



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

TESE DE DOUTORADO Nº 168

**PETROLOGIA EXPERIMENTAL E QUÍMICA MINERAL DAS
SUÍTES NEOARQUEANAS VILA JUSSARA E PLANALTO,
PROVÍNCIA CARAJÁS, AMAZÔNIA, BRASIL**

Tese apresentada por:

INGRID ROBERTA VIANA DA CUNHA
Orientador: Prof. Dr. Roberto Dall'Agnol (UFPA)
Coorientador: Prof. Dr. Bruno Scaillet (Université'Orléans)

**BELÉM – PARÁ
2023**

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

C972p Cunha, Ingrid Roberta Viana da.
Petrologia experimental e química mineral das suítes
Neoarqueanas Vila Jussara e Planalto, Província Carajás,
Amazônia, Brasil. / Ingrid Roberta Viana da Cunha. — 2023.
xxv, 167 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Roberto Dall'Agnol
Coorientador(a): Prof. Dr. Bruno Scaillet
Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de
Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica,
Belém, 2023.

1. Petrologia experimental. 2. Química mineral. 3. Província
Carajás. 4. Neoarqueano. 5. Granitoides. I. Título.

CDD 552



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica**

**PETROLOGIA EXPERIMENTAL E QUÍMICA MINERAL DAS
SUÍTES NEOARQUEANAS VILA JUSSARA E PLANALTO,
PROVÍNCIA CARAJÁS, AMAZÔNIA, BRASIL**

TESE APRESENTADA POR:

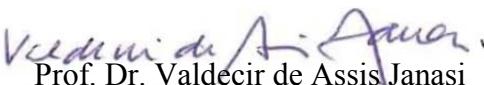
INGRID ROBERTA VIANA DA CUNHA

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

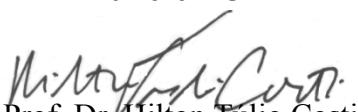
Data de aprovação: 20 / 03 / 2023

Banca examinadora:


Prof. Dr. Roberto Dall'Agnol
Orientador – UFPA


Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi
Membro – USP


Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho
Membro – UnB


Prof. Dr. Hilton Túlio Costi
Membro – MPEG


Prof. Dr. Davis Carvalho de Oliveira
Membro – UFPA

À todas as mulheres geocientistas

AGRADECIMENTOS

Os objetivos alcançados nessa tese de doutorado só foram possíveis com trabalho conjunto e apoio das instituições Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da Universidade Federal do Pará e *Institute des sciences de la Terra (ISTO)*, da *Université d'Orléans*, fornecendo suporte e infraestrutura para desenvolvimento da pesquisa.

Agradeço ao orientador Dr. Roberto Dall'Agnol pela confiança e incentivo, além da dedicação e orientação acadêmica/científica ao longo de 14 anos, estabelecidos desde a primeira iniciação científica que realizei na graduação (2009), com trabalhos contínuos que avançaram para conclusão deste doutorado. Ao coorientador, Dr. Bruno Scaillet, pela oportunidade de trabalhar com petrologia experimental e pelo tempo dedicado no período do meu intercâmbio no ISTO, além de todo apoio, paciência, dedicação e conhecimento transferido durante a elaboração dessa tese. Ressalto a importância dos meus orientadores na minha vida acadêmica e profissional, pois através da nossa convivência, compreendi a importância da independência e segurança nas escolhas dos caminhos a serem seguidos. Além da sensibilidade de conduzir jovens pesquisadores na ciência.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de estudo (Processo 170656/2017-9) e taxa de bancada. E também a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) - Código de Financiamento 001, com cooperação do Programa Institucional de Doutorado-Sanduíche no Exterior (PDSE), através do processo 88881.190063/2018-01.

Ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia/Geociam (Processo N°573733/2008-2) pelo apoio financeiro nas etapas iniciais dessa pesquisa, em especial, às atividades de campo realizadas na Província Carajás.

À minha família, em especial aos meus pais, por terem ensinado que esforço, dedicação, sacrifícios e humildade, associados à busca pelo conhecimento são as chaves para obter sucesso.

Ao Dr. Fernando Fernandes da Silva e Msc. Luan Alexandre Martins de Sousa pela colaboração e trabalho conjunto no entendimento da Suíte Vila Jussara. Além das conversas complexas que beiravam o desespero, gargalhadas e apoio incondicional na busca por soluções e resultados. Estendo esses agradecimentos aos doutorandos Caio José Soares Mesquita e Arthur Santos da Silva Neri, pela colaboração como coautores das pesquisas realizadas e pela grata amizade construída ao longo dessa jornada acadêmica.

Ao Instituto de Geociências (IG-UFPa), Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) e também, ao Laboratório de Microanálises, juntamente com seus técnicos e colaboradores, pelas contribuições analíticas e utilização da infraestrutura, em especial, microscópio eletrônico de varredura (MEV) e microssonda eletrônica.

Ao Museu Paraense Emílio Goeldi, especificamente ao Laboratório de Microscopia Eletrônica (LME) coordenado pelo Dr. Hilton Túlio Costi, pelo suporte analítico no imageamento das titanitas das Suítes Vila Jussara e Jamon, assim como, na identificação das fases experimentais com uso do MEV.

À Pró-Reitoria de Pesquisa da Universidade Federal do Pará pelo suporte concedido através do Programa de Apoio à Publicação Qualificada (PAPQ), financiando a tradução dos artigos da tese de doutorado (capítulo 2 e 3).

Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica pelo conhecimento transmitido ao longo do mestrado e doutorado. Assim como, aos funcionários da secretaria do PPGG, em especial à Cleida Freitas, pela contribuição na administração, além da atenção dedicada aos discentes.

Ao Prof. Dr. Vladimir Távora, pelos conselhos e conforto dado nos momentos conturbados da vida, além da motivação e descontração característica.

Ao geólogo Msc e melhor amigo, Juvenal Neto, por estar presente em todas as etapas da minha vida, seja apoiando, motivando ou se alegrando com cada propósito de vida alcançado e por vezes, acreditando mais em mim do que eu mesma.

Por fim, agradeço a todos que contribuíram direta ou indiretamente para a elaboração desse trabalho. Meus sinceros agradecimentos a todos.

"Tenho dito e gosto de afirmar que a minha história é uma história perigosa, como é a história de quem sai das classes populares, de uma subalternidade, e consegue galgar outros espaços. Essas histórias fortalecem o discurso da meritocracia, que diz que se você estudar e trabalhar, você chega lá. Aliás, tenho me perguntado: O que significa chegar lá?"

Conceição Evaristo

RESUMO

Na Província Carajás (PC), durante os estágios finais do Neoarqueano (2.75-2.73 Ga), foram formados no Domínio Sapucaia e Canaã dos Carajás, granitoides representados respectivamente pelas Suítes Vila Jussara e Planalto. Tais suítes apresentam caráter metaluminoso e afinidade geoquímica com granitos tipo-A e razão $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ em rocha total variáveis desde ferrosas até magnesianas. Estudos químico-mineralógicos realizados nos granitos neoarqueanos, envolvendo microscopia ótica, microscopia eletrônica de varredura, microssonda eletrônica e petrologia experimental, revelaram notáveis variações entre as principais fases minerais. Epidoto é uma fase comum nas variedades ferrosas reduzida, oxidada e magnesiana da Suíte Vila Jussara, exibindo conteúdo de pistacita entre 25 e 30 mol.%. Na Suíte Planalto e demais granitoides neoarqueanos da PC, epidoto é uma fase ausente. O estudo da cinética de dissolução dos epidotos da PC mostra que sua formação e estabilidade está diretamente relacionada às condições de pressão, temperatura e fugacidade de oxigênio, porém, sua estabilidade também é condicionada pelos mecanismos de ascensão, colocação e cristalização, que influenciam a intensidade de dissolução dos cristais. Estudos químico-mineralógicos realizados em titanita das suítes Vila Jussara e Planalto e paleoproterozoicas da Suíte Jamon, revelaram notáveis variações texturais e compostionais neste mineral. As razões Fe/Al em titanita são bastante variáveis nos granitos estudados, tendo sido distinguidos com base nelas três grandes grupos de titanitas: 1) razão Fe/Al alta ($\text{Fe}/\text{Al} > 0.5$); 2) moderada ($0.5 \leq \text{Fe}/\text{Al} \leq 0.25$); e 3) baixa ($\text{Fe}/\text{Al} < 0.25$). Além disso, de forma geral, os dados obtidos corroboram a tendência de maior estabilidade da titanita em condições oxidantes, próximas do tampão Níquel-Níquel-Oxigênio (NNO), porém, a ocorrência de titanita magmática em variedades reduzidas das suítes Vila Jussara e Planalto mostra que é possível ocorrer sua cristalização em condições próximas ao tampão Faialita-Magnetita-Quartzo (FMQ). Ademais estudos de petrologia experimental realizados nas mesmas suítes neoarquenas, mostram que a amostra MDP-02E, com composição tonalítica, representando o magma magnesiano oxidado da Suíte Vila Jussara, exibe conteúdo de SiO_2 em torno de 60% em rocha total e 61,05% no vidro experimental, enquanto a amostra de composição sienogranítica (AMR-116), pertencente a variedade fortemente reduzida da Suíte Planalto, apresenta teor de SiO_2 em rocha total em 74,13% versus 73,17% no vidro, indicando que as condições experimentais inicialmente calibradas, se aproximaram das condições magmáticas naturais. As condições de cristalização do magma tonalítico e sienogranítico foram efetuados a partir de nove experimentos nas duas amostras, com calibrações preferenciais em pressão de ~4 kbar, $f\text{O}_2$ em ~NNO-1.3 (1.3 unidade

log abaixo do tampão NNO) e temperatura variando de 850°C a 668°C e conteúdo de H₂O entre 9% e 6% em peso. Além disso, dois experimentos em *fO*₂ ~NNO+2.4, com temperaturas variando de 800°C a 700°C, com mesma pressão e variação de H₂O dos experimentos reduzidos. Subordinadamente, foram realizados experimentos em 8 kbar e 2 kbar, com condição redox variável. Tais experimentos mostram que o tonalito da Suíte Vila Jussara cristalizou em ~4 kbar, a partir de um magma com alta concentração de H₂O (>5% em peso) e em *fO*₂ oxidante, provavelmente entre NNO e NNO+1. Por outro lado, os experimentos realizados na composição sienogranítica da Suíte Planalto (AMR-116), mostram uma paragênese principal definida por Cpx+Fa, diferindo fortemente dos minerais naturais, sugerindo que os experimentos não atingiram condições próximas as naturais.

Palavras chaves: petrologia experimental; química mineral; Província Carajás; Neoarqueano; granitoides.

ABSTRACT

In the Carajás Province (CP), during the late stages of the neoarchean (2.75-2.73), in the Sapucaia and Canãa dos Carajás domains granitoids represented by the Vila Jussara and Planalto suites were formed respectively. These suites are metaluminous and have a geochemical affinity with A-type granites and $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ whole rock ratios that vary from ferroan to magnesian. Chemical-mineralogical studies performed in these neoarchean granites, based on optical microscopy, scanning electronic microscopy, electron microprobe and experimental petrology revealed notable variation between the main mineral phases. Magmatic epidote is a common mineral phase in the reduced, oxidized and magnesian varieties of the Vila Jussara suite, with pistacite contents between 25 and 30% mol. In the Planalto Suite and others neoarchean granites of the CP magmatic epidote is absent. The study of the dissolution kinetics of Archean epidotes of the CP reveals that its formation and stability are directly linked to pressure, temperature and oxygen fugacity conditions, however, its stability is also conditioned by mechanisms of magma rise, emplacement and crystallization, which affected the dissolution intensity of the epidote crystals. Chemical-mineralogical performed on titanites of the Vila Jussara and Planalto Suites and the paleoproterozoic Jamon Suite revealed notable textural and compositional variations. The titanite's Fe/Al ratios are quite variable in the studied granites, three major titanite groups were distinguished: 1) high Fe/Al ratio ($\text{Fe}/\text{Al}>0.5$); 2) moderate Fe/Al ratio ($0.5\leq\text{Fe}/\text{Al}\geq0.25$); and 3) low Fe/Al ratio ($\text{Fe}/\text{Al}<0.25$). Furthermore, in general, the obtained data support the major titanite tendency to stabilize under oxidizing conditions, near the nickel-nickel oxide buffer (NNO), however, the occurrence of magmatic titanite in the reduced varieties from the Planalto and Vila Jussara Suites ratifies that its crystallization is possible under conditions near the fayalite-magnetite-quartz buffer (FMQ). Moreover, experimental petrology studies performed on the same neoarchean suites, reveal that the sample MDP-02E, with tonalitic composition, which represents the magnesian oxidized magma from the Vila Jussara suite, exhibits SiO_2 content around 60% in the whole rock composition and 61.05% in the experimental glass, while the sample with sienogranitic composition (AMR-116), from the strongly reduced variety of the Planalto Suite, shows SiO_2 content of 74.13% in whole rock and 73.17% in glass, pointing out that the initially calibrated experimental conditions approach the natural magmatic conditions. To characterize the crystallization parameters of the tonalitic and sienogranitic magma, nine experiments were performed on the two samples, with the following conditions: pressure ~ 4 kbar, $f\text{O}_2 \sim \text{NNO}-1.3$ (1.3 log unit bellow the NNO buffer) and temperature varying from 850°C to 668°C and water

content from 9% to 6% in weight. Experiments with $f\text{O}_2 \sim \text{NNO}+2.4$ and temperatures of 800°C to 700°C with similar pressures and water content variations of the reduced experiments were also performed. Subordinately, experiments with pressures of 8 to 2 kbar with variable redox conditions were performed. These experiments show that the tonalite from the Vila Jussara Suite was crystallized at ~4 kbar from a water-rich magma (>5% in weight) in $f\text{O}_2$ oxidizing conditions, probably between NNO and NNO+1. On the other hand, the experiments performed on the sample with sienogranitic composition from the Planalto Suite show a main paragenesis of Cpx+Fa which substantially diverge from the natural minerals, suggesting that the experiments did not reach the natural conditions.

Key-words: experimental petrology; mineral chemistry; Carajás Province; Neoarchean; granitoids.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO 1

Figura 1- a) Mapa do Estado do Pará com localização aproximada da área de estudo localizada na Província Carajás; b) Localização e principais acessos à área de estudo.5

Figura 2- a) Localização da Província Carajás no Cráton Amazônico; b) Compartimentação tectônica da Província Carajás nos Domínios Rio Maria, Sapucaia, Canaã dos Carajás e Bacia Carajás, segundo Dall’Agnol *et al.* (2013); (c) Mapa geológico da Província Carajás, com retângulo corresponde a área de estudo referentes as Suítes Vila Jussara, localizada no Domínio Sapucaia e Planalto, no Domínio Canaã dos Carajás.....6

CAPÍTULO 2

Figure 1- (a) Tectonic provinces of the Amazonian Craton with the location of the Carajás Province shown (based on Santos *et al.*, 2003); (b) Simplified geological map of the Carajás Province highlighting the division into the Rio Maria, Sapucaia, Canaã dos Carajás domains and Carajás Basin (Source: Silva et al., 2018, modified); (c) Geological map of the Sapucaia Domain and its transition into the Canaã dos Carajás and Rio Maria Domains, with the location of the studied samples from the Vila Jussara Suite granitoids, the tonalite-Colorado Trondhjemite association of Sapucaia and the Ourilândia do Norte Suite sanukitoids.....22

Figure 2- Textural relationship of the magmatic epidotes in the CP Archean granitoids. Trondhjemite-tonalites of Sapucaia: (a) subhedral epidote partly surrounded by biotite and hornblende, exhibiting an irregular shape in contact with alkali-feldspar; (b) allanite crystal with an epidote rim, showing generally regular contacts with hornblende and irregular contacts with quartz; Ourilândia sanukitoids: (c) epidote with an irregular shape and signs of resorption through residual magmatic fluid in contact with hornblende, quartz and plagioclase; dissolution is apparently more intense when in contact with felsic minerals; (d) mafic aggregate of epidote, hornblende, biotite, titanite opaque minerals and apatite; (e) epidote crystal with irregular contacts with hornblende, showing more intense dissolution in contacts with plagioclase and alkali-feldspar; and (f) anhedral epidote surrounded by hornblende, with irregular contacts resulting from partial resorption. Abbreviations according to Kretz (1983).....26

- Figure 3- Histogram of compositional variation in the pistacite component (Ps: molar $[Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)]/100$), in molecular percentage (mol.%), in Sapucaia TT epidotes, Ourilândia do Norte sanukitoids and Vila Jussara granitoids. Ranges of compositional variation in Ps in magmatic and secondary epidotes formed by plagioclase and biotite alteration are also indicated.....30
- Figure 4-: Textural aspects of thin sections used in the dissolution kinetic study of epidote in the Archean granitoids from the CP. The original shapes of the corroded epidote crystals are indicated by black lines; dotted lines indicate the largest dimension of the crystal, and red lines delimit the current contour of the corroded crystals. Line segments delimited by arrows show where were defined the maximum dissolution values for each crystal. The PFA-14 sample represents the Sapucaia tonalite-trondhjemite; the NDP-47 and NDP-101 samples represent the Ourilândia do Norte sanukitoid; and the MYF-77 sample represents the VJS biotite-hornblende monzogranite variety. (a) and (b) epidote crystals are best preserved when in contact with biotite and partly reabsorbed by the residual magmatic fluid currently represented by feldspars; (c) epidote involving an allanite euhedral core partly surrounded by biotite and exhibiting maximum dissolution in contact with felsic minerals; (d) subhedral epidote crystal heavily corroded when in contact with feldspars; (e) epidote with marked resorption at the edges, which is less marked in contacts with biotite; and (f) allanite with an epidote rim, preserved when in contact with biotite and corroded along those with felsic minerals that formed from residual melt.....32
- Figure 4 continuation- Textural aspects of epidote in the VJS granitoids. Sample PFR-16A is representative of the biotite-hornblende monzogranite variety; samples MDP-02A and LIF-04A are representative of the biotite monzogranite variety and sample MDP-02E is representative of biotite-hornblende tonalite. (g) anhedral epidote in irregular contact with hornblende showing a more pronounced resorption in contacts with feldspars and quartz; (h) subhedral epidote crystal with intensely corroded portions; (i) epidote with rectilinear contacts with biotite and irregular contacts with opaque minerals and feldspars; (j) allanite surrounded by epidote and in association with opaque minerals, corroded in contacts with feldspars; and (k) and (l) heavily corroded epidote crystals in contact with hornblende and felsic minerals. Abbreviations according to Kretz (1983).
.....32

Figure 5- Diagram showing the variation in the calculated magma viscosity of TT, sanukitoid and the three varieties from the VJS from the CP as a function of temperature. Viscosity was calculated based on the model by Giordano et al. (2008). The red circle at the beginning of the curve represents the estimated liquidus temperature of each magma.

39

CAPÍTULO 3

Figure 1- (a) Location of the Carajás Province in the Amazonian Craton; (b) Simplified geological map of the CP showing the division of the Rio Maria, Sapucaia, Canaã dos Carajás and Carajás Basin domains. The rectangles correspond approximately to the areas detailed in panels c and d; (c) Geological map of the Canaã dos Carajás and Sapucaia domains, with the location of the studied samples from the Planalto Suite (in the Canaã dos Carajás Domain) and Vila Jussara Suite (in the Sapucaia Domain); (d) Geological map of the Jamon Suite in the Rio Maria Domain, with the location of the Jamon Granite samples studied, in letter a, and Bannach, in letter f.59

Figure 2- Diagrams showing the correlation between the major elements in the titanites of the Vila Jussara suite: a) Al versus Fe, b) F versus Fe, and c) Al versus Ti. The colors represent the variation in the Fe/Al ratio of the titanites: high ($\text{Fe}/\text{Al} > 0.5$; in red), moderate ($0.5 \geq \text{Fe}/\text{Al} \geq 0.25$; in purple) and low ($\text{Fe}/\text{Al} < 0.25$; in green).63

Figure 3- Backscattered electrons images (EPMA) showing the textural relationships of the reduced ferroan (Figs. 3a, b, c) and oxidized ferroan (Fig. 3d) of the Vila Jussara Suite, correlated with the proposed Fe/Al ratios: (a) Titanite exhibiting a corona texture, surrounding ilmenite, and in direct contact with biotite. The Fe/Al ratios identified are moderate ($0.5 \geq \text{Fe}/\text{Al} \geq 0.25$; in purple) and low ($\text{Fe}/\text{Al} < 0.25$; in green). (b) Subhedral to anhedral titanite, with little evident zoning between the central portion and edges of the crystal. The central portion exhibits different shades of gray and high ($\text{Fe}/\text{Al} > 0.5$; in red) to moderate Fe/Al ratios ($0.5 \geq \text{Fe}/\text{Al} \geq 0.25$; in purple), while at the edges, there is a dark gray tone and it presents a low Fe/Al ratio ($\text{Fe}/\text{Al} < 0.25$; in green). (c) Subhedral to euhedral titanite in association with ilmenite, exhibiting a zoning pattern similar to that in Fig. 3b. (d) Titanite with a textural appearance in multiple grains, associated with opaque minerals and with moderate Fe/Al ratio ($0.5 \geq \text{Fe}/\text{Al} \geq 0.25$; in purple) Abbreviations according to Kretz (1983).68

Figure 4- Backscattered electrons images (in EPMA) showing the textural relationships of titanites of the magnesian variety of the Vila Jussara Suite: (a) Anhedral titanites in direct contact with the biotite, exhibiting an intermediate degree of fracturing and with more pronounced zoning between center, with a predominance of high Fe/Al ratio ($\text{Fe}/\text{Al} > 0.5$; in red) and punctually at the edges, moderate Fe/Al ratio ($0.5 \geq \text{Fe}/\text{Al} \geq 0.25$; in purple); (b) Anhedral to subhedral titanite with a textural appearance similar to that described in Fig. 4a, but in association with magnetite; (c) Corona-textured titanite involving magnetite, showing a consistently high Fe/Al ratio ($\text{Fe}/\text{Al} > 0.5$; in red). Abbreviations according to Kretz (1983)	71
Figure 5- Diagrams showing the correlation between the major elements in the Planalto suite titanites: a) Al versus Fe; b) F versus Fe; Al versus Ti.	72
Figure 6- Backscattered electron images (in EPMA) showing the textural relationships of strongly reduced (6a and 6b) and moderately reduced (6c and 6d) varieties of the Planalto Suite: (a) Subhedral to euhedral titanites in direct contact with biotite, exhibiting a high degree of fracturing and low contrast between center and edge. The moderate ($0.5 \geq \text{Fe}/\text{Al} \geq 0.25$; in purple) and low ($\text{Fe}/\text{Al} < 0.25$; in green) Fe/Al ratios do not exhibit a clear pattern. b) Anhedral titanite, probably associated with the consumption of ilmenite for its formation. It presents direct contact with the biotite and an irregular zoning pattern, ranging from moderate (purple) to low (green) Fe/Al ratio. (c) Euhedral titanite in direct contact with amphibole, exhibiting regular cyclic zoning, starting from the center to the edge of the crystal, with Fe/Al ratios varying between low (in green) and moderate (in purple). (d) Euhedral titanite, exhibiting direct contact with biotite and a zoning pattern and Fe/Al ratio similar to those described in Fig. 6c. Abbreviations according to Kretz (1983)	73
Figure 7- Diagrams showing the correlation between the major elements in the Jamon Suite titanites: a) Al versus Fe; b) F versus Fe; c) Al versus Ti.	74

Figure 8- Backscattered electron images (in EPMA) showing the textural relationship of the titanites of the Jamon (8a and 8b) and Bannach granites (8c and 8d), belonging to the Jamon suite: (a) Subhedral to anhedral titanite in direct contact with magnetite and zircon, with little evident zoning and moderate to low fracturing; (b) Anhedral titanite crystals associated with biotite, magnetite and ilmenite; the zoning and fracturing are similar to those described in image 8a; (c) Subhedral to anhedral titanite, with little evidenced zoning, incipient fracturing, in direct contact with amphibole crystals and displaying high Fe/Al ratio ($\text{Fe}/\text{Al} > 0.5$; in red); (d) Subhedral titanite in direct contact with magnetite, exhibiting a greater degree of fracturing throughout the crystal, but with zoning, with the limit of the zones following the major axis of the mineral. The red circles represent Fe/Al ratios > 0.5 . Abbreviations according to Kretz (1983)..... 75

Figure 9- Comparative diagrams showing compositional fields of the major elements of the entire set of analyzed titanites of the Vila Jussara, Planalto and Jamon suites: (a) Al versus Fe, (b) F versus Fe, and (c) Al versus Ti. 77

CAPÍTULO 4

Figura 1- a) Localização da Província Carajás no Cráton Amazônico; b) Mapa geológico simplificado da Província Carajás mostrando a divisão dos domínios Rio Maria, Sapucaia, Canaã dos Carajás e Bacia Carajás. O retângulo corresponde aproximadamente à área detalhada no painel c; Mapa geológico dos Domínios Canaã dos Carajás e Sapucaia, com a localização das amostras estudadas da suíte Planalto (no Domínio Canaã dos Carajás) e suíte Vila Jussara (no Domínio Sapucaia). 99

Figura 2- a) Vidro pulverizado após duas fusões em temperatura de $\sim 1400^\circ\text{C}$ e resfriamento em água; b) Cápsulas do Au com base soldada; c) Higienização das cápsulas de Au com água deionizada; d) Cápsulas preenchidas e soldadas para isolamento completo de base e topo. 104

Figura 3- a) e b) Recipiente para inserção e cobertura das cápsulas de Au; c) autoclaves com aquecimento interno (*internally heated pressure vessel - IHPV*); d) Equipamento *Gros Bleu* para com controle da calibração de temperatura e pressão, com acoplamento do gás Ar; e) Sistema para controle gradual do aumento da pressão. 106

Figura 4- Imagens de elétrons retroespelhados em microssonda eletrônica exibindo os aspectos texturais das fases experimentais cristalizadas nos experimentos reduzidos ($\sim fO_2 -1.3$) e oxidados ($\sim fO_2 +2.4$), com temperaturas variáveis de 850°C a 668°C e pressão de 4 kbar. a) Clinopiroxênio (Cpx); b) faialita (Fa); c) pigeonita (Lpx); d) associação mineral com anfibólio (Amp), plagioclásio (Pl) e ilmenita (Ilm); e) magnetita (Mag) e; f) zircão (Zrn) e finas palhetas de biotitas (Bt). 113

Figura 5- Continuação da figura 4 com imagens de elétrons retroespelhados em MEV exibindo os aspectos texturais das fases experimentais cristalizadas na amostra AMR-116 em condições oxidadas ($\sim fO_2 +2.4$), temperatura ~700°C e pressão de 4 kbar. a) Allanita (Aln); b) titanita zonada (Tnt)..... 114

Figura 6- Diagramas de fases isobáricos para a composição tonalítica da Suíte Vila Jussara (MDP-02E) em função da temperatura e do teor de H₂O no melt. Os números inseridos na abscissa são XH₂O= [H₂O/ (H₂O+CO₂)] em % molar. As curvas *solidus* são baseadas nos trabalhos de Dall'Agnol *et al.* (1999) e Bogaerts *et al.* (2006). a) Diagrama de fases com condições fixadas em $fO_2 \sim \text{NNO}-1.3$ e pressão em ~4 kbar, exibindo variação da temperatura entre 850°C e 668°C e concentração de H₂O de 9% a 6% b) Diagrama de fases com condições fixadas em $fO_2 \sim \text{NNO}+2.4$ e pressão em ~4 kbar e variação de T e H₂O similar a figura 6a. Abreviações minerais seguem Whitney & Evans (2010): Ilm: ilmenita; Mag: magnetita; Amp: anfibólio; Bt: biotita; Pl: plagioclásio; Qz: quartzo; Zrn: zircão..... 115

Figura 7- Diagrama de fases com condições fixadas em $fO_2 \sim \text{NNO}-1.3$ e temperatura em ~750°C, com variação da pressão em 2, 4 e 8 kbar, além de concentração de H₂O entre 3% e 6,5%. As condições redox (~NNO-1.3) são valores médios. Abreviações minerais seguem Whitney e Evans (2010), similarmente a figura 6. 116

Figura 8- Diagramas de fases isobáricas para a composição sienogranítica da Suíte Planalto (AMR-116) em função da temperatura e do teor de H₂O no melt. Os números inseridos na abscissa são XH₂O= [H₂O/ (H₂O+CO₂)] em % molar. As curvas solidus são baseadas nos trabalhos de Dall'Agnol *et al.* (1999) e Bogaerts *et al.* (2006). a) Diagrama de fases com condições fixadas em $f\text{O}_2\sim\text{NNO}-1.3$ e pressão em ~4 kbar, exibindo variação da temperatura entre 850°C e 668°C e concentração de H₂O de 9% a 6% b) Diagrama de fases com condições fixadas em $f\text{O}_2\sim\text{NNO}+2.4$ e pressão em ~4 kbar e variação de T e H₂O similar a figura 8a. Abreviações minerais seguem Whitney & Evans (2010): Ilm: ilmenita; Mag: magnetita; Cpx: clinopiroxênio; Fa: faialita; Amp: anfibólio; Bt: biotita; Pl: plagioclásio; Afs: álcali-feldspato; Zrn: zircão; Afs: álcali-feldspato; Tnt: titanita; Aln: allanita; Qz: quartzo..... 118

Figura 9- Diagrama de fases com condições fixadas em $f\text{O}_2\sim\text{NNO}-1.3$ e temperatura de ~750°C, com variação da pressão em 2, 4 e 8 kbar e concentração de H₂O entre 3% e 6,5%. Abreviações minerais seguem Whitney & Evans (2010) Mag: magnetita; Cpx: clinopiroxênio; Fa: faialita; Zrn: zircão; Aln: allanita; Lpx: pigeonita; Ilm: ilmenita 119

Figura 10- Teor médio de anortita (An) do plagioclásio da amostra MDP-02E, plotado em função da concentração de H₂O no melt para diferentes temperaturas e pressões experimentais. a) Diagrama de fases com condições fixadas em $f\text{O}_2\sim\text{NNO}-1.3$ e pressão em ~4 kbar, exibindo variação da temperatura entre 850°C e 668°C e concentração de H₂O entre 9% e 6%; b) Diagrama de fases com condições fixadas em $f\text{O}_2\sim\text{NNO}+2.4$ e pressão em ~4 kbar e variação de T similar a figura 8a e H₂O entre 9% e 8%. c) Diagrama de fases com condições fixadas em $f\text{O}_2\sim\text{NNO}-1.3$ e temperatura de ~750°C, com variação da pressão em 2, 4 e 8 kbar e concentração de H₂O entre 3,5% e 6,5%. A linha vermelha corresponde a variação composicional detectada. 124

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 2

Table 1- Representative electron microprobe analyses of Archean granitoid epidotes from the Carajás Province.	29
Table 2- Estimation of the transport rate of magmas based on the kinetic dissolution study of the Archean granitoid epidotes from the Carajás Province.	36
Table 3- Whole rock geochemical composition used to calculate the viscosity of the Sapucaia tonalite-trondhjemite ⁽¹⁾ , Ourilândia do Norte sanukitoid ⁽²⁾ and Vila Jussara Suite ⁽³⁾ magmas.	38
Table 4- Viscosity ⁽¹⁾ of Archean granitoid magmas from the Carajás Province at different liquidus ⁽²⁾ to solidus temperatures	40
Table 5- Estimates* of intensive crystallization parameters of representative samples of Sapucaia tonalite-trondhjemite, Ourilândia do Norte sanukitoid and Vila Jussara Suite magmas	44

CAPÍTULO 3

Table 1- Representative electron microprobe analyses of Archean titanite of the reduced ferroan variety of the Vila Jussara suite.	64
Table 2- Representative electron microprobe analyses of Archean titanite of the oxidized ferroan and magnesian varieties of the Vila Jussara suite.	65
Table 3- Representative electron microprobe analyses of Archean titanite of the strongly reduced and moderately groups of the Planalto suite.	67
Table 4- Representative electron microprobe analyses of Paleoproterozoic titanites of the Jamon granite.	69
Table 5- Representative electron microprobe analyses of Paleoproterozoic titanites of the Bannach granite.	70
Table 6- Pressão de coloção para as variedades neoarqueanas e paleoproterozoicas das suites Vila Jussara, Planalto e Jamon. Estimativas baseadas no geobarômetro de Al em titanita proposto por Erdmann <i>et al.</i> (2019).	84

CAPÍTULO 4

Tabela 1- Composição dos materiais de partida (% em peso) do tonalito (MDP-02E) pertencente à Suíte Vila Jussara e sienogranito (AMR-116) da Suíte Planalto. Comparação do vidro experimental com dados de geoquímica em rocha total da rocha natural	104
Tabela 2- Condições experimentais e fases identificadas na amostra MDP-02E representando a variedade magnesiana oxidada da Suíte Vila Jussara.....	107
Tabela 3- Condições experimentais e fases identificadas na amostra AMR-116 representando a variedade magnesiana oxidada da Suíte Vila Jussara.....	108
Tabela 4- Padrões e cristais analisadores utilizados nas análises de WDS em microssonda para as amostras MDP-02E e AMR-116.....	111

DADOS SUPLEMENTARES DO CAPÍTULO 4

Tabela S1- Análises representativas de microssonda eletrônica dos plagioclásios pertencentes aos experimentos I e II, calibrados em fO_2 reduzida, sendo o primeiro calibrado em fO_2 reduzida, pressão de 4 kbar e temperatura de 800°C, enquanto o segundo apresenta mesma fO_2 e pressão, porém, com temperatura de 750°C. Amostra MDP- 02E da variedade magnesiana oxidada da Suíte Vila Jussara.....	144
Tabela S2- Análises representativas de microssonda eletrônica dos plagioclásios pertencentes aos experimentos V e III, sendo o primeiro calibrado em fO_2 reduzida, pressão de 4 kbar e temperatura de 700°C, enquanto o segundo em fO_2 reduzida, pressão de 2kbar e temperatura de 750°C. Amostra MDP- 02E da variedade magnesiana oxidada da Suíte Vila Jussara.....	145
Tabela S3- Análises representativas de microssonda eletrônica dos plagioclásios pertencentes ao experimento IV, calibrado em fO_2 oxidada, pressão de 4 kbar e temperatura de 800°C. Amostra MDP- 02E da variedade magnesiana oxidada da Suíte Vila Jussara.....	146

Tabela S4- Análises representativas de microssonda eletrônica dos clinopiroxênios pertencentes aos experimentos I e II, calibrados em fO_2 reduzida, sendo o primeiro calibrado em fO_2 reduzida, pressão de 4 kbar e temperatura de 800°C, enquanto o segundo apresenta mesma fO_2 e pressão, porém, com temperatura de 750°C. Amostra AMR-116 da variedade fortemente reduzida da Suíte Planalto.....	147
Tabela S5- Análises representativas de microssonda eletrônica dos clinopiroxênios pertencentes aos experimentos V, III e VII. O experimento V foi calibrado em fO_2 reduzida, pressão de 4 kbar e temperatura de 700°C, enquanto o experimento III em fO_2 reduzida, pressão de 2kbar e temperatura de 750°C e o experimento VII fO_2 variável entre reduzida e oxidada, pressão de 8 kbar e temperatura de 750°C. Amostra AMR-116 da variedade fortemente reduzida da Suíte Planalto	148
Tabela S6- Análises representativas de microssonda eletrônica das olivinas pertencentes aos experimentos I e II, calibrados em fO_2 reduzida, sendo o primeiro calibrado em fO_2 reduzida, pressão de 4 kbar e temperatura de 800°C, enquanto o segundo apresenta mesma fO_2 e pressão, porém, com temperatura de 750°C. Amostra AMR-116 da variedade fortemente reduzida da Suíte Planalto.....	149
Tabela S7- Análises representativas de microssonda eletrônica das olivinas pertencentes ao experimento V, calibrado em fO_2 reduzida, pressão de 4 kbar e temperatura de 700°C. Amostra AMR-116 da variedade fortemente reduzida da Suíte Planalto.....	150
Tabela S8- Análises representativas de microssonda eletrônica dos anfibólios pertencentes aos experimentos I e II, calibrados em fO_2 reduzida, sendo o primeiro calibrado em fO_2 reduzida, pressão de 4 kbar e temperatura de 800°C, enquanto o segundo apresenta mesma fO_2 e pressão, porém, com temperatura de 750°C. Amostra MDP- 02E da variedade magnesiana oxidada da Suíte Vila Jussara.....	151
Tabela S9- Análises representativas de microssonda eletrônica dos anfibólios pertencentes aos experimentos V e III. O experimento V foi calibrado em fO_2 reduzida, pressão de 4 kbar e temperatura de 700°C, enquanto o experimento III em fO_2 reduzida, pressão de 2kbar e temperatura de 750°C. Amostra MDP- 02E da variedade magnesiana oxidada da Suíte Vila Jussara	152
Tabela S10- Análises representativas de microssonda eletrônica dos anfibólios pertencentes ao experimento IV, calibrado em fO_2 oxidada, pressão de 4 kbar e temperatura de 800°C. Amostra MDP- 02E da variedade magnesiana oxidada da Suíte Vila Jussara.....	153

Tabela S11- Análises representativas de microssonda eletrônica das biotitas pertencentes ao experimento V, calibrado em fO_2 reduzida, pressão de 4 kbar e temperatura de 700°C. Amostra MDP- 02E da variedade magnesiana oxidada da Suíte Vila Jussara.....	154
Tabela S12- Análises representativas de microssonda eletrônica das allanitas pertencentes aos experimentos I e II, calibrados em fO_2 reduzida, sendo o primeiro calibrado em fO_2 reduzida, pressão de 4 kbar e temperatura de 800°C, enquanto o segundo apresenta mesma fO_2 e pressão, porém, com temperatura de 700°C. Amostra AMR-116 da variedade fortemente reduzida da Suíte Planalto.....	155

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vii
RESUMO	viii
ABSTRACT	x
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xii
LISTA DE TABELAS	xix
CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO	4
1.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	4
1.4 APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA	7
1.5 OBJETIVOS	9
1.6 MATERIAIS E MÉTODOS.....	10
1.6.1 Pesquisa bibliográfica e pesquisa orientada.....	10
1.6.2 Coleta de dados	11
1.6.3 Química mineral	12
1.6.3.1 <i>Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)</i>	12
1.6.3.2 <i>Microssonda Eletrônica</i>	13
1.6.4 Petrologia experimental	13
CAPÍTULO 2 MAGMATIC EPIDOTE IN ARCHEAN GRANITOIDS OF THE CARAJÁS PROVINCE, AMAZONIAN CRATON, AND ITS STABILITY DURING MAGMA RISE AND EMPLACEMENT.....	16
1 INTRODUCTION	18
2 STABILITY OF EPIDOTE IN MAGMAS AND TEXTURAL CRITERIA FOR ITS IDENTIFICATION	19
3 REGIONAL GEOLOGY	21
4 GEOLOGY, PETROGRAPHY AND GEOCHEMISTRY OF THE SELECTED MESOARCHEAN AND NEOARCHEAN GRANITOIDS.....	23
4.1 TONALITE-TRONDHJEMITE ASSOCIATION OF SAPUCAIA	23
4.2 OURILÂNDIA DO NORTE SANUKITOID	24
4.3 VILA JUSSARA SUITE	24
5 TEXTURAL ASPECTS OF EPIDOTE IN THE STUDIED GRANITOIDS	25
6 MINERAL CHEMISTRY	28
7 EPIDOTE DISSOLUTION AS A MAGMA ASCENT RATE INDICATOR	31

8 DISCUSSION.....	37
8.1 VISCOSITY AND LIQUIDUS TEMPERATURE IN THE STUDIED GRANITOID MAGMAS	37
8.2 EFFECT OF PHYSICAL PROPERTIES ON MAGMA ASCENT AND EPIDOTE DISSOLUTION.....	41
8.3 EPIDOTE AS A PETROLOGICAL INDICATOR OF MAGMA EMPLACEMENT IN THE ARCHEAN	43
9 CONCLUSION	45
CAPÍTULO 3 TITANITE FROM ARCHEAN AND PALEOPROTEROZOIC GRANITES OF THE CARAJÁS PROVINCE, AMAZONIAN CRATON: COMPOSITIONAL VARIATIONS AND THEIR RELATIONSHIP WITH OXYGEN FUGACITY	55
1. INTRODUCTION	57
2. GEOLOGICAL CONTEXT AND CHARACTERIZATION OF THE STUDY SUITES.....	58
3. RESULTS	61
3.1 MINERAL CHEMISTRY	61
3.2 COMPOSITIONAL VARIATIONS IN THE STUDY OF TITANITES	62
4. DISCUSSION	75
4.1 COMPOSITIONAL VARIATIONS IN THE TITANITES OF THE STUDIED GRANITES	75
4.2 INFLUENCE OF OXYGEN FUGACITY AND OTHER PARAMETERS ON THE STABILITY OF TITANITE	80
4.3 TITANITE GEOBAROMETRY	83
5. CONCLUSIONS.....	86
CAPÍTULO 4: PETROLOGIA EXPERIMENTAL DAS SUÍTES NEOARQUEANAS VILA JUSSARA E PLANALTO, PROVÍNCIA CARAJÁS, AMAZÔNIA, BRASIL....	95
1. INTRODUÇÃO	97
2. GEOLOGIA REGIONAL	98
3. BACKGROUND EXPERIMENTAL.....	99
3.1 PREMISSAS DO ESTUDO EXPERIMENTAL	99
3.2 ESTIMATIVAS PRÉVIAS DE PARÂMETROS DE CRISTALIZAÇÃO.....	101
3.3 MATERIAL DE PARTIDA, EQUIPAMENTO EXPERIMENTAL E EXPERIMENTOS REALIZADOS	103
3.3.1 Vidro inicial.....	109
3.4 MÉTODOS ANALÍTICOS	109
4. RESULTADOS EXPERIMENTAIS	112

4.1 FASES EXPERIMENTAIS	112
4.1.1 Amostra MDP-02E - Biotita-anfibólio tonalito.....	112
4.1.2 Amostra AMR-116 - Biotita-anfibólio sienogranito.....	117
4.1.3 Resumo das relações de fases.....	120
4.2 COMPOSIÇÃO DAS FASES	123
4.2.1 Plagioclásio	123
4.2.2 Piroxênio.....	124
4.2.3 Olivina	125
4.2.4 Anfibólio	126
4.2.5 Biotita.....	127
4.2.6 Titanita	127
4.2.7 Allanita	128
4.2.8 Óxidos de Fe-Ti.....	128
4.2.9 Zircão.....	128
4.2.10 Álcali-feldspato e Quartzo	129
4.2.11 Vidro	129
5. DISCUSSÃO	129
5.1 CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO (P-T- <i>f</i> O ₂ -XH ₂ O).....	129
5.1.1 Magma tonalítico magnesiano oxidado da Suíte Vila Jussara (MDP-02E)	130
5.1.2 Magma sienogranítico fortemente reduzido da Suíte Planalto (AMR-116).....	133
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	135
7. PLANEJAMENTO FUTURO.....	136
DADOS SUPLEMENTARES.....	144
CATÍTULO 5: CONSIDERAÇÕES FINAIS	156
REFERÊNCIAS	159

CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Durante o Neoarqueano, formou-se na porção centro-norte da Província Carajás um expressivo magmatismo granitoide neoarqueano (~2.75-2.73 Ga) representado pelo Granito Igarapé Gelado (Barbosa 2004), Complexo Estrela (Barros *et al.* 2001 e 2009), Granito Serra do Rabo (Sardinha *et al.* 2006), Granitoides Vila União (Marangoanha *et al.* 2019) e pelas suítes Planalto (Huhn *et al.* 1988, Feio *et al.* 2012, 2013, Cunha *et al.* 2016) e Vila Jussara (Teixeira *et al.* 2013, Dall’Agnol *et al.* 2017, Silva *et al.* 2020, Sousa *et al.* 2022). A origem desses granitos tem sido associada à fusão parcial de rochas maficas a intermediárias da crosta inferior, e são classificados como granitoides com afinidade tipo A, subalcalinos, metaluminosos a fracamente peraluminosos (Sardinha *et al.* 2006, Barros *et al.* 2009, Feio *et al.* 2012, Marangoanha *et al.* 2019). Com relação a razões $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ em rocha total, os granitoides das Suíte Vila Jussara e Planalto exibem uma variação desde ferrosas até magnesianas, no sentido de Frost *et al.* (2001). Além disso, Feio *et al.* (2012) e Dall’Agnol *et al.* (2017) aventaram a hipótese de os granitoides neoarqueanos representarem na realidade granitoides de séries charnoquíticas hidratadas.

Esses granitoides Neoarqueanos, geralmente se apresentam como corpos alongados e orientados segundo o *trend* WNW-ESE a E-W, fortemente foliados, com orientação mineral evidenciada pelos maficos anfibólio e biotita, além disso, são afetados por zonas de cisalhamento, ao longo das quais os granitos se encontram milonitizados (Huhn *et al.* 1988, Barros *et al.* 1997, 2001, 2009, Sardinha *et al.* 2006, Feio *et al.* 2012, 2013). A Suíte Planalto é constituída por sete plutons e um *stock*, todos com menos de 10 km em sua maior dimensão, constituídos por monzogranitos e sienogranitos com conteúdo modal variável de biotita e hornblenda. As rochas desta suíte são intrusivas nas unidades mesoarqueanas e no Supergrupo Itacaiúnas, no Domínio Canaã do Carajás. A Suíte Vila Jussara é formada por corpos com dimensões similares ou um pouco maiores do que aqueles da Suíte Planalto, localizados em sua maioria nos arredores de Vila Jussara, na porção central do Domínio Sapucaia, porém, se estendendo para o leste, até o limite entre o Cráton Amazônico e o Cinturão Araguaia (Dall’Agnol *et al.* 2017). Na Suíte Vila Jussara, também predominam monzogranitos, porém granodioritos e tonalitos são muito mais abundantes do que nos demais granitos neoarqueanos, além de apresentar caráter magnesiano (Dall’Agnol *et al.* 2017).

Estudos recentes mostram que a suíte neoarqueana Vila Jussara (Teixeira *et al.* 2013, Dall’Agnol *et al.* 2017, Silva *et al.* 2020, Sousa *et al.* 2022) é similar geoquimicamente aos granitos tipo-A do Domínio Canaã do Carajás e da Bacia Carajás, por apresentar anfibólito e biotita como principais fases máficas e também, ilmenita, por vezes com magnetita associada, como principais óxidos de Fe-Ti, além de raros cristais reliquias de clinopiroxênio e ausência de ortopiroxênio. De acordo com Cunha *et al.* (2016), a Suíte Planalto foi formada em condições reduzidas, próximas ao tampão FMQ e apresenta: anfibólios ferrosos [$\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) > 0.8$] predominantemente da variedade potássio-hastingsita e subordinadamente, cloropotássio hastingsita; biotitas com razões $\text{Fe}/\text{Mg} > 0.7$ do tipo annita, embora relativamente enriquecidas em Al; ilmenita e magnetita com composições próximas de seus membros extremos ideais, embora a ilmenita mostre proporções variáveis de pyrophanita (MnTiO_3) e titanitas com razão Fe/Al variáveis. Na Suíte Vila Jussara (Dall’Agnol *et al.* 2017), os anfibólios das variedades ferrosa reduzida e oxidada são similares aqueles da Suíte Planalto (potássio-hastingsita), ao passo que nos granitos magnesianos o anfibólito é potássio-magnésio hastingsita. As biotitas nos granitos ferrosos reduzidos são similares àquelas descritas no Planalto (annita), porém nas variedades ferrosa oxidada e magnesiana as biotitas exibem variação composicional entre ferrosa e magnesiana. Com uso de geobarômetro se sugere que os granitoides neoarqueanos das suítes Planalto e Vila Jussara foram formados a partir de magmas gerados em pressões crustais de ~ 800 a 1000 MPa e colocados na crosta a pressões entre 300 e 500 MPa (Cunha *et al.* 2016, Dall’Agnol *et al.* 2017).

Além disso, uma série de estudos químico-mineralógicos e geoquímicos vem sendo realizada nas suítes Planalto, Vila Jussara e nos granitoides Vila União com objetivo de estimar os parâmetros físicos reinantes durante a evolução dos seus magmas (Oliveira *et al.* 2010, Feio *et al.* 2012, Cunha *et al.* 2016, Dall’Agnol *et al.* 2017, Silva *et al.* 2020, Sousa *et al.* 2022). Em função do acentuado contraste existente entre os granitoides neoarqueanos da PC, se torna necessário aprofundar o estudo sobre os processos envolvidos na geração dos seus magmas e definir de forma mais rigorosa os parâmetros físicos atuantes durante sua cristalização. Em razão disso, devido à natureza ferrosa da maioria dos granitos neoarqueanos das suítes Planalto e Vila Jussara, ainda permanecem incertezas quanto à definição de determinados parâmetros de cristalização, principalmente a pressão de geração e de colocação dos magmas e o intervalo de temperatura em que se deu a sua cristalização. O teor de H_2O contido nos magmas também necessita ser melhor definido. Neste contexto, a pesquisa a ser desenvolvida nessa tese de doutorado tem como propósito aprofundar a caracterização químico-mineralógica de fases

acessórias primárias, especificamente epidoto e titanita, além de efetuar estudos experimentais para obter melhor entendimento dos processos de formação e evolução dos magmas formadores desses granitoides Neoarqueanos da Província Carajás.

Esta pesquisa está sendo desenvolvida em colaboração com a tese de doutorado de Fernando Fernandes da Silva, sob orientação do Prof. Davis Carvalho de Oliveira, que teve como objetivo definir a(s) fonte(s) e os processos de diferenciação magmática envolvidos na formação e evolução do(s) magma(s) da suíte Vila Jussara. Também conta com a colaboração da dissertação de mestrado de Luan Alexandre Martins de Sousa, com informações de petrologia magnética e caracterização dos minerais óxidos de Fe-Ti dos granitoides da Suíte Vila Jussara. As pesquisas acima mencionadas foram desenvolvidas no Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica do IG-UFPa, por membros do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides. Os estudos experimentais foram realizados em parceria com o *Institute des Sciences de la Terra* (ISTO), da *Université d'Orléans*, sob orientação do pesquisador Dr. Bruno Scaillet, coorientador dessa tese.

Os resultados apresentados nessa pesquisa foram financiados pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de estudo (Processo 170656/2017-9) e taxa de bancada, além da cooperação do Programa Institucional de Doutorado-Sanduíche no Exterior (PDSE), implementado pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), através do processo 88881.190063/2018-01. As traduções dos artigos, referentes aos capítulos 2 e 3 da tese, foram financiados pelo Programa de Apoio à Publicação Qualificada vinculado a Pró-Reitoria de Pesquisa da Universidade Federal do Para, através do edital 02-2022/PROPESP-UFPa.

A compartimentação dessa tese de doutorado consiste em cinco capítulos. Um capítulo introdutório denominado Capítulo 1, abordando a apresentação, localização da área de estudo e contexto geológico regional da Província Carajás, com destaque as associações litológicas do Domínio Sapucaia e Canaã dos Carajás. Além da apresentação da problemática de estudo, objetivos a serem alcançados e metodologia aplicada. Os capítulos 2 e 3 apresentam os resultados alcançados nessa tese e são difundidos na forma de dois artigos científicos publicados e/ou submetidos a periódicos internacionais com Qualis A2. Da mesma forma, o capítulo 4 apresenta os resultados experimentais e diagramas de fases obtidos na aplicação da petrologia experimental nas suítes Vila Jussara e Planalto, com planejamento futuro de

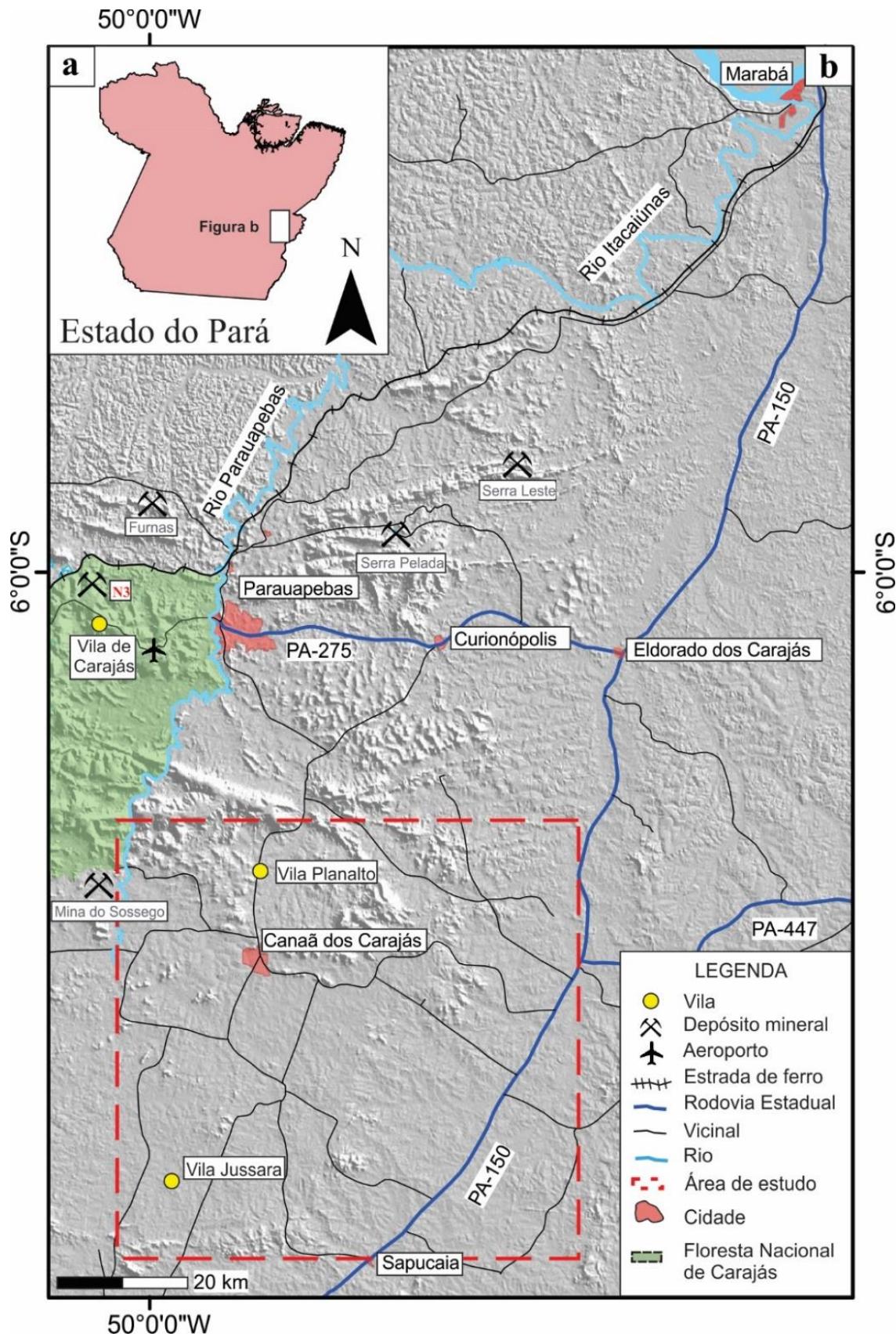
publicação em periódico internacional A1. Por fim, o capítulo 5 trata das conclusões e considerações finais, com compilação dos resultados alcançados na tese de doutorado.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de Canaã dos Carajás (Fig. 1a) situa-se imediatamente nos Domínios Sapucaia e Canaã do Carajás, entre a Bacia Carajás e o Domínio Rio Maria na Província Carajás (Fig. 2a e b). Partindo de Belém, o acesso à área de estudo pode ser feito por via terrestre ou aérea até as cidades de Marabá ou Carajás. Por via terrestre, o acesso à área de estudo é feito partindo de Marabá pela BR 150 até Eldorado dos Carajás, posteriormente, seguindo a PA 275 até Parauapebas. Em seguida, o percurso pode ser feito pela PA 160 (via pavimentada) em direção ao município de Canaã dos Carajás e, por fim, estradas de acesso não pavimentadas permitem alcançar os vilarejos denominados Vila Planalto e Vila Jussara, inseridos na área de estudo, permitindo também, acessar os limites norte e sul da área (Fig. 1b).

1.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Carajás (PC), localizada na porção sudeste do Cráton Amazônico (CA), constitui um dos seus principais terrenos arqueanos. A PC é inserida no domínio Arqueano da Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira 2004) ou, de acordo com o modelo proposto por Santos *et al.* (2006), representaria uma província arqueana independente (Fig. 2a). Ao longo das últimas décadas foram propostos diversos modelos de compartimentação tectônica para a PC (Althoff *et al.* 2000, Dall’Agnol *et al.* 2013, Souza *et al.* 1996). Vasquez *et al.* (2008), seguindo proposta de Santos (2003), propuseram denominar a porção sul da província de Domínio Rio Maria (DRM) e a sua porção central e norte de Domínio Carajás (DC). Em modelo mais recente, Dall’Agnol *et al.* (2013) mantiveram o DRM e subdividiram o DC em Domínio Sapucaia (DS), Domínio Canaã dos Carajás (DCC) e Bacia Carajás (BC). Esses três domínios teriam tido evolução distinta daquela proposta para o Domínio Rio Maria (Fig. 2b). Esta interpretação não foi seguida por (Costa *et al.* 2020) que consideraram que estruturas do tipo *dome and keel* controlaram a evolução do Domínio Rio Maria e da porção sul do antigo Domínio Carajás. Oliveira *et al.* (em preparação) e Nascimento (2023) seguem em linhas gerais a proposta de Dall’Agnol *et al.* (2013), mas adotam as denominações de Terreno Sapucaia e Terreno Canaã dos Carajás.



O Domínio Rio Maria é um terreno Mesoarqueano (3.0 a 2.86 Ga), composto predominantemente por sequências de *greenstone belt* (3.0 a 2.90 Ga; (Macambira & Lancelot 1996, Souza *et al.* 2001) e granitoides do tipo TTG (2.98 a 2.93 Ga; Almeida *et al.* 2011, 2013), além de rochas sanukitoides, suítes graníticas a leucogranodioríticas de alto Ba-Sr e leucogranitos potássicos (2.87-2.86 Ga; Althoff *et al.* 2000, Dall'Agnol *et al.* 2006, Oliveira *et al.* 2011, Silva *et al.* 2018).

