harrison, 1983)	742	738	741	729	753	748	757	742
Zircon (Boehnke et al., 2013)	687	676	667	663	701	688	695	687
Amphibole (Ridolfi et al., 2010)	–	790–890	800–828	718–856	–	–	707–745	792–849
<u>Pressure (MPa) - Amphibole</u>								
Hammarstrom and Zen (1986)	–	232–586	250–349	105–464	–	–	62	269–464
Hollister et al. (1987)	–	224–621	244–355	135–483	–	–	33	226–484
Schmidt (1992)	–	290–625	306–400	169–509	–	–	94–128	291–509
<u>Oxygen fugacity</u>								
log fO ₂ (Ridolfi et al., 2010)	–	0.3 < NNO < 1	1.0 < NNO < 1.4	1.4 < NNO < 1.8	–	–	2.2 < NNO < 2.5	1.1 < NNO < 1.4

Abbreviations: MzG = monzogranite, Grd = granodiorite, Tnl = tonalite, Ms = muscovite; Bt = biotite; Amp = amphibole; Ep = epidote.

M = cation ratio [(Na + K + 2Ca)/(Al * Si)]

Boehnke et al. (2013): $\ln D_{Zr} = (10108 \pm 32) / T (K) - (1.16 \pm 0.15)(M - 1) - (1.48 \pm 0.09)$

Hammarstrom and Zen (1986): $P (\pm 3 \text{ Kbar}) = -3.92 + 5.03Al_i$

Harrison and Watson (1984): $\ln D_{\text{apatite/melt}} = [(8400 + ((SiO_2 - 0.5)2.64 \times 10^4)/T)] - [3.1 + (12.4(SiO_2 - 0.5))]$

Hollister et al. (1987): $P (\pm 3 \text{ Kbar}) = (5.64 * Al \text{ total}) - 4.76$

Ridolfi et al. (2010): $T (^\circ C) = -151.487Si^* + 2041$, where $Si^* = Si + (^{IV}Al/15) + 2(^{IV}Ti - (^{VI}Al/2) - (^{VI}Ti/1.8) + (Fe^{+3}/9) + (Fe^{+2}/3.3) + (Mg/26) + (^{B}Ca/5) + (^{B}Na/1.3) - (^{A}Na/15) + (^{C}A/2.3)$.

Schmidt (1992): $P (\pm 0.6 \text{ Kbar}) = -3.01 + 4.76Al^{tot}_{\text{hbl}}$

Watson and Harrison (1983): $\ln D_{\text{zircon/melt}}^{\text{zircon}} = \{-3.80 - [0.85(M - 1)]\} + 12900/T$

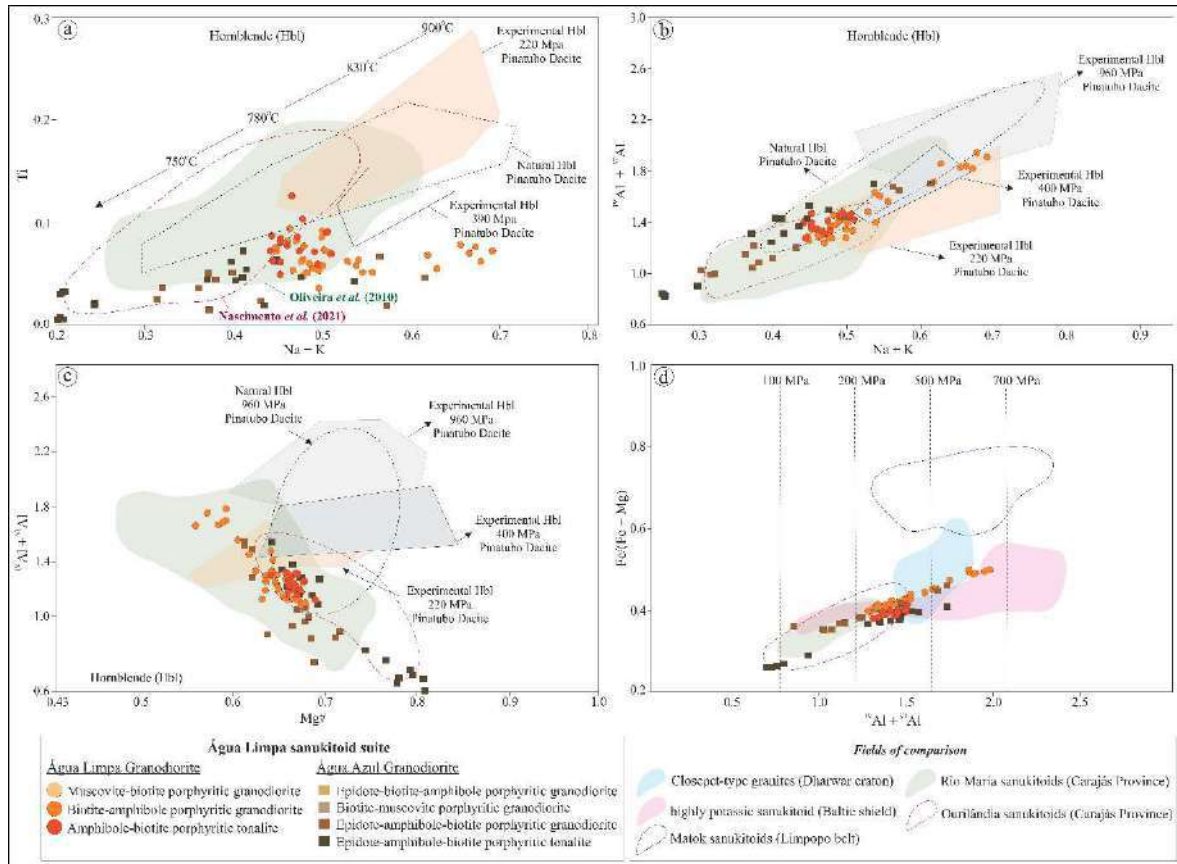


Figure 9 - Comparative diagrams based on hornblende compositions using experimental data: a) Ti vs. Na + K diagram; b) $^{IV}Al + ^{VI}Al$ vs. Na + K diagram; c) $^{IV}Al + ^{VI}Al$ vs. Mg# diagram; d) Fe/(Fe + Mg) ratio vs. $^{IV}Al + ^{VI}Al$ diagram (isobars from Anderson & Smith 1995). Note temperatures and pressures are based on experimental studies of natural hornblende produced in the Pinatubo dacite system, which are characterized by geochemical signatures similar to those of the Água Limpa and Água Azul sanukitoids (Scaillet & Evans 1999, Proteau & Scaillet 2003). Fields of comparison: Closepet-type granites (Bhattacharya *et al.* 2014), highly potassic Late Archean sanukitoids from the Baltic Shield (Lobach-Zhuchenko *et al.* 2008), Rio Maria and Ourilândia sanukitoids from Carajás Province (Oliveira *et al.* 2010, Nascimento *et al.* 2021), pyroxene-free Matok granodiorites of sanukitoid affinity from the Limpopo Belt (Raposo 2010).

6.7.1.2 Pressure

Several empirical and experimental studies have shown that the change in total Al in amphibole is governed by tschermak-type substitution in calc-alkaline rocks and increases linearly with pressure, providing an effective means for accessing the pressure of granitic rocks (Hammarstrom & Zen 1986). In this study, these proposed geobarometers were applied for the Água Limpa and Água Azul rocks, and the pressure estimates are listed in Table 1. The calibrations of Hammarstrom & Zen (1986), Hollister *et al.* (1987) and Schmidt (1992) converge well, with a low uncertainty of ± 50 MPa and represent a pressure consistent with the geological context of the studied rocks and the presence of preserved magmatic epidote (600–1000 MPa; Schmidt & Thompson 1996). Therefore, these calibrations are

considered preferred values in our crystallization pressures. Using these geobarometers, the pressure ranges from 224 to 625 MPa for the Água Limpa sanukitoids and < 100 to 509 MPa for the Água Azul sanukitoids (Table 1).

Another way to qualitatively estimate pressure in the studied rocks was to use the Al vs. Na + K and Al vs. Mg# diagrams based on the hornblende composition proposed by Proteau & Scaillet (2003) using chemically similar rocks. These diagrams indicate a large range of crystallization pressures for both plutons, from approximately 600 MPa to below 100 MPa (Fig. 9b-c; Scaillet & Evans 1999). In these cases, the pressure does not strictly overlap with the fields of experimental study, but overall, they are indicative of the pressure of amphibole crystallization above 600 MPa and its re-equilibration below 100 MPa. In turn, the Fe* versus total Al diagram provided a high-pressure estimate at approximately 660 MPa with values clustering below 100 MPa (Fig. 9d). These results are consistent with those obtained for sanukitoids from other areas of the Carajás Province, as reported by Oliveira *et al.* (2010) and Nascimento *et al.* (2021), with pressures varying from 900–600 MPa at the crystallization stage and 200–100 MPa at the final emplacement level of the magma in the upper crust.

6.7.1.3 Oxygen fugacity (fO_2)

Oxygen fugacity (fO_2) has long been a thermodynamic variable of interest to petrologists because its application is essential both as a record of and a factor in mantle differentiation, the magnetic properties of rocks and exerts strong control on the viscosity of melts and mineral chemistry (Clark 1999, Frost *et al.* 1991a, b, Anderson & Smithies 1995). Quantitative estimates of the oxygen fugacity recorded by mantle rocks are based mostly on measurements of the Fe/(Fe + Mg) ratio of silicates (amphibole and biotite), the Fe³⁺/Fe²⁺ ratio of Fe-Ti oxide minerals, and sometimes the epidote composition (Oliveira *et al.* 2010, Nascimento *et al.* 2021).

The identified mineral paragenesis and chemical composition of the main mafic minerals point to crystallization under strongly oxidized conditions for both the Água Limpa and the Água Azul rocks. The low Fe/(Fe + Mg) ratio (0.52 to 0.26) and high Mg# (0.47 to 0.79) and total Al (0.66 to 2.90) of amphibole and biotite (Fig. 10a-b) are consistent with the oxidized nature of the magma (e.g., Wones 1989, Anderson & Smith 1995, Anderson *et al.* 2008). We also use the calibration of Ridolfi *et al.* (2010) for estimating the fO_2 based on whole-amphibole compositions by the following equation:

$$\Delta\text{NNO} = 1.644 \times \text{Mg}^* - 4.01, \text{ where } \text{Mg}^* = \text{Mg} + \frac{\text{Si}}{47} - \frac{[\text{6}]\text{Al}}{9} - 1.3 [\text{6}]\text{Ti} + \frac{\text{Fe}^{+3}}{3.7} + \frac{\text{Fe}^{+2}}{5.2} - \frac{\text{BCa}}{20} - \frac{\text{ANa}}{2.8} + \frac{\text{Al}}{9.5} \text{ (accuracy of 0.4 log units).}$$

Application of $f\text{O}_2$ calibration yields oxidized redox conditions from $+0.3 < \text{NNO} < +1.4$ for the Água Limpa and $+1.1 < \text{NNO} < +2.5$ for the Água Azul rocks (Table 1; Fig. 10c). These results are supported by the presence of an equilibrium mineral paragenesis indicative of high $f\text{O}_2$ as titanite + magnetite + quartz (Wones 1989), as they are compatible with the so-called magnetite-bearing series granites (Ishihara 2004). Further qualitative inferences about redox conditions can also be based on magmatic epidote compositions (Liou 1973). Previous studies have shown a direct relation between the thermal stability of magmatic epidote and $f\text{O}_2$ (Schmidt & Poli 2004, Sial *et al.* 2008). The pistacite molecule $\{\text{Ps} = [\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al})] * 100\}$ in the Água Limpa and Água Azul rocks ranges from 25 to 32 mol %, whose values are generally achieved between the HM and NNO buffers (Liou 1973). This is consistent with the current interpretation of the oxidized nature of magma (high $f\text{O}_2$) obtained for these rocks and corroborates results in other regions of the Carajás Province (Rio Maria suite and Ourilândia complex, respectively; Oliveira *et al.* 2010, Nascimento *et al.* 2021).

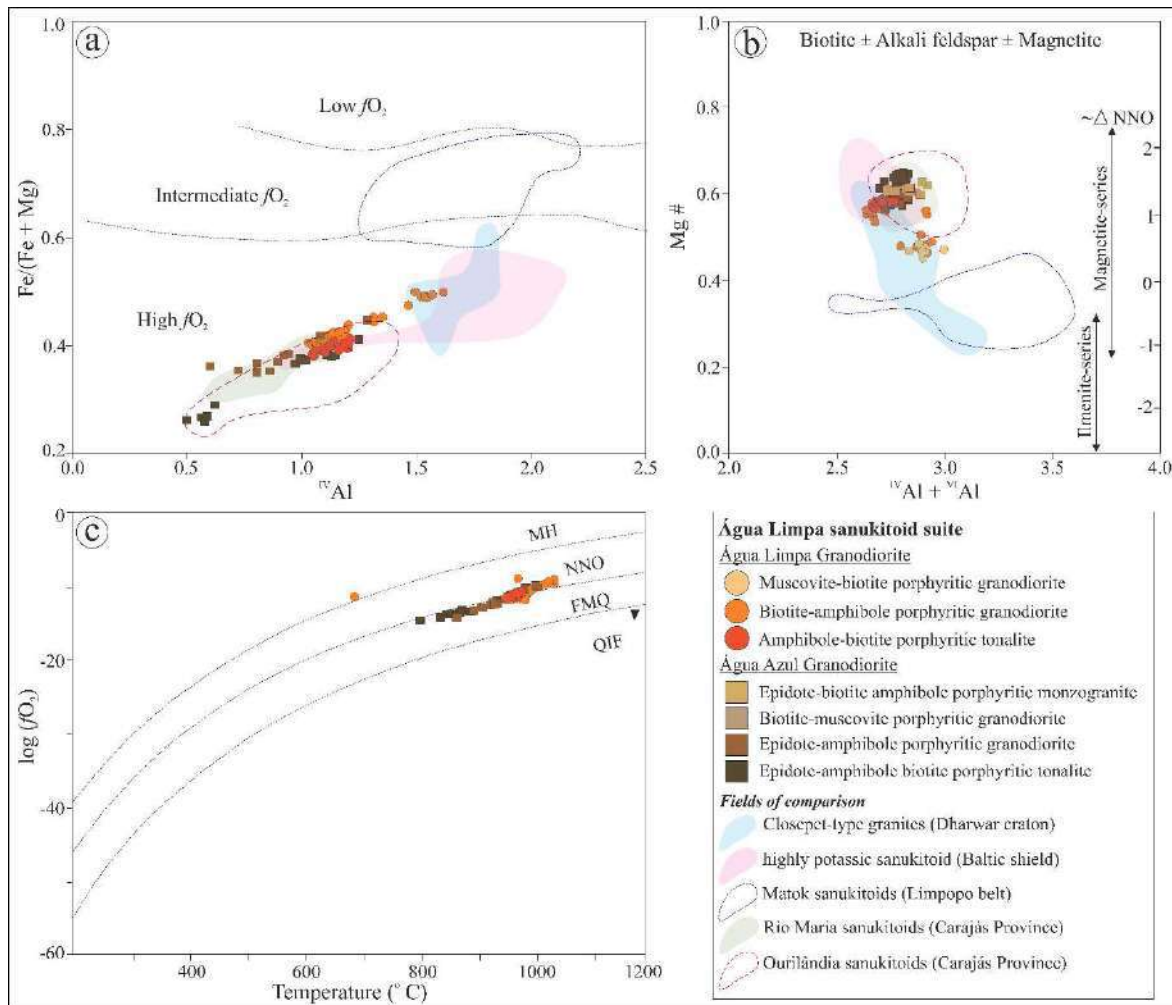


Figure 10 - $f\text{O}_2$ diagrams of the Água Limpa sanukitoid suite from the Sapucaia terrane: a) $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ vs. $^{\text{IV}}\text{Al}$ in amphibole (based on Anderson & Smith 1995); b) $\text{Mg\#} = (\text{Mg}/(\text{Fe}_{\text{total}} + \text{Mg}))$ vs. $(^{\text{IV}}\text{Al} + ^{\text{VI}}\text{Al})$ in biotite according to Anderson *et al.* (2008) modified; c) $f\text{O}_2$ buffer diagram based on Clark (1999). Fields of comparison: Closepet-type granites from the Dharwar Craton (Bhattacharya *et al.* 2014), late Archean sanukitoids from the Karelian Craton (Lobach-Zhuchenko *et al.* 2008), Mesoarchean Rio Maria and Ourlândia sanukitoids from the Carajás Province (Oliveira *et al.* 2010, Nascimento *et al.* 2021, 2022), and pyroxene-free Matok granodiorites of sanukitoid affinity from the Limpopo belt (Rapopo 2010). Experimental buffer (Buddington & Lindsley 1964): MH = magnetite-hematite, NNO = nickel-nickel oxide, QFM = quartz-fayalite-magnetite, QIF = quartz-ilmenite-fayalite, F – Fayalite, Qtz – Quartz, Ttn – Titanite, Mag – Magnetite.

6.7.1.4 Viscosity of magma

The viscosity is one of the most remarkable properties of magma and plays an essential role in controlling the kinetics and dynamics of magma transport combined with the efficiency of magmatic processes (Persikov *et al.* 1991, Dingwell 1999). Much progress has been made in empirical experiments designed to measure the viscosity of granitic melts, and a variety of new techniques have been developed to improve our understanding of the composition, temperature and pressure dependence of granitic melt viscosities (Dingwell

1999). Giordano *et al.* (2008) actualized the non-Arrhenius Newtonian equation proposed by Hess & Dingwell (1996), the first of its kind, considering for the direct effects of T and melt composition, including H₂O, F and other minor volatile constituents (CO₂, Cl, Br, I, S) on naturally occurring melts at atmospheric and high pressure (10⁵ Pa.s), using the following Vogel–Fulcher–Tammann (VFT) equation:

$$\log \eta = A + B/(T - C)$$

where A is a constant parameter independent of composition and refers to the high-T limit for the viscosity of all silicate melts, which returns an optimal value of $-4.55 (+0.2)$ (e.g., $\log \eta$ 10^{-4.6} Pa.s), and B and C are adjustable parameters that describe the multiple compositional effects on viscosity over fifteen log units (10⁻¹–10¹⁴ Pa. s; see Giordano *et al.* 2008). Given that the compositions dealt with here belong to common magma types, we applied the Giordano *et al.* proposal as the provided temperature and H₂O content are well estimated in the studied rocks.

The following representative samples were selected for the Água Limpa (SE-56A, DD-10, SE-20A) and Água Azul (SE-94, EDC-76, EDC-74A) sanukitoids (refer to Supplementary table 12). These samples effectively showcase the key characteristics of sanukitoid magma. The whole-rock chemical composition was compiled by Gabriel & Oliveira (2014), and the temperature range used for calculating the viscosity considered liquidus and solidus temperatures between 900 °C and 700 °C, respectively, with H₂O contents between 7 and 6 wt.%, which are considered representative for sanukitoid magma (Table 1; This Study; Oliveira *et al.* 2010, Nascimento *et al.* 2021). The calculated viscosity of each variety studied is listed in Table 2, and its variation as a function of temperature is shown in Figure 11.

Table 2 - Viscosity¹ of Archean granitoid magmas from the Água Limpa Suite (Carajás Province) at different liquidus² to solidus temperatures.

Melt	Água Limpa sanukitoid suite					
Unit	Água Limpa Granodiorite			Água Azul Granodiorite		
Facies	Ms-Bt-GrD	Bt-Amp GrD	Amp-Bt Tnl	Ep-Amp-Bt GrD	Ep-Amp-Bt Tnl	Ep-Amp-Bt MzG
Sample	SE-56A	DD-10	SE-20A	SE-94	EDC-76	EDC-74A
Temperature (°C)	Viscosity(10 ^x Pa s)					
900	3,09	3,05		2,96		3,11
890	3,16	3,12		3,04		3,18
880	3,23	3,19		3,11		3,25
870	3,30	3,27	3,19	3,19		3,33
860	3,38	3,34	3,27	3,26		3,40
850	3,45	3,42	3,35	3,34	3,13	3,48
840	3,53	3,50	3,43	3,42	3,21	3,56
830	3,60	3,58	3,52	3,50	3,30	3,64
820	3,68	3,66	3,60	3,59	3,38	3,72
810	3,76	3,75	3,69	3,67	3,47	3,80
800	3,84	3,83	3,78	3,76	3,56	3,89
790	3,93	3,92	3,88	3,85	3,65	3,97
780	4,01	4,01	3,97	3,94	3,75	4,06
770	4,10	4,10	4,07	4,03	3,84	4,15
760	4,18	4,19	4,17	4,13	3,94	4,24
750	4,27	4,29	4,27	4,22	4,04	4,34
740	4,37	4,39	4,37	4,32	4,14	4,43
730	4,46	4,49	4,48	4,42	4,25	4,53
720	4,56	4,59	4,59	4,53	4,36	4,63
710	4,65	4,69	4,70	4,63	4,47	4,73
700	4,75	4,80	4,82	4,74	4,58	4,84

¹: Viscosities calculated on the basis of the model proposed by Giordano *et al.* (2008); 2: The liquidus temperatures of the various magmas are given on Table 1.

Supplementary Table 12 - Representative whole rock geochemical composition used to calculate the viscosity of the Água Limpa sanukitoid suite magmas.

Unit	Água Limpa Granodiorite			Água Azul Granodiorite		
Facies	Ms-Bt-GrD	Bt-Amp GrD	Amp-Bt Tnl	Ep-Amp-Bt GrD	Ep-Amp-Bt Tnl	Ep-Amp-Bt MzG
Sample	SE-56A	DD-10	SE-20A	SE-94	EDC-76	EDC-74A
SiO ₂	71,74	67,03	63,14	65,96	62,04	67,92
TiO ₂	0,26	0,34	0,47	0,38	0,45	0,29
Al ₂ O ₃	14,71	15,1	15,96	14,9	14,84	15,44
FeOt	1,88	2,99	4,19	3,72	4,75	2,29
MnO	0,02	0,05	0,08	0,07	0,09	0,04
MgO	0,9	2,06	3,02	2,7	4,78	1,59
CaO	2,1	3	3,77	3,37	3,28	2,57
Na ₂ O	4,15	4,09	4	3,88	3,82	4
K ₂ O	3,38	3,42	3,22	3,57	2,96	4,01
P ₂ O ₅	0,08	0,12	0,19	0,15	0,14	0,11
H ₂ O*	7	6,5	6	6,5	6,5	6,5

H₂O* wt.% estimate based on rock mineralogy and experimental data ([This study](#)). Whole rock geochemistry source: [Gabriel and Oliveira \(2014\)](#).

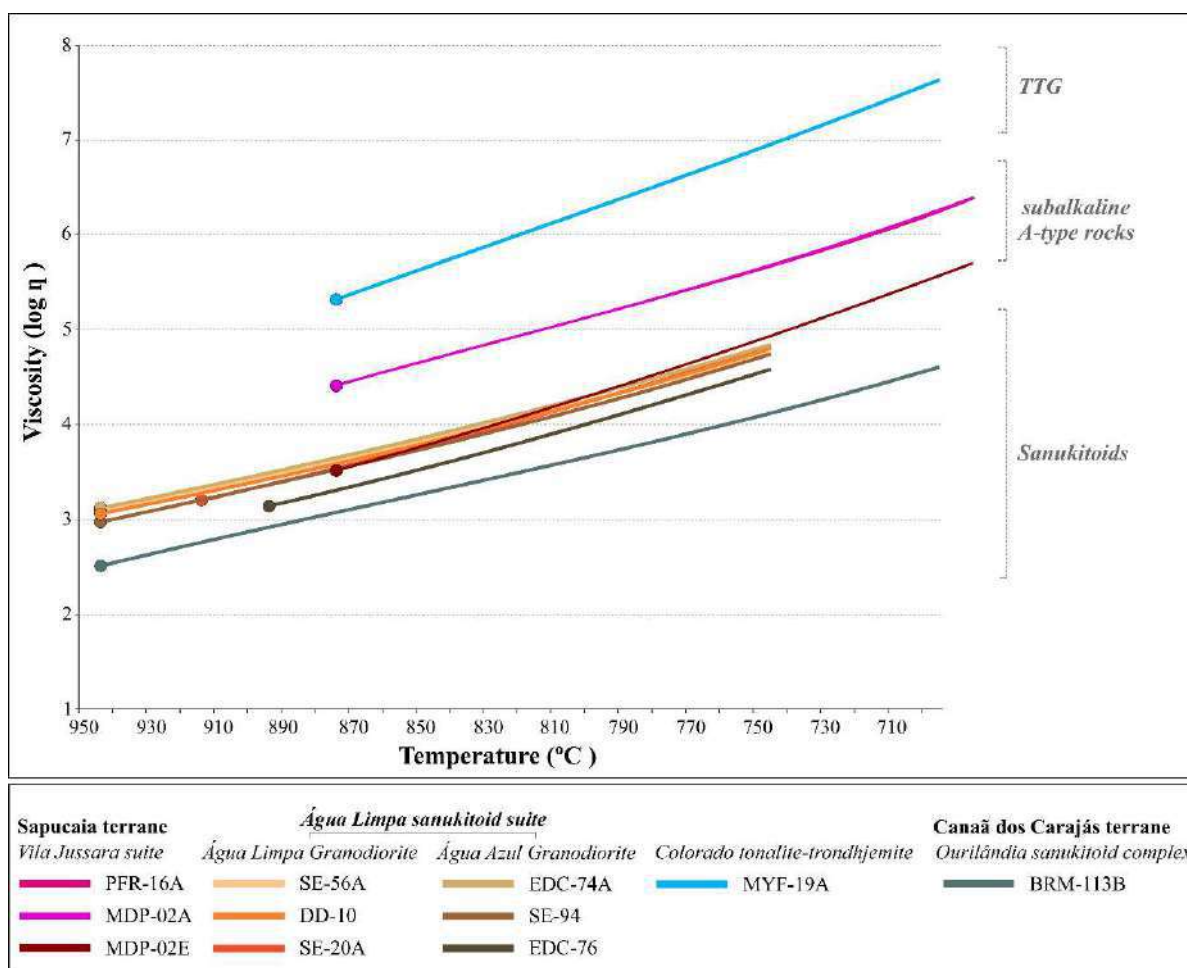


Figure 11 - Diagram showing the predictions of the non-Arrhenian model viscosity of Giordano *et al.* (2008) applied for the Água Limpa and Água Azul sanukitoids compared to rocks from Carajás Province as a function of temperature. The colorful circle at the beginning of the curve represents the estimated liquidus temperature of each magma. Datasets from the Vila Jussara suite, Colorado trondhjemite and Ourilândia sanukitoid are compiled by Cunha *et al.* (2021) for comparison.

The calculated magmatic viscosities for the granodioritic and tonalitic facies from the Água Limpa provided maximum values of $10^{3.0}$ and $10^{3.2}$ Pa.s at 900 °C, respectively, whereas the granodioritic, tonalitic and monzogranitic facies from the Água Azul provided values of $10^{2.96}$, $10^{3.13}$, $10^{3.11}$ Pa.s, respectively, under the same temperature conditions (Table 2). The viscosities obtained converge well and represent a variation of $\pm 1\%$. These results corroborate those reported by Cunha *et al.* (2021) for chemically similar sanukitoid rocks from the Ourilândia do Norte area in the Carajás Province (viscosity of $10^{2.5}$ Pa.s). Although the magma from the Água Limpa and Água Azul sanukitoids is slightly more viscous than the Ourilândia do Norte magma, it may reflect its high presence of phenocryst contents that increase the relative viscosity of magma. The lower SiO₂ content (58–62%), a component of polymerization, combined with high dissolution of the water into the melt is also responsible for the minor extent of polymerization of the melt in sanukitoids (H₂O $\geq$ 6–9%) at high pressure ($\sim$ 600 MPa). Figure 11 also plots the viscosity measures obtained by Cunha *et al.* (2021) for Mesoarchean TTG rocks from the Colorado trondhjemite (viscosity of $10^{5.3}$ Pa.s) and Neoarchean subalkaline A-type rocks from the Vila Jussara suite (viscosity of $10^{4.4}$ Pa.s) for comparative proposals using distinct compositional magmas. It is observed that the chemical composition of magma, temperature, water content and crystals suspended in the magma play an important role in the viscosity variation in a complex way, since the more silica content in the magma and the lesser the extent of Al⁺³ and Fe⁺³ (e.g., TTG – SiO₂ 69.3% and A-type granites with SiO₂ 71%), the more polymerized the magma is, and consequently, the more viscous it is (Caricchi *et al.* 2007) in comparison with magnesian magma under isothermal conditions from which sanukitoids originate (SiO₂ < 65%; Gabriel & Oliveira 2014). In this case, sanukitoids present viscosities further lower than those of A-type and TTG affinity rocks, suggesting they are the product of less polymerized magma, which depends strongly upon less SiO₂ content, high water and other volatile constituents dissolved in melt at high temperature (950–900 °C), and in addition to high rates of crystals suspended in the magma reinforces the results reported in experimental studies (Petford *et al.* 1994).

6.7.2 Upward magma migration rate estimates based on epidote dissolution

Several experimental studies have demonstrated that magmatic epidote is a key indicator of high-pressure conditions being a stable phase at 6–8 MPa in synthetic granodioritic melts in a temperature interval just above the solidus and 10 MPa in tonalitic magmas coexisting with plagioclase and biotite (Liou 1973, Naney 1983, Schmidt &

Thompson 1996). These studies showed intensity of epidote crystal dissolution is directly related to changes in intensive crystallization parameters during magma ascent, where minerals can be destabilized and completely dissolved during emplacement (Schmidt & Poli 2004). This approach permits us to estimate rates of upward movement of magma based on the degree of epidote dissolution kinetics (Brandon *et al.* 1996, Sial *et al.* 2008), where partially dissolved epidote is armored by plagioclase and biotite or it has grown with near-solidus K-feldspar at pressures estimated from Al-in-hornblende barometry (Table 1).

In the Água Limpa and Água Azul rocks, magmatic epidote is a common accessory phase, sometimes presenting varietal modal proportions (< 0.01 to 2.6%), and seems to have survived dissolution attack by the host magma (Fig. 12a–f). It has euhedral to subhedral faces with prismatic or hexagonal shapes, commonly in straight contact with biotite and felsic phases (quartz and feldspars) or they can occur involving allanite cores in epitaxial growth (Fig. 12a,d,e,f). When in contact with biotite, amphibole and plagioclase, the original shape of the epidote is generally preserved (Fig. 12a,b,c), but it can also have totally or partially corroded faces generally when partially shielded by these primary phases. To illustrate the applicability of Brandon *et al.* (1996) proposal to measure the ascent rate of the Água Limpa and Água Azul magmas, we used the methodological criteria described in detail by Sial *et al.* (2008):

- a) description of the epidote on the basis of their pistacite content in mol% (from 25 to 35%; Tulloch 1979), TiO₂ content ($\leq 0.137\%$; Schmidt & Poli 2004) and textural criteria, considering the euhedral to subhedral faces, prismatic to hexagonal format, partially armored by plagioclase, biotite, amphibole or K-feldspar, sometimes involving allanite core and presenting oscillatory zoning (Fig. 12). The prismatic and euhedral faces allow us to infer the original shapes of the corroded crystal more accurately.
- b) Assuming the original shapes of the corroded crystals based on the crystallography and measuring the maximum dissolution zone width perpendicular to the crystal faces affected by corrosion identified in the petrographic microscope. Afterward, the resulting values are clustered, and the arithmetic mean is assumed to be representative of each pluton (Table 3);
- c) estimating the duration of corrosion by using the minimum apparent diffusion coefficient of $5 \times 10^{-17} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ for Si, Al, Ca, and Fe between tonalitic magma and epidote at 750 °C (Brandon *et al.* 1996) using the following equation: $d_z = [(D_{\text{app}} \times t)^{1/2}]$, where d_z is the width of the dissolution zone (m), D_{app} refers to the apparent diffusion coefficient ($5 \times 10^{-17} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$),

and t is the time for partial dissolution of epidote (s). Accordingly, the equation is reported as $t = d_z^2 / (5 \times 10^{-17})$;

d) the depth at which the host magma was emplaced was determined using Al-in-hornblende barometry, as indicated in Table 1. A median value of 600 MPa was considered for both the Água Limpa and Água Azul rocks;

e) the rate of magma transport is the ratio of the route length (difference between the emplacement depth and the source depth) to the average time of corrosion of the epidote exposed to the host melt. We assume the route length as the difference between 10 MPa of the original proposal (Brandon *et al.* 1996) and the emplacement depth as $T_r = L_r/t$, where T_r is the ascent rate (m/year), L_r is the route length $= (10 - P_e) \cdot 10^4/3$ (m), P_e refers to the pressure of emplacement (kbar) and t is the time of partial dissolution of epidote (year). Using this approach, the calculations can provide an estimative speed (Table 3).

Table 3 - Estimation of the transport rate of magmas based on the kinetic epidote dissolution study of the Archean Água Limpa sanukitoid suite (Carajás Province).

Água Limpa Granodiorite				
Sample	Grain width (μm)	Maximum width of dissolution (μm)	Partial dissolution time (years) ¹	Rate of upward transport (m/year)
EDC-23				
Spot 1	365,91	63,95	3	4,444
Spot 2		43,18	1	13,333
DD-10				
Spot 1	252,15	35,48	1	13,333
Spot 2		27,87	0	
Spot 3		74,83	4	3,333
SE-20A				
Spot 1	409,85	32,25	1	13,333
Spot 2		38,20	1	13,333
Spot 3		92,00	5	2,667
Average			2	9,111
Água Azul Granodiorite				
SE-94				
Spot 1	257,26	84,38	5	2,667
Spot 2		37,99	1	13,333
EDC-76				
Spot 1	468.64	44.63	1	13,333
Spot 2		94.08	6	2,222
Spot 3		71.11	3	4,444
Spot 4		48.4	1	1,333
Spot 5		54.33	2	6,667
Spot 6		51.52	2	6,667
EDC-74A				
Spot 1	569.94	121.86	9	1,481
Spot 2		113.08	8	1,667
Spot 1	508.5	106.38	7	1,905
Spot 2		62.26	2	6,667
Average			4	6,199

¹: apparent diffusion coefficient = $5 \times 10^{-17} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. The calculations were realized considering average pressure of epidote formation = 6 Kbar and lithostatic pressure variation of 4 Kbar at a depth of 10 km.

In Table 3, estimates of the upward transport rate of magma are presented. Using the equations proposed by Brandon *et al.* (1996), the average durations of epidote crystal dissolution of the studied rocks are estimated at 2 years in the Água Limpa and 4 years for the Água Azul sanukitoids. The results show that Água Limpa rose in the crust at an ascent rate of 9111 m/year, whereas Água Azul moved at 6199 m/year. These results contrast with those obtained by Cunha *et al.* (2021) for rocks with similar sanukitoid affinity from the Ourilândia plutonic complex, whose epidote dissolution time and rate of ascent of magma were estimated at ~ 6 years and 4300 m/yr, respectively. Assumptions and limitations of epidote dissolution kinetics discussed in Sial *et al.* (1999, 2008) have also been considered for this study, such as (1) determination of the route length of magma transport; consequence of the magnitude of the error brackets on the Al-in-hornblende barometry, typically on the order of ± 0.6 kbar, (2) use of appropriate diffusion coefficients for Ca, Al, Si and Fe for each magma composition, (3) bias in measuring dissolution zone widths of epidote crystals (only subhedral to euhedral

crystals are used and anhedral crystals are ignored), (4) dependency of the apparent width of the dissolution zone upon the orientation of the examined section, and (5) decreasing rate of epidote dissolution, leading to an underestimate of digestion time. However, we consider that in general, the method provides a good qualitative approach to magma transport in the continental crust.

The differences in the results of the dissolution kinetics of epidote and ascent rate of magma obtained for both Água Limpa and Água Azul magmas compared to other regions from Carajás Province are attributed to the small compositional differences in the parental magmas, crystal content and conduit width that probably interfere with the viscosity and facilitate flow during the ascent of magma. Although these sanukitoids share source similarities, small compositional differences may affect the viscosity of magma. Magma upward movement also depends on the fertility of the source region and its ability to feed the system (Annen 2011). Considering the classical equation proposed by Furbish (1996) as $w = \left(\frac{1}{3\eta}\right) * (p_c - p_t)gb^2$, where the average rate of the magma flow w (m s^{-1}) in a dike of width b (m) can be estimated based on viscosity (η in Pa.s), p_c refers to the density of the host rocks (approximately 2700 kg m^{-3}), p_t is the density of the melt (approximately 2350 kg m^{-3}), and g is the gravitational acceleration ($9.8 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), we infer a smaller dike width for the Ourilândia area could thus explain its slower ascent rates relative to those of Água Limpa and Água Azul counterparts, in addition to the latter having slightly lower viscosity than the former which may facilitate the upward magma ascent for the continental crust. Thus, as reported in the field relationships, the Água Limpa and Água Azul sanukitoids are elongated in an E–W direction, and the magma of both of them likely filled fractures and faults opened during the development of the syntectonic regime linked to the transpressive sinistral shear zone in the study area (Fig. 2). This situation seems to support emplacement by mesoscale pervasive intrusion as an alternative mechanism of magma transport relative to diking (Weinberg 1999). Although recent papers have strongly favored diking as the main mechanism controlling the magma transfer of sanukitoids from Carajás Province (Cunha *et al.* 2021), the initiation of dikes from a partially crystallized (high phenocryst content) magnesian magma source is fraught with difficulties, even when magma is immediately available for transportation. As reported by Weinberg (1999), successful dike propagation, especially no early freezing, is restricted to a relatively special range of conditions, such as a low temperature gradient from the magma chamber source, high magma pressure and low magma viscosity. Other variables impose additional difficulties on the growth of transporting dikes, such as the size and width

of the conduits (Weinberg 1999, Leitch & Weinberg 2002). In this case, diking plays a secondary role in the magma transport, which is able to extract only a fraction of the total melt available in the source, and many connected tributary dikes would be necessary to form the large batholiths found in the study area. For this reason, an alternative mechanism for sanukitoid magma transport in the Água Limpa suite is assumed to include a combination of pervasive migration where magma rises by exploiting crustal weakness (faults, shear zones) developed during active deformation associated with pulsed, incremental injections by diking in a wide conduit (~ 6 km) with an average rate of magma flow (w of $41,160,000 \text{ m s}^{-1}$) as the ascent mechanism for both the Água Limpa and Água Azul rocks.

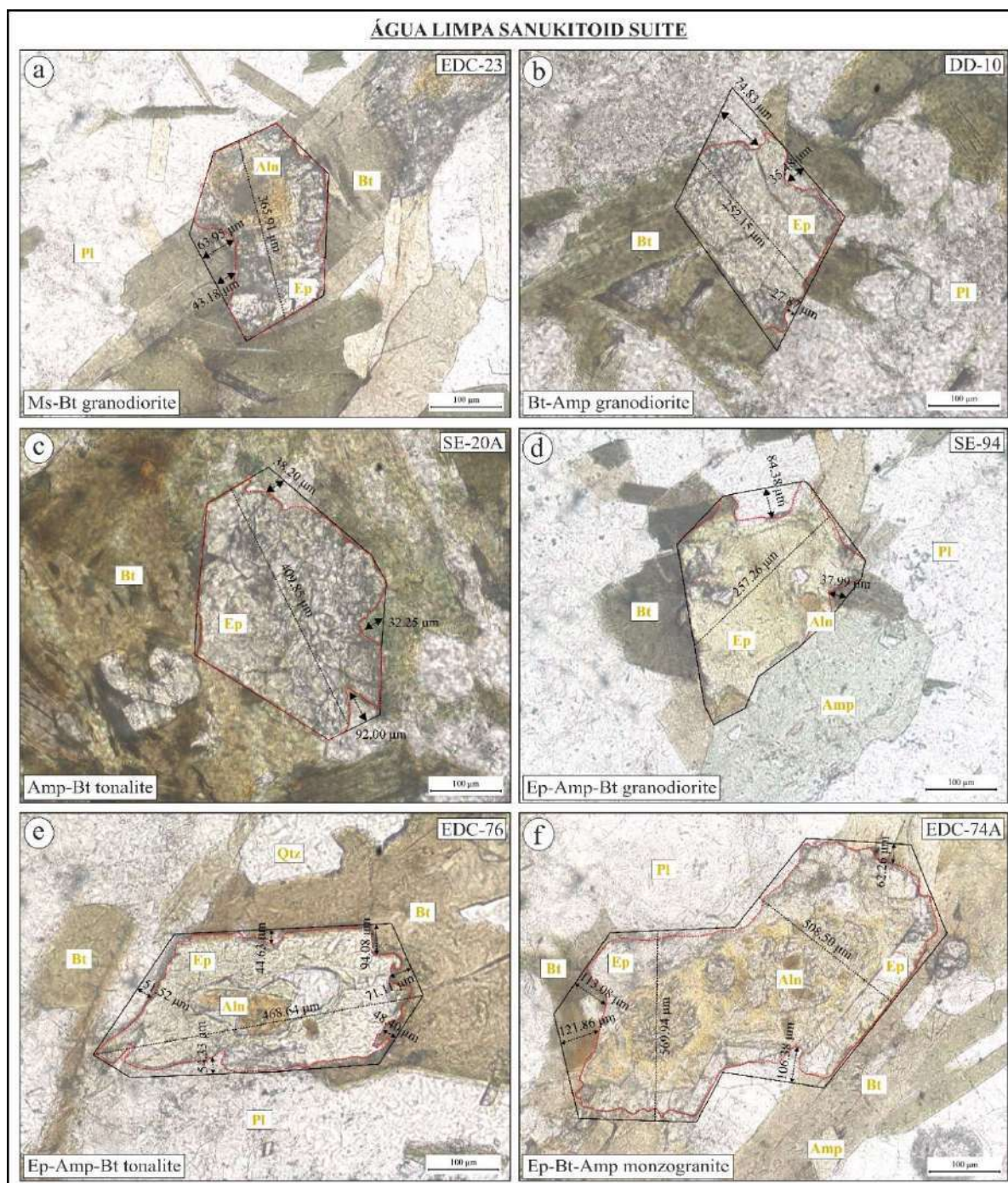


Figure 12 - Photomicrograph of magmatic epidote and its textural relationships under transmitted light common to all facies of the studied Água Limpa and Água Azul sanukitoids: a) hexagonal subhedral epidote partially armored by biotite with allanite at the central part of crystal; b) prismatic crystal armored by aggregates of plagioclase, biotite and quartz; c) hexagonal subhedral crystal few resorpted; d) prismatic crystal partially armored by amphibole and biotite; e) well-preserved epidote with allanite core and partially armored by biotite; f) two distinct epidote crystals, both with allanite core and presenting prismatic form. Red dashed lines are an attempt to reconstruct the original shape of epidote crystals, indicating how much of these crystals have been dissolved by the host magma. Abbreviations according to Whitney & Evans (2010).

6.7.3 Comparison with analogous granitoids worldwide

Although there are few studies involving mineral chemistry in Archean sanukitoids, a restricted dataset containing the crystallization parameters of some occurrences has been selected to establish a general comparison between them and the studied Água Limpa and Água Azul sanukitoids in addition to those from other areas of the Carajás Province (Rio Maria suite and Ourilândia plutonic complex; Oliveira *et al.* 2010, Nascimento *et al.* 2021). For this comparison, the Neoarchean pyroxene-free granodiorites of the Matok pluton (~ 2.70 Ga), located on the northern Kaapvaal Craton (Limpopo belt in South Africa - Rapopo 2010), late Archean granodiorites from the Baltic shield (Karelian craton: 2.70–2.74 Ga; Lobach-Zhuchenko *et al.* 2005, 2008), Elan-type granodiorites from the Paleoproterozoic Sarmatian orogen (East Europe craton - Terentiev & Santosh 2018), and late Archean Closepet-type granites (Dharwar craton, southern India: Jayananda *et al.* 2018) are selected and their dataset are summarized in Table 4. The results reveal that most temperatures and pressures obtained using Al-in-amphibole geothermobarometry and experimental studies present values in the ranges of 980 to 710 °C and < 100 to 600 MPa, respectively. The exceptions are sanukitoids from the Baltic shield (Lobach-Zhuchenko *et al.* 2005, 2008), which present higher crystallization temperature estimates (mostly above 1000 °C; Table 4). Thus, the estimate of the available redox conditions strongly indicates a tendency for sanukitoid parental magma to crystallize under strongly oxidizing conditions mostly between the QFM and NNO buffers (cf., Table 4), independent of the chemical composition of the magma or the tectonic setting. Although the source of sanukitoids presents an enrichment in both mantle-compatible (e.g., Mg, Ni and Cr) and incompatible elements (e.g., K, P, Sr, Ba and LREEs; Halla *et al.* 2016), it is considered that minor variations in the crystallization parameters in sanukitoids are not only a reflection of the source but also of the crustal input of magma or the contamination able to change the physico-chemical parameters of magma and therefore interfere in the mineralogical paragenesis and mineral chemistry (Terentiev & Santosh 2018). Concerning the role of H_2O_{melt} , the stability of amphibole, epidote and magnetite in sanukitoids is strongly controlled by high water content ($> 6\%$) and oxygen fugacity (QFM to NNO buffer) at moderate pressure (~ 400 MPa). In fact, over the last several years, the stability of these mineral phases has been studied in sanukitoids by mineral chemistry, emphasizing the dependence of water-rich and oxidizing magma as crucial conditions to the stability of the mafic phases in the magnesian melt (Oliveira *et al.* 2010, Nascimento *et al.* 2021). This corroborates the findings of Terentiev & Santosh (2018) that related the oxidized

crystallization conditions (at least $+0.5 < \text{NNO} < +2.5$) for the Elan-type granites of sanukitoid affinity from the Sarmatian orogeny to a source characterized by a hybrid combination of crustal and mantle components with expressive crustal input in magma (Terentiev & Santosh 2018). The authors proposed a diagram based on Mg# vs. Si in the formula of magmatic amphibole to illustrate the dependence of the mineral chemistry of the main mafic silicates and the crustal input of magma, interpreting magnetite as a stable mineral phase only for specific compositions (Mg# and Si in the amphibole formula up to 0.75 and 7.8, respectively) when the crustal input in magma is low (Fig. 13a). In contrast, ilmenite is the major Fe–Ti oxide mineral phase, especially when the source presents a higher crustal input able to change the stability of magnetite. This diagram was used in the studied Água Limpa and Água Azul sanukitoids as already have been used in the Ourilândia plutonic complex, both in the Carajás Province for comparative proposals (Fig. 13a; This study; Nascimento *et al.* 2021). It was observed that in the poor-magnetite-bearing rocks of sanukitoid affinity (magnetite content $< 0.5\%$), the sample plots are in the chemical domain of magnetite instability (magnetite out) and ilmenite formation (ilmenite in), as reported in the results of Terentiev & Santosh (2018). Amphibole and biotite chemistry were also used to distinguish magma source compositions based on TiO_2 wt% versus Al_2O_3 wt% in amphibole (Fig. 13b) and $\text{FeO}_{\text{total}}/(\text{FeO}_{\text{total}} + \text{MgO})$ versus MgO wt% contents for biotite (Fig. 13c). This diagram shows the crust-mantle mixed source of the studied rocks and indicates the compositional variations in the mineral chemistry of the sanukitoids from Carajás Province and other cratons worldwide are related not only to the nature of the source but also to the influence of the crustal components in the magma (Fig. 13b-c). These results reinforce that the sanukitoids shared homogeneous crystallization conditions and were formed by an enriched mantle source characterized by variable crustal input able to promote changes in the crystallization conditions (T , P , $f\text{O}_2$, $\text{H}_2\text{O}_{\text{melt}}$) of this type of magmatism, regardless of the specific age and geologic setting of each case.

Table 4 - Comparison of the Água Limpa suite with selected granitoids worldwide.

Carajás Province	Studied rocks	Temperature (°C)	Emplacement Pressure (MPa)	Oxygen fugacity (fO_2)	H ₂ O content (wt.%)	References
	Água Limpa Granodiorite	954 – 1039 ^d	105 – 621	Oxidized +0.3 < Δ NNO < + 1.8	5.0 – 6.6	This study
	Água Azul Granodiorite	808 – 984 ^d	106 – 509	Oxidized +1.1 < Δ NNO < + 2.5	4.4 – 6.3	
	Ourlândia suite	858 – 909 ^a ; 738 – 785 ^c	80 – 297	Oxidized + 1.2 < Δ NNO < +1.9	5.2 – 5.7	Nascimento et al. (2021)
	Rio Maria suite*	938 – 859 ^a 730 – 780 ^c	100 – 300	Oxidized + 0.5 < Δ NNO < + 2.5	5.0 – 9.0	Oliveira et al. (2010)
	Matok pluton (Limpopo belt)	800 – 900 ^b 730 – 740 ^d	330 – 860	Oxidized > NNO	> 5.0	Rapopo (2010)
	Sanukitoid pluton (Baltic shield)	1150 – 1230 ^c	60 – 160	Oxidized > NNO**	–	Lobach-Zhuchenko et al. (2008)
	Closepet granites (Dharwar Craton)	740 – 540 ^d	410 – 480	Oxidized > QFM	–	Bhattacharya et al. (2014)
	Sarmatian granitoids (East European craton)	~ 902 ^{a,b} ; 713 – 792 ^c	170 – 491	Oxidized + 0.5 < Δ NNO < + 2.5	2.8 – 5.35	Terentiev and Santosh (2018)

^aApatite saturation temperature (Harrison & Watson 1984); ^bZircon saturation temperature (Watson & Harrison 1983); ^cExperimental study (Scaillet & Evans 1999); ^dHornblende-plagioclase thermometer (Blundy & Holland 1990); ^eThermometer based on amphibole composition; * except cumulate facies from the Rio Maria suite; ** estimated.

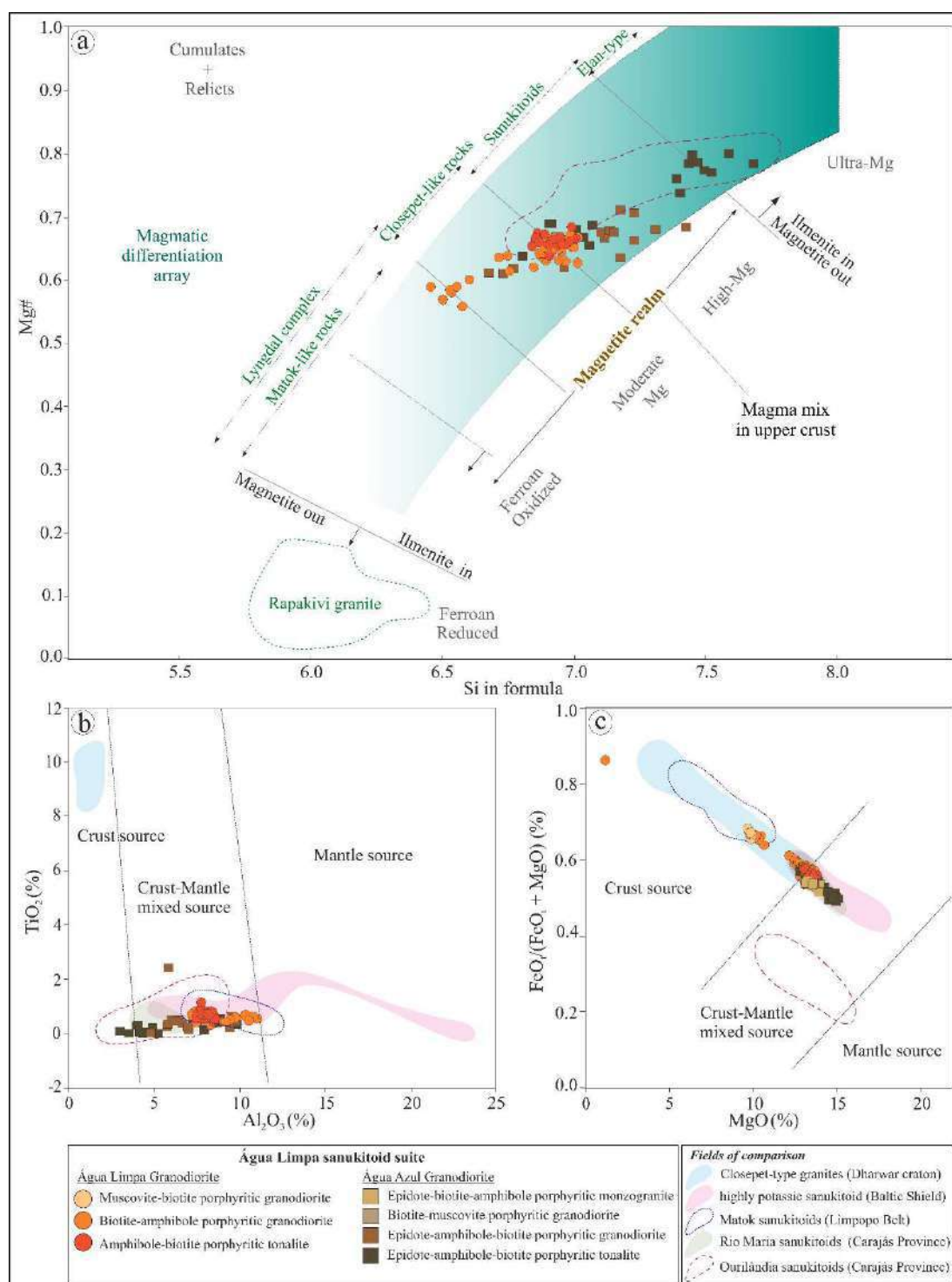


Figure 13 - Diagrams based on mineral chemistry of amphibole and biotite: a) Mg-number vs. Si in the amphibole formula plotting the samples from Água Limpa suite and comparison with Ourilândia sanukitoids from the Carajás Province (using the fields proposed by Terentiev & Santosh 2018); b) plot TiO₂ wt% vs. Al₂O₃ wt% for primary hornblende (after Jiang & An 1984); and (c) plot of FeO_{total}/(FeO_{total} + MgO) vs. MgO wt% for biotite (after Zhao *et al.* 2012); FeO_{total} indicates total iron. Fields of comparisons: Closepet-type granites from the Dharwar craton (Bhattacharya *et al.* 2014), sanukitoids from the Karelian craton, Baltic Shield (Lobach-Zhuchenko *et al.* 2008), Rio Maria suite (Oliveira *et al.* 2010) and Ourilândia sanukitoids (Nascimento *et al.* 2021) from the Carajás Province in the Amazonian Craton, and pyroxene-free Matok granodiorites of sanukitoid affinity from the Limpopo Belt (Rapopo 2010).