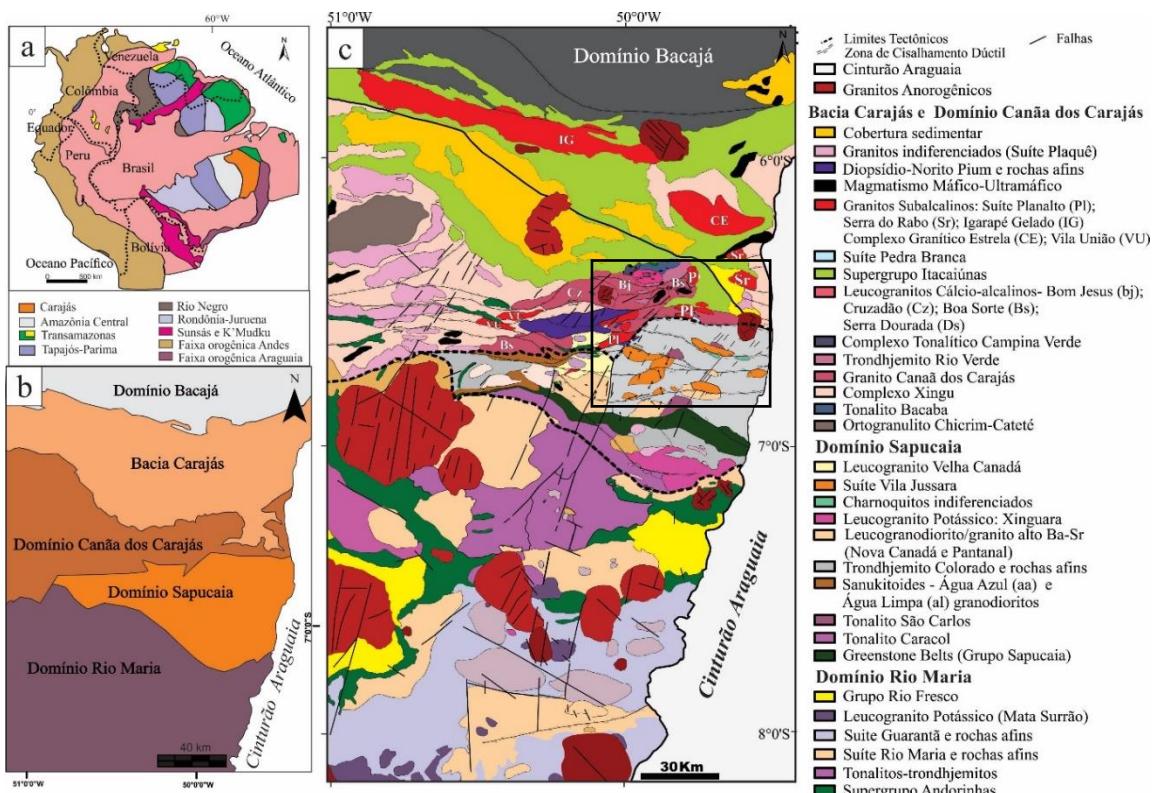


Figura 2- a) Localização da Província Carajás no Cráton Amazônico; b) Compartimentação tectônica da Província Carajás nos Domínios Rio Maria, Sapucaia, Canaã dos Carajás e Bacia Carajás, segundo Dall'Agnol *et al.* (2013); (c) Mapa geológico da Província Carajás, com retângulo corresponde a área de estudo referentes as Suítes Vila Jussara, localizada no Domínio Sapucaia e Planalto, no Domínio Canã dos Carajás.

O Domínio Sapucaia (2.95 a 2.73 Ga) é formado por rochas TTG (Santos *et al.* 2013, Leite-Santos & Oliveira 2014, Silva *et al.* 2014), sanukitoides (Gabriel & Oliveira 2014), leucogranodioritos com alto Ba e Sr e leucogranitos potássicos (Teixeira *et al.* 2013, Leite-Santos & Oliveira 2016), apresentando fortes analogias em termos litológicos com o DRM (Fig. 2c). No entanto, as rochas do DS foram intensamente deformadas durante o Neoarqueano (2.75-2.73 Ga) e seccionadas pelos granitoides da Suíte Vila Jussara (Dall'Agnol *et al.* 2017, Silva *et al.* 2020) e por leucogranitos potássicos, ambos de idade Neoarqueana (Leite-Santos & Oliveira 2016).

O Domínio Canaã dos Carajás é constituído essencialmente por granitos *stricto sensu* e associações charnoquíticas (Fig. 2c). De acordo com Feio *et al.* (2013), o DCC apresenta quatro principais eventos magmáticos, três de idade Mesoarqueana e um de idade Neoarqueana. Em 3.05-3.0 Ga, ocorreu a formação do protólito do Complexo Pium (Pidgeon *et al.* 2000), do Tonalito Bacaba (~3.0 Ga; Moreto *et al.* 2011) e de outras rochas com idades semelhantes. Entre 2.96-2.93 Ga formaram-se o Granito Canaã dos Carajás e as rochas mais antigas do Trondjemito Rio Verde. No período de 2.87 a 2.83 Ga deu-se a cristalização do Complexo tonalítico Campina Verde, do Trondjemito Rio verde e dos granitos Cruzadão, Bom Jesus, Boa Sorte e Serra Dourada. No Neoarqueano, entre ~2.75 e 2.73 Ga, se deu a formação dos granitos subalcalinos da Suíte Planalto, dos granitos sódicos da Suíte Pedra Branca e das rochas charnoquíticas do Complexo Pium (Feio *et al.* 2012, Santos *et al.* 2013, Rodrigues *et al.* 2014).

1.4 APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA

As suítes Planalto e Vila Jussara foram previamente estudadas por diversos autores (Huhn *et al.* 1988, Santos *et al.* 2013, Feio *et al.* 2012, 2013, Santos & Oliveira 2014, Dall’Agnol *et al.* 2017, Silva *et al.* 2020, Sousa *et al.* 2022), os quais efetuaram a caracterização geológica, petrográfica, geoquímica e geocronológica das referidas suítes. Estudos químico-mineralógicos e estimativas dos principais parâmetros de cristalização de granitos da Suíte Planalto foram apresentados por Cunha *et al.* (2016) e dos granitoides da Suíte Vila Jussara por Dall’Agnol *et al.* (2017) e Sousa *et al.* (2022). A Suíte Planalto apresenta características petrográficas e químico-mineralógicas similares às observadas no Complexo Estrela e no Granito Serra do Rabo, sendo composta predominantemente por monzogranitos e sienogranitos, com caráter ferroso reduzido. Enquanto que a Suíte Vila Jussara é constituída por monzogranitos, com sienogranitos, granodioritos e tonalitos subordinados, os quais apresentam variedades ferrosas reduzidas, ferrosas oxidadas e magnesianas (cf. Dall’Agnol & Oliveira 2007, Frost *et al.* 2001, Dall’Agnol *et al.* 2017). Portanto, embora existam semelhanças petrográficas, químico-mineralógicas e geoquímicas notáveis entre os granitos neoarqueanos da Província Carajás, há também contrastes entre as rochas das diferentes suítes neoarqueanas que precisam ser melhor explicados de modo a esclarecer a origem e cristalização dos seus magmas. Isto implica a necessidade de definir com mais rigor os parâmetros físicos prevalentes durante a sua evolução magmática, entre eles intervalo de temperatura de cristalização, as pressões em que se deram a geração e colocação do(s) magma(s), condições de fugacidade de oxigênio e o conteúdo de H₂O nesses magmas.

A cristalização de uma rocha ígnea é o resultado final de processos complexos de evolução de um magma que vão desde a sua formação, seguida de sua ascensão, colocação e solidificação. A rocha ígnea é o único testemunho desta longa trajetória, sendo fundamental buscar dentro dela o máximo de informações que nos auxiliem a decifrar sua petrogênese e cristalização. Dentre as diversas ferramentas utilizadas para a melhor compreensão da origem de uma rocha ígnea, as observações de campo, os estudos químico-mineralógicos, petrográficos e geoquímicos, ao lado dos estudos de geoquímica isotópica, são essenciais. No entanto, estudos experimentais obtidos em condições condizentes com o ambiente geológico estudado fornecem valiosos complementos aos métodos mencionados, permitindo a elaboração de diagramas de fases em que a influência na cristalização dos principais parâmetros intensivos, tais como temperatura (T), pressão (P), fugacidade de oxigênio (fO_2) e conteúdo de H_2O (XH_2O) do magma, pode ser avaliada de modo mais criterioso. Tais experimentos devem reproduzir condições próximas e/ou compatíveis com aquelas supostamente reinantes durante a formação e cristalização dos magmas geradores dos granitos neoarqueanos. Com isso, possibilitando definir de modo mais rigoroso as diferentes condições de P, T e fO_2 reinantes durante a sua evolução, além de auxiliar na compreensão dos contrastes entre as razões Fe/Mg e fO_2 observadas entre os granitoides estudados.

O perfeito conhecimento da composição química dos minerais constituintes dos granitoides neoarqueanos também é de grande relevância, porque tais informações poderão ser confrontadas com as composições das fases obtidas em experimentos e podem contribuir na definição dos parâmetros de cristalização (Dall’Agnol *et al.* 1999, Bogaerts *et al.* 2006). Os principais minerais ferromagnesianos presentes nos granitoides neoarqueanos da Província Carajás são anfibólio e biotita, os quais já foram estudados em trabalhos anteriores (Cunha *et al.* 2016, Dall’Agnol *et al.* 2017). Da mesma forma, Sousa *et al.* (2022) caracterizaram os óxidos de Fe-Ti da Suíte Vila Jussara, assim como, estudos químico-mineralógico de epidoto foram iniciados por Dall’Agnol *et al.* (2017) na mesma suíte, porém, torna-se indispensável aprofundar a caracterização químico-mineralógico de epidoto na Suíte Vila Jussara, pois, sua formação auxilia na compreensão evolutiva de magmas arqueanos, além dos contrastes em relação à ausência de epidoto na Suíte Planalto.

Em relação à titanita, estudos sugerem que sua composição química pode fornecer indicações quanto à sua origem magmática ou metamórfica/hidrotermal (Aleinikoff *et al.* 2002, Kowallis *et al.* 2022), entretanto, a sua cristalização é geralmente complexa e nem sempre pode-

se tirar conclusões com base apenas em suas variações compostionais, pois, zoneamento em setores é considerado feição muito comum em titanita (Kohn, 2017). Nesse contexto, zoneamento foi amplamente identificado nos cristais de titanita dos granitoides das suítes Planalto e Vila Jussara, podendo corresponder à processo ígneo ou reequilíbrio do cristal devido a efeitos secundários. Como as suítes neoarqueanas se situam num domínio afetado por importantes eventos tectônicos, com propostas de metamorfismo e hidrotermalismo associado, torna-se importante avaliar se as diferentes zonas dos cristais de titanita se formaram ou não em períodos distintos.

Desse modo, apesar dos estudos já realizados e dos expressivos dados disponíveis na literatura sobre os granitos neoarqueanos da Província Carajás, para avançar na compreensão da origem destes granitos, se faz necessário realizar estudos experimentais para esclarecer a evolução magmática e definir com mais rigor os parâmetros intensivos de cristalização. Em paralelo, serão efetuados estudos complementares de química mineral voltados para fases acessórias dos granitos, especificamente epidoto e titanita das variedades pertencentes às Suítes Planalto e Vila Jussara. Pretende-se integrar os resultados obtidos nesta pesquisa com os demais dados disponíveis na literatura, com a finalidade de avançar nas discussões sobre a natureza e processos evolutivos dos magmas responsáveis pela formação dos granitos neoarqueanos da Província Carajás, além disso, pretende-se comparar os resultados com os de rochas mesoarqueanas e paleoproterozoicas da província.

1.5 OBJETIVOS

Tendo em vista os problemas discutidos no item anterior, a pesquisa a ser desenvolvida nesta tese de doutorado tem como principal objetivo, realizar estudos de petrologia experimental para elaborar diagramas de fase e definir os parâmetros físicos reinantes durante a cristalização das suítes Vila Jussara e Planalto e com isso, contribuir para esclarecer a origem e evolução de seus magmas. Em paralelo, pretende-se aprofundar a caracterização químico-mineralógica de epidoto e titanita, auxiliando na compreensão dos contrastes existentes entre as suítes neoarqueanas da PC.

Os objetivos específicos são listados a seguir:

- (1) Definir os intervalos de temperatura de cristalização e as pressões de geração e colocação dos magmas;
- (2) Determinar o conteúdo de água no magma;

- (3) Investigar o contraste de fugacidade de oxigênio nas fácies;
- (4) Definir a ordem de cristalização dos minerais das principais variedades através de diagramas de fases;
- (5) Determinar a composição do epidoto magmático da Suíte Vila Jussara e estabelecer suas condições de formação;
- (6) Analisar a composição química e o zoneamento das titanitas e procurar esclarecer se este é de origem magmática ou secundária.
- (7) Comparar as composições químicas e aspectos texturais da titanita dos granitoides neoarqueanos com aquelas de titanita de granitos paleoproterozoicos da Província Carajás.
- (8) Idem com epidoto magmático dos granitoides neoarqueanos em relação ao epidoto presente em granitoides mesoarqueanos da Província Carajás.

1.6 MATERIAIS E MÉTODOS

1.6.1 Pesquisa bibliográfica e pesquisa orientada

Durante o desenvolvimento da pesquisa foi feito um levantamento bibliográfico da geologia Arqueana da Província Carajás com ênfase no magmatismo granitoide e, particularmente, suas características petrográficas, geoquímicas e mineralógicas. Podem ser destacados trabalhos abordando o contexto geológico, estudos petrográficos e petrológicos de rochas graníticas neoarqueanas da porção sudeste do Cráton Amazônico (Huhn *et al.* 1988, Barros *et al.* 1997, Dall’Agnol *et al.* 1999, Barros *et al.* 2001, 2009, Oliveira *et al.* 2010, Feio *et al.* 2012, 2013, Cunha *et al.* 2016, Santos & Oliveira 2014, Sardinha *et al.* 2006, Teixeira *et al.* 2013). Além disso, também foram considerados outros artigos sobre granitoides arqueanos, tanto da Província Carajás, quanto de outros crâtons arqueanos (Stern & Hanson 1991, Althoff *et al.* 2000, Bandyopadhyay *et al.* 2001, Moyen *et al.* 2003, Martin *et al.* 2005, Jayananda *et al.* 2006, Champion & Smithies 2007, Rajesh, 2008, Heilimo *et al.* 2010, Oliveira *et al.* 2010, Almeida *et al.* 2011, 2013, Moyen & Martin 2012; Gabriel & Oliveira 2014, Laurent *et al.* 2014, Zhou *et al.* 2015, Santos & Oliveira 2016).

O planejamento teórico, foi feito, sob supervisão direta do orientador da tese, na forma de pesquisa orientada abordando os conceitos termodinâmicos, diagramas de fase e estudos de petrologia experimental voltados para sistemas graníticos e suas aplicações. Diversos artigos e capítulos de livros foram discutidos em maior profundidade nesta etapa (Tuttle & Bowen 1958, Yoder & Tilley 1962, Ehlers 1972, Whitney 1975, Cox *et al.* 1979, Morse 1970, 1980, Winkler

1979, Manning 1981a, Naney 1983, Skjerlie & Johnston 1992, Johannes e Holtz 1996, Patiño Douce 1997, Dall’Agnol *et al.* 1999, Xiong *et al.* 1999, Kaufman 2002, Lukkari & Holtz 2007, Watkins *et al.* 2007).

Além disso, têm sido priorizadas consultas na literatura a pesquisas envolvendo estudos de química mineral e de geobarometria e geotermometria aplicados a rochas graníticas, com ênfase na determinação de parâmetros de cristalização e sua influência em sistemas graníticos (Hammarstrom & Zen 1971, Ishihara 1977, Watson & Harrison 1983, Harrison & Watson 1984, Hollister *et al.* 1987, Johnson & Rutherford 1989, Blundy & Holland 1990, Carmichael 1991, Schmidt 1992, Anderson & Smith 1995, Anderson *et al.* 2008, Ridolfi *et al.* 2010, Erdmann *et al.* 2014, Papoutsas & Pe-Piper 2014).

1.6.2 Coleta de dados

O Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) possui no seu acervo um grande volume de dados geológicos, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos das suítes neoarqueanas da Província Carajás, os quais serviram de base para a presente pesquisa. A primeira etapa do trabalho consistiu na integralização de todos os dados disponíveis na literatura sobre as suítes Planalto e Vila Jussara da Província Carajás, com a criação de um banco de dados reunindo todas as informações disponíveis sobre amostras dos corpos graníticos submetidas a estudos petrográficos, mineralógicos, geoquímicos e geocronológicos, realizados em trabalhos anteriores por pesquisadores do referido grupo. A etapa seguinte foi localizar na litoteca do Instituto de Geociências da UFPA, as amostras selecionadas para estudos complementares que se pretende realizar nessas suítes, verificando ao mesmo tempo a disponibilidade de amostragem dos estudos anteriores. Foram assim selecionadas amostras representativas da Suíte Planalto e da Suíte Vila Jussara consideradas significativas para o desenvolvimento desta pesquisa.

Complementarmente, no período de 01 a 06 de agosto de 2017, foi realizada campanha de campo na região de Canaã dos Carajás, para reavaliação de campo e reamostragem dos granitoides da Suíte Vila Jussara. Esse trabalho de campo ocorreu sob a supervisão do professor Davis Carvalho de Oliveira e foi efetuado em conjunto com o doutorando Fernando Fernandes da Silva e o mestrandinho Luan Alexandre Martins. Com base em informações de etapas de campo anteriores, foram selecionados previamente pontos considerados de maior interesse para a pesquisa, onde já se dispunha de amostragem e de informações petrográficas e geoquímicas, as quais indicavam maior complexidade nas relações entre as diferentes fácies da suíte. Nesta

etapa, foi feita coleta de novas amostras para complementar os dados já existentes e, principalmente, se procurou compreender as relações de campo existentes entre as variedades de rocha da Suíte Vila Jussara.

1.6.3 Química mineral

1.6.3.1 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Foram registradas imagens de elétrons retroespelhados de seções previamente selecionadas, buscando melhor compreensão das relações texturais entre as diferentes fases minerais. Foram então selecionados pontos para realização de análises semiquantitativas de minerais naturais, tais como, anfibólio, biotita, titanita e epidoto de amostras da Suíte Vila Jussara, assim como, fases experimentais dos experimentos referentes as Suítes Vila Jussara e Planalto. Os espectros de raios-x e as composições foram obtidas por *Energy Dispersive Spectrometry* (EDS). As lâminas polidas utilizadas nessa etapa foram confeccionadas na Oficina de Laminação do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG/UFPA), seguidas de metalização em carbono, realizada no Laboratório de Microanálises do IG/UFPA. As análises realizadas neste mesmo laboratório foram efetivadas por meio do microscópio eletrônico de varredura (MEV) LEO modelo 1430, sob condições de voltagem de 20kv. Enquanto as pastilhas com os produtos experimentais foram confeccionadas no Laboratório de preparação do *Institut des Sciences de la Terre*, da *Université d'Orléans* e preliminarmente analisados microscópio eletrônico de varredura, modelo Zeiss. Além disso, uma fase final de identificação das fases experimentais por EDS em MEV foi realizada no Laboratório de Microscopia Eletrônica (LME) do Museu Paraense Emílio Goeldi, por meio do microscópio eletrônico de varredura (MEV) do tipo Mira3 Tescan. Assim como, este laboratório também foi utilizado para obtenção de composições e imageamento de titanitas dos granitos paleoproterozoicos, Jamon e Bannach.

O tratamento dos dados foi feito através do uso de tabelas modeladas para cálculos de fórmulas estruturais e, posteriormente, os minerais de interesse foram classificados e agrupados de acordo com a textura, conteúdo de minerais máficos e principalmente, razão Fe/(Fe+Mg). Os dados obtidos no MEV permitiram uma visualização relativamente rápida das características dos minerais de interesse e servem de base para a seleção de seções e pontos a serem analisados em microssonda eletrônica.

1.6.3.2 Microssonda Eletrônica

Para complementar os dados de química mineral de Cunha *et al.* (2016) e Dall’Agnol *et al.* (2017), foram executadas análises quantitativas em epidoto e titanita pertencente as Suítes Vila Jussara, Planalto, além de epidotos dos TT de Sapucaia e sanukitoide de Ourilândia do Norte. As análises foram feitas utilizando *Wavelength Dispersive Spectroscopy* (WDS) em microssonda eletrônica no Laboratório de Microanálises do IG-UFPa. Para as análises de WDS realizadas nesta pesquisa foi utilizada microssonda eletrônica JEOL JXA-8230, com cinco espectrômetros em WDS e um em EDS. As lâminas polidas utilizadas foram metalizadas com carbono e as análises por EDS foram realizadas em condições de 20 kV, enquanto que, as análises por WDS seguiram, de forma geral, as seguintes condições de operação: Coluna de aceleração da voltagem de 15 kV; corrente de 20 nA; tempo de análise de 40 segundos para F, Na, Al, Cr, K, Sr, Ni, Mn, Ba, Ti, Cl, V, Y, Ce, La e 20 segundos para Mg, Si, Ca e Fe. Os cristais usados para as análises foram PETH para Cl e V; LIF para Ni, Fe, Mn, Ba e Ti; PETJ para Cr, Ca, K e Sr; TAP para Na, Mg, Al e Si; e LDE1 para o F. Os padrões usados para a calibração foram ortoclásio (SiO_2 e K_2O), rutilo (TiO_2), anortita (Al_2O_3), magnetita (FeO), diopsídio (MgO), rodonita (MnO), wolastonita (CaO), sodalita (Na_2O e Cl), fluorita (F), barita (Ba), vanadinita (V_2O_3), Celestina (SrO), óxido de cromo (Cr_2O_3) e óxido de níquel (NiO). Os minerais analisados foram anfibólio, biotita, titanita e epidoto.

Além disso, foram efetuadas análises por WDS nos experimentos I e II em associação com os estudos experimentais realizados no *Institut des Sciences de la Terre da Université d’Orléans*. Nesta etapa experimental, torna-se necessário realizar o imageamento e identificar as fases minerais cristalizadas em cada experimento, tarefa nem sempre fácil devido ao tamanho micrométrico da maioria dos cristais, assim como, determinar a composição química dessas fases. Para isso, é essencial utilizar microssonda eletrônica. Posteriormente, uma vez identificadas as fases presentes em cada experimento, é possível definir os campos de estabilidade de cada mineral e com isso, elaborar diagramas de fases para as rochas das suítes Planalto e Vila Jussara estudadas experimentalmente. Neste estágio é muito importante estabelecer comparações entre os resultados experimentais e as informações petrográficas e mineralógicas disponíveis sobre as rochas selecionadas para estudo.

1.6.4 Petrologia experimental

Os estudos experimentais em quatro amostras representativas dos granitoides das suítes Planalto e Vila Jussara foram realizados em colaboração com o *Institut des Sciences de la Terre*

da *Université d'Orléans*, através do estágio de doutorado sanduíche no exterior, financiado pelo programa PDSE-CAPES. A metodologia desenvolvida nos experimentos foi ajustada de acordo com os estudos termobarométricos realizados anteriormente nessas suítes, assim como, com base em discussões mais aprofundadas com o coorientador da tese, pesquisador Bruno Scaillet. Dessa forma, os experimentos realizados são de cristalização, os quais permitem atingir o equilíbrio em períodos de tempo variáveis entre 7 e 21 dias. Em cada série de experimentos, fugacidade de oxigênio e pressão foram fixadas, a primeira em condições reduzidas (~NNO-1.3) e em alguns casos, oxidada (~NNO+2.4), enquanto a pressão predominante estudada foi em ~4 kbar e subordinadamente, 2 e 8 kbar. Com isso, as principais variáveis a serem monitoradas são temperatura, variando de 850°C a 668°C e teor de H₂O entre 9% e 6% em peso. A fase experimental em laboratório foi realizado no período de nove meses e por isso, foram realizados apenas 9 experimentos, priorizando *fO*₂ em ~NNO-1.3 e pressão em 4 kbar, dessa forma, as variedades fortemente reduzidas das Suítes Vila Jussara e Planalto puderam ser avaliadas, entretanto, ciente de que a Suíte Vila Jussara foi formada em condições predominante oxidantes, não foi possível detalhar o diagrama de fases em *fO*₂ ~NNO+2.4, devido ao prazo designado pelo contrato de permanência no exterior. Entretanto, de forma geral, os nove experimentos representam condições fortemente redutoras (<FMQ-tampão Faialita- Magnetita-Quartzo) até oxidantes (>NNO-tampão Níquel-Níquel-Oxigênio) e pressões desde elevadas a baixas (~8 kbar a ~2 kbar). O produto inicial das amostras da Suíte Vila Jussara (MDP-02E, PFA-77, MDP-02A) e Planalto (AMR-116) foi obtido depois de duas fusões em alta temperatura (~1400°C) e à pressão atmosférica. Dessas fusões foi gerado um vidro seco representativo de cada amostra, no qual são acrescentados em cápsulas que possibilitam um isolamento. Internamente, as cápsulas de Au utilizadas nos experimentos apresentam proporções variáveis de água e CO₂, este último sob forma de oxalato de prata (Ag₂C₂O₄). Os experimentos foram efetuados em autoclaves com aquecimento interno (*internally heated pressure vessel* - IHPV), pressurizadas com misturas de Ar-H₂ e equipadas de sistemas de hidratação rápida, permitindo preservar o equilíbrio a elevadas temperaturas, inibindo a cristalização durante a hidratação.

O intervalo de temperatura a ser investigado se situou entre ~850°C e 668°C de modo a cobrir o provável intervalo entre *liquidus* e *solidus* de sistemas graníticos, seguindo a fundamentação experimental de Naney (1983), Scaillet *et al.* (1995a), Dall'Agnol *et al.* (1999). Nas diferentes temperaturas de cada série de experimentos, foram investigados 4 a 3 teores de água diferentes, variando entre os limites de 9% e 6% de H₂O, correspondendo a um número

de 30 experimentos para cada amostra e consequentemente, um total de 120 experimentos para o conjunto do programa analítico experimental. Um maior detalhamento da preparação de amostras, assim como, dos equipamentos e padrões utilizados nos experimentos são informados ao longo do tópico 3 do Capítulo 4 dessa tese de doutorado.

CAPÍTULO 2 MAGMATIC EPIDOTE IN ARCHEAN GRANITOIDS OF THE CARAJÁS PROVINCE, AMAZONIAN CRATON, AND ITS STABILITY DURING MAGMA RISE AND EMPLACEMENT

Autores:

Ingrid Roberta Viana da Cunha
Roberto Dall'Agnol
Bruno Scaillet
Luan Alexandre Martins de Sousa

Publicado em: *Journal of South American Earth Sciences* - Qualis CAPES A2

Doi:10.1016/j.jsames.2021.103570

Devido aos direitos autorais da *Journal of South American Earth Sciences*, a formatação, citações e referências bibliográficas do capítulo 2 seguem o formato da publicação na revista.

MAGMATIC EPIDOTE IN ARCHEAN GRANITOIDS OF THE CARAJÁS PROVINCE, AMAZONIAN CRATON, AND ITS STABILITY DURING MAGMA RISE AND EMPLACEMENT

Ingrid Roberta Viana da Cunha^{a,b}, Roberto Dall’Agnol^{a,b,c}, Bruno Scaillet^d, Luan Alexandre Martins de Sousa^{a,b}

a Granitoid Petrology Research Group, Institute of Geosciences (IG), Federal University of Pará (Universidade Federal do Pará –UFPA), Rua Augusto Corrêa, 01, CEP 66075-110, Belém, PA, Brazil

b Graduate Program in Geology and Geochemistry, Institute of Geosciences (*Instituto de Geociências* – IG), Federal University of Pará (*Universidade Federal do Pará* – UFPA), Belém, Pará (PA), Brazil

c Instituto Tecnológico Vale, Belém, PA, Brazil

d Institut des Sciences de la Terre d’Orléans, Université d’Orléans-CNRS-BRGM, 1A Rue de la Férollerie, 45071 Orléans Cedex 2, France

ABSTRACT

In the Rio Maria and Sapucaia Domains of the Carajás Province, during the Mesoarchean, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series (2.98-2.92 Ga; Colorado Trondhjemite) and sanukitoid rocks (~2.87 Ga; Rio Maria Suite of Ourilândia do Norte) were formed. They were followed, in the Neoarchean (2.75-2.73 Ga), by numerous stocks of granitoids similar to A-type granites (Vila Jussara Suite). Despite the compositional differences between these granitoids, epidote is a mineral phase common to all of them, with pistacite contents of 26-29 mol% in TTGs, 22-33 mol% in sanukitoids and 25-30 mol% in Neoarchean granitoids. The study of the dissolution kinetics of Archean epidotes of the Carajás Province reveals that the partial dissolution time of their crystals was ~4-10 years, with corresponding magma ascent rates of 4-8 km/year. Magma viscosities at liquidus temperature were estimated at $10^{5.3}$ Pa s for TTG magma and $10^{2.5}$ Pa s for sanukitoid magma, whereas monzogranitic magmas of the Vila Jussara Suite exhibited a viscosity of $10^{4.4}$ Pa s. In contrast, the viscosity of tonalitic magma of the Vila Jussara Suite was $10^{3.5}$ Pa s. The preservation of magmatic epidote in Archean granitoids requires that the plutons grew in an incremental way, similar to their Phanerozoic counterparts, with the stacking of small sill-dykes of about 100 m thickness each intruded in a rather cold crust, allowing fast cooling rates so as to prevent complete dissolution of epidote at the final emplacement level.

Keywords: magmatic epidote, Archean, Carajás Province, dissolution, viscosity, incremental growth

1 INTRODUCTION

In the Archean, the upper mantle temperature was estimated to be approximately 1600°C, near ~250°C above its current average temperature (Sizova et al., 2015). This was due to the higher production of radiogenic heat and drastically affected the thickness and composition of the crust (Sizova et al., 2015 and references therein). The onset of the continental crust formation resulted from the cooling and differentiation of the Earth and was combined with continuous magma extraction from the mantle. This caused changes in the crustal growth rates and resulted in an increase of crustal volume. These processes began in the early Archean but were intensified at the end of the Mesoarchean and throughout the Neoarchean (Taylor and McLennan, 1985; Kramers and Tolstikhin, 1997; Belousova et al., 2010; Dhuime et al., 2011; Guitreau et al., 2012) when, in addition to tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) associations, larger volumes of sanukitoids, hybrid granitoids and potassic granites were formed, resulting in rocks with more diversified geochemical signatures (Martin, 1987; Moyen et al., 2003; Jayananda et al., 2006; Barros et al., 2009; Feio et al., 2012; Moyen and Martin, 2012; Almeida et al., 2013; Laurent et al., 2014; Sizova et al., 2015; Bédard, 2017; Dall'Agnol et al., 2017; Silva et al., 2018). This geochemical variability is evidenced by marked variations in the continental crust. It occurred between 3.0 and 2.5 Ga, when more than 50% of the current continental crust volume was formed (Bédard, 2017).

TTGs are the oldest and largely dominant felsic plutonic association in Archean times. Accordingly, their origin and relationship with tectonic regimes have been widely discussed (Moyen and Martin, 2012; Sizova et al., 2015; Moyen and Laurent, 2018; Smithies et al., 2019). Conversely, high-Mg monzodiorites and granodiorites, known as sanukitoids, are less voluminous components of late Archean terranes, formed from interactions between the peridotitic mantle and a component rich in incompatible elements (Martin et al., 2005; Oliveira et al., 2010, 2011; Heilimo et al., 2010; Laurent et al., 2014; Sizova et al., 2015). Considerable volumes of leucogranodioritic and granitic rocks were also formed in the final stages of the Archean (Jayananda et al., 2006; Almeida et al., 2013, 2017; Silva et al., 2018). This process of granitoid magma migration enabled the transfer of heat and mass from the lower to upper crust, resulting in the chemical differentiation of the continents and thermal and mechanical interactions during magma rise and emplacement (Brown and Solar, 1988).

In this context, it is relevant to determine variations of the viscosity of silicate magmas, because this parameter plays a key role in the transport dynamics, type of eruption and rates of

physicochemical processes of natural magmas (Giordano et al., 2008), being crucial for a quantitative understanding of igneous processes (Persikov, 1991). The viscosity strongly depends on the composition of the melt, particularly its SiO₂ content, which determines its degree of polymerization, but also on temperature, content and nature of volatile species, cation types, among other factors (Cruden and Weinberg, 2018).

The Carajás Province (CP) presents a wide diversity of granitoid rocks formed from the Mesoarchean to the Neoarchean (~3.0 to 2.57 Ga). The present study focuses on three different types of granitoids that occur in the Sapucaia Domain of this province and at its border with the Rio Maria Domain. Such granitoid rocks include tonalites and trondhjemites of TTG associations (Santos et al., 2013; Teixeira et al., 2013; Silva et al., 2014; Leite-Santos and Oliveira, 2014) and sanukitoids (Gabriel and Oliveira, 2014; Santos and Oliveira, 2016; Silva et al., 2018), both of Mesoarchean age (2.93 a 2.85 Ga), as well as ferroan to magnesian Neoarchean granitoids (~2.75 to 2.73 Ga), geochemically akin to A-type granites (Dall'Agnol et al., 2017; Silva et al., 2020).

Despite the geochemical and petrological differences among TTGs, sanukitoids and Neoarchean granitoids, magmatic epidote is a common mineral phase in these rocks. It is known that epidote stability strongly depends on the physicochemical parameters prevailing during magma evolution (Brandon et al., 1996; Keane and Morrison, 1997; Sial et al., 2008; Brasilino et al., 2011; Nagar and Korakoppa, 2014; Long et al., 2019). Hence, this study aims at, on the basis of the textural and chemical-mineralogical characterization of the epidote present in Mesoarchean and Neoarchean granitoids of the CP, estimating epidote partial dissolution time scale, the ascent rates and initial viscosity of each granitoid magma, and the ability of the magma to preserve epidote during pluton emplacement and crystallization in upper crust. Our study allows us to more accurately assess the physicochemical conditions of the formation of these granitoid magmas and to better understand the evolution of magmatic epidote. In the following, we start by a brief overview of factors controlling epidote stability in granitoid magmas, and then present the data obtained in the study area and their implications.

2 STABILITY OF EPIDOTE IN MAGMAS AND TEXTURAL CRITERIA FOR ITS IDENTIFICATION

Epidote is a key indicator of variations in crystallization parameters (Schmidt and Thompson, 1996) because it is extremely sensitive to changes in P-T-*f*O₂ conditions and it may be destabilized and completely dissolved during emplacement (Long et al., 2019). Based on

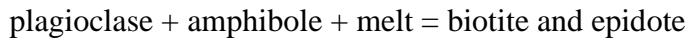
experiments conducted over the past few decades, the role of epidote during magmatic crystallization is relatively well understood, and experimental results have confirmed the paragenesis of natural rocks produced under different P-T-*f*O₂ conditions (Schmidt and Poli, 2004).

Experimental studies demonstrate the stability of epidote above 300 MPa; however, depending on the composition and oxygen fugacity, the minimum pressure for epidote crystallisation may vary (Schmidt and Poli, 2004). Crawford and Hollister (1982), based on the intersection of the solidus curve with that of epidote (Liou 1973), proposed that in H₂O-saturated granites, magmatic epidote requires a minimum pressure of ~600 MPa. In granodioritic and tonalitic magmas, epidote is stable at pressures between 800 and 1000 MPa at temperatures near the solidus curve (Naney, 1983; Liou, 1993; Schmidt and Thompson, 1996). However, epidote may crystallise at pressures as low as ~300 MPa at *f*O₂ near the Hematite-Magnetite buffer, while at Ni-NiO, it is only stable at pressures \geq 500 MPa (Naney, 1983; Schmidt and Thompson, 1996). In general, epidote stability increases under more oxidizing *f*O₂ conditions (Liou, 1973; Schmidt and Thompson, 1996; Poli and Schmidt, 2004; Schmidt and Poli, 2004; Oliveira et al., 2010), and the pistacite contents characteristic of magmatic epidotes observed in experiments are mainly found between hematite-magnetite (HM) and nickel-NNO buffers (Liou, 1973). Oscillatory zones in epidote crystals may reflect changes in composition or in oxygen fugacity (Franz and Liebscher, 2004; Pandit et al., 2014). At low-pressure, outside the stability field of epidote, magnetite is usually the main Fe³⁺-containing phase (Drinkwater et al., 1991) and its modal content increases in rocks without epidote crystallization (Hammarstrom and Zen 1992; Schmidt, 1993).

The following equilibrium appears to control epidote stability in granitoids (Schmidt and Poli, 2004):



Archean granitoids described below exhibit textural facies consistent with the concomitant formation of epidote and biotite, both of which are magmatic. This relationship can be explained by the peritectic reaction below (e.g., Sial et al., 1999).

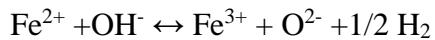


Experimental studies in tonalitic compositions show that epidote + biotite can be formed through peritectic hornblende resorption without completely consuming the hornblende in the

system, decreasing only its abundance proportionally to the modal increase in biotite + epidote (Schmidt and Poli, 2004 and references therein).

Textural and compositional criteria used to distinguish between magmatic and secondary epidotes, include (1) euhedral to subhedral crystals with prismatic or hexagonal shapes; (2) mineralogical associations with primary hornblende and biotite; (3) epidote with oscillatory zoning, allanite core and irregular contact with quartz and plagioclase; (4) pistacite content ranging from 25 to 35%; and (5) TiO_2 content $\leq 0.137\%$ (Liou, 1973; Tulloch, 1979; Zen and Hammarstrom, 1984; Zen, 1985; Evans and Vance, 1987; Dawes and Evans, 1991; Schmidt and Poli, 2004; Sial et al., 2008).

In granitic systems, allanite crystallizes at temperatures significantly above solidus, it can be later shielded by epidote rims and finally isolated epidote crystals can also occur (Gieré and Sorensen, 2004). Dawes and Evans (1991) proposed that allanite cores surrounded by epidote form due to magma impoverishment in rare earth elements during crystallization, which inhibits allanite crystallization and enables epidote epitaxial growth. However, the oxidation state of Fe when inserted in the crystalline structure of allanite is controlled by the reaction:



Based on this reaction, Gieré and Sorensen (2004) suggested that the stability of allanite in magmas may be more dependent on T and $f\text{H}_2$ than on the content of rare earth elements.

3 REGIONAL GEOLOGY

Located in the southeast section of the Amazonian craton, the Carajás Province is one of the main Archean terranes of this craton. The CP is inserted in the Archean domain of the Central Amazonian Province (Tassinari and Macambira, 2004), or alternatively, according to the model proposed by Santos (2003), it represents an independent Archean province (Fig. 1a). In recent decades, various tectonic segmentation models have been proposed for the CP (Souza et al., 1996; Althoff et al., 2000; Dall'Agnol et al., 2006, 2013). Vasquez et al. (2008), in line with Santos (2003), proposed naming the southern section of the province as the Rio Maria Domain (RMD) and its central and northern sections as the Carajás Domain (CD). In a more recent model, Dall'Agnol et al. (2013) maintained the RMD but subdivided the CD into the Sapucaia Domain (SD), Canaã dos Carajás Domain (CCD) and Carajás Basin (CB). These three domains would have evolved differently from the RMD (Fig. 1b). This interpretation was not followed by Costa et al. (2020), who suggested that dome-and-keel structures controlled the

evolution of both the RMD and the southern section of the old CD, which would be an extension of that domain.

The Rio Maria Domain is a Mesoarchean terrane (3.0 to 2.86 Ga), predominantly consisting of greenstone belt sequences (3.0 to 2.90 Ga; Macambira and Lancelot, 1996; Souza et al., 2001) and TTG granitoids (2.98 to 2.93 Ga; Almeida et al. 2011, 2013), in addition to sanukitoids, high Ba-Sr granitic-to-leucogranodioritic suites and potassic leucogranites (2.87-2.86 Ga; Althoff et al., 2000; Dall'Agnol et al. 2006; Almeida et al., 2010, 2013; Oliveira et al., 2011; Silva et al. 2018).

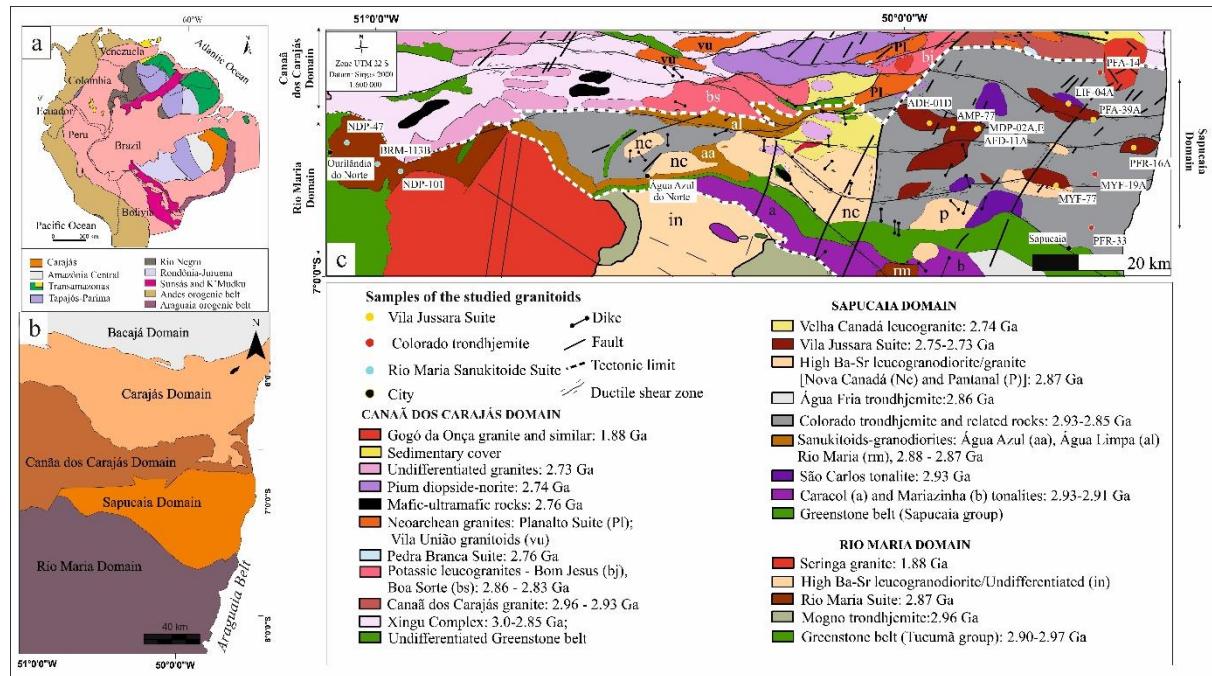


Figure 1- (a) Tectonic provinces of the Amazonian Craton with the location of the Carajás Province shown (based on Santos et al., 2003); (b) Simplified geological map of the Carajás Province highlighting the division into the Rio Maria, Sapucaia, Canaã dos Carajás domains and Carajás Basin (Source: Silva et al. 2018, modified); (c) Geological map of the Sapucaia Domain and its transition into the Canaã dos Carajás and Rio Maria Domains, with the location of the studied samples from the Vila Jussara Suite granitoids, the tonalite-Colorado Trondhjemite association of Sapucaia and the Ourilândia do Norte Suite sanukitoids.

The Sapucaia Domain (2.95 to 2.73 Ga) comprises TTG rocks (Santos et al., 2013; Leite-Santos and Oliveira, 2014; Silva et al., 2014), sanukitoids (Gabriel and Oliveira, 2014; Gabriel et al., 2014), high Ba-Sr leucogranodiorites and potassic leucogranites (Teixeira et al., 2013; Leite-Santos and Oliveira, 2016), showing strong lithological similarities to the RMD (Fig. 1c). However, SD rocks were intensely deformed during the Neoarchean (2.75-2.73 Ga) and intruded by granitoids of the Vila Jussara Suite (Dall'Agnol et al., 2017; Silva et al., 2020) and potassic leucogranites (Leite-Santos and Oliveira, 2016), both of Neoarchean age.

The Canaã dos Carajás Domain consists of granites *sensu stricto* and charnockite associations (Fig. 1c). According to Feio et al. (2013), the CCD presents four main magmatic events, three of Mesoarchean age and one of Neoarchean age. The protolith of the Pium Complex (Pidgeon et al., 2000), the Bacaba Tonalite (~3.0 Ga; Moreto et al., 2011) and other rocks with similar ages were formed in 3.05-3.0 Ga. The Canaã dos Carajás Granite and the oldest rocks of the Rio Verde Trondhjemite were formed between 2.96 and 2.93 Ga. The Campina Verde Tonalite Complex, the Rio Verde Trondhjemite and the Cruzadão, Bom Jesus, Boa Sorte and Serra Dourada Granites crystallized from 2.87 to 2.83 Ga. The subalkaline granites of the Planalto Suite, the sodic granites of the Pedra Branca Suite and the charnockitic rocks of the Pium Complex were formed in the Neoarchean between ~2.75 and 2.73 Ga (Feio et al., 2012; Santos et al., 2013; Rodrigues et al., 2014).

4 GEOLOGY, PETROGRAPHY AND GEOCHEMISTRY OF THE SELECTED MESOARCHEAN AND NEOARCHEAN GRANITOIDS

4.1 TONALITE-TRONDHJEMITE ASSOCIATION OF SAPUCAIA

The Mesoarchean magmatism (2.93 to 2.85 Ga) exposed in the SD is marked by abundant TTG granitoids, predominantly trondhjemitic rocks with subordinate tonalites and granodiorites, grouped stratigraphically as undifferentiated TTGs and Colorado Trondhjemite (2.87 Ga; Silva et al., 2014). These TTG granitoids are distributed from Água Azul do Norte to Sapucaia, at the border between the Amazonian craton and the Araguaia Belt (Fig. 1c; Santos et al., 2013b; Silva et al., 2014; Leite-Santos and Oliveira, 2014). Structurally, these rocks show E-W penetrative foliation and shear zones in the same direction. These rocks also exhibit compositional banding, S-C structures, drag folds and typical features of plastic flow, mostly indicating sinistral kinematics. In general, such rocks show porphyroclastic textures resulting from an intense recrystallization and mineral comminution process, marked by mylonitic-to-ultramylonitic tectonic fabrics (Santos et al., 2013b).

In mineralogical terms, the Sapucaia TT essentially consists of plagioclase and quartz, with highly subordinate microcline and with biotite as the main mafic phase, accompanied by epidote, opaques, allanite, titanite, apatite and zircon as accessory minerals. Geochemically, the granitoids are calc-alkaline with generally peraluminous compositions, no significant Sr and Eu anomalies, silica content ranging from 59 to 74 wt. %, relatively low ferromagnesian content ($\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{MnO}+\text{TiO}_2 < 5$ wt. %), moderate Mg# (0.27-0.47) and high alumina values ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 15$ wt. %) (Santos et al., 2013b). The samples selected for analysis derive from the eastern section of the SD (Fig. 1c) and belong to the Colorado Trondhjemite. Santos et al.

(2013b) reported the presence of magmatic epidote in these rocks and conducted a preliminary mineralogical study based on scanning electron microscopy and EDS analyses.

4.2 OURILÂNDIA DO NORTE SANUKITOID

The Ourilândia do Norte area is located near the borders of the Rio Maria, Canaã dos Carajás and Sapucaia domains in the CP. This area is marked by a diverse Mesoarchean magmatism, mainly characterized by leucogranites, sanukitoids and associated rocks (Santos and Oliveira, 2016; Silva et al., 2018). The Mesoarchean sanukitoids of the Ourilândia do Norte region are identified as a composite body, predominantly consisting of granodiorites and equigranular tonalites, with subordinate quartz diorite and quartz monzodiorite, which form elongated and deformed lenses along the E-W direction.

In petrographic terms, the sanukitoid rocks exhibit well-preserved igneous textures, but are also marked by protomylonitic to mylonitic tectonic fabrics. The mineral assemblage essentially consists of quartz, plagioclase, various proportions of K-feldspar and mafic clusters formed by amphibole, biotite and epidote. The main accessory minerals consist of epidote (zoisite and clinzozoisite), allanite, titanite, zircon, apatite, magnetite and ilmenite. Geochemically, sanukitoids and associated rocks exhibit a highly variable SiO₂ content, moderate K₂O values and high Mg#, Cr and Ni values. They have a predominantly metaluminous character and a calc-alkaline to high-K calc-alkaline signature (Santos and Oliveira, 2016; Silva et al., 2018). Two textural types of magmatic epidote were distinguished: crystals with zoned or unzoned allanite cores and euhedral to subhedral crystals associated with biotite and hornblende, partly surrounded by them (Santos and Oliveira, 2016).

4.3 VILA JUSSARA SUITE

The Vila Jussara Suite (VJS) granitoids occur in the central and northern sections of the SD, stretching northward to the vicinity of the CCD and eastward to the border between the Amazonian craton and the Araguaia Belt (Figs. 1b, c). The Neoarchean granitic bodies (~2.75-2.73 Ga) of the VJS intrude the Mesoarchean units (Colorado Trondhjemite and Pantanal Leucogranodiorite; Teixeira et al., 2013; Silva et al., 2014; Dall'Agnol et al., 2017). These plutons are associated with shear zones and elongated in the E-W direction. Field, petrographic and microstructural evidence reveal that the VJS rocks were affected by heterogeneous deformational processes of varying intensity, exhibiting structures ranging from protomylonitic to mylonitic (Silva et al., 2020).

Four main petrographic varieties were identified in the VJS: biotite-hornblende monzogranite (BHMzG), biotite-hornblende tonalite (BHTnI), biotite monzogranite (BMzG) and hornblende-biotite granodiorite (HBGd). The different rock varieties of the VJS are characterized by a similar mineralogy, from essential tectosilicates (quartz, plagioclase and potassic feldspar) to mafic minerals (hornblende and/or biotite), and by the main primary accessory minerals, ilmenite, magnetite, apatite and zircon, which can also include titanite, allanite and epidote. Geochemically, the VJS consists of ferroan granitoids (reduced and oxidized A-type granites) and mildly magnesian granites (cf. Dall'Agnol et al., 2017; Sousa, 2019). The four petrographic varieties of the VJS were formed under different conditions of oxygen fugacity. The reduced to moderately reduced BHMzG was formed under conditions varying from <FMQ to FMQ + 0.5. The oxidized BHMzG was generated under moderately oxidizing conditions (between NNO and NNO-0.5), whereas the magnesian granites were crystallized under oxidizing conditions, with fO_2 ranging from NNO to NNO+1 (Sousa, 2019). Dall'Agnol et al. (2017) described the textural and compositional variations in the magmatic epidote of the specific VJS varieties.

5 TEXTURAL ASPECTS OF EPIDOTE IN THE STUDIED GRANITOIDS

Typical magmatic epidote crystals are hexagonal-euhedral and greenish-pink to pinkish-yellow or colorless, with oblique extinctions (Dawes and Evans, 1991; Schmidt and Poli, 2004). In granitoid rocks, magmatic epidote crystals are usually subhedral and generally associated with biotite, hornblende and plagioclase (Pandit et al., 2014).

In the Archean granitoids selected for analysis, epidote is a common accessory mineral phase, sometimes present in appreciable modal proportions. In the Sapucaia TT, biotite is the main mafic phase, and the epidote modal content ranges from trace to 4%. The epidote exhibits two textural aspects (Santos et al., 2013b): (a) euhedral to subhedral crystals with well-defined faces, usually with automorphic contacts with biotite and irregular contacts with quartz and feldspars (Fig. 2a); and (b) crystals involving allanite cores, either metamictized or preserved (Fig. 2b). The sanukitoids of Ourilândia do Norte (Santos and Oliveira, 2016) have a high amphibole content, and epidote is a significant accessory mineral (ranging from trace to 3.9% and reaching 6.2% in the epidote-biotite-amphibole diorite variety). Mafic aggregates consisting of hornblende \pm actinolite, biotite, epidote, titanite and Fe-Ti oxides are common. Epidote occurs as zoned crystals, with or without allanite cores, or as euhedral to subhedral crystals that are partly or completely surrounded by biotite and/or hornblende (Fig. 2c).

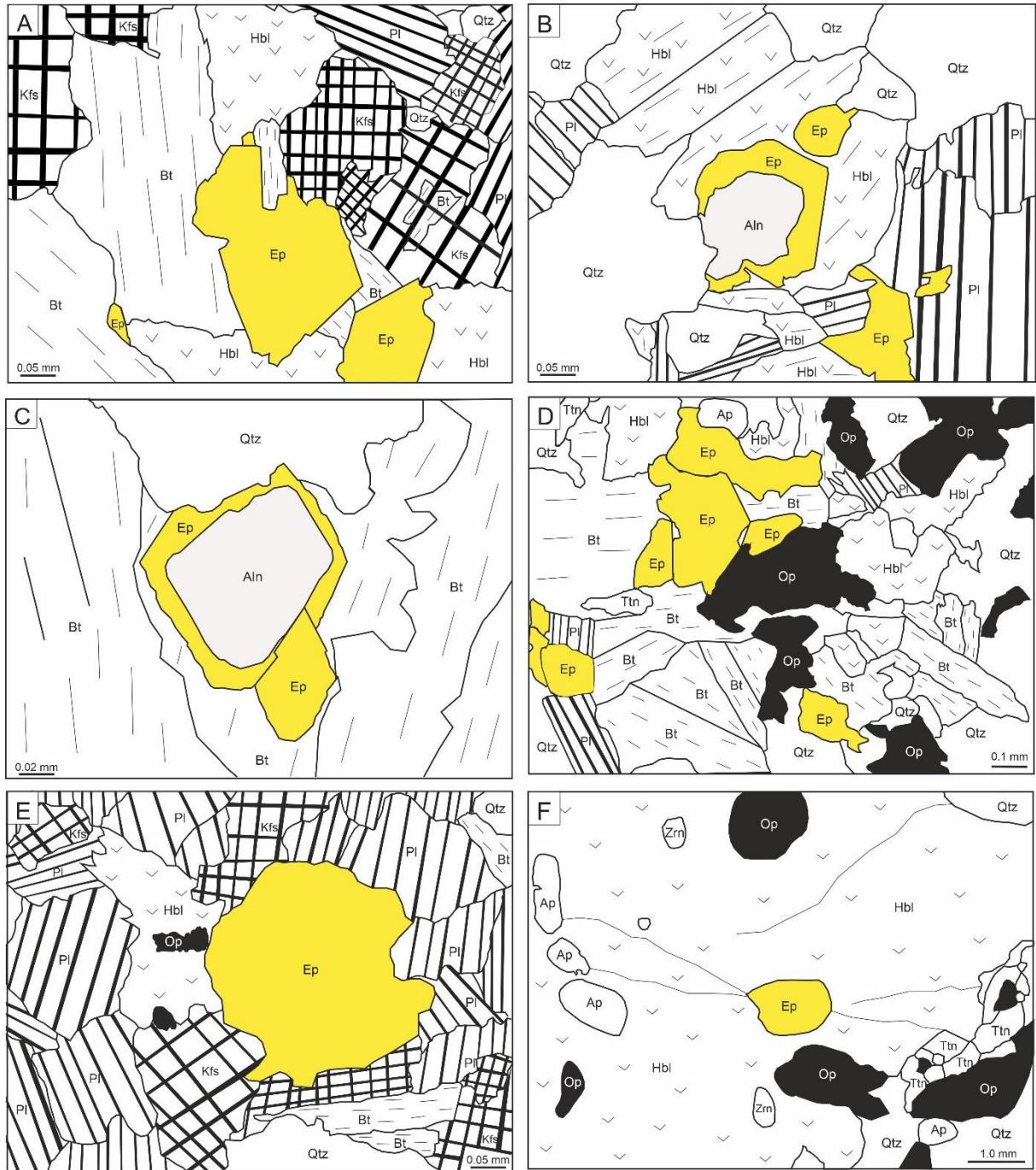


Figure 2- Textural relationship of the magmatic epidotes in the CP Archean granitoids. Trondhjemite-tonalites of Sapucaia: (a) subhedral epidote partly surrounded by biotite and hornblende, exhibiting an irregular shape in contact with alkali-feldspar; (b) allanite crystal with an epidote rim, showing generally regular contacts with hornblende and irregular contacts with quartz; Ourilândia sanukitoids: (c) epidote with an irregular shape and signs of resorption through residual magmatic fluid in contact with hornblende, quartz and plagioclase; dissolution is apparently more intense when in contact with felsic minerals; (d) mafic aggregate of epidote, hornblende, biotite, titanite opaque minerals and apatite; (e) epidote crystal with irregular contacts with hornblende, showing more intense dissolution in contacts with plagioclase and alkali-feldspar; and (f) anhedral epidote surrounded by hornblende, with irregular contacts resulting from partial resorption. Abbreviations according to Kretz (1983).

In the VJS, oxidized ferroan biotite-hornblende monzogranite is the predominant variety, whose epidote has a modal content $\leq 1.0\%$. In reduced ferroan rocks of this variety, epidote occurs in a smaller proportion, is absent from most samples and is predominantly found as anhedral and rarely subhedral crystals with signs of intense corrosion. In the biotite monzogranite variety, epidote is only absent from one sample and exhibits variable modal content, albeit generally $<1\%$ and peaking at 2.7%. The hornblende-biotite tonalite group has a smaller exposure area than that of other VJS varieties, and when present, the magmatic epidote content ranges from 0.2 to 0.4%.

In general, the epidote present in the study granitoids is commonly found in association with mafic aggregates consisting of biotite \pm hornblende \pm zircon \pm apatite \pm allanite \pm titanite \pm opaque minerals. Based on textural aspects, the following types of epidote can be distinguished: (a) euhedral to subhedral crystals that are predominantly associated with biotite that shares straight contacts with epidote (Figs. 2a, 4c, 4d); (b) epidote in rims around allanite (Figs. 2b, 4c, 4f); and (c) anhedral to subhedral epidote with irregular contours with amphibole and/or feldspars (Figs. 2c, 2e, 2f). When in contact with biotite, the original shape of the epidote is generally preserved (Figs. 2a, 4c, 4f). In contrast, when in contacts with hornblende and felsic minerals, epidote crystals show signs of marked corrosion (Fig. 2e), which sometimes almost completely destroys the original facies. Allanite is also an accessory mineral commonly found in these granitoids, generally exhibiting a subhedral to anhedral habit. It is sometimes zoned and generally totally or partly surrounded by epidote (Figs. 2b, 4c). Subordinately, epidote is identified as a post-magmatic phase, forming irregular grains that are preferentially associated with altered plagioclase.

The textural aspects observed in the Archean granitoid epidotes of the CP are similar to those interpreted by Zen and Hammarstrom (1984), Bédard (2003) and Schmidt and Poli (2004), as diagnostic of magmatic epidote. However, Keane and Morrison (1997) stressed out that the shape of crystals is insufficient to differentiate the magmatic or subsolidus origin of epidotes because the absence or development of euhedral faces is not exclusive to direct magmatic crystallization. Accordingly, only the combination of textural, compositional and isotopic criteria can reliably indicate the origin of an epidote crystal.

6 MINERAL CHEMISTRY

Epidote crystals with textural evidence of magmatic origin were analyzed on a JEOL JXA-8230 electron probe microanalyzer (with five spectrometers in wavelength-dispersive spectroscopy (WDS) mode and one in energy-dispersive spectroscopy (EDS) mode) at the Microanalysis Laboratory, Institute of Geosciences (*Instituto de Geociências – IG*), Federal University of Pará (*Universidade Federal do Pará – UFPA*). The analytical procedure was performed on polished thin carbon coated sections under the following operating conditions: 15 kV voltage acceleration; 20 nA current; 5 µm beam diameter; and 20 second analysis times for F, Na, Al, Cr, K, Sr, Ni, Mn, Ba, Ti, Cl, V, Y, Ce, and La, and 10 second analysis times for Mg, Si, Ca, and Fe. The crystals used for the analyses were LIF for Fe, Mn, Ba, and Ti; PETJ for Ca and K; TAP for Na, Mg, Al, and Si; and LIFH for Ce and La. The standards used for calibration were orthoclase (SiO_2 and K_2O), rutile (TiO_2), anorthite (Al_2O_3), magnetite (FeO), diopside (MgO), rhodonite (MnO), wollastonite (CaO), sodalite (Na_2O) and CePO_4 (Ce_2O_3 and La_2O_3).

In total, 105 analyses were performed (Table 1), with 41 in the Sapucaia TT (PFA-14 and PFR-33A); 42 in the Ourilândia do Norte sanukitoids (NDP-47 and NDP-101); and 22 in the VJS granitoids (ADE-01D, AFD-11A, and AMP-77). The VJS analyses were added to those obtained by Dall'Agnol et al. (2017).

Tulloch (1979) and Vyhnal et al. (1991) evaluated the origin of epidote based on its chemical composition and concluded that pistacite contents (Ps: molar $[\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Al})]/100$) ranging from 25 to 29% (molecular weight) correspond to magmatic epidotes, differing from those formed by subsolidus alteration of plagioclase (Ps_{0-24}) and biotite (Ps_{36-48}). Experimental studies on synthetic rocks (Liou, 1973) also show that pistacite contents ranging from 25 to 35% correspond to magmatic epidote.

In Sapucaia TT, the pistacite (Ps: molar $[\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Al})]/100$) content ranges from 26 to 29 mol%, with values primarily clustering between 27 and 28 mol%, thus suggesting a magmatic origin of the crystals (Fig. 3; Table 1). In the Ourilândia do Norte sanukitoids, the Ps content of epidote ranges from 22 to 33 mol%, with values concentrating from 29 to 30 mol%, that is predominantly in the magmatic origin field as well (Fig. 3; Table 1).

Table 1- Representative electron microprobe analyses of Archean granitoid epidotes from the Carajás Province.

Sapucaia tonalite-trondhjemite						Ourilândia do Norte Sanukitoid								Vila Jussara Suite									
Sample	PFA-14			PFR-33A			NDP-47				NDP-101				ADE-01D		AFD-11A		AMP-77				
Analyses	C1.1-4	C1.1-5	C1.1-6	C1.1-1	C2.1-3	C2.1-4	C2.1-2	C2.1-3	C3.1-1	C3.1-3	C3.1-4	C3.1-5	C3.1-6	C3.1-4	C3.1-6	C2.1-8	C3.1-1	C3.1-2	C2.1-1	C2.1-3	C2.1-6	C2.1-7	C2.1-8
SiO ₂	37.74	38.23	37.82	37.62	38.2,503	38.05	38.21	38.16	37.93	37.53	37.61	37.93	37.51	37.60	37.86	37.92	37.59	37.76	37.55	37.82	37.96	37.82	37.59
TiO ₂	0.10	0.09	0.07	0.10	0.04	0.05	0.10	0.11	0.09	0.05	0.04	0.09	0.13	0.09	0.04	0.08	0.01	0.10	0.09	0.09	0.06	0.00	0.07
Al ₂ O ₃	23.10	23.74	23.01	22.63	23.18	23.22	24.90	24.48	23.84	21.37	21.28	24.31	20.64	22.04	22.24	23.28	23.04	22.68	23.45	23.28	24.08	23.96	22.34
Fe ₂ O ₃	13.49	12.98	13.92	12.83	13.50	13.49	9.73	10.19	12.72	15.39	15.61	11.78	15.71	13.60	14.84	13.41	14.04	14.64	12.37	13.83	12.76	13.13	15.12
MnO	0.19	0.19	0.25	0.38	0.36	0.37	0.18	0.16	0.10	0.13	0.16	0.16	0.14	0.10	0.16	0.21	0.18	0.20	0.19	0.23	0.21	0.22	0.18
CaO	23.70	23.53	23.45	23.23	23.13	23.16	23.48	23.52	23.42	23.28	22.45	23.35	22.69	23.25	23.23	23.67	23.36	23.04	23.27	23.31	23.48	23.29	23.08
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01
K ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01
Ce ₂ O ₃	0.05	0.02	0.01	0.00	0.00	0.08	0.03	0.03	0.01	0.00	0.00	0.06	0.00	0.01	0.04	0.04	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.05	0.01
La ₂ O ₃	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.01	0.02	0.00	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.05	0.07	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	98.37	98.83	98.59	96.80	98.23	98.47	96.67	96.66	98.14	97.79	97.15	97.72	96.86	96.70	98.42	98.61	98.30	98.51	97.01	98.54	98.58	98.47	98.43
Number of cations on the basis of 13 oxygens																							
Si	3.120	3.134	3.122	3.121	3.140	3.138	3.141	3.142	3.127	3.140	3.160	3.132	3.169	3.126	3.137	3.124	3.113	3.124	3.103	3.118	3.117	3.112	3.118
Ti	0.006	0.006	0.005	0.006	0.002	0.003	0.006	0.007	0.006	0.003	0.002	0.005	0.008	0.006	0.003	0.005	0.001	0.006	0.006	0.005	0.004	0.000	0.004
Al	2.251	2.294	2.239	2.213	2.256	2.258	2.413	2.376	2.317	2.107	2.108	2.366	2.055	2.159	2.172	2.260	2.249	2.211	2.283	2.262	2.330	2.324	2.183
Fe ⁺³	0.839	0.800	0.865	0.890	0.839	0.837	0.669	0.702	0.789	0.969	0.987	0.732	0.999	0.946	0.926	0.832	0.875	0.911	0.855	0.858	0.788	0.813	0.944
Mn	0.013	0.013	0.018	0.026	0.025	0.026	0.013	0.011	0.007	0.009	0.011	0.011	0.010	0.007	0.011	0.014	0.013	0.014	0.014	0.016	0.015	0.015	0.013
Ca	2.099	2.067	2.073	2.064	2.047	2.047	2.068	2.075	2.068	2.087	2.021	2.066	2.054	2.071	2.063	2.089	2.073	2.042	2.060	2.059	2.066	2.053	2.051
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.002	0.002	0.001	0.003	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.003	0.000	0.001	0.002	0.002
K	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001
Pistacite	27	26	28	29	27	27	22	23	25	32	32	23	33	30	30	27	28	29	27	28	25	26	30

The VJS varieties has Ps values ranging from 25 to 30 mol% (Fig. 3; Table 1), corroborating the findings of Dall'Agnol et al. (2017) and in line with a magmatic origin. Oliveira et al. (2010) found Ps values ranging from 26 to 33 mol% for the epidotes from the sanukitoid Rio Maria Suite, mostly overlapping with those of their analogues from Ourilândia do Norte.

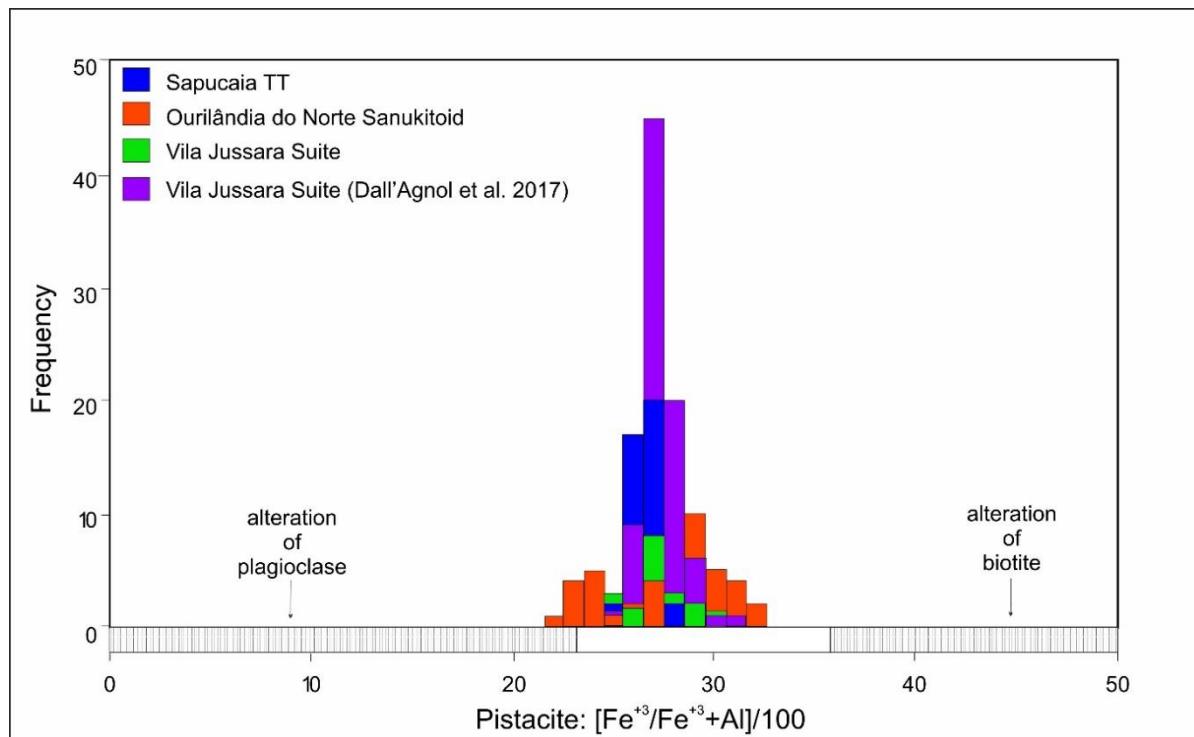


Figure 3- Histogram of compositional variation in the pistacite component (Ps: molar $[\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+}+\text{Al}]/100$), in molecular percentage (mol.%), in Sapucaia TT epidotes, Ourilândia do Norte sanukitoids and Vila Jussara granitoids. Ranges of compositional variation in Ps in magmatic and secondary epidotes formed by plagioclase and biotite alteration are also indicated.

In addition to the molar Ps content, previous empirical and experimental studies (Tulloch, 1979; Vyhnař et al., 1991; Liou, 1993; Sial et al., 1999; Oliveira et al., 2010; Dall'Agnol et al., 2017) suggest that a TiO_2 content in epidote ≤ 0.137 wt. % is in line with its magmatic formation. The Sapucaia TT and VJS granitoid epidotes display TiO_2 values always lower than 0.137 wt. % (Table 1), corroborating the textural and compositional assessments above indicative of magmatic origin. In the Ourilândia do Norte sanukitoids, the epidotes have TiO_2 values predominantly ≤ 0.137 wt. % (Table 1). Thus, the Sapucaia TT and Vila Jussara granitoid epidotes with textural evidence of magmatic origin exhibit compositional variations compatible with magmatic origin (Fig. 3; Table 1). Comparatively, despite predominantly plotting in the magmatic field, the Ourilândia do Norte sanukitoids epidotes have subordinate compositions compatible with their formation from altered plagioclase (Fig. 3). In this regard, these epidotes

diverge from those of the Rio Maria Suite sanukitoids, which only show compositions within the range assigned to magmatic epidotes (Oliveira et al., 2010).

Studies conducted so far on Neoarchean granitoid from the Carajás Province (CP) corroborate the results of experimental researches showing that epidote formation depends on $f\text{O}_2$ and pressure, as shown by the Estrela Complex, Serra do Rabo and Planalto Suite granites, which formed under strongly reduced conditions and lack epidote. Conversely, the Villa Jussara Suite (VJS) (Dall'Agnol et al., 2017) and Vila União (Marangoanha et al., 2018) granitoids, which are mostly formed under oxidizing conditions, generally present epidote as an important accessory phase. The epidote crystals of the VJS show no considerable variations in Fe^{3+} content between the core and rims of the crystals and rarely display zoning, thus suggesting that in the final stages of crystallization, the residual melt was not impoverished in Fe^{3+} and that $f\text{O}_2$ remained constant, thereby favoring epidote stability.

7 EPIDOTE DISSOLUTION AS A MAGMA ASCENT RATE INDICATOR

In general, epidote crystallization occurs near the solidus temperature at relatively high pressure (Schmidt and Poli, 2004). However, epidote phenocrystals in dikes in which the matrix, representative of the residual melt, accounts for approximately two-thirds of the rock volume were described (Dawes and Evans, 1991). The presence of epidote in granitic rocks that finished its crystallization at relatively low-pressure conditions indicates that epidote likely started forming at greater depths and then was transported quickly enough to prevent its complete resorption during magma rise (Brandon et al., 1996). The absence of epidote may also result from its complete dissolution by residual magmatic melt. In turn, the presence of allanite cores surrounded by epidote may be due to the magma impoverishment in rare earth elements during crystallization, which would inhibit allanite crystallization and enable epidote epitaxial growth (Dawes and Evans, 1991).

Experimental evidence shows that the intensity of epidote crystal dissolution is directly related to changes in intensive crystallization parameters during magma rise. Accordingly, magma transport rates have been estimated based on the degree of epidote dissolution (Brandon et al., 1996; Sial et al., 2008; Brasilino et al., 2011; Pandit et al., 2014). This method was used to measure the ascent rate of Archean granitoid magmas from the CP, based on the methodological criteria detailed below:

- (1) Euhedral and subhedral epidote crystals allow us to more accurately infer the original shape of the crystal and therefore are prioritized when estimating the degree of

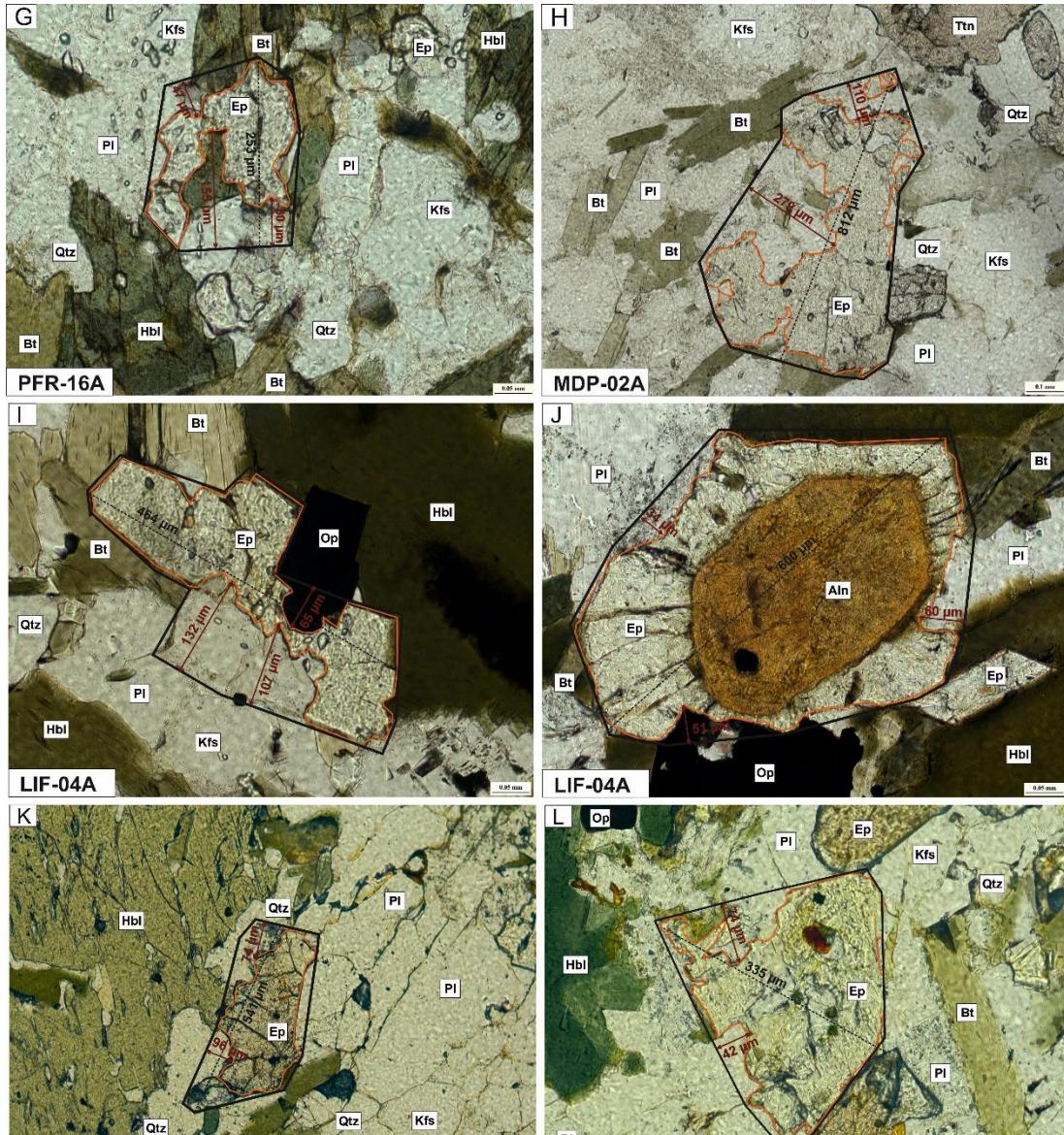


Figure 4- Textural aspects of thin sections used in the dissolution kinetic study of epidote in the Archean granitoids from the CP. The original shapes of the corroded epidote crystals are indicated by black lines; dotted lines indicate the largest dimension of the crystal, and red lines delimit the current contour of the corroded crystals. Line segments delimited by arrows show where were defined the maximum dissolution values for each crystal. The PFA-14 sample represents the Sapucaia tonalite-trondhjemite; the NDP-47 and NDP-101 samples represent the Ourilândia do Norte sanukitoid; and the MYF-77 sample represents the VJS biotite-hornblende monzogranite variety. (a) and (b) epidote crystals are best preserved when in contact with biotite and partly reabsorbed by the residual magmatic fluid currently represented by feldspars; (c) epidote involving an allanite euhedral core partly surrounded by biotite and exhibiting maximum dissolution in contact with felsic minerals; (d) subhedral epidote crystal heavily corroded when in contact with feldspars; (e) epidote with marked resorption at the edges, which is less marked in contacts with biotite; and (f) allanite with an epidote rim, preserved when in contact with biotite and corroded along those with felsic minerals that formed from residual melt.

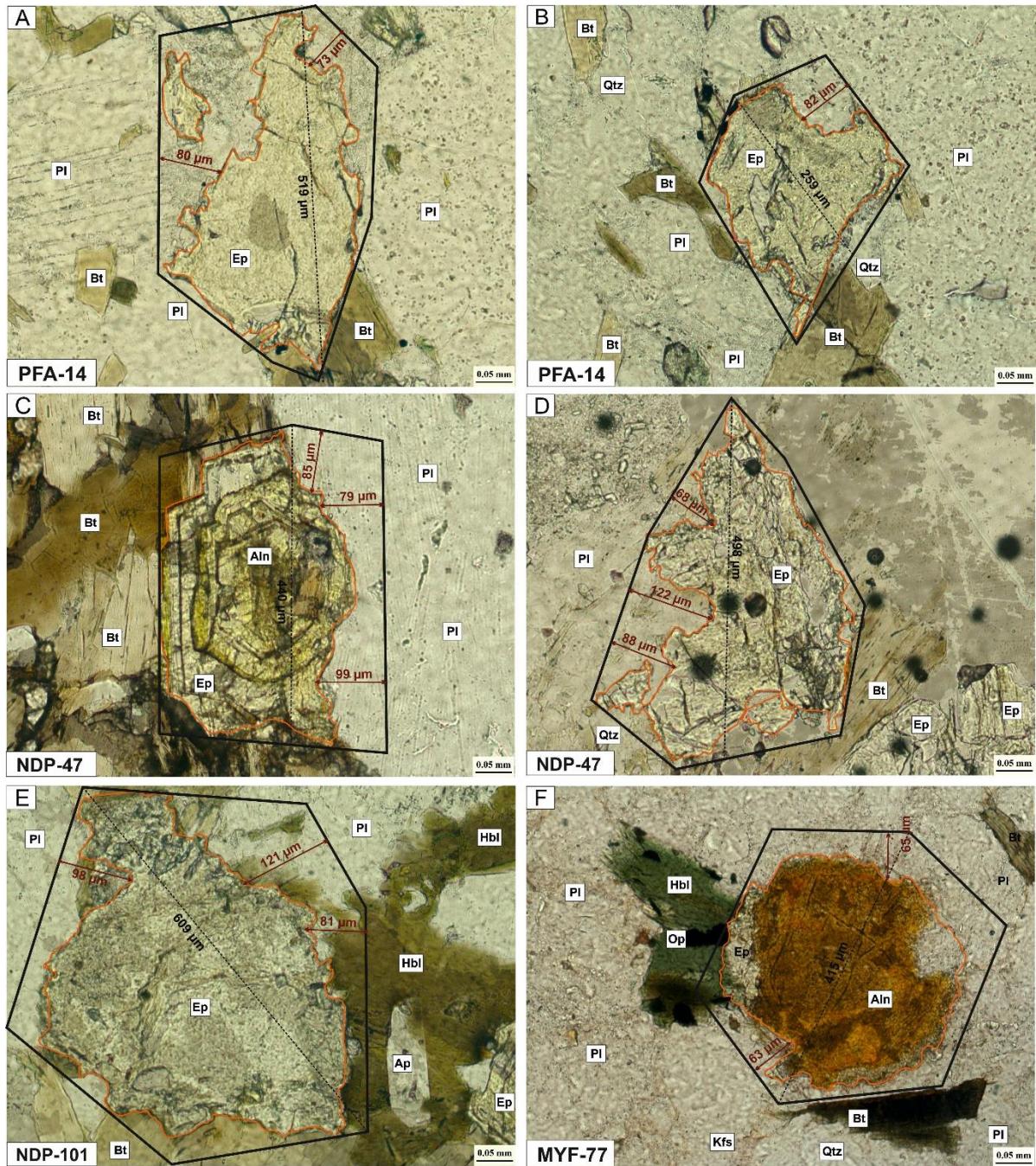


Figure 4 continuation- Textural aspects of epidote in the VJS granitoids. Sample PFR-16A is representative of the biotite-hornblende monzogranite variety; samples MDP-02A and LIF-04A are representative of the biotite monzogranite variety and sample MDP-02E is representative of biotite-hornblende tonalite. (g) anhedral epidote in irregular contact with hornblende showing a more pronounced resorption in contacts with feldspars and quartz; (h) subhedral epidote crystal with intensely corroded portions; (i) epidote with rectilinear contacts with biotite and irregular contacts with opaque minerals and feldspars; (j) allanite surrounded by epidote and in association with opaque minerals, corroded in contacts with feldspars; and (k) and (l) heavily corroded epidote crystals in contact with hornblende and felsic minerals. Abbreviations according to Kretz (1983).

dissolution. Generally, these crystals are associated with biotite, amphibole and residual magmatic melt, which are currently represented by quartz and feldspar crystals;

- (2) In the absence of isolated epidote crystals, epidote crystals involving allanite cores in epitaxial growth can be used;
- (3) The pistacite content of the selected epidote crystals should fall within the magmatic field (Ps: 25-35 mol%; Liou, 1973);
- (4) Calculating the crystal corrosion intensity is crucial, and these calculations must be based on maximum extent of dissolution identified in the petrographic microscope and always with measurements perpendicular to the crystal faces affected by corrosion;
- (5) The duration of the corrosion process is calculated using the minimum apparent diffusion coefficient between tonalitic magma and epidote ($5 \times 10^{-17} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ for Si, Al, Ca and F) at a temperature of 750°C , which can also be applied to other granitoid magmas, according to criteria formulated by Brandon et al. (1996), using the equations below:

$$\begin{aligned} d_z &= [(D_{app} \times t)^{1/2}] \\ t &= d_z^2 / (5 \times 10^{-17}) \end{aligned}$$

with

d_z = dissolution zone width (m);

D_{app} = apparent diffusion coefficient ($5 \times 10^{-17} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$); and

t = partial epidote dissolution time (s)

- (6) The magma emplacement depth is estimated using the Al-in-hornblende geobarometer and is compared with estimates based on the geological and structural context of the study rocks. The magma generation depth is generally deduced from petrological criteria;
- (7) The magma transport rate is calculated using the ratio between the path length (difference between magma generation depth and emplacement depth) and the average corrosion time of the epidote exposed to melt. In the original proposal, the path length corresponds to the difference between 10 kbar, initial epidote crystallization pressure, and emplacement depth (Brandon et al., 1996):

$$Tr = L_r/t$$

Tr = transport rate (m/yr)

L_r = path length (m), defined by the equation:

$$L_r = (10 - P_e) \cdot 10^4 / 3 \text{ (m)}$$

P_e = emplacement pressure (kbar)

t = partial dissolution time do epidote (yr)

The dimensions and length of the maximum dissolution of epidote crystals were measured on thin sections representative of the Archean varieties of interest (Fig. 4). Subsequently, the resulting values were clustered, and the arithmetic mean was assumed to be representative of each sample, enabling calculations of average epidote dissolution and transport rates of each magma (Table 2).

The epidote dissolution and magma transport rates were calculated in the PFA-14 sample for the Sapucaia TT (Figs. 4a, b; Table 2) and in the NDP-47 and NDP-101 samples for the sanukitoids from the Ourilândia do Norte region (Figs. 4c, d, e; Table 2). Granitoids from the VJS contain mineralogical and geochemical evidence of origin of the three study varieties from different magmas. Thus, the epidote crystal dissolution and magma transport rate were estimated separately in each variety. The biotite-hornblende monzogranite variety is represented by the MYF-77 (Fig. 4f) and PFR-16A (Fig. 4g) samples, biotite monzogranite is represented by the MDP-02A and LIF-04A samples (Figs. 4h, i, j) and biotite-hornblende tonalite is represented by the MDP-02E sample (Figs. 4k, l).

The emplacement pressure of the study granitoids is an important variable for calculating the magma transport rate. Dall'Agnol et al. (2017) proposed that the magmas that formed the VJS were generated under pressures between 800 and 1000 MPa, and emplacement pressures were estimated to range from 300 to 500 MPa based on Al-in-amphibole geobarometer and geological evidence; a value of 400 MPa is assumed here as the emplacement pressure of these granitoids. The Ourilândia do Norte sanukitoids exhibit ductile structures and evidence of penetrative deformation associated with mylonitic structures (Santos and Oliveira, 2016; Silva et al., 2018; Nascimento, 2020). Nascimento (2020), based on Al-in-hornblende geothermometer measurements, estimated an emplacement pressure of ~200 MPa for those sanukitoids. However, considering the structural features described in the present study, a higher emplacement pressure of ~350 MPa corresponding to the mesozone is estimated for the Ourilândia do Norte sanukitoids. The pressures during sanukitoids production in the Rio Maria region were estimated at 600 to 900 MPa by Oliveira et al. (2010), a range which we use in the present work. In regard to the Sapucaia TT, Santos et al. (2013b) demonstrated that these rocks show affinity to the TTG with high La/Yb and Sr/Y ratios of the CP, suggesting that they were

Table 2- Estimation of the transport rate of magmas based on the kinetic dissolution study of the Archean granitoid epidotes from the Carajás Province.

Sapucaia tonalite-trondhjemite				
Sample	Grain width (µm)	Maximum width of dissolution (µm)	Partial dissolution time (years)	Transport rate (m/year)
PFA-14				
Spot 1	519	80	4.1	4109
Spot 2		73	3.4	4935
Spot 3	259	82	4.3	4693
Average			4	4579
Ourilândia do Norte Sanukitoid				
Sample	Grain width (µm)	Maximum width of dissolution (µm)	Partial dissolution time (years)	Transport rate (m/year)
NDP-47				
Spot 1		85	4.6	4732
Spot 2	440	79	4.0	5478
Spot 3		99	6.2	3488
Spot 4		68	2.9	7393
Spot 5	498	122	9.4	2297
Spot 6		88	4.9	4415
NDP-101				
Spot 1		121	9.3	2335
Spot 2	609	81	4.2	5211
Spot 3		98	6.1	3560
Average			6	4323
Granitoids of the Vila Jussara Suite				
Sample	Grain width (µm)	Maximum width of dissolution (µm)	Partial dissolution time (years)	Transport rate (m/year)
MYF-77				
Spot 1	415	65	3	7469
Spot 2		63	3	7951
PFR-16A				
Spot 1		47	1	14286
Spot 2	253	155	15	1314
Spot 3		60	2	8766
Average			5	7957
MDP-02A				
Spot 1	812	110	8	2608
Spot 2		279	49	405
LIF-04A				
Spot 1		132	11	1811
Spot 2	464	107	7	2756
Spot 3		65	3	7469
Spot 4		60	2	8766
Spot 5	600	34	1	27299
Spot 6		51	2	12133
Average			10	7906
MDP-02E				
Spot 1	541	74	3	5763
Spot 2		96	6	3424
Spot 3	337	74	3	5763
Spot 4		42	1	17890
Average			3	8210

derived from amphibolite garnet-based sources under high pressures (approximately 1500 MPa). Finally, based on the ductile deformational structures observed in these rocks, we estimate an emplacement pressure of ~500 MPa for the Sapucaia TT magma.

Using the equations proposed by Brandon et al. (1996), the average durations of epidote crystal dissolution of the study granitoids are estimated at ~4 years in the Sapucaia TT and ~6 years in the Ourilândia do Norte sanukitoids, whereas these periods are estimated at ~5 years in bt-hb monzogranite, ~10 years in bt monzogranite and ~3 years in bt-hb tonalite for the VJS varieties (Table 2). The results show that the Sapucaia TT magma rose in the crust at an ascent rate of ~4600 m/year, whereas the Ourilândia do Norte sanukitoid magma moved at ~4300 m/year. Finally, in the VJS, the calculations show a comparatively higher magma ascent rate for the three magmas (bt-hb monzogranite at ~8000 m/year; bt monzogranite at ~7900 m/year; and bt-hb tonalite at ~8200 m/year; Table 2).

8 DISCUSSION

8.1 VISCOSITY AND LIQUIDUS TEMPERATURE IN THE STUDIED GRANITOID MAGMAS

The emplacement of a granitoid body in the mid-to-upper crust is the end point of a large-scale mass and energy exchange, which begins with magma generation and segregation in the lower crust and is followed by magma ascent and the formation of plutons, batholiths and stocks (Cruden, 1998). During magma ascent, the behavior of the silicate melt is primarily determined by its viscosity, density, composition and volatile content, which determine the magma ability to rise when combined with the geometric characteristics of the conduit (see below). Among the physical properties, viscosity is one of the parameters with the strongest effect on the production, transport and eruption of silicate magmas, varying in the range 10^{-1} to 10^{14} Pa s (Giordano et al., 2008). This variation in viscosity by 15 orders of magnitude determines the magmas' resistance to flow, which inversely affects its fluidity.

Experimental studies on the viscosity of silicate melts enabled Giordano et al. (2008) to formulate a general model, which includes the effect of H₂O and F, to predict the non-Arrhenius Newtonian viscosity of silicate magmas, with the following equation:

$$\text{VFT} [\log \eta = A + B / (T (K) - C)],$$

where A is the upper temperature limit for the viscosity of all silica melts, which is -4.55 (+0.2) (for example, $\log \eta \sim 10^{-4.6}$ Pa s), and B and C are parameters that describe the compositional control on viscosity (see Giordano et al., 2008). The rationale for the A parameter

being unique is that at super-liquidus temperatures, all silicate melts become highly dissociated liquids regardless of their lower temperature structure and converge to lower limiting value of viscosity, in accordance with experimental observations and theory. The B and C terms embody 17 parameters (oxides content and various combinations of them, including volatiles.) that allow to describe faithfully the viscous behavior of the vast majority of terrestrial magma compositions, over fifteen log units of viscosity (10^{-1} - 10^{15} Pa s). The model is regressed on more than 1770 experimental measurements, performed either at 1 bar or at high pressure (ie with volatiles dissolved into the melt). Given that the compositions dealt with here belong to common magma types, we believe that the application of Giordano et al model retrieves the correct order of magnitude of melt viscosity, provided temperature and H₂O content are well estimated, as discussed below.

The following representative samples were selected: the MYF-19A sample, containing 69.3 wt. % SiO₂, was chosen for the Sapucaia TT magma, whereas the viscosity of the Ourilândia do Norte sanukitoid magma was calculated based on the composition of the BRM-113B sample, with 65.7 wt. % SiO₂ (Table 3). For the VJS, the PFR-16, MDP-02A and MDP-02E samples with 71.4, 71.2 and 60 wt. % SiO₂ contents, respectively, were chosen as representatives of bt-hb monzogranite, bt monzogranite and bt-hb tonalite magmas, respectively (Table 3).

Table 3- Whole rock geochemical composition used to calculate the viscosity of the Sapucaia tonalite-trondhjemite⁽¹⁾, Ourilândia do Norte sanukitoid⁽²⁾ and Vila Jussara Suite⁽³⁾ magmas.

Lithology Sample	TT		Sanukitoid		Vila Jussara Suite	
	MYF-19A	BRM-113B	PFR-16A	MDP-02A	MDP-02E	
SiO ₂	69.30	65.68	71.44	71.20	60.00	
TiO ₂	0.30	0.41	0.36	0.49	1.06	
Al ₂ O ₃	16.20	15.52	12.89	13.90	13.90	
FeO _t	2.79	3.49	4.28	2.97	8.18	
MnO	0.04	0.04	0.06	0.03	0.12	
MgO	0.77	2.07	0.30	0.80	2.78	
CaO	2.85	3.43	1.91	2.23	5.56	
Na ₂ O	5.20	4.90	3.46	3.42	3.38	
K ₂ O	1.50	2.30	3.93	3.91	1.75	
P ₂ O ₅	0.09	0.16	0.07	0.13	0.31	
H ₂ O*	2.0	7.0	4.0	4.0	4.0	

* H₂O wt. % estimate based on rock mineralogy and experimental data. Data sources: ⁽¹⁾Santos et al.(2013); ⁽²⁾Santos and Oliveira (2016); ⁽³⁾Dall'Agnol et al. (2017) and Silva (2019).

As the magmas of the studied granitoids were derived from different sources, the temperature ranges were estimated from experimental studies conducted on systems with

similar compositions than those selected above, so as to constrain initial (liquidus) and final (solidus) crystallization temperatures. For the TTG, the most accepted mechanism for the origin of their parental magmas is the partial melting of hydrated metabasaltic rocks, including greenstones, amphibolites and eclogites, in different tectonic environments (Martin, 1987; Winther, 1996; Condie, 2005; Clemens et al., 2006; Moyen and Martin, 2012). In particular, Clemens et al. (2006) proposed that TTG magmas are produced at temperatures between 900°C and 1000°C and that crystallization would start at ~880°C, which was the liquidus temperature estimated for Sapucaia TT magma. In turn, the absence of amphibole in these rocks suggests a low H₂O content (Naney et al., 1983), which was estimated at 2% weight in the present study.

Sanukitoid suites are regarded as key components of late Archean terranes (2.95-2.54 Ga), presenting geochemical characteristics similar to those of mantle- and crust-derived magmatic rocks (Moyen et al., 2003; Condie, 2005; Martin et al., 2005; Oliveira et al., 2010, 2011) with higher temperatures compared to TTG. Oliveira et al. (2010) estimated a liquidus temperature of ~950°C and a H₂O content of ~7% for the Rio Maria sanukitoids, which are used in this study for the Ourilândia do Norte sanukitoids.

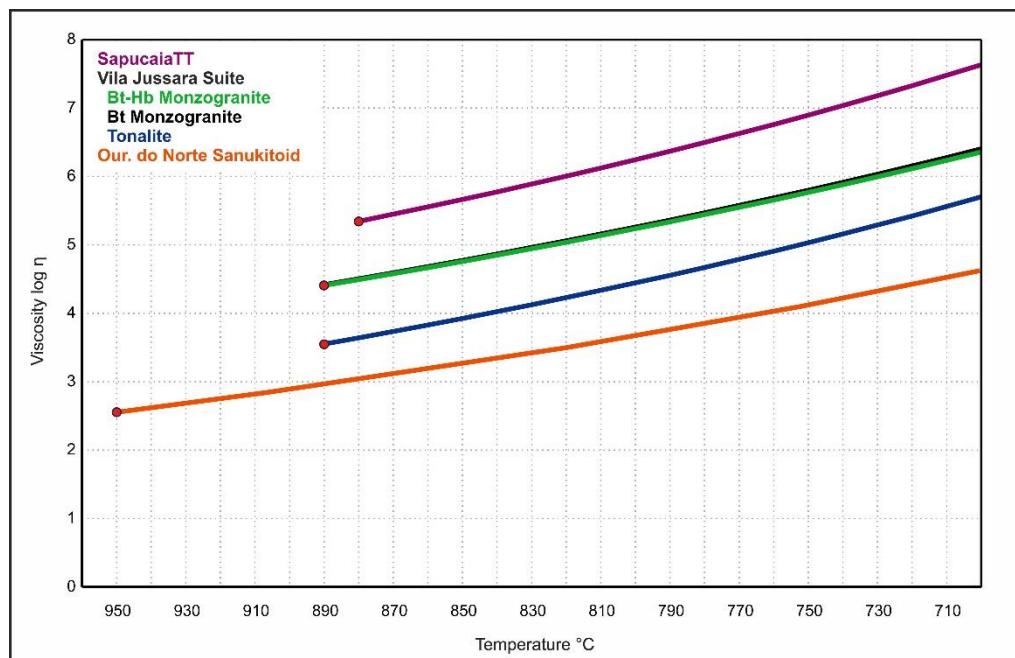


Figure 5- Diagram showing the variation in the calculated magma viscosity of TT, sanukitoid and the three varieties from the VJS from the CP as a function of temperature. Viscosity was calculated based on the model by Giordano *et al.* (2008). The red circle at the beginning of the curve represents the estimated liquidus temperature of each magma.

The VJS varieties are derived from at least three magmas, two of monzogranitic composition (bt-hb monzogranite and bt monzogranite) and one tonalitic (bt-hb tonalite), but the temperatures estimated by Al-in-hornblende and zircon saturation thermometry (Dall'Agnol

et al., 2017) indicate that the granitic and tonalitic magmas were formed at similar temperatures. Thus, a liquidus temperature of ~890°C and a solidus temperature of ~700°C was assumed for the three magmas that formed the VJS.

Table 4- Viscosity⁽¹⁾ of Archean granitoid magmas from the Carajás Province at different liquidus⁽²⁾ to solidus temperatures

Melt Sample Temperature (°C)	TT MYF-19A	Sanukitoid BRM-113B	PFR-16A	Vila Jussara Suite MDP-02A	MDP-02E
Viscosity (10 ^x Pa s)					
950		2.5			
940		2.6			
930		2.7			
920		2.7			
910		2.8			
900		2.9			
890		2.9	4.4	4.4	3.5
880	5.3	3.0	4.5	4.5	3.6
870	5.4	3.1	4.6	4.6	3.7
860	5.6	3.2	4.7	4.7	3.8
850	5.7	3.2	4.8	4.8	3.9
840	5.8	3.3	4.8	4.9	4.0
830	5.9	3.4	4.9	5.0	4.1
820	6.0	3.5	5.0	5.1	4.2
810	6.1	3.6	5.1	5.2	4.3
800	6.2	3.6	5.2	5.3	4.4
790	6.4	3.7	5.3	5.4	4.6
780	6.5	3.8	5.4	5.5	4.7
770	6.6	3.9	5.5	5.6	4.8
760	6.8	4.0	5.7	5.7	4.9
750	6.9	4.1	5.8	5.8	5.0
740	7.0	4.2	5.9	5.9	5.2
730	7.2	4.3	6.0	6.0	5.3
720	7.3	4.4	6.1	6.2	5.4
710	7.5	4.5	6.2	6.3	5.6
700	7.6	4.6	6.4	6.4	5.7

(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 5.

The calculated viscosity of each granitoid magma is listed in Table 4 and its variation as a function of temperature is shown on Fig. 5. The TT magma, with a relatively high content of silica and a low content of ferromagnesian components and water has a viscosity of ~10^{5.3} Pa s, which is the highest among all Archean magmas of this study (Fig. 5; Table 4). Conversely, the sanukitoid magma, which has a higher liquidus temperature (~950°C), a lower silica content and a higher concentration of ferromagnesian constituents and water, shows a comparatively lower viscosity of ~10^{2.5} Pa s (Fig. 5; Table 4). Finally, both monzogranitic magmas of the VJS

show a viscosity of $\sim 10^{4.4}$ Pa s based on the liquidus temperature given their geochemical similarities, whereas the tonalitic magma of the same suite has a somewhat lower viscosity of $\sim 10^{3.5}$ Pa s (Fig. 5; Table 4).

8.2 EFFECT OF PHYSICAL PROPERTIES ON MAGMA ASCENT AND EPIDOTE DISSOLUTION

The compositional diversity of igneous rocks reflects the variation in processes and sources involved in magma generation (Pitcher, 1979; Huppert and Sparks, 1988; Whitney, 1988; Patiño Douce, 1995; Brown, 2013; Scaillet et al., 2016; Cruden and Weinberg, 2018). Nevertheless, for decades, researchers have assumed that felsic magmas rose from deeper regions of the crust through diapirism essentially because the high viscosities assumed for these liquids seemingly precluded any form of rapid and channeled rise (Cruden and Weinberg, 2018), and also because of the broadly circular shape in map view of most granitic intrusions. However, field observations, experimental studies on the viscosity of magmatic liquids (Scaillet et al., 1996; Dingwell, 1999; Caricchi et al., 2007; Giordano et al., 2008) as well as theoretical considerations have demonstrated that felsic magmas can also quickly rise to different crustal levels through dikes, faults and shear zones (Clemens and Mawer, 1992; Petford et al., 1994, 2000; Oliveira et al., 2008; Cruden and Weinberg, 2018), in much the same way than more mafic magmas, such as basalts, do.

In this context, differences in physical properties and ascent rates between magmas may help to understand the textural differences observed in the epidotes of Archean granitoids of the CP. The millimetric dimension and euhedral character of the epidote grains suggest protracted periods of continuous granitic magma crystallization. Conversely, the textural evidence of corrosion and resorption indicates significant epidote dissolution during magma transport and crystallization in the crust due to changes in the physicochemical conditions (Pandit et al., 2014).

For the TT magma, with a generation pressure of 1500 MPa, a liquidus temperature estimated at $\sim 880^\circ\text{C}$, a low H_2O content ($\sim 2\%$) and a relatively high silica content (70% weight) markedly increase the viscosity, resulting in a magma rise rate of ~ 4600 m/year (Table 2). However, such transport rates only correspond to the initial stages of magma rise because during the process, the magma temperature may decrease, which will be reflected in the increase in the degree of crystallinity and viscosity, thereby decreasing the magmatic flow. In turn, sanukitoid magma, with an estimated generation pressure between 900 and 600 MPa and emplacement in a syntectonic regime linked to transcurrent shear zones (Santos and Oliveira,

2016; Silva et al., 2018; Nascimento, 2020), shows low viscosity ($10^{2.5}$ Pa s), reflecting its high temperatures (Fig. 5; Table 4) and relatively high H₂O content (7%, Table 3), with a relatively fast magma rise rate of ~4300 m/year. Moreover, sanukitoids have epidote crystals with a more preserved shapes and a dissolution time estimated at ~6 years (Table 2), whereas TT epidotes exhibit comparatively more intense corrosion and a shorter dissolution time (~4 years; Table 2). In contrast, TT magma transport is fastest compared to sanukitoid magmas analyzed in this study (Table 2). Therefore, for these two magmas, there is no clear correlation between estimated magma ascent rates and mineral dissolution time.

Finally, the magma viscosity calculated for the VJS indicates that near the liquidus temperature, the two monzogranitic magmas exhibit a similar viscosity (~ $10^{4.4}$ Pa s), which subtly diverges during crystallization (Fig. 5). As the temperature decreases, the viscosity of bt monzogranite becomes slightly higher than that of bt-hb monzogranite (Table 4, Fig.5), reflecting the higher magma water content of the latter, which is necessary to stabilize hornblende and capable of depolymerizing the magma, thus reducing its viscosity. Accordingly, bt-hb monzogranite exhibits an estimated partial epidote dissolution time of ~5 years, whereas bt monzogranite has a dissolution time of ~10 years, both with inferred ascent rates of ~7900 m/year (Table 2). In turn, the tonalitic magma has the lowest viscosity among the suite granitoids ($10^{3.5}$ Pa s; Table 3) and therefore the fastest ascent rate (~8200 m/year) and the lowest partial dissolution time of the epidote crystals (~3 years; Table 2).

It needs to be stressed that the ascent rates calculated above reflect not only the magma viscosity but also the conduit width. This can be appreciated through the following classical relationships which relates both parameters (Furbish, 1996):

$$w = \left(\frac{1}{3\eta} \right) * (\rho_c - \rho_l) g b^2$$

which gives the average rate of magma flow w (m s⁻¹) in a dyke of width b (m) where ρ_c is the density of host rocks (about 2700 kg m⁻³) and ρ_l the density of melt (about 2350 kg m⁻³), η the magma viscosity (Pa s), and g the gravitational acceleration (9.8 m²s⁻¹). Given that densities of both host rocks and melts are broadly similar, variations in w will mainly arise from those of η and b . A somewhat wider dike width for TT magma could thus explain its faster ascent rates relative to that of Sanukitoid, despite the latter having a lower viscosity than the former.

8.3 EPIDOTE AS A PETROLOGICAL INDICATOR OF MAGMA EMPLACEMENT IN THE ARCHEAN

Recent multidisciplinary studies involving high resolution geochronology and numerical simulations suggest that most plutons are formed through the accumulation of smaller bodies. Thus, plutons result from different pulses of magmatic activity. This factor and the magma composition, emplacement rates of individual pulses, cooling rate and emplacement geometry control the evolution of a pluton and its relationship with the tectonic environment (Annen, 2011; de Saint Blanquat et al., 2011; Zibra et al., 2014). To analyze magmatic transport, in addition to the distance travelled by the magma before solidifying, its restite content and the physical properties of the host rocks, the physical and chemical properties of the melt (T, P, $f\text{O}_2$, XH_2O) and the phases present in the system must also be considered (Brown, 1994).

In this context, the epidote kinetics elaborated by Brandon et al. (1996) can be useful in the research of emplacement mechanisms. Those authors have shown that the process of epidote crystal dissolution to be fast: at 700-800 °C, grains with sizes of 0.2-3 mm would only need 2 to 2,000 years to dissolve (Schmidt and Poli, 2004). Another aspect is the size of magmatic intrusions and the construction time of Archean plutons. To a first order, the cooling time (s) of a magma sill of x (m) thickness can be estimated by applying the following standard equation (e.g., Jaupart and Mareschal, 2010):

$$t = x^2 / D_{\text{heat}}$$

where (D_{heat}) is the heat diffusion ($10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$). A 100 m thick sill would fully crystallize in about 1000 years. This time interval is long enough to dissolve an epidote crystal ~1.2 mm (Brandon et al., 1996). Assuming this calculated value, the formation of an Archean pluton in the CP, with an estimated thickness of ~4 km, would require the juxtaposition of 100-m-thick sills fed by successive pulses and ~42,000 years of magmatic injection to form the pluton body. However, geologically, variable times can occur between intrusions, with shorter or longer periods depending fundamentally on the ability of the source to supply magma to the surface system. Altogether, the dissolution kinetics of the epidote, which formed grains of varying sizes in the CP, suggests that the mode of emplacement of Archean granitoid magmas was also dominated by a sequential process, i. e. incremental growth, similar to that inferred for their post-Archean counterparts, with crystallization of small individual bodies with an estimated thickness in the order of a hundred meters.

We note that in the case of the Ourilândia do Norte granitoids, Silva et al. (2018) suggested that such granitoids were formed through magma migration and accommodation of

several mantle- and crust-derived pulses in a short period, corroborating the above hypothesis of progressive magma amalgamation via small batches. Similarly, the VJS was likely generated by different magmatic pulses from different sources (Dall’Agnol et al., 2017; Silva et al., 2020; Sousa, 2019). In detail, the TT magma appears to have been emplaced at somewhat deeper crustal pressures (~500 MPa; Table 5) relative to the sanukitoids (~350 MPa; Table 5) and VJS (~400 MPa; Table 5) magmas. This would impart a comparatively slower crystallization rate and therefore a longer epidote reaction with the magmatic melt, allowing more intense corrosion of epidote crystals. In contrast, the shallower emplacement of the sanukitoid and Vila Jussara granitoid magmas allowed for a faster crystallization owing to slightly cooler host rocks. Accordingly, the process of epidote crystal dissolution was more quickly interrupted because their shielding was favored, resulting in crystals with less corrosion than those observed in the TT. We note also that experimental studies have demonstrated that high fO_2 enhances epidote stability (Schmidt and Poli, 2004), which may have been an additional controlling factor of the extent of epidote dissolution (more pronounced at low fO_2 relative to high fO_2 , everything else being equal). Overall, as discussed above, a fast magma rise combined with a more superficial emplacement and a fast crystallization promote epidote preservation.

Thus, in addition to providing a more accurate characterization of the nature of magmas, the analysis of physical properties, when combined with experimental studies, epidote dissolution kinetics (Table 2) and viscosity estimates (Table 4), help to understand the magma rise, emplacement and crystallization processes of the Archean plutons in the CP.

Table 5- Estimates* of intensive crystallization parameters of representative samples of Sapucaia tonalite-trondhjemite, Ourilândia do Norte sanukitoid and Vila Jussara Suite magmas

Lithology	Sapucaia TT ⁽¹⁾	Ourilândia do Norte Sanukitoid ⁽²⁾	Vila Jussara Suite ⁽³⁾		
Sample	MYF-19A	BRM-113B	PFR-16A	MDP-02A	MDP-02E
Generation Pressure (P MPa)	1500	600-900	800-	800-	800-
Emplacement P (MPa)	500	350	1000	1000	1000
Liquidus Temperature (T°C)	880	950	400	400	400
Solidus T (°C)	700	700	890	890	890
Saturation in Zr T (°C)	794	750	700	700	700
XH ₂ O (wt. %)	2	7	856	888	778
fO_2	NNO±0.5	NNO±0.5 and NNO±2.5	4	4	4
			FMQ±0.5	NNO±0.5	NNO±1

*Estimates based on (1) Clemens et al. (2006) and Santos et al. (2013b); (2) Oliveira et al. (2010) and Santos and Oliveira (2016); (3) Dall’Agnol et al. (2017); cf. text.

9 CONCLUSION

Magmatic epidote is commonly found in various Archean granitoids of the CP. By combining a detailed study of the textural aspects with the determination of magma physico-chemical properties, epidote dissolution kinetics and viscosity, we reached the following conclusions:

- (1) The epidote of the TT and VJS varieties has pistacite contents indicative of a magmatic origin, whereas that of the Ourilândia do Norte sanukitoid has a Ps content predominantly compatible with primary formation and to a lesser extent with formation through plagioclase and biotite alteration. In addition, the TiO_2 content (≤ 0.137 wt. %) in the epidote of these granitoids also indicates magmatic origin.
- (2) The kinetics showed that the epidote dissolution time of tonalite-trondhjemite was shorter (~4 years) than that of sanukitoid (~6 years). In turn, at the beginning of the magma rise, the TT magma transport speed was faster (~4600 m/years) than that of sanukitoid (~4300 m/years). Conversely, in the VJS, monzogranitic magmas exhibited epidote dissolution times of ~5 years for bt-hb monzogranite and ~10 years for bt monzogranite, even though the initial magma transport rates were similar (~7900 m/year and ~7906 m/year for bt-hb monzogranite and bt monzogranite, respectively). In turn, the VJS tonalitic magma had the shortest epidote dissolution time (~3 years) and the highest magma rise rate (~8210 m/year).
- (3) The viscosity of the CP Archean magmas increases from sanukitoid to the tonalitic variety of the VJS, followed by monzogranitic magmas of the same suite and peaks in tonalite-trondhjemite. These variations in viscosity, in the case of tonalite-trondhjemite and sanukitoid magmas, show no clear match with magma ascent rates, these magmas having similar ascent rates but different viscosities ($10^{5.3}$ and $10^{2.5}$ Pa s, respectively). This probably reflects variations in conduit width that may have modulated magma ascent rates. In contrast, in the VJS, the correlation between viscosity and magma rise rate seems more coherent. The monzogranitic magmas show similar viscosity values (~ $10^{4.4}$ Pa s) and very similar magma rise rates. They contrast with the tonalitic magma, which shows the fastest rise among all studied granitoids and a viscosity ($10^{3.5}$ Pa s) lower than that of the VJS magmas.
- (4) The sanukitoid and Vila Jussara granitoid magmas are emplaced closer to the surface and therefore tend to crystallize more rapidly than the TT magma, which displays epidote crystals more intensely corroded than those of the first two magmas.

- (5) The short epidote crystal dissolution time in the CP suggests that these Archean magmas were emplaced through a mechanism involving incremental stacking of sill-like bodies with a thickness of about a hundred meters, each cooling in approximately 1000 years. In such a view, approximately 42,000 years of magmatic feeding would have been required through several pulses to form ~ 4-km-thick plutonic bodies, assuming no time interval between each injection.
- (6) Magmatic epidote is generally considered to be a phase absent from granitoids of different Archean cratons worldwide (Schmidt and Poli, 2004), despite being relatively common in the CP. This study shows that magmatic epidote crystals can be preserved, albeit rarely, in Archean granitoids under fast magma rise and crystallization conditions.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank FF Silva and DC Oliveira for their help in the field surveys and the latter also for providing the sanukitoid samples from Ourilândia do Norte. We also thank technicians GT Marques and APP Corrêa for their assistance, respectively, with the electron microprobe and scanning electron microscopy analyses conducted at the Microanalysis Laboratory, Institute of Geosciences, Federal University of Pará; to the National Council for Scientific and Technological Development (*Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico* – CNPq) for grants to IRVC (Proc. 170656/2017-9) and RD (Proc. 306108/2014-3 and 304648-2019-1); to CAPES and UFPA for granting a scholarship for a Sandwich PhD Abroad (*Doutorado Sanduíche no Exterior*) to IRVC (Proc. CAPES-PDSE 88881.190063/2018-01). Bruno Scaillet acknowledges support from both LabEx VOLTAIRE (LABX-100-01) and EquipEx PLANEX (ANR-11-EQPX-0036) projects.

REFERENCES

- Almeida, J.A.C., Dall'Agnol, R., Leite, A.A.S., 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 42, 103-126.
- Almeida, J.A.C., Dall'Agnol, R., Oliveira, M.A., Macambira, M.J.B., Pimentel, M.M., Rämö, O.T., Guimarães, F.V., Leite, A.A.S., 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of the Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research* 187, 201-221.
- Almeida, J.A.C., Dall'Agnol, R., Rocha, M.C., 2017. Tonalite-trondhjemite and leucogranodiorite-granite suites from the Rio Maria Domain, Carajás Province, Brazil: implications for discrimination and origin of the Archean Na-granitoids. *The Canadian Mineralogist* 55 (3), 437-456.
- 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.
- Annen, C., 2011. Implications of incremental emplacement of magma bodies for magma differentiation, thermal aureole dimensions and plutonism-volcanism relationships. *Tectonophysics* 500, 3-10.
- 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.
- Belousova, E.A., Kostitsyn, Y.A., Griffin, W.L., Begg, G.C., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J., 2010. The growth of the continental crust: constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos* 119 (3-4), 457-466.
- Bédard, J.H., 2003. Evidence for regional-scale, pluton-driven, high-grade metamorphism in the Archaean Minto Block, northern Superior Province, Canada. *Journal of Geology* 111, 183-205.
- Bédard, J.H., 2017. 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.
- Brandon, A.D., Creaser, R.A., Chacko, T., 1996. Constraints on rates of granitic magma transport from epidote dissolution kinetics. *Science* 271, 1845-1848.
- Brasilino, R.G., Sial, A.N., Ferreira, V.P., Pimentel, M.M., 2011. Bulk rock and mineral chemistries and ascent rates of high-K calc-alkalic epidote-bearing magmas, Northeastern Brazil. *Lithos* 127, 441-454.
- Brown, M., 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Science Reviews* 36, 83-130.
- Brown, M., 2013. Granite: from genesis to emplacement. *Geological Society of America Bulletin* 125, 1079-1113.
- Brown, M., Solar, G.S., 1988. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *Journal of Structural Geology* 20, 1365-1393.

- 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 and Planetary Science Letters* 264, 402-419.
- Castro, A., 2013. Tonalite-granodiorite suites as cotectic systems: A review of experimental studies with applications to granitoid petrogenesis. *Earth Science Reviews* 124, 68-95.
- Clemens, J.D., Mawer, C.K., 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics* 204, 339-360.
- Clemens, J.D., Yearron, L.M., Stevens, G., 2006. Barberton (South Africa) TTG magmas: Geochemical and experimental constraints on source-rock petrology, pressure of formation and tectonic setting. *Precambrian Research* 151, 53-78.
- Condie, K.C., 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts. *Lithos* 80, 33-44.
- Costa, F.G., Santos, P.A., Serafim, I.C.C.O., Costa, I.S.L., Roopnarain, S., 2020. From Mesoarchean drips to modern-style tectonics in the Carajás Province, Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences* 104, 102817.
- Crawford, M.L., Hollister, L.S., 1982. Contrast of metamorphic and structural histories across the Work Channel lineament, Coast Plutonic Complex, British Columbia. *Journal of Geophysical Research* 87, 3849-3860.
- Cruden, A.R., 1998. On the emplacement of tabular granites. *Journal of the Geological Society London* 155, 853-862.
- Cruden, A.R., Weinberg, R.F., 2018. Mechanisms of Magma Transport and Storage in the Lower and Middle Crust-Magma Segregation, Ascent and Emplacement. In: Burchardt, S. (Ed). *Volcanic and igneous plumbing systems: Understanding magma transport, storage, and evolution in the earth's crust*. Elsevier book 2018, 13-53.
- Cunha, I.R.V., Dall'Agnol, R., Feio, G.R.L., 2016. Mineral chemistry and magnetic petrology of the Archean Planalto suite, Carajás province - Amazonian craton: implications for the evolution of ferroan Archean granites. *Journal of South American Earth Sciences* 67, 100-121.
- Dall'Agnol, R., Scaillet, B., Pichavant, M., 1999. An experimental study of a lower Proterozoic A-type granite from the eastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology* 40, 1673-1698.
- 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 Metallogenetic Province, eastern Amazonian craton. In: Dall'Agnol, R., Rosa- Costa, L.T., Klein, E.L. (Eds.), *Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Abstracts Volume and Field Trips Guide*. Belém, PRONEX-UFPa/SBG-NO, pp. 99-150.
- Dall'Agnol, R., Oliveira, D.C., Guimarães, F.V., Gabriel, E.O., Feio, G.R.L., Lamarão, C.N., Althoff, F.J., Santos, P.A., Teixeira, M.F.B., Silva, A.C., Rodrigues, D.S., Santos, M.J.P., Silva, C.R.P., Santos, R.D., Santos, P.J.L., 2013. *Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás e Implicações para a evolução arqueana da Província Carajás e Pará*. In: SBG, *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 13, Anais, Belém, CDrom (in Portuguese).