6.8 CONCLUSION

Based on the results obtained in this study, the following conclusions can be drawn:

- Amphiboles and biotites are classified mainly as magnesio-hornblende and magnesio-biotite, respectively. Plagioclase is classified as calcic oligoclase (An_{16-27}), while K-feldspar is classified as K-sanidine for all varieties studied. The titanite and epidote (pistacite content between 25.3 and 32.9%) suggest a magmatic origin for both plutons.
- Geothermometers and barometers yielded crystallization temperatures ranging from 970 °C at the liquidus stage and ~ 700 °C at the solidus stage, with estimated pressures varying from 900–600 MPa at the crystallization stage and 200–100 MPa at the final emplacement level of the magma in the upper crust.
- Both studied sanukitoids indicate crystallization under high redox conditions, mostly plotting above $+0.3 < NNO < +2.5$ and wet conditions for their precursor magmas ($H_2O_{melt} > 6-7\%$).
- Preliminary transport rates estimated for each Água Limpa and Água Azul rocks contrast with the previously obtained results for similar sanukitoid affinity rocks from other areas of the Carajás Province (Ourilândia plutonic complex). In this study, epidote was transported at upward rates between 6,199 and 9,111 m/year with dissolution times ranging from 2 to 4 years. The differences may be attributed to minor variations in the viscosity, the crystal content, width conduit and crustal input of magma.
- Pervasive migration of magma using preexisting structures (shear zones and faults) may have played a major role in allowing magma to reach shallower emplacement levels, while diking had a secondary role as an upward magma mechanism in the Água Limpa suite.
- Compared to other Archean sanukitoids worldwide, the results obtained in this study are consistent with the T-P- fO_2 - xH_2O constraints proposed for the more oxidized members from the Baltic Shield, the Closepet-type granites, sanukitoids from the Matok pluton and East Sarmatian orogen.

6.9 APPENDIX A. PETROGRAPHY DATA AND MODAL CLASSIFICATION METHOD

Optical microscopy was performed using transmitted and reflected light in forty-five polished thin section representatives of Água Limpa and Água Azul sanukitoids with modal analyses compiled from Gabriel & Oliveira (2014). During this stage, a minimum of 2000 points were counted in each thin section, and subsequent classification was performed according to the Sub commission on the Systematics of Igneous Rocks of IUGS (Le Maitre *et al.* 2002).

6.10 APPENDIX B. MS DATA ACQUISITION AND METHODOLOGY

The magnetic petrology, Fe–Ti oxide mineral composition and textural aspects were compiled from Gabriel & Oliveira (2013). The MS measurements of 71 samples of both Água Limpa and Água Azul sanukitoids were performed at the Magnetic Petrology Laboratory of the Geoscience Institute from University Federal do Pará (Brazil) using a susceptibilimeter SM-30 meter manufactured by ZH Instruments with a maximum detection limit of 1×10^{-7} SI. The MS meter specification can be found at <http://www.zhinstruments.com/sm30>. The measurements were performed on regular surfaces and without evidence of weathering; an average of three measurements in distinct sample sections were considered as the representative value (see Gabriel & Oliveira 2013). Data analysis was performed using Minitab 18 software (free version) considering the International System (SI). The GCDKit 6.0 software (free version) was used to generate comparative diagrams using MS, modal content and geochemistry data.

6.11 APPENDIX C. MINERAL CHEMISTRY ANALYTICAL PROCEDURES

Mineral chemical data were acquired using a JEOL JXA-8230 electron microprobe equipped with five wavelength dispersive spectrometers (WDSs), and the complementary mineral composition of opaque minerals was obtained using an LEO 1430 scanning electron microscope (SEM) equipped with one energy dispersive spectrometer (EDS) at the University of Brasília (UNB - Brazil). Eight polished thin sections of representative samples of the Água Limpa and Água Azul sanukitoid rocks were first carbon coated to eliminate electrostatic charge-up on the sample surface and then analyzed. The analyses of the mineral chemistry were performed in preselected crystals of silicates (amphibole, biotite, plagioclase, K-feldspar, titanite, and epidote). All samples used for the mineral chemistry analyses had available whole-rock chemical compositions compiled from Gabriel & Oliveira

(2014). The analytical operating conditions for the EDS analyses were 20 kV for the column acceleration voltage, whereas those of the WDS analyses were as follows: column accelerating voltage of 15 kV, current of 20 nA, analysis times of 20 s for major elements and 40 s for minor and trace elements, and beam diameters of 10 μm for feldspars and 1 μm for all other minerals. The analytical precision was $\pm 1\%$ and $\pm 10\%$ for the major and minor elements, respectively. The matrix effects were corrected by the ZAF method. The crystals used for the WDS analyses of all minerals were lithium fluoride (LiF) for V, Mn, Fe, Ni and Ba; pentaerythritol (PETJ) for K, Ca, Ti and Sr; thallium acid phthalate (TAP) for Na, Si, Al and Mg; and layered dispersion element (LDE1) for F. The standards used were andradite (Si and Ca), microcline (Al and K), hematite (Fe), olivine (Mg), albite (Na), pyrophanite (Ti and Mn), vanadinite (V and Cl) and topaz (F).

REFERENCES

- Aleinikoff N.J., Wintsch R.P., Fanning C.M., Dorais M.J. 2002. U-Pb geochronology of zircon and polygenetic titanite from the Glastonbury Complex, Connecticut, USA: an integrated SEM, EMPA, TIMS, and SHRIMP study. *Chem. Geol.*, **188**:125–147.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.*, **17**:1–29.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Ramôo T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Res.*, **187**:201–221.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Leite A.A.S. 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.*, **42**:103–126.
- Annen C. 2011. Implications of incremental emplacement of magma bodies for magma differentiation, thermal aureole dimensions and plutonism-volcanism relationships. *Tectonophysics*, **500**:3–10.
- Anderson J.L. & Smith D.R. 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in hornblende barometer. *Am. Mineral.*, **80**:549–559.
- Anderson J.L., Barth A.P., Mazdab J.L.W.F. 2008. Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Rev. Mineral. Geochem.*, **69**:121–142.
- Bhattacharya S., Panigrahi M., Jayananda M. 2014. Mineral thermobarometry and fluid inclusion studies on the Closepet Granite, Eastern Dharwar Craton, South India: implications to emplacement and evolution of late-stage fluid. *J. Asian Earth Sci.*, **2**(1): 2–16.
- Blundy J.D. & Holland T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**:208–224.
- Boehnke P., Watson E.B., Trail D., Harrison T.M., Schmitt A.K. 2013. Zircon saturation re-revisited. *Chem. Geol.*, **351**:324–334.
- Bowden P., Batchelor R.A., Chapell B.W., Didier J., Lameyre J. 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Phys. Earth Planets Space*, **35**:1–11.
- Buddington A.F. & Lindsley D.H. 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.*, **5**:310–357.
- Brandon A.D., Creaser R.A., Chacko T. 1996. Constraints on rates of granitic magma transport from epidote dissolution kinetics. *Science*, **271**:1845–1848.
- Caricchi L., Burlini L., Ulmer P., Gerya T., Vassalli M., Papale P. 2007. Non-Newtonian rheology of crystal-bearing magmas and implications for magma ascent dynamics. *Earth Planet Sci. Lett.*, **264**:402–419.
- Clark D.A. 1999. Magnetic Petrology of igneous intrusion: implications for exploration and magnetic interpretation. *Explor. Geophys.*, **30**:5–26.

Cunha I.R.V., Dall'Agnol R., Scaillet B., Sousa L.A.M. 2021. Magmatic epidote in Archean granitoids of the Carajás Province, Amazonian Craton, and its stability during magma rise and emplacement. *J. S. Am. Earth Sci.*, **112**:1–16.

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: SBG, 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Anais[...]*. p. 5–6.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 2013. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*, London, Longmans, 549 p.

Dingwell D.B. 1999. Granitic melt viscosities. In: Castro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J.L. (Eds.), *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques. Geological Society, Special Publications*, London, **168**:27–38.

Enami M., Suzuki K., Liou J.G., Bird D.K. 1993. Al-Fe³⁺ and F-OH substitutions in titanite and constraints on their P-T dependence. *Eur. J. Mineral.*, **5**:219–231.

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

Frost B.R. 1991a. Magnetic petrology: factors that control the occurrence of magnetite in crustal rocks. In: Lindsley, D.H. (Ed.), *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance. Reviews in Mineralogy*, **25**:489–509.

Frost B.R. 1991b. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. In: Lindsley, D.H. (Ed.), *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance. Reviews in Mineralogy*, **25**:1–8.

Furbish D.J. 1996. *Fluid Physics in Geology: an introduction to fluid motions on Earth's surface and within its crust*. London, Oxford University Press 490 p.

Gabriel E.O., Oliveira D.C., Galarza M.A. 2010. Petrografia e geocronologia de granitoides do Complexo Xingu da região nordeste de Água Azul do Norte, Província Mineral de Carajás. In: 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, *Anais[...]*. p. 25–31.

Gabriel E.O. & Oliveira D.C. 2013. Petrologia Magnética dos granodioritos Água Azul e Água Limpa, porção sul do Domínio Carajás – Pará. *Geol. USP, Sér. cient.*, **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**:533–564.

Giordano D., Russell J.K., Dingwell D.B. 2008. Viscosity of magmatic liquids: a model. *Earth Planet Sci. Lett.*, **271**:123–134.

Haggerty S.E. 1991. Oxide textures and mini-atlas. In: Lindsley, D.H. (Ed.), *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance. Reviews in Mineralogy*, **25**:129–219.

- Halla J., Whitehouse M.J., Ahmad T., Bagai Z. 2016. Crust-Mantle Interactions and Granitoid Diversification: Insights from Archaean Cratons. *Geological Society of London*, **45**(1):256–267.
- Hammarstrom J.M. & Zen E. 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*, **12**:515–518.
- Hammarstrom J.M. & Zen E.A. 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.*, **71**:1297–1313.
- Harrison T.M. & Watson E.B. 1984. The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. *Geochem. Cosmochim. Acta*, **48**:1467–1477.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J. C., Welch M.D. 2012. Nomenclature of the amphibole supergroup. *Am. Mineral.*, **97**:2031–2048.
- Hess K.U., Dingwell D.B. 1996. Viscosities of hydrous leucogranitic melts: A non-Arrhenian model. *American Mineralogist*, **81**(9-10):1297-1300.
- 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**: 27–39.
- Hollister L.S., Grisson G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Mineral.*, **72**:231-139.
- Ishihara S. 2004. The redox state of granitoids relative to tectonic setting and earth history: the magnetite–ilmenite series 30 years later. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.*, **95**:23–33.
- Jayananda M., Santosh M., Aadhiseshan K.R. 2018. Formation of Archean (3600–2500 Ma) continental crust in the Dharwar craton, southern India. *Earth Sci. Rev.*, **181**:12–42.
- Jiang C.Y. & An S.Y. 1984. On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance. *J. Mineral. Petrol.*, **3**:1–9.
- Kowallis B.J., Christiansen E.H., Griffen D.T. 1997. Compositional variations in titanite. *Geol. Soc. Am.*, **29**:402–415.
- 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*, **197**:131–149.
- Leitch A.M. & Weinberg R.F. 2002. Modelling granite migration by mesoscale pervasive flow. *Earth and Planetary Science Letters*, **200**:131–146.
- Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova J., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmidt R., Sørensen H., Woolley A.R. 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. London, Cambridge University Press, 236 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. *Rev. Brasil. Geoci.*, **34**:447–458.

Leite-Santos P.J. & Oliveira D.C. 2016. Geologia, petrografia e geoquímica das associações leucograníticas arqueanas da área de Nova Canadá e Província Carajás. *Bol. IG-USP Ser. Cient.*, **16**:37–66.

Li X., Zhang C., Behrens H., Holtz F. 2020. Calculating biotite formula from electron microprobe analysis data using a machine learning method based on principal components regression. *Lithos*, **357**:105–371.

Liou J.G. 1973. Synthesis and stability relations of epidote $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. *J. Petrol.*, **14**: 381–413.

Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H.R., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Kovalenko A.V., Ivanikov V.V., Guseva N.S., Sergeev S.A., Matukov D.I., Jarvis K.E. 2005. The Archaean sanukitoid series of the Baltic shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin. *Lithos*, **79**:107–128.

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 Late Archean, highly potassic, sanukitoid pluton from the Baltic Shield: insights into Late Archean mantle metasomatism. *J. Petrol.*, **49**:393–420.

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 Res.*, **49**:329–354.

Marangoanha B., Oliveira D.C., Dall'Agnol R. 2019. The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): origin and implications for crustal growth and cratonization. *Lithos*, **351**:105–275.

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 Res.*, **338**:105–585.

Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.M., Carron J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *Comptes Rendus l'Academie Science*, **301**:813–818.

Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B. 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus l'Academie Science*, **337**:1415–1420.

Naney M.T. 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Am. J. Sci.*, **283**:993–1033.

Nascimento A.C., Oliveira D.C., Silva L.R. 2020. Magnetic Susceptibility and Mineral Chemistry of the Mesoproterozoic granitoids from Ourilândia do Norte (PA) – Carajás Mineral Province. *BOMGEAM*, **7**:1–10.

- 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). *J.S.Am.Earth Sci.*, **109**:103–271.
- Nascimento A.C., Oliveira D.C., Silva L.R., Sacramento R. 2022. Magnetic Petrology of crust- and mantle-derived Mesoarchean Ourilândia granitoids, Carajás Mineral Province, Brazil. *The Canadian Mineralogist*, **60**:597–624.
- Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Almeida J.A.C. 2010. Petrology of the Mesoarchean Rio Maria suite: implications for the genesis of sanukitoid rocks. *J. Petrol.*, **51**:2121–2148.
- Pettford N., Lister J.R., Kerr R.C. 1994. The ascent of felsic magmas in dykes. *Lithos*, **32**:161–168.
- Persikov E.S. 1991. The viscosity of magmatic liquids: experiment generalized patterns, a model for calculation and prediction, applications. In: Perchuk, L.L., Kushiro, I. (Eds.), *Physical Chemistry of Magmas, Advances in Physical Chemistry*. Berlin, Springer, 1–40.
- Proteau G. & Scaillet B. 2003. Experimental subsolidus studies on epidote minerals. In: Lienscher, A., Franz, G. (Eds.), *Epidotes, Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Mineralogical Society of America and Geochemical Society*, **56**:71–195.
- Putirka K. 2016. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *Am. Mineral.*, **10**:841–856.
- Rapopo M. 2010. *Petrogenesis of the Matok pluton, South Africa: implications on the heat source that induced regional metamorphism in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt*. MS Dissertation, University of Stellenbosch, South Africa, 197 p.
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **160**:45–66.
- Rieder M. 1998. Nomenclature of the micas. *Clay Clay Miner.*, **63**:267–279.
- 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. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Cienc. Nat.*, **9**:597–633.
- Ronaib C.P.S. & Oliveira D.C. 2013. Geologia, petrografia e geoquímica das associações TTG e leucogranodioritos do extremo norte do Domínio Rio Maria, Província Carajás. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Cienc. Nat.*, **8**(3):383–415.
- 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. Belém, CPRM, 169–226 p.
- 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. *J. S. Am. Earth Sci.*, **72**:279–301.

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. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Cienc. Nat.*, **8**:325–354.

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

Scailliet B., Evans B.W. 1999. The June 15, 1991, eruption of Mount Pinatubo: I. Phase equilibria and pre-eruption P-T- $f\text{O}_2$ - $f\text{H}_2\text{O}$ conditions of the dacite magma. *J. Petrol.*, **40**:381–411.

Schmidt M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**:304–310.

Schmidt M.W. & Poli S. 2004. Magmatic epidote. *Rev. Mineral. Geochem.*, **56**:399–430.

Schmidt M.W. & Thompson A.B. 1996. Epidote in calc-alkaline magmas: An experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. *American Mineralogist*, **81**:462–474.

Sial A.N., Toselli A.J., Saavedra J., Parada M.A., Ferreira V.P. 1999. Emplacement, petrological and magnetic susceptibility characteristics of diverse magmatic epidote bearing granitoid rocks in Brazil, Argentina and Chile. *Lithos*, **46**:367–392.

Sial A.N., Vasconcelos P.M., Ferreira V.P., Pessoa R.R. 2008. Geochronological and mineralogical constraints on depth of emplacement and ascension rates of epidote bearing magmas from northeastern Brazil. *Lithos*, **105**:225–238.

Siégl C., Bryan S.E., Allen C.M., Gust D.A. 2018. Use and abuse of zircon-based thermometers: a critical review and a recommended approach to identify antecrystic zircons. *Earth Sci. Rev.*, **176**:87–116.

Silva A.C., Dall'Agnol R., Guimarães F.V., Oliveira D.C. 2014. Geologia, petrografia e geoquímica de Associações Tonalíticas e Trondjemíticas Arqueanas de Vila Jussara, Província Mineral de Carajás, Pará. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Cienc. Nat.*, **9**:13–46.

Silva L.R.S., Oliveira D.C., Santos M.N.S. 2018. Diversity, origin and tectonic significance of the Mesoarchean granitoids of Ourilândia do Norte, Carajás province (Brazil). *J. S. Am. Earth Sci.*, **82**:33–61.

Silva L.R.S., Oliveira D.C., Nascimento A.C., Lamarão C.N., Almeida J.A.C. 2022. The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás province, Amazonian craton: Petrogenesis, zircon U-Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications. *Lithos*, **1**:432–433.

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). *J. S. Am. Earth Sci.*, **102**:102–696.

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. *J. S. Am. Earth Sci.*, **100**:102–568.

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) – Província Mineral de Carajás. *In: SBG, 45º Simpósio de Geologia da Amazônia, Santarém, Anais[...]*. p. 126-238.

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

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 de Sapucaia, Província Carajas, PA: implicações petrogenéticas. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Cienc. Nat.*, **8**:291–323.

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*, **315**:669–682.

Tulloch A. 1979. Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**:105–117.

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: Sistema de Informações Geográficas. *In: Texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Belém, CPRM, 329 p.*

Watson E.B. & Harrison T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet Sci. Lett.*, **64**:295–304.

Weinberg R.F. 1999. Mesoscale pervasive felsic magma migration: alternatives for dyking. *Lithos*, **46**: 393–410.

Whitney D.L. & Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rocks-forming minerals. *Am. Mineral.*, **95**:85–187.

Wones D.R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *Am. Mineral.*, **74**:744–749.

Zhao K., Jiang S., Yang S., Daí B., Lu J. 2012. Mineral chemistry, trace elements and Sr-Nd-Hf isotope geochemistry and petrogenesis of Cailing and Furong granites and mafic enclaves from the Qitianling batholith in the Shi-Hang zone, South China. *Gondwana Res.*, **22**:310–324.

**7 ARTIGO 5 ORIGEM, AFINIDADES PETROLÓGICAS E SIGNIFICADO
TECTÔNICO DA SUÍTE SANUKITOIDE ÁGUA LIMPA DO SUBDOMÍNIO
SAPUCAIA, SUDESTE DA PROVÍNCIA CARAJÁS (CRÁTON AMAZÔNICO)**

Aline Costa do Nascimento

Davis Carvalho de Oliveira

Eleilson Oliveira Gabriel

Luciano Ribeiro da Silva

Pablo José Leite Santos

Capítulo de Livro aceito em: *Contribuições à Geologia da Amazônia (in press)*.



Aline Nascimento <aline.nascimento@ig.ufpa.br>

Cap-Livro_Suite Água Limpa

Contribuições Amazônia <livro13cga@gmail.com>

22 de outubro de 2024 às 09:04

Para: Aline Nascimento <aline.nascimento@ig.ufpa.br>

Prezada Aline Nascimento,

Acusamos o aceite de seu capítulo de livro intitulado “**ORIGEM, AFINIDADES PETROLÓGICAS E SIGNIFICADO TECTÔNICO DA SUÍTE SANUKITOIDE ÁGUA LIMPA DO SUBDOMÍNIO SAPUCAIA, SUDESTE DA PROVÍNCIA CARAJÁS (CRÁTON AMAZÔNICO)**” e informamos que daremos prosseguimento no processo editorial. Gratos por contribuir com o CGA13,

Comissão Organizadora do 13°C GA.

7.1 RESUMO

Este estudo investiga a origem, afinidades petrológicas e significado tectônico dos plútons Água Limpa (GAL) e Água Azul (GAA) que afloram no Subdomínio Sapucaia (extremo sul do Domínio Carajás). Tais plútons ocorrem como dois corpos alongados segundo o *trend* regional E-W. Eles são formados por granodioritos e subordinados tonalitos e monzogranitos porfiríticos, com variáveis proporções de biotita, anfibólio e epídoto. Apresentam assinatura geoquímica caracterizada por altos conteúdos de Mg, Cr e Ni bem como de K, Ba e Sr, o que caracteriza a afinidade sanukitoide dessas rochas, e as distinguem das associações tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG) e leucogranodioritos arqueanos. Os padrões de elementos terras raras (ETR) exibem significativo fracionamento de elementos terras raras pesados (ETRP) com moderada razão La_N/Yb_N e anomalia de Eu ausente ou pouco expressiva. Dados geocronológicos U-Pb SHRIMP em zircão indicam que os magmas geradores dos sanukitoides estudados foram cristalizados em 2,87 Ga, com xenocristais datados em 2,92, 2,96 e 2,99 Ga, os quais provavelmente foram incorporados das rochas encaixantes durante a ascensão do magma sanukitoide. A integração dos dados adquiridos neste estudo com aqueles gerados em trabalhos anteriores indica que os magmas geradores da Suíte Sanukitoide Água Limpa foram colocados sintectonicamente a partir de zonas de cisalhamento de escala regional em um cenário colisional (pós-subducção), definido pelo pico de metamorfismo regional da Província Carajás (2,89–2,84 Ga). Este cenário envolveu espessamento crustal e *slab break-off*, que permitiu fusão parcial da cunha do manto previamente enriquecida para gerar os magmas da Suíte Água Limpa.

PALAVRAS-CHAVE: sanukitoides, geocronologia, petrogênese, Subdomínio Sapucaia, Província Carajás.

7.2 ABSTRACT

This study investigates the origin, petrological affinities, and tectonic significance of the Água Limpa (GAL) and Água Azul (GAA) plutons, which crop out in the Sapucaia Subdomain (southernmost Carajás Domain). These plutons occur as two elongated bodies along the regional E-W trend. They are composed of granodiorites with subordinate tonalites and porphyritic monzogranites, showing variable proportions of biotite, amphibole, and epidote. Their geochemical signature is characterised by high Mg, Cr, and Ni contents as well as elevated K, Ba, and Sr levels, defining the sanukitoid affinity of these rocks, distinguishing them from Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) associations and leucogranodiorites. The rare earth element (REE) patterns exhibit significant heavy rare earth element (HREE) fractionation with a moderate La_N/Yb_N ratio and an absent or weakly expressed Eu anomaly. U-Pb SHRIMP zircon geochronological data indicate that the magmas generating the studied sanukitoids were crystallized at 2.87 Ga, with xenocrysts dating to 2.92, 2.96, and 2.99 Ga, likely incorporated from the host rocks during the ascent of the sanukitoid magma. The integration of data from this study with previous research indicates that the magmas of the Água Limpa Sanukitoid Suite were emplaced syntectonically from regional-scale shear zones in a post-collisional (post-subduction) setting, defined by the peak of regional metamorphism in the Carajás Province (2.89–2.84 Ga). This scenario involved crustal thickening and slab break-off, which allowed partial melting of the previously enriched mantle wedge to generate the magmas of the Água Limpa Suite.

KEYWORDS: sanukitoids, geochronology, petrogenesis, Sapucaia Subdomain, Carajás Province.

7.3 INTRODUÇÃO

Sanukitoides arqueanos representam uma associação de rochas amplamente distribuída, volumetricamente menor comparada à série tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG), e carregam um significado petrogenético singular para a formação inicial da crosta terrestre e transição da tectônica de placas para o estilo moderno (Laurent *et al.* 2014). A assinatura geoquímica e isotópica dos sanukitoides é considerada paradoxal, devido ser caracterizada tanto por componentes crustais (e.g., altos conteúdos de Ba, Sr e ETRL; baixos conteúdos de HFSE, ETRP) quanto mantélicos (alto Mg, Cr e Ni) (Halla 2005, Joshi *et al.* 2016), favorecendo dois modelos distintos: a interação entre a fusão de TTG e peridotito (Rapp *et al.* 2010) ou a fusão parcial de um manto metassomatizado (Heilimo *et al.* 2010). No entanto, a maioria dos sanukitoides não são magmas primitivos, podendo ter sido submetidos à extensa contaminação por fluidos ou por fundidos tipo-adakítico ou TTG, ambos liberados pela placa subductante (Laurent *et al.* 2014). Essa associação de rochas tem sido descrita em vários crátons e consiste principalmente de rochas plutônicas do Mesozoio Neoarqueano (2,95–2,50 Ga), variando de dioritos a monzogranitos (Laurent *et al.* 2014, Oliveira *et al.* 2011, Silva *et al.* 2023). Em geral, os sanukitoides são metaluminosos ($A/CNK \geq 0,78$) e moderadamente potássicos ($K_2O/Na_2O \sim 0,68$), com valores de Mg# tipicamente alto ($\geq 0,55$). Martin *et al.* (2009) propuseram a subdivisão dos sanukitoides *sensu strictu* ($TiO_2 < 1,2\%$) e *lato sensu* ($TiO_2 > 1,2\%$) para diferenciar o grupo cálcico-alcalino de alto K-Ti conhecido como Closepet (Moyen *et al.* 2003).

Os sanukitoides são encontrados geralmente delineando as zonas de contato entre blocos crustais com histórias tectônicas distintas. Extensas ocorrências de sanukitoides foram identificadas na Província Carajás (Oliveira *et al.* 2010, 2011, Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2022, 2023), com idades de 2,87 Ga e 2,92 Ga; sendo considerados uma das ocorrências mais antigas do mundo. No extremo sul do Domínio Carajás, alojado entre zonas de cisalhamento transtensivas E–W, dois plutons denominados de Água Limpa e Água Azul foram identificados por Gabriel & Oliveira (2014), aqui referida coletivamente como Suíte Água Limpa. Esses granitoides exibem características geoquímicas semelhantes a de sanukitoides típicos descritos em outros crátons arqueanos (e.g., Crátons Pilbara, Dharwar, Kareliano, dentre outros; Moyen 2019, Heilimo *et al.* 2013). Esta contribuição apresenta dados de campo, petrografia, geoquímica e idade de cristalização dos sanukitoides da Suíte Água Limpa, com o objetivo de esclarecer: (1) a idade, petrogênese e ambiente tectônico dos sanukitoides estudados; (2) restringir a origem dos granitoides com altos teores de Mg;

(3) contribuir para a compreensão sobre a evolução dos sanukitoides arqueanos da Província Carajás, e compará-los com rochas similares em outros crátons. O estudo de sanukitoides arqueanos oferecem informações cruciais sobre os processos tectono-magmáticos que ocorreram durante a formação inicial da crosta continental e entender sua gênese contribui para o conhecimento sobre o crescimento crustal no Arqueano, além de desvendar o papel da interação manto-crosta na diferenciação de magmas, e os mecanismos que levaram à estabilização de crátons antigos.

7.4 GEOLOGIA REGIONAL

O Cráton Amazônico, localizado ao norte da plataforma Sul-americana (Fig 1a,b), é bem conhecido por ser uma das maiores e mais antigas áreas cratônicas do mundo, com significativa diversidade litológica e abundantes depósitos minerais (Almeida *et al.* 1981). Ele se consolidou a partir da fusão de massas terrestres arqueanas durante o Paleoproterozoico e Mesoproterozoico, atingindo com estabilidade ao final do Mesoproterozoico (Cordani *et al.* 2000). Dentro desse cráton encontra-se a Província Carajás, que representa seu núcleo arqueano (Tassinari & Macambira 2004). A Província Carajás compreende dois terrenos divididos por extensas zonas de cisalhamento regionais E–W: o Domínio Rio Maria ao sul e o Domínio Carajás ao norte (Fig. 1c). O Domínio Rio Maria, datado do Mesoarqueano, representa um típico terreno ‘granito-greenstone’, caracterizado por grandes estruturas em forma de domo (diâmetro aproximado de 45–35 km) cercado por cinturões de rochas metavulcânicas e metassedimentares de baixo grau do *greenstone belt* Andorinhas de 3,0–2,97 Ga (Souza *et al.* 2001). Outras rochas constituem o embasamento, incluindo TTGs de idade 2,98–2,92 Ga (Trondhjemitó Mogno, Tonalito Arco Verde, e Tonalito Mariazinha; Althoff *et al.* 2000), suíte sanukitoide Rio Maria, granitos potássicos e híbridos, e TTGs diferenciados de 2,88–2,87 Ga, exibindo um padrão regional predominante na direção NW–SE a E–W (Fig. 1d; Almeida *et al.* 2011, 2013, Oliveira *et al.* 2010, Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2023, Silva-Silva *et al.* 2020). Sobrepondo essas unidades, estão sequências metassedimentares do Grupo Rio Fresco (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Em contraste, o Domínio Carajás, datado do Meso- ao Neoarqueano, apresenta uma configuração geológica e estrutural mais complexa (3,07–2,70 Ga; Tavares *et al.* 2018, Marangoanha *et al.* 2020), dividida em três subdomínios: o subdomínio Sapucaia, subdomínio Canaã dos Carajás e Bacia Carajás (Fig. 1d; Oliveira *et al.* 2023). O conjunto de rochas que constituem o embasamento deste segmento crustal foi submetido à

deformação regional (Pinheiro & Holdsworth 2000) e metamorfismo no Mesoarqueano (3,0–2,8 Ga) relacionado com a colisão dos Domínios Carajás e Rio Maria (Marangoanha *et al.* 2020). Durante este evento, desenvolveram-se zonas de cisalhamento dúcteis sinistrais e de empurrão com tendência WNW–ESSE e transporte SW para NE (Araújo & Maia 1991). O subdomínio Canaã dos Carajás forma o embasamento da bacia, sendo caracterizado pelo predomínio de granitos potássicos e presença de migmatitos, granulitos e charnoquitos, com ocorrência restrita de TTGs (Feio *et al.* 2013, Felix *et al.* 2020, Marangoanha *et al.* 2020, Rodrigues *et al.* 2014). Esta pesquisa se concentra no Subdomínio Sapucaia, que exhibe altas taxas de deformação e metamorfismo (Nascimento *et al.* 2023), e magmatismo neoarqueano (Dall’Agnol *et al.* 2017). A Bacia Carajás compreende sequências metavulcanossedimentares neoarqueanas ($> 2,76$ Ga), intrudidas por magmatismo bimodal coevo (rochas máficas-ultramáficas e granitos subalcalinos; Barros *et al.* 2009, Tavares *et al.* 2018). Eventos térmicos em torno de 1,88 Ga levaram a um extenso plutonismo granítico anorogênico na Província Carajás (Dall’Agnol & Oliveira 2007).

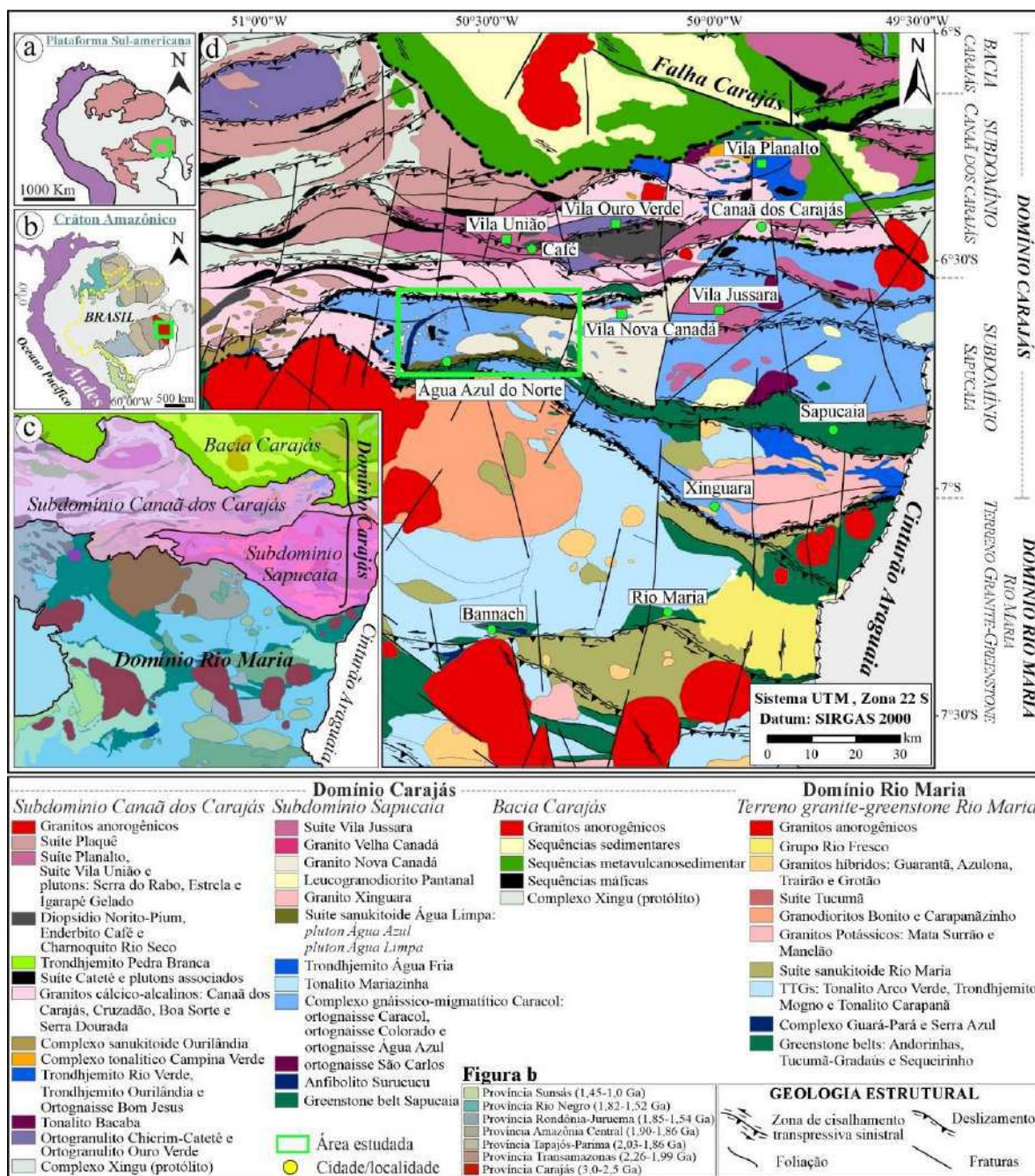


Figura 1 - Contexto geológico regional da Província Carajás (Nascimento *et al.* 2023): (a) localização do Cráton Amazônico e Província Carajás (destacado em verde) na Plataforma Sul-americana (Almeida *et al.* 1981); (b) províncias geocronológicas baseada em Tassinari & Macambira (2004), e limites tectônicos por Santos (2003); (c) subdivisão atual dos terrenos litotectônicos (Oliveira *et al.* 2023) da Província Carajás (Dall'Agnol *et al.* 2013); (d) mapa geológico da Província Carajás, ilustrando a área de estudo reportada em detalhe na Fig. 2.

7.5 METODOLOGIA

7.5.1 Mapeamento geológico

Os sanukitoides mesoarqueanos do Subdomínio Sapucaia foram mapeados em escala de detalhe (1:50.000) por pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) da Universidade Federal do Pará (UFPA), com resultados iniciais publicados por Gabriel & Oliveira (2014). Este estudo apresenta uma atualização do mapa geológico da área de Água Azul e localidade Nova Canadá, com a integração de novos dados de mapeamento geológico e interpretação estrutural (Fig. 3). A partir da utilização do Sistema de Informação Geográfica (GIS), esses dados foram integrados com fotointerpretação de radar e imagens aerogeofísicas disponibilizadas pelo Serviço Geológico do Brasil (<https://geosgb.cprm.gov.br/>).

7.5.2 Petrografia, mineralogia e investigação microestrutural

Microscopia óptica foi conduzida em 45 lâminas polidas representativas dos plutons Água Limpa e Água Azul, com composição mineralógica por Gabriel & Oliveira (2014). Mínimo de 2000 pontos por lâminas foram contados a partir de um contador automático de *Stageledge, software Hardledge* desenvolvido por *Endeeper*. A classificação seguiu as recomendações da Subcomissão Sistemática de Classificação de Rochas Ígneas da IUGS (Le Maitre *et al.* 2002). A investigação microestrutural foi conduzida de acordo com Nedelec & Bouchez (2015) e Passchier & Trouw (2005).

7.5.3 Geoquímica em rocha-total

Os procedimentos convencionais de preparação de amostras (trituração de 5-10 Kg de rocha com britador de mandíbulas, pulverização em *shatterbox*, homogeneização e quartejamento) para análise de geoquímica em rocha total foram realizados na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do IG/UFPA em 32 amostras representativas dos sanukitoides estudados. Uma alíquota de aproximadamente 50-100 gramas para cada amostra pulverizada foram analisadas no Laboratório *ACME Analytical Ltda.* (Vancouver, Canadá). A preparação das amostras para análise envolveu a fusão com borato de Lítio, com os elementos maiores analisados por Espectrometria de Emissão Óptica com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-OES), enquanto os elementos traço por Espectrometria de Massa com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-MS). A reprodutibilidade foi verificada conforme indicado por múltiplas análises de padrões de referência e duplicatas,

considerando satisfatória com erros até 0,01% para os elementos maiores e 0,5-0,1% para os elementos menores e traço. Mais detalhes sobre os procedimentos analíticos podem ser encontrados em <http://www.acmelabs.com>.

7.5.4 Preparação de amostras para datação

A preparação de amostras para datação foi feita conforme métodos de rotina adotados no Laboratório PARÁ-ISO (IG/PPGG/UFGA) e consistiu na britagem, deslamagem, peneiramento em quatro diferentes frações granulométricas (250, 180, 125 e 75 μm), separação dos minerais pesados com o microbateamento em água, secagem em estufa (100° C), separação magnética com imã de neodímio e com o separador eletromagnético *Isodynamic Frantz*, microbateamento em álcool, separação de aproximadamente 100 cristais de zircão em lupa binocular, colagem dos cristais selecionados em fita adesiva dupla-face antes da preparação dos *mounts* com resina *epoxy* na Oficina de Laminação do IG/UFGA, que tem o objetivo de expor a seção longitudinal do grão. Preferência foi dada para aqueles cristais não magnéticos, transparentes, euédricos, sem metamictização aparente, sem fraturas ou inclusão. Imagens de catodoluminescência (CL) e de elétrons retroespalhados (ERE) foram obtidos utilizando o microscópio eletrônico de varredura modelo LEO 1430 da marca ZEISS e ZEISS SIGMA-VP, no Laboratório de Microanálises do IG/UFGA. Nesta etapa, as seções polidas foram metalizadas durante 30 segundos com uma fina camada de ouro antes da inserção na câmara de amostras à vacuum. As condições de operação do equipamento para CL seguem o padrão de corrente de feixe de elétrons de 90 μA , voltagem de aceleração constante de 10 kV e distância de trabalho de aproximadamente 13 mm. Já para as imagens de ERE foram analisadas sob condições similares, exceto a voltagem de aceleração de 20 kV e distância de trabalho de 15 mm. Estas imagens auxiliaram na observação de estruturas internas dos cristais (zoneamento, inclusões e fraturas) e na seleção das melhores áreas/domínios dos cristais para datação.

7.5.5 Geocronologia U–Pb SHRIMP em zircão in situ

Esta etapa foi feita no Laboratório GeoLab/IGc/USP (Universidade de São Paulo) utilizando um espectrômetro de massa de íons secundários acoplado a uma microsonda iônica de alta resolução e sensibilidade, do tipo SHRIMP IIe/MC. As análises seguiram o protocolo descrito em Sato *et al.* (2014) com *spot* de 25 μm aproximadamente. A sequência de cada ciclo de análises intercalou quatro leituras na amostra e uma no material de

referência, tal como o Temora-2 (416,78 Ma; Black *et al.* 2004). A idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ do zircão de referência foi usada para os cálculos dos fatores de correção do Pb comum e de fracionamento nas amostras, e o zircão SL13 (238 ppm) como composição de referência do U (Sato *et al.* 2014). Para a correção de contribuição do Pb comum foi utilizado o modelo de evolução do Pb terrestre ao longo do tempo proposto por Stacey & Kramers (1975). Os dados foram reduzidos usando o *Software SQUID 1.6*, com o cálculo das idades no intervalo de 2 sigmas e a construção dos diagramas concórdia com o *Software Isoplot/EX 4.15* de (Ludwig 2009).

7.6 GEOLOGIA, RELAÇÃO DE CAMPO E GEOLOGIA ESTRUTURAL

A suíte Água Limpa consiste em dois plútons, denominados como Água Limpa (GAL; com área aproximada de 126 km²) e Água Azul (GAA; cobrindo uma área de 62 km²; Gabriel & Oliveira 2014). Tais plútons estão encaixados em zonas de cisalhamento transpressivas sinistrais de direção E–W que delimitam os Domínios Rio Maria e Carajás (Fig. 2). Esses granitoides afloram como extensos lajedos ou blocos rolados formados por rochas de coloração cinza escuro (Fig. 3a). Ao sul da área de estudo, o plúton Água Azul intrude as rochas metamáficas do *Greenstone belt* Sapucaia de 3,06 Ga (Fig. 3b), enquanto o plúton Água Limpa é interceptado ao norte pelo Granito Boa Sorte e a nordeste pelo Leucogranodiorito Nova Canadá de 2,87 Ga (Fig. 3c; Rodrigues *et al.* 2014, Leite-Santos & Oliveira 2016). Ambos plútons também intrudem o complexo de ortognaisses migmatizados de Água Azul com idades entre 3,06–2,93 Ga, que ocupa a parte central da área (Fig. 2). Diques máficos, granitos potássicos e subalcalinos (Granito Velha Canadá e granitoides da Suíte Vila Jussara) com idades de 2,74–2,73 Ga cortam os plútons sanukitoides (Leite-Santos & Oliveira 2016). Em termos estruturais, os granitoides estudados exibem deformação heterogênea, frequentemente apresentando foliação milonítica com tendência E–W a WNW–ESSE e mergulhos variando de moderados a íngremes (40°–89°) para o sul. Assimetrias, tais como fábrica S/C, com porfiroclastos rotacionados e dobras em “s”, indicam um sentido de cisalhamento sinistral nesta zona. No plúton Água Limpa é observado estruturas planares localmente transpostas para a direção N–S em cinemática destal e desenvolvimento de dobras apertadas. O bandamento composicional e xistosidade raramente ocorrem onde as taxas de recristalização são mais intensas. As lineações de estiramento mineral também possuem mergulhos íngremes a subverticais (60–85°) tanto para norte quanto para sul, indicando transpressão. Adicionalmente, essas rochas são interceptadas por

fraturas com orientações N-S, NW-SE e NE-SW, alinhando-se com aquelas fraturas observadas em diques máficos do Neoarqueano. Enclaves máficos achatados e xenólitos raramente são arredondados e geralmente estão rotacionados e orientados de acordo com a foliação da rocha. Esses enclaves mostram evidências de interação com os granitoides hospedeiros.

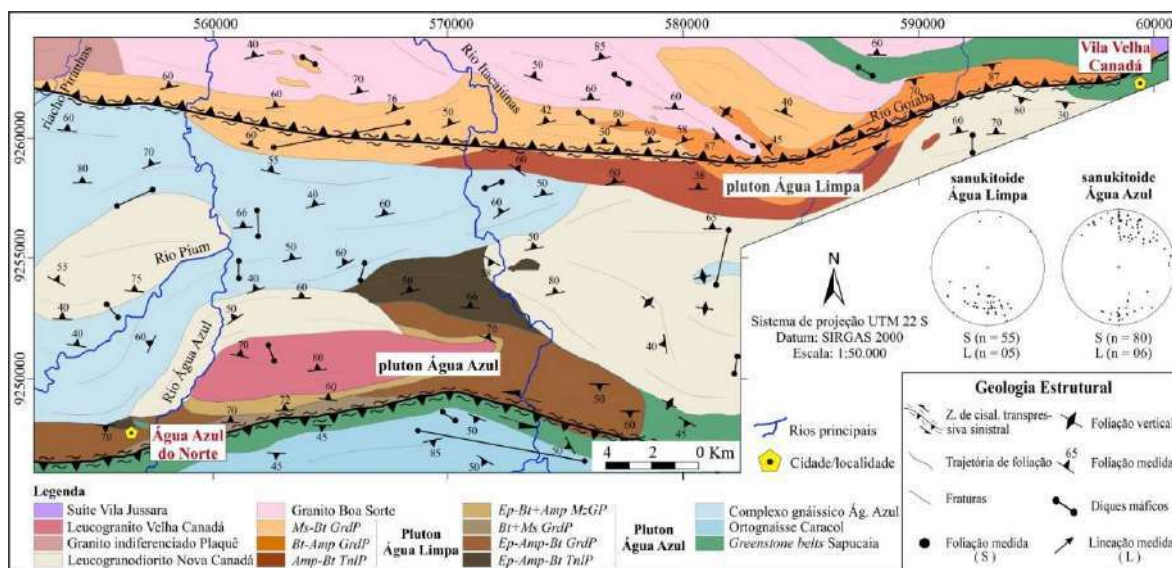


Figura 2 - Mapa geológico da área de Água Azul do Norte ilustrando as fácies petrográficas identificadas na Suíte sanukitoide Água Limpa. As projeções estereográficas de igual-área (Schmidt-Lambert) são mostradas à direita, com as respectivas projeções da foliação e lineação medidas.



Figura 3 - Relações de campo e aspectos texturais dos sanukitoides da Suíte Água Limpa. (a) afloramento da variedade mais comum entre os sanukitoides do tipo granodiorítica; (b) xenólito do metabasalto do *Greenstone belt* Sapucaia encaixado no Granodiorito Água Azul; (c) contato abrupto entre os sanukitoides e o Granito Nova Canadá; (d-f) fácies granodiorítica e tonalítica, ambas caracterizadas por textura porfirítica composta de plagioclásio deformado e fenocristais de feldspato alcalino imersos em matriz de granulação média (plúton Água Limpa); (g-i) monzogranito, tonalito, e granodiorito do plúton Água Azul exibindo textura porfirítica e crenulação pronunciada.

7.7 PETROGRAFIA E MICROESTRUTURAL

A Suíte Água Limpa é composta principalmente por granodioritos com variações subordinadas de monzogranitos e tonalitos (Fig. 3d-i; Fig. 4). Tais rochas exibem textura porfirítica inequigranular, com cristais xenomórficos a hipidiomórficos seriados. Os fenocristais de feldspato alcalino e plagioclásio variam de 0,5–5,0 cm, comumente imersos em matriz quartzo-feldspática de granulação média a fina (~ 1 cm) e rica em minerais máficos fortemente orientados ($M = 29\text{--}21\%$). As variedades com muscovita apresentam características hololeucocráticas ($M' < 11\%$; Fig. 4; Tabela 1), enquanto as variedades granodioríticas e tonalíticas são leucocráticas ($M' \sim 20\%$). A mineralogia é proporcionalmente composta de plagioclásio (49,5–32,9%), quartzo (29,2–19,7%) e microclina (11–1%) como minerais essenciais. Biotita, anfibólio e epidoto magmático são as principais fases varietais (27–10%; Tabela 1). Allanita, zircão, apatita, magnetita e titanita

são os minerais acessórios primários. Fases secundárias são representadas por clorita, muscovita, hematita, goethita, pirita, sericita, carbonato, escapolita, e raras titanitas e epidoto. As composições modais permitiram a diferenciação de fácies petrográficas para ambos plútons, onde a distribuição espacial é exibida na Fig. 2. O plúton Água Azul foi dividido nas fácies epidoto-anfibólio-biotita tonalito, epidoto-anfibólio-biotita granodiorito, biotita-muscovita granodiorito, e epidoto-biotita-anfibólio monzogranito; enquanto o plúton Água Limpa foi dividido nas fácies anfibólio-biotita tonalito, biotita-anfibólio granodiorito, e muscovita-biotita granodiorito (ver os diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M' de Le Maitre *et al.* 2002; Fig. 4).

Plagioclásio — ocorre em dois tipos texturais, como plagioclásio 1 na forma de cristais prismáticos subautomórficos e inequigranulares de até 5 cm, exibindo localmente bordas albíticas e mimerquitas no contato com microclina e, nos cristais maiores, desenvolve maclas do tipo *Carlsbad* (Fig. 5a-d). Quando há alterações, estas afetam os núcleos dos cristais, que são substituídos parcialmente por sericita, carbonatos e epidoto. O plagioclásio 2 ocorre como novos grãos xenomórficos de granulação fina (até 1 cm), formando agregados poligonais.

Quartzo — ocorre em quatro tipos morfológicos: (i) quartzo 1 – são cristais inequigranulares (variam entre 2,0 e 1,0 cm), xenomórficos a subautomórficos, que apresentam formas granulares de contatos curvos; (ii) quartzo 2 – forma novos grãos subautomórficos variando entre 0,5 e 0,1 mm, com contatos sub-retilíneos em agregados poligonais; (iii) quartzo 3 – restringe-se às fácies portadoras de anfibólio, apresentando granulação muito fina e formas subarredondadas, é tipicamente xenomórfico; (iv) quartzo 4 – é encontrado nas variedades mais evoluídas, como microcristais vermiculares ou em formas de gotas em intercrescimento com bordas sódicas do plagioclásio nos pequenos bulbos de mirmequitas.

Microclina — é comum nas rochas mais evoluídas e encontra-se em dois tipos morfológicos distintos (Fig 5b,e): (i) microclina 1, de granulação variando de 5,0 a 1,0 mm, é subautomórfica, com maclas *Carlsbad* e albita-periclina bem desenvolvidas, localmente exibindo micropertitas. Em alguns casos, possuem textura poiquilítica, englobando plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio; (ii) microclina 2, que forma cristais subautomórficos e equigranulares finos (até 1,0 mm), exibindo contornos regulares em agregados poligonais. Seu maclamento albita-periclina é difuso e pode exibir micropertitas.

Biotita — ocorre em dois tipos texturais: (i) biotita 1 é a mais abundante, forma cristais equigranulares finos (geralmente com 1 mm), subautomórfica, de contato reto com anfibólio e epidoto magmático, e pode estar parcialmente alterada para clorita ao longo de suas clivagens; (ii) biotita 2 ocorre como finos cristais subautomórficos e lamelares.

Anfibólio — é inequigranular, variando entre 4,0 e 0,3 mm, xenomórfico a subautomórfico de contatos irregulares. Pode desenvolver prismas curtos, muitas vezes maclados, e formato sigmoidal (Fig. 5f). Pode conter inclusões de opacos, zircão e quartzo 3.

Epidoto — é mais comum no GAA do que no GAL, atingindo no primeiro a concentração varietal ($> 1,0\%$). Com base em suas características texturais, foram identificadas duas gerações distintas: (i) epidoto 1, de origem magmática, incolor a levemente esverdeado, subautomórfico, prismático, localmente zonado e/ou maclado, possui contatos retos com biotita, sugerindo equilíbrio entre ambos, e contatos irregulares com as demais fases. É comum nesses cristais a preservação de núcleos de allanita automórfica, muitas vezes zonada; (ii) epidoto 2, de origem secundária, forma cristais xenomórficos muito finos, geralmente de cor amarelo esverdeado, os quais preenchem veios e/ou fraturas, associam-se à clorita e à escapolita e podem ocorrer no interior ou nas bordas de plagioclásio alterado.

Muscovita — é encontrada como cristais lamelares subautomórficos e equigranulares finos (com até 0,5 mm), os quais se associam à biotita, mostrando contatos retos, ao passo que exibem contatos irregulares com as demais fases. São mais comuns no GAL do que no GAA e, geralmente, só estão presentes nas rochas mais evoluídas e sem anfibólio. As fases acessórias primárias são minerais opacos, allanita, zircão, apatita, titanita e, restritamente, turmalina (apenas no GAA), que, de forma geral, são automórficos, ocorrem inclusos e/ou associados aos minerais ferromagnesianos precoces. Clorita, escapolita, sericita e carbonatos compõem as principais fases minerais secundárias, que são produtos de alteração pós-magmática de feldspatos, biotita e anfibólio, sendo formados por microcristais que podem substituir parcial ou completamente estes minerais, ocupando suas partes centrais, bordas, clivagens ou fraturas.

Em termos microestruturais, a deformação é heterogênea e dúctil nas proximidades de zonas de cisalhamento e de maior pressão diferencial, cuja textura porfirítica predominante é geralmente sobreposta por textura milonítica, com graduada transição entre elas. A heterogeneidade da atuação da deformação nos sanukitoides estudados também é

registrada na forma dos fenocristais de feldspatos, variando de tabular (eudral) para sigmoidal ou achatado. Nas zonas de maior deformação, os granitoides mostram foliação definida pelo alinhamento dos minerais máficos, e porfiroclastos de feldspatos, além de desenvolvimento de agregados policristalinos estirados com microestruturas de *bulging* (BLG) e rotação de subgrão (SGR). Localmente, há ocorrência de recristalização por migração de limite de grão (GBAR). Os agregados máficos consistem em porfiroclastos de anfibólio, comumente de formato ocelar (Fig. 5f) e biotita; com menor proporção de epidoto. O plúton Água Azul é predominantemente composto de agregados idiomórficos de biotita e epidoto. Por vezes, porfiroclastos de microclina micropertítica e plagioclásio exibem extinção ondulante, estruturas manto-e-núcleo, *microkinks*, e quartzo fitado.

Tabela 1 - Análise modal de amostras representativas da Suíte sanukitoide Água Limpa. Os dados são reportados como valores mínimos, máximos, e mediana entre parênteses compilados de Gabriel & Oliveira (2014).

Unidade	pluton Água Limpa			pluton Água Azul			
Facies/ Amostras	Amp-Bt Tnl	Bt-Amp-GrD	Ms-Bt-GrD	Ep-Amp-Bt-Tnl	Ep-Amp-Bt-GrD	Amp-Ep-Bt-MzG	Ms-Bt-GrD
Mineral (%)							
Quartzo	16,9 - 27,5 (19,7)	21,2 - 23,0 (21,9)	25,2 - 32,4 (29,2)	19,5 - 29,2 (25,9)	22,1 - 25,6 (23,7)	23,1 - 24,5 (23,9)	24,9 - 25,6 (25,3)
Plagioclásio	48,1 - 61,2 (49,5)	35,9 - 43,0 (39,6)	43,6 - 53,6 (47,6)	47,2 - 48,6 (48,1)	35,7 - 38,1 (37,1)	32,1 - 33,9 (32,9)	46,2 - 46,7 (46,4)
Microclina	0,2 - 4,2 (1,4)	7,6 - 13,6 (9,6)	5,6 - 16,5 (11,1)	1,1 - 2,5 (0,7)	12,2 - 14,6 (13,3)	18,7 - 24,3 (20,2)	5,0 - 10,0 (7,5)
Hornblenda	0,9 - 19,8 (12,5)	12,3 - 18,1 (14,4)	0,0	0,4 - 7,9 (5,4)	1,1 - 14,2 (9,3)	0,0 - 0,9 (0,2)	0,0
Biotita	7,9 - 21,8 (14,3)	10,8 - 14,6 (13,2)	6,5 - 14,1 (10,1)	11,5 - 22,8 (18,1)	10,0 - 17,2 (12,1)	17,3 - 22,1 (19,3)	17,1 - 21,2 (19,2)
Epidoto	0,1 - 0,2 (0,1)	Tr* - 0,5 (0,1)	Tr* - 0,5 (0,1)	0,3 - 1,8 (1,0)	0,3 - 2,1 (0,9)	Tr* - 2,6 (1,2)	Tr* - 0,7 (0,4)
Acessórios primários	Tr* - 0,4 (0,01)	Tr* - 0,5 (0,08)	Tr* - 0,8 (0,3)	Tr* - 0,4 (0,05)	Tr* - 0,5 (0,07)	Tr* - 0,8 (0,12)	Tr* - 1,2 (0,15)
Minerais secundários	Tr* - 6,9 (0,3)	Tr* - 2,1 (0,6)	Tr* - 0,3 (0,04)	Tr* - 0,5 (0,04)	Tr* - 6,8 (0,4)	Tr* - 1,0 (0,2)	Tr* - 0,2 (<0,1)
Conteúdo de máficos (M)	10,9 - 34,2 (28,8)	24,1 - 32,6 (28,0)	7,2 - 14,4 (10,9)	19,5 - 32,3 (25,0)	18,9 - 27,5 (23,8)	18,9 - 23,7 (21,5)	17,4 - 22,4 (19,9)
Recálculo/100%							
Quartzo	25,9 - 31,0 (27,8)	29,9 - 31,8 (30,9)	29,0 - 38,0 (33,2)	29,0 - 37,4 (34,5)	30,5 - 33,7 (32,0)	29,3 - 32,3 (31,0)	31,1 - 32,7 (31,9)
Microclina	0,0 - 5,7 (1,9)	11,4 - 18,8 (13,4)	7,2 - 18,9 (12,6)	0,0 - 3,1 (0,9)	16,1 - 19,7 (17,9)	24,7 - 30,4 (26,2)	6,6 - 12,2 (9,4)
Plagioclásio	64,8 - 74,1 (70,3)	49,5 - 57,0 (55,7)	50,2 - 58,2 (54,2)	60,5 - 71,0 (64,6)	47,6 - 52,4 (50,1)	40,3 - 43,9 (42,8)	56,7 - 60,7 (58,7)

Valores entre parênteses representam medianas. * Tr = Valores traços (< 0,1%). Abreviações: Amp = anfibólio; Bt = biotita; Ms = muscovita; Ep = epidoto; Tnl = tonalito; GrD = granodiorito; MzG = monzogranito.

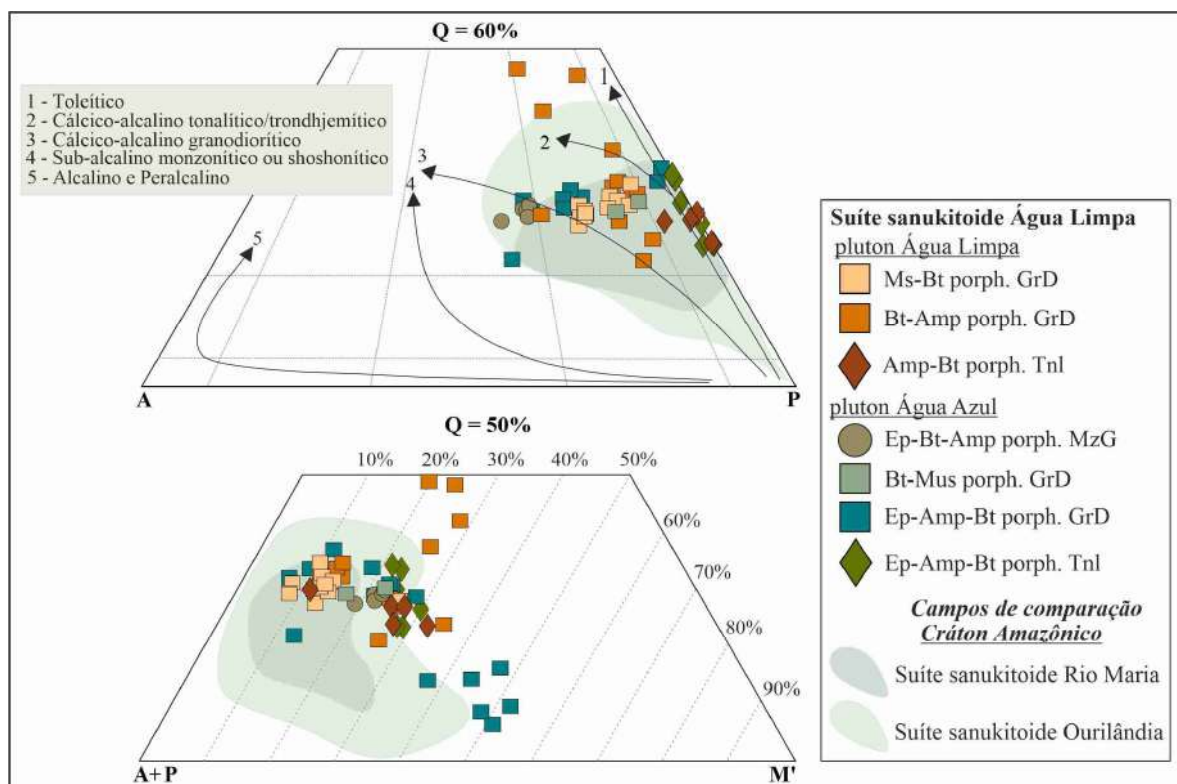


Figura 4 - Diagramas de classificação [Q-A-P e Q-(A + P)-M'] baseado em Le Maitre *et al.* (2002) para os plútons Água Limpa e Água Azul, e suas variedades petrográficas. O diagrama ilustra as séries graníticas 1–5 e seus *trends* evolucionários como abordado por Bowden *et al.* (1984). Campos comparativos foram estabelecidos usando sanukitoides arqueanos da Província Carajás (Oliveira *et al.* 2010, 2011, Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2022, 2023).

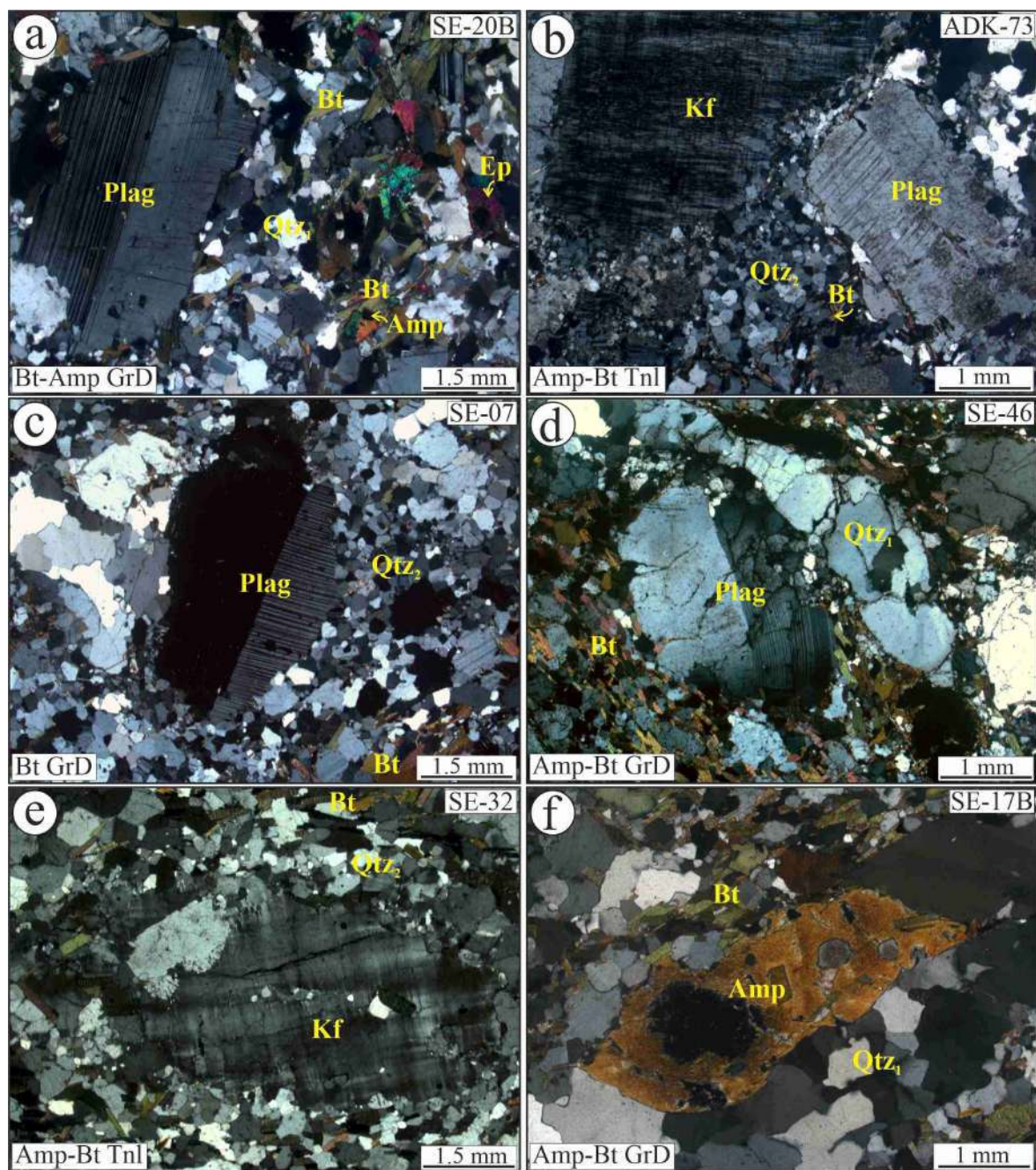


Figura 5 - Aspectos microestruturais da Suíte Sanukitoide Água Limpa. (a-f) textura porfírica caracterizada por fenocristais de plagioclásio e k-feldspato imersos em matriz de granulação média. Notar a forte foliação desses granitoides, comumente apresentando cristais curvados, quartzo fitado, textura manto-e-núcleo, e anfibólio em formato sigmodal.

7.8 GEOQUÍMICA

7.8.1 Investigação de mobilidade elementar

Os granitoides da Suíte Água Limpa foram submetidos à intensa deformação relacionada à reativação de zonas de cisalhamento que interceptam a área de Água Azul do Norte. Processos metamórficos associados ao embasamento de composição TTG do Subdomínio Sapucaia também podem ter afetado a mobilidade elementar de tais rochas de forma secundária. Portanto, é necessário avaliar a potencial mobilidade dos elementos de amostras representativas dos sanukitoides estudados antes de fazer a caracterização petrogenética dessas rochas.

Todas as variedades de sanukitoides aflorantes no Subdomínio Sapucaia são macroscopicamente desprovidas de alteração e apresentam baixa perda ao fogo (LOI 0,3-1,4 %), exceto uma amostra do GAA que exibe um LOI máximo de 2%. Nenhuma das variedades exibem anomalias significativas de Ce (Ce_N/Ce^* ; onde Ce^* foi calculado como $[raiz\ quadrada\ (La_N \times Pr_N)]$ de 0,79-1,28, sugerindo que não houve intemperismo acentuado após a colocação do magma (Polat & Hofmann 2003). O Zr também foi usado como um indicador do comportamento dos demais elementos incompatíveis devido à sua baixa mobilidade. Plotando o conteúdo de Zr versus LREE (Fig. 6a), observa-se uma estabilidade no conteúdo de ambos, indicando que os elementos terras raras leves não foram afetados por processos secundários de mobilidade elementar. Em relação ao conteúdo de K_2O (Fig. 6b) e Rb (Fig. 6c), há uma leve dispersão, especialmente de Rb, sugerindo que este elemento foi afetado de forma moderada, mas que ainda preserva a tendência inversamente proporcional em relação ao conteúdo de Zr. Já em relação ao conteúdo de Sr (Fig. 6d), Y (Fig. 6e) e Cr (Fig. 6f), nota-se pouca dispersão, exibindo um padrão predominantemente imóvel e com uma tendência linear de acréscimo em relação ao Zr. Nesse caso, o baixo LOI combinado com padrões elementares caracterizados por pouca variação, indicam que a composição química dos sanukitoides estudados não foi afetada por processos secundários capazes de modificar a sua composição química original e, portanto, a composição química dessas rochas é apropriada para a discussão da petrogênese nos tópicos seguintes.

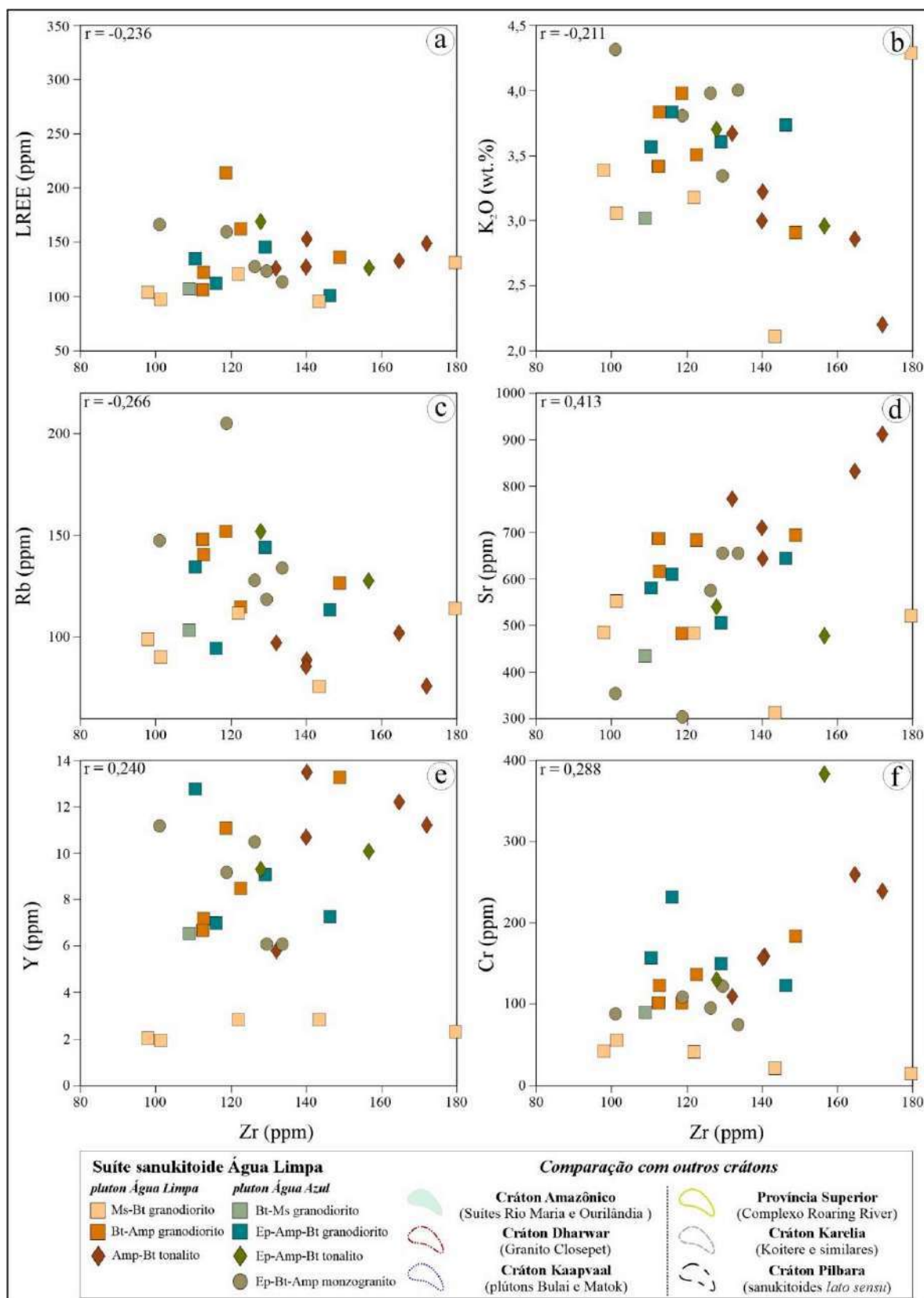


Figura 6 - Comportamento de óxidos e elementos químicos com a variação de Zr. (a) LREE; (b) K₂O (wt. %); (c) Rb; (d) Sr; (e) Y; e (f) Cr. Elementos são reportados em ppm e óxidos em percentagem em peso. r = coeficiente de correlação linear.

7.8.2 Elementos maiores, menores e traço

O GAL apresenta variação de SiO_2 (58,5 a 72,6%) mais ampla quando comparado ao GAA (62,0 a 69,1%; Tabela 2). Ambos exibem teores mais baixos de sílica nas variedades portadoras de anfibólio (menos evoluídas), enquanto os teores mais elevados desse óxido associam-se às fácies sem anfibólio e com biotita como principal mineral ferromagnésiano (mais evoluídas). Tais rochas apresentam conteúdo de Al_2O_3 moderado, com valores médios de 15,2% para o GAL e 15,1% para o GAA, ligeiramente inferiores aos observados em típicas séries cálcio-alcalinas (Laurent *et al.* 2014). Além disso, o Al_2O_3 exibe correlação negativa com SiO_2 ($r = -0,654$) entre as variedades petrográficas (Fig. 7a), enquanto o Na_2O (4,1% e 3,9% para os GAL e GAA, respectivamente) não exibe variações significativas (Fig. 7b). O K_2O mostra correlação positiva com a sílica com aumento acentuado em direção às variedades mais evoluídas (Fig. 7c), tanto no GAA (2,9 a 4,3%) quanto no GAL (2,1 e 4,3%), porém com ligeiro decréscimo nas fácies com biotita e anfibólio (3,5%) para aquelas portadoras de muscovita (3,2%). Em relação aos conteúdos de CaO , MgO e TiO_2 , todas as variedades estudadas exibem um decréscimo acentuado nos teores desses óxidos com o incremento da sílica. Os conteúdos de MgO são elevados e pouco divergentes entre as duas unidades (Fig. 7d), com valores médios de 2,5% e 2,3% para o GAA e GAL, respectivamente. Essa pequena diferença ocorre devido à variação significativa de MgO entre as fácies do GAL, onde os teores médios diminuem linearmente com o aumento de SiO_2 a partir dos Anf-Bt-TnlP (3,4%) e Bt-Anf-GrdP (2,5%) até os Ms-Bt-GrdP (0,9%). Comportamento análogo pode ser observado para o CaO (Fig. 7e) e TiO_2 (Fig. 7f), onde o decréscimo dos teores médios desses óxidos ocorre das rochas menos evoluídas para aquelas mais enriquecidas em SiO_2 [GAL (CaO : 4,1- 2,2% e TiO_2 : 0,15-0,63%) e GAA (CaO : 3,2-2,2% e TiO_2 : 0,28-0,45%)]. A variação dos elementos-traço reflete a diferenciação, mistura ou evolução por fusão parcial e pode subsidiar a interpretação dos processos responsáveis pela evolução da Suíte Água Limpa, uma vez que a distribuição desses elementos é controlada pelas fases minerais fracionadas durante a gênese e cristalização do magma (Gabriel & Oliveira 2014). Em geral, a razão Rb/Sr é negativamente correlacionada com $\text{MgO\#}$ (Fig. 8a) enquanto a razão Sr/Ba é positivamente correlacionada com $\text{MgO\#}$ (Fig. 8b), sugerindo um comportamento compatível do Rb e incompatível do Sr, com dispersão tênue nas fácies com muscovita. Um padrão de acréscimo das razões La/Sm versus La (Fig. 8c) e Nb/Sm versus Nb (Fig. 8d) também é observada, sugerindo que processos de fusão parcial pode ter influenciado a evolução petrogenética dessas rochas em detrimento de cristalização fracionada.

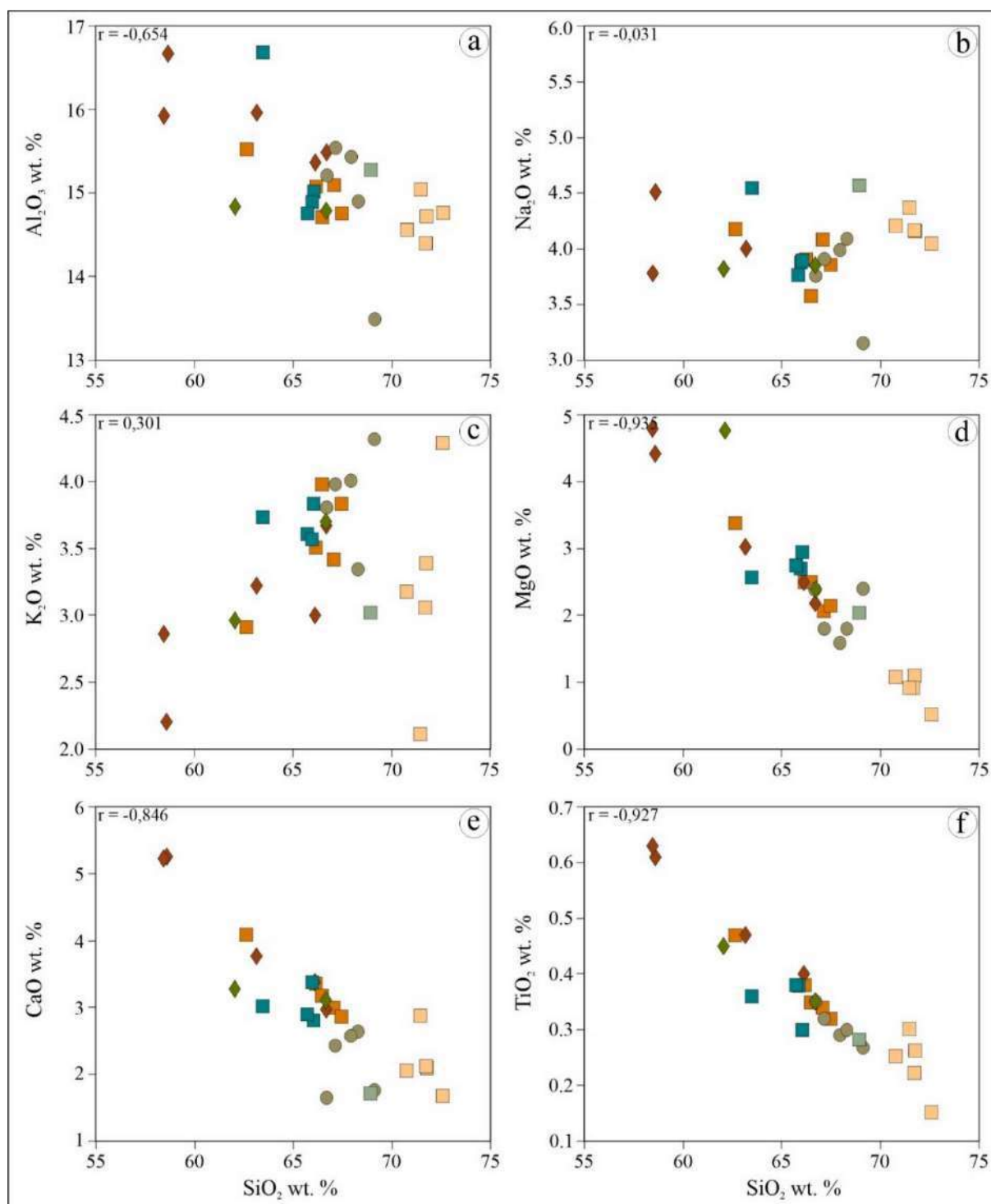


Figura 7 - Diagramas de Harker para os óxidos de elementos maiores de amostras representativa dos sanukitoides da Suíte Água Limpa: (a) Al_2O_3 , (b) Na_2O , (c) K_2O , (d) MgO , (e) CaO , e (f) TiO_2 . r = coeficiente de correlação linear.

Tabela 2 - Composição química de amostras representativas dos plútons Água Limpa e Água Azul do Subdomínio Sapucaia (Província Carajás). Fonte dos dados: 1 = Gabriel & Oliveira (2014); 2 = Nascimento *et al.* (2024, *in press*).

Unidade	pluton Água Limpa												pluton Água Azul																								
Facies	Amp-Bt TnlP						Bt-Amp GrdP						Ms-Bt GrdP						Ep-Amp-Bt TnlP						Ep-Bt-Amp MzP						Bt-Ms GrdP						
Amostras	'ADK-91	'SE-45	'SE-20A	'ADK-75	'SE-17A		'ADK-83	'ADK-70	'MRS-41	'DD-10	'ADK-39		'SE-22A	'SE-34	'EDC-52	'SE-56A	'SE-27		'EDC-76	'SE-85	'SE-51	'SE-08	'SE-94	'EDC-75	'PCM-41	'PCM-42	'MC-59	'MC-49	'MC-56		'SDA-01	'EDC-77	'EDC-74A	'EDC-71	'EDC-73	'EDC-86	
Composição (wt %)																																					
SiO ₂	58,45	58,59	63,14	66,12	66,69		62,64	66,14	66,44	67,03	67,43		70,76	71,46	71,71	71,74	72,58		62,04	66,67	63,44	65,71	65,96	66,01	65,46	65,87	66,08	66,17	66,20		66,7	67,11	67,92	68,29	69,11	68,93	
TiO ₂	0,63	0,61	0,47	0,4	0,35		0,47	0,38	0,35	0,34	0,32		0,25	0,3	0,22	0,26	0,15		0,45	0,35	0,36	0,38	0,38	0,3	0,29	0,33	0,35	0,36	0,33		0,35	0,32	0,29	0,30	0,27	0,28	
Al ₂ O ₃	15,93	16,68	15,96	15,37	15,49		15,53	15,08	14,72	15,1	14,76		14,55	15,03	14,39	14,71	14,75		14,84	14,79	16,69	14,76	14,9	15,02	15,71	15,43	14,87	14,75	15,06	15,22	15,54	15,44	14,91	13,49	15,27		
Fe ₂ O ₃	6,70	6,37	4,66	3,88	3,58		4,99	3,85	4,18	3,32	3,56		2,41	2,28	2,09	2,09	1,37		5,28	3,96	4,13	4,61	4,13	3,37	3,79	3,93	3,76	3,78	3,91	4,82	2,99	2,77	3,17	3,59	3,16		
MnO	0,09	0,09	0,08	0,05	0,05		0,07	0,06	0,03	0,05	0,05		0,03	0,03	0,02	0,02	0,01		0,09	0,05	0,06	0,04	0,07	0,04	0,03	0,03	0,05	0,05	0,03	0,01	0,04	0,04	0,05	0,09	0,06		
MgO	4,80	4,42	3,02	2,5	2,18		3,39	2,51	2,51	2,06	2,15		1,06	0,9	1,08	0,9	0,5		4,78	2,39	2,57	2,75	2,7	2,95	2,45	2,99	2,89	2,91	2,96	2,38	1,81	1,59	1,80	2,41	2,02		
CaO	5,23	5,25	3,77	3,38	2,97		4,1	3,36	3,18	3,0	2,87		2,04	2,86	2,12	2,1	1,66		3,28	3,11	3,03	2,9	3,37	2,81	3,25	3,61	3,50	3,49	3,63	1,66	2,43	2,57	2,65	1,76	1,70		
Na ₂ O	3,78	4,51	4,00	4,07	4,04		4,18	3,91	3,58	4,09	3,86		4,2	4,36	4,16	4,15	4,04		3,82	3,85	4,55	3,75	3,88	3,9	3,96	3,97	3,84	3,79	3,91	3,76	3,91	4,0	4,10	3,16	4,56		
K ₂ O	2,86	2,2	3,22	3,00	3,67		2,91	3,51	3,98	3,42	3,84		3,17	2,1	3,05	3,38	4,28		2,96	3,7	3,74	3,61	3,57	3,84	3,56	2,84	3,56	3,53	2,95	3,81	3,98	4,01	3,34	4,32	3,01		
P ₂ O ₅	0,24	0,24	0,19	0,15	0,16		0,18	0,14	0,14	0,12	0,12		0,09	0,07	0,06	0,08	0,07		0,14	0,14	0,11	0,15	0,15	0,11	0,09	0,15	0,11	0,11	0,11	0,13	0,11	0,11	0,10	0,10	0,10		
LOI	0,90	0,6	1,10	0,6	0,4		1,2	0,7	0,6	1,1	0,7		1,1	0,4	0,8	0,3	0,3		2,0	0,7	1,0	1,0	0,6	1,3	1,10	0,50	0,70	0,80	0,60	0,9	1,40	0,90	1,00	1,40	0,70		
Total	99,61	99,56	99,61	99,52	99,58		99,66	99,64	99,71	99,63	99,66		99,66	99,79	99,7	99,73	99,71		99,68	99,71	99,68	99,66	99,71	99,65	98,59	99,15	99,01	98,94	99,09	99,74	99,64	99,64	99,72	99,70	99,79	99,79	
Ba (ppm)	1196,0	1121,0	1671,0	1966,0	1760,0		1029,0	1286,0	925,0	1193,0	950,0		935,0	519,0	1331,0	1108,0	1237,0		855,0	796,0	1187,0	824,0	877,0	1193,0	1314,0	1110,0	766,0	760,0	1089,0	647,0	1458,0	1261,0	1095,0	1077,0	634,0		
Sr	833,0	912,1	644,3	710,7	773,5		696,0	684,5	483,7	687,9	618,6		481,7	310,5	550,7	483,2	519,1		477,6	540,4	645,8	506,8	581,7	611,0	560,20	571,10	468,30	479,80	495,90	301,3	577,9	657,5	656,6	355,1	432,4		
Rb	102,1	76,0	89,0	85,8	97,3		127,1	115,3	152,2	148,2	140,8		111,5	75,6	89,8	98,7	113,8		127,9	152,1	113,7	144,5	134,7	94,9	125,30	117,90	148,50	148,30	104,30	205,7	128,3	134,5	119,0	147,8	103,1		
Zr	164,6	171,9	140,2	139,9	132,1		148,8	122,4	118,4	112,4	112,6		121,8	143,4	101,3	97,9	179,6		156,6	127,9	146,1	129,0	110,3	115,9	112,0	90,30	123,40	120,40	108,90	118,6	126,2	133,5	129,4	101,0	108,9		
Y	12,2	11,2	13,5	10,7	5,8		13,3	8,5	11,1	6,7	7,2		2,8	2,8	1,9	2,0	2,3		10,1	9,3	7,3	9,1	12,8	7,0	5,70	6,0	7,50	8,0	6,40	9,2	10,5	6,1	6,1	11,2	6,5		
Nb	6,5	7,2	5,7	3,9	2,9		5,7	3,8	6,1	4,4	5,4		4,3	4,1	2,7	3,0	2,1		6,7	6,0	4,5	5,5	6,3	6,0	2,60	6,20	5,40	5,50	4,30	4,1	5,4	4,2	4,3	6,2	4,7		
Ga	19,9	21,1	18,6	17,9	17,3		19,5	16,6	16,5	17,7	16,2		16,3	18,0	16,2	17,8	16,3		17,9	16,5	19,5	17,4	17,2	16,7	15,90	15,10	16,60	17,60	16,30	18,7	17,1	17,7	18,2	17,9	17,1		
Th	5,0	2,8	3,9	5,4	6,1		4,9	13,6	23,1	13,3	19,8		15,0	4,0	6,9	14,8	37,6		11,4	20,5	12,4	19,6	16,4	7,30	8,80	16,80	15,20	13,40	9,5	14,3	13,8	17,7	15,5	18,6			
Ni	56,7	59,9	42,0	33,6	32,7		42,5	32,6	41,1	28,1	28,2		20,2	12,1	18,1	15,4	7,6		117,3	37,1	45,1	46,6	39,9	65,4	44,30	61,90	55,30	55,50	58,80	31,7	33,2	26,8	32,1	38,1	30,7		
Cr	260,0	239,5	157,4	123,2	109,5		184,7	136,8	143,7	102,6	123,2		40,1	20,5	54,7	41,1	13,7		383,2	130,0	123,2	150,5	157,4	232,6	171,08	157,39	150,55	164,23	171,08	109,5	95,8	75,3	88,9	88,9	88,9		
Co	59,1	49,8	37,1	51,9	40,4		51,0	49,3	50,0	51,3	62,8		76,9	70,1	55,1	59,1	51,1		56,1	53,8	46,8	59,7	52,5	55,4	24,70	29,80	27,0	27,20	26,70	51,2	49,2	57,8	50,9	51,2	53,6		
La	31,3	35,5	38,2	34,4	34,5		35,7	48,8	57,8	28,8	26,9		29,2	27,0	30,7	30,7	37,1		31,3	47,5	25,6	38,9	35,7	28,7	78,90	88,72	114,47	120,61	120,61	43,0	39,9	32,1	32,0	44,1	27,4		
Ce	60,1	69,5	69,2	56,4	57,4		58,3	69,0	97,6	49,2	66,3		60,6	43,8	43,7	46,3	66,0		58,8	80,5	46,4	68,6	57,9	54,5	51,89	56,44	83,87	86,85	78,70	77,2	53,0	50,2	60,7	74,5	50,5		
Pr	7,47	7,73	8,15	6,69	6,36		7,31	8,66	11,11	5,44	6,01		6,11	4,9	4,88	5,32	6,2		6,51	8,5	5,23	7,42	8,0	5,88	40,26	44,41	60,18	63,19	51,99	8,01	6,72	5,88	6,21	8,96	5,42		
Nd	28,2	30,2	31,2	24,9	23,1		29,9	31,4	40,6	19,7	19,5		20,8	16,2	15,5	18,2	18,0		23,9	28,3	19,7	26,2	27,7	19,5	26,80	32,93	43,90	42,63	39,26	27,3	23,9	22,2	21,1	33,1	19,6		
Sm	4,74	4,79	5,4	4,02	3,16		4,75	4,05	5,49	3,03	3,29		2,69	2,02	1,76	1,93	2,63		3,77	3,8	3,18	3,82	4,83	2,97	13,57	15,26	18,70	20,32	15,91	4,11	3,46	2,81	3,04	4,8	2,79		
Eu	1,1	1,15	1,02	0,97	0,85		0,99	0,96	1,45	0,75	0,7		0,56	0,64	0,62	0,63	0,67		0,73	0,81	0,88	0,89	1,1	0,75	8,62	10,51	11,38	11,72	10,34	1,09	0,93	0,85	0,81	1,3	0,67		
Gd	3,18	3,37	3,97	2,95	1,91		3,22	2,55	3,78	2,08	2,08		1,26	1,25	0,96	1,08	1,13		2,78	2,41	2,18	2,5	3,25	2,1	7,15	8,91	10,77	10,72	8,71	2,88	2,87	1,87	1,91	3,28	1,85		
Tb	0,44	0,45	0,54	0,4	0,25		0,45	0,34	0,48	0,26	0,3		0,14	0,14	0,09	0,11	0,12		0,39	0,34	0,29	0,34	0,47	0,28	5,07	5,87	6,94	7,21	5,61	0,38	0,36	0,22	0,24	0,43	0,24		
Dy	2,24	2,17	2,44	1,98	1,31		2,27	1,69	2,38	1,23	1,37		0,57	0,6	0,38	0,44	0,49		2,03	1,6	1,63	1,6	2,4	1,34	3,66	4,33	5,90	5,86	5,59	1,85	1,64	1,01	1,16	2,05	1,32		
Ho	0,46	0,4	0,44	0,42	0,2		0,44	0,3	0,41	0,22	0,27		0,07</																								

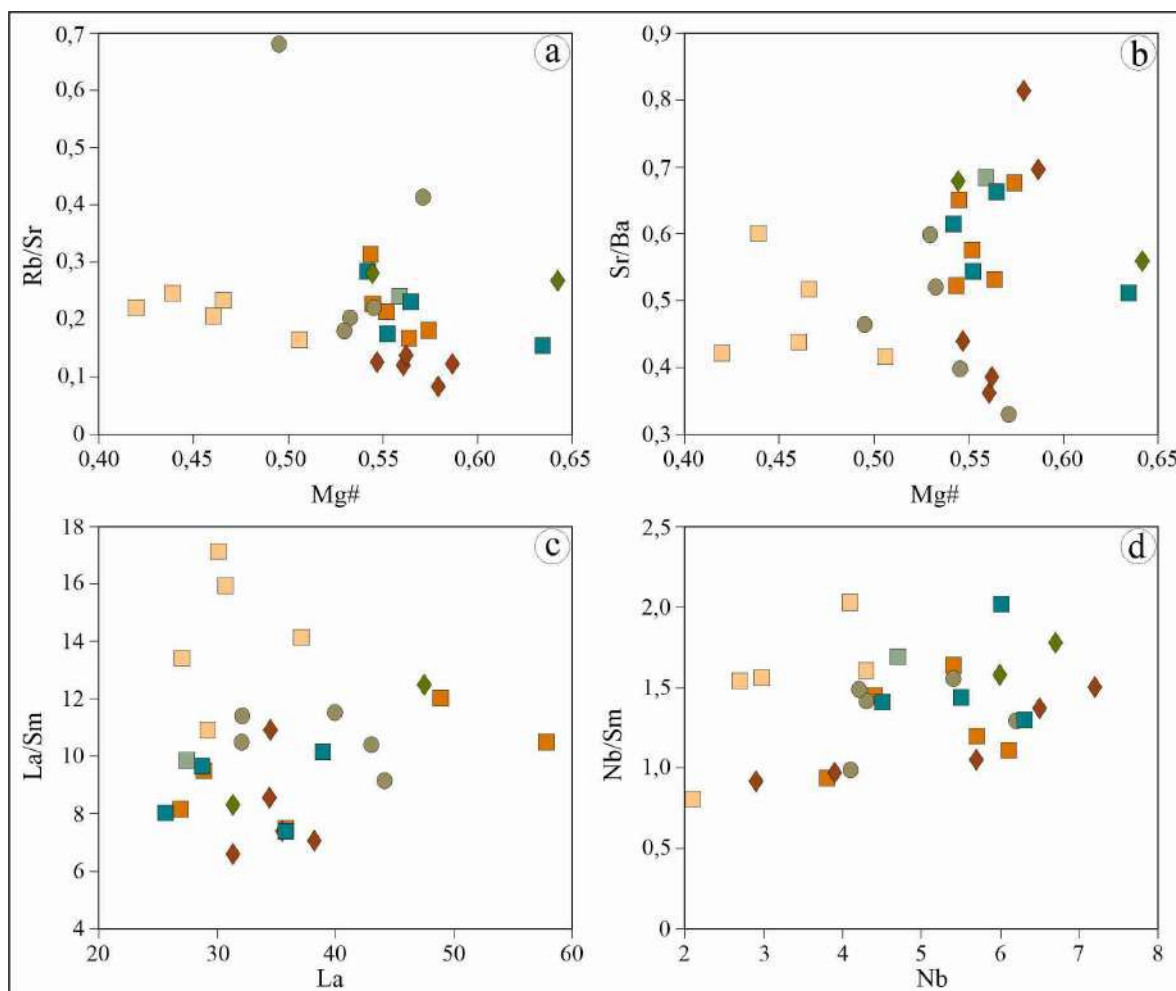


Figura 8 - Diagramas geoquímicos de elementos menores e traços com amostras representativas dos sanukitoides da Suíte Água Limpa: (a) Rb/Sr *versus* Mg#, (b) Sr/Ba *versus* Mg#, (c) La/Sm *versus* La, (d) Nb/Sm *versus* Nb.

7.8.3 Comportamento dos elementos terras-raras e padrão multielementar

O conteúdo dos ETR das rochas estudadas, quando normalizados em relação ao condrito (McDonough & Sun 1995), fornecem padrões similares para as amostras do GAA e GAL, que são caracterizados pelo enriquecimento acentuado em elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras-raras pesados (ETRP) em resposta a um moderado a forte fracionamento dos ETRP durante a formação de seus magmas (Fig. 9a,b). Apesar do padrão de ETR ser coincidente entre os dois plutons, a variedade Ms-Bt-GrdP pertencente ao GAL mostra um fracionamento mais acentuado de ETRP, como observado nas razões La_N/Yb_N dessas rochas (Tabela 2). No GAL, essa razão varia significativamente, tendo as fácies menos evoluídas (Anf-Bt-TnlP e Bt-Anf-GrdP), razões La_N/Yb_N (18,70-47,06) inferiores aos Ms-Bt-GrdP (70,09-169,31), que são as mais evoluídas e enriquecidas em SiO_2 . Comportamento similar ocorre para o GAA, porém com grau menos acentuado de

diferenciação entre as fácies menos evoluídas (Ep-Anf-Bt-TnlP + Ep-Anf-Bt-GrdP: $La_N/Yb_N = 21,78-40,58$) e as mais evoluídas [(Anf)-Ep-Bt-MzGP + (Ms)-Bt-GrdP: $La_N/Yb_N = 30,82-50,39$], conferindo assim um comportamento mais homogêneo para os padrões de ETR desse plúton. As anomalias de Eu, de modo geral, são ausentes, mostrando ou apenas uma pequena anomalia negativa ou positiva nas amostras do GAL ($Eu/Eu^* = 0,65-1,33$) e GAA ($Eu/Eu^* = 0,66-1,07$). As altas razões La_N/Yb_N encontradas nas amostras da variedade mais enriquecida em SiO_2 do GAL (Ms-BtGrdP) sugerem um grau mais acentuado de diferenciação magmática nos estágios finais de cristalização desse plúton, que poderia ser atribuído ao fracionamento de anfibólio. No diagrama multielementar normalizado para o manto primitivo (Fig. 9c-d; McDonough & Sun 1995), a suíte Água Limpa exibe padrões de enriquecimento de elementos litófilos de íons grandes (LILE) moderadamente altos, com a maioria dos valores de Rb, Ba e K sendo entre 89 e 23 vezes maiores que os valores do manto primitivo. Notáveis anomalias negativas de Nb-Ta, Th e Ti são observadas, enquanto anomalias ligeiramente positivas em Zr e Ba estão presentes, refletindo fontes enriquecidas em LREE e LILE com substancial anfibólio residual e/ou óxidos de ferro e titânio (Martin *et al.* 2009). Em concordância com isso, ambos plútons mostram afinidades petrológicas com as suítes sanukitoides da Província de Carajás (Oliveira *et al.* 2011, Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2023 e referências relacionadas) e os sanukitoides de baixo Ti descritos por Martin *et al.* (2009).

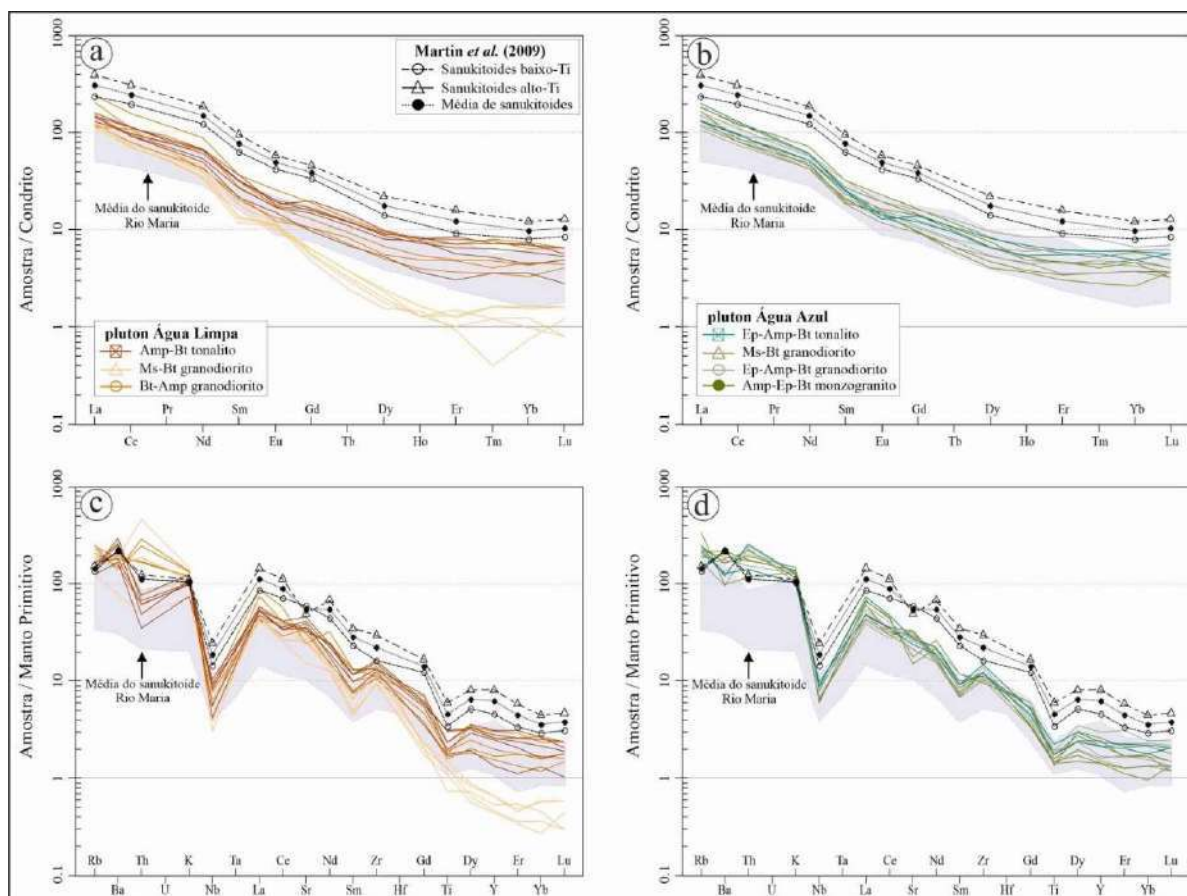


Figura 9 - Padrões de distribuição de ETR e multielementar de amostras representativas dos sanukitoides da Suíte Água Limpa: (a-b) comportamento dos elementos traços normalizados com o condrito e (c-d) padrão multielementar normalizado com o manto primitivo de McDonough & Sun (1995).

7.8.4 Séries magmáticas, classificação e tipologia

No diagrama catiônico K–Na–Ca (Fig. 10a), amostras do GAA e GAL seguem o *trend* de rochas cálcico-alcálinas, distinguindo-se claramente do *trend* dos trondhjemitos arqueanos. Essas rochas plotam no campo variando de cálcico-alcálinas a cálcico no diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ vs. SiO_2 (Fig. 10b). Ambos os plútons apresentam natureza magnesiânica, situando-se na fronteira composicional de alto a moderado conteúdo de Mg (Fig. 10c). Nesse caso, todas as variedades contendo anfibólio em sua mineralogia plotam no campo de alto Mg enquanto as variedades com muscovita e biotita (sem anfibólio) se estendem até o limite do campo de moderado conteúdo de Mg. Na relação $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]_{\text{mol}}$ vs. $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]_{\text{mol}}$, é nítida a distinção entre as variedades com anfibólio, que apresentam um caráter metaluminoso ($0,85 < \text{A/CNK} < 0,96$), daquelas com apenas biotita e muscovita que apresentam uma afinidade peraluminosa ($\text{A/CNK} > 1$) (Fig. 10d). As rochas estudadas são classificadas como sanukitoides de baixo-Ti (Fig. 10e), conforme definido por Martin *et al.* (2009), corroborando com as características geoquímicas de típicos sanukitoides

arqueanos *lato sensu* descritos na Província Carajás e outros crátons (Fig. 10f), exceto as variedades com muscovita que plotam no campo de granitoides híbridos evoluídos, indicando uma distinção da natureza da sua fonte em relação aos demais sanukitoides estudados.

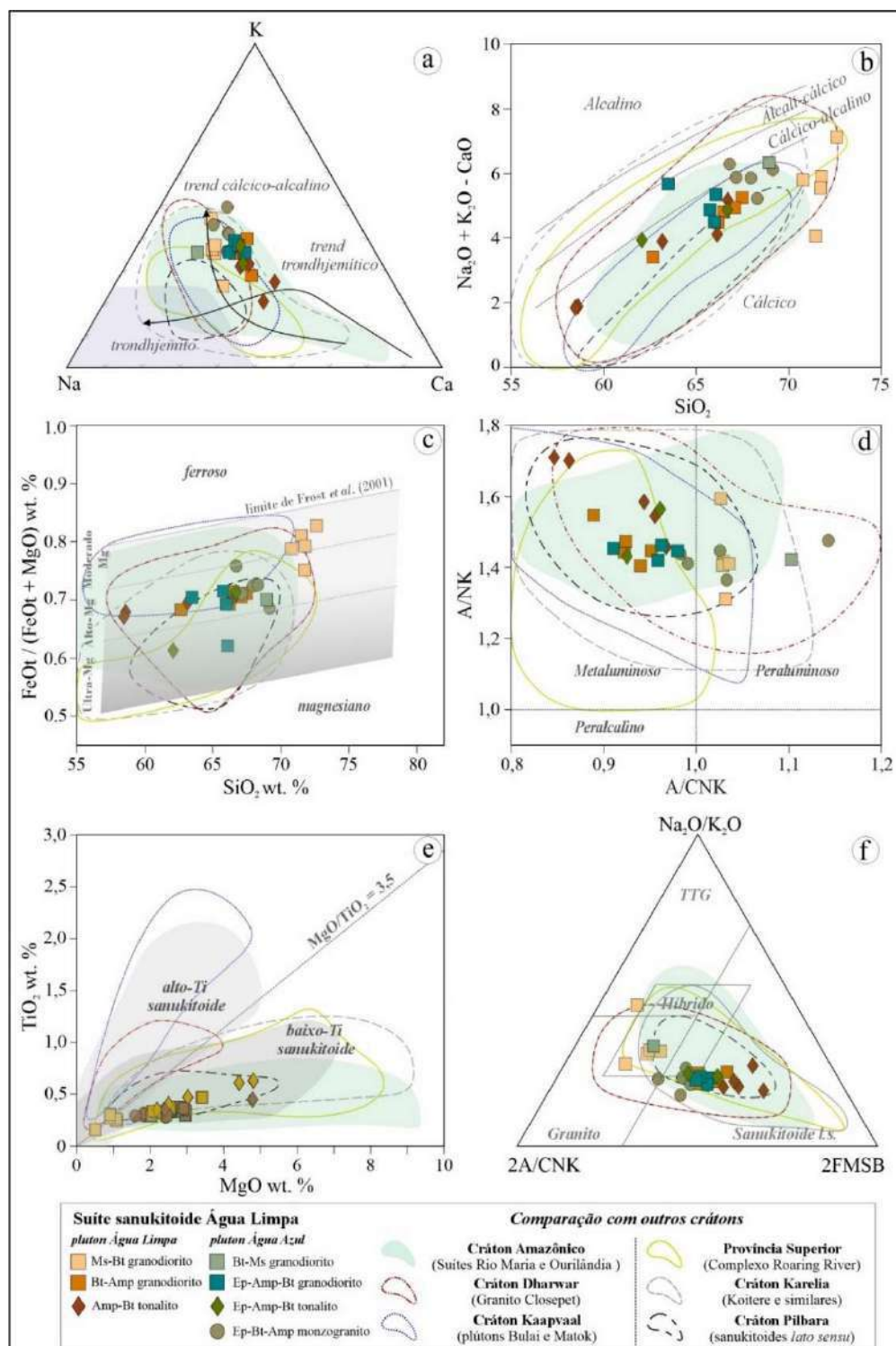


Figura 10 - Diagramas de classificação geoquímica. (a) diagrama ternário K–Na–Ca, com campos baseados em Barker & Arth (1976) e Martin *et al.* (2009); (b) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ vs. SiO_2 ; (c) $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ vs. SiO_2 (com limites de Frost *et al.* 2001 e Terentiev & Santosh 2018); (d) A/NK vs. A/CNK (Shand 1950); (e) TiO_2 vs. MgO ; (f) diagrama ternário $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ vs. 2A/CNK vs. 2FMSB (baseado em Laurent *et al.* 2014).

7.9 GEOCRONOLOGIA U–Pb EM ZIRCÃO IN SITU

7.9.1 Plúton Água Limpa

Uma amostra da variedade biotita-anfibólio granodiorito (ADK-39) e outra do anfibólio-biotita tonalito (SE-17A) foram datadas pelo método U-Pb SHRIMP em zircão, sendo efetuado um ponto de análise em cada grão. Dezesesseis grãos de zircão foram analisados na amostra ADK-39, sendo 15 desses aproveitados (Fig. 11a; Tabela 3). Seguindo os critérios de exclusão de análise, 12 análises definem uma reta discórdia com intercepto superior em 2869 ± 3 Ma (MSWD = 1,2). Reduzindo a discordância para no máximo 2%, temos 8 pontos concordantes que definem uma média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2870 ± 4 Ma (MSWD = 1,6), considerada a idade de cristalização da rocha (Fig. 11b). Além disso, três cristais apresentam idades superiores àquela de cristalização dessa amostra, sendo que duas (3.1 e 12.1) definem uma reta discórdia com intercepto superior em 2918 ± 14 Ma, e apenas o cristal 7.1, detém idade de 3063 ± 6 Ma, interpretadas como herdadas (Fig. 11b).

Na amostra SE-17A, dezessete cristais de zircão foram analisados, com 15 cristais aproveitados (Fig. 11c; Tabela 3). Seguindo os critérios de exclusão, 8 análises foram utilizadas para o cálculo da idade discórdia com intercepto em 2873 ± 4 Ma (MSWD = 1,8) e 3 dessas definem a média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de idade de 2871 ± 4 (MSWD = 0,16), considerada idade de cristalização dessa amostra (Fig. 11d). Uma população de 5 pontos definem uma discórdia subparalela à primeira e com idade de intercepto superior próxima da mesma (2860 ± 11 Ma, MSWD = 0,33), sendo admitido que os mesmos definem uma idade mínima de cristalização para essa amostra. Dois cristais (6.1 e 15.1) definem a curva discórdia com intercepto superior em 2926 ± 12 Ma, considerada idade herdada (Fig. 11d; Tabela 3).