- 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.
- Dawes, R.L., Evans, B.W., 1991. Mineralogy and geothermometry of magmatic epidote bearing dikes, Front Range, Colorado. *Geological Society of America Bulletin* 103, 1017-1031.
- De Saint Blanquat, M., Horsman, E., Habert, G., Morgan, S., Vanderhaeghe, O., Law, R., Tikoff, B., 2011. Magmatic pulsing, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism. *Tectonophysics* 500, 20-33.
- Dhuime, B., Hawkesworth, C., Cawood, P., 2011. When continents formed. *Science* 331, 154-155.
- Dingwell, D.B., 1999. Granitic melt viscosities. In: Castro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J.L. (Eds.), *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. Special Publications, 168, Geological Society, London, 27-38.
- Drinkwater, J.L., Ford, A.B., Brew, D.A., 1991. Magnetic susceptibilities and iron content of plutonic rocks across the Coast Plutonic-Metamorphic Complex near Juneau, Alaska. In: *Geologic studies in Alaska by the U.S. Geological Survey*. Bradley DC, Dusel-Bacon C. (eds) U.S. Geological Survey Bulletin 2041, 125-139.
- Evans, B.W., Vance, J.A., 1987. Epidote phenocrysts in dacitic dikes, Boulder county, Colorado. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 96, 178-185.
- Feio, G.R.L., Dall'Agnol, R., Dantas, E., Macambira, M.J.B., Gomes, A.C.B., Sardinha, A.S., Santos, P., 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the Planalto granite suite and associated rocks: implications for the Neoarchean evolution of the Carajás Province. *Lithos* 151, 57-73.
- Feio, G.R.L., Dall'Agnol, R., Dantas, E.L., Macambira, M.J.B., Santos, J.O.S., Althoff, F.J., Soares, J.E.B., 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research* 227, 157-185.
- Furbish, D. J., 1996. Fluid physics in geology: An introduction to fluid motions on Earth's surface and within its crust. Oxford University Press.
- 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*. Belém 9 (3), 533-564 (in Portuguese).
- Gabriel, E.O., Oliveira, D.C., Santos, M.S., 2014. Sanukitoides mesoarqueanos de Água Azul do Norte, Sul do Domínio Carajás: Novos dados e perspectivas. SBG, Congresso Brasileiro de Geologia 47. CDrom, Anais, Salvador (in Portuguese).
- Gieré, R., Sorensen, S.S., 2004. Allanite and other REE-rich epidote-group minerals. *Reviews in Mineralogy e Geochemistry* 56, 431-494.
- Giordano, D., Russell, J.K., Dingwell, D.B., 2008. Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth and Planetary Science Letters* 271, 123-134.

- Guitreau, M., Blichert-Toft, J., Martin, H., Mojzsis, S.J., Albarède, F., 2012. Hafnium isotope evidence from Archean granitic rocks for deep-mantle origin of continental crust. *Earth and Planetary Science Letters* 337, 211-223.
- Hammarstrom, J.M., Zen, E., 1992. Petrological characteristics of magmatic epidote bearing granites of the western cordillera of America. Abstract. *Transactions Royal Society Edinburgh: Earth Sciences* 83, 490-491.
- Huppert, H.E., Sparks, R.S.J., 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology* 29, 599–624.
- Jaupart, C., Mareschal, J.C., 2010. Heat generation and transport in the Earth. Cambridge university press.
- Keane, S.D., Morrison, J., 1997. Distinguishing magmatic from subsolidus epidote: laser probe oxygen isotope compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 126, 265-274.
- Kisters, A.F.M., Anhaeusser, C.R., 1994. The structural significance of the Steynsdorp pluton and anticline within the tectonomagmatic framework of the Barberton Mountain Land, South Africa. *South African Journal of Geology* 98, 43-51.
- Kramers, J.D., Tolstikhin, I.N., 1997. Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust. *Chemical Geology* 139, 75-10.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68, 277-279.
- Laurent, O., Moyen, J.F., Martin, H., 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., 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 (in Portuguese).
- Leite-Santos, P.J., Oliveira, D.C., 2014. Trondhjemitos da área de Nova Canadá: novas ocorrências de associações magmáticas tipo TTG no Domínio Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*. Belém 9 (3), 635-659 (in Portuguese).
- Leite-Santos, P.J., Oliveira, D.C., 2016. Geologia, petrografia e geoquímica das associações leucograníticas arqueanas da área de Nova Canadá e Província Carajás. *Boletim IG-USP. Série Científica* 16 (2), 37-66 (in Portuguese).
- Liou, J.G., 1973. Synthesis and stability relations of epidote, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. *Journal of Petrology* 14, 381-413.
- Long, L.E., Ketcham, D.H., Fanning, C.M., Sial, A.N., 2019. The unregenerate São Rafael pluton, Borborema Province, Northeastern Brazil. *Lithos* 332-333, 192-206.
- Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; Síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*. Belém 7, 263-287 (in Portuguese).
- Machado, N., Lindenmayer, Z., Krogh, T.E., Lindenmayer, D., 1991. U/Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research* 49, 329-354.

- Marangoanha, B., Oliveira, D.C., Oliveira, V.E.S., Galarza, M.A., Lamarão, C.N., 2019. Neoarchean A-type granitoids from Carajás Province (Brazil): New insights from geochemistry, geochronology and microstructural analysis. *Precambrian Research* 324, 86-108.
- Martin, H., 1987. Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites, and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology* 28, 921-953.
- Martin, H., Smithies, R., Rapp, R.P., Moyen, J.F., Champion, D., 2005. An overview of adakite, TTG, and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79, 1-24.
- Moreto, C.P.N., Monteiro, L.V.L., Xavier, R.P., Amaral, W.S., Santos, T.J.S., Juliani, C., Souza Filho, C.R., 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) hot rocks of the iron oxide-Cu-Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U-Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita* 46, 789-811.
- Morrison, J., 2004. Stable and radiogenic isotope systematics in epidote group minerals. *Reviews in Mineral e Geochemistry* 56, 607-628.
- Moyen, J.F., Nédélec, A., Martin, H., Jayananda, M., 2003. Syntectonic granite emplacement at different structural levels: the Closepet Granite, South India. *Journal of Structural Geology* 25, 611-631.
- Moyen, J.F., Martin, H., 2012. Forty years of TTG research. *Lithos* 148, 312-336.
- Moyen, J.F., Laurent, O., 2018. Archaean tectonic systems: A view from igneous rocks. *Lithos* 302-303, 99-125.
- Nagar, R.P., Korakoppa, M.M., 2014. Magmatic epidote in the Neoarchaean granitoids of Srinivaspura area of Eastern Dharwar Craton and its significance on emplacement mechanism of granitoids. *Current Science* 107, 1321-1324.
- Naney, M.T., 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Mineralogist* 65, 639-653.
- Nascimento, A.C., 2020. Petrologia magnética e química mineral dos granitoides Mesoarqueanos de Ourilândia do Norte (PA)-Província Carajás. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará, Belém. p 113 (in Portuguese).
- 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, 146-160.
- Oliveira, M.A., Dall'Agnol, R., Scaillet, B., 2010. Petrological constraints on crystallization conditions of Mesoarchean Sanukitoid Rocks, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology* 51, 2121-2148.
- Oliveira, M.A., Dall'Agnol, R., Almeida, J.A.C., 2011. Petrology of the Mesoarchean Rio Maria and the discrimination of sanukitoid series. *Lithos* 137, 193-209.
- Oliveira, V.E.S., Oliveira, D.C., Marangoanha, B., 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.
- Palin, R.M., White, R.W., 2016. Emergence of blueschists on Earth linked to secular changes in oceanic crust composition. *Nature Geoscience* 9, 60-64.

- Pandit, D., Panigrahi, M.K., Moriyama, T., 2014. Constraints from magmatic and hydrothermal epidotes on crystallization of granitic magma and sulfide mineralization in Paleoproterozoic Malanjkhand Granitoid, Central India. *Chemie der Erde-Geochemistry* 74, 715-733.
- Patiño Douce, A.E., 1995. Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks. *Journal of Geophysical Research* 100, 15623-15639.
- 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*. Springer, Berlin, 1-40.
- Petford, N., Lister, J.R., Kerr, R.C., 1994. The ascent of felsic magmas in dykes. *Lithos* 32, 161-168.
- Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., Vigneresse, J-L., 2000. Dynamics of granitic magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature* 408, 669-673.
- Philpotts, A.R., Ague, J.J., 2009. *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Cambridge, UK. Cambridge University Press. 667p.
- Pidgeon, R., 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 granulite facies metamorphism and the source of the enderbite. *Chemical Geology* 166, 159-171.
- Pitcher, W.S., 1979. The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *Journal of the Geological Society London* 136, 627-662.
- 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 e Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais* 9 (3), 597-633 (in Portuguese).
- Santos, P.J.L., 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. Série Ciências Terra* 9, 635-659 (in Portuguese).
- Santos, M.N.S., Oliveira, D.C., 2016. Rio Maria granodiorite and associated rocks of Ourilandia do Norte-Carajás as province: Petrography, geochemistry and implications for sanukitoid petrogenesis. *Journal of South American Earth Sciences* 72, 279-301.
- Santos, J.O.S., 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Buzzi, L.A., et al. (Eds.), *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 169-226 (in Portuguese).
- Santos, R.D., Galarza, M.A., Oliveira, D.C., 2013. Geologia, geoquímica e geocronologia do Diopsídio-Norito Pium, Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências Terra* 8, 355-382 (in Portuguese).
- 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 (in Portuguese).
- 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 Province, northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 20, 327-339.

- Scaillet, B., Holtz, F., Pichavant, M., 1998. Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas 1. Volcanic-plutonic comparison. *Journal of Geophysical Research* 103 (27), 257-266.
- Scaillet, B., Holtz, F., Pichavant, M., 2016. Experimental constraints on the formation of silicic magmas. *Elements* 12, 109-114.
- Schmidt, M.W., 1993. Phase-relations and compositions in tonalite as a function of pressure-an experimental study at 650°C. *American Journal of Science* 293, 1011-1060.
- Schmidt, M.W., Poli, S., 2004. Magmatic epidote. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 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 Mineralogy* 81, 424-474.
- 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.
- 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 Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências Naturais* 9, 13-45 (in Portuguese).
- Silva, F.F., Oliveira, D.C., Dall'Agnol, R., Da Silva, L.R., Cunha, IRV., 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, 1-15.
- 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.
- Sizova, E., Gerya, T., Stüwe, K., Brown, M., 2015. Generation of felsic crust in the Archean: A geodynamic modeling perspective. *Precambrian Research* 271, 198-224.
- Smithies, R.H., Lu, Y., Johnson, T.E., Kirkland, C.L., Cassidy, K.F., Champion, D.C., Mole, D.R., Zibra, I., Gessner, K., Sapkota, J., Paoli, M.C. De Paoli, Poujol, M., 2019. No evidence for high-pressure melting of Earth's crust in the Archean. *Nature Communications* 10 (5559), 1-12.
- Sousa, L.A.M., 2019. Petrologia magnética dos granitoides neoarqueanos da Suíte Vila Jussara-Província Carajás, Cráton Amazônico. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará, Belém. p 144 (in Portuguese).
- Souza, Z.S., Potrel, H., Lafon, J.M., Althoff, F.J., Pimentel, M.M., Dall'Agnol, R., Oliveira, C.G., 2001. Nd, Pb and Sr isotopes of the Identidade Belt, an Archaean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the Archaean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research* 109, 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 constraints on the Archean evolution of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrain and the Carajás block. In: Symposium on Archean Terranes of South America Platform, Brasília, 1996, Extended Abstracts. SBG, 31-32.

- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust: its Composition and Evolution. Blackwell Scientific Publications, Oxford, p 312.
- 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 Carajás, PA: implicações petrogenéticas. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências Naturais 8, 291-323 (in Portuguese).
- Tulloch, A., 1979. Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. Contributions to Mineralogy and Petrology 69, 105-117.
- Vasquez, L.V., Rosa-Costa, L.R., Silva, C.G., Ricci, P.F., Barbosa, J.O., Klein, E.L., 2008. Geologia e recursos minerais do estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas e SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do estado do Pará, p. 328 (in Portuguese).
- Vyhnal, C.R., McSween Jr., H.Y., Speer, J.A., 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. American Mineralogist 76, 176-188.
- Williams, M.L., Jercinovic, M.J., Mahan, K.H., Dumond, G., 2017. Electron Microprobe Petrochronology. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 83, 153-182.
- Whitney, J.A., 1988. The origin of granite: The role and source of water in the evolution of granitic magmas. Geological Society of America Bulletin 100, 1886-1897.
- Winther, K.T., 1996. An experimentally based model for the origin of tonalitic and trondhjemitic melts. Chemical Geology 127, 43-59.
- Zen, E., 1985. Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North-America. Geology 13, 266-269.
- Zen, E., Hammarstrom, J.M., 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. Geology 12, 515-518.
- Zibra, I., Smithies, R.H., Wingate, M.T.D., Kirkland, C.L., 2014. Incremental pluton emplacement during inclined transpression, Tectonophysics 623, 100-122.

CAPÍTULO 3 TITANITE FROM ARCHEAN AND PALEOPROTEROZOIC GRANITES OF THE CARAJÁS PROVINCE, AMAZONIAN CRATON: COMPOSITIONAL VARIATIONS AND THEIR RELATIONSHIP WITH OXYGEN FUGACITY

Autores:

Ingrid Roberta Viana da Cunha

Roberto Dall'Agnol

Bruno Scaillet

Caio José Soares Mesquita

Arthur Santos da Silva Neri

Submetido em: Journal of South American Earth Sciences - Qualis CAPES A2.

This is an automated message.

TITANITA DE GRANITOS ARQUEIANOS E PALEOPROTEROZÓICOS DA PROVÍNCIA DE CARAJÁS, CRÁTON AMAZÔNICO: VARIAÇÕES DE COMPOSIÇÃO E SUA RELAÇÃO COM A FUGACIDADE DO OXIGÉNIO

Dear Dr Cunha,

We have received the above referenced manuscript you submitted to Journal of South American Earth Sciences. It has been assigned the following manuscript number: SAMES-D-23-00061.

To track the status of your manuscript, please log in as an author at <https://www.editorialmanager.com/sames/>, and navigate to the "Submissions Being Processed" folder.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,
Journal of South American Earth Sciences

More information and support

You will find information relevant for you as an author on Elsevier's Author Hub: <https://www.elsevier.com/authors>

Devido aos direitos autorais da *Journal of South American Earth Sciences*, a formatação, citações e referências bibliográficas do capítulo 3 seguem o padrão requerido pela revista.

TITANITE FROM ARCHEAN AND PALEOPROTEROZOIC GRANITES OF THE CARAJÁS PROVINCE, AMAZONIAN CRATON: COMPOSITIONAL VARIATIONS AND THEIR RELATIONSHIP WITH OXYGEN FUGACITY

Ingrid Roberta Viana da Cunha^{a,b}, Roberto Dall'Agnol^{a,b,c}, Bruno Scaillet^d, Caio José Soares Mesquita^{a,b}, Arthur Santos da Silva Neri^{a,b}.

a Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides, Instituto de Geociências (IG), Universidade Federal do Pará (UFPA), Rua Augusto Corrêa, 01, CEP 66075-110, Belém, PA, Brazil

b Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, IG-UFPA, Belém, PA, Brazil

c Instituto Tecnológico Vale, Belém, PA, Brazil

d Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, Université d'Orléans-CNRS-BRGM, 1A Rue de la Férollerie, 45071 Orléans Cedex 2, France

ABSTRACT

Chemomineralogical studies on titanite of reduced to oxidized Neoarchean granites of the Planalto and Vila Jussara suites and oxidized Paleoproterozoic rocks of the Jamon Suite of the Carajás Province in the Amazonian Craton, were performed via optical microscopy, scanning electron microscopy and electron microprobe, revealing remarkable textural and compositional variations in this mineral. The Fe/Al ratios of titanite are quite variable in the granites studied. Three groups of titanites were distinguished: 1) high Fe/Al ratio ($\text{Fe}/\text{Al} > 0.5$); 2) moderate Fe/Al ratio ($0.5 \leq \text{Fe}/\text{Al} \leq 0.25$); and 3) low Fe/Al ratio ($\text{Fe}/\text{Al} < 0.25$). The titanites of the granites of the Vila Jussara Suite show marked variations in the Fe/Al ratio and are distributed in all three groups, while those of the Planalto Suite are located only in the groups with moderate and low Fe/Al ratio. In turn, the titanites of the Jamon Suite granites show great uniformity and are marked by high Fe/Al ratios, except in the associated dikes that show variations for in-the moderate ratio group. A clear relationship was observed between the nature of the titanium-bearing minerals, textural and compositional variations in the titanite and oxygen fugacity. The granites of the Vila Jussara and Planalto suites formed under strongly reduced conditions exhibit a predominance of titanites involving ilmenites, with α -corona texture and irregular zoning. In these same suites, with a slight increase in oxygen fugacity for moderately reduced conditions, in addition to the corona texture, the titanites form isolated crystals that differ because they are subhedral and without marked zoning in the Vila Jussara Suite, while in the Planalto Suite, they are euhedral with regular oscillatory zoning. Neoarchean granites formed under oxidizing conditions occur only in the Vila Jussara suite and in its oxidized ferroan variety, titanite appears as isolated subhedral crystals or in the form of fine-grained aggregates, while in the magnesian varieties, it forms subhedral to anhedral crystals, rarely fractured and may locally exhibit a corona texture involving magnetite. The titanites of the granites of the Jamon Suite, formed under oxidizing conditions, exhibit a textural aspect similar to that observed in the magnesian varieties of the Vila Jussara Suite. In general, there is a clear decrease in the Fe/Al ratio from the center to the edge of the crystals, although the zones are not regular. The titanites of the Archean magnesian granites and Paleoproterozoic ferroan granites formed under oxidizing conditions exhibit predominantly high Fe/Al ratios and correspond perfectly to the pattern generally observed in magmatic titanites. On the other hand, the reduced to moderately reduced varieties of Archean granites have moderate to low Fe/Al ratios in titanite, even in euhedral titanites with regular oscillatory zoning. This textural aspect indicates that the titanite present there is also of magmatic origin and not metamorphic or hydrothermal. A geobarometer of Al in titanite was tested, which was more coherent for granites formed under oxidizing conditions, providing pressures of ~300 MPa in the titanites of

the magnesian varieties of Vila Jussara and in the oxidized ferroan Jamon granite. However, the pressures obtained using this geobarometer were inconsistent in the titanites of the Neoarchean granites formed under reduced conditions. In general, the data obtained corroborate the trend of a greater stability of titanite under oxidizing conditions, close to the nickel-nickel oxide buffer, but the occurrence of magmatic titanite in reduced varieties of the Vila Jussara and Planalto suites confirms that it is possible its crystallization under conditions close to the fayalite-magnetite-quartz buffer.

Keywords: titanite, titanite geobarometer, oxygen fugacity, Neoarchean, Paleoproterozoic, Carajás Province.

1. INTRODUCTION

Titanite (CaTiSiO_5) commonly occurs in igneous rocks as an accessory mineral. It exhibits a characteristic sphenoidal shape and is the dominant titanium mineral in many intermediate to acidic plutonic rocks (Deer et al., 2013). Titanite is usually more abundant in rocks formed under oxidizing conditions ($f\text{O}_2$ near the nickel-nickel oxide -NNO - buffer); however, in iron-rich rocks, it can also crystallize in reduced $f\text{O}_2$ near the fayalite-magnetite-quartz (FMQ) buffer (Frost et al., 2000). In addition, titanite is common in metamorphosed igneous rocks (Kohn, 2017). Because it is sensitive to changes in $f\text{O}_2$, titanite is considered a marker capable of monitoring the temperature, pressure and chemical composition of magmatic sources (Mcleod et al., 2011). Therefore, titanite has recently been used as an important indicator in petrochronological studies because its textures and compositional variations help in the interpretation of complex magmatic evolution (Kohn, 2017).

During the Neoarchean, granitoid magmatism (~2.75-2.73 Ga) occurred in the north-central portion of the Carajás Province (CP), represented by the Igarapé Gelado Granite (Barbosa, 2004), Estrela Complex (Barros et al., 2001, 2009, 2009), Serra do Rabo granite (Sardinha et al., 2006), Vila União granites (Marangoanha et al., 2019), Planalto Suite (Cunha et al., 2016; Feio et al., 2012a, 2013) and Vila Jussara Suite (Dall'Agnol et al., 2017; Silva et al., 2020; Sousa et al., 2022). Among these granites, with metaluminous to weakly peraluminous character and geochemical affinity with A-type granites, those from the Planalto and Vila Jussara suites were selected for the present study. The first consists only of ferroan granites, according to the classification of Frost et al. (2001), while the second presents strong variations of $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO}_t)$ ratios in the whole rock, ranging from ferroan to magnesian, according to the same classification. In addition, marked Paleoproterozoic magmatism occurs in the CP, which is represented in its southern portion by the Jamon Suite (1.88-1.86 Ga; Dall'Agnol et al., 1999a, b; Teixeira et al., 2018; Teixeira et al., 2019), composed predominantly of amphibole-biotite monzogranites to syenogranites associated with rhyolitic

and dacitic dikes. Regarding the $f\text{O}_2$ conditions, the Jamon Suite differs from the Planalto and Vila Jussara suites in that its crystallization occurred exclusively under oxidizing conditions. Geochemically, the Jamon Suite is formed by A-type metaluminous to moderately peraluminous granites, with high FeO/MgO ratios, classified as oxidized ferroan granites (Dall'Agnol et al., 1999a, 2005; Dall'Agnol and Oliveira, 2007).

Both the Planalto and Vila Jussara suites, as well as the Jamon Suite, have titanite as an important accessory mineral constituent, but they differ in intensive crystallization parameters, mainly with respect to the oxygen fugacity and the emplacement geological setting, which is synkinematic and with expressive deformation in the case of the Neoarchean suites and anorogenic and without significant deformation in the case of the Paleoproterozoic granites. Therefore, this study aims to define the chemical, textural and mineralogical characteristics of the titanites present in these suites, which were formed under different conditions of oxygen fugacity, to investigate how this parameter influences the compositional variations of titanite and to evaluate the applicability of classifications of titanite based on its composition (e.g., Kowallis et al., 2022), as well as the applicability of a titanite-based geobarometer presented in the literature (Erdmann et al., 2019).

2. GEOLOGICAL CONTEXT AND CHARACTERIZATION OF THE STUDY SUITES

The CP, located in the southeastern portion of the Amazonian Craton, is the main Archean domain of this craton (Fig. 1a). Over the past few decades, several proposals for tectonic subdivision have been presented for this province (Althoff et al., 2000; Dall'Agnol et al., 2006; Souza et al., 1996; Vasquez et al., 2008). More recently, Dall'Agnol et al. (2013) proposed a new tectonic subdivision, dividing the CP from south to north into the Rio Maria, Sapucaia and Canaã dos Carajás domains and the Carajás Basin (Fig. 1b). The Rio Maria Domain (Fig. 1b, d), located in the southern portion of the CP, houses the Paleoproterozoic A-type granites of the Jamon Suite (~1.88 Ga; Dall'Agnol et al., 1999, 2005; Teixeira et al., 2018, 2019), which are intrusive in Mesoarchean units, represented by *greenstone belts* (3.0 to 2.90 Ga; Macambira and Lafon, 1995; Souza et al., 2001) and diversified granites, including tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) associations, sanukitoids, leucogranodiorites and potassium granites (2.98 Ga to 2.86 Ga: Oliveira et al., 2009, 2011; Almeida et al., 2011; Almeida et al., 2013; Santos and Oliveira, 2014). The Sapucaia Domain (Figs. 1b, c; ~2.95 to 2.73 Ga) is also formed by Mesoarchean *greenstone belts* and granitoids similar to the Rio Maria Domain (Santos et al., 2013; Teixeira et al., 2013; Gabriel and Oliveira, 2014; Leite-Santos and Oliveira,

2014; Silva et al., 2014; Santos and Oliveira, 2016). However, the Sapucaia Domain was intensely deformed during the Neoarchean and intruded by the granitoids of the Vila Jussara Suite (Dall'Agnol et al., 2017). In the Canaã dos Carajás area, belonging to the homonymous domain (Fig. 1b, c), Feio et al. (2013) distinguished four main magmatic events, three of Mesoarchean age and one of Neoarchean age. In the Mesoarchean events, diversified granitoids were generated with ages ranging from 3.05 Ga to 2.83 Ga. The Neoarchean event, dated at 2.75 to 2.73 Ga, it occurred the formation of the Planalto (Feio et al., 2012, 2013) and Pedra Branca (Silva et al., 2020) suites, as well as the charnockitic rocks of the Pium Complex (Santos et al., 2013).

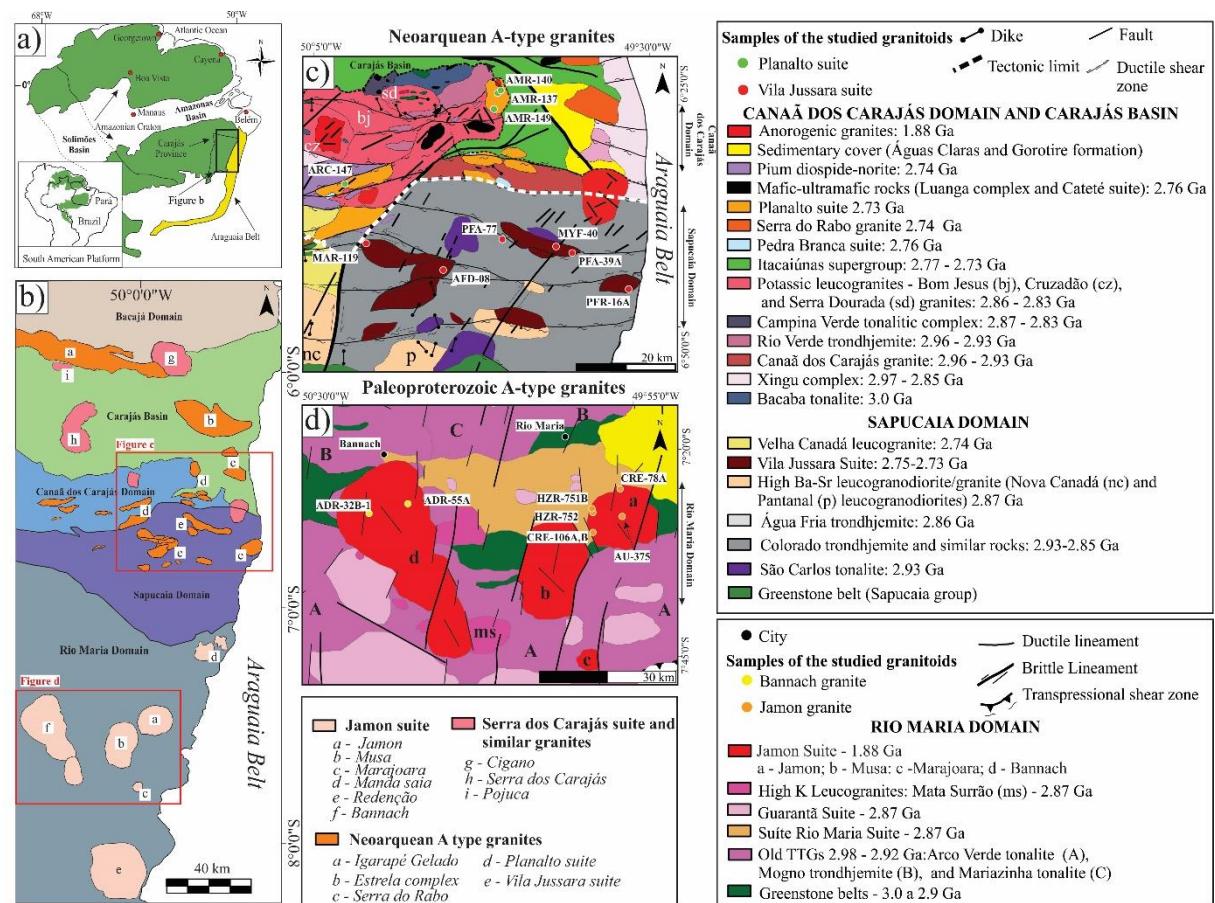


Figure 1- (a) Location of the Carajás Province in the Amazonian Craton; (b) Simplified geological map of the CP showing the division of the Rio Maria, Sapucaia, Canaã dos Carajás and Carajás Basin domains. The rectangles correspond approximately to the areas detailed in panels c and d; (c) Geological map of the Canaã dos Carajás and Sapucaia domains, with the location of the studied samples from the Planalto Suite (in the Canaã dos Carajás Domain) and Vila Jussara Suite (in the Sapucaia Domain); (d) Geological map of the Jamon Suite in the Rio Maria Domain, with the location of the Jamon Granite samples studied, in letter a, and Bannach, in letter f.

The Planalto and Vila Jussara Neoarchean suites (Fig. 1c) were formed by various granitoids that have geochemical affinity with A-type granites. They occur as elongated syntectonic stocks oriented in the WNW–ESE to E–W directions, consisting of intensely

foliated rocks that were affected by shear zones (Feio et al., 2013, 2012; Dall’Agnol et al., 2017; Silva et al., 2020). They have petrographic and mineralogical similarities, in addition to very similar crystallization conditions in terms of pressure, temperature and H₂O content; however, they are different in terms of the oxygen fugacity parameter (Cunha et al., 2016; Dall’Agnol et al., 2017; Sousa et al., 2022). The Planalto Suite (Fig. 1c) was formed by ferroan granites (FeO_t/FeO_t+MgO>0.8) and is divided into two groups (Cunha et al., 2016): the former presents only ilmenite as Fe-Ti oxide, a low magnetic susceptibility and a reduced *f*O₂, with crystallization below the fayalite-magnetite-quartz (FMQ) buffer. The second group presents magnetite and ilmenite as Fe-Ti oxides, moderate magnetic susceptibility and crystallization under moderately reduced conditions between FMQ and FMQ+0.5. In turn, the Vila Jussara Suite (Fig. 1c) presents a more complex evolution, being formed by at least three magmatic pulses, two of monzogranitic composition (biotite-hornblende monzogranite, BHMzG, and biotite, monzogranite, BMzG), and a tonalitic one (biotite-hornblende tonalite, BHTnl), and there is also a fourth petrographic variety, hornblende-biotite granodiorite (HBGd), of hybrid origin (Silva et al., 2020; Sousa et al., 2022). The varieties of the Vila Jussara Suite were formed under different oxygen fugacity conditions (Dall’Agnol et al., 2017; Sousa, 2019; Silva et al., 2020; Sousa et al., 2022). BHMzG always exhibits ferroan characteristics (FeO_t/(FeO_t+MgO)>0.80), and crystallized under reduced to moderately reduced conditions with *f*O₂ ranging from <FMQ to FMQ+0.5, similar to those observed in the Planalto Suite, however, unlike this one, it presents a variety generated in moderately oxidizing conditions (between NNO-0.5 and NNO; oxidized BHMzG). The varieties BHTnl, BMzG and HBGd are classified as magnesian (FeO_t/(FeO_t+MgO)<0.80) and were crystallized under oxidizing conditions, with *f*O₂ from ranging NNO-0.5 to NNO+1 (Sousa, 2019; Sousa et al., 2022).

The Jamon Suite is of Paleoproterozoic age (~1.88 Ga; Dall’Agnol et al., 1999, 2005; Teixeira et al., 2018, 2019; the U–Pb ages of the zircon and titanite obtained in some bodies of the suite are coincident within the error limits, which proves the magmatic nature of the titanite; cf. Machado et al., 1991; Teixeira et al., 2018) and is composed of six anorogenic granitic plutons (Fig. 1b, d): Marajoara (Santos et al., 2018), Jamon (Dall’Agnol et al., 1999a; Dall’Agnol et al., 1999b), Musa (Dall’Agnol et al., 1999a; Gastal, 1987), Manda Saia (Leite, 2001), Bannach (Almeida et al., 2006, 2007; Huhn et al., 1988; Mesquita et al., 2018) and Redenção (Barbosa et al., 1995; Montalvão et al., 1982; Oliveira et al., 2009, 2010). These plutons were emplaced at shallow crustal levels (Dall’Agnol et al., 2005; Dall’Agnol et al., 1999a; Dall’Agnol et al., 1999b; Dall’Agnol and Oliveira, 2007) and are composed

predominantly of monzogranites, with subordinate syenogranites (Almeida et al., 2006, 2007; Dall'Agnol et al., 2005; Dall'Agnol et al., 1999a; Gastal, 1987; Mesquita et al., 2018) that crystallized under oxidizing conditions ($\text{NNO} \pm 0.5$; Dall'Agnol et al., 1997; Dall'Agnol et al., 1999a; Mesquita et al., 2018), fall within the granites of the magnetite series of Ishihara (1977), and were classified as oxidized ferroan granites (Dall'Agnol and Oliveira, 2007). Mesquita et al. (2018), considering the mineralogical compositions (amphibole and biotite) and assemblages of Fe-Ti oxide minerals, estimated the oxygen fugacity during the magmatic evolution of the Bannach Granite and suggested a $f\text{O}_2$ between NNO-0.5 and NNO, slightly lower than that of the Jamon Granite ($\text{NNO} + 0.5$; Dall'Agnol et al., 1997; Dall'Agnol et al., 1999a; Dall'Agnol and Oliveira, 2007).

3. RESULTS

3.1 MINERAL CHEMISTRY

The titanites from the Planalto and Vila Jussara suites, as well as the Bannach Granite, were analyzed in a JEOL JXA-8230 electron microprobe (EPMA) with five wavelength dispersive spectrometers and one energy dispersive X-ray spectrometer at the Laboratory of Microanalysis of the Institute of Geosciences of the Federal University of Pará. The analytical procedure was performed on carbon coated polished thin sections, under the following operating conditions: acceleration column voltage of 15 kV; current of 20 nA; beam diameter of 5 μm ; analysis time of 40 seconds for Y, Na, K, Mn, Ti, Ce, and La and 20 seconds for Si, Mg, Al, Ca, and Fe. The crystals used for the analyses were LIF for Fe, Mn and Ti; PETJ for Ca and K; TAP for Si, Al, Mg, Na, and Y; and LIFH for Ce and La. The standards used for calibration were wollastonite (SiO_2 and CaO), rutile (TiO_2), sodalite (Al_2O_3), specularite (FeO), diopside (MgO), rhodonite (MnO), sodalite (Na_2O), orthoclase (K_2O), yttrium (Y_2O_3), cerium oxide (Ce_2O_3) and lanthanum oxide (La_2O_3). The titanites of the Jamon Granite were analyzed at the Microanalysis Laboratory of the University of Nancy, France, and the analytical conditions are described in Dall'Agnol et al. (1999b).

The microprobe analyses were preceded by detailed petrographic studies using reflected and transmitted light optical microscopy, followed by observations using a scanning electron microscope, used to better understand the zoning and textural variations, as well as to select crystals for microprobe analysis. The set of titanite analyses performed includes 239 analyses in samples from the Vila Jussara Suite (Tables 1 and 2), 256 analyses in those from the Planalto Suite (Table 3) and 54 in samples from the Jamon Suite (39 in the Jamon Granite,

Table 4; and 15 in the Bannach Granite, Table 5), totaling 549 analyses. Representative analyses of the titanites of the different suites are shown in Tables 1 to 5.

3.2 COMPOSITIONAL VARIATIONS IN THE STUDY OF TITANITES

Natural titanite involves a solid solution with three end members, CaTiSiO_5 , $\text{CaAlSiO}_4(\text{OH})$ and $\text{CaAlSiO}_4(\text{F})$ (Frost et al., 2000) with Fe and Al substitutions in the titanite structure, in addition to Ti by Al exchanges, offset by the replacement of oxygen by F (cf. Nakada, 1991; Kohn, 2017). Nakada (1991) observed that titanites from igneous plutonic rocks exhibited Fe/Al ratios varying between 1 and 0.5, while those from volcanic rocks had ratios of approximately 1, and those from metamorphic rocks had ratios lower than 0.5. Kowallis et al. (2022), based on the organization and interpretation of a large database of chemical analyses of titanites and textural studies representative of different types of igneous and metamorphic rocks, also highlighted the relevance of the Fe/Al ratio obtained in the structural formulas of titanite to evaluate the origin and better understand the evolution of this mineral. They concluded, similar to Nakada (1991), that igneous titanites generally exhibit Fe/Al ratios close to 1 and almost always >0.5 , while titanites present in metamorphic rocks most commonly exhibit Fe/Al ratios <0.5 . Despite emphasizing this general rule, Kowallis et al. (2022) discussed several examples where such trends are not followed.

The titanites of the suites of Carajás Province, when considered together, show marked variations in the Fe/Al ratios (Tables 1 to 5), but these ratios vary less in the titanites of the Jamon (Tables 4 and 5) and Planalto (Table 3) suites. The largest variation was observed in titanites from the Vila Jussara Suite (Tables 1 and 2). Altogether, these Fe/Al ratios, with rare exceptions, are less than 1 and reach values less than 0.1. To avoid any bias in the interpretation of the possible origin of the titanites of these suites, it was decided to divide the titanites into three large groups, in part aligned with the limits defined by Nakada (1991) and Kowallis et al. (2022): titanites with high Fe/Al ratios ($\text{Fe}/\text{Al} > 0.5$); moderate ratios ($0.5 \geq \text{Fe}/\text{Al} \geq 0.25$); and low Fe/Al ratios ($\text{Fe}/\text{Al} < 0.25$). In the backscattered electron images that illustrate the titanites of the different rock varieties and their textural variations, zones with high (red), moderate (pink), and low (green) Fe/Al ratios are distinguished. In addition to the behavior of Fe and Al in the titanites, the variations in F and Ti were considered, as they are important elements in their structure (Frost et al., 2000).

As previously mentioned, the titanites from the Vila Jussara Suite exhibit the most marked variations in the Fe/Al ratios among those studied, occurring in the three groups, but with sharp contrasts in the distribution of their different varieties reflecting variations in the

fugacity of oxygen. Thus, among the reduced ferroan varieties of this suite (Fig. 2a), the PRF-16A sample, formed under strongly reduced oxygen fugacity ($f\text{O}_2$) conditions (below FMQ; Sousa et al., 2022), exhibits moderate ($0.5 \geq \text{Fe}/\text{Al} \geq 0.25$) to low ($\text{Fe}/\text{Al} < 0.25$) ratios, with no high ($\text{Fe}/\text{Al} \geq 0.5$) ratios. On the other hand, sample PFA-77A, representative of granites crystallized in moderately reduced $f\text{O}_2$ (FMQ to FMQ+0.5; Sousa et al., 2022), presents titanites with a predominance of moderate ratios and, to a lesser extent, low ratios (Fig. 2a), with few high ratios that are always slightly greater than 0.50. In turn, in the oxidized ferroan variety of the Vila Jussara Suite, crystallized under comparatively more oxidizing conditions (NNO-0.5; Sousa et al., 2022), the PFA-39 sample exhibits dominance of zones with moderate Fe/Al ratios (Fig. 3d), in contrast with the AMP-47A sample, which shows Fe/Al ratios ranging from high to moderate but close to 0.50. Finally, samples AFD-08 and MYF-40, representative of the magnesian varieties of the Vila Jussara Suite (Fig. 2), crystallized under oxidizing conditions (NNO to NNO+1; Sousa et al., 2022) and have titanites with mostly high Fe/Al ratios and locally moderate Fe/Al ratios (Fig. 4).

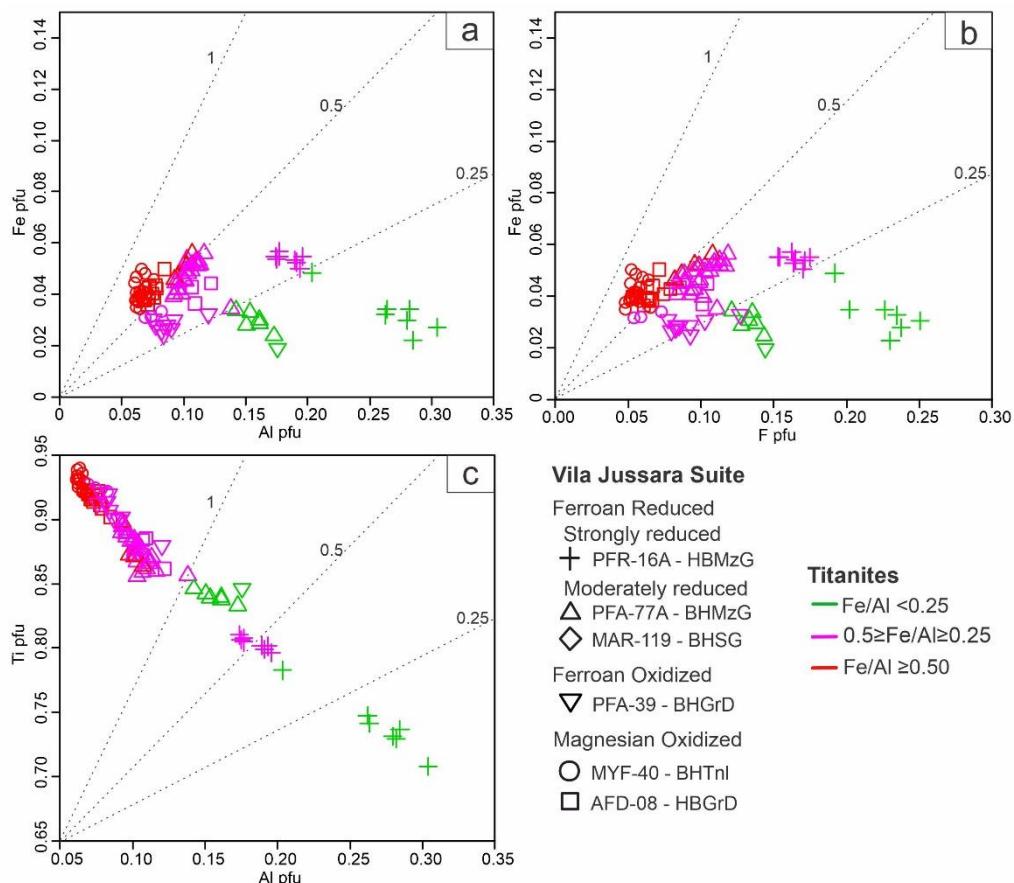


Figure 2- Diagrams showing the correlation between the major elements in the titanites of the Vila Jussara suite: a) Al versus Fe, b) F versus Fe, and c) Al versus Ti. The colors represent the variation in the Fe/Al ratio of the titanites: high ($\text{Fe}/\text{Al} > 0.5$; in red), moderate ($0.5 \geq \text{Fe}/\text{Al} \geq 0.25$; in purple) and low ($\text{Fe}/\text{Al} < 0.25$; in green).

Table 1- Representative electron microprobe analyses of Archean titanite of the reduced ferroan variety of the Vila Jussara suite.

Samples	REDUCED FERROAN												
	PFR-16A	PFR-16A	PFR-16A	PFR-16A	PFR-16A	PFA-77A							
Analysis	C3-1.2	C3-1.3	C3-1.5	C3-1.7	C3-1.12	C1-1.2	C1-1.3	C1-1.11	C1-1.12	C3-1.1	C3-1.7	C3-1.9	C3-1.14
SiO ₂	31.638	31.471	30.947	31.012	31.813	30.921	30.992	30.802	31.189	30.732	30.780	31.545	30.716
TiO ₂	28.249	29.603	31.962	31.952	29.718	34.975	34.433	35.518	33.589	34.364	34.741	33.923	35.925
Al ₂ O ₃	7.740	6.713	4.470	4.922	7.331	2.597	3.549	2.355	4.448	2.648	2.890	4.174	2.382
Fe ₂ O ₃	1.105	1.388	2.261	2.013	0.917	2.103	1.399	1.586	0.981	2.164	2.078	1.185	1.857
MnO	0.102	0.122	0.110	0.136	0.059	0.095	0.073	0.087	0.047	0.113	0.108	0.065	0.122
MgO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	27.406	27.321	26.544	26.954	27.547	27.311	27.551	27.203	27.867	26.577	26.887	27.529	26.772
Na ₂ O	0.013	0.032	0.053	0.036	0.008	0.015	0.013	0.057	0.003	0.025	0.010	0.007	0.026
F	2.245	1.908	1.513	1.599	2.201	0.900	1.049	0.952	1.365	1.046	1.014	1.319	0.770
Total	98.498	98.558	97.860	98.624	134.283	98.917	99.059	98.560	99.489	97.669	98.508	99.747	98.570
Number of cations on the basis of 5 oxygens													
Si	1.05	1.05	1.04	1.03	1.05	1.023	1.023	1.025	1.027	1.02	1.02	1.03	1.02
Ti	0.71	0.74	0.81	0.80	0.74	0.870	0.855	0.889	0.832	0.85	0.87	0.84	0.90
Al	0.30	0.26	0.18	0.19	0.28	0.101	0.138	0.092	0.173	0.10	0.11	0.16	0.09
Fe ⁺³	0.03	0.03	0.06	0.05	0.02	0.052	0.035	0.040	0.024	0.05	0.05	0.03	0.05
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.003	0.002	0.002	0.001	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.98	0.97	0.95	0.96	0.97	0.968	0.975	0.970	0.984	0.94	0.96	0.97	0.95
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.001	0.001	0.004	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.24	0.20	0.16	0.17	0.23	0.095	0.110	0.101	0.143	0.11	0.11	0.14	0.08
Fe/Al	0.09	0.13	0.32	0.26	0.08	0.52	0.25	0.43	0.14	0.52	0.46	0.18	0.50
P (MPa)	846	741	513	559	804	323	420	298	511	328	353	483	301

*P(MPa) calculated on the basis of the barometer proposed by Erdmann et al. (2019).

Table 2- Representative electron microprobe analyses of Archean titanite of the oxidized ferroan and magnesian varieties of the Vila Jussara suite.

Samples	OXIDIZED FERROAN								MAGNESIAN						
	PFA-39	PFA-39	PFA-39	PFA-39	AFD-08	AFD-08	AFD-08	AFD-08	AFD-08	MYF-40	MYF-40	MYF-40	MYF-40	MYF-40	
Analysis	C1-1.2	C1-1.3	C3-1.3	C3-1.5	C3-1.6	C1-2.5	C1-2.11	C1-2.12	C1-2.13	C1-2.14	C1-1.1	C1-1.9	C1-1.11	C1-2.3	C1-2.8
SiO ₂	31.041	31.043	31.154	31.117	31.191	30.442	30.944	30.992	30.799	30.740	30.658	30.483	30.574	30.391	30.468
TiO ₂	36.642	37.027	36.637	37.378	36.046	36.588	35.663	34.530	37.202	36.320	37.607	36.379	37.082	36.493	37.182
Al ₂ O ₃	2.410	1.974	2.358	2.158	3.150	1.765	2.818	3.130	1.969	2.014	1.694	1.787	2.130	1.940	1.573
Fe ₂ O ₃	1.238	1.256	1.108	1.085	1.347	1.526	1.484	1.788	1.584	1.707	1.577	1.705	1.358	1.833	1.783
MnO	0.125	0.123	0.111	0.093	0.065	0.111	0.063	0.115	0.145	0.135	0.146	0.093	0.144	0.183	0.117
MgO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	27.987	27.917	28.270	28.353	28.420	26.912	27.399	27.273	26.961	26.878	26.614	26.241	27.190	26.246	26.724
Na ₂ O	0.048	0.017	0.026	0.019	0.017	0.000	0.018	0.017	0.024	0.024	0.023	0.017	0.005	0.009	0.013
F	0.982	0.737	0.792	0.764	1.224	0.617	0.957	0.984	0.596	0.741	0.487	0.533	0.688	0.596	0.480
Total	100.473	100.094	100.456	100.967	101.460	97.961	99.346	98.829	99.280	98.559	98.806	97.238	99.171	97.691	98.340
Number of cations on the basis of 5 oxygens															
Si	1.01	1.02	1.02	1.01	1.01	1.02	1.02	1.03	1.01	1.02	1.01	1.02	1.01	1.02	1.01
Ti	0.90	0.91	0.90	0.91	0.88	0.92	0.88	0.86	0.92	0.91	0.93	0.92	0.92	0.92	0.93
Al	0.09	0.08	0.09	0.08	0.12	0.07	0.11	0.12	0.08	0.08	0.07	0.07	0.08	0.08	0.06
Fe ⁺³	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.04
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	0.01	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	0.98	0.98	0.99	0.99	0.99	0.96	0.97	0.97	0.95	0.96	0.94	0.94	0.96	0.94	0.95
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
F	0.10	0.08	0.08	0.08	0.13	0.07	0.10	0.10	0.06	0.08	0.05	0.06	0.07	0.06	0.05
Fe/Al	0.33	0.41	0.30	0.32	0.27	0.55	0.34	0.36	0.51	0.54	0.59	0.61	0.41	0.60	0.72
P (MPa)	304	260	299	278	379	238	345	377	259	264	231	241	276	256	219

*P(MPa) calculated on the basis of the barometer proposed by Erdmann et al. (2019).

When correlating the F versus Fe content in the titanites of the Vila Jussara Suite (Fig. 2b), a pattern similar to that observed in the Al versus Fe diagram was observed, with a slight decrease in Fe parallel to the marked increase in fluorine. This reflects the fact that the introduction of F into the structure of titanite is generally associated with the replacement of Ti by Al. The F content in the titanites increases markedly from the varieties of granites formed under oxidizing conditions to the reduced ones. The Al versus Ti diagram (Fig. 2c) shows a strong negative correlation between Al and Ti, which confirms the relevance of replacing Ti with Al in the structure of titanite. The Ti contents generally decrease from oxidized to reduced granites.

The study of the compositional variations in titanite is associated with the observation of the textural features of its crystals, with emphasis on zoning. Titanite exhibits a strong propensity to develop sector zoning, which is manifested by variations in composition controlled by crystallographic features. Sector zoning is attributed to differences in the chemical partition between distinct crystalline faces and is commonly preserved because the crystal growth rate is faster than intracrystalline diffusion (Kohn, 2017, and references therein). The zoning is commonly marked in the titanite crystals of the granites studied, having been identified in the observations of backscattered electron images from scanning electron microscopy (SEM). The compositional variations and the images presented here of the different zones of the crystals were obtained using an electron microprobe, which made it possible to relate the various zones with the three groups of titanites distinguished based on the Fe/Al ratios. Figs. 3, 4, 6 and 8 shows the textural variations in the titanite crystals and establish relationships between the crystal zones and the groups with high, moderate and low Fe/Al ratios.

In the strongly reduced ferroan variety of the Vila Jussara Suite (sample PRF-16A; Fig. 3a), the titanite typically occurs in the form of coronas around the ilmenite, with a moderate Fe/Al ratio in the inner zones and a low Fe/Al ratio at the edges (Fig. 3a; Table 1). In turn, the moderately reduced variety of titanites (sample PFA-77; Figs. 3b, c) exhibit subhedral fractured crystals, with dominance of moderate Fe/Al ratios in the main zones with variations to low ratios at the edges or to high ratios (maximum of 0.52; Table 1) in dispersed points near the center. In general, the titanites of the strongly and moderately reduced granites of the Vila Jussara Suite show irregular zoning (Figs. 3a, b, c), with central portions usually showing lighter to intermediate tones and edges exhibiting darker tones, coincident with the titanites with low Fe/Al ratios.

Table 3- Representative electron microprobe analyses of Archean titanite of the strongly reduced and moderately groups of the Planalto suite.

Sampl es	STRONGLY REDUCED							MODERATELY REDUCED							
	AMR- 149	AMR- 149	AMR- 149	AMR- 149	ARC- 147	ARC- 147	ARC- 147	AMR- 137	AMR- 137	AMR- 137	AMR- 137	AMR- 140	AMR- 140	AMR- 140	
Analys is	C1-1.1	C1-1.17	C1-1.22	C1-1.28	C1-1.1	C1-1.7	1.15	C2-1.27	C2-1.12	C2-1.28	C3-1.2	C3-1.3	C3-1.4	C3-1.9	C3-1.12
SiO ₂	31.013	30.854	31.245	30.823	30.957	30.581	31.119	30.625	31.605	30.993	39.724	31.041	31.227	31.679	31.087
TiO ₂	32.241	33.430	29.432	34.413	32.908	34.377	30.345	32.585	28.532	31.465	25.664	31.646	30.231	28.242	31.565
Al ₂ O ₃	4.942	3.423	7.108	3.339	4.410	3.191	6.174	4.282	7.920	4.643	6.277	5.106	6.253	8.139	4.982
Fe ₂ O ₃	1.457	1.961	0.905	1.546	1.511	2.174	1.317	2.049	0.759	2.437	1.728	2.140	1.544	1.041	2.150
MnO	0.089	0.039	0.105	0.115	0.101	0.132	0.054	0.123	0.072	0.070	0.080	0.127	0.078	0.097	0.113
MgO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
CaO	27.070	27.089	27.494	26.630	27.080	26.754	27.554	26.866	28.022	26.972	24.312	27.139	27.793	28.109	27.217
Na ₂ O	0.066	0.034	0.015	0.045	0.031	0.050	0.025	0.046	0.019	0.031	0.005	0.037	0.012	0.011	0.049
F	1.546	1.086	1.965	1.088	1.301	1.108	1.816	1.368	2.256	1.538	1.741	1.841	1.910	2.392	1.603
Total	98.424	97.916	98.269	97.999	98.299	98.367	98.404	97.944	99.185	98.149	99.531	99.078	99.048	99.710	98.766
Number of cations on the basis of 5 oxygens															
Si	1.03	1.03	1.04	1.03	1.03	1.02	1.04	1.03	1.05	1.04	1.26	1.03	1.04	1.04	1.03
Ti	0.81	0.84	0.74	0.86	0.82	0.86	0.76	0.82	0.71	0.79	0.61	0.79	0.76	0.70	0.79
Al	0.19	0.14	0.28	0.13	0.17	0.13	0.24	0.17	0.31	0.18	0.24	0.20	0.24	0.32	0.20
Fe ⁺³	0.04	0.05	0.02	0.04	0.04	0.05	0.03	0.05	0.02	0.06	0.04	0.05	0.04	0.03	0.05
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	0.97	0.97	0.98	0.95	0.97	0.96	0.98	0.97	0.99	0.97	0.83	0.97	0.99	0.99	0.97
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
F	0.16	0.12	0.21	0.12	0.14	0.12	0.19	0.15	0.24	0.16	0.18	0.19	0.20	0.25	0.17
Fe/Al	0.19	0.37	0.08	0.30	0.22	0.43	0.14	0.31	0.06	0.34	0.18	0.27	0.16	0.08	0.28
P (MPa)	561	407	782	398	507	383	687	494	864	531	697	578	695	886	565

*P(MPa) calculated on the basis of the barometer proposed by Erdmann et al. (2019).

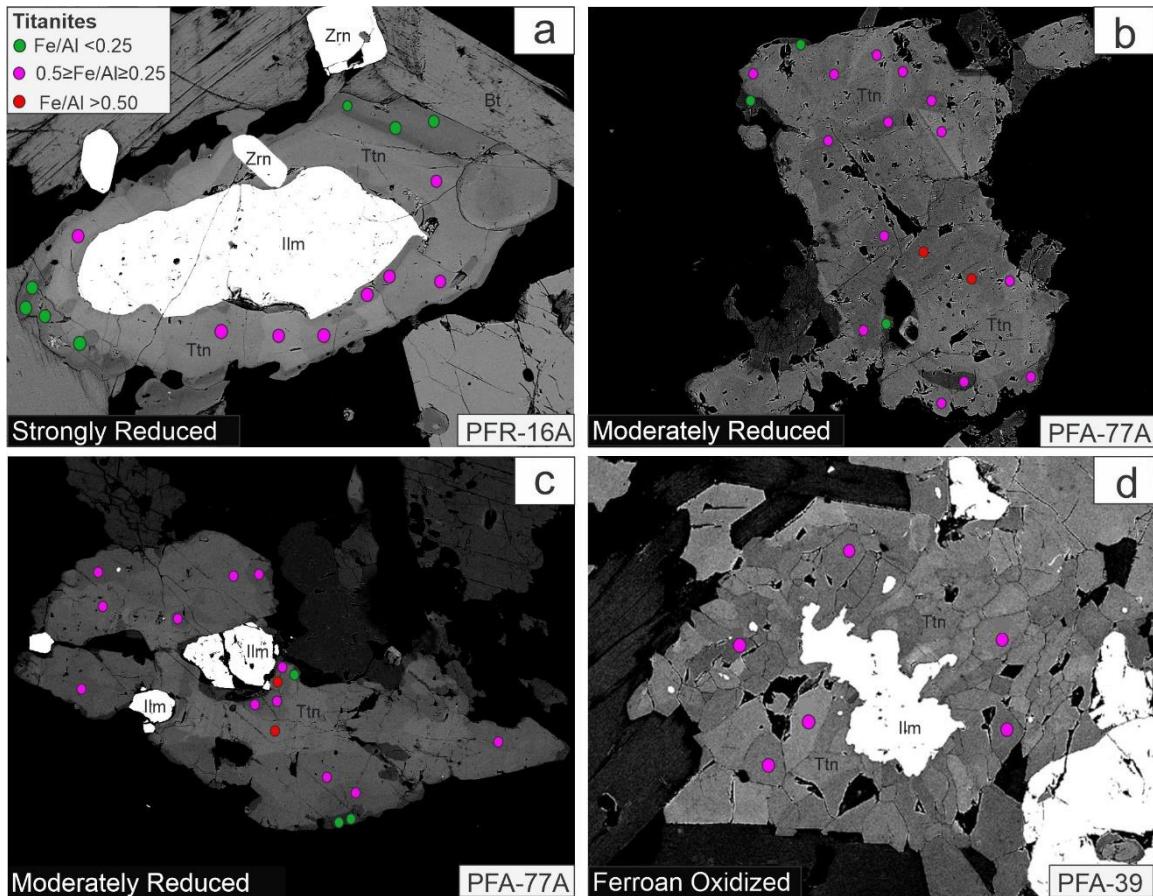


Figure 3- Backscattered electrons images (EPMA) showing the textural relationships of the reduced ferroan (Figs. 3a, b, c) and oxidized ferroan (Fig. 3d) of the Vila Jussara Suite, correlated with the proposed Fe/Al ratios: (a) Titanite exhibiting a corona texture, surrounding ilmenite, and in direct contact with biotite. The Fe/Al ratios identified are moderate ($0.5 \geq \text{Fe/Al} \geq 0.25$; in purple) and low ($\text{Fe/Al} < 0.25$; in green). (b) Subhedral to anhedral titanite, with little evident zoning between the central portion and edges of the crystal. The central portion exhibits different shades of gray and high ($\text{Fe/Al} > 0.5$; in red) to moderate Fe/Al ratios ($0.5 \geq \text{Fe/Al} \geq 0.25$; in purple), while at the edges, there is a dark gray tone and it presents a low Fe/Al ratio ($\text{Fe/Al} < 0.25$; in green). (c) Subhedral to euhedral titanite in association with ilmenite, exhibiting a zoning pattern similar to that in Fig. 3b. (d) Titanite with a textural appearance in multiple grains, associated with opaque minerals and with moderate Fe/Al ratio ($0.5 \geq \text{Fe/Al} \geq 0.25$; in purple) Abbreviations according to Kretz (1983).