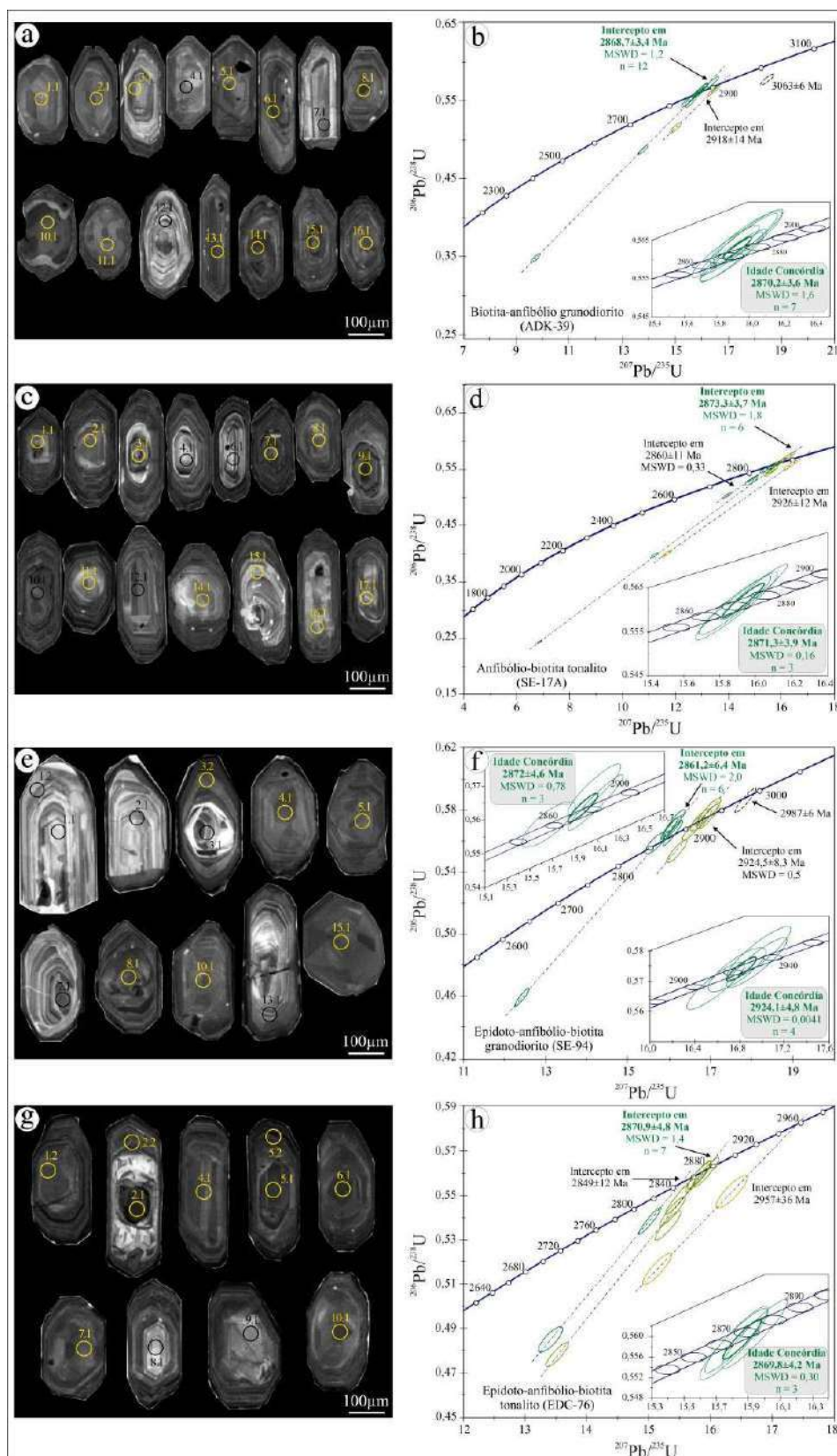


Figura 11 - Diagramas concórdias U-Pb SHRIMP em zircão in situ para os sanukitoides do Subdomínio Sapucaia: Sanukitoide Água Limpa (a) amostra ADK-39, biotita-anfibólio granodiorito; (b) SE-17A, anfibólio-biotita tonalito. Sanukitoide Água Azul (c) amostra SE-94, epidoto-anfibólio-biotita granodiorito; (d) amostra EDC-76, epidoto-anfibólio-biotita tonalito.

Tabela 3 - U-Pb SHRIMP em zircão *in situ* dos sanukitoides mesoarqueanos da Suíte Água Limpa (Subdomínio Sapucaia).

Spot	U	Th	Th/U	f_{206} (%)	Razão isotópica				Idade			Disc.
	(ppm)	(ppm)			$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (%)	ρ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (Abs)	(%)
Sanukitoide Água Limpa - Zircão (variedade: Bt-Anf GrD; amostra ADK-39)												
ADK-39-1.1	193	69	0.37		8.45	2.5	0.34	1.0	0.42	2849	10	48
ADK-39-2.1	159	107	0.69		15.64	0.9	0.56	0.8	0.90	2871	5	0
ADK-39-3.1	176	108	0.63		15.96	1.0	0.56	0.8	0.81	2917	6	1
ADK-39-4.1	123	90	0.75		16.64	1.0	0.57	0.8	0.86	2866	7	-1
ADK-39-5.1	172	136	0.82		15.94	1.0	0.56	1.0	0.95	2866	5	-1
ADK-39-6.1	267	152	0.59		15.48	0.9	0.55	0.8	0.91	2863	6	1
ADK-39-7.1	155	65	0.44		18.35	0.9	0.58	0.8	0.90	3063	6	4
ADK-39-8.1	246	201	0.84		15.86	0.8	0.56	0.8	0.94	2871	4	0
ADK-39-9.1	327	141	0.45		12.79	1.4	0.49	0.8	0.62	2796	9	7
ADK-39-10.1	164	111	0.70		16.03	0.9	0.57	0.8	0.93	2866	5	-1
ADK-39-11.1	174	181	1.08		18.71	3.2	0.53	0.8	0.25	2866	6	12
ADK-39-12.1	129	63	0.50		14.50	1.1	0.51	0.9	0.79	2913	8	9
ADK-39-13.1	252	176	0.72		15.69	0.9	0.55	0.8	0.94	2874	5	2
ADK-39-14.1	218	111	0.53		15.96	0.9	0.56	0.8	0.93	2863	5	0
ADK-39-15.1	179	97	0.56		14.47	1.3	0.54	0.8	0.62	2858	7	1
ADK-39-16.1	167	117	0.72		16.53	0.9	0.58	0.8	0.92	2882	6	-2
Sanukitoide Água Limpa - Zircão (variedade: Anf-Bt Tnl; amostra SE-17A)												
SE-17A-1.1	134	83	0.64		14.11	1.4	0.52	0.9	0.63	2854	10	4
SE-17A-2.1	203	169	0.86		16.08	1.0	0.56	0.9	0.94	2871	5	0
SE-17A-3.1	209	120	0.59		15.45	0.9	0.54	0.8	0.93	2885	5	3
SE-17A-4.1	454	65	0.15		5.95	2.2	0.24	0.7	0.34	2857	6	103
SE-17A-5.1	208	128	0.63		12.23	1.3	0.44	0.8	0.62	2894	9	22
SE-17A-6.1	155	101	0.67		16.09	1.2	0.55	1.1	0.94	2925	6	2
SE-17A-6.2	1339	872	0.67		1.31	17.8	0.15	0.7	0.04	2116	26	118
SE-17A-7.1	335	202	0.62		13.81	0.8	0.50	0.8	0.90	2833	5	8
SE-17A-8.1	185	127	0.71		15.72	0.9	0.56	0.8	0.87	2860	8	0
SE-17A-9.1	418	365	0.90		16.13	0.8	0.57	0.7	0.96	2871	3	0
SE-17A-10.1	429	90	0.22		14.75	0.8	0.53	0.7	0.93	2849	4	3
SE-17A-11.1	135	100	0.76		16.36	0.9	0.57	0.8	0.92	2873	6	-2
SE-17A-12.1	203	151	0.77		15.82	0.8	0.56	0.8	0.94	2869	5	0
SE-17A-13.1	848	446	0.54		3.72	4.7	0.21	0.7	0.16	2445	14	89
SE-17A-14.1	166	153	0.95		15.51	0.9	0.55	0.8	0.91	2880	6	2
SE-17A-15.1	147	47	0.33		10.56	1.9	0.39	1.2	0.63	2916	8	34
SE-17A-16.1	258	65	0.26		10.50	1.2	0.39	0.8	0.63	2859	5	32
SE-17A-17.1	111	59	0.55		15.43	1.0	0.55	0.8	0.89	2851	8	1

7.9.2 Plúton Água Azul

Em todas as amostras analisadas (SE-94 e EDC-76), os cristais de zircão apresentam cor marrom claro a incolor, formas euédricas, hábito prismático e bipiramidal, moderadamente alongado, de comprimento variando entre 200-300 μm , geralmente pouco fraturados, sem inclusão aparente, com zoneamento oscilatório concêntrico e, por vezes, pouco visível. Foram datadas para esse corpo uma amostra da variedade epidoto-anfibólio-biotita granodiorito (SE-94) e uma amostra do epidoto-anfibólio-biotita tonalito (EDC-76), todas pelo método U-Pb SHRIMP em zircão, onde foram feitos dois pontos de análise (núcleo e borda) em alguns cristais.

Na amostra SE-94, dezessete cristais de zircão foram analisados, sendo 10 cristais aproveitados, e dois destes com análise no núcleo e borda (Fig. 11e; Tabela 4). Seguindo os critérios de exclusão de pontos anteriormente exposto, 6 análises forneceram uma reta discórdia com intercepto superior em 2861 ± 6 Ma (MSWD = 2,0) e 3 dessas definem idade

Concórdia em 2872 ± 5 (MSWD = 0,78), considerada idade de cristalização da rocha (Fig. 10f). Uma segunda população composta por 5 pontos (em quatro cristais: 1.1, 1.2, 2.1, 7.1 e 13.1) definem uma discórdia com intercepto superior em $2924,5 \pm 8$ Ma, (MSWD = 0,5), sendo que 4 pontos definem uma idade Concórdia de 2924 ± 5 Ma (MSWD = 0,0041), interpretada como idade herdada. Há ainda um ponto localizado no núcleo de um cristal (3.1) de idade 2987 ± 6 Ma, cujo ponto na borda (3.2) do mesmo cristal forneceu idade de cristalização. Na amostra EDC-76, quatorze cristais de zircão foram analisados, sendo 9 deles aproveitados e dois cristais analisados no núcleo e na borda (Fig. 11g; Tabela 4). Seguindo os critérios de exclusão, 7 análises em seis cristais subsidiaram o cálculo da curva discórdia com intercepto superior em 2871 ± 5 Ma (MSWD = 1,4) e 3 dessas definiram a média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ de idade de 2870 ± 4 (MSWD = 0,30), admitida como idade de cristalização da rocha (Fig. 11h). Duas outras populações foram identificadas, sendo compostas por 2 pontos cada, que tendem a definir discórdias distintas. A mais nova tem intercepto superior em 2849 ± 12 Ma (cristal 2.1, 2.2, núcleo e borda – Fig. 11g) e outra, mais velha, em 2957 ± 36 Ma (cristais 8.1 e 9.1 – Fig. 11g). Esta última está associada a cristais herdados, enquanto a primeira poderia ser provavelmente ocasionada pela abertura do sistema U-Pb.

Tabela 4 - U-Pb SHRIMP em zircão *in situ* dos sanukitoides mesoarqueanos da Suíte Água Limpa (Subdomínio Sapucaia).

Spot	U	Th	Th/U	f_{206} (%)	Razão isotópica				Idade		Disc.	
	(ppm)	(ppm)			$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (%)	ρ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		1σ (Abs)
Sanukitoide Água Azul - Zircão (variedade: Ep-Anf-Bt GrD; amostra SE-94)												
SE-94-1.1	93	41	0.46		16.69	1.0	0.57	0.9	0.90	2918	8	1
SE-94-1.2	80	21	0.28		16.95	1.0	0.58	0.9	0.90	2932	7	0
SE-94-2.1	62	33	0.55		17.03	1.1	0.58	1.0	0.89	2924	8	-1
SE-94-3.1	132	98	0.77		18.11	1.0	0.59	0.9	0.92	2987	6	0
SE-94-3.2	271	161	0.61		12.77	0.9	0.46	0.8	0.93	2794	6	15
SE-94-4.1	192	186	1.00		16.31	1.0	0.57	1.0	0.95	2877	5	0
SE-94-5.1	113	74	0.68		16.22	0.9	0.57	0.9	0.91	2862	7	-2
SE-94-6.1	381	394	1.07		16.88	2.3	0.51	0.7	0.33	2842	11	13
SE-94-7.1	140	93	0.68		17.41	0.9	0.58	0.8	0.90	2921	9	0
SE-94-8.1	190	143	0.77		16.17	0.8	0.57	0.8	0.93	2860	5	-1
SE-94-9.1	136	97	0.74		16.02	1.0	0.56	0.8	0.82	2866	12	-1
SE-94-10.1	184	184	1.03		15.98	0.9	0.56	0.8	0.88	2853	10	0
SE-94-11.1	321	152	0.49		16.78	1.0	0.56	0.9	0.89	2931	12	3
SE-94-12.1	59	37	0.65		17.04	2.1	0.54	1.9	0.92	2879	29	7
SE-94-13.1	136	75	0.57		17.13	1.1	0.56	0.9	0.78	2921	7	3
SE-94-14.1	154	108	0.72		15.68	1.1	0.56	0.9	0.80	2862	12	0
SE-94-15.1	119	72	0.62		16.11	1.0	0.57	0.9	0.90	2865	7	-1
Sanukitoide Água Azul - Zircão (variedade: Ep-Anf-Bt Tnl; amostra EDC-76)												
EDC-76-1.1	173	141	0.84		15.04	0.9	0.53	0.8	0.86	2883	6	4
EDC-76-2.1	412	26	0.06		14.95	0.8	0.54	0.8	0.95	2845	4	2
EDC-76-2.2	287	38	0.14		13.27	1.0	0.48	0.8	0.79	2831	9	11
EDC-76-3.1	172	111	0.67		14.04	1.5	0.52	0.8	0.56	2862	11	5
EDC-76-4.1	206	169	0.85		15.12	0.9	0.54	0.8	0.87	2871	6	3
EDC-76-5.1	248	194	0.81		15.93	0.8	0.56	0.8	0.94	2876	5	0
EDC-76-5.2	340	149	0.45		13.34	0.9	0.48	0.8	0.82	2868	7	14
EDC-76-6.1	237	213	0.93		15.68	1.0	0.55	1.0	0.96	2864	5	1
EDC-76-7.1	156	108	0.71		16.02	0.9	0.56	0.8	0.92	2868	6	0
EDC-76-8.1	107	65	0.63		15.93	1.1	0.52	0.9	0.82	2924	8	9
EDC-76-8.2	803	315	0.41		9.14	0.8	0.34	0.7	0.89	2762	10	47
EDC-76-9.1	105	88	0.87		16.08	1.0	0.55	0.9	0.84	2943	8	4
EDC-76-9.2	1039	296	0.29		6.33	1.2	0.27	0.7	0.60	2566	14	65
EDC-76-10.1	307	273	0.92		15.96	0.8	0.56	0.8	0.95	2868	5	0

7.10 SIGNIFICADO DAS IDADES U-Pb EM ZIRCÃO IN SITU

Em investigações anteriores na área de Água Azul do Norte, a compreensão geocronológica dos plútons Água Limpa e Água Azul estava limitada a técnicas de evaporação de Pb em zircão (Gabriel *et al.* 2010, Sousa *et al.* 2010, Santos *et al.* 2013). Como exemplo Santos *et al.* (2013) e Sousa *et al.* (2010) relataram idades de cristalização de 2884 ± 3 Ma e $2879 \pm 1,3$ Ma, respectivamente, para um granodiorito associado ao plúton Água Limpa. Utilizando o mesmo método de datação, Gabriel *et al.* (2010) determinaram uma idade de 2884 ± 2 Ma para um granodiorito vinculado ao plúton Água Azul (ver Fig. 2). Ambos plútons agora são agrupados como componentes da Suíte Sanukitoide Água Limpa (Nascimento *et al.* 2024, *in press*). Novos dados geocronológicos obtidos empregando o método U-Pb SHRIMP em zircão são consistentes com datações anteriores de ambos os plutons. Os resultados indicam idades médias ponderadas de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2871 ± 4 Ma e 2872 ± 5 Ma para os plútons Água Limpa e Água Azul, respectivamente, que são interpretadas como idades de cristalização

magmática. Essas descobertas são consistentes com as idades regionais de outros sanukitoides dentro da Província Carajás (2,88–2,87 Ga; Silva *et al.* 2022, Oliveira *et al.* 2011). Em contraste com os dados de estudos anteriores, os dados de U-Pb em zircão obtidos pelo método alternativo de datação forneceram restrições geocronológicas mais robustas, revelando populações distintas de zircão. A avaliação dos dados de ambos os plútons revelou três principais populações de zircão com idades médias ponderadas de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 3063 ± 6 Ma, interpretada como a idade dos xenocristais, e 2926 ± 12 Ma, interpretada como a idade herdada do embasamento de afinidade TTG do Subdomínio Sapucaia. Essa herança ocorreu durante a ascensão e a colocação do magma sanukitoide. Uma idade mais jovem com um intercepto superior em 2849 ± 12 Ma foi determinada e interpretada como indicativa da abertura parcial do sistema U-Pb, provavelmente durante um evento metamórfico. Essa idade mais jovem alinha-se com o pico do metamorfismo regional registrado na Província Carajás (2,89–2,84 Ga; Marangoanha *et al.* 2020). A combinação desses resultados com mapeamento de campo e a história petrogenética dessas rochas indica que o período de aproximadamente 2,88–2,87 Ga foi uma fase crucial de crescimento crustal no Subdomínio Sapucaia, marcada pela colocação de magmas juvenis e retrabalhamento crustal (Nascimento *et al.* 2024, *in press*).

Em escala global, as idades disponíveis de sanukitoides sugerem que eles apareceram no registro Arqueano entre 2,92 e 2,53 Ga, com os crátons Amazônico e Pilbara hospedando as ocorrências mais antigas mundialmente (Fig. 12). Em cada região, o magmatismo sanukitoide ocorreu logo após a última fase de magmatismo TTG, mas precedeu ou coincidiu com o magmatismo crustal (por exemplo, Oliveira *et al.* 2011, Heilimo *et al.* 2010, Smithies *et al.* 2004); alternativamente, os sanukitoides emergiram após o último grande período de formação da crosta, mas antes de sua final estabilização (Heilimo *et al.* 2010, Silva *et al.* 2023). O registro mais antigo de TTG (3,07–2,92 Ga) na Província de Carajás compartilha significativas semelhanças com os principais períodos de formação de TTG nos Crátons Pilbara, Karelia e Kaapvaal (Fig. 12). O período a partir de 2,80 Ga é marcado pela intrusão de leucogranitos e granitos híbridos, que foram colocados no embasamento TTG durante eventos tectono-magmáticos significativos, ocorrendo em torno de 2,87 Ga, 2,70 Ga e 2,55 Ga (Moyen 2019). Esses eventos refletem processos de reciclagem da crosta e cristalização de granitos em um contexto geodinâmico associado à evolução da crosta continental durante o Arqueano. Embora esses eventos apresentem tipos e volumes únicos de magmatismo, eles alinham-

se com o registro sanukitoide da Província Carajás, que apresenta granitos cálcico-alcálicos potássicos contemporâneos, além de granitoides híbridos e TTGs enriquecidos (transicionais), associados a um significativo metamorfismo regional (2,89–2,84 Ga; Marangoanha *et al.* 2020). A classificação recente proposta por Moyen (2019) categoriza os granitoides arqueanos em magmatismo tipo C (para crosta) que engloba TTGs arqueanos, TTGs enriquecidos, biotita granitos e granitoides híbridos, além de magmatismo tipo M (para manto), que inclui sanukitoides *stricto sensu* e *lato sensu*. O primeiro originou-se da fusão parcial de uma variedade de fontes crustais, de anfibolitos a rochas metassedimentares, enquanto o último resultou da fusão parcial de uma fonte mantélica enriquecida, sendo o principal agente de enriquecimento o fundido félsico (tipo TTG). Ao longo do Arqueano, fontes crustais evoluídas e manto metasomatizado tornaram-se cada vez mais difundidas em todo o mundo, refletindo a maturação progressiva de segmentos crustais e a estabilização do sistema tectônico global (Moyen *et al.* 2003, Moyen 2019, Silva *et al.* 2023). As descobertas geocronológicas neste estudo contribuem para a compreensão da história geológica arqueana do Subdomínio Sapucaia, que se alinha com as de outras províncias arqueanas mundialmente (Fig. 12). Similar à área de estudo, esses crátons arqueanos apresentam associações típicas de granito–greenstone e granitoides cálcico-alcálicos tardios. Dados geocronológicos indicam que pelo menos três grandes eventos de construção crustal ocorreram aproximadamente em 3,07, 2,8–2,7 e 2,5 Ga e foram distribuídos em dois principais estágios da evolução crustal arqueana (Laurent *et al.* 2014).

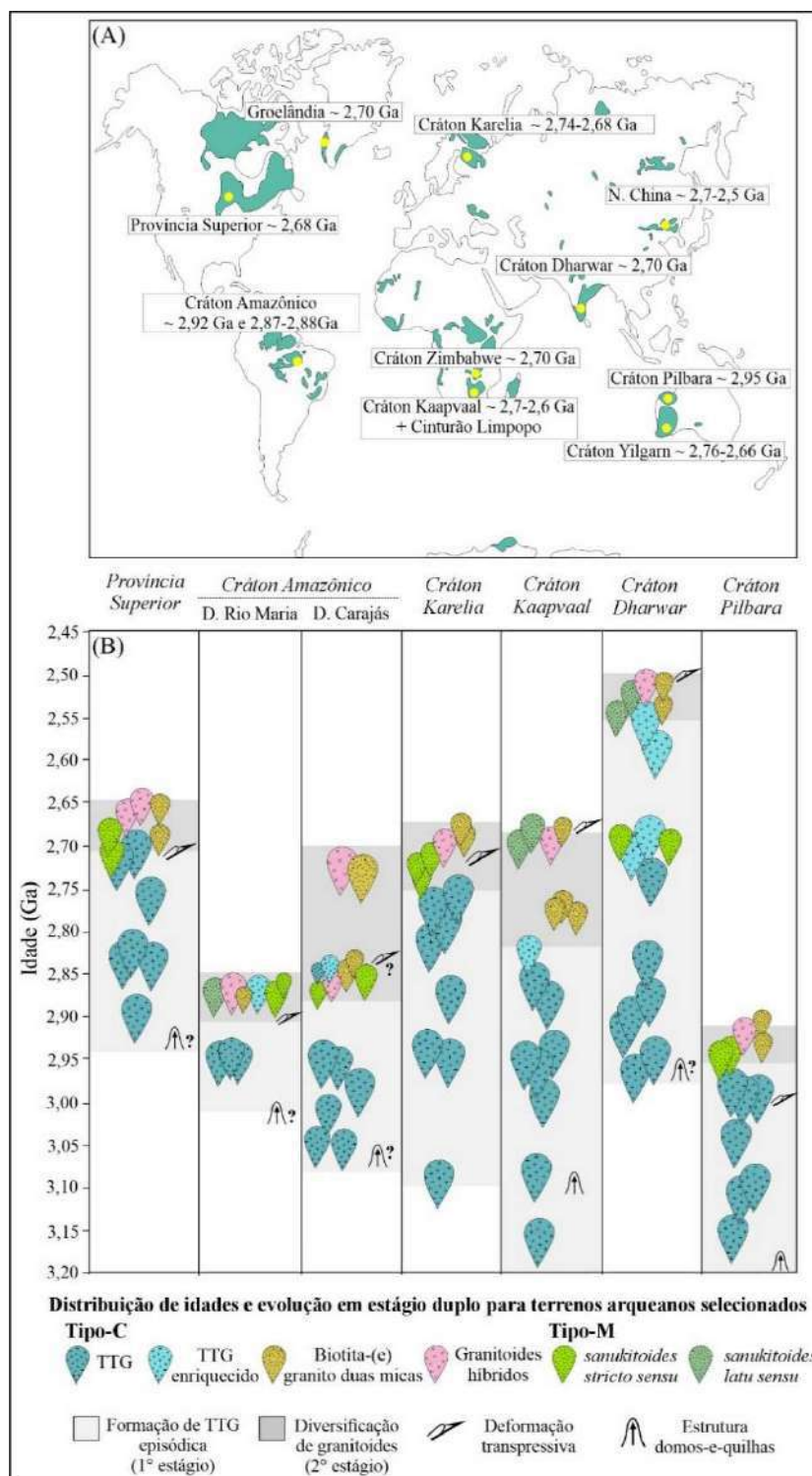


Figura 12 - Topo (A): Mapa de exposição da crosta arqueana em verde (Laurent *et al.* 2014 modificada). Base (B): Crátons selecionados, cuja evolução dos granitoides arqueanos são bem documentada com sua respectiva idade de distribuição dos principais grupos de granitoides arqueanos modificado de Moyon (2019). As fontes dos dados foram: Província Superior (Stevenson *et al.* 1999, Stern *et al.* 1989); Cráton Amazônico (Oliveira *et al.* 2011, Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2022, 2023, Nascimento *et al.* 2024, in press); Cráton Karelia (Heilimo *et al.* 2010, Haala 2005, Lobach-Zhuchenko *et al.* 2008); Cráton Kaapvaal (Laurent *et al.* 2014); Cráton Dharwar (Moyon *et al.* 2003, Joshi *et al.* 2016); e Cráton Pilbara (Smithies & Champion 2000, Smithies *et al.* 2004).

7.11 AFINIDADES PETROLÓGICAS E PROCESSOS PETROGENÉTICOS

Os sanukitoides são uma classe de rochas ígneas que se destacam por suas características geoquímicas singulares e que reflete processos petrogenéticos complexos de formação de crosta durante o Arqueano (Laurent *et al.* 2014). A Suíte Água Limpa, composta pelos plútons Água Azul e Água Limpa, apresentam características geoquímicas típicas dos sanukitoides arqueanos descritos em outros crátons (e.g., Crátons Dharwar, Karelia, Kaapvaal, Província Superior, e Pilbara; Joshi *et al.* 2016, Heilimo *et al.* 2010, Stevenson *et al.* 1999, Smithies *et al.* 2004 e referências relacionadas). No entanto, o alto conteúdo de Al, Ba/Sr, e K₂O dos granitoides da Suíte Água Limpa, sugere uma fonte e condição de fusão mais heterogênea e com complexas interações manto-crosta (Gabriel & Oliveira 2014). Apesar das semelhanças na idade de formação (2,88 Ga) de ambos plútons sanukitoides (Água Azul e Água Limpa), aspecto petrográfico e estrutural, além do comportamento geoquímico afim, que inicialmente enquadram essas rochas em uma mesma suíte magmática, os dois corpos granitoides de afinidade sanukitoides da região de Água Azul do Norte apresentam certas particularidades que justificam a denominação individual para suas ocorrências. Além da separação geográfica, petrograficamente o GAL mostra ser mais enriquecido em minerais máficos e plagioclásio do que o GAA que, por sua vez, contém teores mais elevados de K-feldspato, biotita e epidoto magmático. Algumas diferenças na composição química dessas rochas refletem acima de tudo as variações mineralógicas encontradas nas mesmas. O GAL é mais enriquecido em CaO e Ba, enquanto que no GAA os teores de K₂O e os valores da razão Rb/Sr são ligeiramente mais elevados. Além disso, nota-se no GAL uma variação mais ampla nos teores de SiO₂ (58,4-72,6%) em relação às rochas do GAA (62,0-69,1%), reflexo da ocorrência significativa de rochas mais enriquecidas em quartzo (Ms-Bt-GrdP) e do aspecto mais evoluído do GAL, sugerindo que este possa ter passado por maior grau de diferenciação magmática, com importante fracionamento de anfibólio e biotita, haja vista o aumento significativo da razão La_N/Yb_N e o decréscimo acentuado de Rb nessas rochas em relação às demais fácies. Tais aspectos podem sugerir que esses corpos são provenientes de magmas similares, porém distintos, que evoluíram sob condições semelhantes de cristalização.

Ao redor do mundo, sanukitoides são caracterizados por uma mineralogia rica em feldspato potássico, plagioclásio, biotita, anfibólio e piroxênio, além de minerais acessórios como apatita, zircão e titanita. Quimicamente, destacam-se pelos altos teores

de MgO, Cr e Ni, bem como pelo enriquecimento em elementos litófilos de íon grande (LILEs) como K, Sr e Ba, e empobrecimento em elementos de alto campo de força (HFSEs) como Nb e Ti (Smithies & Champion 2000). Estas características indicam uma fonte mantélica modificada por processos metasomáticos e a possível contribuição de materiais crustais (Moyen *et al.* 2003, Silva *et al.* 2023). Esses granitoides são amplamente aceitos como produtos da fusão parcial de um manto lherzolítico que foi previamente metasomatizado por fluidos ricos em voláteis, possivelmente derivados de zonas de subducção. Este modelo é corroborado por dados geoquímicos que mostram assinaturas isotópicas indicativas de uma fonte mantélica enriquecida (Heilimo *et al.* 2010, Silva *et al.* 2023). A contaminação crustal é um processo crucial na formação dos sanukitoides, conforme indicado por Halla (2005), que tem o papel de enriquecer o magma em elementos litófilos e alterar suas assinaturas isotópicas.

O ambiente tectônico associado à formação dos sanukitoides é geralmente vinculado a zonas de subducção arqueanas. Laurent *et al.* (2014) e Oliveira *et al.* (2011) discutem a possibilidade de que os sanukitoides se formaram em contextos de convergência tectônica, onde a subducção de placas oceânicas e a consequente interação manto-crosta facilitavam a geração desses magmas. Esses ambientes tectônicos são cruciais para entender a dinâmica de formação e evolução dos cratons arqueanos. As assinaturas isotópicas de Nd e Sr, bem como as composições de elementos traço, são consistentes com um modelo de formação envolvendo fusão parcial do manto metasomatizado seguido de interação com a crosta continental (Heilimo *et al.* 2013). Estudos petrogenéticos detalhados são fundamentais para a construção de modelos que expliquem a complexa petrogênese destas rochas e suas implicações para a história geológica da Terra no Arqueano.

7.12 CONSIDERAÇÕES SOBRE MICROTECTÔNICA

Apesar das diferenças na proporção modal entre os diversos granitoides estudados, a mineralogia é pouco variável (Qtz-Plag-Kf-Bt-Hbl-Ep-Tnt), o que denota que dependendo das condições deformacionais impostas a essas rochas, padrões de deformação e aparecimento de microestruturas específicas são observados de acordo com a temperatura e grau de *strain*. Ou seja, embora a mineralogia dos granitoides seja relativamente constante, a maneira como esses minerais respondem à deformação pode variar significativamente com o aumento da temperatura e do grau de *strain* (Passchier &

Trouw 2005; Nebelec & Bouchez 2015). Minerais como o quartzo e o feldspato apresentam comportamentos diferentes durante a deformação. O quartzo, por exemplo, é mais suscetível à deformação dúctil em temperaturas mais altas, desenvolvendo microestruturas como subgrãos e recristalização dinâmica, enquanto os feldspatos, menos dúcteis, tendem a fraturar em condições de deformação mais intensa. Assim, mesmo que a mineralogia seja homogênea, as microestruturas observadas – como foliação, lineação ou bandas de cisalhamento – refletem diferentes mecanismos de deformação. Portanto, a mineralogia monótona implica que a variação nos padrões de deformação e microestruturas específicas não resulta de mudanças na composição mineral, mas sim das condições térmicas e do regime deformacional a que as rochas foram submetidas (Nebelec & Bouchez 2015).

Desta forma é proposto três domínios de deformação principais para a Suíte Água Limpa baseados no esquema de Passchier & Trouw (2005) e Nebelec & Bouchez (2015) (Fig. 12a). O desenho esquemático aborda que, de forma geral, em temperaturas próximas ao *solidus*, os feldspatos tendem a se comportar de forma rúptil (ou a se recristalizar por $BLG \pm SGR$; *bulging* e rotação de subgrão), diferindo do quartzo que tende a se cristalizar por $GBM \pm SGR$ (migração de limite de grão e rotação de subgrão; Fig. 12b). Desta forma, se a estrutura já cristalizada for submetida a uma alta tensão diferencial, enquanto *melt* residual ainda estiver presente nos poros dos cristais, alguns desses cristais serão pressionados uns contra os outros de forma que seus contatos sejam dissolvidos ou endentados. No caso dos feldspatos, pode ocorrer dobramentos enquanto outros podem fraturar, neste último caso, estas fraturas podem ser preenchidas pelo *melt* residual, cuja composição geralmente se aproxima da composição eutética (quartzo e feldspato). A presença de microfraturas em plagioclásio ou anfibólio preenchidas por quartzo neoformado indica que a estrutura do mineral foi deformada na presença de fusão residual, e portanto, antes da cristalização completa do magma. Além disso, feições como “*mica-fish*” caracterizada por cristais de anfibólio alongados e dispostos inclinados em relação à foliação original indicam que esses granitoides foram submetidos a moderado ou intenso cisalhamento. Conforme o aumento da taxa de deformação, o aparecimento de recristalização de quartzo nas bordas do porfiroclasto de plagioclásio torna-se comum, sendo que as maclas deste último tornam-se pouco visível, e prevalece neste caso, uma forte extinção ondulante, confundindo-se com o quartzo.

Domínio de baixa deformação

Em microescala, este domínio é caracterizado pela baixa taxa deformação dos cristais de quartzo e feldspatos, sendo a recrystalização destas fases minerais menos evidente em relação aos demais domínios deformacionais (Fig. 12b). De modo geral, os granitoides apresentam tanto a textura equigranular hipidiomórfica como a porfirítica. Neste último caso, fenocristais de feldspato alcalino e plagioclásio apresentam granulação média (1-2 mm) subidiomórfico, podendo estar fracamente a moderadamente alinhados de acordo com a foliação da rocha. Quartzo primário é o mais comum (Qtz₁) caracterizado por cristais hipidiomórficos a xenomórfico (1-3 mm) com extinção levemente ondulante. Este mineral também pode apresentar contato interlobado com plagioclásio (Qtz₂) relacionado à migração de limite de grão (GBM – *grain boundary migration*), que se torna mais frequente em zonas de mais alta deformação. Agregados policristalinos (subgrãos) de quartzo (Qtz₃) bordejando os fenocristais de feldspatos são raros. O contato entre os feldspatos, quartzo e minerais ferromagnesianos é, em geral, retilíneo, porém a presença de migração de limite de grãos causa um crescimento de pequena amplitude nos cristais de quartzo, produzindo grãos de formato irregular. A deformação em baixa temperatura é evidenciada pela presença de *kinks-bands* e fraturas no plagioclásio, além de forte maclamento tipo xadrez na microclina e albitização no feldspato alcalino. A biotita ocorre bem preservada, sem evidências de cloritização.

Domínio de deformação intermediária

É caracterizado pelo aumento progressivo de rotação de subgrãos (SGR – *subgrain rotation*) e *bulging*. Neste caso, os porfiroclastos de feldspatos apresentam formato ocelar ou amendoado, com sombras de pressão nas extremidades (Fig. 12c). O quartzo e biotita exibem um formato alongado disposto paralelamente à foliação e comumente formam *ribbons*. Os demais minerais (anfíbólio, opacos, titanita, epídoto) ocorrem como agregados prismáticos de granulação fina (< 1 mm) na matriz. O contato entre plagioclásio-quartzo é frequentemente lobado e cúspide, indicativo de que a recrystalização via migração de limite de grão atingiu temperaturas ≥ 500 °C (Stipp *et al.* 2002) provavelmente em condições de fácies anfibolito superior (Gower & Simpson 1992). A presença de microfraturas nos porfiroclastos de feldspato é incomum, e pode indicar que a temperatura pelo qual a rocha foi submetida ao longo do cisalhamento não caiu significativamente abaixo de 500 °C (Passchier & Trouw 2005).

Domínio de alta deformação – protomilonito

Caracteriza-se pela proporção entre matriz/porfiroclasto $\approx 10\%$ (Passchier & Trouw 2005, Trouw *et al.* 2010) com cristais de quartzo recristalizados inferiores $< 0,5$ mm e presença pervasiva de *bulging* bordejando os porfiroclastos de plagioclásio (Fig. 12d). Os protomilonitos são formados nas zonas afetadas por alta taxa de deformação associada à zona de cisalhamento de direção W-E que corta a região de estudo. Essas estruturas são associadas a movimentos transcorrentes sinistrais com inversão local da cinemática, marcada por estruturas de contração (arrasto) e rotação de porfiroclastos/enclaves. A deformação de caráter cristal-plástica é evidenciada pela extinção ondulante do quartzo e intensa cominuição, originando uma estrutura do tipo “manto-e-núcleo”, melhor desenvolvida na microclina, e que indica condições de deformação acima de $500\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Passchier & Trouw 2005). A formação de subgrão ou neogrão em feldspatos, quartzo e biotita (≥ 1 mm) ocorre nos espaços intergranulares ou preenchendo microfraturas nos feldspatos e anfibólio. Plagioclásio exhibe maclamento albita e albita-Carlsbad comumente pouco visível, com alterações para sericita e epidoto. A textura mimerquita é encontrada nas bordas do contato entre os cristais de feldspato alcalino e quartzo. Quartzo ocorre comumente como agregados policristalinos (subgrãos - Qtz₃) bordejando os porfiroclastos recristalizados de feldspato, no qual pode ocorrer também com aspecto alongado formando *ribbons*. A biotita exhibe aspecto textural de forte cloritização, associada com minerais como titanita, opacos, epidoto, alanita, e por vezes, anfibólio. A última fase de deformação foi responsável pela transposição das estruturas pretéritas (em especial a foliação) e pela geração de clivagem de crenulação associada com bandas de cisalhamento e *boudinage*, relacionada a um evento compressivo de cinemática dextral. Tais aspectos divergem claramente do que é descrito para os sanukitoides mesoarqueanos do Domínio Rio Maria, o que implicaria diferenças significativas em termos deformacionais entre estes e os sanukitoides mesoarqueanos do Domínio Carajás aqui estudados.

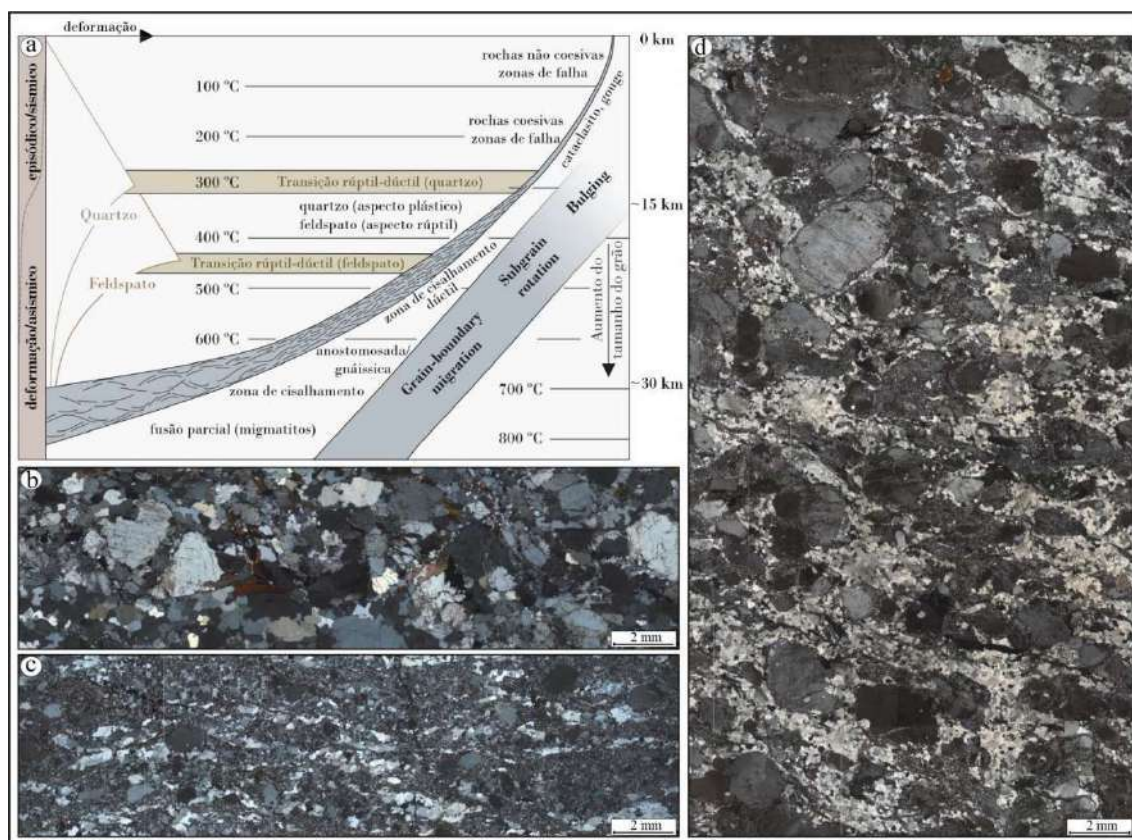


Figura 13 - Feições microestruturais dos sanukitoides mesoarqueanos do Subdomínio Sapucaia: (a) diagrama esquemático mostrando a relação entre temperatura, grau de deformação e formação de microestruturas (Passchier & Trouw 2005, modificado); (b) exemplo de microestrutura da zona de mais baixa deformação, onde a migração de limite de grão (GBM) é comum na borda do quartzo; (c) exemplo de zona de intermediária deformação caracterizada por formato de porfiroclastos amendoados bordejados por quartzo recrystalizado e levemente cominuído; (d) protomilonito encontrado em zona de alta deformação com microestrutura definida por porfiroclastos de feldspatos bordejados por quartzo recrystalizado e fortemente cominuído, com presença de estruturas de *bulging* e rotação de subgrão. Notar que o quartzo está praticamente substituído por agregados recrystalizados e cominuídos.

7.13 MECANISMOS DE ASCENSÃO E COLOCAÇÃO

Sanukitoides são frequentemente localizados próximos a limites tectônicos ou associados a zonas de cisalhamento em terrenos arqueanos ao redor do mundo (Moyen *et al.* 2003). Contudo, seus padrões estruturais de campo raramente são bem documentados, pois geralmente são obliterados ou transpostos por episódios tectonotermiais tardios, resultando em deformação homogênea e metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão em extensas regiões (Moyen *et al.* 2003, Laurent *et al.* 2014). A análise dos dados de campo e microestruturais dos plútons sanukitoides, juntamente com a descrição do padrão de foliação nas rochas encaixantes, pode fornecer informações valiosas sobre os mecanismos de ascensão e colocação dos magmas que originaram essas rochas (Passchier & Trouw 2005, Nedelec & Bouchez 2015, Vernon 2008). Compreender as condições de

deformação dos sanukitoides na área de Água Azul do Norte pode ajudar a elucidar seu significado tectônico no contexto regional da Província Carajás.

O padrão de deformação observado indica que os sanukitoides da Suíte Água Limpa foram colocados na crosta por intrusão sincinemática e deformados durante um encurtamento horizontal regional N-S, associado à um regime tectônico transpressivo na Província Carajás. Este regime foi crucial na deformação dos sanukitoides durante as fases magmáticas e de estado *solidus*. Um evento subsequente, provavelmente causado pela reativação de zonas de cisalhamento ou pela colocação de granitoides sintectônicos, resultou em deformação *subsolidus*, contribuindo para as características deformacionais gerais das rochas estudadas (Nascimento *et al.* 2024, *in press*). A interpretação das microestruturas indica que a deformação contínua em estado *solidus* de alta temperatura acompanhou o processo de colocação, resultando em recristalização estática observada tanto no quartzo quanto nos feldspatos (Vernon 2008, Passchier & Trouw 2005). Estruturas magmáticas e submagmáticas podem ser significativamente influenciadas por tensões tectônicas regionais, levando a uma complexa interação entre processos de deformação e cristalização. Esses processos são fundamentais para a compreensão da evolução estrutural e térmica dos plútons, destacando a importância da deformação em alta temperatura na recristalização dos minerais constituintes e na evolução das microestruturas dos plútons estudados.

Devido ao seu padrão estrutural e localização ao longo da zona de cisalhamento E-W que delimita dois terrenos geotectônicos distintos, sugere-se que os mecanismos de ascensão dos magmas que deram origem aos sanukitoides estudados foram controlados por processos tectônicos regionais de reativação de zonas de cisalhamento translitosféricas. Com base na taxa de dissolução de epidoto magmático, Nascimento *et al.* (2023) estimaram que a taxa de transporte do magma sanukitoide parental da Suíte Água Limpa variou aproximadamente 1.481 a 13.333 m/ano. Eles indicaram que provavelmente uma rede estruturalmente controlada de condutos, associada à migração pervasiva de magma em escala mesoscópica durante a fase de deformação ativa das zonas de cisalhamento, e secundariamente diques de pequena escala, atuaram como condutos para a transferência de magma através de pulsos distintos que se cristalizaram posteriormente antes de atingir a crosta continental. A construção desses plútons requer injeções de vários pulsos derivados do manto e da crosta em um curto intervalo de tempo,

com a criação do espaço provavelmente controlada pela translação lateral das rochas encaixantes (Nedelec & Bouchez 2015, Passchier & Trouw 2005).

7.14 SIGNIFICADO TECTÔNICO

Embora os modelos de tectônica vertical tenham sido vistos por muito tempo como a antítese arcaica da tectônica de placas, essa é uma falsa dicotomia, pois os dois estilos tectônicos não são mutuamente excludentes, e evidências de tectônica vertical e horizontal coexistentes agora são reconhecidas no registro arqueano (Van Kranendonk 2010, 2011, Bédard *et al.* 2013, Bédard & Harris 2014). Portanto, a questão chave não é se havia tectônica vertical ou de placas no Arqueano, mas se a tectônica horizontal é capaz de explicar a retenção de Nb e Ta na fonte, assim como o relativo enriquecimento de LILE (Ba e Sr), Cr e Ni nos magmas, assinatura tipicamente observada tanto nos sanukitoides arqueanos, quanto nos pós-arqueanos. Boa parte dos pesquisadores argumentam que as assinaturas geoquímicas dessas rochas são melhor explicadas pela subducção operando desde o Mesoarqueano, e que seria 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.* 2009, Condie 2018) e fluidos poderiam enriquecer o magma em elementos litófilos. Nas rochas estudadas e nos demais granitoides arqueanos da Província Carajás, essa assinatura é identificada, sugerindo a ocorrência de fusão parcial da placa ou do manto em níveis profundos, durante ou após subducção. Portanto, apesar do momento da operação da tectônica de placas ainda ser altamente controverso, a subducção de alto ângulo é considerada o mecanismo mais favorável para gerar sanukitoides cálcico-alcálico rico em Mg como os estudados na Suíte Água Limpa porque o peridotito da cunha do manto poderia ser metasomatizado por fusão derivada de sedimentos ou da crosta subductante (possivelmente fusão de TTG) produzida através da subducção de alto ângulo, sendo este modelo mais acessível se comparado ao regime vertical (Laurent *et al.* 2014). A outra razão é que a subducção de alto ângulo poderia fornecer um calor adicional necessário para a fusão parcial do manto metasomatizado (enriquecido) através do recuo (rollback) ou quebra da crosta subductante rígida, o que é difícil de ser feito pela subducção de ângulo raso ou pelo regime vertical (Brown *et al.* 2020).

Desta forma, os sanukitoides poderiam ser formados sob condições de: (i) desacoplamento da placa subductada que causaria um influxo da astenosfera do manto

sob o prisma orogênico, resultando em uma anomalia térmica e fusão parcial do manto litosférico metassomatizado; (ii) espessamento crustal desenvolvido pela amalgamação de arcos ou protocontinentes; (iii) recuo ("rollback") do manto litosférico na placa subductada; ou (iv) delaminação do manto litosférico subcontinental sob a placa superior (Van Kranendonk 2010, 2011, Laurant *et al.* 2014). Almeida *et al.* (2011) indicaram que no Domínio Rio Maria, um evento térmico relacionado ao desacoplamento da placa e à ascensão da astenosfera induziu a fusão do manto metassomatizado, gerando magmas sanukitoides. Este modelo parece ser coerente para os granitoides da Suíte Água Limpa, similar àquela proposta por Silva *et al.* (2022) para o Complexo Sanukitoide de Ourilândia do Norte. Assim, o modelo de estágio duplo proposto por Silva *et al.* (2022) se adequa também para a área de Água Azul do Norte. Os autores indicaram que: (i) o primeiro estágio (3,07–2,92 Ga) apresenta características de subducção de baixo ângulo com colocação episódica de fusão de placa (formação de magma tipo TTG) e consequente início de metasomatismo da cunha do manto; e (ii) o segundo estágio (2,89–2,84 Ga) é caracterizado por uma subducção de alto ângulo, associado à colisão transpressiva definida pelo pico do metamorfismo regional (Marangoanha *et al.* 2020). Isso desencadeou espessamento crustal e retrabalhamento litosférico causado pelo rompimento da placa e soerguimento da astenosfera, que geraram grandes volumes de magmas derivados do manto (sanukitoides) e da crosta (granitos) em um curto espaço de tempo (~2,88 Ga). Portanto, a formação dos sanukitoides ocorreu no segundo estágio tectônico associado a subducção de alto ângulo. Tal processo de metassomatismo do manto e hibridização, assim como as assinaturas geoquímicas dos granitoides da Suíte Água Limpa, dificilmente poderiam ser explicadas sem envolvimento de subducção prévia.

7.15 CONCLUSÕES

(i) A Suíte Água Limpa é formada pelos plútons Água Limpa e Água Azul, que ocorrem encaixados na zona de cisalhamento E-W que delimita os Domínios Carajás e Rio Maria. Eles são intrusivos nas sequências supracrustais do Grupo Sapucaia, TTGs e ortognaisses que compõem o embasamento do Subdomínio Sapucaia. Em relação aos leucogranodioritos, as evidências de campo apontam que essas rochas sejam intrusivas nos sanukitoides.

(ii) Em termos estruturais, os mecanismos de deformação atuantes sobre as rochas estudadas foram o de recuperação e recristalização, originando uma foliação anastomosada de direção principal E-W, mergulhando com moderado a alto ângulo para sul e norte. As porções centrais dos batólitos representam domínios de menor deformação, enquanto, aquelas próximas às bordas representam domínios de maior deformação formando milonitos. A forma alongada dos plútons combinada com as observações meso- e microestruturais indicam origem sin-tectônica para as rochas estudadas, sob moderada a alta temperatura ($> 500\text{ }^{\circ}\text{C}$; compatível com fácies xisto verde alto a anfibolito baixo), alto esforço diferencial e taxa de deformação, em regime transpressivo sinistral, controlado predominantemente por cisalhamento simples.

(iii) Em termos geoquímicos, as rochas estudadas são classificadas como cálcico-alcalinas alto-K, metaluminosas e magnesianas, exibindo alto conteúdo de Mg#, Ni, Cr, Ba e Sr, denotando afinidades com a Suíte Sanukitoide Rio Maria e Complexo Ourilândia do Norte, que foram admitidos como produto de diferenciação de um magma máfico parental derivado de fusão parcial do manto previamente metassomatizado por slab melt.

(iv) Os plútons Água Limpa e Água Azul apresentam idades de cristalização de $2870 \pm 4\text{ Ma}$ e $2872 \pm 5\text{ Ma}$, respectivamente, e que confirmam sua correlação com os demais sanukitoides descritos na Província Carajás.

As evidências petrológicas e estruturais sugerem que a estabilização do segmento de crosta estudado ocorreu em cenário paleotectônico análogo ou similar 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), com a colocação do magma condicionada por fluxo penetrativo.

REFERENCES

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Review*, **17**(1–2):1–29.
- Almeida J.A.C., Dall’Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of the Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, **187**(1–2):201–221.
- Almeida J.A.C., Dall’Agnol R., 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.
- Althoff F.J., Barbey P., Boullier A.M. 2000. 2.8–3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Research*, **104**:187–206.
- Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. 1991. Serra dos Carajás, Folha SB.22-Z-A, Estado do Pará, escala 1:250.000. In: 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, Brasília, CPRM, 135 p.
- 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.
- Barker F. & Arth J.G. 1976. Generation of trondhjemitic–tonalite liquids and Archean bimodal trondhjemitic–basalt suites. *Geology*, **4**:596–600.
- Bédard J.H. & Harris L.B. 2014. Neoarchean disaggregation and reassembly of the Superior craton. *Geology*, **42**:951–954.
- Bédard J.H., Harris L.B., Thurston P. 2013. The hunting of the snArc. *Precambrian Research*, **229**:20–48.
- Bowden P., Batchelor R.A., Chapell B.W., Didier J., Lameyre J. 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Physics. Earth Planet. Sci.*, **35**:1–11.
- 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-ICPMS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, **205**(1):115–140.
- Brown M., Johnson T., Gardiner N.J. 2020. Plate tectonics and the Archean Earth. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **48**:291–320.

Cordani U.G., Sato K., Teixeira W., Tassinari C.C.G., Basei M.A.S. 2000. Crustal evolution of the South American platform. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, *Anais[...]*. p. 19–40.

Condie K.C. 2018. A planet in transition: The onset of plate tectonics on Earth between 3 and 2 Ga? *Geosci. Front.*, **9**:51–60.

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 Neoarchean 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., 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[...]*. 18 p.

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.

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

Felix W.Q., Oliveira D.C., Silva L.R., Silva F.F. 2020. Charnockites from Carajás Province, SE Amazonian Craton (Brazil): Petrogenetic constraints and intensive crystallization parameters. *Journal of South American Earth Sciences*, **101**:102–598.

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.

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., 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. Belém, *Anais[...]*. p. 35–42.

Gower R.J.W. & Simpson C. 1992. Phase boundary mobility in naturally deformed, high-grade quartz feldspathic rocks: evidence for diffusional creep. *Journal of Structural Geology*, **14**(3):301–313.

Halla J. 2005. Late Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in the Southern Karelian domain, Eastern Finland. *Lithos*, **79**:161–178.

Heilimo E., Halla J., Andersen T., Huhma H. 2013. Neoarchean 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., Holttä P. 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoarchean western Karelian Province (Finland). *Lithos*, **115**:27–39.

Joshi K.B., Bhattacharjee J., Rai G., Halla J., Ahmad T., Kurhila M., Heilimo E., Choudhary A.K. 2016. The diversification of granitoids and plate tectonic implications at the Archaean–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 Archaean Cratons*. London, Geological Society, **449**:123–157.

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.

Leite-Santos P.J.S. & 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.

Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova J., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmidt R., Sørensen H., Woolley A.R. 2002. Igneous rocks: a classification and glossary of terms. *In*: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. London, Cambridge University Press, 236 p.

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 Late Archean, highly potassic, sanukitoid pluton from the Baltic Shield: insights into Late Archean mantle metasomatism. *J. Petrol.*, **49**:393–420.

Ludwig K. 2009. *SQUID 2: A User's Manual*. London, Berkeley Geochronology Center, 110 p.

Marangoanha B., Oliveira D.C., Galarza M.A., Marques G.T. 2020. Crustal anatexis and mantle-derived magmas forming Neoarchean A-type granitoids in Carajás Province, northern Brazil: Petrological evidence and tectonic control. *Precambrian Research*, **338**:105–585.

Martin H., Moyen J.F., Rapp R.P. 2009. The sanukitoid series: magmatism at the Archaean–Proterozoic transition. *Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinb.*, **100** (1–2):15–33.

McDonough W.F. & Sun S.S. 1995. Composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120** (3–4):223–253.

Moyen J.F. 2019. Archean granitoids: classification, petrology, geochemistry and origin. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, **489**: 415–433.

Moyen J.F., Martin H., Jayananda M., Auvray B. 2003. Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Res.*, **127** (1–3):103–123.