In the oxidized ferroan variety of the Vila Jussara Suite (samples PFA-39 and AMP-47; Fig. 3d), the titanites show marked textural variations. Several crystals show moderate Fe/Al ratios (Fig. 3d; Table 2) and the presence of subgrains, which mask the zoning. Some subhedral grains exhibit incipient zoning and moderate to high Fe/Al ratios (observations limited to SEM in the case of the AMP-47 sample). Finally, in the more strongly oxidized varieties of this suite (samples of magnesian granites; AFD-08 and MYF-40; Fig. 4), the titanite crystals are subhedral to anhedral and exhibit moderate to low fracturing and irregular zoning, with the main zones presenting high Fe/Al ratios, while the thin edges of a darker shade have moderate ratios (Figs. 4a, b). In addition, in this variety, titanite was observed to form a coronitic texture

Table 4- Representative electron microprobe analyses of Paleoproterozoic titanites of the Jamon granite.

TITANITES OF THE JAMON GRANITE																	
Facies	HBMzG				BMcG				BMzG				Porphyry granite			Porphyry dacite	
Sample	CRE 78A	CRE 78A	CRE 78A	HZR 752	HZR 752	HZR 751B	AU 375	AU 375	AU 375	CRE 106A	CRE 106A	CRE 106A	CRE 106B	CRE 106B	CRE 106B		
Analysis	41	42	45	50	51	89	90	94	95	96	27	28	32	36	39		
SiO ₂	29.365	29.906	30.627	28.936	30.406	30.125	30.557	27.755	30.597	28.702	30.051	30.519	30.204	30.632	30.349		
TiO ₂	35.401	36.330	35.737	33.429	33.008	32.258	32.734	29.404	31.125	29.157	30.812	28.652	29.596	29.954	36.003		
Al ₂ O ₃	2.313	1.713	2.007	2.401	2.606	3.036	3.061	3.162	3.792	3.370	2.618	5.333	4.152	5.437	1.847		
Fe ₂ O ₃	2.830	1.678	2.122	2.436	3.207	3.022	2.662	4.805	2.972	5.320	3.175	3.178	3.367	2.208	1.811		
MnO	0.253	0.052	0.133	0.255	0.210	0.131	0.309	0.338	0.238	0.285	0.248	0.070	0.205	0.021	0.000		
MgO	0.074	0.040	0.000	0.061	0.111	0.110	0.090	0.122	0.092	0.146	0.109	0.196	0.228	0.126	0.030		
CaO	27.746	28.684	28.525	28.338	28.344	26.976	28.095	20.736	27.768	21.719	27.669	28.498	27.652	29.600	29.058		
Na ₂ O	0.022	0.015	0.001	0.061	0.027	0.000	0.030	0.012	0.067	0.151	0.014	0.000	0.013	0.000	0.000		
F	0.647	0.646	0.710	0.854	0.852	0.915	1.154	0.930	1.379	0.848	1.006	1.872	1.513	1.642	0.443		
Total	98.651	99.064	99.862	96.772	98.770	96.573	98.692	87.264	98.028	89.697	95.701	100.612	96.930	101.912	99.541		
Number of cations on the basis of 5 oxygens																	
Si	0.99	1.00	1.02	1.00	1.03	1.03	1.03	1.05	1.04	1.06	1.05	1.04	1.04	1.02	1.01		
Ti	0.90	0.91	0.89	0.87	0.84	0.83	0.83	0.84	0.80	0.81	0.81	0.73	0.77	0.75	0.90		
Al	0.09	0.07	0.08	0.10	0.10	0.12	0.12	0.14	0.15	0.15	0.11	0.21	0.17	0.21	0.07		
Fe ⁺³	0.07	0.04	0.05	0.06	0.08	0.08	0.07	0.14	0.08	0.15	0.08	0.08	0.09	0.06	0.05		
Mn	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00		
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00		
Ca	1.00	1.03	1.01	1.05	1.02	0.99	1.01	0.84	1.01	0.86	1.03	1.04	1.02	1.06	1.03		
Na	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		
F	0.07	0.07	0.07	0.09	0.09	0.10	0.12	0.11	0.15	0.10	0.11	0.20	0.17	0.17	0.05		
Fe/Al	0.78	0.63	0.68	0.65	0.79	0.64	0.56	0.97	0.50	1.01	0.77	0.38	0.52	0.26	0.63		
P (MPa)	294	233	263	303	324	368	370	381	444	402	325	601	481	612	247		

*P(MPa) calculated on the basis of the barometer proposed by Erdmann et al. (2019). Abbreviation: HBMzG – Hornblende-Biotite Monzogranite; BMcG – Biotite Microgranite; BMzG – Biotite Monzogranite.

Table 5- Representative electron microprobe analyses of Paleoproterozoic titanites of the Bannach granite.

Sample	BANNACH GRANITE														
	ADR-55A							ADR-32B1							
Analysis	C1-1.1	C1-1.2	C1-1.3	C1-1.4	C1-1.5	C1-1.6	C1-1.7	C2-1.1	C2-1.2	C2-1.3	C2-1.4	C2-1.5	C2-1.6	C2-1.7	C2-1.8
SiO ₂	30.430	30.510	30.520	30.350	30.350	30.430	30.470	30.790	30.020	29.970	29.940	30.090	29.650	29.540	30.020
TiO ₂	31.160	30.890	30.980	30.770	30.830	30.940	31.110	28.340	29.410	29.480	29.050	29.470	29.600	29.430	29.060
Al ₂ O ₃	4.060	4.300	4.180	3.980	3.980	4.210	3.950	4.860	4.330	4.400	4.510	4.490	3.860	4.070	4.140
Fe ₂ O ₃	4.038	3.828	3.767	3.730	3.915	3.569	3.989	4.668	4.656	4.211	4.545	4.421	4.742	5.298	4.915
MnO	0.210	0.160	0.160	0.170	0.200	0.160	0.170	0.200	0.210	0.200	0.210	0.210	0.200	0.170	0.200
MgO	0.120	0.150	0.130	0.130	0.140	0.120	0.170	0.370	0.330	0.280	0.340	0.300	0.270	0.330	0.320
CaO	26.380	26.700	26.880	26.260	26.250	27.160	26.980	24.140	24.950	25.460	25.190	25.250	24.210	23.740	24.750
Na ₂ O	0.060	0.030	0.050	0.060	0.050	0.050	0.080	0.400	0.080	0.080	0.060	0.080	0.120	0.130	0.100
K ₂ O	0.034	0.028	0.027	0.019	0.022	0.011	0.049	0.041	0.035	0.008	0.030	0.021	0.041	0.040	0.021
F	1.359	1.592	1.578	1.328	1.357	1.588	1.323	1.364	1.567	1.477	1.691	1.470	1.088	1.279	1.362
Total	97.851	98.188	98.272	96.797	97.094	98.238	98.291	95.173	95.588	95.566	95.566	95.802	93.781	94.027	94.888
Number of cations on the basis of 5 oxygens															
Si	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.03	1.03	1.07	1.05	1.04	1.05	1.05	1.05	1.05	1.05
Ti	0.80	0.79	0.79	0.79	0.79	0.79	0.79	0.74	0.77	0.77	0.76	0.77	0.79	0.78	0.77
Al	0.16	0.17	0.17	0.16	0.16	0.17	0.16	0.20	0.18	0.18	0.19	0.18	0.16	0.17	0.17
Fe ⁺³	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09	0.11	0.11	0.10	0.11	0.10	0.11	0.13	0.12
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
Ca	0.96	0.97	0.98	0.97	0.96	0.99	0.98	0.90	0.93	0.95	0.94	0.94	0.92	0.90	0.93
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
K	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	0.15	0.17	0.17	0.14	0.15	0.17	0.14	0.15	0.17	0.16	0.19	0.16	0.12	0.14	0.15
Fe/Al	0.57	0.51	0.52	0.54	0.57	0.49	0.58	0.55	0.62	0.55	0.58	0.57	0.71	0.75	0.69
P (MPa)	472	496	484	464	464	487	461	553	499	506	517	515	451	473	480

*P(MPa) calculated on the basis of the barometer proposed by Erdmann et al. (2019).

(Fig. 4c); however, unlike the reduced ferroan variety of titanite with a similar textural appearance (Fig. 3a), in this case, the titanite exhibits exclusively a high Fe/Al ratio, in addition to involving magnetite rather than ilmenite.

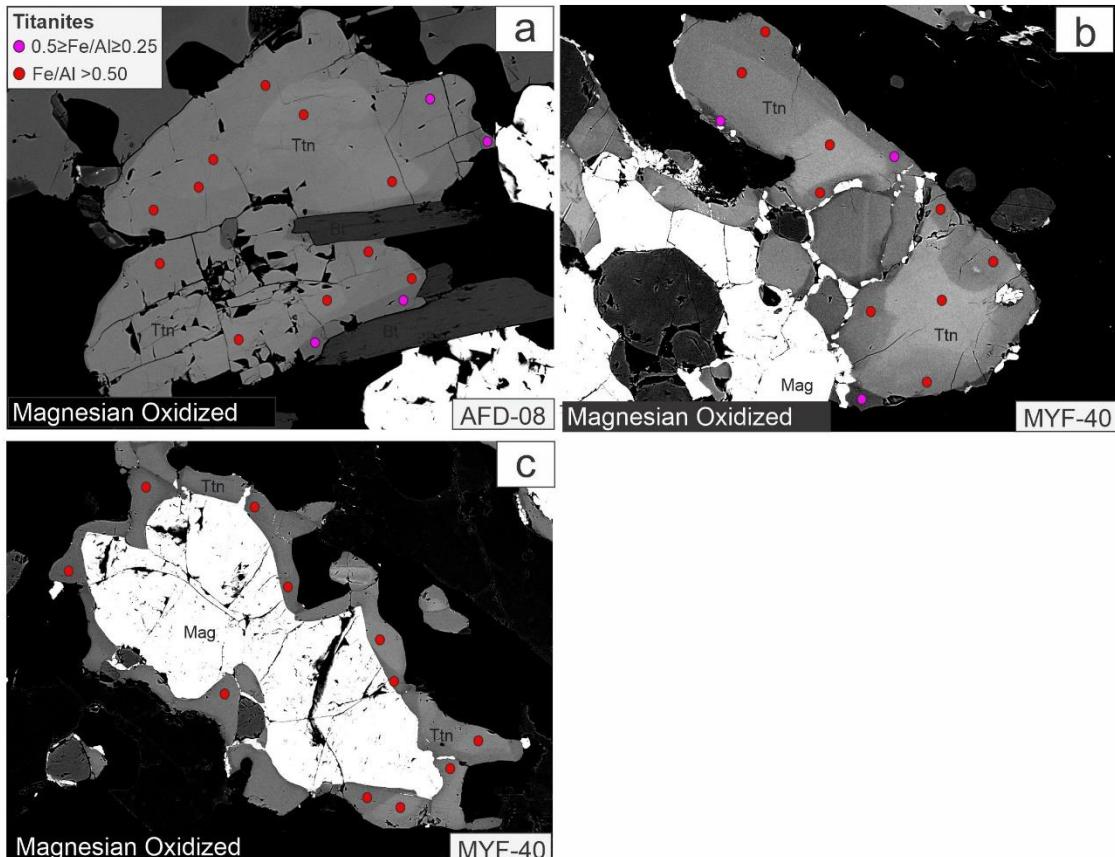


Figure 4- Backscattered electrons images (in EPMA) showing the textural relationships of titanites of the magnesian variety of the Vila Jussara Suite: (a) Anhedral titanites in direct contact with the biotite, exhibiting an intermediate degree of fracturing and with more pronounced zoning between center, with a predominance of high Fe/Al ratio ($\text{Fe}/\text{Al} > 0.5$; in red) and punctually at the edges, moderate Fe/Al ratio ($0.5 \geq \text{Fe}/\text{Al} \geq 0.25$; in purple); (b) Anhedral to subhedral titanite with a textural appearance similar to that described in Fig. 4a, but in association with magnetite; (c) Corona-textured titanite involving magnetite, showing a consistently high Fe/Al ratio ($\text{Fe}/\text{Al} > 0.5$; in red). Abbreviations according to Kretz (1983).

In the Planalto Suite, the Fe/Al ratios of titanite range from moderate to low, both in the strongly reduced variety (Fe/Al ratios between 0.08 and 0.43) and in the moderately reduced variety (0.22 to 0.34) and, unlike in the Vila Jussara Suite, it does not present titanites with high ratios (Fig. 5a; Table 3). The compositional intervals are very close and largely overlap with those observed for the equivalent Vila Jussara Suite varieties. The moderately reduced variety (samples AMR-137A and AMR-140) exhibited a higher proportion of low ratios compared to moderate ratios. The F behavior in the titanite of these varieties follows a pattern (Fig. 5b) similar to that described in the Vila Jussara Suite. In general, the titanites of the moderately

reduced variety of the Planalto Suite are more enriched in Al and F than those of the strongly reduced variety, with the opposite pattern for Ti, which decreases from the strongly reduced to the moderately reduced variety (Fig. 5c). In addition, negative correlations among Al-Fe, F-Fe, and Ti-Al are observed for the set of samples.

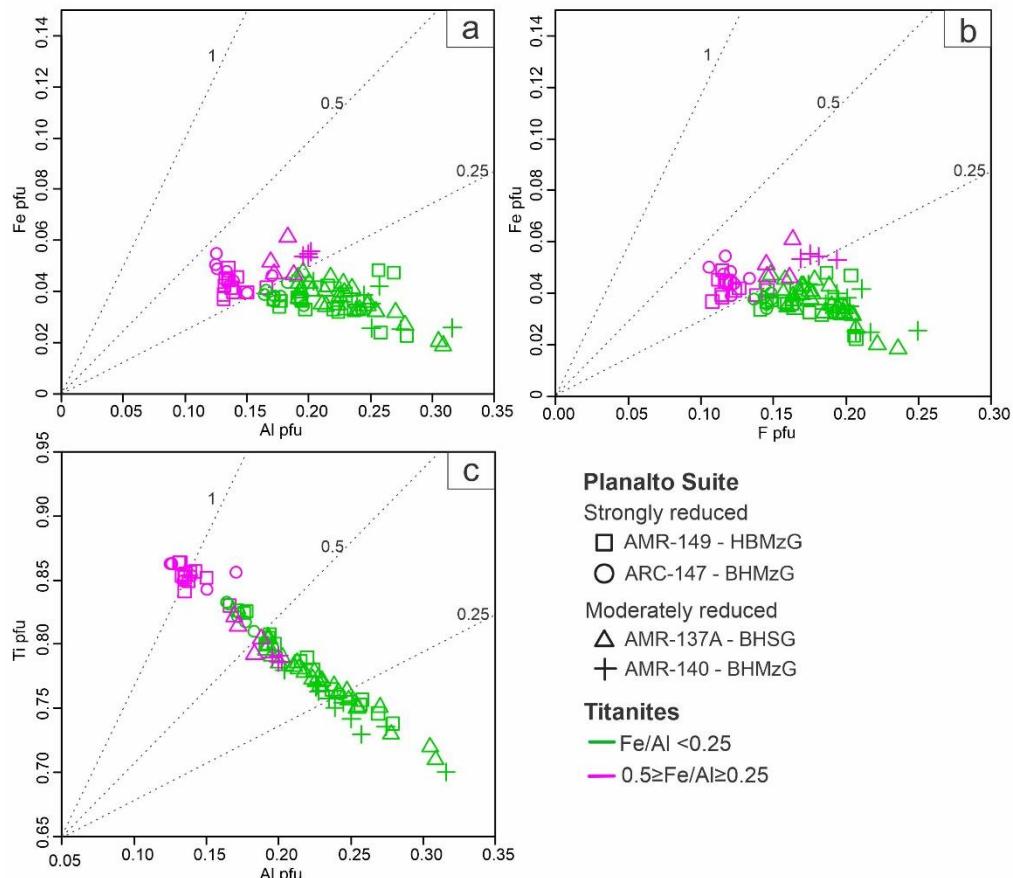


Figure 5- Diagrams showing the correlation between the major elements in the Planalto suite titanites: a) Al versus Fe; b) F versus Fe; Al versus Ti.

Titanite of the strongly reduced variety of the Planalto Suite (samples AMR-149 and ARC-147) is presented as strongly fractured, subhedral crystals, that show very irregular zoning with moderate Fe/Al ratios dominating in the lighter shade central portions and low ratios, clearly concentrating at the darker tone edges (Figs. 6a, b). In addition, there are locally, remnants of partially replaced ilmenite crystals, surrounded by titanite (Fig. 6b; cf. Kowallis et al., 2022, Figs. 9 and 10). The titanites of the moderately reduced group of the Planalto Suite (samples AMR-137A and AMR-140) strongly differ in textural aspect from the titanites of the strongly reduced group. In the moderately reduced variety, the titanite crystals are euhedral with low to medium fracturing and well-defined oscillatory zoning with the zones conforming to the faces (Fig. 6c) or being marked by irregular zones (Fig. 8d). In the strongly reduced variety, the moderate Fe/Al ratios are concentrated preferably in the innermost zones of the

crystals and the low ratios are concentrated at their edges (Figs. 6a, b), while in the moderately reduced variety, there is no clearly defined distribution pattern and there are crystals with only low ratios in the different zones (Figs. 6c, d).

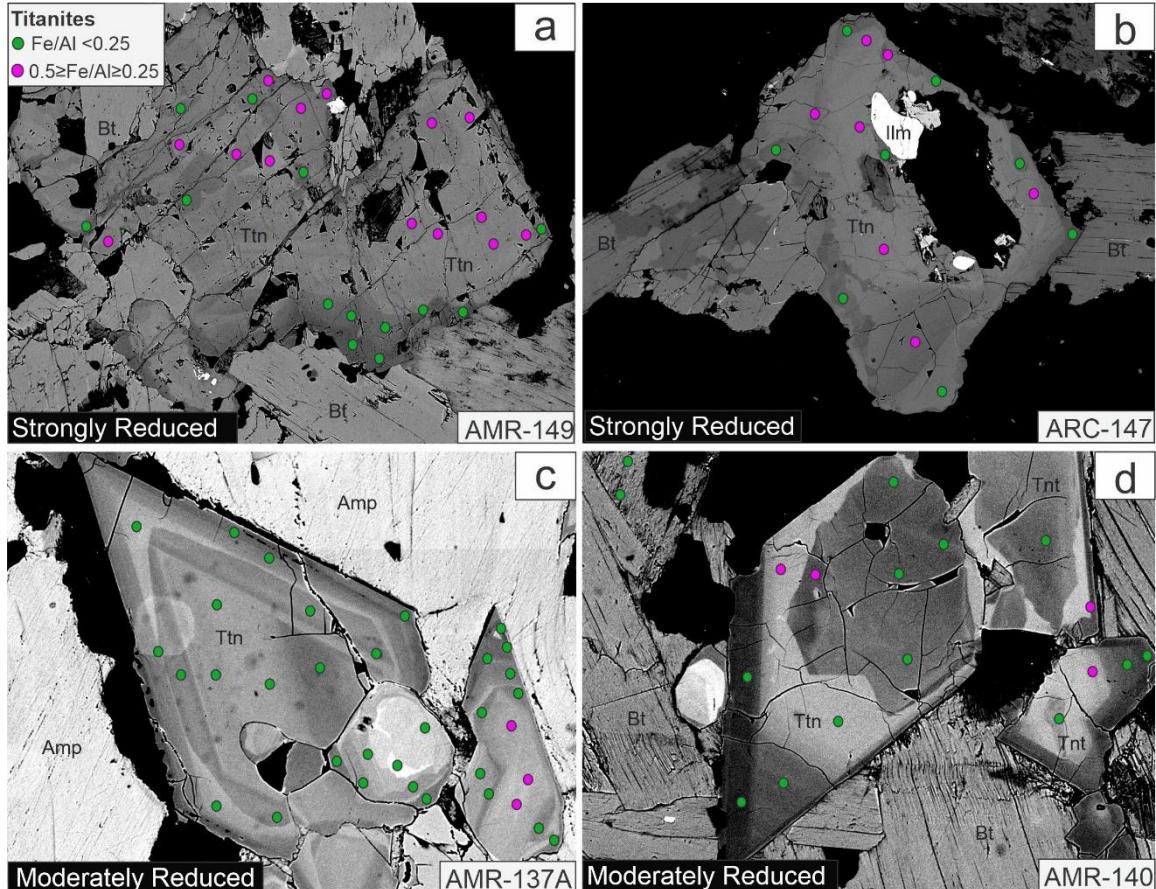


Figure 6- Backscattered electron images (in EPMA) showing the textural relationships of strongly reduced (6a and 6b) and moderately reduced (6c and 6d) varieties of the Planalto Suite: (a) Subhedral to euhedral titanites in direct contact with biotite, exhibiting a high degree of fracturing and low contrast between center and edge. The moderate ($0.5 \geq \text{Fe/Al} \geq 0.25$; in purple) and low ($\text{Fe/Al} < 0.25$; in green) Fe/Al ratios do not exhibit a clear pattern. b) Anhedral titanite, probably associated with the consumption of ilmenite for its formation. It presents direct contact with the biotite and an irregular zoning pattern, ranging from moderate (purple) to low (green) Fe/Al ratio. (c) Euhedral titanite in direct contact with amphibole, exhibiting regular cyclic zoning, starting from the center to the edge of the crystal, with Fe/Al ratios varying between low (in green) and moderate (in purple). (d) Euhedral titanite, exhibiting direct contact with biotite and a zoning pattern and Fe/Al ratio similar to those described in Fig. 6c. Abbreviations according to Kretz (1983).

In contrast to the titanites of the Neoarchean granites of the CP, the titanites of the oxidized ferroan Paleoproterozoic Jamon Suite granites exhibit high Fe/Al ratios (0.50 to 1.01; Fig. 7a; Tables 4 and 5), but Bannach Granite titanites are more enriched in Fe and Al, with the opposite trend for Ti. In turn, the titanites from the dikes associated with the Jamon Granite (samples CRE-106A and CRE-106B) exhibit high to moderate Fe/Al ratios, with a single analysis showing a low Fe/Al ratio (Fig. 7a). These titanites with moderate to low Fe/Al ratios are relatively enriched in Al and depleted in Ti compared to the other analyzed titanites from

the Jamon Suite (Fig. 7a). The F versus Fe diagram (Fig. 7b) maintains a strong analogy with what is observed in the Al versus Fe diagram. In the Al versus Ti diagram (Fig. 7c), as in the Neoarchean granites, there is a strong negative correlation, with the Jamon Granite titanites presenting the highest concentrations of Ti and those of the Bannach granite and the dikes being comparatively depleted in Ti.

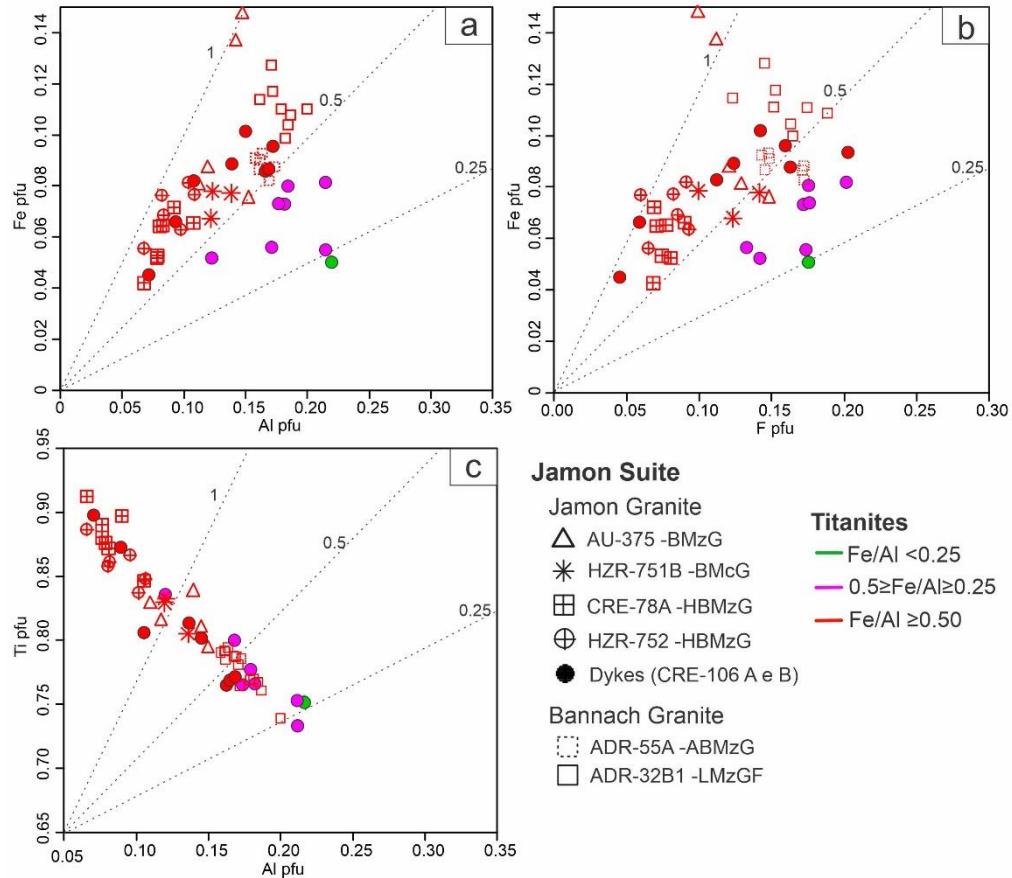


Figure 7- Diagrams showing the correlation between the major elements in the Jamon Suite titanites: a) Al versus Fe; b) F versus Fe; c) Al versus Ti.

The Jamon Granite presents dominant magnetite and subordinate ilmenite and the titanite crystals are subhedral to anhedral with moderate fracturing and irregular and sometimes slightly marked zoning (Figs. 8c, d). The titanites of the Bannach granitic pluton exhibit textural variations, with the crystals of the hornblende-biotite monzogranite (sample ADR-55A) being anhedral and apparently interstitial, filling spaces between slightly fractured hornblende grains (Fig. 8c), while those of biotite leucomonzogranite are subhedral, with more intense fracturing and zoning characterized by the presence of two large zones that exhibit irregular contacts

(Fig.8d). Regardless of the textural variations, the titanites of the Jamon Suite granites always exhibit high Fe/Al ratios (Figs. 8a, b, c, d; Table 5).

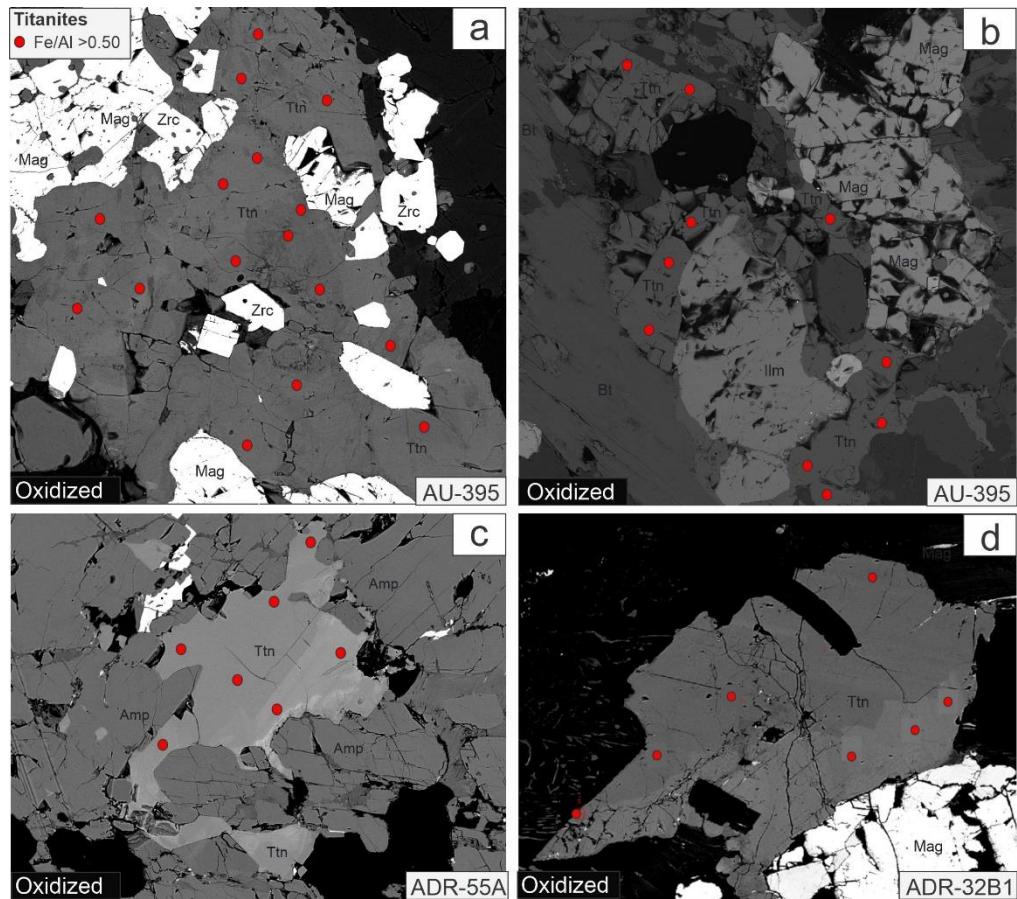


Figure 8- Backscattered electron images (in EPMA) showing the textural relationship of the titanites of the Jamon (8a and 8b) and Bannach granites (8c and 8d), belonging to the Jamon suite: (a) Subhedral to anhedral titanite in direct contact with magnetite and zircon, with little evident zoning and moderate to low fracturing; (b) Anhedral titanite crystals associated with biotite, magnetite and ilmenite; the zoning and fracturing are similar to those described in image 8a; (c) Subhedral to anhedral titanite, with little evidenced zoning, incipient fracturing, in direct contact with amphibole crystals and displaying high Fe/Al ratio ($\text{Fe}/\text{Al} > 0.5$; in red); (d) Subhedral titanite in direct contact with magnetite, exhibiting a greater degree of fracturing throughout the crystal, but with zoning, with the limit of the zones following the major axis of the mineral. The red circles represent Fe/Al ratios > 0.5 . Abbreviations according to Kretz (1983).

4. DISCUSSION

4.1 COMPOSITIONAL VARIATIONS IN THE TITANITES OF THE STUDIED GRANITES

The comparison between the titanite compositions of the Neoarchean and Paleoproterozoic suites of the CP (Fig. 9) was based on the compositional fields defined for the different varieties of the three suites in Fe vs. Al, Fe vs. F and Ti vs. Al diagrams. It is evident

in these diagrams that the titanites of the Vila Jussara and Planalto suites tend to have higher concentrations of Al, F and Ti and lower Fe contents than those of the Jamon Suite. Considering only the titanites of the Vila Jussara and Planalto suites, those of the strongly and moderately reduced varieties define fields with wide overlap, while those of the strongly oxidized (magnesian) varieties are distributed in a distinct field because they have lower Al contents. It was observed that the titanites of the strongly oxidized varieties have high Fe/Al ratios, not because they are enriched in Fe but because of their low Al contents (Fig. 9; Table 2). In the Jamon Suite granites, the titanites define partially superimposed fields in the different diagrams considered (Fig. 9), but the Bannach Granite tends to exhibit higher Fe contents and the Jamon Granite Ti. In turn, the titanites of the suite dikes show a wide variation in Al, and plot in a field partially overlapping those of the titanites of the Neoarchean suites (Fig. 9). A remarkable similarity is observed in the fields defined for the different suites and their varieties in Fe versus Al and Fe versus F diagrams (Fig. 9b), which reflects the dominant processes of element substitution in the structure of titanite. In the Al versus Ti diagram (Fig. 9c), the fields of the Neoarchean and Paleoproterozoic suites define two subparallel *trends* because the Vila Jussara and Planalto suites present titanites with slightly higher concentrations of Ti than the Jamon Suite. Furthermore, the Al variation interval is smaller in the Paleoproterozoic suite (Fig. 9c). The highest Ti and lowest Al concentrations are observed in the titanites of the strongly oxidized VJS variety. In contrast, the lowest Ti and highest Al values occur in the reduced titanite varieties of the Vila Jussara and Planalto suites (Fig. 9c). In turn, the fields defined in this diagram by the granites and dikes of the Jamon Suite are largely superimposed, but the titanites of the Jamon Granite represent the upper portion of the Paleoproterozoic trend, as they are slightly enriched in titanium (Fig. 9c).

4.2 RELATIONSHIP BETWEEN THE COMPOSITION AND ORIGIN OF TITANITE

Nakada (1991) and Kowallis et al. (2022;) assumed that titanites from igneous plutonic and volcanic rocks exhibit an Fe/Al ratio >0.5 , usually close to unity, whereas titanites formed in metamorphic rocks exhibit an Fe/Al ratio <0.5 . The rocks of the Jamon Suite are undoubtedly of igneous origin and were formed under oxidizing conditions (Dall'Agnol et al., 1999a; Dall'Agnol et al., 1999b; Dall'Agnol and Oliveira, 2007). The textural features observed in the titanites of this suite leave no doubt that they are of igneous origin, which is consistent with the fact that they exhibit exclusively high Fe/Al ratios ($\text{Fe}/\text{Al} \geq 0.50$; cf. Fig. 7). This conclusion is reinforced by the fact that the titanites of the granites of this suite were dated by the U–Pb method in SHRIMP and provided superimposed ages within the analytical error with those

obtained by U-Pb in zircon in the same samples (Teixeira et al., 2018). However, in the dikes of the Jamon Suite, titanites with high and moderate Fe/Al ratios ($0.50 \geq \text{Fe/Al} \geq 0.25$) occur in similar proportions. A possible explanation for this contrast between the titanites formed under plutonic and hypabyssal conditions in the same suite would be the maintenance of greater stability during plutonic crystallization, while the rocks of the dikes would have been subjected to late re-equilibration during their evolution, which would have affected the titanite, modifying its original composition.

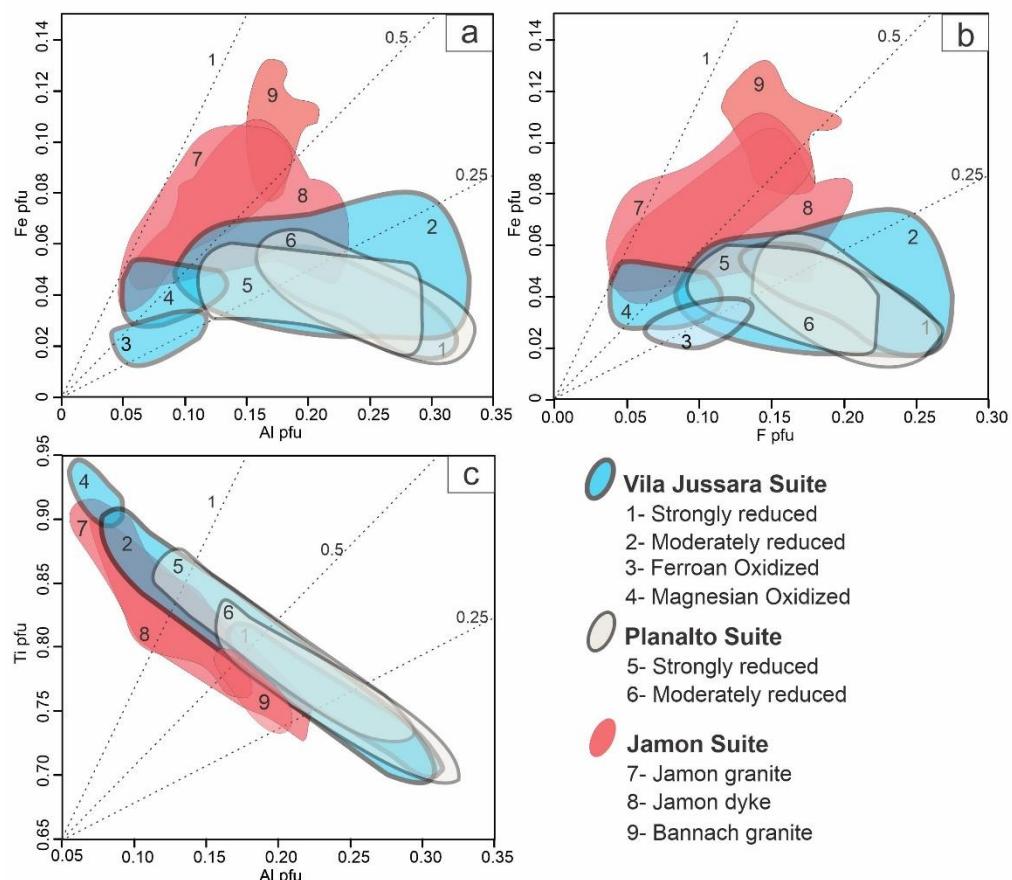


Figure 9- Comparative diagrams showing compositional fields of the major elements of the entire set of analyzed titanites of the Vila Jussara, Planalto and Jamon suites: (a) Al versus Fe, (b) F versus Fe, and (c) Al versus Ti.

Similar to what was observed in the granites of the Jamon Suite, titanites of the Vila Jussara Suite magnesian varieties formed under strongly oxidizing conditions exhibit a marked predominance of high Fe/Al ratios (Figs. 4a, b). Narrow zones were identified with a moderate ratio. Titanite with a corona texture involving magnetite was identified in this variety (Fig. 7c); however, it presented a high Fe/Al ratio at all analyzed points. Based on the compositions and textural aspects, it can be assumed that the titanites of these oxidized magnesian varieties of the Vila Jussara Suite are magmatic, with the edges of their crystals having moderate ratios,

undergoing re-equilibration in late magmatic or hydrothermal stages, in the latter case under *subsolidus* conditions. In turn, the titanites of the oxidized ferroan granites of the Vila Jussara Suite exhibit greater complexity. Some of its crystals show the formation of subgrains that involve partially replaced ilmenite crystals (Fig. 4d), but there are also crystals where this does not occur. These two textural varieties generally exhibit moderate Fe/Al ratios (Table 2) and high Fe/Al ratios (slightly higher than 0.50) are more common in crystals where no subgrain formation is observed. It may be questioned whether there was no reduction in the Fe/Al ratios of the titanites during the formation of the subgrains, but as there is no very marked compositional variation in these in relation to the crystals where the presence of subgrains was not recorded, it is more likely that the ratios obtained are representative of the original composition of titanite or, at least, that are close to it.

The strongly reduced variety of the Vila Jussara Suite presents titanites in coronas, with moderate Fe/Al ratios ($0.50 \geq \text{Fe/Al} \geq 0.25$) in the innermost portions of the crystals and low ($\text{Fe/Al} < 0.25$) in the edges. Furthermore, the textural features suggest its formation through consumption of Ti from the central ilmenite (Fig. 3a). In contrast, the moderately reduced variety of titanite crystals of this suite are subhedral with irregular zoning and show sparse points in their center with high Fe/Al ratios, while in most crystals, a moderate Fe/Al ratio is observed, which becomes low at the edges (Figs. 3b, 3c). The strongly reduced variety of the Planalto Suite presents a pattern of zoning and compositional variation (Figs. 5a, b) similar to that described in the moderately reduced variety of VJS, with the difference that it does not present high Fe/Al ratios at any of the analyzed points, and sometimes, there is a low Fe/Al ratio more internally in the crystals, probably due to the high degree of fracturing. Ilmenite surrounded by titanite also commonly occurs in the strongly reduced variety of the Planalto Suite. On the other hand, in the moderately reduced variety of the Planalto Suite, titanite forms euhedral crystals with straight contacts with amphibole and biotite and sometimes exhibits well-defined regular oscillatory zoning (Figs. 5c, d). In these crystals, with rare exceptions, in the different zones, there is a predominance of low Fe/Al ratios, with moderate ratios occurring in the lighter zones. Although the classification of Kowallis et al. (2022) suggests secondary formation and metamorphic character for titanites with Fe/Al ratios lower than 0.5, such as those of the strongly and moderately reduced varieties of the Vila Jussara and Planalto suites, those authors suggested that magmatic titanites have the main characteristic of the formation of euhedral crystals with faces wedge- or diamond-shaped, while metamorphic titanites have crystals with poorly defined and rounded faces (Kowallis et al., 2022). Therefore, the set of

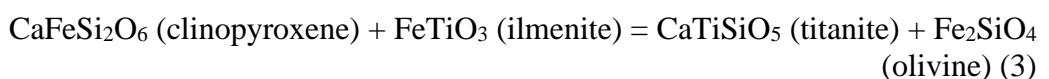
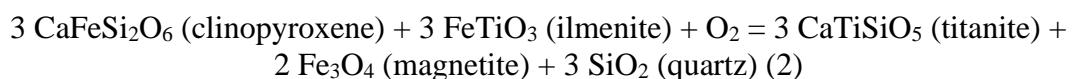
textural features of the titanites of the reduced varieties of the Neoarchean suites studied here casts doubt on whether the aforementioned classification of Kowallis et al. (2022) could be applied to such granites. The compositions of the titanites of the granites studied here confirm that Fe/Al ratios >0.5 , as proposed by Nakada (1991) and Kowallis et al. (2022), may function as a good indicator of the igneous origin of titanite, as exemplified by the Paleoproterozoic Jamon and Bannach granites, part of the dikes of the Jamon Suite and the oxidized magnesian variety of the Vila Jussara Suite. The igneous origin of titanite is corroborated by previous studies, demonstrating that the anorogenic Jamon and Bannach plutons were formed by typical igneous mineral paragenesis (Dall'Agnol et al., 1999a, b; Dall'Agnol et al., 1999a, b; Mesquita et al., 2018) and that the titanite exhibits ages superimposed on those of the zircon, both being undoubtedly formed in the magmatic stage (Teixeira et al., 2018). It would be tempting to generalize this conclusion to the oxidized granites, but the oxidized ferroan granites from the Vila Jussara Suite (Fig. 4a) show moderate to slightly high Fe/Al titanites. This aspect could perhaps be related to the presence of subgrains in some of the analyzed titanite crystals, but other crystals that do not exhibit such textural aspects also provided similar ratios, although they tend to be higher. On the other hand, the reduced varieties of the Vila Jussara and Planalto suites have titanites with ratios that systematically vary from moderate to low, which would indicate a metamorphic or hydrothermal origin according to the aforementioned classifications. However, the textures and zoning exhibited by the titanite (Figs. 3a, b, c; Figs. 5a, b, c, d) and the generally accepted origin for the Neoarchean granites of the CP (Cunha et al., 2016; Dall'Agnol et al., 2017b; Sousa et al., 2022; Marangoanha et al., 2019) do not support this hypothesis.

Kowallis et al. (2022) present examples of granites in which the titanite does not follow the dominant pattern admitted by them, despite its igneous origin (their Fig. 16). One of these cases is related to the Cenozoic Red River alkaline igneous belt in Southwest China, which presents porphyry copper deposits and titanites that exhibit Fe/Al ratios of approximately 1:1 in the mineralized intrusions and from 1:2 to 1:4 in the barren intrusions, although in both cases, the rocks show typical plutonic igneous features. Their second example is the Takomkane batholith, with which the Boss Mountain molybdenum deposit is associated, whose titanite shows Fe/Al ratios close to 1:1 typical of igneous titanite, while the titanite of the associated Dublin Gulch stock with the Ray Gulch tungsten deposit is subhedral and shows an Fe/Al ratio ranging from 1:4 to 1:8, more compatible according to them with metamorphic or hydrothermal origin Kowallis et al. (2022) questioned whether the titanites of the aforementioned stock are

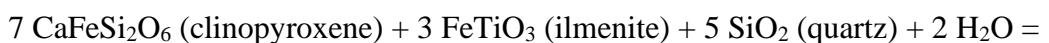
effectively magmatic. These examples illustrate that although the Fe/Al ratios may provide good indications about the probable origin of titanite, there are examples in which the simple application of the ratios indicated by Nakada (1991) and Kowallis et al. (2022) does not seem entirely consistent. Among the granites studied, those formed under oxidizing conditions showed results more consistent with the classification proposed by them, but in the granites crystallized under reduced conditions, the opposite was observed. This leads to the possibility that the oxygen fugacity exerts a strong control on the Fe/Al ratios of titanite. Since the titanite of the granitoids is preferentially formed under oxidizing conditions (Wones, 1989; Dall'Agnol et al., 1999; Frost et al., 2000;), it would more commonly tend to exhibit relatively high Fe/Al ratios. Therefore, investigating more examples of titanite formed in reduced igneous rocks is necessary to test this hypothesis and to verify to what extent the oxygen fugacity may influence the composition of the titanite. We intend to deepen this discussion on the oxygen fugacity below.

4.2 INFLUENCE OF OXYGEN FUGACITY AND OTHER PARAMETERS ON THE STABILITY OF TITANITE

In igneous rocks, titanite commonly forms in an advanced stage of crystallization, and its stability is strongly influenced by the oxygen fugacity ($f\text{O}_2$) and water activity ($f\text{H}_2\text{O}$). In the $f\text{O}_2$ -temperature (T) space, the decrease in T or the increase in $f\text{O}_2$, or both associated, can lead to the formation of titanite through the reactions below (Kohn, 2017, and references therein):



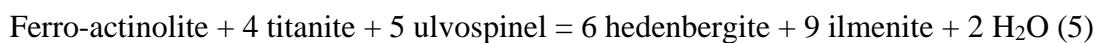
Previous studies indicate that the Neoarchean granites were formed from liquids very rich in water (estimated at >4% by weight) and that they commonly contain in their paragenesis the association of calcic amphibole and titanite, with clinopyroxene occurring only in rare relict grains (Feio et al., 2012; Cunha et al., 2016; Dall'Agnol et al., 2017), except in the Estrela Granitic Complex, where clinopyroxene occurs in a significant modal proportion in a subordinate variety (Barros et al., 1997). It is known that high water activity favors the formation of the calcium amphibole + titanite association, as exemplified by the reaction in Equation 4 (Frost et al., 2000; Kohn, 2017):





According to Frost et al. (2000), titanite is more commonly found in igneous rocks with metaluminous compositions and I-type granitoids with intermediate SiO₂ contents and may be absent in most evolved granitoids because the decrease in CaO content with increasing SiO₂ prevents the formation of this mineral. Thus, titanite becomes rare or absent in peralkaline granites and in peraluminous granites because rocks with such chemical characteristics exhibit low Ca/Al ratios. Regarding magnesium rocks, Frost et al. (2000) suggest that the stability of titanite is usually restricted to the oxygen fugacity in one or more units above the FMQ buffer. However, in iron-rich rocks, Frost et al. (2000) emphasize that its stability domain can extend to the FMQ buffer. Furthermore, the limitations of the titanite equilibrium under relatively oxidizing conditions apply to only anhydrous associations because, as shown by Equation 4, the high water activity allows the stabilization of titanite together with calcium amphibole and, in magmas rich in iron, this can occur even under reduced conditions.

Additionally, variations in *f*O₂ directly influence the crystallization of iron and titanium oxide minerals and are determining factors in the understanding of the crystallization of magmatic titanites because the abundance of the ilmenite and ulvöspinel components in the rhombohedral and cubic oxides is dependent on the oxygen fugacity (Buddington and Lindsley, 1964; Spencer and Lindsley, 1981; Frost et al., 2000). Thus, in most igneous rocks, the stable Ti phases are titanomagnetite and ilmenite (Frost and Lindsley, 1991), instead of titanite because, at a very low oxygen fugacity, ilmenite is the stable phase instead of titanite (Equations 5 and 6). Therefore, titanite is most commonly found in rocks formed under relatively oxidizing conditions (Wones, 1989) and is much more likely to occur in rocks containing hornblende than in anhydrous rocks because the former were formed from liquids with significant water contents (Equation 4). During magma cooling, titanite can crystallize in association with pyroxene hydration reactions, leading to its transformation into hornblende. Depending on the water activity in the magma, this hydration can occur both in the magmatic stage and during deuteric alteration (Frost et al., 2000).



As the Neoarchean granites usually present clinopyroxene only as rare relict crystals and are generally rich in amphibole with associated titanite, it can be assumed that the reactions in Equations 4 and 5 have played an important role in their evolution. The common presence of remnants of ilmenite crystals surrounded by titanite strengthens this hypothesis.

In this context, when we associated the assumptions of Kohn (2017) with the different features of the Paleoproterozoic granites and dikes of the Jamon Suite of the CP, it was concluded that these rocks represent favorable conditions to form titanite in the magmatic stage, especially in their less-differentiated varieties that are amphibole-bearing. In contrast, the granitoids of the Neoarchean Vila Jussara and Planalto suites, both formed under similar conditions, generally contain amphibole as an important ferromagnesian mineral, exhibit a metaluminous character and derive from magmas with high H₂O contents (>4.0%; Cunha et al., 2016; Dall'Agnol et al., 2017). However, their particularity is that their FeO_t/(FeO_t+MgO) ratios in whole rock, as well as in amphibole and biotite, exhibit wide variation in the Vila Jussara Suite (Dall'Agnol et al., 2017; Sousa et al., 2022), indicating that its rocks varied from reduced ferroan to magnesian (close to the limit with the field of ferroan granites; classification of Frost et al., 2001), while those in the Planalto Suite are distributed exclusively in the reduced ferroan field (Feio et al., 2012). Thus, the strongly and moderately reduced ferroan varieties of the Vila Jussara and Planalto suites present an FeO_t/(FeO_t+MgO) total rock ratio that varies between 0.89 and 0.99 (Feio et al., 2012; Dall'Agnol et al., 2017; Sousa et al., 2022), while in the oxidized ferroan variety of the Vila Jussara Suite, this ratio generally varies between 0.84 and 0.89, and in the more strongly oxidized magnesian variety of the same suite, it varies between 0.75 and 0.81.

Therefore, the Neoarchean granites offer an excellent opportunity to improve the understanding of the possible influence of *f*O₂ variations on the composition of titanite. If the dominant trend in igneous rocks is considered, such as Nakada (1991) and Kowallis et al. (2022), the titanites of only the granitoids formed under more strongly oxidizing conditions have compatible Fe/Al ratios (>0.5) because the titanites of the other varieties almost always have Fe/Al ratios <0.5, which are, at first, contradictory to the igneous origin assumed for these rocks. A possible explanation for such low ratios would be the existence of some form of dependence between the Fe/Al ratio of titanite and the oxygen fugacity, implying that in igneous rocks formed under conditions of a lower oxygen fugacity, which are less favorable for titanite formation, low Fe/Al ratios should be seen as likely to occur during igneous crystallization. Following the reasoning above, the most common occurrence of titanites with high Fe/Al ratios in igneous rocks is because titanite is more abundant and more frequent in rocks formed under oxidizing conditions that could, inversely, favor such occurrences. This hypothesis could be tested developing other compositional studies of titanite formed under reduced conditions.

Given the above, the study of Neoarchean and Paleoproterozoic titanites from the Vila Jussara, Planalto and Jamon suites strengthens the assumptions of Frost et al. (2000) and Kohn (2017), that the crystallization of magmatic titanite can occur close to the FMQ buffer but in a more restricted manner, as observed in the moderately reduced varieties of the Planalto and Vila Jussara suites ($f\text{O}_2 = \text{FMQ}$ or $\text{FMQ}+0.5$; Cunha et al., 2016; Sousa et al., 2022). However, the stability of magmatic titanites is increased under more oxidizing $f\text{O}_2$ conditions (Wones, 1989), close to NNO, such as those recorded in the oxidized magnesian variety of the Vila Jussara Suite (NNO to NNO+1; Dall'Agnol et al., 2017; Sousa et al., 2022), in the Bannach Granite (NNW to NNO-0.5; Mesquita et al., 2018) and Jamon Granite (NNO +0.5; Dall'Agnol et al., 1999b).

4.3 TITANITE GEOBAROMETRY

In the last decade, geobarometers have been proposed to calculate the pressure (P) of magma crystallization using the chemistry of titanite in equilibrium with other minerals (Kohn, 2017; Erdmann et al., 2019). However, titanite geobarometry is not yet fully considered in the literature. Here, the data obtained in the studied granites was used to test the applicability of the geobarometer proposed by Erdmann et al. (2019). Studies aimed at defining crystallization parameters previously performed in the Planalto, Vila Jussara, and Jamon suites were taken into account (Cunha et al., 2016; Dall'Agnol et al., 2017; Mesquita et al., 2018).

Estimates of the crystallization pressure for igneous systems provide important information on crustal magma formation in a variety of geodynamic configurations (Erdmann et al., 2019 and references). Among the various geobarometers found in the literature, those based on Al in hornblende (Hammarstrom and Zen, 1971; Hollister et al., 1987; Johnson and Rutherford, 1989; Holland and Blundy, 1994; Anderson and Smith, 1995; Ridolfi et al., 2010; Erdmann et al., 2014; Mutch et al., 2016; Putirka, 2016) have been the most widely used mineral geobarometers for silicate plutonic systems.

Erdmann et al. (2019) calibrated a titanite geobarometer (Equation 6) for granites crystallized in magmatic conditions close to the *solidus* and in rocks with a mineral assemblage in equilibrium formed by titanite + amphibole + biotite + quartz + plagioclase + K-feldspar + magnetite \pm ilmenite and concluded that this geobarometer in titanite is useful and similar to the Al geobarometers in hornblende existing in the literature. However, the titanite geobarometer could be used in cases where variations in the intensive parameters, in addition

to pressure (e.g., temperature and composition), are limited during crystallization and/or when the use of Al hornblende geobarometer is not possible.

$$P \text{ (MPa)} = 101.66 \times (\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ titanite wt\%}) + 59.013 \quad (6)$$

Table 6- Pressão de colocação para as variedades neoarqueanas e paleoproterozoicas das suites Vila Jussara, Planalto e Jamon. Estimativas baseadas no geobarômetro de Al em titanita proposto por Erdmann et al. (2019).

Suítes	Variedades	Pressão (MPa)		
		Fe/Al ≥ 0.5	Fe/Al ≥ 0.25	Fe/Al < 0.25
Vila Jussara	Strongly reduced	-	513-559	741-846
	Moderately reduced	301-323	353-420	483-511
	Ferroan Oxidized		260-379	
	Magnesian Oxidized	219-259	276-377	-
Planalto	Strongly reduced	-	383-407	507-782
	Moderately reduced	-	494-578	685-884
Jamon	Jamon Granite	233-444	-	-
	Dyke	247-481	601-612	612-623
	Bannach	451-553	-	-

The presence of magnetite in the experimental paragenesis demonstrates that this geobarometer could not be applied to rocks formed under strongly reducing conditions, below those corresponding to FMQ and thus are outside the domain of magnetite stability. Therefore, this geobarometer should not be applied to the strongly reduced varieties of the Planalto and Vila Jussara suites. Nevertheless, Equation 6 was used to calculate the possible emplacement pressures of the different varieties, regardless of the fugacity conditions and without taking into account, at first, the textural features of the analyzed titanites. The results obtained are shown in Table 6.

When applying the Al geobarometer to the titanites with high Fe/Al ratios of the monzogranitic plutonic variety of the Jamon Granite, the emplacement pressures obtained suggest a variation between 233 and 444 MPa (Table 6), close to the value of 300 ± 100 MPa previously estimated by Dall'Agnol et al. (1999b) based on the Al-amphibole geobarometer. The high-Fe/Al-ratio ($\text{Fe/Al} \geq 0.5$) titanites of the suite dikes exhibited similar pressures, between 247 and 481 MPa (Table 6), while the moderate- ($\text{Fe/Al} < 0.50$) or scarcely low-Fe/Al-ratio titanites ($\text{Fe/Al} < 0.25$) provided pressures between 623 MPa and 601 MPa, clearly differing from the values obtained in the titanites of the Jamon Granite. In the Bannach Granite, the pressures obtained in the high-Fe/Al-ratio titanites ($\text{Fe/Al} \geq 0.5$) are in the range of 451 to 553 MPa (Table 6) and are therefore higher than those obtained for the Jamon Granite. In

addition, these values differ from the pressure of 300 ± 50 MPa proposed by Mesquita et al. (2018) for the emplacement of the Bannach Granite based on structural and field evidence. The higher pressures in the dikes whose titanites have lower Fe/Al ratios most likely result from the fact that such titanites have undergone re-equilibration and are not representative of the magmatic stage.

It was suggested in previous studies that the magmas of the Planalto and Vila Jussara suites were generated in the crust at pressures of ~ 1000 -800 MPa, and based on geological and structural evidence, they would have been emplaced at pressures of 200 to 500 MPa (Cunha et al., 2016; Dall'Agnol et al., 2017). In these two suites, each of their varieties was considered separately because they present significant variations in fO_2 . The oxidized magnesian variety of the Vila Jussara Suite, characterized by the predominance of titanites with high Fe/Al ratios in the main zones, provided the lowest emplacement pressure of the suite, with restricted variation between 219 and 259 MPa, while the edges of the crystals, with moderate ratios ($Fe/Al < 0.50$), indicated pressures of 276 to 377 MPa (Table 6; Figs. 4a, b, c). In the oxidized ferroan variety of the Vila Jussara Suite, the pressure obtained varies between 260 and 379 MPa (Table 6; Fig. 3d). In the moderately reduced variety of the Vila Jussara Suite, represented by the PFA-77 sample (Table 6; Figs. 3b, c), which has titanites with largely dominant moderate Fe/Al ratios, the compositions indicate pressures of 353 to 420 MPa, while the few analyzed points with high or low ratios suggest pressures ranging from 301 to 323 MPa and 483 to 511 MPa, respectively (Table 6). The moderately reduced granites of the Planalto Suite show a distinct behavior in terms of texture (Figs. 6c, d) from their Vila Jussara Suite counterparts and differ from them in composition because they show dominance of low Fe/Al ratios and no high Fe/Al ratios. The pressures obtained for the zones of titanite with moderate Fe/Al ratios are on the order of 494 to 578 MPa, while the zones with low Fe/Al ratios suggest higher pressures, between 685 and 884 MPa (Table 6; Figs. 6c, d). Finally, in the strongly reduced variety of the Planalto and Vila Jussara suites, the pressures varied greatly, increasing with decreasing Fe/Al ratio. In the Vila Jussara Suite representative sample, in the most central zones with moderate ratios ($Fe/Al \geq 0.25$), the corresponding pressure range varies from 513 to 559 MPa, while in the edge zones with low ratios ($Fe/Al < 0.25$), the pressures are highest, 741-746 MPa (Table 6; Fig. 3a). In the Planalto suite, the strongly reduced variety is represented by samples AMR-149 and ARC-147, whose titanite crystals exhibit textural features similar to those of the moderately reduced variety of Vila Jussara Suite, conferring pressures of 383 to 407 MPa ($Fe/Al \geq 0.25$) and 507 to 782 MPa ($Fe/Al < 0.25$) (Table 6; Figs. 6a, b).

It is concluded that, in general, in the titanites with zones defined by high Fe/Al ratios, formed under oxidizing conditions, the geobarometer proposed by Erdmann et al. (2019) indicates magma emplacement pressures that are reasonably consistent with the geological context of the CP and previous estimates for the Neoarchean and Paleoproterozoic suites (Dall'Agnol et al., 1999b; Cunha et al., 2016; Dall'Agnol et al., 2017; Mesquita et al., 2018). There was a systematic indication of lower pressures in the early and central zones of the titanite crystals and higher pressures at the edges, which disagrees with the previous pressure estimates. This indicates that the edges of the titanite crystals were often partially re-equilibrated and that these zones should not be formed in comparable conditions with those of the experimental study. The varieties of the Neoarchean Vila Jussara and Planalto suites with reduced character provide very high pressures that seem inconsistent and reinforce the limitation arising from the absence of magnetite in their paragenesis.

5. CONCLUSIONS

The use of the Fe/Al ratio of Neoarchean and Paleoproterozoic titanites from the Carajás Province proved to be valid to separate three main groups, defined by zones with high ($\text{Fe}/\text{Al} > 0.5$), moderate ($0.5 \geq \text{Fe}/\text{Al} \geq 0.25$) and low ($\text{Fe}/\text{Al} < 0.25$) ratios. The association of mineralogical and textural features with Fe/Al ratios of the titanites showed that the strongly reduced varieties of the Vila Jussara and Planalto suites have similarities, with the main textural aspect being coronas of titanite in ilmenite, moderate to low Fe/Al ratios and crystals with irregular zoning. In the moderately reduced variety of these Neoarchean suites, some similarity is maintained, such as a predominance of moderate to low Fe/Al ratios. However, in the Vila Jussara Suite, central portions of isolated titanite crystals show zones with high Fe/Al ratios; this feature was absent in the Planalto Suite. In addition, in the moderately reduced Neoarchean varieties, the textural aspect of the titanites also shows divergences; in the Vila Jussara, titanites are subhedral to anhedral with irregular zoning, while the titanites from the Planalto exhibit euhedral crystals with regular oscillatory zoning that suggests typical magmatic crystallization.

Moreover, in the Vila Jussara Suite, the oxidized ferroan and oxidized magnesian varieties were formed under oxidizing $f\text{O}_2$ conditions. In the oxidized ferroan variety, the titanites exhibit textural variations, with the formation of subgrains with predominantly moderate Fe/Al ratios, in addition to subhedral crystals with moderate to high ratios. The oxidized magnesian variety exhibits subhedral to anhedral titanites with irregular zoning, marked by high Fe/Al ratios (> 0.5); however, edge zones show decreased ratios to moderate values ($0.5 \geq \text{Fe}/\text{Al} \geq 0.25$). High Fe/Al ratios (> 0.5) are also recorded in the titanites of the

Paleoproterozoic Jamon and Bannach granites, which crystallized under exclusively oxidizing conditions. However, in the dikes associated with the Jamon Granite, beyond the predominant high Fe/Al titanites, there are also titanites with moderate to low Fe/Al ratios, suggesting that, in hypabyssal bodies, primary titanites were more susceptible to postmagmatic changes than under plutonic conditions.

The crystallization of titanite in Neoarchean and Paleoproterozoic granites from the CP shows that its stability is directly linked to the oxygen fugacity because titanites of the Neoarchean-oxidized magnesian variety of the Vila Jussara Suite, as well as Paleoproterozoic titanites of the Jamon and Bannach granites, exhibit Fe/Al ratios and textural aspects that indicate magmatic crystallization. Higher modal titanite contents in these rocks are due to the greater stability of this mineral under conditions close to those of the NNO buffer, unlike that observed in the strongly reduced varieties of Vila Jussara and Planalto, which crystallized below the FMQ buffer, where titanite is scarce and crystallized late. The results obtained confirm that it is possible to crystallize magmatic titanite in $f\text{O}_2$ reduced under conditions close to the FMQ buffer, albeit in a more restricted manner.

In general, the titanites of oxidized granites show Fe/Al ratios >0.50 , compatible with those recorded in titanites of igneous origin, according to Nakada (1991) and Kowallis et al. (2022). However, the titanites of the other varieties, considered equally igneous, almost always have Fe/Al ratios <0.5 and do not follow the dominant model proposed by those authors. It is hypothesized that low Fe/Al ratios reflect the existence of some form of dependence between the Fe/Al ratios of titanite and the oxygen fugacity, implying that, in igneous rocks formed under conditions of lower oxygen fugacity, low Fe/Al ratios of titanite could occur.

The use of the Al geobarometer in titanite was more coherent for granites formed under oxidizing conditions, providing pressures of ~ 300 MPa in the titanites of the magnesian varieties of Vila Jussara and in the oxidized ferroan granite of Jamon. However, the pressures obtained in the titanites of the Neoarchean granites formed under reduced conditions were inconsistent. Therefore, the methodologies presented by Kowallis et al. (2022) and Erdmann et al. (2019) exhibit greater consistency when applied to rocks formed under oxidizing conditions, indicating the possibility that the oxygen fugacity exerts a strong control on the Fe/Al ratios of the titanites, in addition to confirming the limitation for the application of the geobarometer on titanite in reduced paragenesis.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank technicians GT Marques and APP Corrêa for their assistance, respectively, with the electron microprobe and scanning electron microscopy analyses conducted at the Microanalysis Laboratory, Institute of Geosciences, Federal University of Pará (Universidade Federal do Pará-UFPA). We also thank to H.T Costi for his aid with scanning electron microscopy analyses conducted at the Electron Microscopy Laboratory (EML) of the Museum Emílio Goeldi; to the National Council for Scientific and Technological Development (*Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq*) for grants to IRVC (Proc. 170656/2017-9) and RD (Proc. 306108/2014-3 and 304648-2019-1); to CAPES and UFPA for granting a scholarship for a Sandwich PhD Abroad (*Doutorado Sanduíche no Exterior*) to IRVC (Proc. CAPES-PDSE 88881.190063/2018-01); to PROPESP (*Pró-reitoria de pesquisa*) at the Federal University of Pará for funding the translation of this article.

REFERENCES

- Almeida, J.A.C., Dall'Agnol, R., Oliveira, D.C., 2006. Petrografia e Geoquímica do Granito Anorogênico Bannach, terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. Revista Brasileira de Geociências 36, 282-295 (in Portuguese).
- 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 Res 187, 201-221. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2011.03.004>
- Almeida, J.A.C., Guimarães, F.V., Dall'Agnol, R., 2007. Petrologia magnética do granito anorogênico Bannach, terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. Revista Brasileira de Geociências 37, 17-36 (in Portuguese).
- Althoff, F., Barbey, P., Boullier, A.M., 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archaean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). Precambrian Res 104, 187–206. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00103-0](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00103-0)
- Anderson, J.L., Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. American Mineralogist 80, 549-559. <https://doi.org/10.2138/am-1995-5-614>
- Barbosa, A.A., Lafon, J.M., Neves, A.P., Vale, A.G., 1995. Geocronologia Rb-Sr e Pb-Pb do Granito Redenção; SE do Pará: Implicações para a evolução do magmatismo Proterozóico da região de Redenção. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi; Série Ciências da Terra 7, 147-164 (in Portuguese).
- Barbosa, J.P.O., 2004. Geologia estrutural, geoquímica, petrografia e geocronologia de granitóides da região do Igarapé Gelado, norte da Província Mineral de Carajás (M.Sc Thesis). Graduated Program on Geology and Geochesmistry, Federal University of Pará, Belém (in Portuguese).
- Barros, C.E. de M., Dall'Agnol, R., Barbey, P., Boullier, A.-M., 1997. Geochemistry of the Estrela Granite Complex, Carajás region, Brazil: an example of an Archaean A-type granitoid. Journal of South American Earth Sciences 10, 321-330. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00017-5](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00017-5)
- Barros, C.E.M., Barbey, P., Boullier, A.M., 2001. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of syntectonic granites. The A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil). Tectonophysics 343, 93-109. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00260-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00260-8)
- Barros, C.E.M., Sardinha, A.S., de Oliveira Barbosa, J. d. P., Macambira, M.J.B., Barbey, P., Boullier, A.-M., 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 Metallogenetic Province, northern Brazil. The Canadian Mineralogist 47. <https://doi.org/10.3749/canmin.47.6.1423>
- Cunha, I.R.V., Dall'Agnol, R., Feio, G.R.L., 2016. Mineral chemistry and magnetic petrology of the Archean Planalto Suite, Carajás Province - Amazonian Craton: Implications for the evolution of ferroan Archean granites. Journal of South American Earth Sciences 67, 100–121. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.01.007>

- Dall'Agnol, R., Cunha, I.R.V. da, Guimarães, F.V., Oliveira, D.C. de, Teixeira, M.F.B., Feio, G.R.L., Lamarão, C.N., 2017a. 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. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2016.09.032>
- Dall'Agnol, R., Cunha, I.R.V., Guimarães, F.V., Oliveira, D.C., Teixeira, M.F.B., Feio, G.R.L., Lamarão, C.N., 2017b. 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. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2016.09.032>
- 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. *Mineral Petrology* 50, 113-138. <https://doi.org/10.1007/BF01160143>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.065>
- 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, 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás e Implicações para a evolução arqueana da Província Carajás e Pará. SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 13 (in Portuguese).
- Dall'Agnol, R., Pichavant, M., Champenois, M., 1997. Iron-Titanium Oxide Minerals of the Jamon Granite; Eastern Amazonian Region; Brazil: Implications for the Oxigen Fugacity in Proterozoic, A-type granites. Anis da Academia Brasileira de Ciências (in Portuguese).
- 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, 432-462. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00077-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00077-2)
- Dall'Agnol, R., Scaillet, B., Pichavant, M., 1999. An Experimental Study of a Lower Proterozoic A-type granite from the Eastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology* 40, 1673–1698. <https://doi.org/10.1093/petroj/40.11.1673>
- 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, Brazil. *Lithos* 80, 101-129. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.058>
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 2013. An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland. <https://doi.org/10.1180/DHZ>
- Erdmann, S., Martel, C., Pichavant, M., Kushnir, A., 2014. Amphibole as an archivist of magmatic crystallization conditions: problems, potential, and implications for inferring magma storage prior to the paroxysmal 2010 eruption of Mount Merapi, Indonesia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 167. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1016-4>
- Erdmann, S., Wang, R., Huang, F., Scaillet, B., Zhao, K., Liu, H., Chen, Y., Faure, M., 2019. Titanite: A potential solidus barometer for granitic magma systems. *Comptes Rendus-Geoscience* 351, 551-561. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2019.09.002>

- 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 Neoarchean Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos* 151, 57–73. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2012.02.020>
- Feio, G.R.L., Dall'Agnol, R., Dantas, E.L., Macambira, M.J.B., Santos, J.O.S., Althoff, F.J., Soares, J.E.B., 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Res* 227, 157–185. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2012.04.007>
- 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, 2033-2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Frost, B.R., Chamberlain, K.R., Schumacher, J.C., 2000. Sphene titanite: phase relations and role as a geochronometer, *Chemical Geology*. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00240-0](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00240-0)
- Frost, B.R., Lindsley, D.H., 1991. Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks, in: *Oxide Minerals*. De Gruyter, pp. 433-468. <https://doi.org/10.1515/9781501508684-015>
- 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 (in Portuguese).
- Gastal, M.C.P., 1987. *Petrologia do Maçizo Granítico Musa, Sudeste do Pará*. (Master Thesis). Federal University of Pará, pp 316 (in Portuguese).
- Hammarstrom, J.M., Zen, E., 1971. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71, 1297-1313.
- Holland, T., Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116, 433-47.
- 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, 231-239.
- Huhn, S.R.B., Santos, A.B.S., Amaral, A.F., Ledsham, E.J., Gouveia, J.L., Martins, L.B.P., Montalvão, R.M.G., Costa, V.G., 1988. O terreno granitogreenstone da região de Rio Maria - Sul do Pará. *Congresso Brasileiro de Geologia* 3, 143-1453 (in Portuguese).
- Ishihara, S., 1977. The Magnetite-Series and Ilmenite-Series Granitic Rocks. *Mining Geology* 27, 293-305.
- Johnson, M.C., Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 17, 837-841. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0837:ECOTAI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0837:ECOTAI>2.3.CO;2)
- Kohn, M.J., 2017. Titanite Petrochronology. *Mineral Geochemistry* 83, 419-441. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.13>
- Kowallis, B.J., Christiansen, E.H., Dorais, M.J., Winkel, A., Henze, P., Franzen, L., Mosher, H., 2022. Variation of Fe, Al, and F Substitution in Titanite (Sphene). *Geosciences (Basel)* 12, 229. <https://doi.org/10.3390/geosciences12060229>

- Leite, A.A.S., 2001. Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico. (PhD Thesis). Federal University of Pará, Belém (in Portuguese).
- Leite-Santos, P.J., Oliveira, D.C., 2014. Trondjemites da área de Nova Canadá: novas ocorrências de associações magmáticas tipo TTG no Domínio Carajás. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais 9, 635-659 (in Portuguese).
- Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás, Síntese dos dados e novos desafios. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais 7, 263-287 (in Portuguese).
- Marangoanha, B., Oliveira, D.C., Oliveira, V.E.S., Galarza, M.A., Lamarão, C.N., 2019. Neoarchean A-type granitoids from Carajás province (Brazil): New insights from geochemistry, geochronology and microstructural analysis. Precambrian Res 324, 86-108. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2019.01.010>
- Mcleod, G.W., Dempster, T.J., Faithfull, J.W., 2011. Deciphering magma-mixing processes using zoned titanite from the Ross of Mull Granite, Scotland. Journal of Petrology 52, 55-82. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq071>
- Mesquita, C.J.S., Dall'Agnol, R., Almeida, J.D.A.C., 2018. Mineral chemistry and crystallization parameters of the A-type Paleoproterozoic Bannach Granite, Carajás Province, Pará, Brazil. Brazilian Journal of Geology 48, 575-601. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201820170082>
- Montalvão, R.M.G., Bezerra, P.E.L., Prado, P., Fernandes, C.A.C., Silva, G.H., Brim, R.J.P., 1982. Características petrográficas e geoquímicas do Granito Redenção e suas possibilidades metalogenéticas. Congresso Brasileiro de Geologia (in Portuguese).
- Mutch, E.J.F., Blundy, J.D., Tattitch, B.C., Cooper, F.J., Brooker, R.A., 2016. An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. Contributions to Mineralogy and Petrology 171. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9>
- Nakada, S., 1991. Magmatic processes in titanite-bearing dacites, central Andes of Chile and Bolivia. American Mineralogist 76, 548-560.
- Oliveira, D.C., Dall'Agnol, R., Mesquita Barros, C.E., Oliveira, M.A., 2009. Geology, geochemistry and magmatic evolution of the paleoproterozoic, anorogenic oxidized A-type Redenção granite of the Jamon suite, eastern Amazonian Craton, Brazil. The Canadian Mineralogist 47. <https://doi.org/10.3749/canmin.47.6.1441>
- Oliveira, D.C., Neves, S.P., Trindade, R.I.F., Dall'Agnol, R., Mariano, G., Correia, P.B., 2010. Magnetic anisotropy of the Redenção granite, eastern Amazonian craton (Brazil): Implications for the emplacement of A-type plutons. Tectonophysics 493, 17-41. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.07.018>
- Putirka, K., 2016. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. American Mineralogist 101, 841-858. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5506>
- 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. Contributions to Mineralogy and Petrology 160, 45-66. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>

- Santos, M.N.S. dos, 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. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.09.002>
- Santos, P.A., Teixeira, M.F.B., Dall'Agnol, R., Guimarães, F.V., 2013b. Geologia, petrografia e geoquímica da associação Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito (TTG) do extremo leste do subdomínio de transição, Província Carajás e Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências Terra* 8, 257-290 (in Portuguese).
- Santos, R.D., Galarza, M.A., Oliveira, D.C., 2013. Geologia, geoquímica e geocronologia do Diopsídio-Norito Pium, Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências Terra* 8, 355-382 (in Portuguese).
- Santos, R.F.S., Oliveira, D.C. de, Silva, F.F. da, 2018. Geocronologia U-Pb, classificação e aspectos evolutivos do Granito Marajoara, Província Carajás. *Geologia USP. Série Científica* 18, 89-124 (in Portuguese). <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v18-145323>
- Sardinha, A.S., Barros, C.E. de M., Krymsky, R., 2006. Geology, geochemistry, and U–Pb geochronology of the Archean (2.74 Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajás Metallogenetic Province, northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 20, 327-339. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2005.11.001>
- 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, Série Ciências Naturais* 9, 13-45 (in Portuguese).
- Silva, A.S. da, Feio, G.R.L., Alves, J.P.S., Dall'Agnol, R., Almeida, J. de A.C. de, Gomes, A.C.B., 2020. Mineralogy, petrology, and origin of the Pedra Branca Suite: a tonalitic-trondhjemitic association with high Zr, Ti and Y, Carajás Province, Amazonian Craton. *Brazilian Journal of Geology* 50. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202020190093>
- Silva, F.F., Oliveira, D.C., Dall'Agnol, R., Silva, L.R., Cunha, I.R.V., 2020. Lithological and structural controls on the emplacement of a Neoarchean plutonic complex in the Carajás province, southeastern Amazonian craton (Brazil). *J South Am Earth Sci* 102, 102696. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2020.102696>
- Sousa, L.A.M., Dall'Agnol, R., Cunha, I.R.V., Silva, F.F., Oliveira, D.C., 2022. Magnetic petrology of the Neoarchean granitoids in the Vila Jussara Suite, Carajás Province, Amazonian Craton. *Brazilian Journal of Geology* 4, 1-30.
- Souza, Z.S. Potrel, A., Lafon, J.M., Althoff, F.J., Martins Pimentel, M., Dall'Agnol, R., Oliveira, C.G., 2001. Nd, Pb and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the Archean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Res* 109, 293-315. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00164-4](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00164-4)
- Souza, S.Z., Dall'Agnol, R., Althoff, F.J., Leite, A.A.S., Barros, C.E.M., 1996. Carajás mineral province: geological, geochronological and tectonic constraints on the Archean evolution of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrain and the Carajás block. *Extended Abstract* (in Portuguese).

- 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. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.08.020>
- 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 isotopes of zircon. *Lithos* 332-333, 1-22. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.01.024>
- 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 Carajás, PA: implicações petrogenéticas. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências Naturais* 8, 291-323(in Portuguese).
- Vasquez, L.V., Rosa-Costa, L.R., Silva, C.G., Ricci, P.F., Barbosa, J.O., Klein, E.L., 2008. Geologia e recursos minerais do estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas e SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do estado do Pará, p. 328 (in Portuguese).
- Wones, D.R., 1989. Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks. *American Mineralogist* 74, 744-749.

**CAPÍTULO 4: PETROLOGIA EXPERIMENTAL DAS SUÍTES NEOARQUEANAS
VILA JUSSARA E PLANALTO, PROVÍNCIA CARAJÁS, AMAZÔNIA, BRASIL.**

Planejamento de submissão: *Contributions to Mineralogy and Petrology.*

PETROLOGIA EXPERIMENTAL DAS SUÍTES NEOARQUEANAS VILA JUSSARA E PLANALTO, PROVÍNCIA CARAJÁS, AMAZÔNIA, BRASIL.

RESUMO: As suítes Vila Jussara e Planalto situadas, respectivamente, nos terrenos Sapucaia e Canaã dos Carajás, na Província Carajás, possuem caráter metaluminoso e afinidade geoquímica com granitos tipo-A, com razão $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ em rocha total variáveis desde ferrosas até magnesianas. Foram estudadas a amostra MDP-02E, com composição tonalítica e representativa do magma magnesiano oxidado da Suíte Vila Jussara, que exibe conteúdo de SiO_2 de 60% em rocha total e 61,05% no vidro experimental, e a amostra de composição sienogranítica (AMR-116), pertencente à variedade fortemente reduzida da Suíte Planalto, que apresenta teor de SiO_2 em rocha total de 74,13% e de 73,17% no vidro. Para caracterizar as condições de cristalização desses magmas, foram efetuados experimentos nas duas amostras, com calibrações preferenciais em pressão de ~4 kbar, $f\text{O}_2$ em ~NNO-1.3 (1.3 unidade log abaixo do tampão Níquel-Óxido de Níquel), temperatura variando de 850°C a 668°C e conteúdo de H_2O de 9% a 6% em peso. Foram efetuados ainda experimentos em $f\text{O}_2$ ~NNO+2.4, a temperaturas de 800°C e 700°C, com mesmas pressão e conteúdo de H_2O dos experimentos reduzidos. Adicionalmente, foram realizados experimentos em 8 e 2 kbar, com condição redox variável. Os resultados experimentais em tonalito da Suíte Vila Jussara (amostra MDP-02E) revelam que, em pressão variável entre 4 e 2 kbar e conteúdo de H_2O entre 9% e 6%, anfibólio e plagioclásio ocorrem desde temperaturas próximas ao *liquidus* até o *nearsolidus*, tanto em $f\text{O}_2$ redutoras, quanto oxidantes. A composição do plagioclásio é de andesina, com labradorita ocorrendo apenas em altas temperaturas em condições oxidantes, e, em ambos estados redox, o teor de anortita diminui com o decréscimo da temperatura e conteúdo de H_2O . Tais experimentos mostram que este tonalito pode ter cristalizado em pressão de ~4 kbar, a partir de um magma com alta concentração de H_2O (>5% em peso) e em $f\text{O}_2$ oxidante, provavelmente entre NNO e NNO+1. Apesar do tonalito Vila Jussara (amostra MDP-02E) ter se formado em condições oxidantes, as composições dos anfibólitos formados em experimentos realizados em $f\text{O}_2$ reduzida (~NNO-1.3) mostram similaridades com os anfibólitos naturais, com razão $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ e Al_{tot} se sobrepondo parcialmente nas temperaturas de ~700°C e 750°C. Por outro lado, os experimentos realizados em condições redutoras (~NNO-1.3) no sienogranito da Suíte Planalto (amostra AMR-116) mostram um amplo domínio de estabilidade de clinopiroxênio+faialita, com biotita+allanita+quartzo+feldspato alcalino+zircão aparecendo apenas em temperaturas próximas a 700°C. Isto contrasta fortemente com os minerais ferromagnesianos dominantes na rocha, correspondentes a anfibólio+biotita. Em condições reduzidas, em pressão de 4 kbar e 2 kbar, faialita cristaliza no intervalo de 800°C a 700°C e, mostra razões $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ superiores a 0.9, enquanto a pressão de 4 kbar, o domínio de estabilidade do clinopiroxênio é ainda mais amplo, se estendendo no intervalo de temperatura entre 850°C e 668°C, independente do conteúdo de H_2O . O clinopiroxênio também está presente em experimento em condições redutoras a 8 kbar e temperatura de 750°C, porém, no experimento a 2 kbar, clinopiroxênio cristalizada na forma de pigeonita. Nessa mesma amostra, em $f\text{O}_2$ ~NNO+2.4, a pressão de 4 kbar, e temperaturas de 800°C e 700°C, tem-se cristalização de magnetita e titanita, não ocorrem clinopiroxênio e faialita, com anfibólio cristalizando próximo a 700°C.

Palavras-chave: granito metaluminoso; petrologia experimental; equilíbrio de fases; fugacidade de oxigênio; Faialita; Província Carajás; Neoarqueano.

1. INTRODUÇÃO

Durante o Neoarqueano, formou-se na porção centro-norte da Província Carajás um expressivo magmatismo granitoide (~2.75-2.73 Ga) representado pelo Granito Igarapé Gelado (Barbosa 2004), Complexo Estrela (Barros *et al.* 1997, 2001, 2009), Granito Serra do Rabo (Sardinha *et al.* 2006), e pelas suítes Vila União (Marangoanha *et al.* 2019, Oliveira *et al.* em preparação), Planalto (Huhn *et al.* 1988, Feio *et al.* 2012, 2013, Feio *et al.* 2012, Cunha *et al.* 2016) e Vila Jussara (Dall’Agnol *et al.* 2017, Silva *et al.* 2020, Sousa *et al.* 2022). Esses granitoides possuem caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso e afinidade geoquímica com granitos tipo-A, em termos de seus elevados conteúdos de *high field strength elements* (HFSE) e de elementos terras raras pesados, implicando razões $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ geralmente baixas. Entretanto, apresentam razões $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ em rocha total variáveis desde ferrosas até magnesianas, no sentido de Frost *et al.* (2001). Foi aventada a hipótese dos granitoides neoarqueanos da PC representarem, na realidade, granitoides de séries charnockíticas hidratadas (Feio *et al.* 2012, Dall’Agnol *et al.* 2017), devido sua assinatura geoquímica mostrar forte contraste com as dos granitoides dominantes em crátons arqueanos (Moyen e Laurent, 2018), incluindo associações TTG (Almeida *et al.* 2011, Moyen & Martin 2012), sanukitoides (Heilimo *et al.* 2010, Oliveira *et al.* 2010, 2011, Gabriel & Oliveira 2014) e leucogranodioritos e granitos potássicos (Almeida *et al.* 2013, 2017, Leite-Santos & Oliveira 2016, Mikkola *et al.* 2012).

Recentemente, uma série de estudos petrográficos, químico-mineralógicos e geoquímicos vem sendo realizada nas suítes Planalto e Vila Jussara (Oliveira *et al.* 2010, Cunha *et al.* 2016, 2021, Feio *et al.* 2012, Dall’Agnol *et al.* 2017, Silva *et al.* 2020, Sousa *et al.* 2022), na tentativa de estimar os parâmetros físicos reinantes durante sua cristalização, assim como a evolução dos seus magmas. Nesse contexto, a petrologia experimental permite simular em laboratório condições específicas das variáveis termodinâmicas e, com isso, chegar a estimativas daquelas reinantes durante a cristalização magmática. Com as informações obtidas em experimentos, são elaborados os diagramas de fases que delimitam as condições de equilíbrio entre diferentes fases, em função de variações dos parâmetros intensivos de cristalização, tais como composição, temperatura (T), pressão (P), fugacidade de oxigênio ($f\text{O}_2$) e concentração de água (XH_2O).

Assim sendo, o capítulo 4 dessa Tese de Doutorado tem por objetivo, expor os resultados preliminares dos estudos experimentais realizados em rocha tonalítica, pertencente à variedade magnesiana oxidada da Suíte Vila Jussara, e em sienogranito fortemente reduzido da Suíte

Planalto. Pretende-se com base nisso: a partir dos resultados dos experimentos de cristalização, (1) construir diagramas de equilíbrio de fases; (2) estimar os parâmetros intensivos de cristalização; (3) aprimorar a compreensão da evolução petrológica dos magmas tonalíticos e sienograníticos das suítes mencionadas. Cabe destacar que esse estudo experimental permanece em andamento e está sendo realizado em parceria com o pesquisador Bruno Scaillet do *Institut des Sciences de la Terre* (ISTO), da *Université d'Orléans* (França).

2. GEOLOGIA REGIONAL

A Província Carajás (PC; figura 1a), localizada na porção sudeste do Cráton Amazônico, representa um dos principais terrenos arqueanos do cráton e foram apresentados dois modelos tectônicos para ela. O primeiro insere a PC no domínio Arqueano da Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira 2004) e o segundo, proposto por Santos *et al.* (2003), a considera uma província arqueana independente. Da mesma forma, foram propostos diversos modelos de compartimentação tectônica para a PC (Souza *et al.* 1996, Dall'Agnol *et al.* 2006, Althoff *et al.* 2000, Vasquez *et al.* 2008). Mais recentemente, Dall'Agnol *et al.* (2013) apresentaram uma compartimentação mantendo o Domínio Rio Maria (DRM) e subdividindo o Domínio Carajás (DC) em Domínio Sapucaia (DS), Domínio Canaã dos Carajás (DCC) e Bacia Carajás (BC). Esses três domínios teriam tido evolução distinta daquela proposta para o Domínio Rio Maria (Fig. 1b). Costa *et al.* (2020) não seguiram esta interpretação por considerarem que estruturas do tipo *dome and keel* controlaram a evolução do DRM e da porção sul do antigo DC que representaria uma extensão daquele domínio. Oliveira *et al.* (em preparação) e Nascimento (2023) seguem em linhas gerais a proposta de Dall'Agnol *et al.* (2013), mas adotam as denominações de Terreno Sapucaia e Terreno Canaã dos Carajás.

O Domínio Rio Maria é um terreno Mesoarqueano (3.0 a 2.86 Ga), composto por *greenstone belts* (3.0 a 2.90 Ga; Macambira & Lafon 1995, Souza *et al.* 2001), granitoides do tipo TTG (2.98 a 2.93 Ga; Almeida *et al.* 2011, 2013), rochas sanukitoides, suítes graníticas a leucogranodioríticas de alto Ba-Sr e leucogranitos potássicos (2.87-2.86 Ga; Althoff *et al.* 2000, Dall'Agnol *et al.* 2006, Almeida *et al.* 2011, Oliveira *et al.* 2011, Silva *et al.* 2018).

O Domínio Sapucaia (2.95 a 2.73 Ga) apresenta fortes analogias em termos litológicos com o DRM, sendo constituído por rochas TTG (Santos *et al.* 2013, Teixeira *et al.* 2013, Gabriel & Oliveira 2014, Leite-Santos & Oliveira 2014; Silva *et al.* 2014, Santos & Oliveira 2016), sanukitoides (Gabriel & Oliveira 2014), leucogranodioritos com alto Ba e Sr e leucogranitos potássicos (Leite-Santos & Oliveira 2016, Teixeira *et al.* 2013), (Fig. 1c). Todas unidades

mesoarqueanas foram intensamente deformadas durante o Neoarqueano (2.75-2.73 Ga) e seccionadas por granitoides da Suíte Vila Jussara (Dall'Agnol *et al.* 2017, Silva *et al.* 2020) e por leucogranitos potássicos, ambos de idade neoarqueana (Leite-Santos & Oliveira 2016). O Domínio Canaã dos Carajás é formado dominantemente por granitos *stricto sensu* e associações charnockíticas (Fig. 1c). Feio *et al.* (2013) definiram no DCC quatro eventos magmáticos principais, ocorridos no Mesoarqueano e no Neoarqueano. Em 3.05 a 3.0 Ga, foram formados os protólitos do Complexo Pium (Pidgeon *et al.* 2000), Tonalito Bacaba (~3,0 Ga; Moreto *et al.* 2011) e outras rochas com idades semelhantes, enquanto o Granito Canaã dos Carajás e as rochas mais antigas do Trondjemito Rio Verde teriam sido gerados entre 2.96 a 2.93 Ga. Já entre 2.87 e 2.83 Ga, deu-se a cristalização do Complexo tonalítico Campina Verde, Trondjemito Rio verde e granitos Cruzadão, Bom Jesus, Boa Sorte e Serra Dourada. Durante o Neoarqueano, entre ~2.75 e 2.73 Ga, ocorreu a formação dos granitos subalcalinos da Suíte Planalto, granitos sódicos da Suíte Pedra Branca e rochas charnockíticas do Complexo Pium (Feio *et al.* 2012, Santos 2013, Rodrigues *et al.* 2014, Santos & Oliveira 2014).

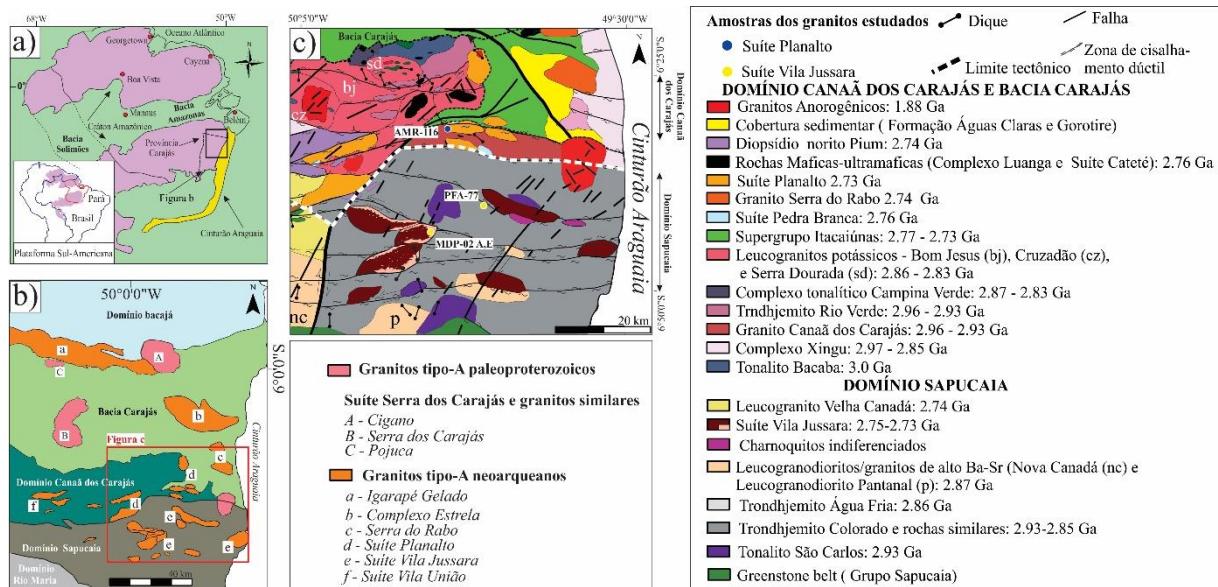


Figura 1- a) Localização da Província Carajás no Cráton Amazônico; b) Mapa geológico simplificado da Província Carajás mostrando a divisão dos domínios Rio Maria, Sapucaia, Canaã dos Carajás e Bacia Carajás. O retângulo corresponde aproximadamente à área detalhada no painel c; c) Mapa geológico dos Domínios Canaã dos Carajás e Sapucaia, com a localização das amostras estudadas da suíte Planalto (no Domínio Canaã dos Carajás) e suíte Vila Jussara (no Domínio Sapucaia).

3. BACKGROUND EXPERIMENTAL

3.1 PREMISSAS DO ESTUDO EXPERIMENTAL

A utilização de geotermômetros e geobarômetros (Watson & Harrison 1983, Harrison & Watson 1984, Hammarstrom & Zen 1971, Johnson & Rutherford 1989, Schmidt 1992, Blundy

& Holland 1990, Anderson & Smith 1995, Ridolfi *et al.* 2010) para rochas das suítes Planalto e Vila Jussara (Cunha *et al.* 2016, Dall’Agnol *et al.* 2017) permitiu definir ou estimar intervalos para os principais parâmetros físico-químicos atuantes durante a cristalização dos granitoides neoarqueanos da PC. Entretanto, tais métodos foram considerados inadequados para granitos ferrosos cristalizados em condições reduzidas (Anderson & Smith 1995), como é o caso da Suíte Planalto e da variedade ferrosa reduzida da Suíte Vila Jussara. Além disso, eles não permitem estimar com precisão o conteúdo de água dos magmas.

A literatura apresenta uma diversidade de estudos experimentais que poderiam ser utilizados comparativamente na avaliação do comportamento dos granitoides das suítes Vila Jussara e Planalto. Tais estudos permitem avaliar possíveis efeitos dos conteúdos de água (magmas desde anidros até saturados em água), de variações de composição do magma inicial (de metaluminosos a levemente peraluminos; ferrosos a levemente magnesianos; graníticos a intermediários), bem como de temperatura (entre o *liquidus* e o *solidus* para diferentes composições) e $f\text{O}_2$ (desde reduzida a oxidada). Estudos experimentais de equilíbrio de fases em composições graníticas realizados anteriormente por Clemens *et al.* (1986), Dall’Agnol *et al.* (1999), Bogaerts *et al.* (2006), Klimm *et al.* (2003 e 2008) e Huang *et al.* (2019) são referências importantes, pois restringem de forma mais precisa as condições de cristalização de granitoides tipo-A ou ferrosos. Eles indicam que os magmas geradores de tais granitos iniciaram sua cristalização a temperaturas superiores a 800°C e em uma ampla faixa de pressões (~100 a 400 MPa), com teor de água de até 6,5% em peso e em condições redox entre ~NNO-1.3 e ~NNO+2.5. Todavia, devido às acentuadas variações dos parâmetros intensivos de cristalização registrados nas suítes Vila Jussara e Planalto, principalmente com relação a $f\text{O}_2$, não há um único estudo experimental capaz de explicar a ampla diversidade granitoide formada. Isso demonstra a relevância de estudos experimentais voltados especificamente para estas suítes. Além disso, granitoides afins geoquimicamente a granitos tipo-A são subordinados em terrenos arqueanos e sua petrogênese não tem sido discutida de modo mais aprofundado, podendo os dados experimentais permitir avanços nessa área.

Em função do exposto, nesta pesquisa serão avaliados os comportamentos experimentais de rochas representativas da Suíte Planalto com caráter ferroso reduzido ($\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO}) > 0.89$; Feio *et al.* 2012) e da Suíte Vila Jussara, com caráter ferroso a magnesiano ($0.76 < \text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO}) < 0.99$; Dall’Agnol *et al.* 2017), de acordo com a classificação de Frost *et al.* (2001).

3.2 ESTIMATIVAS PRÉVIAS DE PARÂMETROS DE CRISTALIZAÇÃO

Em pesquisas anteriores, foram efetuados estudos químico-mineralógicos associados a termobarometria, nas suítes neoarqueanas Planalto e Vila Jussara (Cunha *et al.* 2016, Dall’Agnol *et al.* 2017, Sousa *et al.* 2022), com objetivo de estimar parâmetros intensivos de cristalização (P-T- XH₂O-*f*O₂).

Para a Suíte Planalto (SP), Cunha *et al.* (2016), aplicando o termômetro de saturação em zircão (Watson & Harrison 1983), obtiveram temperaturas iniciais de cristalização entre 897°C e 854°C, petrologicamente consistentes com temperaturas próximas do *liquidus* esperadas para granitos com afinidade tipo-A e rochas charnockíticas. Além disso, o geotermômetro de Ridolfi *et al.* (2010) também forneceu temperaturas entre 910°C e 831°C para a SP. Por sua vez, o termômetro em apatita (Harrison & Watson 1984), indicou temperaturas entre 704°C e 620°C, que são mais próximas das temperaturas do *solidus*, estimadas experimentalmente para sistemas graníticos (~700 °C; Naney 1983, Dall’Agnol *et al.* 1999). Portanto, o conjunto de dados termométricos sugere que a temperatura do *liquidus* da Suíte Planalto pode estar dentro do intervalo de 910°C a 850°C, sendo consistente com fonte granulítica proposta por Feio *et al.* (2012), como provável protólito do Planalto.

Na Suíte Vila Jussara (SVJ: Dall’Agnol *et al.* 2017), a aplicação do termômetro de saturação em zircão (Watson & Harrison 1983), forneceu intervalo de temperatura entre 915°C e 846°C, similar ao indicado pelo geotermômetro de Ridolfi *et al.* (2010), com variação de 914°C a 833°C. Tais intervalos podem representar temperaturas próximas do *liquidus* que se sobrepõem amplamente nas quatro variedades da suíte e são muito próximas àquelas obtidas para a Suíte Planalto (Cunha *et al.* 2016). Por outro lado, as temperaturas obtidas pelo termômetro de saturação em apatita (Harrison & Watson 1984), para a variedade reduzida da SJV definiram intervalo de 687°C a 565°C, crescendo para os granitos magnesianos oxidados (850°C a 800°C) e ferrosos oxidados (981°C a 844°C). Como evidências texturais indicam que a apatita cristaliza precocemente nos granitos das suítes Planalto e Vila Jussara, as mais baixas temperaturas obtidas pelo termômetro de saturação em apatita (Harrison & Watson 1984) foram descartadas, porque se aproximam daquelas do *solidus* dos sistemas graníticos (Naney 1983, Dall’Agnol *et al.* 2017).

Com relação a *f*O₂, a Suíte Planalto apresenta alta razão FeO/(FeO+MgO) >0.8, em rocha total e minerais (anfibólio e biotita), sugerindo variação de condições fortemente a moderadamente reduzidas. Em parte dos biotita-hornblenda monzogramitos (BHMzG) e

sienogranitos (SG) dessa suíte, o caráter fortemente reduzido é corroborado pela ausência de magnetita e baixa suscetibilidade magnética (SM) que indicam cristalização abaixo das condições do tampão FMQ (Cunha *et al.* 2016). Entretanto, há igualmente BHMzG e SG da SP, com suscetibilidade magnética mais elevada e presença de magnetita, o que aponta para cristalização ligeiramente acima ou controlada pelo referido tampão (FMQ a FMQ+0,5; Cunha *et al.* 2016).

A Suíte Vila Jussara (SVJ) apresenta granitoides ferrosos fortemente a moderadamente reduzidos similares aos da Suíte Planalto. Porém, além destes, ocorrem também granitoides ferrosos oxidados e magnesianos, tendo a magnetita (\pm ilmenita) como principal óxido de Fe-Ti. Dall’Agnol *et al.* (2017) e Sousa *et al.* (2022) realizaram estudos termobarométricos nas principais variedades petrográficas da SVJ: biotita-hornblenda monzogranito (BHMzG), biotita-hornblenda tonalito (BHTnl), biotita monzogranito (BMzG) e hornblenda-biotita granodiorito (HBGd) e constataram que, em termos de temperatura, teor de H₂O e, possivelmente, pressão, as condições de cristalização da Suíte Vila Jussara são muito similares às da Suíte Planalto. Porém, diversas variedades oxidadas da SVJ se formaram em condições distintas no que tange a fugacidade de oxigênio, sendo que as rochas oxidadas do BHMzG foram geradas em condições moderadamente oxidantes (entre NNO e NNO-0,5), enquanto os granitos magnesianos cristalizaram em condições oxidantes, com fO_2 variando entre NNO e NNO+1 (Sousa *et al.* 2022). Como diversos geobarômetros de ampla utilização na literatura (Blundy & Holland 1990, Johnson & Rutherford 1989, Ridolfi *et al.* 2010, Schmidt, 1992, Anderson & Smith 1995), forneceram pressões consideradas de modo geral muito elevadas, Cunha *et al.* (2016) e Dall’Agnol *et al.* (2017) sugeriram que os magmas neoarqueanos das suítes Planalto e Vila Jussara podem ter sido gerados em altas profundidades crustais (~1000 e 800 MPa), porém, a sua pressão de colocação foi estimada como sendo entre 300 e 500 MPa, tendo por base evidências estruturais e geológicas. Além disso, Dall’Agnol *et al.* (2017) e Cunha *et al.* (2021) descreveram epidoto magmático nas variedades da Suíte Vila Jussara, sendo esse mineral ausente na Suíte Planalto (Cunha *et al.* 2016 e 2021). Com isso, a presença de epidoto magmático é um fator que distingue a Suíte Vila Jussara dos demais granitoides neoarqueanos da PC. Por outro lado, as investigações experimentais que sugerem cristalização inicial de epidoto em altas pressões, entre ~1000 e 800 MPa em composições granodioríticas e tonalíticas associadas a condições de fO_2 oxidada (Liou 1973, Schmidt & Thompson 1996, Poli & Schmidt 2004, Schmidt & Poli 2004, Oliveira *et al.* 2010), fortalecem a hipótese de formação destes magmas em altas pressões (Cunha *et al.* 2021). O conteúdo de água nos magmas das

Suítes Planalto e Vila Jussara foi estimado como sendo $\geq 4\%$ por Cunha *et al.* (2016) e Dall’Agnol *et al.* (2017), com base na paragênese mineral e, principalmente, na presença de anfibólio e ausência ou escassez de piroxênios, que sugerem conteúdo de H₂O expressivo (Naney 1983, Dall’Agnol *et al.* 1999).

3.3 MATERIAL DE PARTIDA, EQUIPAMENTO EXPERIMENTAL E EXPERIMENTOS REALIZADOS

Inicialmente foram selecionadas quatro amostras como materiais de partida experimentais. Para representar a Suíte Vila Jussara foram selecionadas duas amostras, MDP-02E e MDP-02A, que seriam representativas dos magmas magnesianos da suíte, sendo a primeira classificada como biotita-anfibólio tonalito com 60% de SiO₂ (Tabela 1) e razão FeO_t/(FeO_t+MgO_t) em rocha total de 0.75 (Sousa *et al.* 2022), enquanto a segunda corresponde a biotita monzogranito com 71,20% de SiO₂ e razão FeO_t/(FeO_t+MgO_t) em 0.79 (Sousa *et al.* 2022). A terceira amostra (PFA-77) da SVJ é um biotita-anfibólio monzogranito, com 75,02% SiO₂ e razão FeO_t/(FeO_t+MgO_t) igual a 0.93 (Dall’Agnol *et al.* 2017; Sousa *et al.* 2022), sendo representativa do magma ferroso reduzido da suíte. Para representar o magma ferroso reduzido da Suíte Planalto, foi selecionada a amostra AMR-116, um biotita-anfibólio sienogranito com 74,13% de SiO₂ e razão FeO_t/(FeO_t+MgO_t) de 0.97 (em rocha total; Feio *et al.* 2012). Entretanto, nesse capítulo 4 serão apresentados apenas os resultados experimentais das amostras MDP-02E (SVJ) e AMR-116 (SP), pois as amostras PFA-77 e MYF-77 apresentam dados extremamente complexos e por essa razão, necessitam de mais tempo para o amadurecimento e interpretação dos resultados.

A preparação dos materiais de partida para os experimentos seguiu os seguintes passos. As quatro amostras foram pulverizadas e os pós correspondentes foram inseridos, separadamente, em cadinhos de platina e levados ao forno em temperatura de $\sim 1400^{\circ}\text{C}$, passando duas vezes pelo processo de fusão, por um período 3 horas ao ar (à pressão atmosférica) e depois resfriados em água. Os vidros resultantes (secos) foram moídos em tamanhos $<20 \mu\text{m}$, pesados e usados como matéria-prima dos experimentos (Fig. 2a). As análises de vários fragmentos de vidro por microssonda eletrônica (EMP) mostraram que eles são homogêneos, com composições semelhantes às composições em rocha total (Tabela 1), indicando que a perda elementar durante a fusão foi insignificante.

Tabela 1- Composição dos materiais de partida (% em peso) do tonalito (MDP-02E) pertencente à Suíte Vila Jussara e sienogranito (AMR-116) da Suíte Planalto. Comparação do vidro experimental com dados de geoquímica em rocha total da rocha natural

Suíte Vila Jussara			Suíte Planalto		
MDP-02E			AMR-116		
Composição	Natural ¹	Vidro	Composição	Natural ²	Vidro
SiO ₂	60,00	61,05	SiO ₂	74,13	73,17
TiO ₂	1,06	1,09	TiO ₂	0,25	0,18
Al ₂ O ₃	13,90	13,77	Al ₂ O ₃	12,21	12,16
FeO	8,18	8,47	FeO	3,14	3,50
MnO	0,12	0,09	MnO	0,05	0,06
MgO	2,78	2,84	MgO	0,11	0,10
CaO	5,56	5,54	CaO	1,36	1,41
Na ₂ O	3,38	3,52	Na ₂ O	3,17	2,94
K ₂ O	1,75	1,91	K ₂ O	4,65	4,76
Total	96,73	98,29	Total	99,07	98,28

(1) Composição geoquímica em rocha total de Sousa et al. (2022) e (2) Feio et al. (2012).

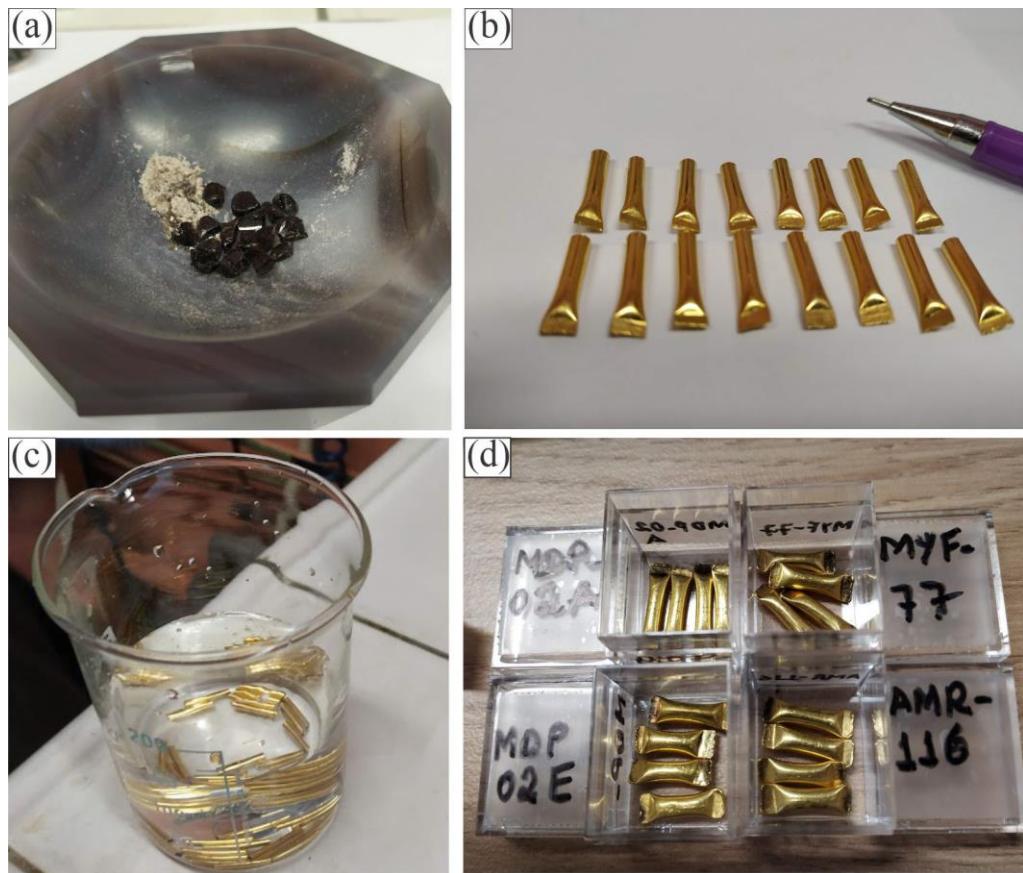


Figura 2- a) Vidro pulverizado após duas fusões em temperatura de ~1400°C e resfriamento em água; b) Cápsulas do Au com base soldada; c) Higienização das cápsulas de Au com água deionizada; d) Cápsulas preenchidas e soldadas para isolamento completo de base e topo.

As cargas experimentais de ouro puro (Au), com tamanho de 2,5/2,9 mm de diâmetro interno/externo ~1,5 cm de comprimento (Fig 2b), são inicialmente higienizadas com água

deionizada e fervidas em uma mistura de H₂O e ácido clorídrico por 3 a 4 minutos, posteriormente são lavadas por água corrente e aquecidas no maçarico para retirar toda a umidade do processo de limpeza (Fig. 2c). Na sequência, as cápsulas de Au são armazenadas em estufa para retirar fluidos remanescentes e em seguida são soldadas, criando a base que permitirá a inserção dos materiais de partida e H₂O (Fig. 2b). O processo de preenchimento das cápsulas de Au inicia com a variação da concentração de água (XH₂O; mol% H₂O/[H₂O+CO₂]) e oxalato de prata (Ag₂C₂O₄) em quantidades variadas (mantendo H₂O+CO₂ em ~3.5 mg). Após a H₂O e oxalato de prata, cerca de 30 mg dos pós dos vidros secos (Fig. 2a) são carregados nas cápsulas de Au, com XH₂O, na maioria dos experimentos, variando em 1.00, 0.89, 0.86 e 0.70. Posteriormente, as cápsulas de Au são soldadas novamente para isolamento completo de base e topo (Fig. 2d), com verificação se há possíveis vazamentos por meio do aquecimento em óleo e pesagem. Caso não sejam identificados vazamentos, indicados pela presença de bolhas, as cápsulas são inseridas na estufa à temperatura de 120°C por várias horas (≥ 2), de modo a garantir a distribuição homogênea do fluido internamente. Por fim, as cápsulas são retiradas da estufa e pesadas novamente para verificar a integridade do material de partida, a partir da ausência de variação do peso. No decorrer do processo, sendo identificado vazamentos de fluidos (por bolhas) ou variação significativa de peso, as cápsulas de Au são descartadas e refeitas seguindo os mesmos procedimentos de preenchimento, soldagem e checagem de isolamento. Os experimentos mais oxidantes foram tamponados no fH₂ intrínseco no recipiente de pressão (isto é, em ~ NNO+2.4; cf. Dall'Agnol *et al.* 1999). Para experimentos de redução, sensores sólidos de Co-Pd-O e Ni-Pd-O foram preparados para monitorar a fO₂, seguindo a técnica de Taylor *et al.* (1992).

Foram realizados nove experimentos (Tabelas 2 e 3), totalizando 120 cápsulas. Em cada experimento foram alocadas de 12 a 16 cápsulas em recipientes de pressão aquecidos internamente (IHPV) usando um forno *Kanthal* (Figs. 3a, 3b e 3c). Os experimentos em condições de redução ($f\text{O}_2 \sim \text{NNO}-1.3$; Tabela 2) foram pressurizados por uma mistura de gás Ar-H₂ (Scaillet *et al.* 1992). As execuções de oxidação ($f\text{O}_2 \sim \text{NNO}+2.4$; Tabela 3) foram realizadas usando gás Ar puro como meio de pressão e com aumento da temperatura, a pressão final é alcançada (Figs. 3d e 3e). A temperatura foi monitorada com dois termopares tipo S envolvendo porta amostras, com um erro de $\pm 5^\circ\text{C}$, a pressão foi monitorada com um transdutor calibrado com o medidor *Heise Bourdon*, com uma incerteza geral de ± 0.2 MPa. Todos os experimentos foram encerrados com o desligamento da fonte de alimentação, o que diminui a temperatura para $<100^\circ\text{C}$ em tempo ≤ 5 minutos. Um experimento foi realizado em alta pressão,

com uso do aparelho *piston cylinder*, com metodologia baseado em Prouteau *et al.* (2001) e Prouteau & Scaillet (2013). Entretanto, esse aparelho não apresenta o mesmo controle de fugacidade de oxigênio dos experimentos em baixa pressão, portanto, para o experimento de 8 kbar, a fugacidade de oxigênio não pôde ser fixada, sendo estimada como variável entre fO_2 reduzida e oxidada.

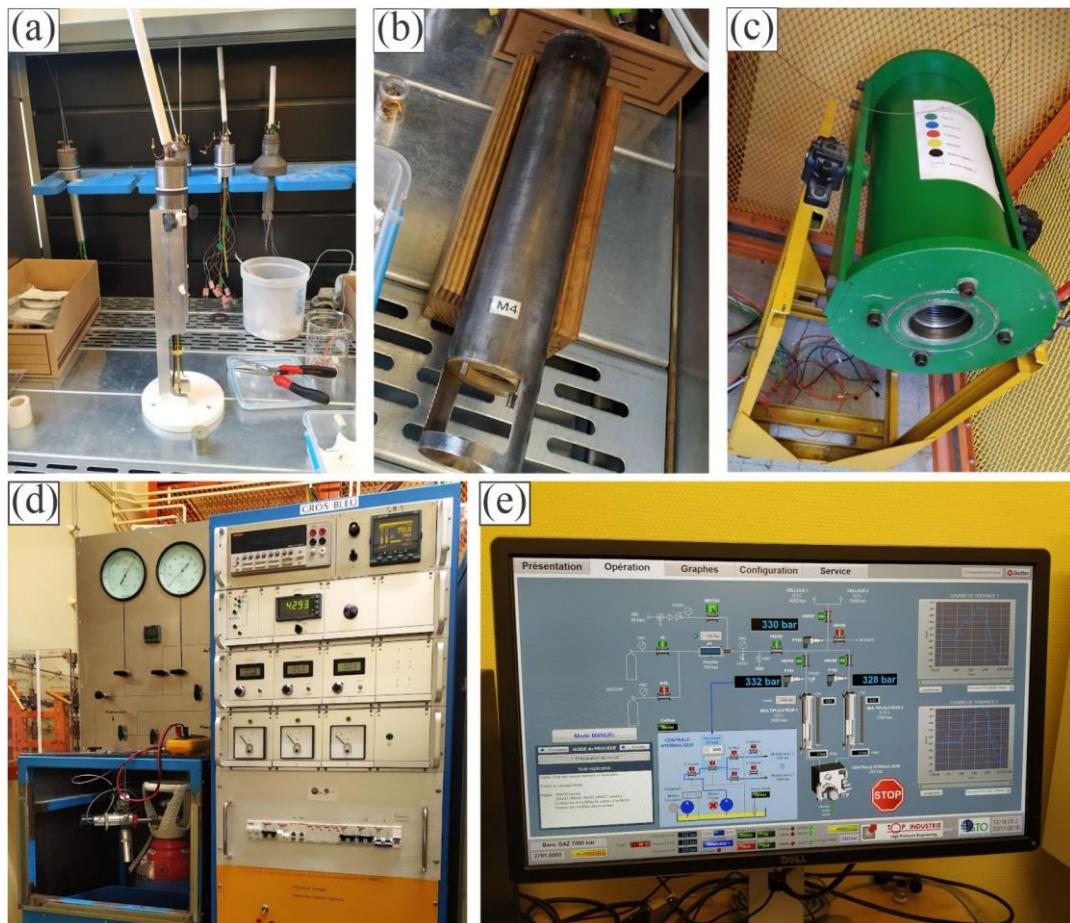


Figura 3- a) e b) Recipiente para inserção das cápsulas de Au; c) autoclaves com aquecimento interno (*internally heated pressure vessel-IHPV*); d) Equipamento *Gros Bleu* para com controle da calibração de temperatura e pressão, com acoplamento do gás Ar; e) Sistema para controle gradual do aumento da pressão.

Foram realizados nove experimentos, dos quais oito em pressão e fugacidade de oxigênio fixadas, enquanto temperatura e conteúdo de H₂O variaram (Tabela 2 e 3). O experimento VII foi realizado em condições particulares (Tabela 2 e 3), com T e P fixadas em ~750°C e 8 kbar, concentração de H₂O em 0.9% e fO_2 variável com condição redox reduzida a oxidada. As temperaturas investigadas se situaram entre 850°C e 668°C e foram baseadas no intervalo de cristalização de magmas graníticos em geral, com temperatura do *liquidus* geralmente >850°C e temperatura do *solidus* admitida em ~700°C (Naney 1983, Dall'Agnol *et al.* 1999). Entretanto, Scaillet *et al.* (1995a) especificam que em líquidos graníticos saturados em água, em pressão de 4 kbar, a cristalização se dá até temperaturas aproximadas de 640°C.

Tabela 2- Condições experimentais e fases identificadas na amostra MDP-02E representando a variedade magnesiana oxidada da Suíte Vila Jussara.