- Nascimento A.C., Oliveira D.C., Gabriel E.O., Leite-Santos P.J. 2024. Geology, geochemistry, and zircon SHRIMP U–Pb geochronology of Mesoarchean high-Mg granitoids: Constraints on petrogenesis, emplacement timing, and deformation of the Água Limpa suite in the Carajás Province, SE Amazonian Craton. *The Geological Society of London*, **6**(2):1–30.
- Nascimento A.C., Oliveira D.C., Gabriel E.O., Marangoanha B., Silva L.R., Aleixo E.C. 2023. Mineral chemistry of the Água Limpa suite: Insights into petrological constraints and magma ascent rate of Mesoarchean sanukitoids from the Sapucaia terrane (Carajás Province, southeastern Amazonian Craton, Brazil). *J. S. Am. Earth Sci.*, **132**:104–683.
- Nedelec A. & Bouchez J.L. 2015. *Granites: petrology, structure, geological setting, and metallogeny*. New York, Oxford University Press, 352 p.
- 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 M.A., Dall’Agnol R., Almeida J.A.C. 2010. Petrology of the Mesoarchean Rio Maria suite: implications for the genesis of sanukitoid rocks. *J. Petrol.*, **51**:2121–2148.
- Oliveira D.C., Silva L.R., Nascimento A.C., Marangoanha B., Gabriel E.O., Leite-Santos P.J., Machado J.R.M., Felix W.Q., Silva L.C., Santos R.F.S. 2023. Revisão litoestratigráfica com implicações para compartimentação tectônica da Província Mineral de Carajás, sudeste do Cráton Amazônico. In: 17º Simpósio de Geologia da Amazônia, Santarém, 434–441 p.
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Germany, Springer, 366 p.
- 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.
- Polat A. & Hofmann A.W. 2003. Alteration and geochemical patterns in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland. *Precambrian Res.*, **126**:197–218.
- 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.
- 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*, **9** (3):597–633.
- 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.
- 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, 169–226 p.

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. *J. S. Am. Earth Sci.*, **72**:279–301.

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*, **8** (3): 325–354.

Shand S.J. 1950. *Eruptive rocks, their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits*. London, Thomas Murby, 488 p.

Silva L.R., Oliveira D.C., Galarza M.A., Nascimento A.C., Marangoanha B., Marques G.T. 2023. Zircon U–Pb–Hf isotope and geochemical constraints on the petrogenesis and tectonic setting of Mesoarchean granitoids from the Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **398**:107–204.

Silva L.R., Oliveira D.C., Nascimento A.C., Lamarão C.N., Almeida J.A.C. 2022. The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás Province, Amazonian Craton: petrogenesis, zircon U–Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications. *Lithos*, **433**:106–901.

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. *J. S. Am. Earth Sci.*, **100**:102–568.

Smithies R.H., Champion D.C., Sun S.S. 2004. Evidence for Early LREE-enriched Mantle Source Regions: Diverse Magmas from the c. 30 Ga Mallina Basin, Pilbara Craton, NW Australia. *Journal of Petrology*, **45**(8):1515–1537.

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. *J. Petrol.*, **41** (12):1653–1671.

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[...]*, p. 12-24.

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.

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

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.

Stevenson R., Henry P., Gariépy C. 1999. Assimilation– fractional crystallization origin of Archaean sanukitoid suites: Western Superior Province, Canada. *Precambrian Research*, **96**:83–99.

Stipp M., Stünitz H., Heilbronner R., Schmid S.M. 2002. The Eastern Tonale fault zona: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 205 to 700°C. *Journal of Structural Geology*, **24**:1861–1884.

Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 2004. Evolução tectônica do cráton amazônico. Neves Brito, B.B. (Org). *In*: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. (Eds.), *Geologia do continente Sul-Americano*, São Paulo, BECA, 471–486 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. S. Am. Earth Sci.*, **88**:238–252.

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*, **315**:669–682.

Van Kranendonk M.J. 2011. *Onset of Plate Tectonics*. New York, Science, 413–414 p.

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.

Vernon R.H. 2008. *A practical guide to rock microstructure*. London, Cambridge University Press, 594 p.

Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG. *In*: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Belém, CPRM, 329 p.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Diversos mapeamentos geológicos na escala de semidetalhe (1:25.000 e 1:50.000) foram realizados nos últimos anos no Subdomínio Sapucaia pelo GPPG/UFPA, o que permitiu um significativo avanço no conhecimento geológico da porção sul do Domínio Carajás. Estes estudos individualizaram rochas anteriormente integradas ao Complexo Xingu e Suíte Plaquê, tais como associações TTG, sanukitoides, granitos potássicos, leucogranodioritos-granitos alto Ba-Sr, anfibolitos, *greenstone belts*, além de granitos neoarqueanos relacionados a Suíte Vila Jussara e o Granodiorito Velha Canadá. Os granitoides mesoarqueanos são as rochas de interesse desta tese, cuja compilação dos dados geológicos, estruturais, petrográficos e geoquímicos, contribuíram para a reavaliação de seus aspectos de campo e reclassificação das unidades que constituem o embasamento do Subdomínio Sapucaia. Nesta tese, os TTG do embasamento do Subdomínio Sapucaia foram reclassificados para gnaisses e agrupados no Complexo gnáissico-migmatítico Caracol, devido apresentarem feições de fusão parcial.

As estruturas migmatíticas identificadas foram: i) paleosoma formado por gnaisse de composição tonalítica-trondhjemítica e anfibolito; ii) leucosoma de composição quartzo-feldspática; iii) biotita melanosoma; iv) neosoma não-segregado de composição granodiorítica. As principais morfologias reconhecidas são: i) *patch* metatexito; ii) *dilation a net-structured* metatexito; iii) *stromatic* metatexito; iv) *schollen* e *schlieren* diatexito, constituído por *rafts* de anfibolitos parcialmente digeridos. Essas estruturas são frequentemente seccionadas por veios quartzo-feldspáticos e diques máficos. A assimetria dos *schollen* diatexitos, com formação de *rafts* boudinados e, acumulação de leucosoma nos sítios *interboudins*, indica um componente de cisalhamento síncrono a fusão parcial. Em escala microscópica, a presença de uma fase peritética hidratada, tal como o anfibólio e biotita, no contato entre leucosoma e melanosoma, evidencia a ação de fluidos durante a fusão parcial. A paragênese mineral formada por quartzo, plagioclásio cálcico, anfibólio ± piroxênio, biotita e epídoto, indica metamorfismo de médio a alto grau, na fácies anfibolito superior. Estas condições metamórficas corroboram com a presença de texturas de desequilíbrio, tais como formas lobadas e junções cúspides. As assembleias minerais de baixa temperatura, compostas por clorita, sericita, epídoto secundário e carbonatos, constituem evidência adicional em favor de metamorfismo associado à ação de fluidos hidrotermais.

De acordo com os dados estruturais disponíveis no Subdomínio Sapucaia, a deformação na área estudada exhibe caráter heterogêneo, evidenciado pela forte partição de *strain*, dividindo setores onde a deformação é mais intensa, marcada pela presença da foliação dúctil associada a bandas de cisalhamento dúcteis e foliações de transposição; e setores com

menor intensidade de deformação, onde ocorrem rochas parcialmente preservadas, como granitoides fracamente foliados a isotrópicos. A foliação dúctil exibe orientação principal E-W e NW-SE, com mergulhos em sua maioria subverticais. O bandamento composicional é concordante ao *trend* regional E-W a NW-SE. As variações no caimento e orientação da lineação de estiramento refletem partição da deformação, ora dominada por cisalhamento puro, quando vista com caimentos médios até altos; ora composta principalmente pela componente de cisalhamento simples, a qual é definida pela orientação dominante E-W a ESE-WNW, com caimentos em geral de baixo ângulo. Este padrão deformacional reflete atuação de transpressão sinistral particionada. Os diques e corpos máficos são orientados principalmente nas direções N-S e NE-SW. Os indicadores cinemáticos em meso- e microescala, tais como assimetria de porfiroclastos rotacionados, sombras de pressão ou de caudas de recristalização, são concordantes com o sentido de cisalhamento sinistral da transpressão. Nos domínios de alta deformação, associados à influência de zonas de cisalhamento, é observado protomilonitos, com presença de quartzo *ribbons*, e intensa recristalização da mineralogia.

A assinatura geoquímica dos granitoides estudados permite distingui-los em quatro grupos principais: (i) TTGs e gnaisses são caracterizados pela alta razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, caráter cálcico, moderadamente peraluminosos ($1,0 \leq A/\text{CNK} \leq 1,1$), com moderado a baixo conteúdo de minerais ferromagnesianos ($\text{FeOt} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 \leq 5\text{-}7\%$), sendo subdivididos em termos da razão La/Yb ou Sr/Y ; (ii) sanukitoides apresentam alto conteúdo de Mg, Cr, Ni, e LILE (Ba, Sr), metaluminosos ($0,7 \leq A/\text{CNK} \leq 1,0$), caráter cálcico-alcalino, com variação no conteúdo de sílica, porém estendendo-se para composições predominantemente máficas; (iii) granitos potássicos são aqueles com acentuado conteúdo de álcalis ($A/\text{CNK} > 1$) e sílica ($\text{SiO}_2 \geq 65\%$), peraluminosos, cálcico-alcalino, clara assinatura potássica ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 0,5$), além de baixo conteúdo de óxidos ferromagnesianos ($\text{FeOt} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 \leq 4\%$); e (iv) granitos alto Ba-Sr apresentam assinatura geoquímica destoante dos demais, geralmente plotando entre os campos cálcico e alcalino, com moderado conteúdo de Mg e alto conteúdo de Na, aqui nesta tese, são integradas ao magmatismo sódico. As similaridades geoquímicas e geocronológicas com as rochas de Rio Maria aproximam a história evolutiva destes dois segmentos crustais. Por outro lado, a área de estudo registra a atuação de processos deformacionais, em resposta à intensa atuação de eventos tectonomagmáticos do Domínio Carajás, e que são ausentes em Rio Maria.

Os dados geocronológicos obtidos pelos métodos U-Pb SHRIMP e LA-Q-ICP-MS em zircão indicam que os gnaisses se cristalizaram em torno de 2,95-2,93 Ga, o que se aproxima de rochas composicionalmente similares descritas para o Terreno granito-

greenstone de Rio Maria. As idades mais jovens em 2,87-2,84 Ga obtidas em cristais de zircão de TTG (Água Fria), sanukitoides (Suíte Água Limpa) e granitos potássicos (Granito Xinguara), pelo mesmo método, foram relacionados ao segundo período de crescimento crustal no Subdomínio Sapucaia, e que coincide com o período de retrabalhamento do embasamento arqueano da Província Carajás. Dados isotópicos de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ e $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ revelaram valores variando de -3.3 a +2.1, idade modelo Hf- T_{DM}^C entre 3,2 e 2,8 Ga para as rochas do embasamento do Subdomínio Sapucaia. Para os sanukitoides também foram obtidos dados de oxigênio em zircão e Pb em feldspato que permitiram discutir o papel da contaminação crustal no magma. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ variando entre 5.0 e 7.6 ‰ e alta razão isotópica de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ em feldspato potássico ($\mu > 10$) sugerem uma fonte mantélica afetada por contaminação crustal.

Os dados de química mineral obtidos para os sanukitoides da Suíte Água Limpa indicam que os anfibólios e biotitas são classificados principalmente como magnésio-hornblenda e magnésio-biotita, respectivamente. O plagioclásio é classificado como oligoclásio cálcico (An_{16-27}), enquanto o feldspato potássico é classificado como K-sanidina. A titanita e o epidoto (pistacita entre 25,3 e 32,9%) sugerem uma origem magmática para estas rochas. O estudo de petrologia experimental indicou temperaturas de cristalização entre 970 °C no *liquidus* e 700 °C no *solidus*, sob condições de pressão variando de 900 a 600 MPa na fase de cristalização e de 200 a 100 MPa na fase final de colocação do magma na crosta superior. Comparações com magmas de composições semelhantes indicam que os magmas parentais da Suíte Água Limpa são ricos em água ($> 6\%$) e cristalizaram sob condições de alta fugacidade de oxigênio ($0.3 \leq \text{NNO} \leq 2.5$). Neste estudo foi interpretado que a migração pervasiva do magma por meio de estruturas preexistentes (zonas de cisalhamento e falhas) pode ter desempenhado um papel fundamental ao permitir que o magma atingisse níveis de colocação mais rasos, enquanto a formação de diques, teve um papel secundário como mecanismo de transporte do magma. Em comparação com outros sanukitoides arqueanos ao redor do mundo, os resultados obtidos nesta tese, são consistentes com as restrições de T-P- $f\text{O}_2$ - $x\text{H}_2\text{O}$, propostas para os membros mais oxidados do Escudo Báltico do Cráton Karelia e sanukitoides do Cráton Kapvaal na África.

O modelamento geoquímico obtido indicou que os sanukitoides da Suíte Água Limpa foram derivados de um manto enriquecido por diferentes graus de metassomatismo e fusão parcial. Essas rochas podem ter sido formadas por 19–20% de fusão de um manto previamente enriquecido por 32% de um líquido de composição similar ao TTG, na zona estabilidade da granada e deixando um resíduo composto de ortopiroxênio, clinopiroxênio,

granada, plagioclásio e magnetita. Para o Trondhjemito Água Fria e gnaisses do Complexo Caracol, a modelagem geoquímica indicou que essas rochas se formaram por fusão parcial de 5-15% de metabasaltos hidratados, deixando um resíduo de anfibolito com granada. Para o Granito Xinguara, fusão parcial de 40-65% da crosta félsica pré-existente, pode ter sido determinante para a formação dessas rochas.

A integração dos dados geocronológicos, isotópicos e estruturais obtidos nesta tese, com resultados previamente publicados para rochas mesoarqueanas da Província Carajás, nos leva a sugerir que a tectônica de placas em estilo moderno pode ter iniciado ao longo do norte da Província Carajás durante o final do Mesoarqueano, enquanto o Domínio Rio Maria, ao sul, permaneceu dominado pelo crescimento crustal impulsionado por plumas mantélicas e por tectônica vertical.

REFERÊNCIAS

- Albarède F. 1995. *Introduction to Geochemical Modeling*. New York, Cambridge, 543 p.
- 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., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of the Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, **187**(1-2):201-221.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., 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., Rocha M.C. 2017. Tonalite-trondhjemite and leucogranodiorite-granite suites from the Rio Maria domain, Carajás province, Brazil: implications for discrimination and origin of the archean Na-granitoids. *The Canadian mineralogist*, **55**:437- 456.
- Aleixo E.C., Marangoanha B., Nascimento A.C., Oliveira D.C. 2023. Caracterização mineral e geotermobarometria da Suíte sanukitoide Água Limpa, Província Carajás (PA). In: 17º Simpósio de Geologia da Amazônia, Santarém, *Anais[...]*. p. 265-270.
- 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.
- Anderson J.L., Barth A.P., Mazdab J.L.W.F. 2008. Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Rev. Mineral. Geochem.*, **69**:121-142.
- Anderson J.L. & Smith D.R. 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in hornblende barometer. *Am. Mineral.*, **80**:549-559.
- 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. *J. S. Am. Earth Sci.* **102**:102-665.
- Araújo R. & Nogueira A. 2019. Serra sul diamictite of the Carajás basin (Brazil): a paleoproterozoic glaciation on the Amazon craton. *Geology*, **47**:1166-1170.
- Araújo-Filho R.C. 2018. *O grupo Águas Claras da Serra dos Carajás, paleoproterozoico do Cráton Amazônico: fácies, litoestratigrafia e sequências deposicionais*. MS Dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 82 p.
- 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: VII Congresso Latino-Americano de Geologia, Belém, *Anais[...]*. p. 324-338.

Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. 1991. Serra dos Carajás, Folha SB.22-Z-A, Estado do Pará, escala 1:250.000. In: 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, Brasília, CPRM, 135 p.

Avelar V.G. 2002. *Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá-Brasil: Implicações para a evolução geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas*. PhD thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 213 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.

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, 99 p.

Azevedo T.R., Rodrigues A.S.B., Rolando A.P., Macambira M.J.B. 2004. Estudo de zircão arqueano na resolução de problemas estratigráficos da região da Serra do Inajá, SE do Cráton Amazônico. In: 42 ° Congresso brasileiro de geologia, Araxá, *Anais[...]*. p. 35–42.

Barbosa O., de Andrade Ramos J. R., Gomes F.A., Helmbold R. (eds). 1966. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. *Divisão de Geologia e Mineralogia*, **1**:94–106.

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.

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.

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.

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*. New York, Freeman, 758 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-ICPMS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, **205**(1):115–140.

Blenkinsop T.G. 2000. *Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 150 p.

Buhn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma spectrometry (LA-MC-ICPMS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **81**: 99–114.

Chayes F. 1956. *Petrographic Modal Analysis: An Elementary Statistical Appraisal*. New York John Wiley & Sons. Inc, 113 p.

Chemale Jr F., Kawashita K., Dussin I.V., Ávila J.N., Justino D., Bertotti A. 2012. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **84**(2): 275–295.

Costa J.B.S, Araújo O.J.B., Jorge João X.S., Maia R., Macambira E.M.B., Vale A.G., Santos A., Pena Filho J.I.C., Neves A.P. 1995. Panorama tectono-estrutural da região sudeste do estado do Pará. In: SBG, 4º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Anais*[...]. p. 314–317.

Costa-Grandjean F., 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**:102–817.

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

Cunha B.C.C., Santos D.B., Prado P. 1984. Contribuição ao estudo da estratigrafia da região dos Gradaús, com ênfase no Grupo Rio Fresco. In: SBG, 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, *Anais*[...]. p. 873–885.

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 Neoarchean 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., 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: SBG, 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Anais*[...]. p. 8–12.

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: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belém, *Anais*[...]. p. 150–165.

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., 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., 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, Anais[...]*. p. 135–161.

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

Dall'Agnol R. 1986. Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitóides da porção sul da Amazônia Oriental. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(1):11–23.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 2013. *An introduction to the rock-forming minerals*. London, Longmans, 549 p.

Delinardo M.A.S, 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*, **389**:106–178.

Silva D. 2018. *Evolução tectono-metamórfica do embasamento mesoarqueano do Domínio Carajás, Província Carajás*. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 164 p.

Silva D. M.A.S, 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, *Anais[...]*. p. 16–22.

DePaolo D.J. 1981. Neodymium isotope in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, **291**:193–196.

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, Belém, Anais[...]*. p. 10–54.

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, Belém, Anais[...]*. p. 7–20.

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.

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 the 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.

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 Sciences*, **101**:102–598.

Felix W.Q., Oliveira D.C., Silva, L.R., Nascimento, A.C., Marangoanha, B., Silva, F.F. 2023. Suíte charnoquítica Pium: uma proposta litoestratigráfica para o magmatismo charnoquítico da Província Carajás. In: 17º Simpósio de Geologia da Amazônia, Santarém, *Anais*[...]. p. 400–405.

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.

Fonseca C.S., Nascimento A.C., Marques G.T., Lamarão C.N., Oliveira D.C., Dall'Agnol R., Almeida J.A.C., Neto R.S.B.B. 2025. Apatite as a monitor for petrogenetic processes and its implications for the provenance of sanukitoids and other Archean rocks from the Rio Maria Domain, southeastern of the Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **152**:105–291.

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

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., 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, Belém, *Anais*[...]. p. 51–59.

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: SBG, 10ª Contribuições à Geologia da Amazônia, Belém, *Anais*[...]. p. 225–246.

Gioia S.M.C.L. & Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Acad. Bras. Ciências*, **72**(2): 219–245.

Gomes A.C.B. 2003. *Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides de Canaã dos Carajás, SE do estado do Pará*. MS Dissertation. Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 160 p.

Guimarães F.V. (não-publicado). *Associações TTG e granitoides arqueanos da porção leste do Subdomínio de Transição: implicações para a evolução crustal da Província Carajás*. Qualificação de Doutorado – Fabriciana Vieira Guimarães, 2012. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 60 p.

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 e 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.

Hammarström J.M. & Zen E.A. 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, **71**:1297–1313.

Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. 2012. Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, **97**:2031–2048.

Hawkesworth, C., Cawood, P.A., Dhuime, B. 2018. Rates of generation and growth of the continental crust. *Geoscience Frontiers*, **10**:165–173.

Heaman L.M. 2009. The application of U-Pb geochronology to mafic, ultramafic and alkaline rocks: an evolution of the three mineral standards. *Chemical Geology*, **261**:43–52.

Hibbard M.J. 1995. *Petrography to petrogenesis*. New York, Prentice Hall, 587 p.

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[...]*. p. 100–110.

Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, **72**:139–231.

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.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[...]*. p. 463–466.

Hutchison C.S. 1974. *Laboratory handbook of petrography techniques*. London, John Wiley & Sons, 527 p.

Janoušek V., Moyen J.-F., Martin H., Erban V., Farrow C. 2015. *Geochemical Modelling of Igneous Processes – Principles and Recipes in R Language*. London, Springer, 256 p.

Johnson M.C. & Rutherford M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminium-in hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**:837–841.

Kemp A I., Vervoort J D., Petersson A., Smithies R H., Lu Y. 2023. A linked evolution for granite-greenstone terranes of the Pilbara Craton from Nd and Hf isotopes, with implications for Archean continental growth. *Earth and Planetary Science Letters*, **601**: 117895–117895.

Lafon J.M., Macambira M.J.B., Pidgeon R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). *In*: 31^o International Geological Congress, Rio de Janeiro, *Anais*[...]. p. 35–46.

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

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.

Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Lairdj., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Schumacher J., Smith J.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and minerals names. *Mineralogical Magazine*, **61**:295–321.

Leite A.A.S., Dall’Agnol R., Macambira M.J.B., Althoff F.J. 2004. Geologia e geocronologia dos granitóides 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 A.A.S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides 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., Althoff F.J. 1999. Geoquímica e aspectos petrogenéticos do Granito Xinguara, terreno granito-greenstone de Rio Maria e Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**(3):429–436.

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.

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-Santos P.J.S. & 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.S. 2016. Petrologia e geocronologia das associações leucograníticas arqueanas da região de Água Azul do Norte (PA): implicações para a evolução crustal da Província Carajás. Exame de qualificação, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará, 98 p.

Leite-Santos P.J.S. & 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.S., Nascimento, A.C., Oliveira, D.C., Silva, L.R., Gabriel, E.O. 2023. Granodiorito Pantanal, Granodiorito Nova Canadá e Granito Velha Canadá: Dados isotópicos de U–Pb–Hf–Nd–Sr e implicações para os processos de crescimento e retrabalhamento crustal do Terreno Sapucaia, Província Carajás. *In: 17º Simpósio de Geologia da Amazônia, Santarém, Anais[...]*. p. 377–382.

Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova J., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmidt R., Sørensen H., Woolley A.R. 2002. *Igneous Rocks: A classification and glossary of terms*. London, Cambridge University Press, 236 p.

Li X., Tang G., Gong B., Yang Y., Hou K., Hu Z., Li Q., Liu Y., Li W. 2013. Qinghu zircon: A working reference for microbeam analysis of U–Pb age and Hf and O isotopes. *Chinese Science Bulletin*, **58**(36):4647–4654.

Ludwig K.R. 2008. *User's manual for Isoplot 3.6: a geochronological toolkit for Microsoft Excel*. London, Berkeley Geochronology Center, 232 p.

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 Carajás province, Brazil. *In: 31º International Geological Congress, Rio de Janeiro, Anais[...]*. p. 67–81.

Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. São Félix do Xingu: Folha SB.22-Y-B - Programa Levantamentos geológicos básicos do Brasil (PLGB), Brasília, CPRM, 344 p.

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 J.B., Kotschoubey., Santos M.D., Moura C.A.V., Ramos J.F.F. 1986. Estratigrafia e mineralizações primárias de ouro da aba sul do sinclínio de Gradaús-Sul do Pará. *In: 34º Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, Anais[...]*. p. 1956–1964.

Machado J.R.M., Oliveira D.C., Silva L.R., Nascimento A.C. 2023a. Aspectos de campo, petrografia e geoquímica do domo Mogno, Província Carajás: afinidades petrológicas e implicações para a transição de um estilo tectônico vertical para horizontal. *In: 17º Simpósio de Geologia da Amazônia, Santarém, Anais[...]*. p. 303–308.

Machado J.R.M., Oliveira D.C., Silva L.R., Nascimento A.C., Galaraza M.A. 2023b. Aspectos geocronológicos do domo Mogno, Província Carajás: implicações para a descoberta do fragmento crustal mais antigo até então registrado no Domínio Rio Maria. *In: 17º Simpósio de Geologia da Amazônia, Santarém, Anais[...]*. p. 309–314.

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.

Marangoanha B. & Oliveira D.C. 2014. Diabásios e anfibolitos 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., Oliveira V.E.S., Galarza M.A., Lamarão C.N. 2019a. Neoarchean A-type Granitoids from Carajás Province (Brazil): new insights from geochemistry, geochronology and microstructural analysis. *Precambrian Research*, **323**:86–108.

Marangoanha B., Oliveira D.C., Dall'Agnol R. 2019b. The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): Origin and implications for crustal growth and cratonization. *Lithos*, **351**:105–275.

Marangoanha B., Oliveira D.C., Galarza M.A., Marques G.T. 2020. Crustal anatexis and mantle-derived magmas forming Neoarchean A-type granitoids in Carajás Province, northern Brazil: Petrological evidence and tectonic control. *Precambrian Research*, **338**:105–585.

Marangoanha B. 2018. *Petrologia e Evolução Crustal da Porção Central do Domínio Canaã dos Carajás, Província Carajás*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 193 p.

Martins P.L.G., Toledo, C.L.B., Silva A.M., Chemale Jr F., Santos J.O.S., Assis L.M. 2017. Neoarchean magmatism in the southeastern Amazonian Craton, Brazil: Petrography, geochemistry and tectonic significance of basalts from the Carajás Basin. *Precambrian Research*, **302**:340–357.

Melo G.H.C., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Moreto C.P.N., Santiago E.S.B. Dufrane S. A., Aires B., 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.*, **3**:78–91.

Mesquita C.J.S. 2019. *Petrogênese do Granito Igarapé Gelado: implicações para o magmatismo neoarqueano da Província Carajás, Cráton Amazônico*. Exame de Qualificação. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 89 p.

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: 10ª Contribuições à geologia da Amazônia, Belém, *Anais[...]*. p. 196–208.

Milhomem Neto & 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.

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-ICP-MS. *Chemical Geology*, **255**:231–235.

Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Creaser R.A., Andrew DuFrane S., Melo G.H.C., Delinardo M.A.S., Tassinari C.C.G., Sato K. 2014. Timing of multiple hydrothermal events in the iron oxide-copper-gold deposits of the Southern Copper Belt, Carajás Province, Brazil. *Miner. deposita.*, **3**:92–108.

- 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.
- Moyen J.F., Martin H., Jayananda M., Auvray B. 2003. Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research*, **127**(3):103–123.
- Moura C.A.V. 1992. Geochronology and geochemistry of the basement orthogneiss of the Araguaia belt, Brazil. PhD Thesis, University of New Hampshire, 236 p.
- Nascimento A.C., Oliveira D.C., Gabriel E.O., Silva L.R., Leite-Santos P.J. 2023a. Suíte sanukitoide Água Limpa: origem e significado tectônico de granitoides de alto-Mg do Terreno Sapucaia. Contribuições. In: 17º Simpósio de Geologia da Amazônia, Santarém, *Anais[...]*. p. 205–210.
- Nascimento A.C., Oliveira D.C., Silva L.R., Dall’Agnol R., Leite-Santos P.J., Santos J.O.S., Machado J.M., Galarza M.A., Guimarães F.V. 2023b. Suíte gnáissico-migmatítica Caracol: novos dados isotópicos (U–Pb–Hf–Nd–Sr) e implicações para o significado tectono-metamórfico do embasamento mesoarqueano do Terreno Sapucaia, Província Carajás. In: 17º Simpósio de Geologia da Amazônia, Santarém, *Anais[...]*. p. 200–204.
- Nascimento A.C., Oliveira D.C., Dall’Agnol R., Silva L.R., Santos J.O.S., Galarza M.A., Machado J.M., Guimarães F.V. 2023c. Geocronologia U–Pb SHRIMP e LA–ICP–MS em zircão de TTGs do Terreno Sapucaia: implicações para evolução crustal da Província Carajás. In: 17º Simpósio de Geologia da Amazônia, Santarém, *Anais[...]*. p. 211–216.
- Nascimento A.C., Oliveira D.C., Gabriel E.O., Marangoanha B., Silva L.R., Aleixo E.C. 2023. Mineral chemistry of the Água Limpa suite: Insights into petrological constraints and magma ascent rate of Mesoarchean sanukitoids from the Sapucaia terrane (Carajás Province, southeastern Amazonian Craton, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **132**:104–683.
- Nascimento A.C., Oliveira D.C., Gabriel E.O., Leite-Santos P.J. 2024. Geology, geochemistry and zircon SHRIMP U–Pb geochronology of Mesoarchean high-Mg granitoids: constraints on petrogenesis, emplacement timing and deformation of the Água Limpa suite in the Carajás Province, SE Amazonian Craton. *Journal of Geological Society*, **182**:82–98.
- Nasdala L., Hofmeister W., Norberg N., Mattinson J.M., Corfu F., Dörr W., Kamo S.L., Kennedy A.K., Kronz A., Reiners P.W., Frei D., Kosler J., Wan J., Götze J., Häger T., Kröner A., Valley J.W. 2008. Zircon M257 - a Homogeneous Natural Reference Material for the Ion Microprobe U–Pb Analysis of Zircon. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **32**(3):247–265.
- Nery P.H.S., Lamarão C.N., Nascimento A.C., Marangoanha B., Silva L.R., Oliveira O.C., Carvalho T.A. 2023. Mineral chemistry and crystallization conditions of the anorogenic Gradaús batholith from the Carajás Province, Amazonian craton (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **131**:104–593.
- Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W., Pinheiro R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás. Redescritção e redefinição. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **7**:177–197.

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. 2010a. 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, *Anais[...]*. p. 56–78.

Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Scaillet B. 2010b. 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 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**(3):146–160.

Oliveira E.C., Lafon J.M., Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**:114–127.

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

Oliveira D.C., Silva, L.R., Nascimento, A.C., Marangoanha, B., Gabriel, E.O., Leite-Santos, P.J., Machado, J.R.M., Felix, W.Q., Silva-Silva, L.C., Santos, R.F.S. 2023. Revisão litoestratigráfica com implicações para compartimentação tectônica da Província Mineral de Carajás, sudeste do Cráton Amazônico. In: 17º Simpósio de Geologia da Amazônia, Santarém, *Anais[...]*. p. 434–441.

Oliveira D.C., Silva, L.R., Nascimento, A.C., Marangoanha, B., Gabriel, E.O., Leite-Santos, P.J., Machado, J.R.M., Felix, W.Q., Silva-Silva, L.C., Santos, R.F.S. 2023. Revisão litoestratigráfica com implicações para compartimentação tectônica da Província Mineral de Carajás, sudeste do Cráton Amazônico. In: 17º Simpósio de Geologia da Amazônia, Santarém, *Anais[...]*. p. 21–32.

Pacheco Júnior R. (não-concluído). Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de granitoides da área de Xinguara-PA: implicações para evolução crustal da Província Carajás. MS Dissertation, Universidade federal do Pará, Instituto de Geosciências.

Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Germany, Springer, 366 p.

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 detriticos da Província Mineral Carajás. In: 11º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, *Anais[...]*. p. 376–379.

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 Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, Pará. In: 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, *Anais*[...]. p. 390–391.

Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(4):597–606.

Pinheiro R.V.L. 1997. Reactivation history of the Carajás and Cinzento Strike-Slip Systems, Amazon, Brazil. London, University of Durham, 408 p.

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. *The Journal of Geology*, **110**(5):603–610.

Ranjan S., Upadhyay D., Abhinay K., Srikantappa C. 2020. Paleoproterozoic and Neoproterozoic Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (TTG) and granite magmatism in the Western Dharwar Craton, southern India: Implications for Archean continental growth and geodynamics. *Precambrian Research*, **340**:105–630.

Ragland P.C. 1989. *Basic analytical Petrology*. New York, Oxford University Press, 234 p.

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.

Ricci P.S.F. & Carvalho M.A. 2006. Rocks of the Pium-area, Carajás block, Brazil – A deepseated high-T gabbroic pluton (charnockitoid-like) with xenoliths of enderbitic gneisses dated at 3002 Ma – the basement problem revisited. In: 11º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Anais*[...]. p. 31–34.

Rieder M. 1998. *Nomenclature of the micas*. Mineralogical Magazine, **63**:267–279.

Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **160**:45–66.

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: 1º South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, *Anais*[...]. p. 10–18.

Rollinson H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**:1075–1090.

Ronaib C. & 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.

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.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*, Brasília, CPRM, 169–226 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-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.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 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.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.M., Lana C., Scholz R., Buick I., Schmitz M.D., Kamo S.L., Gerdes A., Corfu F., Tapster S., Lancaster P., Storey C.D., Basei M.A.S., Tohver E., Alkmim A., Nalini H., Krambrock K., Fantini C., Wiedenbeck M. 2017. A new appraisal of Sri Lankan BB zircon as a reference material for LA-ICP-MS U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope tracing. *Geostandards & Geoanalytical Research*, **4**:67–72.

Santos P.J.L., 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, Belém, *Anais[...]*. p. 11–23.

Santos A. & Pena Filho J.I.C. 2000. Xinguara: Folha SB.22-Z-C: Estado do Pará. Rio de Janeiro, CPRM, 98 p.

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

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.

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, Araxá, *Anais[...]*. p. 56–68.

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.

Sawyer E.W. 2008. *Atlas of Migmatites*. Canadá, Canadian Science Publishing, 234 p.

Sawyer E.W. 2010. Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: Microstructures in the residual rocks and source of the fluid. *Lithos*, **116**:273–286.

Schmidt M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**:304–310.

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 Neoarchean plutonic complex in the Carajás province, southeastern Amazonian craton (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **102**:102–696.

Silva F.F., Oliveira D.C., Dall'Agnol R., Santos J.O.S., Galarza M.A., Guimarães F.V., Sousa L.A.M. 2025. Petrogenesis and tectonic settings of the Neoarchean A-type granitoid complex from the Carajás Province, Amazonian craton: constraints from geochemistry, SHRIMP U–Pb zircon geochronology and Hf–Nd isotopes. *Journal of Geological Society*, **182**:23–43.

Silva R.C.S., Saboia A.M., Polo J.O. 2021. Projeto integração geológica-geofísica-metalogenética das sequências de *Greenstone belts* do Domínio Rio Maria – Novas Fronteiras Rio Maria. Belém, CPRM, 321 p.

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 L.R., Oliveira D.C., Galarza M.A., Nascimento A.C., Marangoanha B., Marques G.T. 2023. Zircon U–Pb–Hf isotope and geochemical constraints on the petrogenesis and tectonic setting of Mesoarchean granitoids from the Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **398**:107–204.

Silva L.R., Oliveira D.C., Nascimento A.C., Lamarão C.N., Almeida J.A.C. 2022. The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás province, Amazonian craton: petrogenesis, zircon U–Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications. *Lithos*, **433**:106–901.

Silva L.R., Oliveira D.C., Galarza M.A. 2019. Granitoides Mesoarqueanos de Ourilândia do Norte (PA): Geocronologia e Implicações Tectônicas para a Província Carajás. In: 16º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, *Anais[...]*. p. 9–16.

Silva L.R., Oliveira D.C., Santos M.N.S. 2018. Diversity, origin and tectonic significance of the Mesoarchean granitoids of Ourilândia do Norte, Carajás province (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **82**:33–61.

Silva 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 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 C.R.P. & Oliveira D.C. 2013. Geologia, geoquímica e geocronologia do Diopsídio-Norito Pium, Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi Ciências Naturais*, **8**(3):355–382.

Silva A.C., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2010. Individualização e geocronologia de granitoides do Complexo Xingu, região de Vila Jussara, Município de Água Azul do Norte-PA, Província Mineral de Carajás. In: 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, *Anais*[...]. p. 82–87.

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.

Sousa S.D., Monteiro L.V.S., Oliveira D.C., Silva M.A.D., Moreto C.P.N., Juliani C.O. 2015. Greenstone Belt Sapucaia na Região de Água Azul do Norte, Província Carajás: contexto geológico e caracterização petrográfica e geoquímica. In: 9ª Contribuições à Geologia da Amazônia, Belém, *Anais*[...]. p. 305–328.

Sousa C.S, Silva R.C.S., Polo H.J.O., Saboia A.M. 2020. Mapa geológico do projeto integração geológica-geofísico-metalogenética das sequências de *Greenstone belts* do Domínio Rio Maria. Belém, CPRM, 120 p.

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*[...]. p. 23–41.

Souza D.B. 2018. *Geologia e petrologia dos granitoides arqueanos da área de Tucumã: implicações para a evolução crustal da Província Carajás*. Qualificação de Doutorado – Diwhemerson Barbosa de Souza, 2018. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 84 p.

Souza-Pinto E. 2023. Enclaves máficos do embasamento TTG mesoarqueano de Água Azul do Norte (PA). MS Dissertation, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, 56 p.

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

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 Norte – Província Mineral de Carajás. In: 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, *Anais*[...]. p. 78–89.

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**(4):293–315.

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: 11º Symposium Archaeian terranes of the South American Platform, Brasilia, Anais[...]*. p. 31–32.

Souza Z.S. 1994. *Geologia e petrogênese do Greenstone belt Identidade: implicações sobre a evolução geodinâmica do terreno granito-“greenstone” de Rio Maria, SE do Pará*. PhD Thesis, Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, 213 p.

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

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

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

Stern R.A. 2001. *A new isotopic and trace element standard for the ion microprobe: preliminary TIMS U – Pb and electron microprobe data, current research*. Canada, Geological Survey of Canada, 98 p.

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.

Tassinari T., Tachibana J., Tulio M., Lívio R., Gaia C. 2005. Geologia isotópica aplicada nas mineralizações de Cu-Au do greenstone belt da Serra dos Gradaús, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico: exemplo de mineralizações policíclicas. *In: 1º Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, Anais[...]*. p. 98-102.

Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 2004. Evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In: Geologia do continente Sul-Americano*. São Paulo, BECA, 471-486 p.

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

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*, **333**:1–22.

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., 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., 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 N.P. 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.

Thirlwall M.F. & Anczkiewicz R. 2004. Multi dynamic 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.

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: Sistema de Informações Geográficas*. Belém, CPRM, 329 p.

Vernon R.H. 2008. *A practical guide to rock microstructure*. London, Cambridge University Press, 594 p.

Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, **19**:1–23.

Whitehouse M. & Nemchin A. 2009. High precision, high accuracy measurement of oxygen isotopes in a large lunar zircon by SIMS. *Chemical Geology*, **261**:32–42.

ANEXOS

ANEXO A

Tabela A1 - Levantamento dos dados geocronológicos e isotópicos das unidades mesoarqueanas do Domínio Rio Maria. Dados compilados pela autora em contribuição à Oliveira *et al.* (2023) (continua).

Unidades Litoestratigráficas		Eventos de Cristalização/Proveniência			Sistema Sm-Nd (Rocha Total)			Sistema Lu-Hf (Zircão)			Isótopos Estáveis			Ref. Isótopos
Suites/Grupos	Corpos/Formações	Idade (Ma)	Método	Material	ε _{Nd} (t)	T _{DM1} (Ga)	Ref.	ε _{Hf} (t)	T _{DM} ^c (Ga)	Ref.	δ ¹⁸ O (‰)	Material	Ref.	
MESOARQUEANO														
Magmatismo potássico														
Suite Granítica Xingua	Granito Xingua	2865±1 ⁷	Evaporação de Pb	Zircão	1,6	2,88	(8)						(8)	
	Granito Manelão	2905±12 ³⁹	U-Pb SHRIMP	Zircão										
	Granito Mata Surrão	2872±10 ⁹	Evaporação de Pb	Rocha total										
Magmatismo alto Ba-Sr														
Suite Granodiorito-Granítica Guarantã	Granito Guarantã	2868±5 ¹⁰ , 2871±7 ¹¹ , 2875±11 ¹² , 2881±2 ¹²	Evaporação de Pb	Zircão	0,56	a 1,89	2,90-3,05	(12)					(12)	
		2870±5 ¹³ , 2868±5 ¹⁰ , 2864±8 ²⁶	Evaporação de Pb	Zircão										
		2870±16 ²⁶	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão										
	Granodiorito Trairão	2930±19 ^{(*)13}	Evaporação de Pb	Zircão										
		2872±7 ²⁹ , 2869±12 ²⁶	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão										
		Sem datação disponível												
Magmatismo magnésiano														
Suite Sanukitoide Rio Maria	Granodiorito Rio Maria	Sem datação disponível												
		2852±16 ¹⁸ , 2859±19 ¹⁷ , 2875±2 ²⁷	Evaporação de Pb	Zircão	-0,53	a 0,74	3,07-2,97	(19)					(19)	
		2878±4 ¹ , 2877±6 ¹² , 2880±4 ¹²	Evaporação de Pb	Zircão	0,4	a 1,2	3,01-2,92	(8)					(8)	
	Granodiorito Cumaru	2872±5 ¹⁵ , 2874±9/-10 ¹⁶	U-Pb ID-TIMS	Zircão e Titanita	-9,3	a -11,8	3,01-2,95	(1)					(1)	
		2872±5 ¹⁵ , 2874±9/-10 ¹⁶	U-Pb ID-TIMS	Zircão e Titanita	0,2	a 1,2	3,01-2,92	(19)					(19)	
		2817±4 ¹⁴	Evaporação de Pb	Zircão										
	Quartzo diorito Parazônia	2858 ¹⁵	U-Pb ID-TIMS	Titanita										
		2876±2 ²⁸	Evaporação de Pb	Zircão										
		2878±4 ¹	Evaporação de Pb	Zircão										
	Granito Rancho de Deus	2898±61 ²⁶	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão										
Magmatismo sódico														
Suite Granodiorito-Granítica Tucumã	Granodiorito Carapanãzinho	2844±8 ³⁹ , 2859±4,8 ³⁹	U-Pb SHRIMP	Zircão										
Suite Granodiorítica Nova Canadá		2859±4,8 ³⁹ , 2844±8 ³⁹ , 2924±3,9 ³⁹	U-Pb SHRIMP	Zircão										
Suite Tonalito-Trondhjemitica Mogno		Granodiorito Bonito	2870,6 ±4 ³¹	U-Pb SHRIMP	Zircão									
	Trondjemito Mogno	2960±10 ²⁹	Evaporação de Pb	Zircão	0,9	a 1,0	2,92-2,95	(19)					(19)	
		2961±16 ²⁹	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão	2,0	a 2,5	2,95-2,98	(29)					(29)	
	Tonalito Carapanã	2917±9 ³⁹ , 2923±9,1 ³⁹	U-Pb SHRIMP	Zircão										
	Tonalito Mariazinha	2925±3 ²⁹ , 2924±2 ²⁹	Evaporação de Pb	Zircão	1,9	2,92	(29)						(29)	
		2912±5 ²⁹	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão										
	Tonalito Arco Verde	2964±4 ²⁰ , 2948±7 ¹² , 2981±8 ¹²	Evaporação de Pb	Zircão										
		2957±25/-21 ⁶	U-Pb ID-TIMS	Zircão	2,0	a 2,6	2,94-2,91	(19)					(19)	
		2988±5 ¹² , 2936±4 ¹⁰ , 2937±3 ²⁹	Evaporação de Pb	Zircão	1,56	a 1,72	3,02-3,01	(12)					(12)	
		2941±5 ²⁹ , 2948±4 ²⁰	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão	-14	2,95	(1)						(1)	
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	2,90 ^{(*,***)40}	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão detrítico	-0,34	3,4	(23)						(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	1,11	a 2,53	(22)						(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 3,15	3,24-3,05	(22)					(22)	
		3,05 ^{(*,***)24} , 3,2 ^{(*,***)24} , 3,4 ^{(*,***)24} , 3,7 ^{(*,***)24}	U-Pb SHRIMP	Zircão detrítico										

Simbologia - * Idade mínima de sedimentação, ** Idade citada em Ga.

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 e Macambira (2003), 13 - Althoff *et al.* (2000), 14 - Lafon e Scheller (1994), 15 - Pimentel e Machado (1994), 16 - Macambira e Lancelot (1996), 17 - Gaudette *et al.* (1998), 18 - Avelar *et al.* (1999), 19 - Râmô *et al.* (2002), 20 - Vasquez e Rosa-Costa (2008), 21 - Macambira e 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 (não publicado), 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. (2024), 38 - Pereira *et al.* (2009), 39 - Souza D.B. (2019), 40 - Sousa *et al.* (2020), 41 - Antonio *et al.* (2017), 42 - Abrantes Jr (2011).

Tabela A1 - Levantamento dos dados geocronológicos e isotópicos das unidades paleoproterozóicas do Domínio Rio Maria. Dados compilados pela autora em contribuição à [Oliveira et al. \(2023\)](#) (continuação).

Unidades Litoestratigráficas		Eventos de Cristalização/Proveniência			Sistema Sm-Nd (Rocha Total)				Sistema Lu-Hf (Zircão)			Isótopos Estáveis			Ref. Isótopos		
Suites/Grupos	Corpos/Formações	Idade (Ma)	Método	Material	ε _{Nd} (t)		T _{DM1} (Ga)	Ref.	ε _{Hf} (t)		T _{DM^c} (Ga)	Ref.	δ 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	3,02-2,87	(1) (19)	-12,0	a -15,7	3,27 a 3,47	(35)			(1) (19) (35)		
	Granito Musa	1883+5/-2 ²	U-Pb ID-TIMS	Zircão e Titanita	-9,3	a -9,6	2,60-2,82	(1) (19)							(1) (19)		
		1882±4 ³⁴	U-Pb SHRIMP	Zircão									5,5	a 7,2	Zircão	(35)	
	Granito Redenção	1870±68 ³	Evaporação de Pb	Rocha total	-8,8	a -10,5	2,73-2,81	(19)								(35)	
		1865±6 ³⁴ , 1871±5 ³⁴ , 1883±9,8 ³⁴	U-Pb SHRIMP	Zircão					-14,9	a -13,6	3,46 a 3,35	(35)	6,06	a 4,87		(35)	
		1902±27 ³⁴	U-Pb SHRIMP	Titanita												(35)	
		1857±14 ³⁴ , 1874±6,1 ³⁴	U-Pb SHRIMP	Zircão	-9,6		2,84	(19)	-11	a -9,3	3,09 a 3,17	(35)	6,1	a 7,0		(35)	
	Granito Gradaús	1882±9 ^{(**)*42}	Evaporação de Pb	Zircão												(19) (35)	
	Granito Manda Saia	1864±6,5 ³⁷	U-Pb SHRIMP	Zircão	-8,1	a -8,4	2,61-2,71	(19)	-12,89	a -18,68	3,29 a 3,65	(37)				(19)	
	Granito Marajoara	1885±6 ²⁵ , 1887±8 ³⁷	U-Pb SHRIMP	Zircão					-11,28	a -17,88	3,21 a 3,62	(37)				(37)	
	Diques fêlsicos e máficos	1885±2 ¹ 36	Evaporação de Pb	Zircão	-9,4	a -10	2,83-2,88	(1) (19)								(1) (19)	
		1875±6 ³⁴ , 1879±18 ³⁴	U-Pb SHRIMP	Zircão					-12,8	a -17,3	3,29 a 3,58	(35)	6,0	a 7,0		(35)	
	Granito Seringa	1880±7 ³⁴ , 1889±8 ³⁴	U-Pb SHRIMP	Zircão												(35)	
		1895±1 ³² , 1892±30 ⁴	Evaporação de Pb	Zircão	-10,9	a -9,9	2,86-2,91	(35)	-15,5	a -17,3	3,47 a 3,58	(35)				(35)	
		1890±2 ³³	Evaporação de Pb	Zircão	-11,3	a -9,4	2,89-2,98	(35)	-15,4	a -18,3	3,45 a 3,6	(35)	5,5	a 6,8		(35)	
		1876±12 ³⁴ , 1878±3 ³⁴ , 1880±3 ³⁴ , 1891±5 ³⁴	U-Pb SHRIMP	Zircão					-24,2		3,99	(35)				(35)	
									-12,9	a -14,7	3,31 a 3,42	(35)				(35)	
									-14,1	a -14,9	3,39 a 3,50	(35)				(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	2,83-2,88	(1)								(1)
			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													

Simbologia - * Idade mínima de sedimentação, ** Idade citada em Ga.

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 e Macambira (2003), 13 - Althoff *et al.* (2000), 14 - Lafon e Scheller (1994), 15 - Pimentel e Machado (1994), 16 - Macambira e Lancelot (1996), 17 - Gaudette *et al.* (1998), 18 - Avelar *et al.* (1999), 19 - Râmô *et al.* (2002), 20 - Vasquez e Rosa-Costa (2008), 21 - Macambira e 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 (não publicado), 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. (2024), 38 - Pereira *et al.* (2009), 39 - Souza D.B. (2019), 40 - Sousa *et al.* (2020), 41 - Antonio *et al.* (2017), 42 - Abrantes Jr (2011).

Tabela A1 - Levantamento dos dados geocronológicos e isotópicos das unidades mesoarqueanas do Subdomínio Canaã dos Carajás. Dados compilados pela autora em contribuição à [Oliveira *et al.* \(2023\)](#) (continuação).

Unidades Litoestratigráficas		Eventos de Cristalização/Proveniência			Eventos de Metamorfismo			Sistema Sm-Nd (Rocha Total)			Sistema Lu-Hf (Zircão)			Sistema ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar			Isótopos Estáveis		Ref. Isótopos	
Suites/Grupos	Corpos/Formações	Idade (Ma)	Método	Material	Idade (Ma)	Método	Material	ε _{Nd} (t)	T _{DM} (Ga)	Ref.	ε _{Hf} (t)	T _{DM'} (Ga)	Ref.	Idade (Ma)	Material	Ref.	δ ¹⁸ O (‰)	Material		Ref.
MESOARQUEANO																				
Magmatismo cálcico-alcálico e potássico																				
Suite Granítica Canaã dos Carajás	Granito Bom Jesus	2833±6 ¹¹	U-Pb SHRIMP	Zircão				0,55 a 0,12	2,96-2,97	(11)					2230±30 ⁵²	hornblenda(23)			(11) (23)	
															2280±30 ⁵²	hornblenda(23)			(11) (23)	
	Granito Serra Dourada	2831±6 ¹¹ , 2860±22 ¹³	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão				0,92 a 0,15	3,0-2,93	(11)									(11)	
		2848±5,5 ¹⁹	U-Pb SHRIMP	Zircão																
	Granito Boa Sorte	2847±4 ¹⁶	U-Pb SHRIMP	Zircão																
		2857±2 ¹⁶ , 2895±4 ¹⁶	Evaporação de Pb	Zircão																
		2885±26 ¹⁶	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão																
		2881±11 ²⁷	U-Pb SHRIMP	Zircão																
		Granito Cruzadão	2857±8 ¹¹ , 2875±12 ¹¹ , 2879±37 ¹¹	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão				2,31 a 0,38	2,99-2,93	(11)					2046±15 ⁵²	biotita (23)			(11) (23)
															1965±11 ⁵²	biotita (23)				
Granito Canaã dos Carajás	2959±6 ¹¹	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão					-0,66a -0,51	3,16	(11)									(11)	
Magmatismo magnésiano																				
Complexo Sanukitoide Ourilândia	Granodiorito Ourilândia	2853±2 ¹¹ , 2868±2 ¹¹ , 2872±1 ¹¹	Evaporação de Pb	Zircão				-0,04a -4,09	3,32-3,05	(11)									(11)	
	Granodiorito Arraiais	2885,3±12 ²⁷	U-Pb SHRIMP	Zircão																
		2925,4±8,9 ²⁷	U-Pb SHRIMP	Zircão																
Magmatismo sódico																				
Complexo Tonalítico Campina Verde		2850±7 ¹¹ , 2851±18 ¹¹	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão				0,94	2,94	(11)									(11)	
Suite Trondhjemitica Rio Verde	Trondhjemitio Rio Verde	2868±4 ¹¹ , 2929±3 ¹¹	Evaporação de Pb	Zircão				2,75 a 0,19	3,04-2,85	(11)									(11)	
		2841±9 ¹¹ , 2923±15 ¹¹	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão																
	Trondhjemitio de Ourilândia	2920±9,8 ²⁷ , 2922±6,9 ²⁷	U-Pb SHRIMP	Zircão																
	Tonalito Bacaba	2990,9±5,8 ¹³ , 3001,2±3,6 ¹³ , 3004,6±9 ¹³	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão																
		2850±7 ¹¹	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão																
Suite Granulítica Chicrim-Cateté	Ortognanolito Ouro Verde	2946±19 ¹⁸	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão	2930±3 ¹⁸ , 2865±11 ¹⁸	U-Pb SHRIMP	Zircão				0,8	a 3,0	3,44 a 3,15 (18)						(44)	
		2951±8 ¹⁸ , 3055±9 ¹⁸	U-Pb SHRIMP	Zircão	2847±39 ¹⁸	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão													
					2845±8 ¹⁸ , 2870±5 ¹⁸	U-Pb SHRIMP	Zircão													
	Ortognanolito Chicrim-Cateté (área de Ouro Verde)	2932±20 ²⁴ , 2953±18 ²⁴ , 2955±8 ²⁴	U-Pb SHRIMP	Zircão	2819±13 ²⁴	U-Pb SHRIMP	Zircão				-2,2 a 1,2	3,4 a 3,2	(25)						(25)	
		2987±18 ²⁴	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão	2890±7 ²⁴ , 2877±53 ²⁴	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão													
		2954±71 ²⁴ , 2979±31 ²⁴ , 3002±14 ⁶ , 3066±7	U-Pb SHRIMP	Zircão	2859±9 ⁶ , 2853±19 ²⁴	U-Pb SHRIMP	Zircão													
Complexo Indiferenciado Xingu		2936±6 ²⁴ , 2959±17 ⁴¹	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão																
		2928±15 ²⁴ , 2959±15 ⁴¹	U-Pb SHRIMP	Zircão	2872±2 ¹	Evaporação de Pb	Zircão				0,8	a 1,6	3,3 a 3,2	(25)					(25)	
		2974±15 ⁴	Evaporação de Pb	Zircão	2859±2 ¹	U-Pb TIMS	Zircão													
		3066±6,6 ¹⁵	U-Pb SHRIMP	Zircão																
Greenstone belts																				
Grupo Sequeirinho		2968±15 ²⁸	U-Pb SHRIMP	Zircão																
Simbologia (* Idade citada como Ga). Fonte dos dados: 1 - Machado <i>et al.</i> (1991), 2 - Macambira e Tassinari (1998), 3 - Avelar (1996), 4 - Avelar <i>et al.</i> (1999), 5 - Huhn <i>et al.</i> (1999), 6 - Pidgeon <i>et al.</i> (2000), 7 - Lafon <i>et al.</i> (2000), 8 - Araújo e Sousa (2018), 9 - Feio <i>et al.</i> (2012), 10 - Guimarães (não publicado), 11 - Feio <i>et al.</i> (2013), 12 - Santos R.D. <i>et al.</i> (2013), 13 - Moreto <i>et al.</i> (2011), 14 - Galarza <i>et al.</i> (2017), 15 - Delinardo <i>et al.</i> (2015), 16 - Leite-Santos (não publicado), 17 - Marangoanha <i>et al.</i> (2019a), 18 - Marangoanha <i>et al.</i> (2019b), 19 - Moreto <i>et al.</i> (2015), 20 - Teixeira <i>et al.</i> (2017), 21 - Teixeira <i>et al.</i> (2018), 22 - Teixeira <i>et al.</i> (2019), 23 - Tavares F. (2015), 24 - Delinardo (2018), 25 - Delinardo <i>et al.</i> (2021), 26 - Marangoanha <i>et al.</i> (2020), 27 - Silva L.R. (2019), 28 - Tavares F. (2014), 29 - Sardinha <i>et al.</i> (2004).																				

Simbologia (* Idade citada como Ga). Fonte dos dados: 1 - Machado *et al.* (1991), 2 - Macambira e 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 e Sousa (2018), 9 - Feio *et al.* (2012), 10 - Guimarães (não publicado), 11 - Feio *et al.* (2013), 12 - Santos R.D. *et al.* (2013), 13 - Moreto *et al.* (2011), 14 - Galarza *et al.* (2017), 15 - Delinardo *et al.* (2015), 16 - Leite-Santos (não publicado), 17 - Marangoanha *et al.* (2019a), 18 - Marangoanha *et al.* (2019b), 19 - Moreto *et al.* (2015), 20 - Teixeira *et al.* (2017), 21 - Teixeira *et al.* (2018), 22 - Teixeira *et al.* (2019), 23 - Tavares F. (2015), 24 - Delinardo (2018), 25 - Delinardo *et al.* (2021), 26 - Marangoanha *et al.* (2020), 27 - Silva L.R. (2019), 28 - Tavares F. (2014), 29 - Sardinha *et al.* (2004).

Tabela A1 - Levantamento dos dados geocronológicos e isotópicos das unidades neoarqueanas e paleoproterozóicas do Subdomínio Canaã dos Carajás. Dados compilados pela autora em contribuição à [Oliveira et al. \(2023\)](#) (conclusão).

Unidades Litoestratigráficas		Eventos de Cristalização/Proveniência			Eventos de Metamorfismo			Sistema Sm-Nd (Rocha Total)			Sistema Lu-Hf (Zircão)			Sistema ⁴⁰ Ar ³⁹ Ar			Isótopos Estáveis			Ref. Isótopos
Suites/Grupos	Corpos/Formações	Idade (Ma)	Método	Material	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.	
PALEOPROTEROZÓICO																				
Magmatismo intraplaca																				
Suite Serra dos Carajás	Granito Rio Branco	1855,3±13 ⁸ , 1893±6 ⁸	Evaporação de Pb	Zircão						(20)			(22)				5,6 a 6,9	Zircão	(51)	(20) (22)
		1884±4 ²¹	U-Pb SHRIMP	0 Zircão																
	Granito Gogó da Onça	1866±10 ²⁰ , 1869±4 ²⁰ , 1877±9 ²⁰	U-Pb SHRIMP	Zircão																
		1872±13 ²⁰ , 1879±15 ²⁰	U-Pb SHRIMP	Titanita																
		1923±12 ²⁰ , 1924±20 ²⁰	U-Pb SHRIMP	Titanita																
Unidades Litoestratigráficas		Eventos de Cristalização/Proveniência			Eventos de Metamorfismo			Sistema Sm-Nd (Rocha Total)			Sistema Lu-Hf (Zircão)			Sistema ⁴⁰ Ar ³⁹ Ar			Isótopos Estáveis			Ref. Isótopos
Suites/Grupos	Corpos/Formações	Idade (Ma)	Método	Material	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.	
NEOARQUEANO																				
Magmatismo granítico indiferenciado																				
Suite Plaquê		2727±29 ³ , 2736±24 ⁴	Evaporação de Pb	Zircão																
Suite Granítica Planalto	Diorito Cristalino	2738±6 ⁵	Evaporação de Pb	Zircão																
		2739±4 ¹⁹	U-Pb SHRIMP	Zircão																
		2740±26 ¹⁹	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão																
		2730±10 ^{2,9}	Evaporação de Pb	Zircão																
Suite Plutônica Vila União		2747±2 ⁵ , 2725±5 ¹⁰ , 2743±1 ¹⁰	Evaporação de Pb	Zircão																
		2729±17 ⁹	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão																
		2730±5 ⁹	U-Pb SHRIMP	Zircão																
		2734,5±9 ¹⁷	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão																
		2746,9±1,2 ¹⁷	Evaporação de Pb	Zircão																
		2744±5,6 ¹⁷ , 2745,8±9,9 ²⁶ , 2745,3±7,1 ²⁶	U-Pb SHRIMP	Zircão																
Magmatismo charnoquítico																				
Suite Charnoquítica Pium	Diopsídio Norito Pium	2732±1 ¹⁴ a 2742±1 ¹⁴	Evaporação de Pb	Zircão																
		2744±1 ¹² a 2745±1 ¹²	Evaporação de Pb	Zircão																
		2730±7 ¹⁸ , 2735±6 ¹⁸	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão																
		2740±8 ¹⁸ , 2743±13 ¹⁸	U-Pb SHRIMP	Zircão																
	Enderbitto Café	2754±1 ¹⁸	Evaporação de Pb	Zircão																
		2750±5 ^{9,11}	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão																
		2750±3 ²⁹	Evaporação de Pb	Zircão																
		2765±39 ²⁹	U-Pb ID-TIMS	Zircão																
	Chamoquito Rio Seco	Sem datação disponível																		
		2735±5 ⁹	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão																
Magmatismo máfico-ultramáfico																				
Suite Intrusiva Cateté		2766±6 ⁷	U-Pb SHRIMP	Zircão																

Simbologia (* Idade citada como Ga). Fonte dos dados: 1 - Machado *et al.* (1991), 2 - Macambira e 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 e Sousa (2018), 9 - Feio *et al.* (2012), 10 - Guimarães (não publicado), 11 - Feio *et al.* (2013), 12 - Santos R.D. *et al.* (2013), 13 - Moreto *et al.* (2011), 14 - Galarza *et al.* (2017), 15 - Delinardo *et al.* (2015), 16 - Leite-Santos (não publicado), 17 - Marangoanha *et al.* (2019a), 18 - Marangoanha *et al.* (2019b), 19 - Moreto *et al.* (2015), 20 - Teixeira *et al.* (2017), 21 - Teixeira *et al.* (2018), 22 - Teixeira *et al.* (2019), 23 - Tavares F. (2015), 24 - Delinardo (2018), 25 - Delinardo *et al.* (2021), 26 - Marangoanha *et al.* (2020), 27 - Silva L.R. (2019), 28 - Tavares F. (2014), 29 - Sardinha *et al.* (2004).

Tabela A2 - Levantamento dos dados geocronológicos e isotópicos das unidades arqueanas do Subdomínio Sapucaia. Dados compilados pela autora em contribuição à Oliveira *et al.* (2023) (continua).

Unidades Litoestratigráficas		Eventos de Cristalização/Proveniência			Sistema Sm-Nd (Rocha Total)		
Suítas/Grupos	Corpos/Formações	Idade (Ma)	Método	Material	ϵ_{Nd} (t)	T_{DM1} (Ga)	Ref.
NEOARQUEANO							
Magmatismo cálcico-alcálico e potássico							
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 ^{2,15} , 2749±3 ^{2,15}	Evaporação de Pb	Zircão			
		2752±5,7 ⁵ , 2754±2 ^{2,5,16}	Evaporação de Pb	Zircão			
		2769±10 ^{7,9}	U-Pb SHRIMP	Zircão			
Magmatismo charnoquítico							
Suíte Charnoquítica Pium	Enderbitto de Sapucaia	Sem datação disponível					
Magmatismo máfico-ultramáfico							
	Peridotito Fafá	Sem datação disponível					
MESOARQUEANO							
Magmatismo potássico							
Suíte Granítica Xinguara	Granito Xinguara	2865±1 ⁶	Evaporação de Pb	Zircão	1,6	2,88	(14)
Magmatismo magnesiano							
Suíte Sanukitoide Água Limpa	Granodiorito Água Limpa	2870,2±3,6 ^{13,18} , 2871,3±3,9 ^{13,18}	U-Pb SHRIMP	Zircão			
		2879±1,1 ¹¹	Evaporação de Pb	Zircão			
	Granodiorito Água Azul	2872±4,6 ^{13,18} , 2869,8 ±4,2 ^{13,18}	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 LA-ICP-MS	Zircão			
		2895±2 ^{2,12}	Evaporação de Pb	Zircão			
	Granodiorito Pantanal	2864±8 ^{12,7,18}	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão			
Suíte Trondhjemitica Rio Verde	Trondhjemitto Água Fria	2947±6 ¹⁸	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão			
		2843±10 ^{10,7,18}	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão			
		2864±21 ^{6,17}	Evaporação de Pb	Zircão	1,4 a 2,0	2,91-2,89	(14)
Suíte Migmatítica Caracol	Ortognaisse Colorado	2872±2 ^{3,4}	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão			
		2942±9 ¹⁸	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão			
	Complexo Gnáissico Água Azul	2935,6±4,7 ^{13,18}	U-Pb SHRIMP	Zircão			
	Ortognaisse Caracol	2936±3 ^{6,7} , 2948±5 ^{6,7,18}	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão	-3,4 a 2,6	3,88-2,86	(14)
	Ortognaisse São Carlos	2934±8,6 ^{7,18}	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão			
Magmatismo máfico-ultramáfico							
	Anfibolito Surucucu	Sem datação disponível					
Greenstone belts							
Grupo Sapucaia		< 2,9* (Sem datação disponível)					

Simbologia *idade citada em Ga. Fonte dos dados: 1 - Santos *et al.* (2010), 2 - Oliveira *et al.* (2010), 3 - Silva *et al.* (2014), 4 - Silva *et al.* (2010), 5 - Silva *et al.* (2020), 6 - Leite *et al.* (2004), 7 - Nascimento *et al.* (2023), 8 - Sousa *et al.* (2010), 9 - Dall'Agnol *et al.* (2017), 10 - Almeida *et al.* (2011), 11 - Gabriel *et al.* (2010), 12 - Leite-Santos *et al.* (2023), 13 - Nascimento *et al.* (2024), 14 - Leite (2001), 15 - Souza *et al.* (2010), 16 - Silva *et al.* (2010), 17 - Macambira *et al.* (2000), 18 - Esta tese (Nascimento A.C., 2025).

Tabela A2 - Levantamento dos dados geocronológicos e isotópicos das unidades arqueanas e paleoproterozóicas da Bacia Carajás. Dados compilados pela autora em contribuição à [Oliveira *et al.* \(2023\)](#) (continuação).

Unidades Litoestratigráficas		Eventos de Cristalização/Proveniência			Eventos de Metamorfismo			Sistema Sm-Nd (Rocha Total)				Sistema Lu-Hf (Zircão)			Sistema ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar			Isótopos Estáveis			Ref. Isótopos
Suites/Grupos	Corpos/Formações	Idade (Ma)	Método	Material	Idade (Ma)	Método	Material	ε _{Nd} (t)	T _{DM1} (Ga)	Ref.	ε _{Hf} (t)	T _{DM1} ^c (Ga)	Ref.	Idade (Ma)	Material	Ref.	δ ¹⁸ O (‰)	Material	Ref.		
PALEOPROTEROZÓICO																					
Magmatismo intraplaca																					
Suíte Serra dos Carajás	Granito Serra dos Carajás	1880±2 ¹	U-Pb ID-TIMS	Zircão				-7,9	a -9,2	2,73 a 2,61	(2)									(2)	
		1882±10 ²⁴	U-Pb SHRIMP	Zircão							-13	a -16	3,37-3,46	(24)			5,7	a 6,8	Zircão	(24)	
	Granito Pojuca	1894±2 ¹	U-Pb ID-TIMS	Zircão				-9,7		3,35	(2)									(2)	
		Granito Cigano	1883±2 ¹	U-Pb ID-TIMS	Zircão				-9,5	a -9,7	2,94-2,67	(2)									(2)
			1884±4 ²⁴ , 1884±3 ²⁴	U-Pb SHRIMP	Zircão							-14	a -16,5	3,28-3,52	(24)			6,3	a 6,2	Zircão	(24)
Cobertura sedimentar																					
Grupo Águas Claras	Formação Caninana	2972 ²⁷ a 2011±25 ²⁷	U-Pb SHRIMP	Zircão detrítico																	
		2778 ³ a 3020 ³	U-Pb ID-TIMS	Zircão detrítico										1932±11	Rocha total	(25)				(25)	
		2871±3 ⁴ a 3048±2 ⁴	U-Pb ID-TIMS	Zircão detrítico										1876±17	Rocha total	(25)				(25)	
		2609±7 ¹⁹ , 2796±36 ²⁰	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão detrítico																	
		2060±13 ³	Evaporação de Pb	Pirita																	
	Formação Azul	2373±4 ²⁰	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão detrítico																	
	Formação Serra Sul	2580-2060 ²¹	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão detrítico																	
NEOARQUEANO																					
Magmatismo subalcalino																					
Magnetismo máfico-ultramáfico	Granito 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 -2,06	3,19-2,97	(7)				2630±40	hornblenda	(25)			(7) (25)	
Sequências metavolcanossedimentares	Complexo Luanga	2763±6 ¹	U-Pb ID-TIMS	Zircão											2517±12	Actinolita	(25)			(25)	
	Complexo Vermelho	Sem datação disponível																			
	Gabro Santa Inês	Sem datação disponível																			
Grupo Igarapé Pojuca		2732±3 ¹	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão				-0,8	a -1,4	3,06-2,85	(9)									(9)	
		2719±80 ⁹ , 2757±81 ⁹	isócrona Sm-Nd	rocha-total				-0,9	a -3,26	3,12-3,33	(10)									(10)	
	Grupo Salobo	2761±3 ¹	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão	2573±2 ¹	U-Pb ID-TIMS	Zircão														
		Grupo Rio Novo	2658±213 ⁸	isócrona Sm-Nd	rocha-total										2009±19	tremolita	(25)			(25)	
			2,76 ⁽⁷⁾²⁹	U-Pb LA-ICP-MS	Zircão										2849±90	tremolita	(25)			(25)	
													1900±30	biotita	(25)			(25)			
	Grupo Igarapé Bahia	Formação Igarapé Cigarra	2751±4 ¹⁴	U-Pb ID-TIMS	Zircão																
			2748±34 ¹⁶	U-Pb SHRIMP	Zircão				-0,9	a -2,1	2,99-3,13	(11)						-16	a -21	Zircão	(11)
			2745±1 ^{11,22} , 2747±1 ¹¹	Evaporação de Pb	Zircão				-1		2,96	(12)									
			2758±75 ¹¹ , 2759±24 ¹²	isócrona Sm-Nd	rocha-total																
			2751±81 ¹² , 2758±36 ¹¹	Evaporação de Pb	rocha-total																(12)
			2765±36 ¹¹ , 2776±12 ¹¹	Evaporação de Pb	rocha-total																
	Grupo Grão-Pará	Formação Carajás	2575±12 ³⁰	U-Pb SHRIMP	Monazita																
2740±8 ¹³ , 2743±11 ¹³			U-Pb SHRIMP	Zircão				-4,2			(16)										
2751±4 ¹⁴			U-Pb ID-TIMS	Zircão																	
Formação Parauapebas		2757±18 ¹⁵	Evaporação de Pb	Zircão																	
		2758±39 ^{18,17} , 2759±2 ¹	U-Pb ID-TIMS	Zircão				4,6	a -7,0	2,76	(18)									(18)	
		2745±5 ²³ , 2749±6,5 ²³	U-Pb SHRIMP	Zircão				-4,1	a -1,53	3,36-3,02	(23)	-1		3,35-3,22	(23)					(23)	
		2757±7 ¹³ , 2760±11 ¹³	U-Pb SHRIMP	Zircão																	

Simbologia (* Idade em Ga). Fonte dos dados: 1 - Machado *et al.* (1991), 2 - Dall'Agnol *et al.* (2005), 3 - Mougou *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 e Macambira (2002), 11 - Galarza (2002), 12 - Santos (2002), 13 - Trendall *et al.* (1998), 14 - Krynsky *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 e Sousa (2018), 20 - Justo *et al.* (2018), 21 - Araújo e Nogueira (2019), 22 - Galarza *et al.* (2008), 23 - Martins *et al.* (2017), 24 - Teixeira *et al.* (2018), 25 - Tavares (2015), 26 - Sardinha *et al.* (2001), 27 - Tavares (2014), 28 - Sardinha *et al.* (2006), 29 - Reis (2000), 30 - Tallarico *et al.* (2005).

Tabela A2 - Levantamento dos dados compilados em estudos prévios e aqueles inéditos obtidos pela autora para o desenvolvimento desta tese (continuação).

Amostras	Latitude	Longitude	Geólogo(a)	TTC/MS/Doc	Unidade	Fácies	SM	MEV	QM	Am_Mão	Lâmina	Modal	Litoquímica	Pb_Pb	SHRIMP	LA-ICP-MS	Lu_Hf	Sm-Nd	Pb (Feldspato)	Oxygen	Sr-Sr
EDC-85	9253664	563874	Elcison	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-GrD	X			X		X									
EDC-11	9253696	552655	Elcison	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-GrD				X		X									
EDC-19	9257296	556724	Elcison	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-GrD	X			X		X	X					X			X
EDC-64	9252842	565419	Elcison	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-GrD	X					X									
EDC-18a	9253504	556029	Elcison	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-GrD	X			X	X	X	X								
EDC-66b	9251088	564855	Elcison	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-MzG	X			X	X	X	X								
EDC-83	9251189	562441	Elcison	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-MzG	X			X		X	X					X			X
PDE-85	9246126	589353	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.					X	X	X								
PDE-79	9244103	590069	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.					X	X	X								
PDE-86	9247109	588756	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.					X	X	X								
PDE-47	9252252	591978	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.					X	X	X					X			X
PDE-75A	9249206	589135	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.				X	X	X	X								
PDE-07	9242055	598384	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.				X	X	X	X								
PDR-27A	9251252	594991	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.				X	X	X	X								
PDE-77	9244370	591011	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.					X	X	X								
PDE-83	9245188	588661	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.				X	X	X	X								
PDE-26B	9249270	590784	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.					X	X	X								
PDE-87	9247295	588324	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.					X	X	X								
PDE-10	9247176	594065	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.					X	X	X								
PDE-28	9250316	592844	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.					X	X	X								
PDE-24A	9249988	589419	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.				X	X	X	X								
PDE-101	9264411	598629	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.				X					X			X			X
PDE-104	9261672	596385	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.				X	X							X			X
PDE-106	9245888	588983	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.				X	X				X			X			X
ADK-121B	9244556	588601	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.					X	X	X								
PDE-29	9251067	593405	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.				X	X	X	X								
PDE-04	9247038	596221	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.				X	X	X	X								
PDE-09	9247878	594328	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.						X	X								
PDE-03	9242142	603453	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.				X	X	X	X								
PDE-81	9244239	589614	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.				X	X	X	X								
PDE-73	9248209	589593	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.				X	X	X	X								
PDE-90	9242844	590651	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.					X	X	X								
PDE-46	9252127	592460	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.					X	X	X								
PDE-70	9249064	590422	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.				X	X	X	X								
PDE-53	9252433	586995	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.					X	X	X								
PDR-16	9256220	595103	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.				X	X	X	X					X			X
PDE-48	9252976	591032	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.					X	X	X								
PDR-12	9259194	593769	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.				X	X	X	X								
PDE-107	9242227	597719	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Nova Canadá	Bt-LeucoGrD heterog.				X	X				X			X			X
MYF-17A	9245000	640930	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD					X	X	X								
MYF-71	9245266	641976	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD				X		X									
MYF-72	9245548	642143	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD					X	X	X	X				X			
MYF-73	9245382	642627	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD						X									
MYF-74	9245712	643081	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD					X	X	X								
MYF-75	9245936	643840	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD				X	X	X									
ADE-18	9241359	617750	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD					X	X	X								
CDGW-118	9241488	614889	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD						X	X	X							
MYF-13A	9248090	637491	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD					X	X	X								
MYF-13B	9248090	637491	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD					X	X	X								

Tabela A2 - Levantamento dos dados compilados em estudos prévios e aqueles inéditos obtidos pela autora para o desenvolvimento desta tese (continuação).

Amostrs	Latitude	Longitude	Geólogo(a)	TTC/MS/Doc	Unidade	Fácies	SM	MEV	QM	Am_Mão	Lâmina	Modal	Litoquímica	Pb_Pb	SHRIMP	LA-ICP-MS	Lu_Hf	Sm-Nd	Pb (Feldspato)	Oxygen	Sr-Sr
MYF-13C	9248090	637491	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD					X	X	X								
MYF-14B	9247680	637737	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD					X	X	X								
MYF-15B	9249976	637747	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD					X	X	X	X				X			
MYF-77	9246812	643178	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Hbl-Bt-Granito						X	X								
MYF-11	9249228	636810	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD					X	X	X								
MYF-12	9248300	637334	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD															
MYF-14A	9247680	637737	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD					X	X	X								
MYF-15A	9249976	637747	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD															
MYF-16	9245780	639460	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD					X					X		X			
MYF-23	9251238	643382	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD															
MYF-24B	9251370	643252	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD						X	X								
MYF-28	9253680	642186	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD					X										
MYF-29C	9254372	641842	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD															
MYF-48A	9265024	645031	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD															
MYF-70	9244332	642140	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD				X											
MYF-71	9245266	641976	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD						X									
MYF-73	9245382	642627	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD				X		X									
MYF-76	9246104	643840	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD				X											
MYF-81A	9246612	631673	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD					X										
MYF-82	9246616	631745	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD				X											
MYF-83	9246108	636583	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD					X										
MYF-84	9245662	635897	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD				X	X										
MYF-85	9245744	634450	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD				X											
MYF-86	9245542	646050	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD															
MYF-87	9295686	646294	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD				X	X	X	X								
MYF-12	9248300	637334	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Bt-LeucoGrD															
MYF-78	9246810	642932	Mayara	Dissertação	LeucoGrD Pantanal	Hbl-Bt-Granito				X		X	X								
SDA-02(a)	9254256	573011	Elcison	Dissertação	LeucoGrD Velha Canadá	Bt-GrD-heterg				X		X									
PD-01	9259983	591705	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Velha Canadá	Bt-LeucoGrD equig.				X		X	X	X				X			X
PDR-01	9260462	601576	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Velha Canadá	Bt-LeucoGrD equig.						X	X								
PDR-08	9265900	591474	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Velha Canadá	Bt-LeucoGrD equig.						X	X								
PDR-10	9260025	591581	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Velha Canadá	Bt-LeucoGrD equig.						X	X								
PDR-13	9258914	595028	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Velha Canadá	Bt-LeucoGrD equig.						X	X								
PDE-38	9264158	586433	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Velha Canadá	Bt-LeucoGrD equig.						X	X								
PDE-39	9264869	585614	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Velha Canadá	Bt-LeucoGrD equig.				X		X	X								
PDE-41A	9266627	585237	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Velha Canadá	Bt-LeucoGrD equig.				X		X	X								
PDE-56	9253607	590005	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Velha Canadá	Bt-LeucoGrD equig.				X		X	X								
PDE-59	9266643	602469	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Velha Canadá	Bt-LeucoGrD equig.						X	X		X		X				
PDE-69	9262611	605381	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Velha Canadá	Bt-LeucoGrD equig.				X		X	X								
ADK-60	9245424	591293	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Velha Canadá	Bt-LeucoGrD equig.					X	X	X								
CP-30	9264493	590696	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Velha Canadá	Bt-LeucoGrD equig.						X	X								
PDE-33	9265722	595332	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Velha Canadá	Bt-LeucoMzG equig.				X	X	X	X								
PDE-30	9260010	595835	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Velha Canadá	Bt-LeucoMzG equig.						X	X								
PDE-58	9268176	599233	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Velha Canadá	Bt-LeucoMzG equig.				X		X	X					X			X
PDR-07	9264262	590588	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Velha Canadá	Bt-LeucoMzG equig.				X		X	X					X			X
SDA-02(b)	9254256	573011	Pablo	Dissertação	LeucoGrD Velha Canadá	Bt-GrD-heterg						X	X	X							
EDC-75	9247880	555454	Elcison	Dissertação	Sanukitoide Água Azul	Ep-Anf-Bt-GrD-pórfiro	X				X	X	X						X		
EDC-08	9253656	551322	Elcison	Dissertação	Sanukitoide Água Azul	Ep-Anf-Bt-GrD-pórfiro	X			X								X			X
EDC-71	9249060	563660	Elcison	Dissertação	Sanukitoide Água Azul	Anf-Ep-Bt-MzG pórfiro	X			X	X	X	X						X		

Amostras	Latitude	Longitude	Geólogo(a)	TTC/Ms/Doc	Unidade	Fácies	SM	MEV	QM	Am_Mão	Lâmina	Modal	Litoquímica	Pb_Pb	SHRIMP	LA-ICP-MS	Lu_Hf	Sm-Nd	Pb (Feldspato)	Oxygen	Sr-Sr
EDC-72	9248558	562990	Eleilson	Dissertação	Sanukitoide Água Azul	Anf-Ep-Bt-MzG pórfiro	X				X	X									
EDC-73	9248744	562663	Eleilson	Dissertação	Sanukitoide Água Azul	Anf-Ep-Bt-MzG pórfiro	X			X			X								
EDC-68	9248654	564640	Eleilson	Dissertação	Sanukitoide Água Azul	Ms-Bt-MzG pórfiro	X				X										
EDC-74(a)	9249090	562815	Eleilson	Dissertação	Sanukitoide Água Azul	Anf-Ep-Bt-MzG pórfiro	X		X			X	X		X					X	
EDC-87	9247280	559309	Eleilson	Dissertação	Sanukitoide Água Azul	Ms-Bt-GrD-pórfiro	X				X										
EDC-77	9248494	559498	Eleilson	Dissertação	Sanukitoide Água Azul	Anf-Ep-Bt-MzG pórfiro	X			X	X	X	X								
EDC-69	9248526	564880	Eleilson	Dissertação	Sanukitoide Água Azul	Ms-Bt-GrD-pórfiro	X				X	X									
EDC-86	9247647	559462	Eleilson	Dissertação	Sanukitoide Água Azul	Ms-Bt-GrD-pórfiro	X				X	X	X								
EDC-63	9253812	567673	Eleilson	Dissertação	Sanukitoide Água Azul	Ep-Anf-Bt-Tnl-pórfiro	X		X		X	X									
EDC-76	9247938	556123	Eleilson	Qualify	Sanukitoide Água Azul	Ep-Anf-Bt-Tnl	X		X	X	X	X	X		X		X	X		X	
SDA-01	9250586	571090	Eleilson	Qualify	Sanukitoide Água Azul	Anf-Ep-Bt-MzG pórfiro	X			X	X	X	X	X						X	
SE-85	9253051	571237	Soraya/Eleilson	CC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Azul	Ep-Anf-Bt-Tnl	X			X	X	X	X								
SE-86	9253592	572270	Soraya/Eleilson	CC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Azul	Ep-Anf-Bt-Tnl	X				X	X									
SE-08	9247747	576811	Soraya/Eleilson	CC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Azul	Anf-Bt-GrD-pórfiro	X				X	X	X								
SE-46	9251560	571686	Soraya/Eleilson	CC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Azul	Anf-Bt-GrD-pórfiro	X			X	X	X									
SE-07	9247526	577661	Soraya/Eleilson	CC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Azul	Anf-Bt-GrD-pórfiro	X														
SE-51	9249482	570536	Soraya/Eleilson	CC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Azul	Anf-Bt-GrD-pórfiro	X			X	X	X	X					X			X
SE-95	9248459	575795	Soraya/Eleilson	CC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Azul	Anf-Bt-GrD-pórfiro	X				X	X									
SE-64	9254623	573198	Soraya/Eleilson	CC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Azul	Bt-GrD-hetereg	X			X	X	X									
SE-94	9247789	575492	Soraya/Eleilson	TCC/Qualify	Sanukitoide Água Azul	Ep-Anf-Bt-GrD-pórfiro	X		X		X	X	X		X		X				
ADK-39	9262332	589600	Eleilson	TCC/Qualify	Sanukitoide Água Limpa	Anf-Bt-GrD-pórfiro	X			X	X	X	X	X	X		X		X	X	
SE-17A	9258605	580625	Eleilson	TCC/Qualify	Sanukitoide Água Limpa	Bt-Anf-Tnl-pórfiro	X				X	X	X		X		X			X	
MRS-41	9263128	593048	Pablo/Eleilson	TCC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Limpa	Bt-Hbl-GrD-porf	X			X	X	X	X					X			X
ADK-15	9262460	594028	Pablo/Eleilson	TCC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Limpa	Bt-Hbl-GrD-porf	X				X	X									
SE-22A	9259897	577526	Eleilson	TCC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Limpa	Bt-GrD-pórfiro	X				X	X	X	X	X			X		X	
SE-22B	9259897	577526	Eleilson	TCC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Limpa	Bt-GrD-pórfiro	X				X	X									
DD-11	9260224	576704	Eleilson	TCC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Limpa	Bt-GrD-pórfiro	X			X		X									
SE-30A	9260213	575811	Eleilson	TCC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Limpa	Bt-GrD-pórfiro	X				X										
SE-32	9258450	580980	Eleilson	TCC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Limpa	Bt-Anf-Tnl-pórfiro	X				X										
DD-09	9260779	577304	Eleilson	TCC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Limpa	Bt-GrD-pórfiro	X			X											
SE-34	9263354	579645	Eleilson	TCC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Limpa	Bt-GrD-pórfiro	X				X	X	X								
SE-19B	9259856	579563	Eleilson	TCC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Limpa	Bt-GrD-pórfiro	X		X		X	X									
SE-20B	9259083	579009	Eleilson	TCC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Limpa	Anf-Bt-GrD-pórfiro	X				X	X									
ADK-70	9259958	581663	Eleilson	TCC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Limpa	Anf-Bt-GrD-pórfiro	X				X	X	X						X		
ADK-73	9259794	581596	Eleilson	TCC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Limpa	Bt-Anf-Tnl-pórfiro	X				X										
DD-10	9260543	576999	Eleilson	TCC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Limpa	Anf-Bt-GrD-pórfiro	X		X		X	X	X								
ADK-83	9259424	583714	Eleilson	TCC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Limpa	Anf-Bt-GrD-pórfiro	X				X	X	X								
SE-37A	9261265	578966	Eleilson	TCC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Limpa	Anf-Bt-GrD-pórfiro	X														
SE-37B	9261263	578928	Eleilson	TCC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Limpa	Ms-Bt-GrD-pórfiro	X			X											
SE-38	9260843	578730	Eleilson	TCC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Limpa	Ms-Bt-GrD-pórfiro	X				X										
SE-57	9259247	573183	Eleilson	TCC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Limpa	Bt-Anf-Tnl-pórfiro	X				X	X									
ADK-91	9259806	590496	Eleilson	TCC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Limpa	Bt-Anf-Tnl-pórfiro	X				X	X	X								X
SE-45	9258101	577009	Eleilson	TCC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Limpa	Bt-Anf-Tnl-pórfiro	X		X		X	X	X					X			
SE-20A(a)	9258560	578737	Eleilson	TCC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Limpa	Bt-Anf-Tnl-pórfiro	X				X	X	X								
SE-21A	9259674	578069	Eleilson	TCC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Limpa	Ms-Bt-GrD-pórfiro	X				X										
EDC-23	9261586	557495	Eleilson	TCC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Limpa	Ms-Bt-GrD-pórfiro	X			X	X	X									
SE-31A	9259985	576676	Eleilson	TCC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Limpa	Ms-Bt-GrD-pórfiro	X			X	X	X									
SE-31B	9259985	576676	Eleilson	TCC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Limpa	Ms-Bt-GrD-pórfiro	X														
SE-33b	9263516	579388	Eleilson	TCC/Dissertaçã	Sanukitoide Água Limpa	Ms-Bt-GrD-pórfiro	X														

Tabela A2 - Levantamento dos dados compilados em estudos prévios e aqueles inéditos obtidos pela autora para o desenvolvimento desta tese (continuação).

Amostras	Latitude	Longitude	Geólogo(a)	TTC/MS/Doc	Unidade	Fácies	SM	MEV	QM	Am_Mão	Lâmina	Modal	Litoquímica	Pb_Pb	SHRIMP	LA-ICP-MS	Lu_Hf	Sm-Nd	Pb (Feldspato)	Oxygen	Sr-Sr
SE-27	9260620	575000	Eleilson	TCC/Dissertação	Sanukitoide Água Limpa	Ms-Bt-GrD-pórfiro	X			X	X	X	X								
EDC-39	9260670	568011	Eleilson	TCC/Dissertação	Sanukitoide Água Limpa	Ms-Bt-GrD-pórfiro	X								X						
EDC-42	9261230	565847	Eleilson	TCC/Dissertação	Sanukitoide Água Limpa	Ms-Bt-GrD-pórfiro	X			X	X	X									
EDC-50	9261334	562579	Eleilson	TCC/Dissertação	Sanukitoide Água Limpa	Ms-Bt-GrD-pórfiro	X				X										
EDC-53	9261278	563548	Eleilson	TCC/Dissertação	Sanukitoide Água Limpa	Ms-Bt-GrD-pórfiro	X			X	X	X									
EDC-54	9262356	562973	Eleilson	TCC/Dissertação	Sanukitoide Água Limpa	Ms-Bt-GrD-pórfiro	X														
EDC-40B	9260316	568910	Eleilson	TCC/Dissertação	Sanukitoide Água Limpa	Ms-Bt-GrD-pórfiro	X			X	X	X									
EDC-52	9260954	563500	Eleilson	TCC/Dissertação	Sanukitoide Água Limpa	Ms-Bt-GrD-pórfiro	X			X	X	X	X								
EDC-48	9258860	561397	Eleilson	TCC/Dissertação	Sanukitoide Água Limpa	Ms-Bt-GrD-pórfiro	X			X	X										
EDC-49	9260270	563186	Eleilson	TCC/Dissertação	Sanukitoide Água Limpa	Ms-Bt-GrD-pórfiro	X					X									
SE-56A	9260698	574103	Eleilson	TCC/Dissertação	Sanukitoide Água Limpa	Ms-Bt-GrD-pórfiro	X				X	X	X								
SE-43	9258250	577600	Eleilson	TCC/Dissertação	Sanukitoide Água Limpa	Anf-Bt-Tnl-pórfiro	X				X										
SE-35	9263207	580015	Eleilson	TCC/Dissertação	Sanukitoide Água Limpa	Ms-Bt-GrD-pórfiro	X														
SE-56B	9260698	574103	Eleilson	TCC/Dissertação	Sanukitoide Água Limpa	Ms-Bt-GrD-pórfiro	X				X	X									
EDC-88	9261447	565692	Eleilson	TCC/Dissertação	Sanukitoide Água Limpa	Ms-Bt-GrD-pórfiro	X			X											
ADK-75	9258033	581602	Eleilson	TCC/Dissertação	Sanukitoide Água Limpa	Anf-Bt-Tnl-pórfiro	X						X								
EDC-56	9263568	562732	Eleilson	TCC/Dissertação	Sanukitoide Água Limpa	Ms-Bt-GrD-pórfiro	X														
EDC-46B	9263740	564358	Eleilson	TCC/Dissertação	Sanukitoide Água Limpa	Ms-Bt-GrD-pórfiro	X			X											
EDC-44	9262210	563834	Eleilson	TCC/Dissertação	Sanukitoide Água Limpa	Ms-Bt-GrD-pórfiro	X			X											
PCD-03	9215390	614692	Pacheco	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Bt-Tnl				X	X	X	X			X					
PCD-08	9215396	614688	Pacheco	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Bt-Tnl				X	X	X	X		X		X	X			
CLR-12	9237756	589618	Ronayb	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Ep-Bt-Tnl-Trondj					X		X								
CLR-13	9236690	589184	Ronayb	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Ep-Bt-Tnl-Trondj						X	X	X							
CLR-14	9234704	588735	Ronayb	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Ep-Bt-Tnl-Trondj						X	X								
CLR-15	9234422	588775	Ronayb	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Ep-Bt-Tnl-Trondj					X	X									
CLR-20	9233712	587183	Ronayb	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Ep-Bt-Tnl-Trondj					X	X									
CLR-22A	9234386	585205	Ronayb	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Ep-Bt-Tnl-Trondj					X	X									
CLR-23	9235228	584656	Ronayb	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Ep-Bt-Tnl-Trondj					X		X								
CLR-28	9234020	581375	Ronayb	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Ep-Bt-Tnl-Trondj					X	X									
CLR-34B	9240976	578755	Ronayb	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Ep-Bt-Tnl-Trondj					X	X	X								
CLR-114	9237496	585073	Ronayb	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Ep-Bt-Tnl-Trondj					X	X	X								
SE-84	9246168	570720	Ronayb	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Ep-Bt-Tnl-Trondj						X									
SE-89	9244251	575334	Ronayb	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Ep-Bt-Tnl-Trondj					X	X	X								
SE-91	9246636	574937	Ronayb	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Ep-Bt-Tnl-Trondj					X	X									
AABG-22	9232909	591295	Ronayb	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Ep-Bt-Tnl-Trondj					X	X	X								
AABG-23	9232908	591291	Ronayb	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Ep-Bt-Tnl-Trondj					X	X									
AABG-24A	9233336	591898	Ronayb	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Ep-Bt-Tnl-Trondj					X	X									
AABG-24B	9233336	591898	Ronayb	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Ep-Bt-Tnl-Trondj					X	X	X								
AABG-28	9231013	593667	Ronayb	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Ep-Bt-Tnl-Trondj						X									
AABG-29	9230882	593729	Ronayb	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Ep-Bt-Tnl-Trondj					X	X	X								
AABG-36	9224059	604369	Ronayb	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Ep-Bt-Tnl-Trondj					X	X									
AABG-38A	9222682	604654	Ronayb	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Ep-Bt-Tnl-Trondj					X	X									
AABG-38B	9222682	604654	Ronayb	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Ep-Bt-Tnl-Trondj					X	X									
AABG-39A	9223108	604989	Ronayb	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Ep-Bt-Tnl-Trondj					X	X	X								
AABG-36	9229984	595188	Ronayb	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Ep-Bt-Tnl-Trondj						X	X	X							
AABG-58A	9229270	594978	Ronayb	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Ep-Bt-Tnl-Trondj					X	X									
AABG-59B	9229344	595451	Ronayb	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Ep-Bt-Tnl-Trondj					X	X									
AABG-104	9221000	608425	Ronayb	Dissertação	Ortognaisse Caracol	Ep-Bt-Tnl-Trondj					X		X								
AL-163*	9220402	608782	Albano	Tese	Ortognaisse Caracol	Bt-Tnl			X (Pug, Bt, Ep)			X	X	X				X			

Amostrs	Latitude	Longitude	Geólogo(a)	TTC/Ms/Doc	Unidade	Fácies	SM	MEV	QM	Am_Mão	Lâmina	Modal	Litoquímica	Pb_Pb	SHRIMP	LA-ICP-MS	Lu_Hf	Sm-Nd	Pb (Feldspato)	Oxygen	Sr-Sr
AL-54A	9219102	615923	Albano	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl						X	X								
AL-237B(A)	9221119	609896	Albano	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl						X	X					X			
AL-239A	9216169	615422	Albano	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl						X	X								
AL-163D	9221020	608980	Albano	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl						X									
AL-208	9227902	618510	Albano	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl						X	X								
AL-45*	9226590	621455	Albano	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl						X									
AL-210C	9226640	618213	Albano	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl		X (Plag, Bt, Ms, Ep)				X	X	X				X			
AL-253A	9230154	622767	Albano	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl						X	X								
ALF-264	9233347	618782	Albano	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl						X	X								
AL-46*	9229288	619450	Albano	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl						X									
AL-216	9211844	616090	Albano	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl		X (Plag, Bt, Ms, Ep)				X	X	X				X			
AL-59	9210173	623219	Albano	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl						X	X					X			
AL-26A*	9215945	625688	Albano	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl						X	X								
AL-03A*	9216820	618826	Albano	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl						X	X								
AL-35*	9208818	627594	Albano	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl						X									
AL-215	9210990	616257	Albano	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl						X									
ALF-237A	9212991	616862	Ary	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl												X			
AM-02A	9216198	619012	Ary	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl						X		X		X	X	X			
AL-59	9210173	623219	Ary	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl						X									
AL-210C	9226640	618213	Ary	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl						X									
FMR-20	9203812	579959	Fabriciana	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl															
FMR-23	9205994	580575	Fabriciana	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl															
FMR-24	9205948	580782	Fabriciana	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl															
FMR-25	9207412	580968	Fabriciana	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl			X	X		X	X	X				X			
FMR-28	9211732	582390	Fabriciana	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl															
FMR-29	9212916	582641	Fabriciana	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl						X	X								
FMR-30A	9215510	583298	Fabriciana	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl															
FMR-31	9216432	583547	Fabriciana	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl															
FMR-34A	9203538	582979	Fabriciana	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl															
FMR-36A	9205632	583650	Fabriciana	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl															
FMR-37A	9206460	583880	Fabriciana	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl						X	X								
FMR-39A	9207168	584085	Fabriciana	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl															
FMR-40	9208366	584370	Fabriciana	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl						X									
FMR-41	9208168	586394	Fabriciana	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl															
FMR-52	9207350	581808	Fabriciana	Tese	Ortognaise Caracol	Bt-Tnl						X	X								
2-26/CDGW	9242308	628539	Alice	Dissertação	Ortognaise São Carlos	Ep-Bt-Hbl-Tnl			X		X	X	X								
CDGW-116a	9243922	629190	Alice	Dissertação	Ortognaise São Carlos	Ep-Bt-Hbl-Tnl				X											
AFD-13a	9261208	625754	Alice	Dissertação	Ortognaise São Carlos	Ep-Bt-Hbl-Tnl		X				X	X								
AFD-13b	9261208	625754	Alice	Dissertação	Ortognaise São Carlos	Ep-Bt-Hbl-Tnl					X					X	X	X			
AFD-18	9260924	627011	Alice	Dissertação	Ortognaise São Carlos	Ep-Bt-Hbl-Tnl								X				X			
AFD-21	9249856	628607	Alice	Dissertação	Ortognaise São Carlos	Ep-Bt-Hbl-Tnl				X											
AFD-25	9243856	629177	Alice	Dissertação	Ortognaise São Carlos	Ep-Bt-Hbl-Tnl															
AFD-27	9241100	628022	Alice	Dissertação	Ortognaise São Carlos	Ep-Bt-Hbl-Tnl															
AFD-28	9240436	628015	Alice	Dissertação	Ortognaise São Carlos	Ep-Bt-Hbl-Tnl															
AFD-29	9240000	628882	Alice	Dissertação	Ortognaise São Carlos	Ep-Bt-Hbl-Tnl															
AFD-30A	9239794	629333	Alice	Dissertação	Ortognaise São Carlos	Ep-Bt-Hbl-Tnl						X	X	X	X						
AABG-12	9239982	606913	Alice	Dissertação	Ortognaise São Carlos	Ep-Bt-Hbl-Tnl															
ADE-15	9246390	620612	Alice	Dissertação	Ortognaise São Carlos	Ep-Bt-Hbl-Tnl						X	X								
ADE-16a	9246872	621094	Alice	Dissertação	Ortognaise São Carlos	Ep-Bt-Hbl-Tnl					X										

Tabela A2 - Levantamento dos dados compilados em estudos prévios e aqueles inéditos obtidos pela autora para o desenvolvimento desta tese (continuação).

Amostrs	Latitude	Longitude	Geólogo(a)	TTC/Ms/Doc	Unidade	Fácies	SM	MEV	QM	Am_Mão	Lâmina	Modal	Litoquímica	Pb_Pb	SHRIMP	LA-ICP-MS	Lu_Hf	Sm-Nd	Pb (Feldspato)	Oxygen	Sr-Sr
ADE-16d	9246872	621094	Alice	Dissertação	Ortognaisse São Carlos	Ep-Bt-Hbl-Tnl															
MYF-44	9263844	647069	Mayara	Dissertação	Ortognaisse São Carlos	Bt-Hbl-Tnl						X	X								
MYF-47	9264870	645310	Mayara	Dissertação	Ortognaisse São Carlos	Bt-Hbl-Tnl						X	X								
PFA-07	9265726	643632	Mayara	Dissertação	Ortognaisse São Carlos	Bt-Hbl-Tnl						X	X		X			X			
PFA-08B	9266052	642354	Mayara	Dissertação	Ortognaisse São Carlos	Bt-Hbl-Tnl					X										
MYF-45	9264026	646780	Mayara	Dissertação	Ortognaisse São Carlos	Hbl-Bt-Tnl				X		X									
PFA-64	9269740	634424	Mayara	Dissertação	Ortognaisse São Carlos	Hbl-Bt-Tnl															
PFA-67	9260120	631443	Mayara	Dissertação	Ortognaisse São Carlos	Hbl-Bt-Tnl						X	X								
MYF-64	9260038	644065	Mayara	Dissertação	Ortognaisse São Carlos	Hbl-Bt-Tnl															
AMP-80a	9247460	624308	Alice	TCC/Dissertaçã	Ortognaisse São Carlos	Ep-Bt-Hbl-Tnl					X	X	X								
AMP-92	9260990	627014	Alice	TCC/Dissertaçã	Ortognaisse São Carlos	Bt-Hnl-Tnl-Pórfiro						X	X								
PCD-02	9231307	627104	Pacheco	Dissertação	Trondhij Água Fria	Bt-trondj				X	X	X	X								
PCD-06/26	9231307	627104	Pacheco	Dissertação	Trondhij Água Fria	Bt-trondj				X	X	X	X		X	X	X	X			
AL-122	9220624	641034	Albano	Tese	Trondhij Água Fria	Bt-trondj			X (Plag, Bt, Ms, Ep)			X	X					X			
AL-16*	9225179	633138	Albano	Tese	Trondhij Água Fria	Bt-trondj			X (Plag, Bt, Ms)			X									
AL-80*	9221690	634475	Albano	Tese	Trondhij Água Fria	Bt-trondj						X	X								
AL-13C*	9222530	629326	Albano	Tese	Trondhij Água Fria	Bt-trondj						X	X					X			
AL-16A	9225179	633138	Albano	Tese	Trondhij Água Fria	Bt-trondj							X					X			
AL-137	9223001	650118	Albano	Tese	Trondhij Água Fria	Bt-trondj						X	X								
ALF-248A	9230287	627033	Albano	Tese	Trondhij Água Fria	Bt-trondj						X	X								
AL-69A*	9223050	630811	Albano	Tese	Trondhij Água Fria	Bt-trondj						X	X								
AL-71*	9221763	631108	Albano	Tese	Trondhij Água Fria	Bt-trondj						X	X								
MLL-09B	9224362	632965	Albano	Tese	Trondhij Água Fria	Bt-trondj								X							
AM-01	9225037	632732	Ary	Tese	Trondhij Água Fria	Bt-trondj						X				X					
AMP-24	9260448	620419	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Ep-Bt-Tnl					X					X					
CDGW-20	9241488	614889	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Ms-Bt-Tnl															
CDGW-21	9241566	614122	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Ms-Bt-Tnl															
CDGW-120	9251010	629022	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Trondj															
AFD-01A	9262228	621278	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Tnl															
AFD-12	9263674	622138	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Tnl							X			X		X			
AFD-14	9260734	625593	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Ep-Bt-Tnl						X	X								
AFD-16C	9258906	624791	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-GrD						X	X		X						
AFD-17	9260476	620066	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-GrD						X	X								
AFD-19	9264960	626458	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Ep-Ms-Bt-Trondhj						X	X								
AFD-20	9250974	628965	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Ep-Ms-Bt-Trondhj						X	X								
AABG-03	9239684	606842	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Tnl															
AABG-11	9240918	607465	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Trondj															
ADE-01A	9260010	617079	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Ep-Ms-Bt-Trondhj						X	X								
ADE-06	9264663	614651	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-GrD							X								
ADE-10	9266043	626822	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Tnl															
ADE-11	9248637	620724	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Tnl															
ADE-12	9249322	621793	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Tnl															
ADE-14	9246971	620000	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Tnl															
MAR-93	9254178	613193	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Trondj					X										
MAR-96	9252426	613431	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Trondj					X										
MAR-97	9252488	613480	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Trondj					X										
MAR-99	9252250	613571	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Trondj															
MAR-102	9241540	614203	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Ep-Ms-Bt-Trondhj					X	X	X								

Tabela A2 - Levantamento dos dados compilados em estudos prévios e aqueles inéditos obtidos pela autora para o desenvolvimento desta tese (continuação).

Amostrs	Latitude	Longitude	Geólogo(a)	TTC/Ms/Doc	Unidade	Fácies	SM	MEV	QM	Am_Mão	Lâmina	Modal	Litoquímica	Pb_Pb	SHRIMP	LA-ICP-MS	Lu_Hf	Sm-Nd	Pb (Feldspato)	Oxygen	Sr-Sr
PFA-09	9265668	642867	Mayara	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj						X									
PFA-56B	9254950	632175	Mayara	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj															
PFA-58A	9266540	633000	Mayara	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj						X									
PFA-59A	9266770	633010	Mayara	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj						X									
PFA-59C	9266770	633010	Mayara	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj						X									
PFA-60A	9267084	633205	Mayara	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj						X									
PFA-62	9268486	633710	Mayara	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj															
PFA-68	9260160	631701	Mayara	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj															
PFA-69	9259998	632494	Mayara	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj															
PFA-70	9259686	632915	Mayara	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj															
PFA-71	9258770	636074	Mayara	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj															
MYF-81B	9246612	631673	Mayara	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Tnl															
PFR-35	9234750	646700	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Tnl	X			X	X	X	X	X							
PFR-36	9235282	646351	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Tnl	X		X (Bt)		X	X									
PFR-46	9234720	646847	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Tnl						X									
PFR-01	9244370	654897	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj	X			X	X	X	X								
PFR-02	9246714	651508	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj						X									
PFR-02A	9246714	651508	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj	X					X									
PFR-02B	9246714	651508	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj					X										
PFR-05A	9249264	655840	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj	X			X	X	X	X		X						
PFR-05B	9249264	655840	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj	X														
PFR-05C	9249264	655840	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj															
PFR-09	9250594	653207	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj	X				X	X									
PFR-10A	9253530	651762	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj	X				X	X	X								
PFR-10B	9253530	651762	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj	X				X										
PFR-10C	9253530	651762	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj	X				X										
PFR-11	9254138	650519	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj	X														
PFR-12	9254434	649999	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Tnl	X	X	X (Plag, Bt)		X	X									
PFR-23A	9269210	652488	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj	X														
PFR-24	9269404	652217	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj	X			X	X	X	X					X			
PFR-25	9271722	648413	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Tnl	X			X	X	X	X								
PFR-26	9273246	645892	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Tnl															
PFR-27	9252286	653687	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Tnl	X				X										
PFR-28A	9252292	653607	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Tnl	X				X										
PFR-31	9253282	650000	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj	X					X									
PFR-33B	9237332	648919	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Tnl	X				X										
PFR-34	9236520	648534	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Tnl	X														
PFR-38A	9234640	648950	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj	X														
PFR-38B	9234640	648950	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj	X														
PFR-39A	9234778	648984	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj	X				X	X									
PFR-45	9234186	645999	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj	X														
PFR-46	9234720	646847	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Tnl	X					X									
PFR-47	92347002	649194	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj	X				X	X									
PFR-48	9237440	649522	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj	X	X	X (Ep)	X	X	X	X		X						
PFR-49	9239276	651456	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj	X														
PFR-51	9237086	650433	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj	X														
PFA-13	9271876	652056	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj	X				X	X									
PFA-14	9272580	652055	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj	X	X	X (Bt, Ep, Plag)		X	X									
PFA-15A	9273386	652331	Patrick	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj	X				X	X	X								

[illegible]

Tabela A2 - Levantamento dos dados compilados em estudos prévios e aqueles inéditos obtidos pela autora para o desenvolvimento desta tese (continuação).