Suíte Vila Jussara – Amostra MDP-02E				
Amostra	XH₂O	H₂O/(H₂O+CO₂)	H₂O (wt%)	Fases experimentais
<i>Experimento VIII: P 4291 kbar, T 850°C, duração 14 dias ou 336 h, fO₂ (NNO -1.3)</i>				
MDP-02E	1,00	1,00	9,0	Vd, Amp, Ilm
MDP-02E	0,89	0,70	7,8	Vd, Amp, Ilm
MDP-02E	0,86	0,69	7,5	Vd, Amp, Ilm
MDP-02E	0,70	0,57	5,9	Vd, Amp, Pl, Ilm
<i>Experimento I: P 4291 kbar, T 800°C, duração 14 dias ou 336 h, fO₂ (NNO -1.3)</i>				
MDP-02E	1,00	1,00	9,0	Vd, Amp, Ilm
MDP-02E	0,89	0,70	7,8	Vd, Amp, Pl, Ilm
MDP-02E	0,86	0,69	7,5	Vd, Amp, Pl, Ilm
MDP-02E	0,70	0,57	5,9	Vd, Amp, Pl, Ilm
<i>Experimento II: P 4043 kbar, T 750°C, duração 13 dias ou 312 h, fO₂ (NNO -1.3)</i>				
MDP-02E	1,00	1,00	9,0	Vd, Amp, Pl, Ilm
MDP-02E	0,89	0,75	7,8	Vd, Amp, Pl, Ilm
MDP-02E	0,86	0,71	7,5	Vd, Amp, Pl, Ilm
MDP-02E	0,70	0,56	5,9	Vd, Amp, Pl, Ilm
<i>Experimento V: P 4392 kbar, T 700°C, duração 27 dias ou 648 h, fO₂ (NNO -1.3)</i>				
MDP-02E	1,00	1,00	9,0	Vd, Amp, Pl, Ilm, Zrn
MDP-02E	0,95	0,89	8,4	Vd, Amp, Pl, Ilm, Bt
MDP-02E	0,91	0,78	7,9	Vd, Amp, Pl, Ilm, Bt
<i>Experimento VI: P 4392 kbar, T 668°C, duração 27 dias ou 648 h, fO₂ (NNO -1.3)</i>				
MDP-02E	1,00	1,00	9,0	Vd, Amp, Pl, Ilm, Bt, Qz
MDP-02E	0,95	0,89	8,4	Vd, Amp, Pl, Ilm, Bt, Qz
MDP-02E	0,91	0,78	7,9	Vd, Amp, Pl, Ilm, Bt
<i>Experimento III: P 2 kbar, T 750°C, duração 13 dias ou 312 h, fO₂ (NNO -1.3)</i>				
MDP-02E	1,00	1,00	8,4	Vd, Amp, Pl, Ilm
MDP-02E	0,89	0,75	5,3	Vd, Amp, Pl, Ilm
MDP-02E	0,86	0,71	4,9	Vd, Amp, Pl, Ilm
MDP-02E	0,70	0,56	3,2	Vd, Amp, Pl
<i>Experimento VII: P 8 kbar, T 750°C, duração 13 dias ou 312 h, fO₂ (NNO-1.3 a NNO+2.4)</i>				
MDP-02E	1,00	1,00	9,0	Vd, Mag, Zrn
<i>Experimento IV: P 4720 kbar, T 800°C, duração 13 dias ou 312 h, fO₂ (NNO+2.4)</i>				
MDP-02E	1,00	1,00	9,0	Vd, Amp, Pl, Mag, Ilm
MDP-02E	0,89	0,70	7,8	Vd, Amp, Pl, Mag
MDP-02E	0,86	0,69	7,5	Vd, Amp, Pl, Mag
MDP-02E	0,70	0,57	5,9	Vd, Amp, Pl, Mag
<i>Experimento IX: P 4 kbar, T 700°C, duração 13 dias ou 312 h, fO₂ (NNO+2.4)</i>				
MDP-02E	1	1,00	9,0	Vd, Amp, Pl, Mag
MDP-02E	0,95	0,89	8,4	Vd, Amp, Pl, Mag
MDP-02E	0,91	0,78	8,0	Vd, Amp, Pl, Mag

$\Delta\text{NNO} = f\text{O}_2 \text{ (experimental)} - \log f\text{O}_2 \text{ (NNO)}$ (Chou, 1987). Anfibólio (Amp), biotita (Bt), plagioclásio (Pl), quartzo (Qz), magnetita (Mag), ilmenita (Ilm), titanita (Ttn), allanita (Aln), zircão (Zrn) e vidro (Vd).

Tabela 3- Condições experimentais e fases identificadas na amostra AMR-116 representando a variedade magnesiana oxidada da Suíte Vila Jussara.

Suíte Planalto – Amostra AMR-116				
Amostra	XH₂O	H₂O/(H₂O+CO₂)	H₂O (wt%)	Fases experimentais
<i>Experimento VIII: P 4291 kbar, T 850°C, duração 14 dias ou 336 h, fO₂ (NNO -1.3)</i>				
AMR-116	1,00	1,00	9,0	Vd, Ilm
AMR-116	0,89	0,70	7,8	Vd
AMR-116	0,86	0,69	7,5	Vd
AMR-116	0,70	0,57	5,9	Vd, Cpx
<i>Experimento I: P 4291 kbar, T 800°C, duração 14 dias ou 336 h, fO₂ (NNO -1.3)</i>				
AMR-116	1,00	1,00	9,0	Vd, Ilm
AMR-116	0,89	0,77	7,8	Vd, Fa, Cpx
AMR-116	0,86	0,69	7,5	Vd, Fa, Cpx
AMR-116	0,70	0,57	5,9	Vd, Fa, Cpx
<i>Experimento II: P 4043 kbar, T 750°C, duração 13 dias ou 312 h, fO₂ (NNO -1.3)</i>				
AMR-116	1,00	1,00	9,0	Vd, Cpx, Fa, Zrn, Aln, Ilm
AMR-116	0,89	0,75	7,8	Vd, Fa, Cpx, Ilm
AMR-116	0,86	0,71	7,5	Vd, Fa, Cpx, Aln
AMR-116	0,70	0,57	5,9	Vd, Fa, Cpx
<i>Experimento V: P 4392 kbar, T 700°C, duração 27 dias ou 648 h, fO₂ (NNO -1.3)</i>				
AMR-116	1,00	1,00	9,0	Vd, Fa, Bt
AMR-116	0,95	0,89	8,4	Vd, Cpx, Fa, Aln, Bt
AMR-116	0,91	0,70	8,0	Vd, Cpx, Fa, Aln, Zrn
<i>Experimento VI: P 4392 kbar, T 668°C, duração 27 dias ou 648 h, fO₂ (NNO -1.3)</i>				
AMR-116	1,00	1,00	9,0	Vd, Cpx, Bt, Aln, Qz
AMR-116	0,95	0,89	8,4	Vd, Cpx, Bt, Aln, Qz, Afs
AMR-116	0,91	0,70	8,0	Vd, Cpx, Bt, Aln, Qz, Afs
<i>Experimento II: 2 kbar, T 750°C, duração 13 dias ou 312 h, fO₂ (NNO -1.3)</i>				
AMR-116	1,00	1,00	8,40	Vd, Fa, Cpx
AMR-116	0,89	0,75	5,30	Vd, Fa, Lpx
AMR-116	0,86	0,71	4,90	Vd, Fa, Lpx
AMR-116	0,70	0,57	3,20	Vd, Fa, Cpx
<i>Experimento VII: P 8 kbar, T 750°C, duração 13 dias ou 312 h, fO₂ (NNO-1.3 a NNO+2.4)</i>				
AMR-116	1,00	1,00	9,0	Vd, Cpx, Zrn
<i>Experimento IV: P 4720 kbar, T 800°C, duração 13 dias ou 312 h, fO₂ (NNO+2.4)</i>				
AMR-116	1,00	1,00	9,0	Vd, Mag
AMR-116	0,89	0,70	7,8	Vd, Mag
AMR-116	0,86	0,69	7,5	Vd, Mag
AMR-116	0,70	0,57	5,9	Vd, Mag
<i>Experimento IX: P 4 kbar, T 700°C, duração 13 dias ou 312 h, fO₂ (NNO+2.4)</i>				
AMR-116	1,00	1,00	9,0	Vd, Amp, Aln, Ttn, Mag
AMR-116	0,95	0,89	8,4	Vd, Amp, Aln, Ttn; Mag, Afs
AMR-116	0,91	0,78	8,0	Vd, Amp, Aln, Ttn; Mag, Afs

$\Delta\text{NNO} = fO_2(\text{experimental}) - \log fO_2(\text{NNO})$ (Chou 1987). Clinopiroxênio (Cpx), Faialita (Fa), anfibólio (Amp), biotita (Bt), plagioclásio (Pl), álcali-feldspato (Afs), quartzo (Qz), magnetita (Mag), ilmenita (Ilm), titanita (Ttn), allanita (Aln), zircão (Zrn) e vidro (Vd).

A pressão escolhida para a maioria dos experimentos foi de 4 kbar, em razão das estimativas anteriores de colocação dos granitos estudados entre 3 e 5 kbar. Entretanto, foram realizados adicionalmente experimentos em 2 kbar e 8 kbar, afim de verificar possíveis

modificações dos domínios de estabilidade das fases experimentais em função da pressão, inclusive a possibilidade ou não de formação do anfibólio em baixa pressão.

Com relação à fugacidade de oxigênio, cinco experimentos foram calibrados em fO_2 reduzida (~NNO-1.3) e apenas dois experimentos em fO_2 oxidantes (~NNO+2.4), além de um experimento em fO_2 variável entre reduzida (~NNO-1.3) e oxidada (~NNO+2.4).

Após os experimentos, todas as cápsulas foram pesadas para verificar se houve alterações significativas de peso e/ou vazamentos. Fragmentos dos produtos experimentais são delicadamente retirados das cápsulas de Au, com uso de alicates e pinças e, em seguida, incorporados em resina epóxi, formando pastilhas que passam por polimento para retirada do excesso de resina sob os fragmentos dos produtos experimentais. Dos nove experimentos, seis pastilhas passaram por imageamento e análises por meio de elétrons retroespalhados em microscópio eletrônico de varredura (MEV) e microssonda eletrônica e três pastilhas apresentam imageamento e análises apenas por EDS em MEV.

3.3.1 Vidro inicial

Os vidros iniciais analisados se mostram homogêneos e correspondem aos materiais de partida das amostras MDP-02E e AMR-116 (Tabela 1). O vidro da amostra MDP-02E é ligeiramente enriquecido em SiO_2 , com variação de 60% em rocha total e 61,70% no vidro, enquanto a amostra AMR-116 apresenta teores mais elevados de SiO_2 em rocha total (74,13%) do que no vidro (73,17%; Tabela 1). De forma geral, a composição do vidro da amostra MDP-02E se mostra algo enriquecida em TiO_2 (~+2,8%), FeO (+3,5%), K_2O (+9,1%), Na_2O (+4,1%) e MgO (+2,16%) e empobrecida em Al_2O_3 (-0,9%) e MnO (-25%). por outro lado, o vidro da amostra AMR-116 apresenta conteúdos ligeiramente maiores de FeO , CaO e K_2O do que a amostra original, bem como ligeira diminuição de SiO_2 (~-1,3%), Al_2O_3 (-0,4%) e Na_2O (-7,3%; Tabela 1). Comparativamente, os conteúdos dos principais óxidos, obtidos nos vidros da composição tonalítica (MDP-02E) e sienogranítica (AMR-116), se mostram próximas dos valores em rocha total das amostras naturais, demonstrando que os materiais de partida de ambas as amostras atingiram condições muito próximas daquelas naturais (Tabela 1).

3.4 MÉTODOS ANALÍTICOS

O processo de imageamento das fases experimentais pertencentes aos experimentos I e II foi realizada preliminarmente no microscópio eletrônico de varredura Zeiss, no *Institut des Sciences de la Terre*, da *Université d'Orléans*. Posteriormente, os resultados dos experimentos I, II, III, IV, V e VII foram refinados ou estudados inteiramente no Laboratório de Microanálises

do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, inicialmente em MEV Zeiss modelo Sigma-VP, seguido de microssonda JEOL JXA-8230 com 5 espectrômetros em WDS e um EDS nas seguintes condições: voltagem de aceleração constante =15 kV, corrente do feixe de elétrons =20 nA, diâmetro do feixe de elétrons =5 μm, método de correção dos efeitos de matriz =ZAF, tempo de contagem para análise de elementos maiores e menores =15 s e 30 s, respectivamente. Os elementos analisados, padrões e cristais analisadores utilizados estão discriminados na tabela 4.

Os resultados dos experimentos VI, VIII e IX (Tabelas 2 e 3) foram analisados no Laboratório de Microscopia Eletrônica (LME) do Museu Paraense Emílio Goeldi por meio de microscópio eletrônico de varredura (MEV) do tipo Mira3 Tescan, sob condições de voltagem de 20kv. Não foi possível complementar tais estudos com análises de microssonda eletrônica, até este momento.

Os dados obtidos no MEV permitiram uma visualização relativamente rápida das composições semiquantitativas e de aspectos texturais das fases obtidas nos experimentos, servindo de base para as análises em microssonda eletrônica. O conjunto de dados permitiu a elaboração de diagramas de fases nos intervalos de temperatura de 850°C a 668°C em $f\text{O}_2$ reduzida e de 800°C a 700°C em $f\text{O}_2$ oxidada. As abreviações minerais utilizadas são as de Whitney e Evans (2010) e o tratamento dos dados obtidos foi feito através do uso de tabelas modeladas para cálculos de fórmulas estruturais, baseados apenas nas composições obtidas por WDS em microssonda eletrônica. Posteriormente, as composições minerais dos membros finais foram calculadas da seguinte forma: (1) O teor de plagioclásio (Pl) anortita (An) foi calculado como $[\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})]*100$; (2) Os componentes dos piroxênios, enstatita (En), ferrosilita (Fs) e wollastonita (Wo) foram calculados, respectivamente, como $[\text{Mg}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe})]*100$, $[\text{Fe}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe})]*100$, e $[\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe})]*100$, sendo a distinção entre ortopiroxênio ($\text{Opx}<5\% \text{ Wo}$), pigeonita ($\text{Pgt } 5\text{-}20\% \text{ Wo}$) e augita ($\text{Aug } 20\text{-}45\% \text{ Wo}$) feitas com base na proporção de wollastonita. Os piroxênios enstatita, diopsídio ($>45\% \text{ Wo}$) e hedenbergita ($>45\% \text{ Wo}$) tiveram suas fórmulas calculadas seguindo Morimoto (1988). Os piroxênios com composição pobre em Ca, são classificados genericamente neste estudo como clinopiroxênios do tipo pigeonita; (3) A composição e classificação do anfibólio (Amp) foram definidas de acordo com Leake *et al.* (1997), sendo a razão $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+3}$ estimada com base em Schumacher (1997); (4) A classificação da biotita (Bt) segue Rieder (1998); (5) O cálculo das proporções

Tabela 4- Padrões e cristais analisadores utilizados nas análises de WDS em microssonda para as amostras MDP-02E e AMR-116.

PADRÕES									
	Biotita	Anfibólio	Ortopiroxênio	Clinopiroxênio	Olivina	Magnetita	Ilmenita	Allanita	Plagioclásio
F	-	Fluorita	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	Sodalita	-	-	-	-	-	-	-
Al	Corindon	Corindon	Corindon	Corindon	Corindon	Corindon	Corindon	Corindon	Corindon
Si	Quartzo	Quartzo	Quartzo	Quartzo	Quartzo	Quartzo	Quartzo	Quartzo	Quartzo
Na	Sodalita	Sodalita	Sodalita	Sodalita	Sodalita	-	-	-	Sodalita
Mg	Periclasio	Periclasio	Periclasio	Periclasio	Periclasio	Periclasio	Periclasio	Periclasio	Periclasio
Ca	Wollastonita	Wollastonita	Wollastonita	Wollastonita	Wollastonita	-	-	Wollastonita	Wollastonita
K	Microclinio	Microclinio	Microclinio	Microclinio	Microclinio	-	-	-	Microclinio
Mn	Rhodonita	Rhodonita	Rhodonita	Rhodonita	Rhodonita	-	-	Rhodonita	-
Fe	Magnetita	Magnetita	Magnetita	Magnetita	Magnetita	Fe	Magnetita	Magnetita	Magnetita
Ti	Rutilo	Rutilo	Rutilo	Rutilo	Rutilo	Rutilo	Rutilo	-	Rutilo
Cr	-	-	-	-	-	Cr ₂ O ₃	-	-	-
Y	-	-	-	-	-	-	-	Y-Al-Granada	-
La	-	-	-	-	-	-	-	LaPO ₄	-
Ce	-	-	-	-	-	-	-	CePO ₄	-

molares de ilmenita e ulvoespinelio em ilmenita (Ilm) e magnetita (M) segue a abordagem de Carmichael & Nicholls (1967).

A maioria dos cristais presentes nos experimentos era grande o suficiente para permitir análises de EDS e WDS, porém, em algumas cargas de baixa temperatura e menor concentração de H₂O, os cristais eram muito pequenos, resultando em análises contaminadas, sendo isto verificado com maior frequência nos casos de biotita, piroxênios, ilmenita e magnetita. A possível contaminação das análises minerais pelo vidro da matriz e/ou minerais vizinhos foi avaliada com base nos totais analíticos (% em peso de óxidos) e para algumas cargas, apesar do esforço feito, nenhuma composição de ilmenita e magnetita sem contaminação pôde ser determinada.

4. RESULTADOS EXPERIMENTAIS

4.1 FASES EXPERIMENTAIS

As fases experimentais se distribuem de modo relativamente homogêneo e se apresentam em cristais não zoneados, exceto para titanita, com tamanhos variáveis entre ~70 mm e <5 mm. As fases cristalizadas nos nove experimentos são as seguintes: clinopiroxênio (Cpx; figura 4a), Faialita (Fa; figura 4b), clinopiroxênio de baixo CaO (Lpx; figura 4c), anfibólito (Amp; figura 4d), biotita (Bt; figura 4f), plagioclásio (Pl; figura 4d), magnetita (Mag; figura 4e), ilmenita (Ilm; figura 4d), allanita (Aln; figura 5a), titanita (Ttn; figura 5b), zircão (Zrn; figura 4f), álcali-feldspato (Afs) e quartzo (Qz). Além destas fases, tem-se a presença de vidro (Vd) que constitui a matriz. As curvas *solidus* e de saturação em H₂O nos diagramas de fases das amostras MDP-02E e AMR-116A foram traçadas com base nos trabalhos de Dall'Agnol *et al.* (1999) e Bogaerts *et al.* (2006). Os experimentos em *fO*₂ reduzida foram mais numerosos e permitiram delimitar campos de estabilidade das fases e, com isso, definir um diagrama de fases. Isto não foi possível no caso daqueles em condições oxidantes devido ao baixo número de experimentos.

4.1.1 Amostra MDP-02E - Biotita-anfibólito tonalito

Em condições de pressão (~4 kbar) e *fO*₂ (~NNO-1.3) fixadas, e temperatura variável entre 850°C e 668°C e teor de água entre 6 % e 9 % (Fig. 6a), Amp, Ilm, Pl, Bt, Qz e Zrn, cristalizaram a partir da composição biotita-anfibólito tonalito, pertencente à variedade magnesiana oxidada da Suíte Vila Jussara (tabela 2). Amp e Ilm são as fases próximas ao *liquidus* sendo acompanhadas por Pl nos experimentos com menores teores de H₂O (Fig. 6a).

Ilm e Vd estão presentes em todas as cápsulas analisadas, independentemente da temperatura e conteúdo de H₂O. Nos experimentos entre 850°C e 700°C, Amp ocorre em todas as cápsulas.

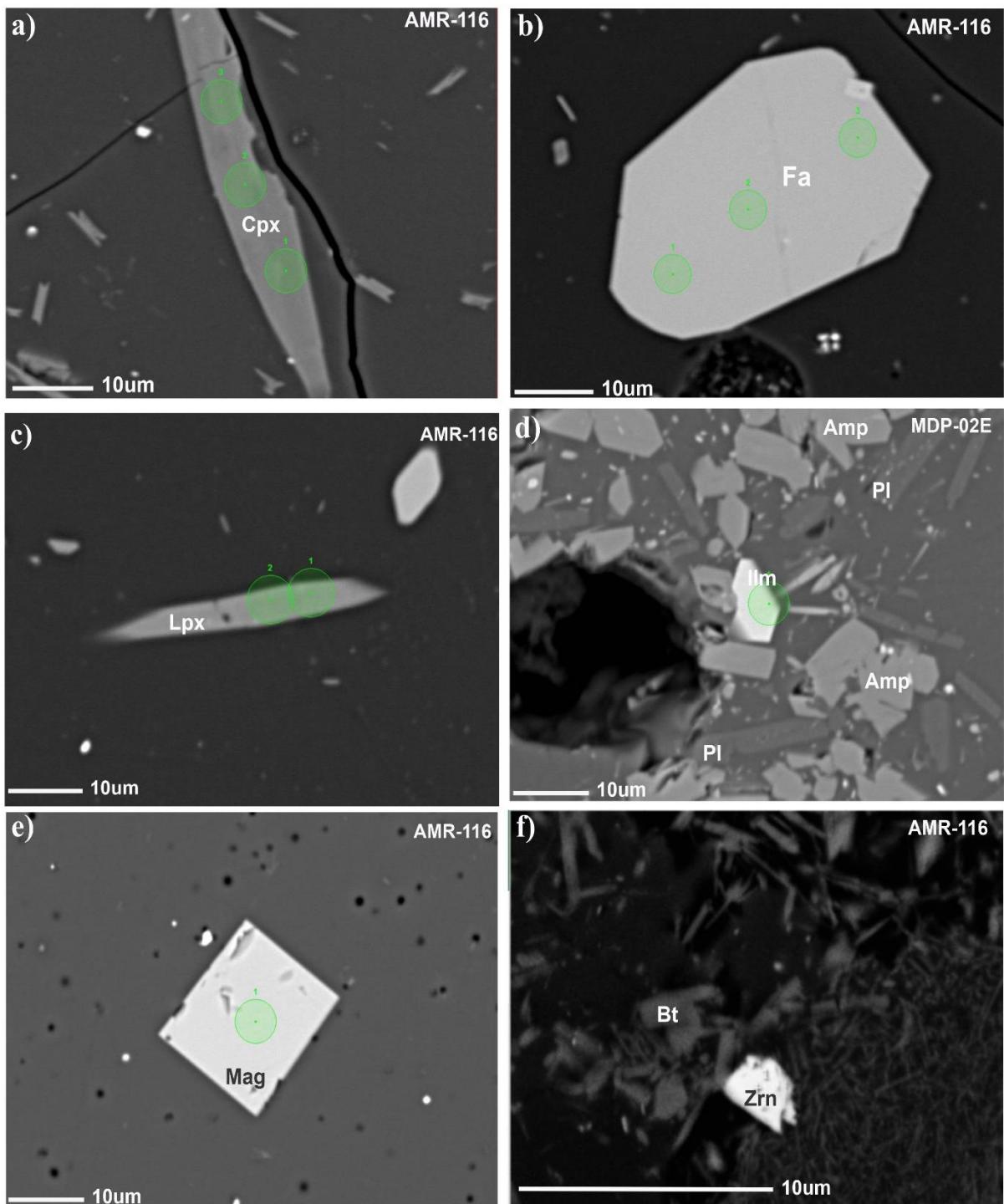


Figura 4- Imagens de elétrons retroespelhados em microssonda eletrônica exibindo os aspectos texturais das fases experimentais cristalizadas nos experimentos reduzidos ($\sim f\text{O}_2 -1.3$) e oxidados ($\sim f\text{O}_2 +2.4$), com temperaturas variáveis de 850°C a 668°C e pressão de 4 kbar. a) Clinopiroxênio (Cpx); b) faialita (Fa); c) pigeonita (Lpx); d) associação mineral com anfibólio (Amp), plagioclásio (Pl) e ilmenita (Ilm); e) magnetita (Mag) e; f) zircão (Zrn) e finas palhetas de biotitas (Bt).

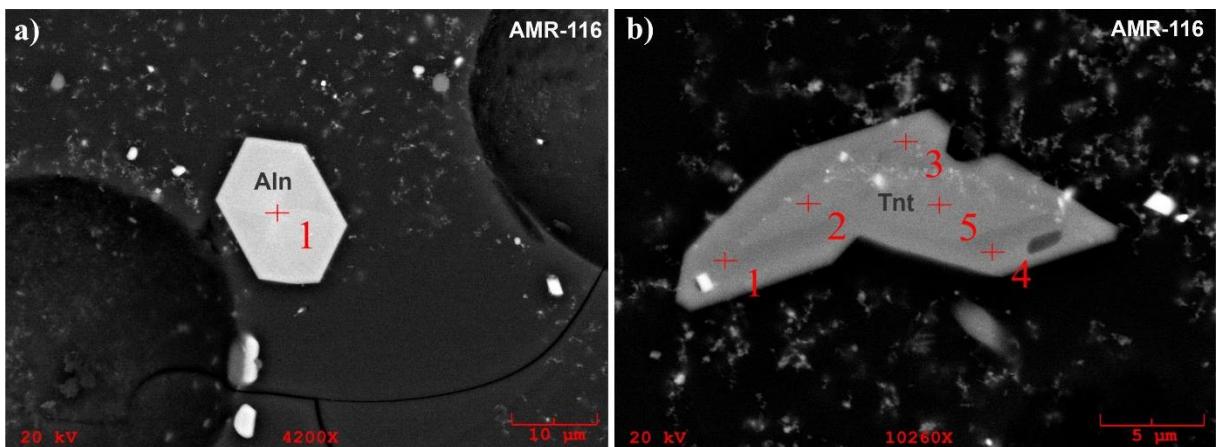


Figura 5- Continuação da figura 4 com imagens de elétrons retroespelhados em MEV exibindo os aspectos texturais das fases experimentais cristalizadas na amostra AMR-116 em condições oxidadas ($\sim f\text{O}_2 +2.4$), temperatura $\sim 700^\circ\text{C}$ e pressão de 4 kbar. a) Allanita (Aln); b) titanita zonada (Tnt).

Já nos experimentos em condições próximas do *solidus* ($T \sim 668^\circ\text{C}$), Amp está presente nas cápsulas com teores de H_2O de 9% e 8.4% e ausente em conteúdo de H_2O de 8% (Fig. 6a). Portanto, o anfibólio possui amplo campo de estabilidade que se estende da T *liquidus* a T *solidus*. Em temperaturas mais elevadas, próximo ao *liquidus* ($T \sim 850^\circ\text{C}$), o plagioclásio cristaliza apenas nos experimentos com mais baixo conteúdo de H_2O (~6%; Fig. 6a) e a temperatura de 800°C , ele se forma em teores de H_2O mais elevados, mas sempre $< 8\%$.

Nas temperaturas entre 750°C e 668°C , Pl é estável em todos experimentos realizados, independente do conteúdo de H_2O (Fig. 6a). Portanto, o campo de estabilidade do Pl também é amplo, porém a temperaturas mais elevadas ($T > 750^\circ\text{C}$), se mostra mais reduzido, pois ele é limitado a menores conteúdos de H_2O . Bt inicia sua cristalização a temperaturas mais baixas ($T \leq 700^\circ\text{C}$; fig. 6a), cristalizando em toda a faixa de H_2O explorada (9% a 8% em peso), e permanece estável em condições próximas ao *solidus* ($T \sim 668^\circ\text{C}$). Zrn foi identificado apenas em dois experimentos em T de 700°C e 668°C , ambos com altos conteúdos de H_2O . O Qz foi identificado em dois experimentos a $T \sim 668^\circ\text{C}$ (Fig. 6a), porém admite-se que sua cristalização deva ter iniciado em temperaturas um pouco mais elevadas, embora ele não tenha sido identificado nos experimentos a 700°C . Da mesma forma, embora não tenha sido identificado nos experimentos, admite-se hipoteticamente a formação de Afs, que se acha presente em pequena proporção na composição modal do tonalito, em temperatura próxima do *solidus*.

Aceita-se que o tonalito da Suíte Vila Jussara foi formado em condições oxidantes (NNO a NNO+1; Dall'Agnol *et al.* 2017, Sousa *et al.* 2022). Portanto, os experimentos a $P \sim 4$ kbar e $f\text{O}_2 \sim \text{NNO}+2.4$ (Fig. 6b), se mostram, em tese, mais próximos das condições do sistema natural.

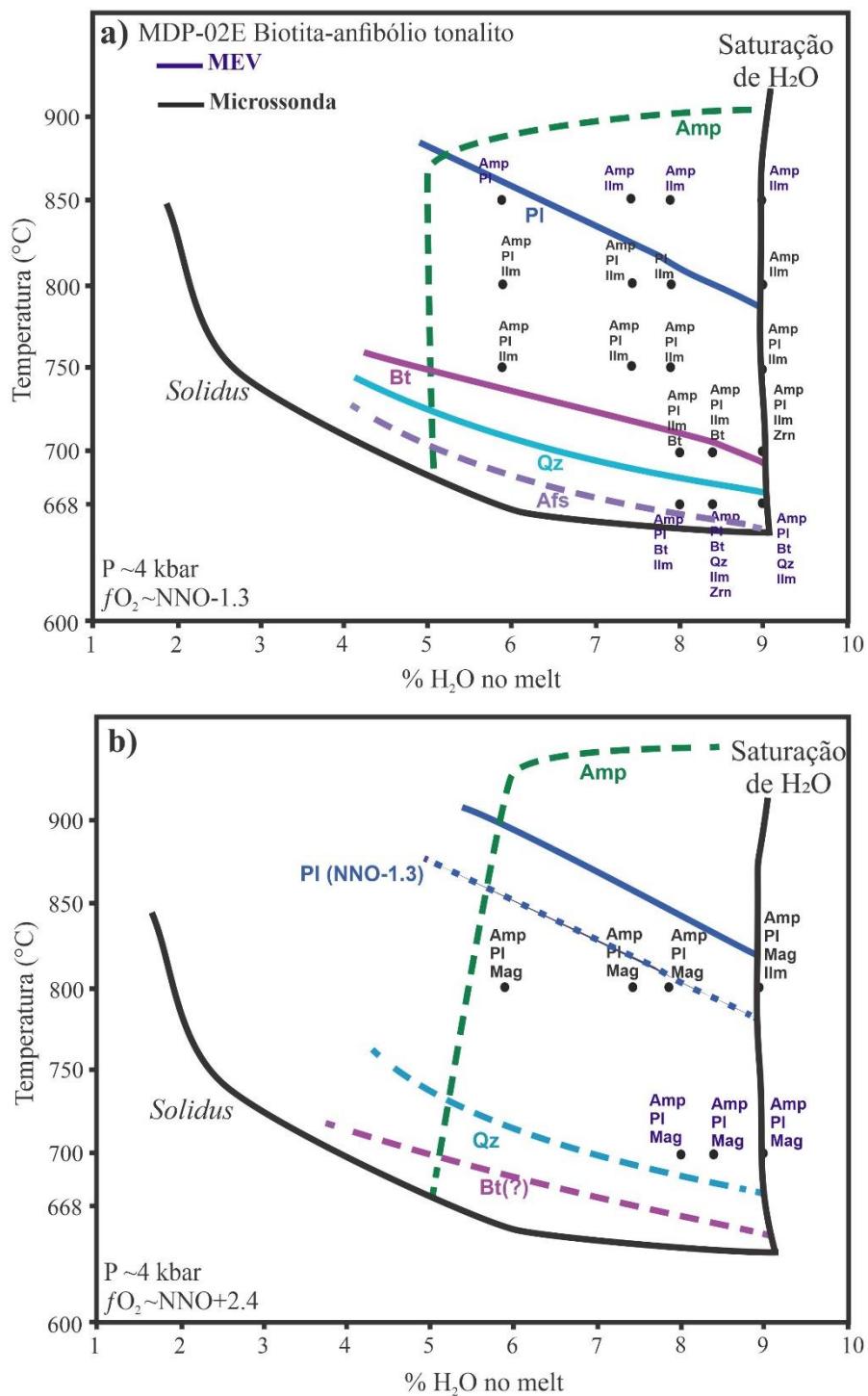


Figura 6- Diagramas de fases isobáricos para a composição tonalítica da Suíte Vila Jussara (MDP-02E) em função da temperatura e do teor de H_2O no melt. Os números inseridos na abscissa são $\text{XH}_2\text{O} = [\text{H}_2\text{O}/(\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2)]$ em % molar. As curvas *solidus* são baseadas nos trabalhos de Dall'Agnol *et al.* (1999) e Bogaerts *et al.* (2006). a) Diagrama de fases com condições fixadas em $f\text{O}_2 \sim \text{NNO}-1.3$ e pressão em ~4 kbar, exibindo variação da temperatura entre 850°C e 668°C e concentração de H_2O de 9% a 6%; b) Diagrama de fases com condições fixadas em $f\text{O}_2 \sim \text{NNO}+2.4$ e pressão em ~4 kbar e variação de T e H_2O similar a figura 6a. Abreviações minerais seguem Whitney & Evans (2010): Ilm: ilmenita; Mag: magnetita; Amp: anfibólio; Bt: biotita; Pl: plagioclásio; Qz: quartzo; Zrn: zircão.

Nestes experimentos, Amp, Pl e Mag cristalizaram em todas as cápsulas entre 800°C e 700°C (Fig. 6b). Comparativamente as condições reduzidas anteriormente descritas, em condições oxidantes, Mag é o óxido de Fe-Ti estável nas diferentes condições, com Ilm cristalizando juntamente com Mag apenas em T~800°C e conteúdo de H₂O de 9%. Embora não observados nos experimentos, admite-se a formação de Qz e Bt em temperaturas próximas do *solidus* que não foram testadas experimentalmente em condições oxidantes (Fig. 6b). Exceto pelo contraste acentuado entre Mag e Ilm já mencionado, não há diferenças acentuadas entre as associações de fases observadas em condições oxidantes e reduzidas, com Pl e Anf sendo as fases totalmente dominantes, tal como se observa no tonalito.

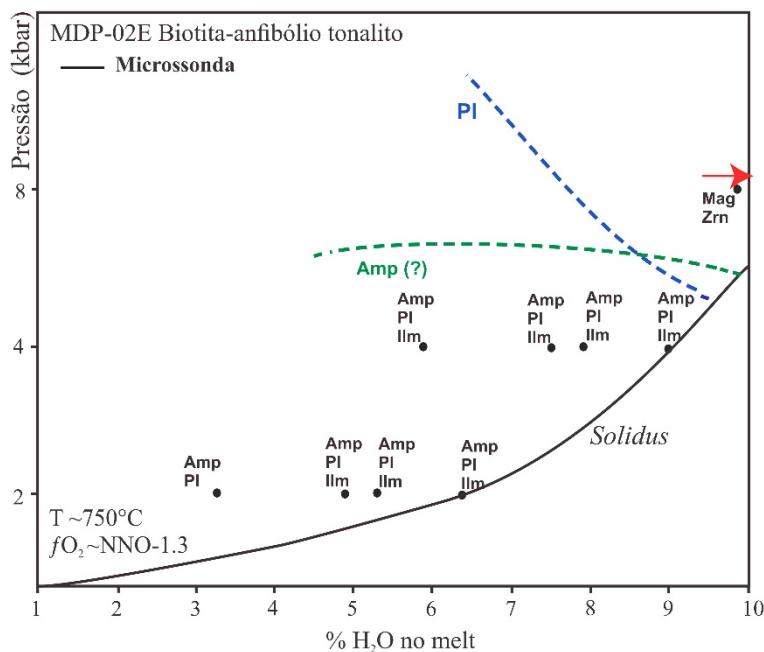


Figura 7- Diagrama de fases com condições fixadas em $f\text{O}_2 \sim \text{NNO-1.3}$ e temperatura em $\sim 750^\circ\text{C}$, com variação da pressão em 2, 4 e 8 kbar, além de concentração de H₂O entre 3% e 6,5%. As condições redox ($\sim \text{NNO-1.3}$) são valores médios. Abreviações minerais seguem Whitney & Evans (2010), similarmente a figura 6.

Para testar efeitos da pressão na estabilidade das fases foram realizados experimentos com variação da pressão entre 2 kbar, 4 kbar e 8kbar (Fig. 7), e temperatura e $f\text{O}_2$ fixadas, respectivamente, em $\sim 750^\circ\text{C}$ e $\sim \text{NNO-1.3}$. Além disso, nos experimentos a 2 kbar, foram estudadas amostras com teores de H₂O variáveis entre 3% e 6,5%. Constatou-se que, nas pressões de 2 kbar e 4 kbar, exceto no experimento com menor teor de H₂O, tem-se a mesma associação de fases, Amp+Pl+Ilm, ou seja, neste intervalo de pressão, esta associação permanece estável. A ausência de Ilm em 2kbar e H₂O <4% pode ser apenas aparente, porque há finos cristais possivelmente de ilmenita que não puderam ser analisados pela microssonda. Por outro lado, diferentemente das condições de baixa pressão, em 8 kbar cristalizaram apenas Mag e Zrn (Fig. 7). A presença de Mag ao invés de Ilm é inesperada, porque, em $f\text{O}_2$ reduzida

(~NNO-1.3), Ilm deveria ser o óxido de Fe-Ti estável e não Mag. Isso pode ter ocorrido devido à falta de controle da fO_2 no *piston cylinder* que teria gerado condições mais oxidantes do que o previsto. Conclui-se que, aparentemente a condição reduzida (~ΔNNO-1.3) não foi atingida ou estabilizada nesse experimento (Fig. 7).

4.1.2 Amostra AMR-116 - Biotita-anfibólio sienogranito

Em condições de pressão (~4 kbar) e fO_2 (~NNO-1.3) fixadas, e temperatura variável entre 850°C e 668°C e teor de água entre 6 % e 9 %, Cpx, Ilm, Fa, Bt, Aln, Zrn, Qz e Afs cristalizaram a partir da composição biotita-anfibólio sienogranito pertencente à variedade fortemente reduzida da Suíte Planalto (Fig. 8a). Os resultados obtidos permitiram elaborar um diagrama de fases para condições de fO_2 reduzida e P ~4 kbar, em que Cpx, Fa e Ilm são as fases próximas ao *liquidus* (Fig. 8a). O Cpx cristaliza a T de 850°C com teor de água de 6%, porém, ele se forma apenas a 800°C quando o teor de água cresce e está ausente nos experimentos em condições de saturação acima de 750°C. Apesar disso, o domínio de estabilidade do Cpx é muito amplo e se estende das T do *liquidus* até *nearsolidus* (T~668°C). A faialita também é uma fase dominante nestas condições (Fig. 8a), apresentando um campo de estabilidade bem definido entre as temperaturas de 800°C e 700°C, com estabilidade em toda a faixa de H₂O explorada (9 a 6% em peso), entretanto, desaparece abaixo de 700°C. A Aln aparece nas temperaturas de 750°C, 700°C e 668°C, em experimentos com conteúdo de H₂O variados (Fig. 8a). Exibe um campo de estabilidade que se inicia a T de 750°C e se estende até o *nearsolidus* (T ~668°C). A Bt ocorre somente a partir de T ≤700°C, inicialmente com campo restrito às composições mais ricas em H₂O ($\geq 8.4\%$; figura 8a), porém no *nearsolidus* (T~668°C), ela expande seu campo de estabilidade para menores conteúdos de H₂O. As relações observadas sugerem uma possível reação peritética entre faialita + L para gerar Bt e esta hipótese foi assumida de modo esquemático no diagrama de fases elaborado (Fig. 8a). Similarmente ao observado no tonalito Vila Jussara, Qz cristalizou na T~668°C nos diferentes conteúdos de H₂O investigados (Fig. 8a), porém, constata-se que Afs cristalizou juntamente com Qz nesta T nos experimentos com conteúdo de H₂O $\leq 8.4\%$ (Fig. 8a). O zircão foi identificado nos experimentos a T de 750°C com 9% de H₂O e de 700°C com 8% de H₂O.

Os experimentos realizados com o biotita-hornblenda sienogranito em condições oxidantes com $fO_2 \sim \Delta NNO + 2.4$ e pressão de ~4 kbar foram em número relativamente reduzido e permitiram apenas elaborar um diagrama de fases esquemático (Fig. 8b). A única fase identificada nos experimentos a T de 800°C foi magnetita, indicando que o processo de

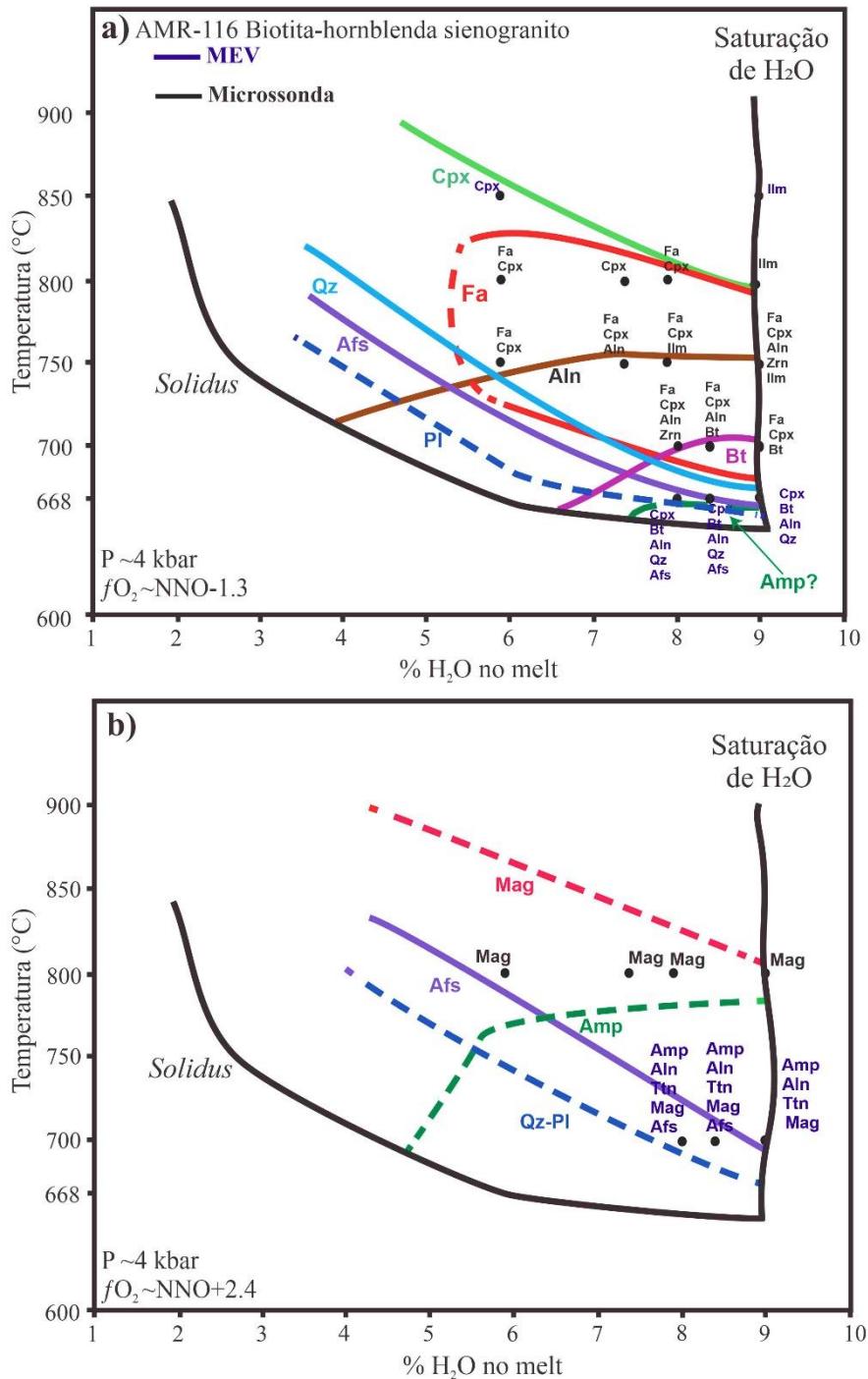


Figura 8- Diagramas de fases isobáricos para a composição sienogranítica da Suíte Planalto (AMR-116) em função da temperatura e do teor de H₂O no melt. Os números inseridos na abscissa são XH₂O = [H₂O/(H₂O+CO₂)] em % molar. As curvas solidus são baseadas nos trabalhos de Dall'Agnol *et al.* (1999) e Bogaerts *et al.* (2006). a) Diagrama de fases com condições fixadas em *fO*₂~NNO-1.3 e pressão em ~4 kbar, exibindo variação da temperatura entre 850°C e 668°C e concentração de H₂O de 9% a 6% b) Diagrama de fases com condições fixadas em *fO*₂~NNO+2.4 e pressão em ~4 kbar e variação de T e H₂O similar a figura 8a. Abreviações minerais seguem Whitney e Evans (2010): Ilm: ilmenita; Mag: magnetita; Cpx: clinopiroxênio; Fa: faialita; Amp: anfibólito; Bt: biotita; Pl: plagioclásio; Afs: álcalfeldspato; Zrn: zircão; Afs: álcalfeldspato; Tnt: titanita; Aln: allanita; Qz: quartzo.

cristalização foi inibido a temperaturas mais elevadas, diferentemente do que foi observado em condições reduzidas. Além disso, a magnetita estende seu campo de estabilidade para $T \sim 700^\circ\text{C}$ (Fig. 8b). As fases Fa, Cpx, Bt, Ilm com ocorrência expressiva em condições reduzidas, não cristalizaram em condições oxidantes ($\sim \Delta\text{NNO} + 2.4$). Por outro lado, em 700°C , Amp está presente (Fig. 8b), similarmente ao observado em condições naturais e bem distinto do quadro identificado nos experimentos em condições reduzidas onde a associação Cpx+Fa é marcante. Nessa mesma temperatura, além do Amp, tem-se Tnt e Aln presentes nos diferentes conteúdos de H_2O investigados.

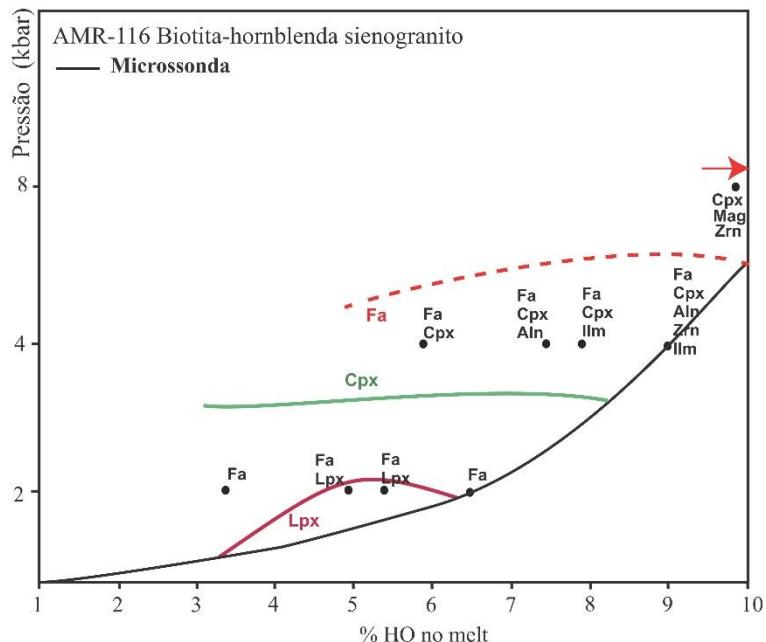


Figura 9- Diagrama de fases com condições fixadas em $f\text{O}_2 \sim \text{NNO}-1.3$ e temperatura de $\sim 750^\circ\text{C}$, com variação da pressão em 2, 4 e 8 kbar e concentração de H_2O entre 3% e 6,5%. Abreviações minerais seguem Whitney e Evans (2010) Mag: magnetita; Cpx: clinopiroxênio; Fa: faialita; Zrn: zircão; Aln: allanita; Lpx: pigeonita; Ilm: ilmenita

O diagrama de fases com $f\text{O}_2 \sim \Delta\text{NNO} + 2.4$ e pressão de ~ 4 kbar (Fig. 8b) não representa ao que tudo indica as condições naturais da Suíte Planalto, devido a suíte apresentar indícios geoquímicos e químico-mineralógicos indicativos de formação em $f\text{O}_2$ variando de fortemente a moderadamente reduzida, ou seja, nas proximidades do tampão $\text{FMQ} \pm 0.5$. Isto é evidenciado pelas diferenças significativas observadas nas fases obtidas experimentalmente em condições oxidantes em comparação à condição reduzida anteriormente descrita. A total dominância de magnetita e a limitada cristalização de fases em temperaturas mais elevadas apontam nesta direção.

Similarmente a amostra MDP-02E (Fig. 7), para testar efeitos da pressão na estabilidade das fases, foram realizados experimentos com variação da pressão entre 2 kbar, 4 kbar e 8kbar,

temperatura e fO_2 fixadas, respectivamente, em $\sim 750^{\circ}\text{C}$ e $\sim \Delta\text{NNO}-1.3$ com teores variáveis de H_2O (Fig. 9). Independente do teor de água do experimento, a faialita cristalizou sempre em 4 kbar e 2 kbar. A 4 kbar, ela é acompanhada por Cpx e, por vezes, por Aln, Ilm e Zrn, enquanto a 2 kbar, o Cpx não se formou e se tem a presença de Lpx para conteúdo de H_2O em torno de 5%. Por outro lado, no único experimento realizado a $P \sim 8$ kbar cristalizaram Cpx+Mag+Zrn (Fig. 9). A presença de magnetita não parece consistente com as condições reduzidas previstas para este experimento, porém, como explicado anteriormente, em alta pressão a fO_2 no *piston cylinder* não pode ser adequadamente controlado. Deve-se, portanto, considerar a possibilidade da condição reduzida ($\sim \Delta\text{NNO}-1.3$) não ter sido atingida ou estabilizada no experimento. Entretanto, diferindo do tonalito do Vila Jussara, no qual Amp se mostrou estável a 4 kbar, no sienogranito, Cpx cristalizou em pressão de 4 kbar e de 8 kbar (Fig. 9).

4.1.3 Resumo das relações de fases

O tonalito (MDP-02E) da Suíte Vila Jussara e o sienogranito (AMR-116) da Suíte Planalto exibem diferença compositivas marcantes no conteúdo de SiO_2 , TiO_2 , FeO , MgO , CaO e K_2O (Tabela 1). Com relação às fases experimentais, em condições reduzidas (Figs. 6a e 8a), a principal diferença entre o magma tonalítico e o sienogranítico se dá, respectivamente, pela estabilidade da associação Amp+Pl versus Cpx+Fa, sendo Amp+Pl e Cpx as principais fases portadoras de CaO. Por outro lado, nesta mesma fugacidade de oxigênio, a Bt mostra comportamento similar em ambos os magmas (Figs. 6a e 8a), iniciando sua cristalização em $T \sim 700^{\circ}\text{C}$, com sua estabilidade se estendendo para as condições *nearsolidus* ($T \sim 668^{\circ}\text{C}$). Em experimentos em condições oxidantes (Figs. 6b e 8b), o contraste entre as fases maficas formadas nas duas composições estudadas é menor, pois tanto o tonalito, quanto o sienogranito apresentam Amp+Mag como principal associação mafica, porém, no tonalito formou-se igualmente Pl, não registrado no sienogranito, que, por sua vez, contém Aln, Tnt e Afs.

Na amostra MDP-02E, tanto em condições reduzidas, como oxidantes (Figs. 6a e 6b), Amp+Pl são fases estáveis desde o *liquidus* até o *nearsolidus*, reproduzindo a relação de fases dominante observada na amostra natural. Além disso, não há diferenças significativas entre as fases experimentais em ambas as condições de fugacidade e não foi registrada ocorrência de Cpx nos experimentos. Isto é consistente com a ausência na rocha de indícios texturais marcantes de reações peritéticas entre Cpx e Amp, embora Cpx tenha sido localmente encontrado como núcleo reliquiar envolto por anfibólio em rochas da Suíte Vila Jussara. Portanto, não se pode afirmar que houve reação peritética Cpx + L para formação de Amp e, caso ela tenha ocorrido, deve-se admitir que o Cpx tenha sido quase sempre inteiramente

consumido na reação. Os dados experimentais sugerem que, nas condições consideradas (Figs. 6a e 6b), as variações de fugacidade de oxigênio não se traduziram em mudanças acentuadas nas associações de fases do magma tonalítico, enquanto no sienogranito há acentuado contraste entre as fases maficas, com dominância de Cpx+Fa em condições redutoras e de Amp+Tnt+Aln em condições oxidantes (Figs. 8a e 8b). Cabe, porém, destacar que os dados compositionais dos experimentos em condições oxidantes são de EDS em MEV e, devido ao pequeno tamanho dos cristais, não se pode afastar a possibilidade de contaminação nas análises. Com isso, se faz necessário realizar análises por WDS em microssonda para confirmar se o Amp está efetivamente presente nos experimentos oxidantes como uma fase estável ou se foram analisadas fases híbridas não representativas (mistura de Cpx+Vd). Por fim, constatou-se que no magma sienogranítico, nas condições exploradas experimentalmente, o Pl é uma fase ausente em ambas as fO_2 , porém pode-se admitir que o Pl, por ser muito sódico, cristaliza a mais baixa T, próximo do *solidus*, tal como indicado nos diagramas (Figs. 8a e 8b). É possível ainda pensar em ter havido nos experimentos competição entre Pl e Cpx, de modo que com a cristalização precoce de Cpx e sua estabilidade em amplo intervalo de T, a formação de Pl tenha sido inibida e só se tornado possível nos estágios finais da cristalização, conforme sugerido na figura 8a.

Estudos químicos e mineralógicos e geoquímica em rocha total (Dall'Agnol *et al.* 2017; Sousa *et al.* 2022) sugerem que os granitoides da Suíte Vila Jussara cristalizaram em condições de fO_2 variáveis de reduzidas ($FMQ \pm 0,5$) a oxidantes (NNO a NNO+1). Todavia, a amostra MDP-02E representa apenas a variedade magnesiana oxidada da Suíte Vila Jussara, formada em fO_2 entre NNO e NNO+1. Em razão disso, para aprofundar a discussão sobre os efeitos da variação de fO_2 nos magmas formadores da Suíte Vila Jussara, serão adicionados, posteriormente, dados experimentais da amostra PFA-77, representativa da variedade ferrosa reduzida do Vila Jussara, permitindo, com isso, comparar o comportamento dos magmas reduzidos das suítes neoárqueanas Vila Jussara e Planalto.

Por outro lado, a amostra AMR-116 natural da Suíte Planalto, apresenta Amp em equilíbrio com biotita e ilmenita. Entretanto, de forma contraditória, as principais fases experimentais cristalizadas na amostra AMR-116 são Cpx e Fa, com estabilidade desde as proximidades do *liquidus* (~850°C) até o *solidus* (~668°C; figura 8a). A associação Cpx+Fa não foi identificada nas rochas naturais da Suíte Planalto e apenas raramente, foram observados cristais reliquias de Cpx envoltos por Amp (Feio *et al.* 2012). Além disso, Amp não cristalizou nos experimentos em condições reduzidas da amostra AMR-116. Várias hipóteses podem ser consideradas para explicar os contrastes observados: (1) Amp cristalizou nos experimentos,

mas não foi detectado devido ao pequeno tamanho dos cristais; (2) Cpx é uma fase metaestável nos experimentos ocorrendo no lugar do Amp; (3) o magma natural cristalizou em condições reduzidas, porém distintas da calibração definida nos estudos experimentais; (4) no sistema natural, o sienogranito cristalizou a uma pressão diferente de 4 kbar; (5) No sistema natural, Amp não é uma fase estável desde as T *liquidus* até o *solidus*; (6) nos experimentos, o Amp teria cristalizado a temperaturas próximas do *solidus*, substituindo o Cpx, conforme sugerido na figura 8a.

A possibilidade de Amp ter cristalizado nos experimentos e não ter sido detectado é viável, pois comumente observamos cristais muito finos que não puderam ser analisados no microscópio eletrônico de varredura e microssonda eletrônica, devido ao limite de detecção dos aparelhos. Como, o Amp não teve sua presença registrada mesmo nos experimentos em condições *nearsolidus* ($T \sim 668^{\circ}\text{C}$; figura 8a), e isso poderia sugerir que, nas rochas naturais da Suíte Planalto, o Amp corresponderia a uma fase *subsolidus*. A quinta hipótese é considerada menos provável devido não ser observado, nas amostras naturais, uma substituição significativa entre Cpx e Amp ou biotita, e, além disso, Amp e Bt exibem contatos retos e aspectos texturais indicativos de equilíbrio entre as fases. A alternativa, conforme hipótese 6, seria formação inicial a alta temperatura de Cpx no magma natural e, em mais baixa temperatura, ter ocorrido uma ampla substituição de Cpx por Amp, não permanecendo registros significativos dessa substituição nas rochas naturais, além de núcleos reliquias de Cpx nos Amp.

Ademais, Fa ocorre nos experimentos com o sienogranito em $f\text{O}_2$ reduzida e pressões de 2 kbar e 4 kbar, exibindo cristalização simultânea com Cpx entre as T de 800°C e 700°C (Figs. 8a e 9). Entretanto, Fa desaparece em $T \sim 668^{\circ}\text{C}$, permanecendo as fases Cpx+Bt+Aln+Qz±Afs, sugerindo que em 700°C , a faialita provavelmente inicia reações peritéticas com Bt e em 668° a Fa foi completamente consumida (Fig. 8a). Em condições oxidantes ($f\text{O}_2 \sim \text{NNO} +2.4$) e T entre 800°C e 700°C (Fig. 8b), Fa não cristaliza e ocorre anfibólio em associação com Mag e Tnt. Entretanto, em P ~2 kbar, T de 750°C e condições de $f\text{O}_2$ reduzida, Fa cristaliza e é, por vezes, acompanhada por Lpx (Fig. 9), contudo, em pressões mais elevadas, em torno de ~8 kbar, Fa não se mostra estável (Fig. 9). Isto demonstra que a formação de faialita está atrelada a condições de $f\text{O}_2$ restritamente reduzidas, e que ela se mantém estável no intervalo de P entre 4 kbar e 2 kbar, mas não se forma a altas pressões. A Aln cristalizou experimentalmente em condições de $f\text{O}_2$ reduzidas e oxidantes (Figs 8a e 8b). Em contrapartida, a Tnt se mostrou estável apenas em condições oxidantes, com início da cristalização próxima a 700°C (Fig. 8b). Porém, nas rochas naturais, a Tnt, embora escassa em

termos modais, foi comumente identificada em granitos formados em condição fortemente reduzida, tanto na suíte Planalto, como Vila Jussara, embora costume ocorrer como fase tardia, envolvendo restos de cristais de ilmenita (Cunha *et al.* 2016, Dall’Agnol *et al.* 2017, Sousa *et al.* 2022).

Independente das dificuldades assinaladas, os experimentos realizados na amostra AMR-116 da Suíte Planalto (Figs. 8a, 8b e 9), são considerados de fundamental importância, pois não há registros na literatura de Fa sintetizada experimentalmente. Portanto, o estudo realizado é pioneiro na cristalização de Fa experimental e, portanto, pode ser útil na limitação do campo de estabilidade da Fa em magmas metaluminosos com fO_2 reduzida (~NNO-1.3).

4.2 COMPOSIÇÃO DAS FASES

4.2.1 Plagioclásio

Em pressão de ~4 kbar e fO_2 reduzida (~NNO-1.3), Pl é uma fase comumente cristalizada na amostra do tonalito, MDP-02E (Fig. 6a), com teores médios de An decrescendo com a diminuição da temperatura e conteúdo de H₂O (Fig. 10a). Mantendo as condições de P em 4 kbar e fO_2 reduzida, no intervalo de T entre 850°C e 800°C, Pl exibe teor de An variando de 44 a 40. Com a continuidade do decréscimo da T, os valores de An diminuem e em T de 750°C, o teor de An varia de 43 a 34, com decréscimo acentuado com a diminuição do conteúdo de H₂O (Fig. 10a; tabela S1), em 700°C esse intervalo de variação se torna menor, com máxima de 36 e mínima de 33, porém foram efetuados apenas experimentos com H₂O ≥ 8% (Fig. 6a; tabela S2). Em condições *nearsolidus* (T ~668°C), as composições disponíveis foram obtidas apenas por EDS em MEV, porém o padrão de variação da An é similar, diminuindo para 29 a 23 (Fig. 10a; tabela S2), mostrando coerência com os dados em microssonda, apesar do maior valor de An estar na cápsula com menor conteúdo de H₂O (8% de H₂O). Em P de 2 kbar, T ~750°C e fO_2 reduzida (~NNO-1.3; figura 10c), o Pl exibe An variável entre 40 e 36, com teores de An diminuindo nos experimentos com menor conteúdo de H₂O, tendo, portanto, um comportamento e composição similares ao registrado à pressão de 4 kbar (Fig. 10a; tabela S2).