Amostrs	Latitude	Longitude	Geólogo(a)	TTC/Ms/Doc	Unidade	Fácies	SM	MEV	QM	Am_Mão	Lâmina	Modal	Litoquímica	Pb_Pb	SHRIMP	LA-ICP-MS	Lu_Hf	Sm-Nd	Pb (Feldspato)	Oxygen	Sr-Sr
ADE-27	9241811	614742	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Ep-Bt-Tnl															
ADE-35	9240517	611346	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Ep-Bt-Tnl															
ADE-43	9240986	607352	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Ep-Bt-Tnl															
PDM-02	9253329	608649	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Ep-Bt-Tnl															
PDM-03A	9240989	607364	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Ep-Bt-Tnl															
AMP-99	9263742	622202	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Ep-Bt-Tnl							X								
AMP-38	9254964	624056	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Hbl-Tnl					X	X									
AMP-74d	9258948	624884	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Hbl-Tnl					X	X									
MAR-70a	9240930	607413	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Ep-Bt-Tnl					X	X	X	X	X						
AMP-88b	9259398	619180	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-GrD						X	X								
AMP-34b	9256614	618472	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Ep-Bt-Tnl					X	X	X								
AMP-79a	9248022	624591	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Ep-Bt-Tnl						X									
MAR-101b	9241570	614126	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Ms-Bt-Trondhj					X	X									
AMP-82	9248842	625549	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Hbl-Tnl						X									
AMP-54	9248676	620708	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Ms-Bt-Trondhj						X									
AMP-56	9246942	619980	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-GrD					X	X	X								
AMP-60	9249048	621730	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Ep-Ms-Bt-Trondhj					X	X	X	X							
ADP-03	9249322	621793	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Trondj									X						
MAR-73	9252808	613014	Pablo/Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Tnl						X									
MAR-36	9262168	609811	Pablo/Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Tnl						X	X								
MAR-85	9257730	611405	Pablo/Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Trondj						X	X								
PDA-01	9257730	611405	Pablo/Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Hbl-Bt-Tronj-euig				X				X							
AMP-81	9248896	625261	Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Ms-Bt-GrD						X									
AMP-25	9260524	620171	Márgia/Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Ms-Bt-Trondhj						X									
MAR-56	9259588	608410	Márgia/Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-Tnl						X									
MAR-66	9258514	609377	Márgia/Alice	Dissertação	Ortognaisse Colorado	Bt-trondj					X	X									
EDC-28A	9254672	561395	Eleilson	Dissertação	Ortognaisse Água Azul	Bt-trondj	X						X								
EDC-16	9252346	555860	Eleilson	Dissertação	Ortognaisse Água Azul	Bt-trondj	X					X									
SE-15	9253161	580738	Eleilson	Dissertação	Ortognaisse Água Azul	Bt-Tnl	X			X	X	X									
EDC-22	9261248	557593	Eleilson	Dissertação	Ortognaisse Água Azul	Bt-Tnl	X					X									
EDC-13	9252222	554308	Eleilson	Dissertação	Ortognaisse Água Azul	Bt-Tnl	X					X									
MDE-17B	9247418	544080	Marcela	Dissertação	Ortognaisse Água Azul	Ep-Bt-Tnl				X		X	X								
MDE-21	9253575	546953	Marcela	Dissertação	Ortognaisse Água Azul	Ep-Bt-Tnl						X									
MDE-23	9253563	547061	Marcela	Dissertação	Ortognaisse Água Azul	Ep-Bt-Tnl				X		X	X								
MDE-28A	9248321	546459	Marcela	Dissertação	Ortognaisse Água Azul	Ep-Bt-Tnl				X		X	X								
MDE-37A	9249689	549771	Marcela	Dissertação	Ortognaisse Água Azul	Ep-Bt-Tnl				X		X	X								
MDE-38	9249422	550252	Marcela	Dissertação	Ortognaisse Água Azul	Ep-Bt-Tnl				X		X	X								
MDE-71A	9258582	556448	Marcela	Dissertação	Ortognaisse Água Azul	Ep-Bt-Tnl						X	X								
MDE-73	9251575	555511	Marcela	Dissertação	Ortognaisse Água Azul	Ep-Bt-Tnl				X		X	X								
MDE-74	9252258	555830	Marcela	Dissertação	Ortognaisse Água Azul	Ep-Bt-Tnl				X		X	X								
MDE-75B	9252903	556014	Marcela	Dissertação	Ortognaisse Água Azul	Ep-Bt-Tnl						X	X								
MDE-82	9257758	553092	Marcela	Dissertação	Ortognaisse Água Azul	Ep-Bt-Tnl						X	X								
EDC-22	9261248	557593	Marcela	Dissertação	Ortognaisse Água Azul	Ep-Bt-Tnl						X									
EDC-13	9252222	554308	Marcela	Dissertação	Ortognaisse Água Azul	Ep-Bt-Tnl						X									
RL-119B	9256577	546958	Marcela	Dissertação	Ortognaisse Água Azul	Ep-Bt-Tnl						X									
RL-30	9247121	544330	Marcela	Dissertação	Ortognaisse Água Azul	Ep-Bt-Tnl						X									
RL-118B	9256577	546958	Marcela	Dissertação	Ortognaisse Água Azul	Ep-Bt-Tnl						X									
RL-120	9252381	547386	Marcela	Dissertação	Ortognaisse Água Azul	Ep-Bt-Tnl						X									
MDE-13A	9248976	544292	Marcela	Dissertação	Ortognaisse Água Azul	Bt-trondhj						X	X								

Tabela A2 - Levantamento dos dados compilados em estudos prévios e aqueles inéditos obtidos pela autora para o desenvolvimento desta tese (conclusão).

Amostrs	Latitude	Longitude	Geólogo(a)	TTC/MS/Doc	Unidade	Fácies	SM	MEV	QM	Am_Mão	Lâmina	Modal	Litoquímica	Pb_Pb	SHRIMP	LA-ICP-MS	Lu_Hf	Sm-Nd	Pb (Feldspato)	Oxygen	Sr-Sr
DME-12	9246702	547075	Diwemerson	Dissertação	Anfibolito Surucucu	Actinolita-Anfibolito															
DME-24	9259559	553158	Diwemerson	Dissertação	Anfibolito Surucucu	Actinolita-Anfibolito															
DME-38			Diwemerson	Dissertação	Anfibolito Surucucu	Actinolita-Anfibolito															
RL-14B			Diwemerson	Dissertação	Anfibolito Surucucu	Actinolita-Anfibolito															
RL-66			Diwemerson	Dissertação	Anfibolito Surucucu	Actinolita-Anfibolito															
RL-136			Diwemerson	Dissertação	Anfibolito Surucucu	Actinolita-Anfibolito															
DME-09	9249283	546968	Diwemerson	Dissertação	Anfibolito Surucucu	Diopsídio-Anfibolito															
DME-14	9251703	555498	Diwemerson	Dissertação	Anfibolito Surucucu	Diopsídio-Anfibolito															
MDF-39			Diwemerson	Dissertação	Anfibolito Surucucu	Diopsídio-Anfibolito			X												
MDF-38			Diwemerson	Dissertação	Anfibolito Surucucu	Diopsídio-Anfibolito															
RL-21			Diwemerson	Dissertação	Anfibolito Surucucu	Diopsídio-Anfibolito															
MDF-31			Diwemerson	Dissertação	Anfibolito Surucucu	Diopsídio-Anfibolito															
DME-17	9254067	556068	Diwemerson	Dissertação	Anfibolito Surucucu	Diopsídio-Anfibolito															
PCD-05	9216210	618996	Pacheco	Dissertação	Anfibolito Surucucu	Anfibolito															
ADJ-02	9226722	610958	Aline	Tese	Granodiorito (SNK)	sob estudo				X	X	X	X					X			
ADJ-03	9231111	613027	Aline	Tese	LeucoGrD (Pantanal)	sob estudo				X	X	X	X					X			
ADJ-04	9231764	612275	Aline	Tese	Tonalito foliado	sob estudo				X	X	X	X					X			
ADJ-05	9232333	612142	Aline	Tese	Tonalito foliado	sob estudo				X	X	X	X					X			
ADJ-06	9233078	612106	Aline	Tese	Tonalito foliado	sob estudo				X	X	X	X					X			
ADJ-07A/B	9233760	612142	Aline	Tese	A=LEUCO/B=Tonalito foliado	sob estudo				X	X	X	X					X			
ADJ-08	9236605	609606	Aline	Tese	Tonalito foliado cortado pelo Leuco	sob estudo															
ADJ-09	9237003	610043	Aline	Tese	Tonalito foliado cortado pelo Leuco	sob estudo															
ADJ-10	9237987	610463	Aline	Tese	LeucoGrD (Pantanal)	sob estudo				X	X	X	X								
ADJ-11	9239858	611916	Aline	Tese	Trondhjemitó (Colorado)	sob estudo				X	X	X	X								
ADJ-12	9241606	613842	Aline	Tese	Trondhjemitó (Colorado)	sob estudo				X	X	X	X								
ADJ-13	9241504	614216	Aline	Tese	Trondhjemitó (Colorado)	sob estudo				X	X	X	X								
ADJ-14	9240228	617230	Aline	Tese	LeucoGrD (Pantanal)	sob estudo				X	X	X	X								
ADJ-15	9241387	614415	Aline	Tese	LeucoGrD (Pantanal)	sob estudo				X	X	X	X								
ADJ-16A	9216253	619028	Aline	Tese	Trondhjemitó Água Fria	sob estudo															
ADJ-16B	9216253	619028	Aline	Tese	Gnaiss Caracol	sob estudo				X	X	X	X								
ADJ-16C	9216253	619028	Aline	Tese	Anfibolito Surucucu	sob estudo				X	X	X	X								
ADJ-16D	9216253	619028	Aline	Tese	Granito Xinguara	sob estudo				X	X	X	X								
ADJ-17	9207476	628403	Aline	Tese	Granodiorito (SNK)	sob estudo				X	X	X	X								
ADJ-18	9206974	629509	Aline	Tese	Granodiorito (SNK)	sob estudo				X	X	X	X								
ADJ-19	9206511	633569	Aline	Tese	Granodiorito (SNK)	sob estudo				X	X	X	X								
ADJ-20	9205463	634599	Aline	Tese	Metavulcânica (Greenstone)	sob estudo				X	X	X	X								
ADJ-21	92037557	635386	Aline	Tese	Granito Manda Saia	sob estudo				X	X	X	X								
ADJ-22	9200943	638665	Aline	Tese	Metavulcânica (Greenstone)	sob estudo				X	X	X	X								
ADJ-23	9255113	663036	Aline	Tese	LeucoGrD (Indiferenciado)	sob estudo				X	X	X	X								
ADJ-24	9239278	651468	Aline	Tese	gnaisse (Colorado)	sob estudo				X	X	X	X								
ADJ-25	9239778	629334	Aline	Tese	gnaisse (Colorado)	sob estudo															
ADJ-26	9240250	628122	Aline	Tese	gnaisse (Colorado)	sob estudo				X	X	X	X								

ANEXO B
RESUMOS EXPANDIDOS

SUÍTE SANUKITOIDE ÁGUA LIMPA: ORIGEM E SIGNIFICADO TECTÔNICO DE GRANITOIDES DE ALTO-Mg DO TERRENO SAPUCAIA, PROVÍNCIA CARAJÁS

Aline Costa do Nascimento^{1,2,3}; Davis Carvalho de Oliveira^{1,2,3}; Eleilson Oliveira Gabriel^{1,2,3};
Luciano Ribeiro da Silva^{1,2,3}; Pablo José Leite Santos^{1,2,3}

¹Universidade Federal do Pará - UFPA; ²Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica; ³Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides

aline.nascimento@ig.ufpa.br; davis@ufpa.br; eleilson@ufpa.br; lucianor@ufpa.br; pablosleite@hotmail.com

RESUMO

Dados isotópicos inéditos de U–Pb–Hf em zircão e Nd–Sr em rocha total foram obtidos para os plutons Água Limpa (GAL) e Água Azul (GAA), que afloram no Terreno Sapucaia (extremo sul do Domínio Carajás), como dois corpos alongados segundo o *trend* regional E-W. Tais unidades são formadas por granodioritos e subordinados tonalitos e monzogranitos, e mostram textura porfirítica e variáveis proporções de biotita, anfibólio e epidoto. Eles apresentam assinatura geoquímica caracterizada por altos conteúdos de Mg, Cr e Ni bem como de K, Ba e Sr, o que caracteriza a afinidade sanukitoide (SNK) dessas rochas. Neste estudo elas são agrupadas na Suíte Sanukitoide Água Limpa. Dados geocronológicos U–Pb SHRIMP em zircão indicam que os magmas geradores dos SNKs estudados foram colocados em 2,87 Ga, com xenocristais datados em 2,92, 2,96 e 2,99 Ga. A partir dos isótopos de Hf em zircão, o GAL forneceu valores subcondríticos a supracondríticos de $\varepsilon_{\text{Hf}(2,87)}$ (–3,3 e +2,0) e idades modelos crustais ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$) paleoarqueanas (3,0–3,2 Ga), indicando uma origem juvenil em 2,87 Ga (componente supracondrítico), mas com a participação de materiais crustais reciclados (componente subcondrítico). O GAA forneceu valores exclusivamente supracondríticos [$\varepsilon_{\text{Hf}(t)}$ = +0,1 e +2,1], o que indica uma origem juvenil para estes cristais, além de um menor tempo de residência crustal ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ = 2,9–3,0 Ga) em relação ao GAL. Dados isotópicos de Nd e Sr forneceram idade modelo ($\text{T}_{\text{DM}}^{\text{Nd}}$) entre 2,9–3,1 Ga, $\varepsilon_{\text{Nd}(t)}$ entre –0,6 e +2,9 e razão $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ entre 0,698669 a 0,701799, o que corrobora com a origem juvenil para essas rochas, mas com o envolvimento de um componente crustal. A integração dos dados adquiridos neste estudo com aqueles gerados em trabalhos anteriores indica que os magmas geradores da Suíte Sanukitoide Água Limpa foram colocados sintectonicamente a partir de zonas de cisalhamento de escala regional em um cenário colisional (pós-subducção), definido pelo pico de metamorfismo regional da Província Carajás (2,89–2,84 Ga). Este cenário envolveu espessamento crustal e *slab break-off*, que permitiu fusão parcial da cunha do manto previamente enriquecida para gerar os magmas da Suíte Água Limpa.

PALAVRAS-CHAVE: Sanukitoides; Geocronologia; Mesoarqueano; Província Carajás.

INTRODUÇÃO

A Província Carajás (PC), localizada no sudeste do Estado do Pará, é considerada o principal núcleo arqueano preservado do Cráton Amazônico (Almeida et al. 1981; Fig. 1a). Santos (2003) formalizaram sua subdivisão em Domínio Rio Maria a sul, de idade mesoarqueana, e Domínio Carajás a norte, de idade meso- a neoarqueana. Recentemente, Oliveira et al. (2022) e Silva et al. (2022) reformularam a proposta de Dall'Agnol et al. (2013), sugerindo que o Domínio Carajás pode ser subdividido em Terreno Sapucaia, Terreno Canaã dos Carajás e Bacia Carajás (Fig. 1b). Mapeamento geológico em escala de semidetalhe na área de Água Azul do Norte (Terreno Sapucaia), permitiu a identificação de dois batólitos de afinidade sanukitoide (SNK) formados por granodioritos com tonalitos e monzogranitos subordinados, dispostos ao longo de extensas zonas de cisalhamento E-W que marcam limites entre terrenos (Gabriel & Oliveira 2014; Fig. 1c). O Granodiorito Água Azul (GAA) ocorre na porção sul da área e separa o Terreno Sapucaia do Domínio Rio Maria, enquanto que o Granodiorito Água Limpa (GAL) ocorre a norte, delineando o limite entre os terrenos Sapucaia e Canaã dos Carajás. Ambos são intrusivos no embasamento formado pelo *greenstone belt* Sapucaia e unidades TTG migmatizadas, e são seccionados por biotita granitos (BG). A afinidade geoquímica existente entre estes batólitos permite que tais rochas sejam agrupadas na Suíte Sanukitoide Água Limpa. Nesse trabalho, dados isotópicos inéditos de U–Pb–Hf em zircão e Nd–Sr em rocha total são integrados a uma revisão petrográfica e geoquímica dessas rochas, com o objetivo de revisar o posicionamento estratigráfico, bem como discutir a origem e o significado tectônico do magmatismo tipo-SNK do Terreno Sapucaia.

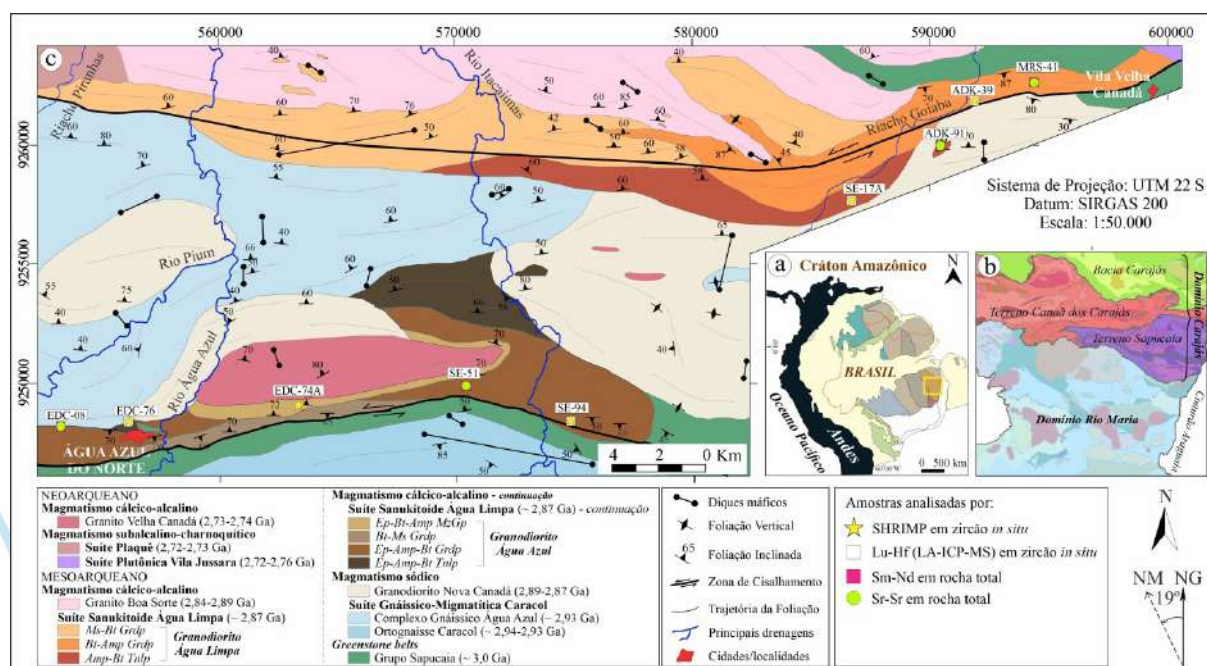


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo. (a) Localização da Província Carajás em relação ao Cráton Amazônico (Vasquez et al. 2018). (b) Compartimentação da Província Carajás em Domínio Carajás (Terreno Sapucaia, Terreno Canaã dos Carajás e Bacia Carajás) e Domínio Rio Maria (Oliveira et al. 2022; Silva et al. 2022). (c) Mapa local de semidetalhe da região de Água Azul do Norte (sudeste do Pará; modificado de Gabriel & Oliveira 2014).

MATERIAIS E MÉTODOS

4 amostras (2 do GAA e 2 do GAL) foram analisadas pelo método U-Pb em zircão *in situ* por SIMS (*secondary ion mass spectrometry*), modelo SHRIMP IIe (*sensitive high-resolution ion microprobe*), no Laboratório GeoLab/IGc/USP (Universidade de São Paulo). Os procedimentos analíticos estão descritos em Sato et al. (2014). As análises de Hf em zircão foram obtidas no mesmo *spot* ou domínio de idade U-Pb concordante, no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso/UFGA) do Instituto de Geociências da UFGA por um LA-MC-ICP-MS (*Laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry*) de alta resolução, modelo Neptune, marca Thermo Finnigan, equipado com uma sonda laser Nd:YAG 213nm, modelo LSX-213 G2 da marca CETAC. Os dados isotópicos Nd e Sr em rocha total foram obtidos no Laboratório Pará-Iso/UFGA. Foi utilizado um espectrômetro de massa Finnigan MAT 262 dotado de sete coletores tipo copo Faraday móveis e uma multiplicadora de elétrons central. A preparação das amostras envolveu processos de britagem, pulverização e homogeneização no Laboratório de Preparação de Amostras (OPA) do Instituto de Geociências da UFGA.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Aqui a Suíte Sanukitoide Água Limpa é proposta para agrupar os granodioritos alto-Mg do Terreno Sapucaia, representados pelo Granodiorito Água Limpa (GAL) e Granodiorito Água Azul (GAA). Em termos mineralógicos esses granitoides são compostos por plagioclásio, quartzo e álcali-feldspato. Biotita e anfibólio são os principais minerais ferromagnesianos. Os minerais acessórios primários são constituídos por epidoto, opacos, titanita, allanita, zircão, apatita, muscovita e restritamente turmalina. Os acessórios secundários são clorita, escapolita, mica branca, carbonato e epidoto (Gabriel & Oliveira 2014).

Em termos geoquímicos, os SNKs estudados são predominantemente metaluminosos, com altos valores de #Mg, Cr e Ni, que os distinguem das séries cálcico-alcálicas de margens continentais, e os aproximam dos granodioritos arqueanos ricos em Mg de outros crátons arqueanos. Mostram comportamento distinto dos TTGs e BGs do Domínio Rio Maria, embora seus padrões de ETR sejam similares, com altos conteúdos de ETRL e um forte a moderado fracionamento de ETRP (alta razão La_N/Yb_N), associado a ausentes ou discretas anomalias negativas de Eu (Gabriel & Oliveira 2014). As afinidades petrográficas e geoquímicas existentes entre as rochas estudadas e as demais ocorrências de SNKs na Província Carajás (suítes Rio Maria e Ourilândia) sugerem que tanto o GAA quanto o GAL possam fazer parte de uma suíte SNK análoga, com uma origem envolvendo fusão parcial do manto enriquecido.

Dados geocronológicos U-Pb SHRIMP em zircão de quatro amostras (duas no GAL e duas no GAA) forneceram idades concordantes em $\sim 2,87$ Ga, admitida como idade de cristalização de ambas as unidades, o que coincide dentro da margem de erro com a idade de 2,88 Ga obtida em estudos anteriores por evaporação de Pb em zircão (Gabriel et al. 2010). Além disso, alguns *spots* forneceram idades em 2,92, 2,96 e 2,99 Ga, que são interpretadas como idade de xenocristais incorporados das rochas encaixantes durante a ascensão dos magmas. Os dados de Lu-Hf por LA-MC-ICP-MS para o GAL forneceu valores subcondríticos a supracondríticos de $\epsilon_{Hf(2,87)}$ ($-3,3$ e $+2,0$) e idades modelos crustais ($Hf-T_{DM}^C$) paleoarqueanas (3,0–2,9 Ga), indicando uma origem juvenil mesoarqueana em 2,87 Ga (componente supracondrítico), mas com o envolvimento de crosta reciclada paleoarqueana (componente subcondrítico). Por outro lado, as populações de cristais de zircão do GAA forneceram assinaturas restritamente supracondríticas de $\epsilon_{Hf(2,87)}$ variando entre $+0,1$ e $+2,1$, o que indica uma natureza juvenil para esses zircões e

um menor tempo de residência crustal ($Hf-T_{DM}^C$ 2,9–3,0 Ga) em relação ao GAL. Para o GAL, os dados isotópicos de Nd e Sr em rocha total forneceram valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ supracondríticos (+2,9), idade modelo mesoarqueana ($Nd-T_{DM} = 2,8$ Ga) e $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ variando entre 0,698669 a 0,700710. Já o GAA forneceu $\epsilon_{Nd(t)}$ variando de –0,6 a +2,8, idade modelo mesoarqueana ($Nd-T_{DM} = 3,1$ –2,9 Ga) e razão $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ de 0,701799 a 0,700342, sugerindo uma origem juvenil, mas com a participação de crosta reciclada no manto, o que corrobora com os dados isotópicos de Hf em zircão dessas rochas. A baixa razão $^{147}Sm/^{144}Nd$ ($f_{Sm/Nd} < -0,61$ a $-0,46$) obtida tanto para o GAL quanto para o GAA é atribuído ao enriquecimento prévio do manto que serviu de fonte para essas rochas. De fato, subducção é um cenário tectônico apropriado para o enriquecimento do manto e formação de SNKs (e.g., Heilimo et al. 2010), no entanto, os magmas da Suíte Água Limpa (2,87 Ga) foram colocados sintectonicamente durante o pico de metamorfismo regional da Província Carajás (2,89–2,84 Ga; Marangoanha *et al.* 2019). Isto implica que a formação dessas rochas pode ser melhor atribuída a um cenário de colisão (pós-subducção), envolvendo espessamento crustal e *slab break-off*, que foi responsável pela fusão parcial da cunha do manto previamente metassomatizado para a geração dos magmas tipo-SNK, similar à proposta de formação dos SNKs de Ourilândia do Norte (Silva *et al.* 2022).

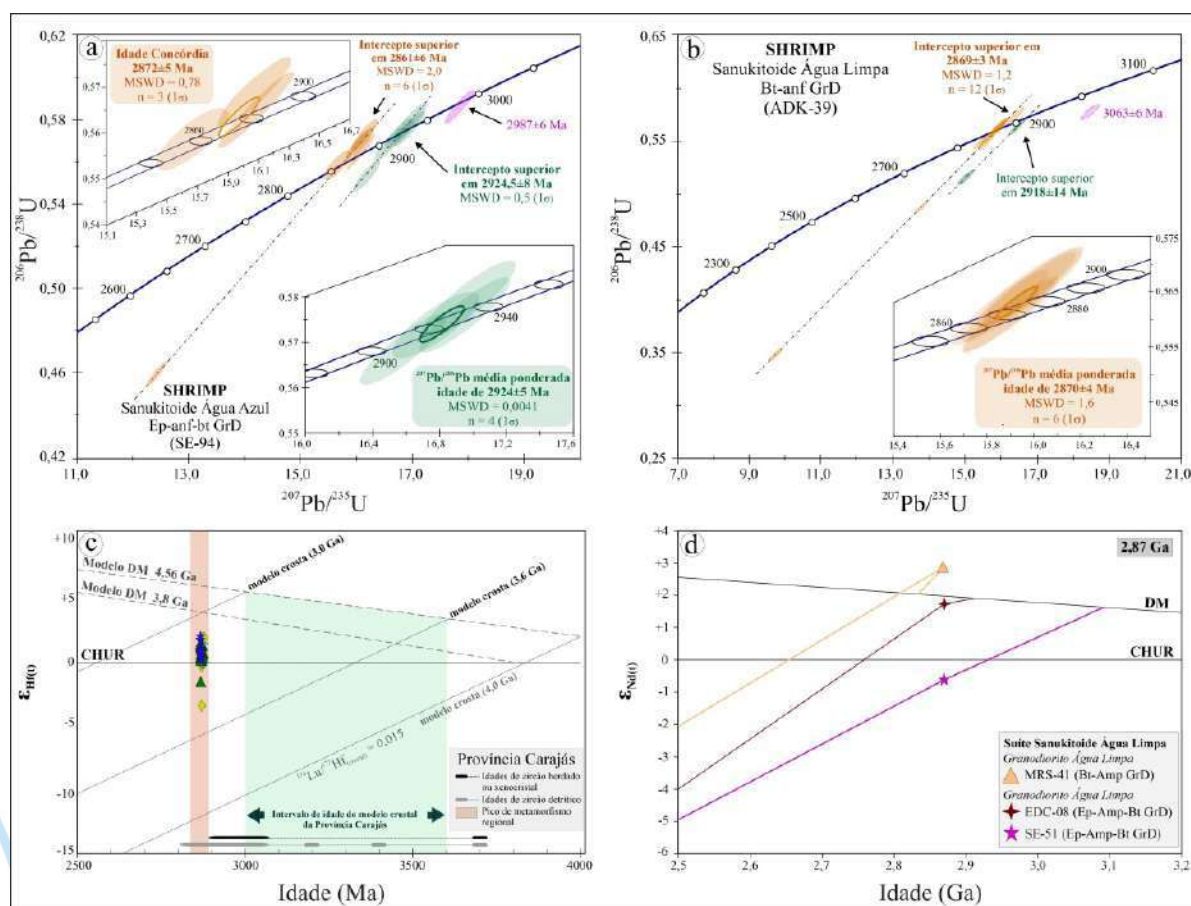


Figura 2. Dados isotópicos U-Pb-Hf em zircão e Nd em rocha total das rochas da Suíte Sanukitoide Água Limpa: (a-b) diagrama concórdia U-Pb SHRIMP para amostras representativas do Granodiorito Água Limpa e Granodiorito Água Azul, respectivamente; (c-d) diagramas de evolução $\epsilon_{Hf(t)}$ versus Idade (Ma) (modificado de Silva et al. 2022) e $\epsilon_{Nd(t)}$ versus Idade (Ga).

CONCLUSÕES

Os dados geocronológicos U-Pb SHRIMP em zircão para os SNKs da Suíte Água Limpa forneceram idades de cristalização de ~2,87 Ga, que dentro do erro está de acordo com análises obtidas por evaporação de Pb em zircão. Idades mais antigas de 2,92, 2,96 e 2,99 Ga são atribuídas à xenocristais incorporados das rochas encaixantes durante a ascensão dos magmas. Os dados isotópicos de U-Pb-Hf em zircão e Nd-Sr em rocha total sugerem uma origem juvenil (componente supracondrítico) em 2,87 Ga, mas com a participação de materiais crustais reciclados no manto (componente subcondrítico), em um cenário de colisão definido pelo pico de metamorfismo regional (2,89–2,84 Ga; Marangoanha et al. 2019), que envolveu espessamento crustal, *slab break-off*, e consequente fusão da cunha do manto previamente enriquecida para a formação da Suíte Água Limpa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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.
- 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.
- 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., 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. Belém, *Anais*, CD-rom.
- Heilimo E., Halla J., Holtta P. 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoarchean western Karelian Province (Finland). *Lithos*, **115** (1–4), 27–39.
- Oliveira D.C., Silva L.R., Nascimento A.C., Marangoanha B. 2022. Geologia Regional da Província Carajás, sudeste do Cráton Amazônico: Proposta litoestratigráfica e implicações para a compartimentação tectônica. In: II Congresso Amazônico de Mineração, Metalurgia e Materiais – COAMA. Marabá (PA), *Anais*, CD-rom.
- Marangoanha B., Oliveira D.C., Dall'Agnol R. 2019. The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): Origin and implications for crustal growth and cratonization. *Lithos*, **350-351**:105275.
- 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.
- 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.

Silva L.R., Oliveira D.C., Nascimento A.C., Lamarão C.N., Almeida J.A.C. 2022. The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás province, Amazonian craton: Petrogenesis, zircon U-Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications. *Lithos*, 432-433:106901.

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: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. CPRM, Belém, 329 p.

SUÍTE GNÁISSICO-MIGMATÍTICA CARACOL: NOVOS DADOS ISOTÓPICOS (U-Pb-Hf-Nd-Sr) E IMPLICAÇÕES PARA O SIGNIFICADO TECTONO-METAMÓRFICO DO EMBASAMENTO MESOARQUEANO DO TERRENO SAPUCAIA, PROVÍNCIA CARAJÁS

Aline Costa do Nascimento^{1,2,3}; Davis Carvalho de Oliveira^{1,2,3}; Eleilson Oliveira Gabriel^{1,2,3}; Luciano Ribeiro da Silva^{1,2,3}; Roberto Dall'Agnol^{1,2,3}; Pablo José Leite Santos^{1,2,3}; João Orestes Schneider Santos³; Jean Ricardo Mesquita Machado^{1,2,3}; Marco Antonio Galarza Toro^{1,2}; Fabriciana Vieira Guimarães³

¹ Universidade Federal do Pará - UFPA; ² Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica; ³ Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides

aline.nascimento@ig.ufpa.br; davis@ufpa.br; eleilson@ufpa.br; lucianor@ufpa.br; robdal@ufpa.br; pablosleite@hotmail.com; orestes1@uol.com.br; jeanmachado@ufpa.br; antogt@ufpa.br; fabricia@ufpa.br

RESUMO

Nas últimas décadas, pouca atenção tem sido dada às feições pervasivas de migmatização e metamorfismo do embasamento TTG (tonalito-trondhjemito-granodiorito) do Terreno Sapucaia. Visando preencher uma lacuna existente no conhecimento sobre o papel destes processos para a evolução da Província Carajás, este trabalho descreve pela primeira vez o modo de ocorrência, a morfologia e os aspectos petrográficos dos migmatitos relacionados aos ortognaisses Caracol e Colorado, e do Complexo Gnáissico Água Azul, aqui agrupados na Suíte Gnáissico-Migmatítica Caracol. Além disso, são apresentados dados inéditos de isótopos de U-Pb-Hf-Nd-Sr para esta suíte. Uma reavaliação dos dados de campo mostrou que estas rochas são formadas por metatexitos estromáticos, *dilatant* a *net-structured* metatexitos, *schollen* e *schlieren* diatexitos, e raras ocorrências de *patch* metatexitos. Esses migmatitos apresentam paleossoma composto por ortognaisse e anfibolito, leucossoma quartzo-feldspático e melanossoma rico em biotita orientado ao longo da foliação gnáissica de direção NE-SW a NW-SE, que mergulha em baixo ângulo. Dados geocronológicos U-Pb SHRIMP e LA-ICP-MS em zircão *in situ* indicam que os magmas geradores dos protólitos desses gnaisses foram cristalizados/colocados entre 2,95–2,93 Ga, enquanto o pico de metamorfismo regional foi datado entre 2,89–2,84 Ga, que é coevo ao pico de metamorfismo regional registrado pelos granulitos de Carajás. Em geral, essas rochas apresentam valores supracondríticos de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ entre +1,5 a +2,9, com $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ mesoarqueano, entre 3,2–3,1 Ga, o que indica natureza juvenil para os zircões e suas rochas hospedeiras. Dados isotópicos de Nd e Sr em rocha total forneceram idade modelo (Nd-T_{DM}) entre 3,0–2,9 Ga, $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ de +0,6 a +3,0, e $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ entre 0,701208 e 0,701098, que também apontam uma origem juvenil, coincidindo com o registro de isótopos de Hf em zircões dessas rochas. Isto sugere que os mecanismos de extração crustal foram seguidos por fusão parcial da crosta oceânica em um curto intervalo de tempo, provavelmente em um cenário de subducção, dando origem aos protólitos desses gnaisses (2,95–2,93 Ga). Após 40 Ma de quiescência magmática, essas rochas foram submetidas a metamorfismo regional em um cenário colisional (2,89–2,84 Ga).

PALAVRAS-CHAVE: Migmatitos; Geocronologia; Mesoarqueano; Província Carajás.

migmatitos é baseada em Sawyer (2008). A datação de 8 amostras (3 do Ortognaisse Colorado, 3 do Complexo Gnáissico Água Azul e 2 do Ortognaisse Caracol) pelo método U-Pb em zircão *in situ* por SIMS (*sensitive high-resolution ion microprobe*) foi realizado no Laboratório GeoLab/IGc/USP (Universidade de São Paulo) usando um espectrômetro de massa de íons secundários acoplado a uma Microsonda Iônica de Alta Resolução e Sensibilidade, do tipo SHRIMP IIe/MC. As análises de Hf em zircão *in situ* foram obtidas no mesmo domínio de idade U-Pb concordante, no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UFPA (PARAISO/UFPA) por um LA-MC-ICP-MS (*Laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry*) de alta resolução, modelo Neptune, marca Thermo Finnigan, equipado com uma sonda laser Nd:YAG 213nm, modelo LSX-213 G2 da marca CETAC. Os dados isotópicos de Nd e Sr em rocha total foram realizados na Universidade de Brasília e no PARAISO/UFPA, respectivamente. A preparação das amostras envolveu processos de britagem, pulverização e homogeneização no Laboratório de Preparação de Amostras (OPA) do Instituto de Geociências da UFPA.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os aspectos de campo que denotam migmatização estão expostos principalmente em extensos lajedos e blocos *in situ* que compõem o embasamento ortognáissico do Terreno Sapucaia. As partes constituintes dos migmatitos identificadas são: i) paleossoma formado por ortognaisse de composição tonalítica-trondhjemítica; ii) paleossoma de anfibolito; iii) leucossoma de composição tonalítica e leucogranítica; iv) biotita melanossoma; v) neossoma segregado de composição granítica; vi) neossoma não segregado de composição tonalítica-trondhjemítica. As principais morfologias reconhecidas são: i) *patch* metatexito; ii) *stromatic* metatexito; iii) *dilation a net-structured* metatexito; iv) *schollen* e *schlieren* diatexito.

Há dois tipos de paleossoma: o primeiro é representado por um ortognaisse cinza escuro, mesocrático, de granulação média (3–6 mm), com conteúdo de máficos (M) variando entre 8–30%. Biotita ± anfibólio (~13–20%) constituem as principais fases máficas, enquanto titanita, zircão, allanita, opacos, epídoto, apatita e zoisita compõem a mineralogia acessória primária (~7%). O epídoto secundário, muscovita, clorita, escapolita e carbonato formam a mineralogia secundária (~3%); o segundo é representado por um anfibolito, mesocrático, granulação média (2–6 mm), textura granoblástica a granonematoblástica, composto por hornblenda ± biotita e plagioclásio, e menor proporção de titanita, opaco, epídoto e apatita. O neossoma é composto de um leucossoma de coloração cinza claro a rosado, de granulação média a grossa (4–10 mm), cuja mineralogia é mais rica em minerais quartzo-feldspáticos. O resíduo máfico ocorre como melanossoma com mineralogia formada principalmente por hornblenda e biotita. A paragénese mineral indica metamorfismo regional de médio a alto grau, compatível com fácies xisto verde alto a anfibolito. A associação espaço-temporal da Suíte Gnáissico-Migmatítica Caracol com zonas de cisalhamento dúcteis indica a participação de deformação durante a fusão parcial, segregação, migração e alojamento dos magmas geradores dos protólitos desses gnaisses, sob um regime transpressivo sinistral. Os processos de retrabalhamento e diferenciação da crosta são principalmente devido à anatexia crustal, que é responsável pelas principais diferenças entre as unidades gnáissicas tipo-TTG do Terreno Sapucaia e os granitoides tipo-TTG do Domínio Rio Maria (considerado uma crosta preservada, que até então não foram identificadas feição de migmatização).

Dados geocronológicos inéditos U-Pb SHRIMP e LA-ICP-MS em zircão *in situ* forneceram idade por intercepto superior em 2944 ± 4 Ma (MSWD = 1,5), 2948 ± 9 Ma (MSWD = 1,40) e 2936 ± 5 (MSWD = 0,29), para o Ortognaisse Caracol, Ortognaisse Colorado e para o Complexo Gnáissico Água Azul, respectivamente (todos com erro à 2σ). Essas idades são in-

interpretadas como representativas da idade de cristalização do protólito dessas rochas. Também foram identificadas populações de cristais de zircão datados entre 2890 ± 5 Ma e 2843 ± 8 Ma, que são representativas do pico de metamorfismo regional do Terreno Sapucaia, o que coincide com o pico de metamorfismo regional definido a partir dos granulitos de Carajás (Marangoanha et al. 2019). Esse período também é coevo ao pico de metamorfismo registrado em gnaisses migmatizados que foram descritos em outras áreas do Domínio Carajás (2,87–2,85 Ga; Silva et al. 2021; Machado et al. 1991). De modo geral, os dados de Lu-Hf por LA-MC-ICP-MS mostraram valores positivos de $\epsilon_{\text{Hf}}(2,93)$ (+1,5 a +2,9) e $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ mesoarqueano (3,2–3,1 Ga), indicando uma natureza juvenil para os zircões analisados. Em termos dos dados isotópicos de Nd e Sr em rocha total, os ortognaisses estudados apresentam valores $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ de +0,6 a +3,0, idade modelo (Nd-T_{DM}) de 3,0 a 2,9 Ga e $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ inicial de 0,701208 a 0,701098, o que sugere uma origem juvenil, em que os processos de extração crustal foram seguidos por fusão parcial da crosta oceânica em um curto intervalo de tempo, possivelmente em um cenário de subducção, dando origem aos protólitos dessas rochas (2,95–2,93 Ga). Após 40 Ma de quiescência magmática, elas foram submetidas a metamorfismo regional em um cenário colisional (2,89–2,84 Ga), similar às propostas de outros estudos na Província Carajás (e.g., Marangoanha et al. 2019; Silva et al. 2022). As similaridades geoquímicas e geocronológicas entre os TTGs do Terreno Sapucaia e do Domínio Rio Maria aproximam a história evolutiva desses dois segmentos crustais. No entanto, o Terreno Sapucaia registra a atuação de intensos processos deformacionais e feições de migmatização, bem como de um pico de metamorfismo regional que afetou largamente o Domínio Carajás, mas que parece ser ausente ou desconhecido para o Domínio Rio Maria.

CONCLUSÃO

Uma reavaliação dos dados de campo obtidos em estudos prévios do GPPG da UFPA mostrou que as unidades que compõem o embasamento TTG do Terreno Sapucaia, antes classificadas como rochas de caráter ígneas variavelmente deformadas, na verdade mostram inúmeras evidências de migmatização, o que implica de modo inequívoco que essas unidades foram afetadas por metamorfismo regional, sendo aqui reclassificadas como ortognaisses e agrupados na Suíte Gnáissico-Migmatítica Caracol. As principais morfologias descritas nas porções migmatizadas são: *patch* metatexitos (mais raro); metatexitos estromáticos (mais comum); *net-structured* a *dilatant* metatexitos; *schollen* e *schlieren* diatexitos. Esses migmatitos apresentam paleossoma composto por ortogneisse e anfibolito, leucossoma quartzo-feldspático e melanossoma rico em biotita orientado ao longo da foliação gnáissica de baixo ângulo de direção NE-SW a NW-SE. A paragênese dessas rochas sugere metamorfismo em condições de fácies xisto verde alto a anfibolito superior. Os dados geocronológicos U-Pb SHRIMP e LA-ICP-MS em zircão *in situ* indicam que os magmas que deram origem aos protólitos desses gnaisses foram formados entre 2,95–2,93 Ga, ao passo que, o pico de metamorfismo regional é restrito entre 2,89–2,84 Ga, intervalo que **é contemporâneo ao pico de metamorfismo regional registrado pelos** granulitos de Carajás. Em geral, o registro de isótopos de Hf em zircão dessas rochas fornece valores supracondríticos de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ (+1,5 a +2,9), com $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ mesoarqueano (3,2–3,1 Ga), sugerindo uma origem juvenil para os cristais de zircão e suas rochas hospedeiras. Dados isotópicos de Nd e Sr em rocha total forneceram idade modelo (Nd-T_{DM}) entre 3,0–2,9 Ga, $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ entre +0,6 a +3,0, e $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ entre 0,701208 e 0,701098, o que também indica uma origem juvenil, similar ao registro dos isótopos de Hf em zircão. Isto sugere que a extração a partir do manto das rochas precursoras (crosta oceânica) desses gnaisses foi seguida de fusão

parcial em um curto intervalo de tempo, provavelmente em um cenário de subducção, dando origem aos protólitos dessas rochas (2,95–2,93 Ga), e após 40 Ma de quiescência magmática, as mesmas foram submetidas ao metamorfismo regional em um cenário colisional (2,89–2,84 Ga).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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.
- 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.
- 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.
- Oliveira D.C., Silva L.R., Nascimento A.C., Marangoanha B. 2022. Geologia Regional do Província Carajás, sudeste do Cráton Amazônico: Proposta litoestratigráfica e implicações para a compartimentação tectônica. In: II Congresso Amzônico de Mineração, Metalurgia e Materiais – COAMA. Marabá (PA), *Anais*, CD-rom.
- Santos P.A., Teixeira M.F.B., Dall'Agnol R., Guimarães A.V. 2013. Geologia, petrografia e geoquímica da associação Tonalito-Trondhjemitó-Granodiorito (TTG) do extremo leste do Subdomínio de Transição, Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi-Ciências Naturais*, **8**(3):257-290.
- Santos M.S., Oliveira D.C., Gabriel E.O. 2018. Granitoides TTG de Água Azul do Norte (PA): implicações tectônicas para a Província Carajás. *Geologia USP-Série científica*, **18**:119-148.
- Sawyer E.W. 2008. *Atlas of Migmatites*. 1st ed. Canadian Science Publishing.
- Silva, L.R., Oliveira, D.C., Nascimento, A.C., Lamarão, C.N., Almeida, J.A.C. 2022. The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás province, Amazonian craton: Petrogenesis, zircon U-Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications. *Lithos*, 432-433:106901.
- Silva 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, 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.
- 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.
- Marangoanha B., Oliveira D.C., Dall'Agnol R. 2019. The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): Origin and implications for crustal growth and cratonization. *Lithos*, **350-351**:105275.
- 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.
- Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Programa Geologia do Brasil (PGB)*, CPRM, Belém, 329 p.

GEOCRONOLOGIA U-Pb SHRIMP E LA-ICP-MS EM ZIRCÃO DE TTGs DO TERRENO SAPUCAIA: IMPLICAÇÕES PARA EVOLUÇÃO CRUSTAL DA PROVÍNCIA CARAJÁS

Aline Costa do Nascimento^{1,2,3}; Davis Carvalho de Oliveira^{1,2,3}; Roberto Dall'Agnol^{1,2,3}; Luciano Ribeiro da Silva^{1,2,3}; João Orestes Schneider Santos³; Marco Antonio Galarza^{1,2}; Jean Ricardo Mesquita Machado^{1,2,3}; Fabriciana Vieira Guimarães³;

¹Universidade Federal do Pará - UFPA; ²Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica;

³Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides

aline.nascimento@ig.ufpa.br; davis@ufpa.br; robdal@ufpa.br; lucianor@ufpa.br;
orestes1@uol.com.br; antogt@ufpa.br; jeanmachado@ufpa.br; fabricia@ufpa.br

RESUMO

O embasamento do Terreno Sapucaia é constituído por *greenstone belts*, ortognaisses tipo-TTG (tonalito-trondhjemitó-granodiorito) migmatizados e TTGs bem preservados, intrudidos por sanukitoides, biotita granitos e rochas híbridas mesoarqueanas. O Tonalito São Carlos, Tonalito Mariazinha e Trondhjemitó Água Fria, alvo deste estudo, representam as unidades TTG do Terreno Sapucaia que até então não haviam sido identificadas feições de migmatização. Este trabalho apresenta novas datações U-Pb SHRIMP e LA-ICP-MS em zircão *in situ* para essas três unidades e visa uma reavaliação litoestratigráfica. O Tonalito São Carlos está inserido no mesmo contexto geológico do Ortognaisse Colorado e é redefinido como Ortognaisse São Carlos, que forneceu idade de cristalização do protólito em 2946 ± 14 Ma. Já o domínio de ocorrência do Tonalito Mariazinha nos arredores do município de Xinguara é melhor correlacionado com o Ortognaisse Caracol, e forneceu idade de cristalização do protólito em 2936 ± 8 Ma e idade do pico de metamorfismo regional em 2877 ± 12 Ma. Enquanto isso, o Trondhjemitó Água Fria mostra feições ígneas bem preservadas, assim como relações de contemporaneidade com o Granito Xinguara e forneceu idade de cristalização de $2884,7 \pm 8$ Ma. Tais idades sugerem que os protólitos dos ortognaisses (São Carlos e Caracol) foram gerados em um mesmo evento magmático ($2,94 \pm 0,01$ Ga) e que a população mais jovem ($2,88 \pm 0,01$ Ga) fornecida pelo Ortognaisse Caracol representa o evento de metamorfismo regional da Província Carajás, que é coevo com a colocação dos TTG mais jovens (e.g., Água Fria) e com inúmeros batólitos de afinidade sanukitoides e biotita granitos, em escala regional.

PALAVRAS-CHAVE: Geocronologia; TTG; Terreno Sapucaia; Província Carajás.

INTRODUÇÃO

A Província Carajás (PC) é constituída principalmente por unidades arqueanas e foi dividida por Santos (2003) em dois domínios distintos: o Domínio Rio Maria a sul, de idade Mesoarqueana, e Domínio Carajás a norte, de idade Meso- a Neoarqueana. Recentemente, Oliveira *et al.* (2022) e Silva *et al.* (2022) reformularam a proposta de Dall'Agnol *et al.* (2013), sugerindo as denominações de Terreno Sapucaia, Terreno Canaã dos Carajás e Bacia Carajás como subdivisões do Domínio Carajás. A área de estudo está inserida dentro do contexto

geológico do Terreno Sapucaia, sudeste do Estado do Pará, caracterizada por um embasamento composto pelo *greenstone belts* do Grupo Sapucaia e diversas unidades tipo-TTG, das quais os ortognaisses da Suíte Gnáissico-Migmatítica Caracol apresentam inúmeras evidências de migmatização (Nascimento *et al.*, este volume). Por outro lado, o Tonalito São Carlos, o Tonalito Mariazinha e o Trondhjemitó Água Fria representam unidades estratigráficas tipo-TTG que até então não haviam sido identificadas feições de migmatização (Almeida *et al.* 2011; Silva *et al.* 2014). Almeida *et al.* (2011) distinguiram três eventos principais de geração de TTG na Província Carajás: $2,96 \pm 0,02$ Ga (Trondhjemitó Mogno e as rochas mais velhas do Tonalito Arco Verde), $2,93 \pm 0,02$ Ga (Ortognaisse Caracol, Tonalito Mariazinha e as rochas mais jovens do Tonalito Arco Verde), e $2,86 \pm 0,01$ Ga (Trondhjemitó Água Fria). Ressaltaram, ainda, que não há correspondência estrita entre os três grupos identificados com base na geocronologia e aqueles distinguidos geoquimicamente. Neste trabalho são apresentados dados geocronológicos inéditos U-Pb SHRIMP e LA-ICP-MS em zircão de amostras representativas do Tonalito São Carlos, Tonalito Mariazinha e Trondhjemitó Água Fria, que são unidades TTG que ocorrem nos arredores do município de Xinguara. Este estudo visa uma reavaliação da classificação litoestratigráfica dessas unidades, bem como investigar e restringir os principais eventos de formação e metamorfismo do embasamento arqueano do Terreno Sapucaia.

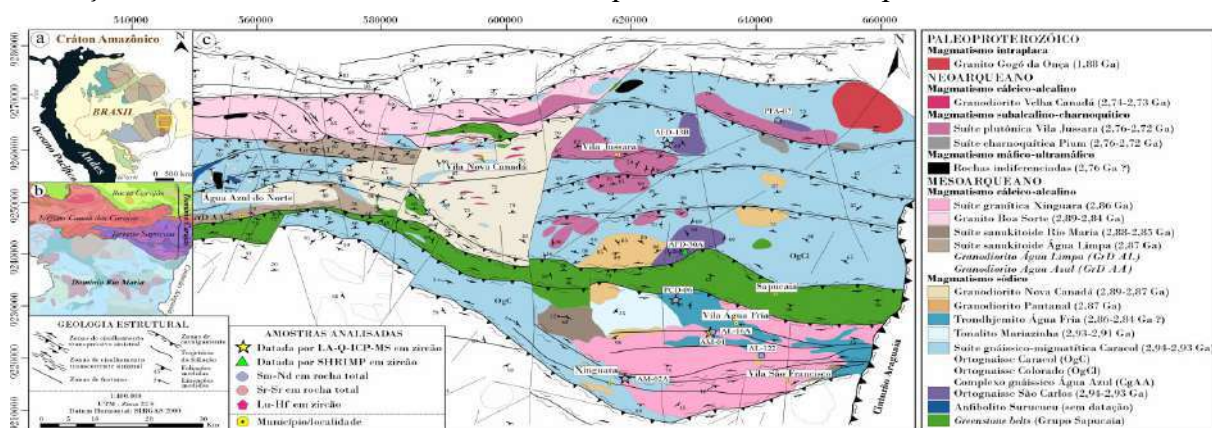


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo. (a) Localização da Província Carajás em relação ao Cráton Amazônico (Vasquez *et al.* 2008). (b) Compartimentação da Província Carajás em Domínios Carajás (Terreno Sapucaia, Terreno Canaã dos Carajás e Bacia Carajás) e Domínio Rio Maria (Oliveira *et al.* 2022; Silva *et al.* 2022). (c) Mapa de detalhe do Terreno Sapucaia (sudeste do Pará), com as amostras analisadas.

MATERIAIS E MÉTODOS

A datação U-Pb em zircão *in situ* por SHRIMP (*sensitive high-resolution ion microprobe*) foi realizada no Laboratório John de Laeter Center (Universidade Curtin na Austrália) em 1 amostra do Tonalito São Carlos usando um espectrômetro de massa de íons secundários acoplado a uma Microsonda Iônica de Alta Resolução e Sensibilidade, do tipo SHRIMP IIe/MC. Esta amostra foi cedida por Dall'Agnol R., Schneider O., Guimarães F.V. Já as análises por LA-ICP-MS (*Laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry*) em 1 amostra do Trondhjemitó Água Fria e 1 do Tonalito Mariazinha foram realizadas no Laboratório Pará-Iso (UFPA) usando um espectrômetro de massa multicoleto com fonte de plasma indutivamente acoplado, modelo Neptune da marca Thermo Finnigan, e microsonda de

ablação a laser modelo LSX-213 G2 da marca CETAC. O espectrômetro de massa é dotado de sete coletores tipo copo Faraday móveis e uma multiplicadora de elétrons central. A preparação das amostras envolveu processos de britagem, pulverização e homogeneização no Laboratório de Preparação de Amostras (OPA) do Instituto de Geociências da UFPA. Imagens de elétrons retroespalhados (ERE) foram obtidos usando um Microscópio Eletrônico de Varredura Zeiss, modelo Sigma VP do Laboratório de Microanálises da UFPA.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Diferente da Suíte Gnáissico-Migmatítica Caracol, nas unidades tipo-TTG alvo deste trabalho, não foram identificados até o momento estruturas de migmatização, e são caracterizadas por texturas ígneas bem preservadas (Almeida *et al.* 2011; Silva *et al.* 2014). Essas rochas são classificadas no diagrama Q-A-P como tonalitos e trondhjemitos, e raros granodioritos, com conteúdo de máficos (M) variável, desde valores inferiores a 5% nos granodioritos, 8% no trondhjemito e superiores a 14% nos tonalitos. Biotita constitui o mineral ferromagnesiano principal, sendo o anfibólio uma importante fase máfica apenas no Tonalito São Carlos (1–7%). Opacos, allanita, titanita, zircão e apatita representam os acessórios primários (8–9%), sendo as fases secundárias pouco expressivas, caracterizadas pela formação de epidoto, carbonatos, muscovita, clorita e rara escapolita (~1%). No geral, apresentam textura inequigranular hipidiomórfica, com foliação incipiente, marcada pela orientação de biotita e/ou anfibólio. Bandamento composicional é observado especialmente no Tonalito Mariazinha, com alternância de camadas quartzo-feldspáticas e camadas ricas em minerais máficos. Já no Tonalito São Carlos e Trondhjemito Água Fria, esse bandamento fica restrito às proximidades da zona de cisalhamento (Almeida *et al.* 2011; Silva *et al.* 2014).

Uma reavaliação das informações disponíveis sugere que o Tonalito São Carlos está inserido no mesmo contexto geológico do Ortognaisse Colorado (Fig. 1), e aqui ele é redefinido como Ortognaisse São Carlos. Dados geocronológicos U-Pb em zircão desta unidade (amostra PFA-07) forneceu uma idade de intercepto superior em 2954 ± 5 Ma (MSWD = 1,3; $n = 8$; 2σ), considerando 23 análises no núcleo e borda de cristais selecionados. Os cristais (3-1, 6-1, 5-1) forneceram idade pela média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em 2946 ± 14 Ma (MSWD = 1,7; $n = 3$; 2σ), interpretada como idade de cristalização do protólito do Ortognaisse São Carlos (Fig. 2a).

Nossas investigações indicam que o domínio de ocorrência do Tonalito Mariazinha, nos arredores do município de Xinguara, é melhor correlacionado com o Ortognaisse Caracol. Neste estudo foram analisados 33 *spots* por U-Pb LA-ICP-MS em núcleos de zircões selecionados (amostra AM-02a), sendo que 13 *spots* foram desconsiderados para os cálculos de idade. As demais foram divididas em duas populações: (i) população A – 16 *spots* forneceram uma reta discórdia com intercepto superior em 2931 ± 5 Ma (MSWD = 0,48; 2σ), dos quais 14 forneceram uma idade média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2930 ± 8 Ma (MSWD = 0,15; 2σ) e 4 forneceram uma idade concordante de 2936 ± 8 Ma (MSWD = 0,0001; 2σ), interpretada como idade de cristalização da rocha (Fig. 2c); (ii) população B – 4 *spots* forneceram uma reta discórdia com intercepto superior em 2877 ± 12 Ma (MSWD = 0,47; 2σ). Esta mesma amostra já tinha sido datada por evaporação de Pb e LA-MC-ICP-MS em zircão por Almeida *et al.* (2011) fornecendo uma idade de 2917 ± 2 Ma (MSWD = 0,014; $n = 2$; 2σ) e 2912 ± 5 Ma (MSWD = 1,4; $n = 6$; 2σ),

respectivamente. A população datada em $2,94 \pm 0,01$ Ga corresponde à idade de cristalização do protólito do Ortognaisse Caracol, enquanto a idade da população datada em $2,88 \pm 0,01$ Ga pode ser adequadamente interpretada como representativa do pico de metamorfismo regional do Terreno Sapucaia, que é contemporâneo aquele do Terreno Canaã dos Carajás ($2,89\text{--}2,84$ Ga; Marangoanha *et al.* 2019), extrapolando a sua área de ocorrência no município de Xinguara.

Para a amostra PCD-06 representativa do Trondhjemitó Água Fria foram analisados 43 *spots* em núcleo e borda de zircões selecionados, sendo que 19 *spots* foram descartados devido aos elevados conteúdo de Pb comum ($f_{206} > 1\%$) e/ou imprecisão da razão $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ($> 3\%$). Os 24 *spots* remanescentes foram divididos em duas populações de idades: (i) 19 *spots* forneceram uma reta discórdia com intercepto superior em $2879,2 \pm 4$ Ma (MSWD = 1,3; 2σ), sendo que 5 deles apresentam média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em $2884,7 \pm 8$ Ma (MSWD = 0,17; 2σ), considerada a idade de cristalização da rocha; (ii) os outros 5 cristais formam a segunda população que forneceu uma reta discórdia com intercepto superior em $2947,2 \pm 6$ Ma (MSWD = 1,3; 2σ), considerada como idade de xenocristais assimilados durante a ascensão e colocação dos magmas do Trondhjemitó Água Fria.

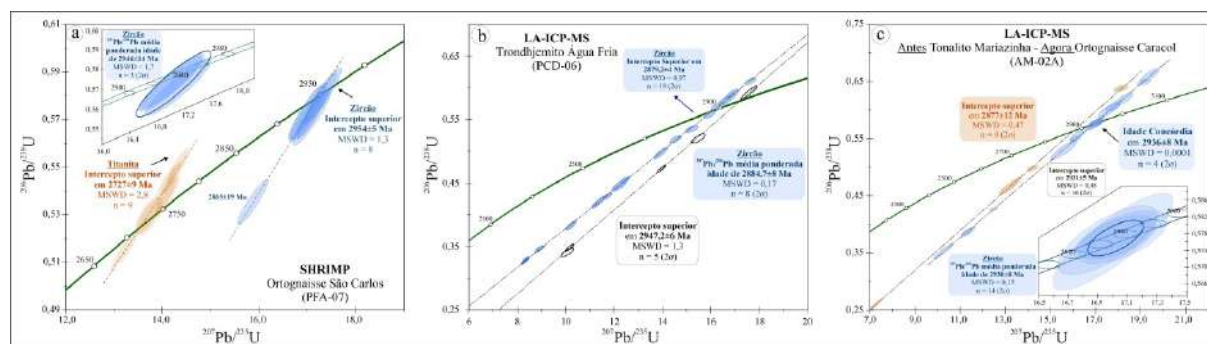


Figura 2. Diagramas Concórdia para as rochas de afinidade-TTG do Terreno Sapucaia: (a) Ortognaisse São Carlos - amostra PFA-07; (b) Trondhjemitó Água Fria - amostra PCD-06; (c) Ortognaisse Caracol - amostra AM-02A.

CONCLUSÕES

1. O Tonalito São Carlos, Tonalito Mariazinha e Trondhjemitó Água Fria são unidades tipo-TTG do Terreno Sapucaia que até então não haviam sido identificadas feições de migmatização.
2. O Tonalito São Carlos está inserido no mesmo contexto geológico do Ortognaisse Colorado e é redefinido como Ortognaisse São Carlos, com idade de cristalização do protólito em 2946 ± 14 Ma. Já o domínio de ocorrência do Tonalito Mariazinha, nos arredores do município de Xinguara, é melhor correlacionado com o Ortognaisse Caracol, e forneceu idade de cristalização do protólito em 2936 ± 8 Ma e idade do pico de metamorfismo regional em 2877 ± 12 Ma. O Trondhjemitó Água Fria mostra feições ígneas bem preservadas, assim como relações de contemporaneidade com o Granito Xinguara e forneceu idade de cristalização de $2884,7 \pm 8$ Ma. Neste estudo pode-se concluir que o Trondhjemitó Água Fria representa a única unidade tipo-TTG do Terreno Sapucaia que realmente poderia ser considerada como livre de metamorfismo, de modo que suas feições de deformação e recristalização são atribuídas a sua origem sintectônica.

3. As idades de cristalização dos protólitos dos ortognaisses (São Carlos e Caracol) sugerem que eles foram formados durante um mesmo evento magmático em $2,94 \pm 0,01$ Ga e que a população mais jovem $2,88 \pm 0,01$ Ga fornecida pelo Ortognaisse Caracol é representativa do evento de metamorfismo regional da Província Carajás, que é contemporâneo com a colocação dos TTG mais jovens (e.g., Água Fria), assim como de vários batólitos de sanukitoides e biotita granitos, em nível regional.
4. Os dados apresentados neste trabalho permitem que se tenha uma visão mais clara sobre a evolução da crosta arqueana do Terreno Sapucaia. Além da típica assinatura geoquímica de TTGs arqueanos, a similaridade geocronológica com os TTGs do Domínio Rio Maria aproxima a história evolutiva desses dois segmentos crustais, confirmando que o Terreno Sapucaia seja uma extensão de Rio Maria. No entanto, ele foi afetado de forma mais efetiva por deformação Meso- e Neoarqueana, e registra o pico de metamorfismo regional do Domínio Carajás, que até então não foi identificado nos granitoides do Domínio Rio Maria.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

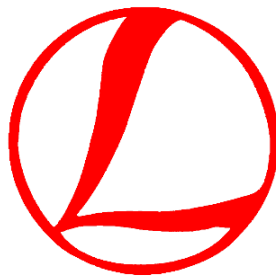
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of the Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, **187**(1- 2):201-221.
- 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.
- Marangoanha B., Oliveira D.C., Dall'Agnol R. 2019. The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): Origin and implications for crustal growth and cratonization. *Lithos*, **350-351**:105275.
- Nascimento A.C., Oliveira D.C., Gabriel E., Dall'Agnol R., Silva L.R., Santos J.O.S., Machado J.R.M., Guimarães F.V. este volume. Suíte Gnáissico-Migmatítica Caracol: novos dados isotópicos (U–Pb–Hf–Nd–Sr) e implicações para o significado tectono-metamórfico do embasamento Mesoarqueano do Terreno Sapucaia, Província Carajás.
- Oliveira D.C., Silva L.R., Nascimento A.C., Marangoanha B. 2022. Geologia Regional do Província Carajás, sudeste do Cráton Amazônico: Proposta litoestratigráfica e implicações para a compartimentação tectônica. In: II Congresso Amazônico de Mineração, Metalurgia e Materiais – COAMA. Marabá (PA), *Anais*, CD-rom.
- 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.
- Silva L.R., Oliveira D.C., Nascimento A.C., Lamarão C.N., Almeida J.A.C. 2022. The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás province, Amazonian craton: Petrogenesis, zircon U-Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications. *Lithos*, **432-433**:106901.

- Silva 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.
- 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: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. CPRM, Belém, 329 p.

LITHOSPHERE 2024

THIRTEENTH SYMPOSIUM ON THE STRUCTURE, COMPOSITION AND EVOLUTION OF THE LITHOSPHERE

Vuorimiehentie 5 Auditorium, Espoo, Finland
November 12-14, 2024



NLS
NATIONAL
LAND SURVEY
OF FINLAND



GTK



HELSINGIN YLIOPISTO
HELSINGFORS UNIVERSITET
UNIVERSITY OF HELSINKI



Åbo Akademi
University



UNIVERSITY
OF OULU

PROGRAMME AND EXTENDED ABSTRACTS

edited by

Perttu Mikkola, Toni Veikkolainen, Suvi Heinonen, Hannu Koivula, Kaisa Nikkilä, Jochen Kamm, David Whipp, Riikka Kietäväinen and Hanna Silvennoinen

Series Editor-in-Chief: Suvi Heinonen

Guest Editors: Perttu Mikkola, Toni Veikkolainen, Suvi Heinonen, Hannu Koivula, Kaisa Nikkilä, Jochen Kamm, David Whipp, Riikka Kietäväinen and Hanna Silvennoinen

Publisher: Institute of Seismology
P.O. Box 68
FI-00014 University of Helsinki
Finland
Phone: +358-294-1911 (switchboard)
Email: seismo@helsinki.fi
<https://www.seismo.helsinki.fi>

ISSN 0357-3060
ISBN 978-952-10-9614-3 (PDF)

LITHOSPHERE 2024

THIRTEENTH SYMPOSIUM ON THE STRUCTURE, COMPOSITION AND EVOLUTION OF THE LITHOSPHERE

PROGRAMME AND EXTENDED ABSTRACTS

Vuorimiehentie 5 Auditorium, Espoo, Finland
November 12 – 14, 2024

CONTRIBUTING ORGANIZATIONS

Finnish National Committee of the International Lithosphere Programme (ILP)
Geological Survey of Finland (GTK)
National Land Survey of Finland, Finnish Geospatial Research Institute (FGI)
University of Helsinki
Åbo Akademi University
University of Oulu

ORGANIZING COMMITTEE AND EDITORS

Perttu Mikkola	Geological Survey of Finland (perttu.mikkola@gtk.fi)
Toni Veikkolainen	University of Helsinki (toni.veikkolainen@helsinki.fi)
Suvi Heinonen	University of Helsinki (suvi.heinonen@helsinki.fi)
Hannu Koivula	National Land Survey of Finland (hannu.koivula@nls.fi)
Kaisa Nikkilä	Åbo Akademi University (kaisa.nikkila@abo.fi)
Jochen Kamm	Geological Survey of Finland (jochen.kamm@gtk.fi)
David Whipp	University of Helsinki (david.whipp@helsinki.fi)
Riikka Kietäväinen	University of Helsinki (riikka.kietavainen@helsinki.fi)
Hanna Silvennoinen	University of Oulu (hanna.silvennoinen@oulu.fi)

PREFACE

The Finnish National committee of the International Lithosphere Programme (ILP) has organized the biannual LITHOSPHERE (LITO) symposium since 2000. The LITO symposium provides a forum for solid earth geoscientists to present their results and reviews to an audience consisting of both geologists and geophysicists, inspiring interdisciplinary discussions and networking. The thirteenth symposium - LITHOSPHERE 2024 - comprises 37 presentations with topics varying from the deep biosphere to the ancient tectonic margins of Fennoscandia. The extended abstracts in this volume provide an overview of current research in Finland, focusing on the structure and processes within the solid Earth. Prof. Alireza Malehmir (Uppsala University, Sweden) will share insights into the novel developments of seismic data acquisition in his keynote talk. An invited talk by Prof. Gregor Hillers (University of Helsinki) will discuss the possibilities offered by dense array seismology and Stefan Luth (Geological Survey of Sweden) will share how structural geologists can utilize data produced by geophysicists.

The three-day symposium is jointly hosted by the Geological Survey of Finland and National Land Survey of Finland, and it will take place at Vuorimiehentie 5, Otaniemi, Espoo on November 12-14, 2024. The symposium is sponsored by Loimu (The Union of Professionals in Natural, Environmental and Forestry Sciences). In addition to oral presentations, the LITO symposium will have a traditional poster session. In each LITO symposium, posters prepared by graduate and postgraduate students are evaluated and the student with the best poster will receive an award.

This special volume “LITHOSPHERE 2024” contains the programme and extended abstracts of the symposium in alphabetical order by the first author’s last name. Enjoy reading the current developments of lithosphere-related research in Finland.

Helsinki, October 31, 2024

Perttu Mikkola, Toni Veikkolainen, Suvi Heinonen, Hannu Koivula, Kaisa Nikkilä, Jochen Kamm, David Whipp, Riikka Kietäväinen and Hanna Silvennoinen

Lithosphere 2024 Organizing Committee

LITHOSPHERE 2024 Symposium

Programme

Tuesday, Nov 12

12:00–13:00 Registration and hanging up posters, Vuorimiehentie 5, Espoo, ground floor

13:00–13:05 Opening: Suvi Heinonen

**13:05–13:15 Jarkko Koskinen, Deputy Director General, National Land Survey
Aku Heinonen, Research Director, Geological Survey of Finland**

13:15–14:30 Session 1: Fennoscandian crustal development

Chair: Toni Veikkolainen

13:15–13:40 J. M. Pownall, K.A. Cutts, K. Hiltunen & V. Yliknuussi

The Lapland Granulite Belt: new P–T–t results and tectonic ideas

13:40–14:05 T. Slagstad, E.A.F. Østnes & B.E. Sørensen

Tectonic assembly of the SW Fennoscandian margin

14:05–14:30 J.D. Solano-Acosta, A. Soesoo, R. Hints & S. Graul

Is the Estonian Alutaguse Section of Eastern Fennoscandia a continuation of the Southern Svecofennian Finnish Terranes, or is it akin to the Swedish Bergslagen region?

14:30–14:55 Session 2: Poster teasers

14:30–14:40 S. Luth, J. Köykkä & E. Torgersen (Keynote poster)

Lithotectonic map of Fennoscandia: An ongoing project

14:40–14:55 Other posters, 1 slide per poster (see list below)

14:55–16:00 Coffee/Tea, poster viewing

POSTERS

P01. S. Luth, J. Köykkä and E. Torgersen (Keynote poster): Lithotectonic map of Fennoscandia: An ongoing project

P02. S. Aatos and the NDCAF team: Developing the digital core archive of Finland

P03. T. Elminen: Rapakivi related thermal effect in nearby shear zones in the capital area, southern Finland

P04. A. Harjulehto, J. Kamm, P. Mishra and J. Salminen: Three-dimensional resistivity model of Svecofennian collision zone in Bothnian region

- P05. V. Laakso and S. Heinonen:** Seismic reflection profiling for studying lithosphere in Finland
- P06. A. C. Nascimento, D. C. Oliveira and E. Heilimo:** Metamorphic insights into the Archean Basement of the Carajás Province and its Affinity with the Karelia and Kola Provinces
- P07. M. Nuppenen-Puputti, R. Kietäväinen, L. Purkamo, I. Kukkonen and M. Bomberg:** Rock surface attaching deep biosphere microbes and their functionality (DEEPFUN)
- P08. C. Patzer, T. Luhta, M. Cyz, E. Koskela, V. Laakso, M. Malinowski, J. Mursu and T. Luoto:** Structural studies of Wiborg rapakivi batholith in Geoenergialoikka -project to support utilization of geothermal energy in Kymenlaakso
- P09. S. Silvennoinen, T. Luoto, J. Näränen, H. Pettersson, A. Riihelä, T. Rämö, T. Tiira, L. Tuomi, P. Uotila, J. Uusikivi and H. Vanhamäki:** International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG)
- P10. J.D. Solano-Acosta, A. Soesoo and R. Hints:** Geophysical and Geochemical characterisation of the Märjamaa Rapakivi granite, Estonia
- P11. A. Tsampas, A. Korja, E. Moen and EPOS-Finland Consortium:** EPOS-FI - The Finnish node of the European Plate Observing System
- P12. J. Tuomiranta, C. Patzer, J. Kamm and J. Salminen:** Magnetotellurics over Kainuu belt, Finland

16:00–17:25 Session 3

Chair: Hannu Koivula

16:00–16:25 M. Poutanen

The Contribution of the IAG to Lithosphere Research

16:25–17:25 Alireza Malehmir (Keynote)

Imaging impossible in GPS-denied environment: in-mine seismic studies for hardrock exploration

17:30–late Ice breaker

Otapas Bar, Otakaari 27, 300 m walk from the meeting venue

Wednesday, Nov 13

09:00–10:35 Session 4: Modelling in different scales and Ds

Chair: Perttu Mikkola

09:00–09:35 S. Luth & J. Jönberger (Invited)

3D geological modelling and combined XCT-XRF drill core scanning of the Enåsen Au-Cu-(Te-Ag) deposit, Central Sweden

- 09:35–10:00 **S. Heinonen**
Seismic reflection profiling in hardrock terrains: interpreting complex reflectivity patterns in Fennoscandia
- 10:00–10:25 **M. Malinowski, T. Niiranen, T. Luhta & L. Sito**
A new regional reflection seismic profile across the Peräpohja belt, northern Finland
- 10:25–10:50 **D. Whipp, M. Häkkinen, L. Tuikka, A.-K. Maier, E. Muñoz & S. Laaksonen**
Exploring the life and death of ancient orogens
- 10:50–11:35 Coffee/Tea, poster viewing**
- 11:35–12:10 **Gregor Hillers (Invited)**
Passive seismic imaging with dense arrays
- 12:10–13:00 Session 5: Fractures, cleavages and faults**
Chair: Alan Bischoff
- 12:10–12:35 **J. Engström, P. Jänkäväära, N. Nordbäck, N. Ovaskainen, K. Nikkilä, H. Hansson, T. Kauti, P. Skyttä, E. Heilimo & A. Bischoff**
How does preexisting ductile structures effect brittle deformation in crystalline bedrocks, insights from Kisko and Paimio area in SW Finland?
- 12:35–13:00 **K. Nikkilä, P. Skyttä, N. Nordbäck & J. Engström**
Generation of faults and associated damage zones in crystalline rocks
- 13:00–14:00 Lunch, poster viewing**
- 14:00–15:15 Session 6: Geothermal**
Chair: Kaisa Nikkilä
- 14:00–14:25 **A. Bischoff, D. Carbajal, M. Heap, S. Vuoriainen, T. Luoto, T. Reuschlé, J. Kuva & K. Cutts**
Crystal clear: A petrophysical databank of crystalline rocks for assessing deep geothermal reservoirs in Finland and beyond
- 14:25–14:50 **D. Carbajal-Martinez, A. Bischoff, S. Vuoriainen, T. Luoto, E. M. Jolis, J. Kuva, J. Engström, E. Kortunov & Nicklas Nordbäck**
Fracturing and Hydrothermal Alteration in Faulted Granites: Impact on Fluid Flow and Geothermal Energy at the Kivetty Site
- 14:50–15:15 **N. Nordbäck, A. Bischoff, K. Nikkilä, D. Carbajal-Martinez, J., Engström, P. Skyttä, A. Nicol, N. Ovaskainen & S. Burchardt**
Strike-Slip Brittle Deformation and Hydrothermal Alteration in the Vehmaa Rapakivi Batholith: Insights into Reservoirs in Crystalline Rocks and Geothermal Potential in Southern Finland
- 15:15–15:40 **EPOS movie moment**

15:40–16:10 Coffee/Tea, poster viewing

16:10–17:25 Session 7: Raw materials

Chair: Jochen Kamm

16:10–16:35 **S. Graul, S. Nirgi, A. Soesoo, J-D, Solano-Acosta, R. Hints, T. Hands & C. Hernandez-Moreno**

DEXPLORE Horizon EU project: Investigation of CRM potential of Estonian basement

16:35–17:00 **Soesoo, A.; Nirgi, S. & Acosta, J.**

Critical raw materials of the Estonian Precambrian basement: Any new targets?

17:00–17:25 **N. Coint, E. T. Mansur, Y. Wang., A. C. R. Miranda, F. Szitkar, P. Acosta-Gongora, V. Baranwal, A. Nazuti & M. H. Huyskens**

Prospectivity for Fe-Ti-P-(REE) mineralization in alkaline monzonite and syenite: example from the Southern Oslo Rift, Norway

18:30 Conference Dinner. i.e. beer and something

Oluthuone Kaisla, Vilhonkatu 4, near metrostation Helsingin Yliopisto

Thursday, Nov 14

09:00–10:35 Session 8: Deep geobiosphere

Chair: Riikka Kietäväinen

09:00–09:25 **I.T. Kukkonen, R. Kietäväinen, V. Nenonen, M. Bomberg, H. Miettinen, M. Nyysönen, M. Nuppunen-Puputti, A. Karjalainen & J. Rytönen**

Research application of the St1 superdeep boreholes in Espoo, southern Finland

09:25–09:50 **H. Miettinen, M. Nyysönen, M. Nuppunen-Puputti, R. Kietäväinen, I. Kukkonen, V. Nenonen, A. Karjalainen, J. Rytönen & M. Bomberg**

Microbiological aspects of sampling the St1 superdeep boreholes in Espoo, southern Finland

09:50–10:15 **M. Bomberg, M. Nuppunen-Puputti, L. Purkamo, M. Nyysönen, H. Miettinen & R. Kietäväinen**

Biological sulfur cycling in Finland's deep groundwater

10:15–10:40 **M. Nyysönen, M. Nuppunen-Puputti, M. Kuusiluoma, A. Delgado, M. Bomberg & R. Kietäväinen**

Dark oxygen in the deep geobiosphere of the geological repository (DODGE)

10:40–11:10 Coffee/tea

11:10–12:25 Session 9: Magmatism through time

Chair: David Whipp

11:10–11:35 A. Costa do Nascimento, D. Carvalho de Oliveira & E. Heilimo

Origin and tectonic significance of Archean sanukitoids: correlation between the Carajás and Karelia Provinces

11:35–12:00 A.E. Johnson, J.S. Heinonen & O. Eklund

Intraorogenic magmatism in southern Finland – new evidence from geochemistry and dating

12:00–12:25 O. Teräs, K. Nikkilä, P. Mikkola, A. Kotilainen, O. Eklund & O.T. Rämö

Influence of the Transscandinavian Igneous Belt on the post-orogenic shoshonitic magmatism in Finland

12:25–13:00 Closing of symposium, forthcoming meetings, other short announcements and poster award

Chair: Suvi Heinonen

13:00– Lunch

Metamorphic insights into the Archean Basement of the Carajás Province and its Affinity with the Karelia and Kola Provinces

A.C. Nascimento^{1,2}, D.C. Oliveira¹ and E. Heilimo²

¹ Institute of Geosciences (IG), University Federal do Pará (UFPA), Box 1611, 66075-100, Belém, Pará, Brazil

² Department of Geography and Geology, University of Turku, Finland

E-mail: aline.nascimento@ig.ufpa.br

This study examines the gneisses and migmatites of the Carajás Province, comparing them with the Archean basement of the Karelia and Kola Provinces. In the Carajás Province, migmatites include stromatic and dilatant to net-structured metatexites, schollen and schlieren diatexites, and rare patch metatexites. These migmatites consist of a orthogneiss and amphibolite paleosome, a quartz-feldspathic leucosome, and a biotite-rich melanosome. U-Pb SHRIMP and LA-ICP-MS zircon dating reveals protolith crystallization at 2.95–2.93 Ga, with peak metamorphism and partial melting at 2.89–2.84 Ga, closely aligning with the peak of regional metamorphism recorded by the granulites of Carajás. In the Karelia and Kola Provinces, migmatites are similarly dominated by metatexites, with tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) gneisses being commonly migmatized; however, the presence of diatexites is significant in comparison with Carajás. Morphologically, both provinces exhibit well-developed stromatic structures, though Karelia and Kola Provinces migmatites often display more pronounced folding and banding. Geochemically, Karelia and Kola Provinces migmatized-TTGs tend to be more felsic and lower in mafic content compared to Carajás. Geochronologically, the Karelia and Kola Provinces record slightly younger TTG formation ages, around 2.80 Ga, with metamorphism peaking at 2.70–2.69 Ga, demonstrating comparable but slightly offset tectonothermal histories between the two regions. Thus, while both provinces share significant geological traits, key distinctions exist in their migmatite morphology, geochemistry, and age distribution.

Keywords: partial melting, geochronology, Carajás Province, Karelia Province, Kola Province.

1. Background

The Archean basement of both the Carajás and the Fennoscandian shields Archean Provinces (eg. Karelia and Kola Provinces) are characterised by a complex assembly of rock types, including gneisses, TTG (Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite) suite granitoids, and greenstone belts, shaped by multiple tectono-metamorphic events (Chekulaev et al., 2022; Nascimento et al., 2023; Halla et al., 2024). In the Carajás Province, migmatized TTGs dominate, featuring stromatic and net-structured metatexites, schollen diatexites, occasional patch metatexites, and absence of diatexites. The presence of these migmatitic rocks suggests a dynamic crustal evolution driven by partial melting and differentiation processes (Nascimento et al., 2023). In comparison, the Karelia and Kola Provinces showcases migmatites of stromatic, schollen, and diatexite morphologies. These migmatites, dated between 2.95 and 2.70 Ga, similarly reflect high-grade metamorphic conditions, with geochemical signatures pointing to juvenile magmatic contributions alongside significant crustal recycling (Käpyaho et al., 2007; Mikkola et al., 2011; Chekulaev et al., 2022; Halla et al., 2024).

This study compares the occurrence, morphology, and ages of migmatites from both provinces, contributing to a broader understanding of Archean tectonic regimes and crustal processes. Studying migmatized TTGs in these provinces is crucial for unraveling the complexities of continental growth and metamorphic evolution during the Archean era.



There are two types of palaeosome: the first is represented by a dark grey medium-grained (3–6 mm) orthogneiss, with mafic content varying between 8–30%. Biotite and/or amphibole (~13–20%) are the main mafic phases, while titanite, zircon, allanite, opaques, epidote, apatite, and zoisite form the primary accessory mineralogy (~7%). Secondary mineralogy includes epidote, muscovite, chlorite, scapolite, and carbonate (~3%). The second paleosome type is medium-grained (2–6mm) amphibolite with granoblastic to granonematoblastic texture. Some samples contain biotite. Accessory minerals are titanite, opaques, epidote, and apatite. The leucosome component of the neosome is light grey to pinkish in colour, medium to coarse-grained (4–10 mm) and has a granodiorite to leucogranite compositions. The mafic residue occurs as melanosome, primarily composed of hornblende and biotite. The mineral paragenesis indicates medium to high-grade regional metamorphism, consistent with amphibolite facies (Nascimento et al., 2023). In contrast, the migmatites from Karelia and Kola Provinces are characterized by a stromatic structure and significant homogeneous diatexites, with rafts of amphibolite being common in the Kola Province and rare in the Karelia Province. In general, the mesosomes show locally faint layering defined by

alternating darker and lighter layers composed of plagioclase, quartz and biotite. Retrograde epidote and muscovite are common (Käpyaho et al., 2007). In both regions, the spatial-temporal association of migmatites are linked to ductile shear zones, suggesting deformation during partial melting, segregation, and melt migration.

New geochronological data provided upper intercept ages of 2944 ± 4 Ma (MSWD = 1.5), 2948 ± 9 Ma (MSWD = 1.40), and 2936 ± 5 Ma (MSWD = 0.29) for the orthogneisses from Carajás Province (all with 2σ errors). These ages are interpreted as representative of the crystallisation age of the protoliths of these rocks. Separate migmatite structures were not dated yet. Additionally, zircon populations dating between 2890 ± 5 Ma and 2843 ± 8 Ma were identified, representing the peak of regional metamorphism in the studied area. Similarly, for the Karelia and Kola Provinces, most zircon grains in the mesosomes yield ages between 2.90 Ga and 2.79 Ga, with cores of 2.94 Ga in one sample (Käpyaho et al., 2007; Joshi et al., 2024).

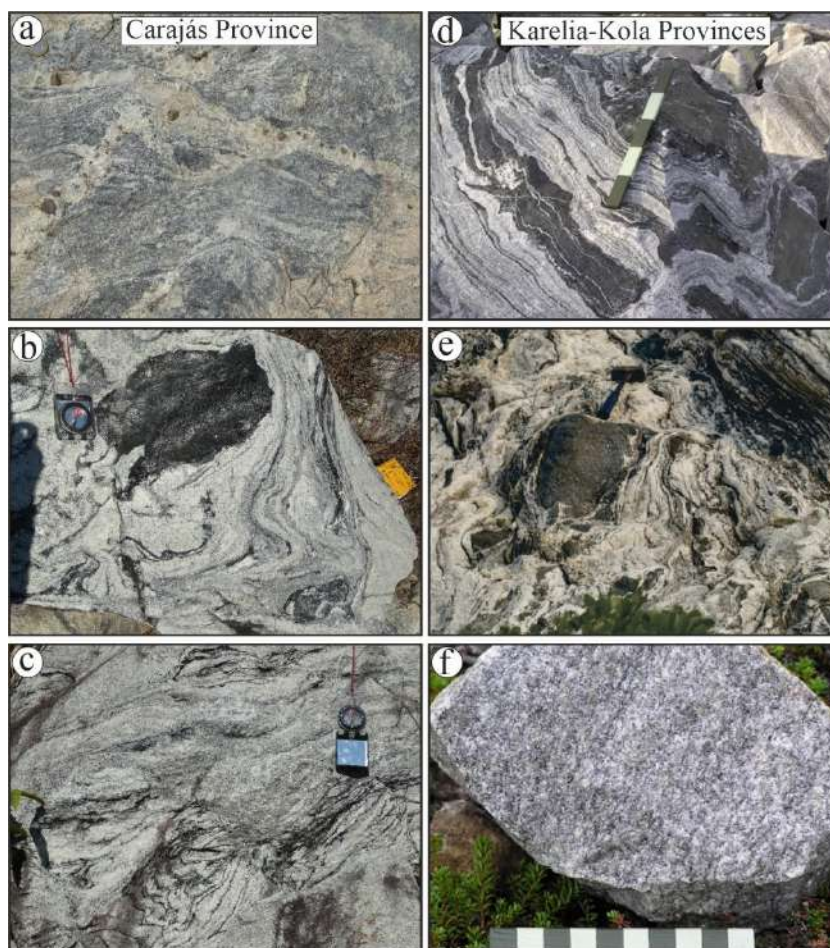


Figure 2. Field relations of the Carajás Province and its correlation with the Kola Province: (a) dilatant to net-structured metatexite migmatite, where the leucosome is located in dilatational sites oriented in at least two distinct directions; (b) schollen diatexite migmatite with remaining palaeosome fragments of amphibolite, displaying signs of assimilation; (c) schlieren migmatite with flow-induced structures indicated by the orientation of micas and elongated minerals; (d) metatexite in the Kola Province basement; (e) amphibolite diatexite migmatite with flow structure; (f) homogeneous diatexite migmatite. Kola Province photos are source from Halla et al. (2024).

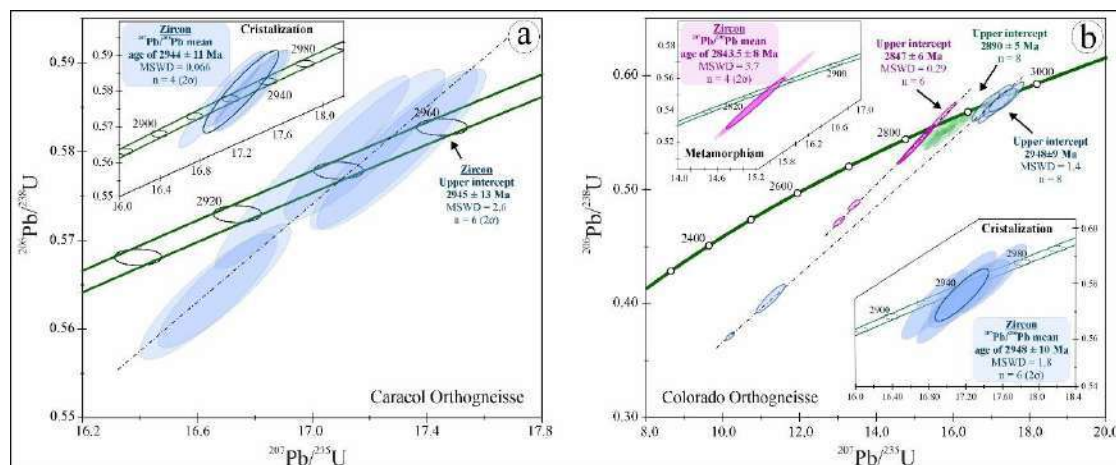


Figure 3. Concordia U-Pb diagrams of representative samples from the migmatized gneisses of the Carajás Province: (a) Caracol orthogneiss, (b) Colorado orthogneiss.

4. Conclusions

Migmatites provide crucial insights into the metamorphic history of the Archean basement in the Carajás Province and reveal its affinity with the Karelia and Kola Provinces. In the Carajás, migmatites exhibit a variety of morphologies, including stromatic and net-structured metatexites, as well as schollen and schlieren diatexites. The presence of tonalitic-trondhjemitic orthogneiss, amphibolite palaeosomes, and biotite-rich melanosomes suggest high-grade metamorphic conditions (upper amphibolite facies). U-Pb zircon geochronology dates the protoliths of these gneisses to 2.95–2.93 Ga, with peak regional metamorphism at 2.89–2.84 Ga. Similar characteristics are found in the Karelia and Kola Provinces, where migmatites show complex morphologies and represent significant crustal evolution processes. However, for the Karelia and Kola Provinces, the presence of homogeneous diatexites is more significant, which indicates higher metamorphic conditions and degree of partial melting compared to the Carajás Province. The study of migmatites helps us to understand the felsic continental crust formation and its differentiation.

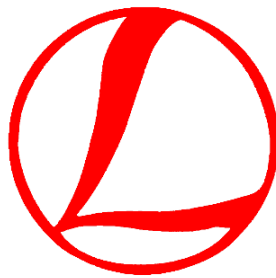
5. References

- Chekulaev, V.P., Arestova, N.A., Egorova, Y.S., 2022. The Archean Tonalite-Trondhjemitic-Granodiorite Association of the Karelian Province: Geology, Geochemistry, Formation Stages and Conditions. *Stratigr. Geol. Correl.*, 30, 183–200.
- Halla, J., Joshi, K.B., Lutinen, A., Heilimo, E., Kurhila, M., 2024. On the origin of Archean TTGs by migmatization of mantle plume-related metabasalts: Insights from the Lake Inari terrain, Arctic Fennoscandia. *Precambrian Research*, 407, 107407.
- Joshi, K.B., Halla, J., Kurhila, M., Heilimo, E., 2024. Prolonged parallel chronology of distinct TTG types in the Lake Inari terrain, Arctic Fennoscandia: Implications for a stationary plume-related source. *Precambrian Research*, 408, 107418.
- Marangoanha, B., Oliveira, D.C., Dall'Agnol, R., 2019. The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): Origin and implications for crustal growth and cratonization. *Lithos*, 350–351, 105275.
- 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.
- Nascimento, A.C., Oliveira, D.C., Silva, L.R., Gabriel, E.O., Leite-Santos, P.J., 2023. Origem, afinidades petrológicas e significado tectônico da Suíte Sanukitoide Água Limpa do Subdomínio Sapucaia, sudeste da Província Carajás (Cráton Amazônico). In: *Simpósio de Geologia da Amazônia – SGB. Santarém (PA), Abstract*.
- Käpyaho, A., Hölttä, P., Whitehouse, M.J., 2007. U-Pb zircon geochronology of selected Archean migmatites in eastern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 79, 95–115.

LITHOSPHERE 2024

THIRTEENTH SYMPOSIUM ON THE STRUCTURE, COMPOSITION AND EVOLUTION OF THE LITHOSPHERE

Vuorimiehentie 5 Auditorium, Espoo, Finland
November 12-14, 2024



NLS
NATIONAL
LAND SURVEY
OF FINLAND



GTK



HELSINGIN YLIOPISTO
HELSINGFORS UNIVERSITET
UNIVERSITY OF HELSINKI



Åbo Akademi
University



UNIVERSITY
OF OULU

PROGRAMME AND EXTENDED ABSTRACTS

edited by

Perttu Mikkola, Toni Veikkolainen, Suvi Heinonen, Hannu Koivula, Kaisa Nikkilä, Jochen Kamm, David Whipp, Riikka Kietäväinen and Hanna Silvennoinen

Series Editor-in-Chief: Suvi Heinonen

Guest Editors: Perttu Mikkola, Toni Veikkolainen, Suvi Heinonen, Hannu Koivula, Kaisa Nikkilä, Jochen Kamm, David Whipp, Riikka Kietäväinen and Hanna Silvennoinen

Publisher: Institute of Seismology
P.O. Box 68
FI-00014 University of Helsinki
Finland
Phone: +358-294-1911 (switchboard)
Email: seismo@helsinki.fi
<https://www.seismo.helsinki.fi>

ISSN 0357-3060
ISBN 978-952-10-9614-3 (PDF)

LITHOSPHERE 2024

THIRTEENTH SYMPOSIUM ON THE STRUCTURE, COMPOSITION AND EVOLUTION OF THE LITHOSPHERE

PROGRAMME AND EXTENDED ABSTRACTS

Vuorimiehentie 5 Auditorium, Espoo, Finland
November 12 – 14, 2024

CONTRIBUTING ORGANIZATIONS

Finnish National Committee of the International Lithosphere Programme (ILP)
Geological Survey of Finland (GTK)
National Land Survey of Finland, Finnish Geospatial Research Institute (FGI)
University of Helsinki
Åbo Akademi University
University of Oulu

ORGANIZING COMMITTEE AND EDITORS

Perttu Mikkola	Geological Survey of Finland (perttu.mikkola@gtk.fi)
Toni Veikkolainen	University of Helsinki (toni.veikkolainen@helsinki.fi)
Suvi Heinonen	University of Helsinki (suvi.heinonen@helsinki.fi)
Hannu Koivula	National Land Survey of Finland (hannu.koivula@nls.fi)
Kaisa Nikkilä	Åbo Akademi University (kaisa.nikkila@abo.fi)
Jochen Kamm	Geological Survey of Finland (jochen.kamm@gtk.fi)
David Whipp	University of Helsinki (david.whipp@helsinki.fi)
Riikka Kietäväinen	University of Helsinki (riikka.kietavainen@helsinki.fi)
Hanna Silvennoinen	University of Oulu (hanna.silvennoinen@oulu.fi)

Origin and tectonic significance of Archean sanukitoids: correlation between the Carajás and Karelia Provinces

A.C. Nascimento^{1,2}, D.C. Oliveira¹ and E. Heilimo²

¹ Institute of Geosciences (IG), University Federal do Pará (UFPA), Box 1611, 66075-100, Belém, Pará, Brazil

² Department of Geography and Geology, University of Turku, Finland

E-mail: aline.nascimento@ig.ufpa.br

Sanukitoid-affinity granitoid plutons in the Carajás Province (Amazonian Craton) share notable geochemical and isotopic similarities with those in the Karelia Province. In both regions, these rocks exhibit high concentrations of Mg, Cr, Ni, K, Ba, and Sr, and display isotopic signatures indicative of mixed juvenile and recycled crustal sources. U–Pb zircon dating from Carajás places the crystallization age of these sanukitoids at 2.87 Ga, with Hf isotopic values suggesting the incorporation of Paleoarchean crustal material (Hf- T_{DM}^C of 3.0–3.2 Ga). Nd isotopic data corroborates the Hf data with model ages ranging between 2.9–3.1 Ga and $\epsilon Nd(t)$ values from –0.6 to +2.9. These features are consistent with the tectonic setting of syntectonic emplacement in a collisional environment, characterized by slab break-off and the partial melting of an enriched mantle wedge. Comparatively, the Karelia sanukitoids also demonstrate high-Mg, Cr, and Ni contents and a mixed isotopic signature of juvenile and recycled material. The $\epsilon Hf(t)$ vary from +2.74 to –3.74, Hf- T_{DM}^C of 3.0–2.95 Ga and $\epsilon Nd(t)$ from –2.2 to +1.4 for the Karelia sanukitoids. However, Karelia sanukitoids are younger than Carajás sanukitoids, dating to 2.74–2.70 Ga. The tectonic settings are analogous, both reflecting post-subduction processes involving mantle-crust interactions and crustal thickening. The geochemical and isotopic affinities between the Carajás and Karelia sanukitoids are strong, but the key difference lies in their ages, with Carajás sanukitoids being approximately 150 million years older.

Keywords: Sanukitoids, crustal evolution, correlation, Carajás Province, Karelia Province.

1. Background

The Carajás Province, located in the southeast of the Amazonian Craton, is considered its main preserved Archean core (Almeida et al., 1981; Fig. 1a, b). Geological mapping in the Água Azul do Norte area (Carajás Province; Fig. 1c) led to the identification of two sanukitoid-affinity batholiths, composed of granodiorites with subordinate tonalites and monzogranites, distributed along extensive E-W shear zones that define terrane boundaries (Gabriel and Oliveira, 2014). The Água Azul sanukitoid batholith is located in the southern part of the area, while the Água Limpa sanukitoid batholith lies to the north. Both intrude the basement formed by greenstone belt and migmatized tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) units, and are crosscut by biotite granites. In this study, U–Pb–Hf zircon and whole-rock Nd isotopic data are integrated with a geochemical review of these rocks, aiming to discuss the origin and tectonic significance of sanukitoid-type magmatism in the Carajás Province, and to propose correlations with similar rocks in the Karelia Province (Finland).

2. Methods and materials

The in-situ U–Pb zircon analyses were made using secondary ion mass spectrometry (SIMS), sensitive high-resolution ion microprobe (SHRIMP IIe model), at the GeoLab Laboratory/IGc/USP (University of São Paulo), with data published in Nascimento et al. (2024, in press). The Hf analyses on zircon were obtained from the same spot or domain of concordant U–Pb age at the Isotopic Geology Laboratory (Pará-Iso/UFPA) of the Geosciences Institute of UFPA, using a high-resolution Laser Ablation Multicollector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-MC-ICP-MS), Neptune model, Thermo Finnigan brand, equipped with an Nd 213 nm laser probe, LSX-213 G2 model by CETAC. The whole-rock Nd isotopic data were

obtained at the Pará-Iso/UFGA Laboratory. A Finnigan MAT 262 mass spectrometer was used, equipped with seven movable Faraday cup collectors and a central electron multiplier.

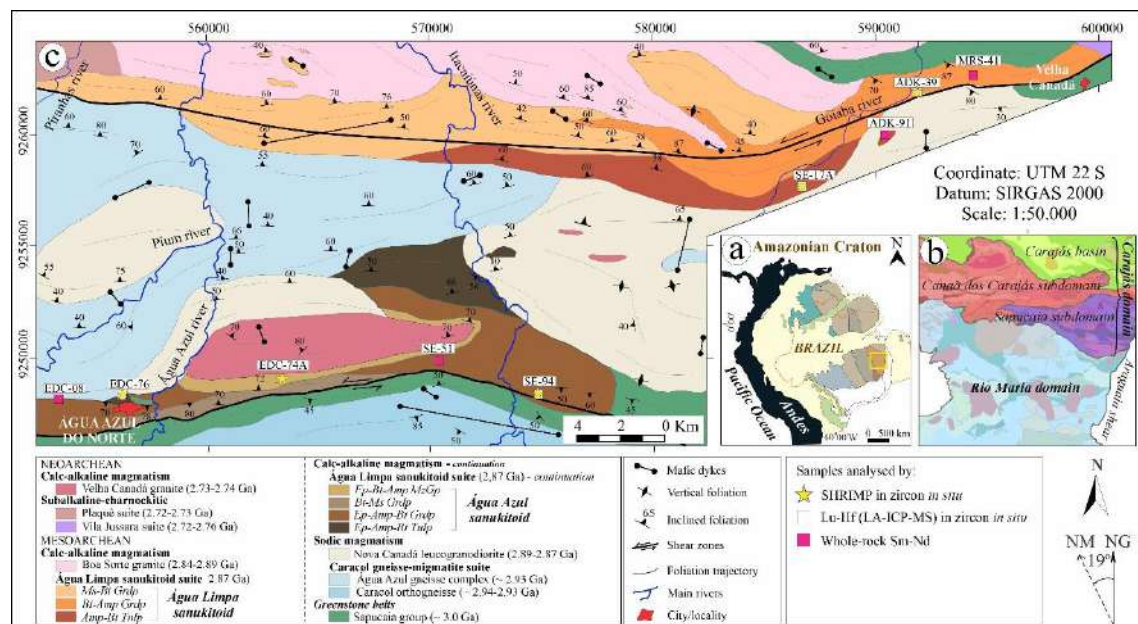


Figure 1. Location map of the study area. (a) Location of the Carajás Province in relation to the Amazonian Craton. (b) Division of the Carajás Province into the Carajás Domain (Sapucaia subdomain, Canaã dos Carajás subdomain, and Carajás Basin) and the Rio Maria Domain (Oliveira et al., 2022; Silva et al., 2022). (c) Semi-detailed local map of the studied area (Gabriel and Oliveira, 2014).

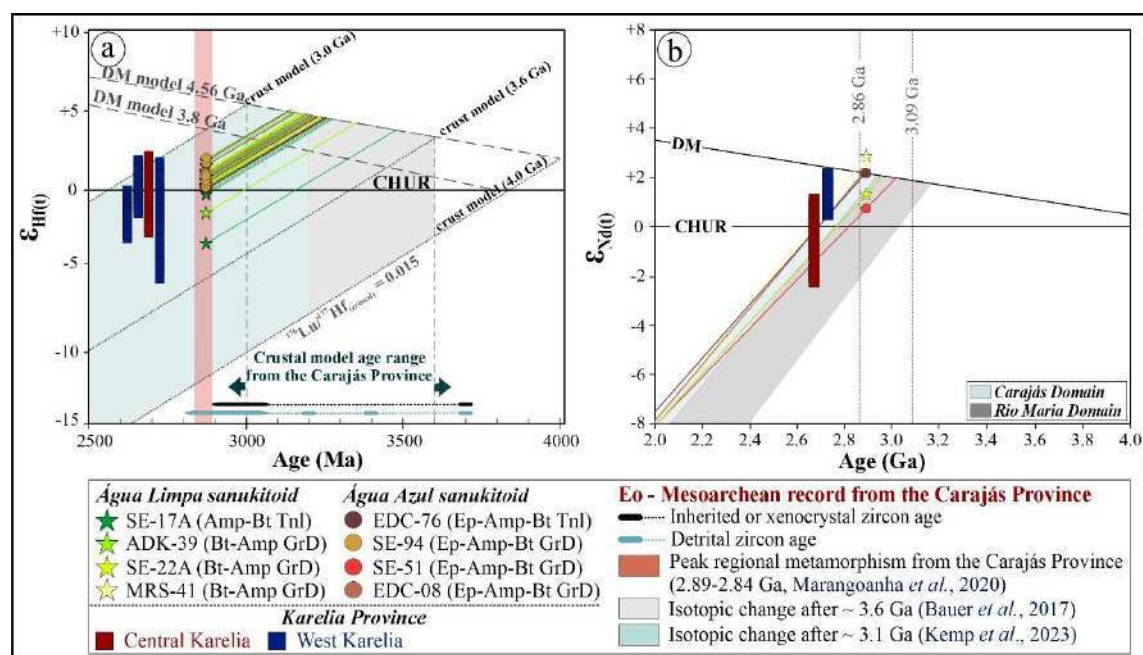


Figure 2. U-Pb-Hf zircon and whole-rock Nd isotopic data from the Carajás Province sanukitoids and comparison with Karelia sanukitoids: (a) $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ versus Age (Ma) evolution diagrams and (b) $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ versus Age (Ga). Karelia Province samples are source from Heilimo et al. (2010, 2013).

3. Preliminary results and discussion

The sanukitoids from Carajás Province consist of plagioclase, quartz, and alkali feldspar, with biotite and amphibole as the main ferromagnesian minerals. Primary accessory minerals include epidote, opaques, titanite, allanite, zircon, apatite, muscovite, and occasionally tourmaline, while secondary accessories include chlorite, scapolite, white mica, carbonate, and epidote (Gabriel and Oliveira, 2014). Karelia sanukitoids are metamorphosed with plagioclase, quartz, and alkali feldspar, with biotite and hornblende $\pm$ pyroxene as mafic minerals. As accessory titanite, opaque, apatite and zircon are common, while secondary minerals contain epidote, allanite, chlorite, sericite, saussurite, muscovite and carbonatite minerals (Heilimo et al., 2010 and references therein). The studied sanukitoids are predominantly metaluminous, with high #Mg (64–49), Cr (383–102 ppm), and Ni (117–32 ppm) values, aligning them with the high-Mg granodiorites of the Karelia Province (Heilimo et al., 2010; 2013). They exhibit rare earth element (REE) patterns characterised by high light REE (LREE) contents and moderate to strong fractionation of heavy REE (HREE) [La_N/Yb_N (170–18)], along with weak or absent negative Eu anomalies (Eu/Eu^* 1.21–0.66) (Gabriel and Oliveira, 2014; Nascimento et al., 2024, in press).

U–Pb SHRIMP geochronology on zircon provided concordant ages of 2.87 Ga, interpreted as the crystallisation age for both sanukitoid plutons. Lu–Hf data obtained for both sanukitoid plutons yielded subchondritic to suprachondritic ϵ_{Hf} values varying from -3.3 to $+2.1$. Crustal model ages are Palaeoarchaeon ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.2\text{--}2.9$ Ga), indicating a Mesoarchaeon juvenile origin at 2.87 Ga (suprachondritic component), but involving recycled Palaeoarchaeon crust (subchondritic component). Whole-rock Nd isotopic data yielded mainly suprachondritic ϵ_{Nd} values (-0.6 to $+2.8$) and Mesoarchaeon model ages ($\text{Nd-T}_{\text{DM}} = 3.0\text{--}2.9$ Ga), indicating a juvenile origin with the involvement of recycled crust in the mantle, corroborated by Hf isotopic data from zircon. For the 2.74–2.70 Ga Karelia sanukitoids, subchondritic to suprachondritic ϵ_{Hf} values (-6.1 to $+1.7$) and Mesoarchean crustal model ages ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$) of 3.0–2.9 Ga were obtained by Heilimo et al. (2013). Whole-rock Nd isotopic data yielded suprachondritic ϵ_{Nd} values (-2.2 to $+1.7$) and a Meso- to Neoarchaeon model age ($\text{Nd-T}_{\text{DM}} = 3.0\text{--}2.7$ Ga), indicating a juvenile origin with the involvement of recycled crust in the mantle; however, Karelia sanukitoids are younger than Carajás sanukitoids.

Subduction related tectonic setting is one possible tectonic scenario for mantle enrichment and sanukitoid formation (e.g. Heilimo et al., 2010; 2013). Additionally, the sanukitoids from the Carajás Province were emplaced syntectonically during the regional metamorphic peak of the province (2.89–2.84 Ga; Marangoanha et al., 2019). This suggests that the formation of these rocks is better explained by a post-subduction collisional scenario involving crustal thickening and slab break-off, which led to partial melting of the previously metasomatised mantle wedge to generate the sanukitoid-type magmas, similar to the processes described for the sanukitoids of the Karelia Province (Heilimo et al., 2013).

4. Conclusions

Based on the U–Pb SHRIMP geochronological data on zircon the Carajás Province sanukitoids crystallised ages of 2.87 Ga. U–Pb–Hf isotopic data on zircon and whole-rock Nd data indicate a juvenile origin (supracrustal component) at 2.87 Ga, with the involvement of recycled crustal material in the mantle (subcrustal component). This occurred in a collisional setting, characterised by crustal thickening, slab break-off, and partial melting of a previously enriched mantle wedge during the peak of regional metamorphism (2.89–2.84 Ga), leading to the formation of the Carajás Province sanukitoids. The sanukitoids from the Karelia Province exhibit strong geochemical and isotopic similarities with those from the Carajás Province, particularly in terms of their high Mg, Cr, Ni, K, Ba, and Sr contents, and mixed juvenile and

recycled crustal sources. However, the Karelia sanukitoids are slightly younger, with crystallisation ages of 2.74–2.70 Ga (Heilimo et al., 2010; 2013), and reflect a more evolved stage of mantle-crust interactions.

5. References

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Review*, 17, 1–29.
- 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, 533–564.
- Heilimo, E., Halla, J., Andersen, T., Huhma, H., 2013. Neoarchean 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 Neoarchean western Karelian Province (Finland). *Lithos*, 115, 27–39.
- Oliveira, D.C., Silva L.R., Nascimento A.C., Marangoanha B., 2022. Geologia Regional da Província Carajás, sudeste do Cráton Amazônico: Proposta litoestratigráfica e implicações para a compartimentação tectônica. *In: II Congresso Amazônico de Mineração, Metalurgia e Materiais – COAMA*. Marabá (PA), *Anais*, CD-rom.
- Marangoanha, B., Oliveira, D.C., Dall’Agnol, R., 2019. The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): Origin and implications for crustal growth and cratonization. *Lithos*, 350–351, 105275.
- Nascimento, A.C., Oliveira, D.C., Gabriel, E.O., Leite-Santos, P.J., 2024 in press. Geology, geochemistry, and zircon SHRIMP U–Pb geochronology of Mesoarchean high-Mg granitoids: Constraints on petrogenesis, emplacement timing, and deformation of the Água Limpa suite in the Carajás Province, SE Amazonian Craton. *The Geological Society of London*, 6, 1–30.
- Silva, L.R., Oliveira, D.C., Nascimento, A.C., Lamarão, C.N., Almeida, J.A.C., 2022. The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás province, Amazonian craton: Petrogenesis, zircon U–Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications. *Lithos*, 432–433, 106901.



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



PARECER

Sobre a Defesa Pública da Tese de Doutorado de ALINE COSTA DO NASCIMENTO

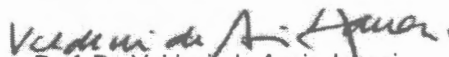
A banca examinadora da Tese de Doutorado de **ALINE COSTA DO NASCIMENTO** orientanda do Prof. Dr. Davis Carvalho de Oliveira (UFPA), e composta pelos professores doutores Valdecir de Assis Janasi (Membro-USP), Elton Luiz Dantas (Membro-UnB), Moacir José Buenano Macambira (Membro-UFPA), Roberto Dall'Agnol (Membro-UFPA) após apresentação da sua tese intitulada "**EVOLUÇÃO TECTONO-METAMÓRFICA E PETROGÊNESE DE GNAISSES MIGMATÍTICOS E GRANITOIDES MESOARQUEANOS DO SUBDOMÍNIO SAPUCAIA (PROVÍNCIA CARAJÁS): UMA ABORDAGEM GEOCRONOLÓGICA, ISOTÓPICA E ESTRUTURAL**", emite seguinte parecer:

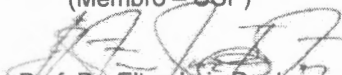
A candidata realizou sua apresentação de forma clara, bem organizada e segura, no tempo estipulado. Na arguição mostrou domínio da temática abordada e respondeu às perguntas formuladas pela banca. O trabalho escrito foi apresentado na forma de dois artigos publicados em periódicos de impacto internacional, um terceiro manuscrito já submetido, um quarto em preparação, além de um capítulo de livro. Dessa forma, a candidata atendeu a todas as exigências básicas para uma tese de doutorado.

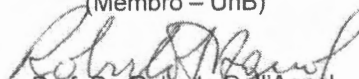
Por cumprir com todas as exigências, a banca examinadora decidiu por unanimidade **aprovar a tese de doutorado, com distinção**.

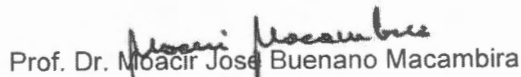
Belém, 09 de Maio de 2025


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


Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi
(Membro – USP)


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


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


Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira
(Membro – UFPA)