Em condições oxidantes (fO_2 ~NNO+2,4) e a pressão de 4 kbar, em temperaturas de 800°C e 700°C e teores de H₂O entre 9% e 6% (Fig. 10b; tabela S3), para mesmas temperaturas e idênticos conteúdos de H₂O, os teores de An do Pl são mais elevados e tendem a mostrar intervalos mais amplos de variação em comparação aos valores obtidos nas condições reduzidas anteriormente descritas (Fig. 10a).

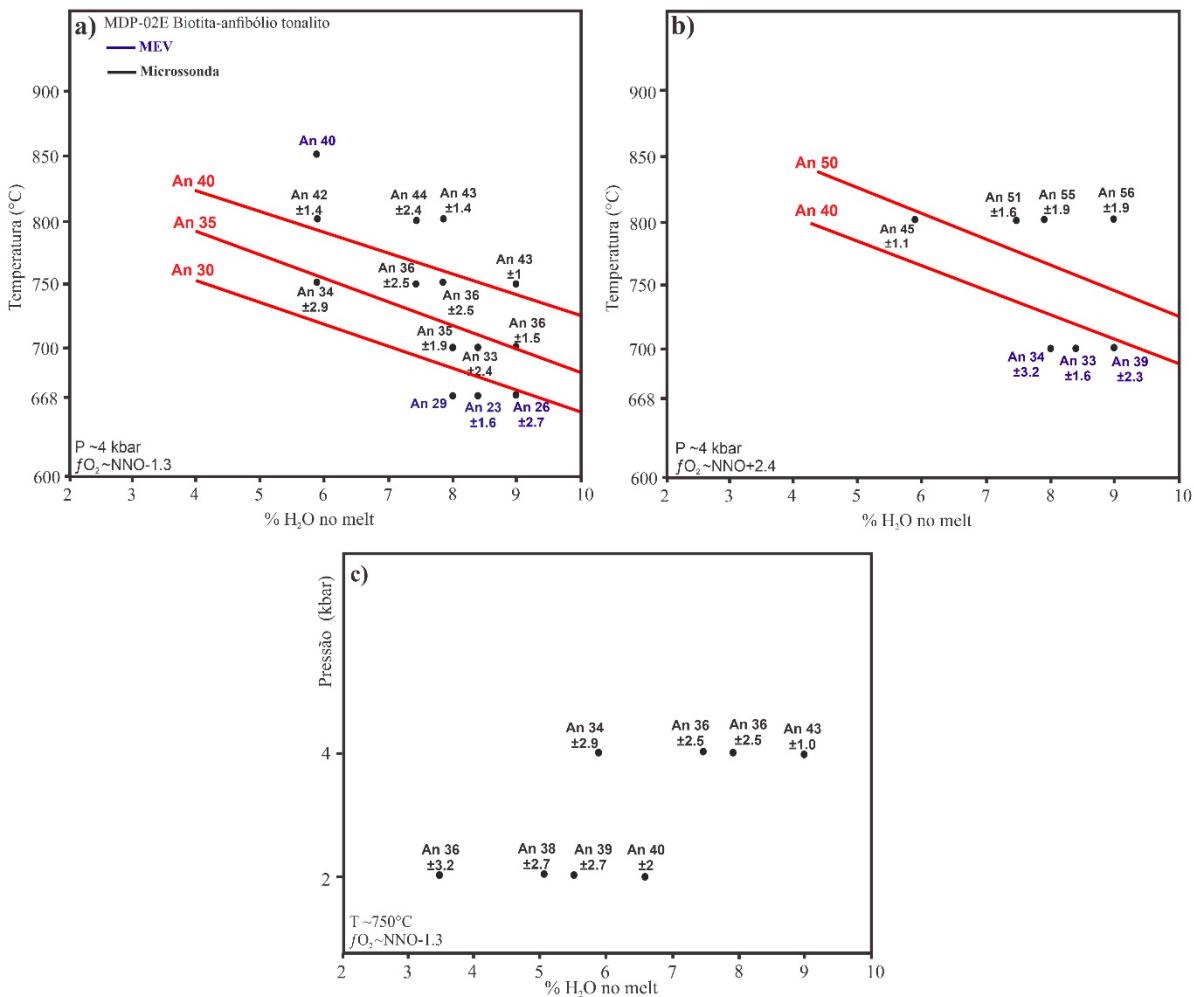


Figura 10- Teor médio de anortita (An) do plagioclásio da amostra MDP-02E, plotado em função da concentração de H₂O no melt para diferentes temperaturas e pressões experimentais. a) Diagrama de fases com condições fixadas em $f\text{O}_2 \sim \text{NNO}-1.3$ e pressão em ~4 kbar, exibindo variação da temperatura entre 850°C e 668°C e concentração de H₂O entre 9% e 6%. b) Diagrama de fases com condições fixadas em $f\text{O}_2 \sim \text{NNO}+2.4$ e pressão em ~4 kbar e variação de T similar a figura 8a e H₂O entre 9% e 8%. c) Diagrama de fases com condições fixadas em $f\text{O}_2 \sim \text{NNO}-1.3$ e temperatura de ~750°C, com variação da pressão em 2, 4 e 8 kbar e concentração de H₂O entre 3,5% e 6,5%. A linha vermelha corresponde a variação composicional detectada.

Entretanto, se mantém o padrão de decréscimo do teor de An com a diminuição da T e conteúdo de H₂O (Fig. 10b). Assim, em T ~800°C, o teor de An do Pl varia de 56 a 45 e em T ~700°C de 39 a 33 (Fig. 10b; tabela S3). Os resultados na T de 700°C em $f\text{O}_2$ oxidante foram obtidos por EDS em MEV, e o intervalo composicional do Pl é mais amplo, porém muito próximo aos valores com $f\text{O}_2$ reduzida e análises em microssonda eletrônica, com intervalo de An entre 36 e 33 (Figs. 10a e 10b; tabelas S1 a S3).

4.2.2 Piroxênio

Cpx cristaliza nos experimentos reduzidos da amostra AMR-116, entretanto é uma fase ausente nas amostras naturais (Feio *et al.* 2012. Cunha *et al.* 2016). Cabe assinalar que parte

das análises efetuadas devem ser consideradas preliminares, pois há evidências de contaminação por vidro e se necessita de análises complementares desta fase. Nos experimentos em P ~4 kbar e fO_2 reduzida (~NNO-1.3), Cpx inicia a cristalização em T ~850°C para teor de H₂O de 6% e em T entre 850°C e 800°C para H₂O entre 7% e 8%, com continuidade até T ~668°C (Fig. 8a; tabelas S4 e S5). De forma geral, os Cpx da amostra AMR-116 exibem teores do componente Wo entre 36 e 47, sendo, portanto, predominantemente augita com henderbengita subordinada (Tabelas S4 e S5). Além disso, mostram um sútil aumento do conteúdo de Fs com a diminuição do conteúdo de H₂O, sendo o maior conteúdo de Fs (60% em peso) identificado em cristal formado em 700°C e com 8% de H₂O (cápsula 3; Tabela S5). No anfibólio formado em P ~4 kbar, fO_2 reduzida (~NNO-1.3) e T ~800°C, a razão Fe/(Fe+Mg) varia de 0.72 a 0.86, enquanto a T de 750°C, essa razão em intervalo de 0.76 a 0.89 e em 700°C, de 0.74 a 0.96. Os Cpx cristalizados em T ~668°C não foram analisados em microssonda, porém dados de EDS-MEV sugerem uma composição similar às registradas nas temperaturas entre 800°C e 700°C, ou seja, predomínio de augita com variações locais para hedenbergita. Entretanto, com a diminuição da pressão para 2 kbar, em T de ~750°C e fO_2 reduzida (NNO-1.3; figura 7), cristaliza piroxênio com razão Fe/(Fe+Mg) entre 0.64 a 0.67 e conteúdo de CaO mais baixo, variando de 2.57% a 3.43%, com proporções do componente Wo entre 7% e 10%, que foi tentativamente classificado como clinopiroxênio pigeonita (Lpx), devido ortopiroxênios apresentam Wo<5% (Tabela S5). Mantendo as mesmas condições de T~750°C, porém, com fO_2 variando entre reduzida e oxidada e com P ~8 kbar (Fig. 5), Cpx apresenta os menores valores da razão Fe/(Fe+Mg), com mínimo de 0.26 e máximo de 0.31, além de CaO entre 20,66 e 22,21 e conteúdo de Wo entre 48% e 49%, sendo classificado como diopsídio (Tabela S5).

4.2.3 Olivina

Olivina ocorre apenas na amostra de sienogranito, AMR-116, e em condição reduzida (fO_2 ~NNO-1.3). Baseado no conteúdo dos membros finais, tefroita (Te), forsterita (Fo) e faialita (Fa), a olivina é classificada como Fa, devido ao seu alto conteúdo de Fe (Fa \geq 89%; Tabelas S6 e S7). Em pressão de 4 kbar, o início da cristalização da Fa ocorre em ~800°C, juntamente com o Cpx, entretanto, na cápsula com 9% de H₂O, Fa e Cpx não ocorrem, sugerindo sua instabilidade em condições saturadas em H₂O (Fig. 8a). Por outro lado, em temperaturas mais baixas, entre 750°C e 700°C, a Fa ocorre em todos os experimentos, independentemente do conteúdo de H₂O (\geq 6%). Além disso, com diminuição da pressão para 2 kbar, Fa permanece estável e em pressões mais elevadas, em ~8 kbar, Fa não cristaliza, sugerindo que sua formação está restrita a baixa pressão (4 a 2 kbar) e fO_2 reduzida (Fig. 9).

Em mais alta T ($\geq 800^{\circ}\text{C}$), sua formação se dá em conteúdo de $\text{H}_2\text{O} < 9\%$ (Fig. 8a). Com relação a razão $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, na T $\sim 800^{\circ}\text{C}$, Fa apresenta uma razão $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ entre 0.91 e 0.95, com as menores razões identificadas no experimento com maior conteúdo de H_2O (8% de H_2O ; figura 8a), havendo ligeiro aumento gradativo da razão com a decréscimo da H_2O e da temperatura (Tabela S6 e S7). Assim sendo, em 750°C as razões $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ da Fa variam de 0.95 a 0.98 e em 700°C , de 0.97 a 0.98 (Tabelas S6 e S7).

4.2.4 Anfibólio

Amp ocorre apenas na amostra tonalítica, MDP-02E, e é uma fase presente entre as temperaturas de 850°C e 668°C , tanto em $f\text{O}_2$ reduzida ($\sim \text{NNO}-1,3$; figura 6a) como oxidada ($\sim \text{NNO}+2,4$; figura 6b) e em pressões variando de 4 a 2 kbar e conteúdo de H_2O entre 9% e 6% (Fig. 7). Estes resultados são convergentes com os obtidos experimentalmente por Naney (1983) e Dall'Agnol *et al.* (1999) que estimam estabilidade do Amp em concentrações de $\text{H}_2\text{O} \geq 4\%$. De acordo com a classificação proposta por Leake *et al.* (1997), os Amp cristalizados tanto em $f\text{O}_2$ reduzida ($\sim \text{NNO}-1,3$), quanto oxidada ($\sim \text{NNO}+2,4$) são cálcicos. Em condições reduzidas, pressão de 4kbar e temperatura variando entre 800° e 700°C (Fig. 6a), Amp são predominantemente do tipo hornblenda magnesiana a ferrosa, com variação para ferroactinolita e tschermarkita (Tabelas S8 e S9). As análises nas T de 850°C e 668°C foram efetuadas por EDS em MEV, mas as composições do Amp se mantêm cálcicas, com predomínio de tschermarkita em 850°C e de hornblenda em 668°C . De forma geral, os Amp cristalizados em condições reduzidas e temperatura entre 800 e 750°C , mostram razão $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ entre 0.39 e 0.51 (Tabelas S8 e S9), enquanto em T $\sim 700^{\circ}\text{C}$, o Amp exibe razão entre 0.38 e 0.48 (Tabela S9). Ainda em condições de $f\text{O}_2$ reduzida, porém, com pressão de 2 kbar e temperatura de 750°C , a razão $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ oscila de 0.50 a 0.65 (Tabela S9), ou seja, em um intervalo ligeiramente superior às razões obtidas em 4 kbar. Em pressões próximas a 8 kbar, T $\sim 750^{\circ}\text{C}$ e $f\text{O}_2$ variando de reduzida a oxidada, o Amp não cristalizou (Fig. 7).

Em condições naturais, os tonalitos da variedade magnesiana oxidada da Suíte Vila Jussara se formaram em $f\text{O}_2$ oxidante (NNO a NNO+1; Dall'Agnol *et al.* 2017, Sousa *et al.* 2022). Até o momento, não se dispõe de dados de química mineral da paragênese natural da amostra MDP-02E. Entretanto, em outra amostra de tonalito da Suíte Vila Jussara (amostra MYF-40), o Amp apresenta composição do tipo hastingsita (Dall'Agnol *et al.* 2017) Assim sendo, de acordo com a classificação de Leake *et al.* (1997), os Amp experimentais são predominantemente magnésio e ferrohornblenda [$(\text{Na}+\text{K})_A$ [$\text{Ca}_B \geq 1.5$; $(\text{Na}+\text{K})_A < 0.50$] e se distinguem dos naturais na somatória de $(\text{Na}+\text{K})_A$, que leva a classificá-los como hastingsita

$[Ca_B \geq 1.5; (Na+K)_A \geq 0.50]$; Dall’Agnol *et al.* 2017]. Por outro lado, os conteúdos de flúor dos Amp experimentais e naturais são igualmente baixos ($F \leq 0,20\%$ em peso), ao passo que os teores de Cl são mais baixos nas fases experimentais (0 a 0,30% em peso), do que nos Amp naturais (~1.8 % em média; Dall’Agnol *et al.*, 2017). Com relação à razão $Mg/(Mg+Fe)$, Amp experimentais oxidados (~NNO+2,4), apresentaram razão entre 0.71 e 0.95 (Tabela S10), enquanto os Amp naturais exibem razões mais baixas, entre 0.48 e 0.52 (Dall’Agnol *et al.* 2017), portanto mais próximos aos intervalos obtidos nos experimentos em fO_2 reduzida (~NNO-1.3).

4.2.5 Biotita

Bt cristaliza na forma de finos cristais (<10 µm) o que reduz a possibilidade de realização de análises químicas e torna a possibilidade de contaminação por vidro ou outros cristais durante as análises em MEV e microssonda muito elevada. Análises de Bt com evidência de altos graus de contaminação de vidro (ou seja, composições com <6% de K_2O em peso) não foram consideradas (Tabela S11). Todos os outros dados relatados, correspondem a análises efetuadas em microssonda, que não foram corrigidas. Na amostra MDP-02E, em condições de fO_2 reduzida (~NNO-1.3) e $P \sim 4$ kbar, Bt cristalizou nos experimentos com T em ~700°C (Fig. 6a), especificamente nos experimentos com conteúdo de H_2O de 8,4% e 8%, e permaneceu estável com a diminuição da T para ~668°C, nos vários teores de H_2O considerados (Fig. 6a). Em 700°C, Bt apresenta conteúdo de TiO_2 entre 2,25% e 3,41% em peso e valores da razão $Mg/(Mg+Fe)$ no intervalo de 0.38 a 0.32 (Tabela S11). Em 668°C, a Bt apresenta TiO_2 e razão $Mg/(Mg+Fe)$ próximos aos valores obtidos por WDS nas temperaturas mencionadas acima. Os cristais de Bt mostram teores mais baixos de Cl (<0,07% em peso), comparativamente aos valores naturais (~Cl ~0,18%; Dall’Agnol *et al.* 2017), enquanto F tem valores de ~0,53% em peso nas Bt naturais (Dall’Agnol *et al.* 2017) e variação de 0 a 0,16 nas Bt experimentais (Tabela S11).

4.2.6 Titanita

Ttn ocorre na amostra AMR-116, em fO_2 oxidante (~NNO+2,4) e T ~700°, demonstrando que o início da sua cristalização se dá próximo ao *solidus* (Fig. 8b). Em fO_2 reduzida (~NNO-1.3; figura 8a), Ttn não cristalizou em nenhum dos experimentos, tanto em 2, 4 e 8 kbar (Fig. 9). As análises químicas de titanitas foram efetuadas por EDS em MEV, e suas composições não serão discutidas em detalhe.

4.2.7 Allanita

Aln é uma fase cristalizada apenas na amostra de sienogranito, AMR-116, porém tanto em fO_2 reduzida (~NNO-1.3; figura 8a), quanto oxidada (~NNO+2.4; figura 8b). Em fO_2 reduzida, Aln aparece em T ~750°C com continuidade até T ~668°C (Fig. 8a). Em T ~750°C, no experimento em condições de saturação (com 9% de H₂O em peso), a allanita mostra conteúdos de CaO entre 10% e 11% em peso, Ce₂O₃ entre 12 e 14% e La₂O₃ em ~7% (Tabela S12), enquanto em experimento com ~7,4% de H₂O, a composição obtida em um único cristal de Aln, mostra um decréscimo no conteúdo dos óxidos, com CaO em 9%, Ce₂O₃ 12% e La₂O₃ 6% (Tabela S12). Em T ~700°C, CaO varia de 10 a 14% e La₂O₃ entre 5 e 7% e Ce₂O₃ de 11% a 14% (Tabela S12). As análises em fO_2 reduzida e T~668°C não serão discutidas aqui por se tratarem de resultados de EDS em MEV, portanto com maior grau de imprecisão. Em fO_2 oxidante, Aln está presente em todos os experimentos realizados a T ~700°C (Fig. 8b). Embora os dados sejam limitados, sugerem uma estabilidade da allanita similar à observada em condições reduzidas, ou seja, a estabilidade da Aln não parece ser dependente da fugacidade de oxigênio, podendo ocorrer tanto em condições reduzidas, quanto oxidadas.

4.2.8 Óxidos de Fe-Ti

Devido ao pequeno tamanho dos cristais, a maioria das análises realizadas nos óxidos de Fe-Ti apresentam indícios de contaminação, principalmente de vidro, e, portanto, análises de boa qualidade foram difíceis de obter. Em razão disso, não se pode apresentar resultados quantitativos destas fases, sendo indispensável um trabalho adicional para produção de melhores dados analíticos. Enfatizamos que a falta de análises precisas destas fases não invalida a sua identificação nos diferentes experimentos. Em ambas as amostras estudadas, Ilm cristaliza nos experimentos reduzidos (~NNO-1.3; figuras 6a e 8a), enquanto Mag cristaliza apenas em fO_2 oxidante (~NNO+2.4; figuras 6b e 8b). O tamanho dos cristais tende a diminuir com o decréscimo da T e conteúdo de H₂O, portanto as maiores contaminações são identificadas nas cápsulas com os mais baixos conteúdos de H₂O, assim como na T ~700°C. Na amostra de composição sienogranítica, o grau de cristalização é ainda mais baixo do que o observado na amostra tonalítica, resultando em cristais ainda mais finos, o que aumenta o grau de dificuldade para a realização de análises das fases de Fe-Ti.

4.2.9 Zircão

Em fO_2 reduzida (~NNO-1.3) e P ~4 kbar, Zrn cristaliza tanto na composição tonalítica, MDP-02E, quanto sienogranítica, AMR-116, porém nesta última está presente em dois

experimentos, em temperaturas de 750°C e 700°C (Figs. 6a e 8a), enquanto na amostra MDP-02E, cristaliza também em dois experimentos, porém a T de 700°C e 668°C (Fig. 6a). As suítes neoarqueanas da PC apresentam altos conteúdos de Zr (amostra MDP-02E com 268 ppm, Sousa *et al.* 2022; AMR-116 com 393 ppm, Feio *et al.* 2012), sendo, portanto, o motivo da ocorrência de Zrn nas amostras experimentais. Por outro lado, zircão é uma fase natural comum nas duas rochas e por ser um mineral extremamente resistente, pode tolerar processo de trituração e fusão em altas temperaturas. Assim sendo, o Zrn identificado nas cápsulas pode ser um cristal natural reliquiar, como também fase experimental estável.

4.2.10 Álcali-feldspato e Quartzo

Afs e Qz são fases cristalizadas na amostra AMR-116 da Suíte Planalto, em fO_2 reduzida (~NNO-1.3) e P ~4 kbar. Essas duas fases aparecem em T ~668°C (Fig. 8a), entretanto, provavelmente essas duas fases iniciaram a sua cristalização próximo à T de 700°C. Já em condições oxidantes (~NNO+2.4) e P ~4 kbar, apenas o Afs aparece em T ~700°C (Fig. 8b). Em pressões de 2 e 8 kbar, a T ~750°C e em fO_2 reduzida, essas duas fases não cristalizaram (Fig. 9). Não se dispõe de análises de Afs e Qz por WDS em microssonda, por isso, não serão feitos comentários adicionais.

4.2.11 Vidro

Vd está presente em todas as cápsulas experimentais analisadas das amostras MDP-02E e AMR-116 (Tabelas 2 e 3), tanto em fugacidade de oxigênio reduzida quanto oxidada, assim como no intervalo de T entre 850°C e 668°C e nos diferentes experimentos a pressões de 2 kbar, 4 kbar e 8 kbar. Com o avanço analítico, se pretende analisar o Vd nos nove experimentos efetuados. Isto deverá permitir obter informações mais detalhadas e discutir de modo mais aprofundado os processos de cristalização.

5. DISCUSSÃO

5.1 CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO (P-T- fO_2 -XH₂O)

O estudo experimental dessa pesquisa usou procedimento padrão de cristalização magmática a partir de composição tonalítica e sienogranítica, e há evidências que indicam a obtenção de condições de equilíbrio nos experimentos. As texturas e atributos de composição dos materiais de partida não diferem amplamente daqueles relatados em estudos anteriores sobre composições semelhantes (Dall'Agnol *et al.* 1999, Bogaerts *et al.* 2006, Huang *et al.* 2019). As fases experimentais se mostram homogeneousmente distribuídas, com variações das

composições refletindo mudanças nos parâmetros intensivos calibrados para cada experimento. Apesar da amostra sienogranítica exibir paragêneses experimentais mais destoantes da paragênese natural, em termos de associações de fases, os resultados experimentais obtidos para a amostra tonalítica são muito similares às das condições naturais. Isso sugere que os parâmetros intensivos de cristalização calibrados, descritos detalhadamente abaixo, reproduzem satisfatoriamente as condições gerais reinantes durante a formação da rocha, ou seja, o espaço P-T-XH₂O investigado se aproximou das condições naturais da Suíte Vila Jussara. Em termos da Suíte Planalto, tudo indica que sua cristalização se deu em condições semelhantes às da Suíte Vila Jussara, embora haja discrepâncias em termos de *fO*₂ para algumas variedades.

5.1.1 Magma tonalítico magnesiano oxidado da Suíte Vila Jussara (MDP-02E)

A Suíte Vila Jussara é formada por plutons neoarqueanos com afinidade tipo-A e diferentes razões FeO/(FeO+MgO) em rocha total e minerais, resultando em granitoides ferrosos reduzidos, ferrosos oxidados e magnesianos oxidados (Dall’Agnol *et al.* 2017, Sousa *et al.* 2022). A grande diversidade dos granitoides dessa suíte aponta para evolução petrológica complexa, por exemplo, os granitoides magnesianos não formam um único grupo de rocha e consistem em duas variedades, granitoides porfiríticos e tonalitos, ambas colocadas em zonas de cisalhamento (Silva *et al.* 2020). Além disso, relações de campo e dados geoquímicos sugerem que as diferentes variedades granitoides da Suíte Vila Jussara não são comagmáticas (Dall’Agnol *et al.* 2017, Silva *et al.* 2020), ainda que as suas idades de cristalização indiquem que elas se formaram em aproximadamente 2.73 Ma (Silva *et al.* 2020), mostrando que os plutons, mesmo originados por magmatismo distinto, foram gerados durante um único evento térmico. Nesse contexto, o sistema magmático da SVJ pode ter passado por processos de misturas entre magmas de diferentes variedades (Silva *et al.* 2020). Cunha *et al.* (2021) demonstraram que os magmas monzograníticos ferrosos reduzidos e ferrosos oxidados da SVJ apresentam viscosidades similares, inicialmente na ordem de 10^{4.4} Pa s, enquanto o magma tonalítico tem viscosidade de 10^{5.3} Pa s. Silva *et al.* (2020) também sugerem que o contraste de viscosidade entre os magmas que formaram os granitóides Vila Jussara era fraco, o que teria favorecido os processos de mistura.

Apesar da complexidade evolutiva da Suíte Vila Jussara, a variedade tonalítica representada pela amostra MDP-02E corresponde, de acordo com Silva *et al.* (2020), a um magma primário, colocado no primeiro estágio de construção dos plutons, provavelmente devido à sua ascensão mais rápida, comparativamente ao magmatismo granítico associado. Essa

hipótese foi corroborada por Cunha *et al.* (2021) com cálculos de taxa de ascensão e viscosidade dos magmas. Os experimentos realizados no tonalito da SVJ exibem Amp como fase comumente estável em fO_2 reduzida (~NNO-1.3; figura 6a) e oxidada (~NNO+2.4; figura 6b), e ele se mantém como fase estável mesmo com variações de pressão entre 4kbar e 2 kbar (Fig. 7). Nessas condições investigadas experimentalmente, a associação de fases Amp+Pl ocorre amplamente nos experimentos acompanhada por Ilm em condições reduzidas e por magnetita nas oxidantes. A associação de fases dominante em condições oxidantes é similar à observada nas ocorrências naturais que exibem Amp e Pl como fases essenciais, em associação com Bt e magnetita (Dall’Agnol *et al.* 2017, Sousa *et al.* 2022).

O teor de Al_{tot} do Amp natural em tonalitos da variedade magnesiana oxidada da suíte Vila Jussara, varia de 1,68 a 1,88 (MYF-40; Dall’Agnol *et al.* 2017), enquanto nos Amp experimentais cristalizados em $T \sim 800^{\circ}C$, $P \sim 4$ kbar e $fO_2 \sim NNO+2,4$ (Fig. 6b), Al_{tot} tem mínimo de 1,55 e máximo de 2,14, ou seja, os intervalos compostionais se superpõem, porém o intervalo nos experimentos é mais amplo (Tabela S10). Mantendo P e T, com modificação de fO_2 para $\sim NNO-1.3$ (Fig. 6a), Al_{tot} do Amp experimental varia de 1,51 a 2,06 (Tabelas S8 e S9), ou seja, em intervalo similar ao das condições oxidantes e parcialmente sobreposto ao de Al_{tot} do Amp natural. De modo geral, os valores de Al_{tot} obtidos nos Amp formados em experimentos reduzidos se sobrepõem aos naturais, na T de $\sim 700^{\circ}C$ (intervalo entre 1,51 e 1,85) e $750^{\circ}C$ (valores de 1.69 a 2.13) (Tabelas S8 e S9). Com a diminuição da pressão para ~ 2 kbar, os valores Al_{tot} no Amp decrescem e variam de 1,20 a 1,53 (Tabela S9), exibindo valores inferiores aos naturais. Isso indica que, apesar da amostra MDP-02E representar um magmatismo magnesiano oxidado, os experimentos em condições reduzidas revelam que a paragênese experimental e o conteúdo de Al_{tot} em Amp são similares aqueles observados em condições oxidantes. As similaridades entre as associações experimentais oxidadas com a paragênese da rocha natural reforçam a hipótese de colocação do magma tonalítico oxidado da Suíte Vila Jussara em pressão próxima a 4 kbar, corroborando o intervalo de 3 a 5 kbar estimado por Dall’Agnol *et al.* (2017) com base em evidências de campo. Dall’Agnol *et al.* (2017) apresentam na sua tabela 6, valores de pressão obtidos por meio de geobarômetros clássicos da literatura, podendo ser observado que o intervalo de pressão de 390 MPa a 480 MPa indicada pelo barômetro de Johnson & Rutherford (1989) se sobrepõe à pressão de 4 kbar sugerida por esta pesquisa. Os demais barômetros considerados por aqueles autores (Blundy & Holland 1990, Schmidt 1992, Anderson & Smith 1995) indicam pressão geralmente da ordem de 5 a 6 kbar e o barômetro de Ridolfi *et al.* (2010) fornece pressão de 2 a 3 kbar.

Com relação à temperatura, em fO_2 reduzida (~NNO-1.3; figura 6a), a temperatura de 850°C foi a mais elevada atingida em nossos experimentos e apresenta Ilm+Amp como fases cristalizadas, enquanto em condições oxidantes, a T mais alta alcançada foi de 800°C e exibe a relação de fases Amp+Pl+Mag±Ilm (Fig. 6b). Com exceção do óxido de Fe-Ti dominante, a paragênese presente nos diagramas de fases reduzidos (Fig. 6a) e oxidados (Fig. 6b) é coincidente e se pode inferir que o magma tonalítico da Suíte Vila Jussara, iniciou sua cristalização a temperatura de pelo menos 800°C. Dall’Agnol *et al.* (2017), baseados no geotermômetro de Al em hornblenda (Ridolfi *et al.* 2010) e de saturação em zircão (Watson & Harrison, 1983) e apatita (Harrison & Watson, 1984), estimaram para o tonalito Vila Jussara T iniciais de cristalização entre 900°C e 800°C, implicando esses valores a cristalização precoce do zircão, deduzida a partir de evidências texturais, mas não comprovada nos experimentos realizados. Além disso, a razão Fe/(Fe+Mg) do Amp natural do tonalito varia de 0.48 a 0.52 (MYF-40; Dall’Agnol *et al.* 2017), enquanto nos Amp experimentais cristalizados em fO_2 ~NNO+2,4, P ~4 kbar e T~800°C (Fig. 6b), esta razão varia de 0.05 a 0.29 (Tabela S10). O teor de Si (apfu %) dos Amp naturais é ligeiramente inferior aos experimentais oxidados, 6,4% em média nos naturais (Dall’Agnol *et al.* 2017) versus ~6,8% nos experimentais. Essas variações entre os Amp experimentais e naturais pode ser reflexo de cristalização dos últimos em temperatura diferente de 800°C.

Com relação ao parâmetro fugacidade de oxigênio, em fO_2 ~NNO+2.4 (Fig. 6b), não foi possível analisar Bt, seja pelos finos cristais ou pela ausência do mineral. Porém, em condições de fO_2 ~NNO-1.3, Bt exibe razão Fe/(Fe+Mg) de 0.58 a 0.62 (Tabela S11), um pouco acima, mas bastante próximo dos valores de 0.52 a 0.55 identificado em Bt natural de tonalito oxidado. Devido os dados compostionais de Amp e Bt naturais versus experimentais apresentarem limitações comparativas, além de diferenças no intervalo das razões Fe/(Fe+Mg), não é prudente inferir a condição de fO_2 mais adequada para magma tonalítico natural da Suíte Vila Jussara. Entretanto, os dados de geoquímica em rocha total e minerais, apresentados por Dall’Agnol *et al.* (2017) e Sousa *et al.* (2022) são conclusivos quanto a condições entre NNO e NNO+1. Além disso, não foi possível determinar com precisão o conteúdo de H₂O no magma tonalítico, por não se dispor de dados de WDS em microssonda para plagioclásio das rochas naturais. Todavia, a ampla presença de anfibólio nas rochas naturais indica conteúdo de H₂O necessário para estabilizar a paragênese natural seja de, pelo menos, 5 % de H₂O.

5.1.2 Magma sienogranítico fortemente reduzido da Suíte Planalto (AMR-116)

A Suíte Planalto é formada por corpos graníticos limitados ou cortados por zonas de cisalhamento (Feio *et al.* 2012, 2013), sendo composta predominantemente por monzogranitos e sienogranitos que, diferentemente da Suíte Vila Jussara, apresentam caráter unicamente ferroso reduzido, conforme indicam suas razões $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$, tanto em rocha total (>0.9 ; Feio *et al.* 2012), quanto em minerais (Cunha *et al.* 2016). A Suíte Planalto apresenta dois grupos de granitos, distinguidos com base no comportamento magnético e nos minerais de óxidos de Fe-Ti (Cunha *et al.* 2016). O Grupo 1 contém ilmenita como único óxido de Fe-Ti, resultando em baixos valores de suscetibilidade magnética ($\text{SM} \leq 0,6247 \cdot 10^{-3}$ SI), e o Grupo 2 com magnetita-ilmenita apresentando SM moderada ($\geq 0,8036 \cdot 10^{-3}$ SI). Além disso, Feio *et al.* (2012) determinaram para a Suíte Planalto idades próximas de 2730 Ma (2731 ± 1 Ma pelo método de evaporação de Pb em zircão e 2730 ± 5 Ma pelo método U-Pb em zircão por SHRIMP).

Na amostra natural do biotita-anfibólio sienogranito, representativo da variedade fortemente reduzida da Suíte Planalto, a paragênese estável, excluído Qz, é Amp+Bt+Pl+Afs+Tnt+Ilm (Cunha *et al.* 2016). Em contrapartida, nos experimentos com $f\text{O}_2$ em $\sim\text{NNO}-1.3$, P ~ 4 kbar (Fig. 8a), entre as temperaturas de 850°C e 668°C , a paragênese identificada é Cpx+Fa+Ilm±Bt±Aln, com formação de Cpx+Fa em pressão de 4 e de 2 kbar e de Cpx+Mag em alta pressão (~ 8 kbar) e $f\text{O}_2$ variável entre reduzida e oxidada. Constatase que os experimentos reduzidos não reproduziram a paragênese natural, na qual Cpx está ausente ou, mais raramente, ocorre como cristal relíquiar envolto por anfibólio (Feio *et al.* 2012, Cunha *et al.* 2016). Além disso, não foi identificada presença de Fa, nem evidências texturais de reações com sua participação nas rochas naturais, tampouco foram observados na rocha natural indícios de reações peritéticas entre Cpx e Amp ou a substituição desse último mineral por Bt ou Tnt. Contradicoratoriamente, nos experimentos da amostra AMR-116 em condições reduzidas que foram efetuados no presente trabalho, Cpx é uma fase estável desde as temperaturas próximas ao *liquidus* (850°C) até *nearsolidus* (668°C). O Pl não cristalizou no intervalo de T, P e XH_2O estudados e isso precisa ser melhor investigado, pois Cpx e Aln são as únicas fases cárnicas cristalizadas nos experimentos reduzidos da amostra AMR-116.

Com relação ao Amp, o teor de Al_{tot} do Amp natural do biotita-anfibólio sienogranito, varia de 2,1 a 2,2 (AMR-116; Cunha *et al.* 2016), enquanto nos experimentos em $f\text{O}_2 \sim\text{NNO}-1.3$, P ~ 4 kbar e T variando de 850°C a 668°C , Amp não cristalizou (Fig. 8a). Essa fase foi identificada apenas em $f\text{O}_2 \sim\text{NNO}+2.4$ e T $\sim 700^\circ\text{C}$ (Fig. 8b), porém, os experimentos em tais

condições não apresentam dados de WDS em microssonda, portanto, o Al_{tot} e razão Fe/(Fe+Mg) do Amp experimental não podem ser comparadas com as do mineral natural. Apesar disso, os experimentos indicam que o campo de estabilidade do anfibólio é fortemente dependente da fO_2 , como já demonstrado no granito Jamon (Dall'Agnol *et al.* 1999), o que indica que a ausência do anfibólio em condições reduzidas não é devido a um fator experimental, como problema de nucleação, e sim uma condição real. Com isso, em grande parte do intervalo de cristalização em condições reduzidas, a fase cárnea predominante é o Cpx, não o Anf ou Pl. Portanto, tais condições experimentais podem sugerir que o magma sienogranítico reduzido do Planalto são intermediárias, entre condições de fO_2 investigadas nesse trabalho, provavelmente nas proximidades de FMQ, como sugerido por de Sousa *et al.* (2022).

Da mesma forma, Bt cristaliza nos experimentos como finos cristais, impossibilitando uma discussão adequada da composição, devido ao alto grau de contaminação que resulta em teores de K₂O <3%. Na Suíte Planalto, epidoto é ausente e Aln ocorre de forma muito restrita, em contrapartida, Aln cristalizou em $fO_2 \sim NNO-1,3$, P ~4 kbar e T entre 750°C e 668°C (Fig. 8a), enquanto que em $fO_2 \sim NNO+2,4$, Aln+Tnt cristalizaram em T~ 700°C (Fig. 8b).

Como discutido anteriormente (tópico 4.1.3), o contraste observado entre a associação de fases da rocha e aquelas dos experimentos podem ser devido diversas razões. Uma delas seria a cristalização da rocha em condições distintas das fornecidas pelos parâmetros P, T e fO_2 , calibrados nos experimentos; Outra possibilidade seria a associação Cpx+Fa do experimento ser metaestável e corresponder a paragênese natural Amp+Bt; Alternativamente, pode-se pensar que Cpx e Fa podem ter ocorrido no sistema natural da Suíte Planalto, porém, com a diminuição da temperatura, essas fases teriam sido, em geral, totalmente consumidas para gerar Amp+Bt; uma limitação desta hipótese, é de que não há evidências experimentais dessa reação nas temperaturas, pressões e teores de H₂O considerados . Todavia, no diagrama de fases com $fO_2 \sim NNO-1,3$, P ~4 kbar (Fig. 8a), Fa se mantém estável juntamente com Cpx+Bt até a temperatura de 700°C; entretanto, na T de ~668°C, ela desaparece e a relação de fases estabilizada é Cpx+Bt. Pode-se considerar, ainda, a hipótese de que o processo de transformação de Fa em Bt ocorra em mais baixas temperaturas (<668°C), e, portanto, não tenha possível identificá-lo nos experimentos. Uma transformação análoga poderia ser, talvez, válida para Cpx e Amp. Porém, admitir Amp como uma fase *subsolidus* não parece consistente com o sistema natural, já que não há evidências texturais para essa hipótese.

As razões Fe/(Fe+Mg) identificadas na Fa da amostra AMR-116 são sempre altas e variam de 0.91 a 0.98 (Tabelas S6 e S7). Constatou-se um leve e gradativo aumento da razão

com a decréscimo de H₂O e temperatura. As composições da Fa são coerentes com as razões Fe/Mg ≥0.9 em rocha total da Suíte Planalto (Feio *et al.* 2012) e Fe/Mg ≥0.8 em Amp e Bt naturais (Cunha *et al.* 2016), refletindo a característica fortemente reduzida dessa variedade da Suíte Planalto, da qual a amostra AMR-116 é representante. As razões Fe/(Fe+Mg) nos Cpx variam com a pressão, tendo em 4 kbar e T entre 850°C e 700°C, valores de 0.72 a 0.96, e em 2 kbar e T ~750°C, 0.64 a 0.67, enquanto em 8 kbar e T ~750°C, foram identificadas razões Fe/(Fe+Mg) nos Cpx com mínimo de 0.26 e máximo de 0.34. Porém, devido à ausência das fases experimentais Amp, Bt e Pl nos experimentos, é, por enquanto, difícil estimar com precisão os parâmetros P, T e XH₂O atuantes durante a cristalização da Suíte Planalto, pois esses parâmetros são estimados a partir de comparações entre composições experimentais e naturais.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A combinação dos experimentos de cristalização em equilíbrio de fases para as amostras das Suítes neoarqueanas Vila Jussara e Planalto, juntamente com os dados químico-mineralógicos e geoquímica em rocha total, permitem mostrar que a amostra MDP-02E, representativa do magma tonalítico oxidado da Suíte Vila Jussara, correspondente ao primeiro estágio magmático da suíte, teve cristalização inicial a temperatura acima de 850°C, com conteúdo de H₂O >5 % e pressão de colocação em ~4 kbar. Com base na comparação de resultados naturais e experimentais, Amp formados em experimentos em condições tanto oxidadas, quanto reduzidas mostram grande similaridade composicional com anfibólios naturais, com razões Fe/(Fe+Mg) se sobrepondo em grande parte. Apesar dos experimentos em condições oxidantes da amostra MDP-02E terem sido em menor número e não cobrirem um espectro amplo de T, tanto nele como nos experimentos em condições reduzidas, as fases dominantes são Amp+Pl, de modo coincidente com o que se observa na rocha natural.

A amostras AMR-116, representando o magma sienogranítico fortemente reduzido da Suíte Planalto, apresentou uma paragênese experimental definida por Cpx+Fa+Ilm±Bt±Aln±Afs±Qz nos experimentos calibrados em *fO*₂ ~NNO-1.3, P ~4kbar e T entre 850°C a 668°C, que é distinta da paragênese natural Amp+Bt+Pl+Afs+Qz+Ilm+Aln±Tnt em termos das fases máficas dominantes. Em condições naturais Amp e Pl são as principais fases cárnicas ocorrentes, entretanto, experimentalmente, Cpx e Aln são as únicas fases portadoras de Ca e Pl é ausente. Para explicar os contrastes observados foram consideradas as seguintes hipóteses: (1) experimentalmente, em condições de *fO*₂ fortemente reduzida, Cpx se torna a principal fase cárnea, inibindo a formação de Amp e Pl. A cristalização de Pl também

foi inibida devido à composição sienogranítica do líquido inicial; (2) Embora a cristalização da Suíte Planalto tenha se dado em condições reduzidas, os parâmetros P, T e fO_2 calibrados nos experimentos, não atingiram condições similares às naturais ou; (3) pode-se pensar que Cpx e Fa podem ter ocorrido no sistema natural da Suíte Planalto, porém, com a diminuição da temperatura, essas fases teriam sido ampla e, em geral, totalmente consumidas para gerar Amp+Bt; (4) Cpx é fase metaestável nos experimentos ocupando o lugar do anfibólio. Por fim, a ausência das fases Amp+Bt+Pl nos experimentos da amostra AMR-116 dificulta a definição precisa dos parâmetros P, T e XH₂O.

Com base no exposto, se conclui que os estudos experimentais obtidos e expostos no capítulo 4 dessa Tese de Doutorado, somados aos que serão acrescentados, serão de fundamental importância na compreensão dos parâmetros de cristalização vigentes durante a cristalização das suítes Vila Jussara e Planalto, assim como de demais granitoides com composição tonalítica e sienogranítica similares. O estudo experimental realizado irá contribuir ainda para delimitação do campo de estabilidade da Fa em magmas metaluminosos reduzidos. Para concluir o desenvolvimento desta pesquisa se faz necessário finalizar a etapa analítica, com obtenção de dados compositionais das fases experimentais e do vidro, com uso de WDS em microssonda, além do refinamento e interpretação dos dados correspondentes às amostras PFA-77 e MDP-02A da Suíte Vila Jussara.

7. PLANEJAMENTO FUTURO

Pretende-se publicar o capítulo 4 da Tese de Doutorado na forma de um artigo:

Artigo 3: Petrologia experimental das suítes neoarqueanas Vila Jussara e Planalto, Província Carajás, Amazônia, Brasil. Revista: Contributions to Mineralogy and Petrology.

Existe espaço para elaboração de um segundo artigo, mas este se encontra ainda em fase inicial de planejamento:

Artigo 4: Cristalização experimental de faialita em magma sienogranítico metaluminoso reduzido.

REFERÊNCIAS

- 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. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2012.10.008>
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria Granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of the Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research* **187**(1-2): 201-221. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2011.03.004>
- 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**(3). <https://doi.org/10.3749/canmin.1600068>
- Althoff F., Barbey P., Boullier A.M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archaean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Research* **104**(3-4): 187-206. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00103-0](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00103-0)
- Anderson J.L. & Smith D.R. 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist* **80**(5-6): 549-559. <https://doi.org/10.2138/am-1995-5-614>
- Barbosa J.P.O. 2004. *Geologia estrutural, geoquímica, petrografia e geocronologia de granitóides da região do Igarapé Gelado, norte da Província Mineral de Carajás*. MS Dissertation. Graduated Program on Geology and Geochesmistry, Federal University of Pará. Viii, 96p.
- Barros C.E.M., Dall'Agnol R., Barbey P., Boullier A-M. 1997. Geochemistry of the Estrela Granite Complex, Carajás region, Brazil: an example of an Archaean A-type granitoid. *Journal of South American Earth Sciences* **10**(3). 321-330. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00017-5](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00017-5)
- Barros C.E.M., Barbey P., Boullier A.M. 2001. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of syntectonic granites. The A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil). *Tectonophysics* **343**(1-2): 93-109. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00260-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00260-8)
- Barros C.E.M., Sardinha A.S., Barbosa J.P.O., Macambira M.J.B., Barbey P., Boullier A- M. 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. *The Canadian Mineralogist* **47**(6). <https://doi.org/10.3749/canmin.47.6.1423>
- Blundy J.D., Holland T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **104**: 208-224.
- Bogaerts M., Scaillet B., Auwera J.V. 2006. Phase Equilibria of the Lyngdal Granodiorite (Norway): Implications for the Origin of Metaluminous Ferroan Granitoids. *Journal of Petrology* **47**(12): 2405-2431. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl049>

- Carmichael I.S.E., Nicholls J. 1967. Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. *Journal of Geophysical Research* **72**(18): 4665-4687. <https://doi.org/10.1029/JZ072i018p04665>
- Chou I.M. 1987. Oxygen buffer and hydrogen sensor technique at elevated pressures and temperature. In: Barnes, H.L., Ulmer, G.C. (eds) *Hydrothermal Experimental Techniques*. New York: John Wiley, 61-99. <https://doi.org/10.2343/geochemj.42.141>
- Costa F.G., Santos P.A., Serafim I.C.C.O., Costa I.S.L., Roopnarain S. 2020. From Mesoarchean drips to modern-style tectonics in the Carajás Province, Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences* **104**: 102817. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102817>
- Cunha I.R.V., Dall'Agnol R., Feio G.R.L. 2016. Mineral chemistry and magnetic petrology of the Archean Planalto Suite, Carajás Province - Amazonian Craton: Implications for the evolution of ferroan Archean granites. *Journal of South American Earth Sciences* **67**: 10-121. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.01.007>
- 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. *Journal of South American Earth Sciences* **112**: 103570. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103570>
- 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. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2016.09.032>
- Dall'Agnol R., Oliveira D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos* **93**(3-4): 215-233. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.065>
- 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 e Implicações para a evolução arqueana da Província Carajás e Pará. In *SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia 13º*.
- 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: 99-150. Abstracts Volume and Field Trips Guide*.
- Dall'Agnol R., Scaillet B., Pichavant M. 1999. An Experimental Study of a Lower Proterozoic A-type granite from the Eastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology*, **40**(11): 1673-1698. <https://doi.org/10.1093/petroj/40.11.1673>
- 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, Brazil. *Lithos* **80**(1-4). <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.058>

- 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 Neoarchean Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos* **151**. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.02.020>
- 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. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2012.04.007>
- 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. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- 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.
- Hammarstrom J.M.& Zen E. 1971. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* **71**: 1297-1313.
- Harrison T.M. & Watson E.B. 1984. The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **48**(7): 1467-1477. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90403-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90403-4)
- 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**(1-4): <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.11.001>
- Huang F., Scaillet B., Wang R., Erdmann S., Chen Y., Faure M., Liu H., Xie L., Wang B., Zhu J. 2019. Experimental Constraints on Intensive Crystallization Parameters and Fractionation in A-Type Granites: A Case Study on the Qitianling Pluton, South China. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **124**(10): 10132-10152. <https://doi.org/10.1029/2019JB017490>
- Huhn S.R.B., Santos A.B.S., Amaral A.F., Ledsham E.J., Gouveia J.L., Martins L.B.P., Montalvão R.M.G., Costa V.G. 1988. O terreno granitogreenstone da região de Rio Maria - Sul do Pará. *Congresso Brasileiro de Geologia* **3**: 1438-1453.
- Johnson M.C., Rutherford M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* **17**(9): 837-841. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0837:ECOTAI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0837:ECOTAI>2.3.CO;2)
- Klimm K., Holtz F., Johannes W., King P.L. 2003. Fractionation of metaluminous A-type granites: an experimental study of the Wangrah Suite, Lachlan Fold Belt, Australia. *Precambrian Research* **124**(2-4): 327-341. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00092-5](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00092-5)
- Klimm K., Holtz F., King P.L. 2008. Fractionation vs. magma mixing in the Wangrah Suite A-type granites, Lachlan Fold Belt, Australia: Experimental constraints. *Lithos* **102**(3-4): 415-434. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.07.018>

Leake B.E., Woolley 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., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Youzhi G. 1997. Nomenclature of Amphiboles; Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine* **61**(405): 295-310. <https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.405.13>

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

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

Macambira M.J.B. & Lafon J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás, Síntese dos dados e novos desafios. Boletim Do Museu Paraense Emílio Goeldi. *Ciências Naturais* **7**: 263-287.

Marangoanha B., Oliveira D.C., Oliveira V.E.S., Galarza M.A., Lamarão C.N. 2019. Neoarchean A-type granitoids from Carajás Province (Brazil): New insights from geochemistry, geochronology and microstructural analysis. *Precambrian Research* **324**: 86-108. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2019.01.010>

Mikkola P., Lauri L.S., Käpyaho A. 2012. Neoarchean leucogranitoids of the Kianta Complex, Karelian Province, Finland: Source characteristics and processes responsible for the observed heterogeneity. *Precambrian Research* **206-207**: 72-86. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.02.010>

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**(7). <https://doi.org/10.1007/s00126-011-0352-9>

Morimoto N., 1988. Nomenclature of Pyroxenes. *Mineralogy and Petrology* **39**(1): 55-76. <https://doi.org/10.1007/BF01226262>

Moyen J.F. & Laurent O. 2018. Archaean tectonic systems: A view from igneous rocks. *Lithos* **302-303**: 99-125. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2017.11.038>

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

Naney M.T. 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Journal of Science* **283(10)**: 993-1033. <https://doi.org/10.2475/ajs.283.10.993>

Nascimento A.C. 2023. Petrogênese e contextualização tectônica dos granitoides mesoarqueanos do terreno sapucaia da Província Carajás. Exame de qualificação - doutorado. Universidade Federal do Pará, Belém. p 142.

Oliveira D.C., Silva L.R., Nascimento A.C., Dall’Agnol R., Marangoanha B. (em preparação). Contribuições à estratigrafia e compartimentação tectônica da Província Carajás. *Jornal of South American Earth Science*.

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(1-2)**: 192-209. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2011.08.017>

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. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq051>

Pidgeon R., 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 granulite facies metamorphism and the source of the enderbite. *Chemical Geology* **166**: 159-171.

Prouteau G. & Scaillet B. 2013. Experimental Constraints on Sulphur Behaviour in Subduction Zones: Implications for TTG and Adakite Production and the Global Sulphur Cycle since the Archean. *Journal of Petrology* **54**(1): 183-213. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs067>

Prouteau G., Scaillet B., Pichavant M., Maury R. 2001. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature* **410**(6825): 197-200. <https://doi.org/10.1038/35065583>

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. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **160**(1): 45-66. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>

Rieder M. 1998. Nomenclature of the Micas. *Clays and Clay Minerals* **46**(5): 586-595. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1998.0460513>

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. <https://doi.org/10.46357/bcnaturais.v9i3.513>

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In BIZZI, Luiz Augusto (ed.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*: texto, mapas e SIG. Brasília,DF, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, p. 169-226.

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. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.09.002>

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

- Santos P.J.L. & Oliveira D.C. 2014. Trondjemitos da área de Nova Canadá: novas ocorrências de associações magmáticas tipo TTG no Domínio Carajás. *Boletim Do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências Terra* **9**: 635-659.
- 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 of South American Earth Sciences* **20**(4): 327-339. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2005.11.001>
- Scaillet B., Pichavant M., Roux J. 1995. Experimental Crystallization of Leucogranite Magmas. *Journal of Petrology* **36**(3): 663-705. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.3.663>
- Scaillet B., Pichavant M., Roux J., Humbert G., Lefevre, A. 1992. Improvements of the Shaw membrane technique for measurement and control of fH₂ at high temperatures and pressures. *American Mineralogist* **77**(5-6): 647-655.
- Schmidt M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **110**: 304-310.
- Schumacher J.C. 1997. Appendix 2: The estimation of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. *Mineralogical Magazine* **61**(405): 312-321. <https://doi.org/10.1180/S0026461X00011397>
- 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 Carajás, Pará. *Boletim Do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências Naturais* **9**: 13-45.
- Silva A.S., Feio G.R.L., Alves J.P.S., Dall'Agnol R., Almeida J.A.C., Gomes A.C.B. 2020. Mineralogy, petrology, and origin of the Pedra Branca Suite: a tonalitic-trondjemitic association with high Zr, Ti and Y, Carajás Province, Amazonian Craton. *Brazilian Journal of Geology* **50**(3): <https://doi.org/10.1590/2317-4889202020190093>
- Silva F.F., Oliveira D.C. Dall'Agnol R., Silva L.R. Cunha I.R.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**: 102696. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2020.102696>
- Silva L.R., Oliveira DC., 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. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2017.12.004>
- Sousa L.A.M., Dall'Agnol R., Cunha I.R.V., Silva, F.F., Oliveira D.C. 2022. Magnetic petrology of the Neoarchean granitoids in the Vila Jussara Suite, Carajás Province, Amazonian Craton. *Brazilian Journal of Geology* **52**(3). <https://doi.org/10.1590/2317-4889202220210071>
- Souza S.Z., Dall'Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S., Barros C.E.M. 1996. Carajás mineral province: geological, geochronological and tectonic constraints on the Archean evolution of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrain and the Carajás block. In Symposium on Archean Terranes of South America Platform. Brasília, DF, *Extended Abstract*, p. 31-32.

Souza Z.S., Potrel, A., Lafon J.M., Althoff F.J., Martins P.M., Dall'Agnol R., Oliveira C.G. 2001. Nd, Pb and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archaean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the Archaean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research* **109**(3-4): 293-315. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00164-4](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00164-4)

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

Taylor J.R., Wall, V.J. Pownceby M.I. 1992. The calibration and application of accurate redox sensors. *American Mineralogist* **77**(3-4): 284-295.

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 Carajás, PA: implicações petrogenéticas. *Boletim Do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências Naturais* **8**: 291-323.

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. Litoestratigrafia. In: Vasquez M. L. & Rosa-Costa L. T. da (eds.). *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*. Belém, CPRM, Unidade 3, p. 113-215.

Watson E.B. & Harrison T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters* **64**(2): 295-304. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90211-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90211-X)

Whitney D.L. & Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* **95**(1): 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>

DADOS SUPLEMENTARES

Tabela S1: Análises representativas de microssonda eletrônica dos plagioclásios pertencentes aos experimentos I e II, calibrados em fO_2 reduzida, sendo o primeiro calibrado em fO_2 reduzida, pressão de 4 kbar e temperatura de 800°C, enquanto o segundo apresenta mesma fO_2 e pressão, porém, com temperatura de 750°C. Amostra MDP- 02E da variedade magnesiana oxidada da Suíte Vila Jussara.

MDP-02E Experimento I										MDP-02E Experimento II									
Análise	Cap 1			Cap 2			Cap 3			Análise	Cap 1			Cap 2			Cap 3		
	2.3	2.7	2.8	03.2	03.3	03.4	04.4	04.5	04.6		02.4	02.7	02.8	03.1	03.2	03.3	04.1.1	04.2	04.3
SiO ₂	60,88	56,57	58,51	56,69	59,64	59,84	58,59	57,72	57,67	SiO ₂	56,58	55,67	55,93	58,47	57,69	55,67	60,06	58,68	61,24
TiO ₂	0,11	0,35	0,55	0,07	0,29	0,00	0,26	0,09	0,15	TiO ₂	0,01	1,55	1,59	0,25	0,02	0,05	1,89	0,11	0,16
Al ₂ O ₃	21,98	23,57	25,63	24,85	18,72	24,30	23,55	23,25	24,00	Al ₂ O ₃	25,02	22,25	23,48	22,95	24,66	25,82	19,66	22,31	16,12
FeO	1,84	2,55	1,04	0,53	2,46	0,80	0,75	1,14	0,41	FeO	0,63	6,97	2,76	1,02	0,72	0,56	2,63	1,04	3,12
MgO	0,14	0,96	0,07	0,03	1,33	0,04	0,05	0,13	0,05	MgO	0,10	0,14	0,35	0,12	0,03	0,14	0,55	0,41	1,06
CaO	6,08	11,72	9,29	9,54	6,46	8,82	7,50	7,40	8,01	CaO	7,54	6,33	7,07	6,99	7,41	8,52	5,20	6,07	4,66
Na ₂ O	5,35	5,31	5,60	4,75	3,44	4,62	5,62	5,87	4,97	Na ₂ O	6,34	6,15	6,15	5,71	6,83	6,29	5,09	6,75	2,36
K ₂ O	0,78	0,28	0,39	0,47	0,66	0,40	0,50	0,53	0,45	K ₂ O	0,42	0,56	0,62	0,57	0,47	0,30	0,77	0,51	0,98
Total	97,20	101,58	101,49	97,00	93,10	98,85	96,81	96,16	95,74	Total	96,64	99,70	97,94	96,13	97,87	97,35	96,00	95,88	89,74
Cálculo na base de 8 oxigênios																			
Si	2,33	2,14	2,19	2,19	2,36	2,26	2,25	2,24	2,24	Si	2,19	2,16	2,16	2,26	2,21	2,15	2,33	2,28	2,48
Ti	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	Ti	0,00	0,05	0,05	0,01	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00
Al	0,99	1,05	1,13	1,13	0,87	1,08	1,07	1,06	1,10	Al	1,14	1,02	1,07	1,05	1,11	1,17	0,90	1,02	0,77
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺³	0,87	0,86	0,85	0,88	0,90	0,86	0,88	0,89	0,88	Fe ⁺³	0,88	0,88	0,88	0,88	0,87	0,88	0,89	0,89	0,92
Fe ⁺²	0,06	0,08	0,03	0,02	0,08	0,03	0,02	0,04	0,01	Fe ⁺²	0,02	0,23	0,09	0,03	0,02	0,02	0,09	0,03	0,11
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,01	0,05	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,01	0,00	Mg	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,03	0,02	0,06
Ca	0,25	0,48	0,37	0,39	0,27	0,36	0,31	0,31	0,33	Ca	0,31	0,26	0,29	0,29	0,30	0,35	0,22	0,25	0,20
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,40	0,39	0,41	0,36	0,26	0,34	0,42	0,44	0,37	Na	0,48	0,46	0,46	0,43	0,51	0,47	0,38	0,51	0,19
K	0,04	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	K	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01	0,04	0,03	0,05	
An	36	54	47	51	48	50	41	40	46	An	39	35	37	39	36	42	34	32	46
Ab	58	44	51	46	46	47	56	57	51	Ab	59	61	59	57	61	56	60	65	42
Or	6	2	2	3	6	3	3	3	3	Or	3	4	4	4	3	2	6	3	12

Abreviações: Cap: cápsula; An: anortita; Ab: albita; Or: ortoclásio

Tabela S2: Análises representativas de microssonda eletrônica dos plagioclásios pertencentes aos experimentos V e III, sendo o primeiro calibrado em fO_2 reduzida, pressão de 4 kbar e temperatura de 700°C, enquanto o segundo em fO_2 reduzida, pressão de 2kbar e temperatura de 750°C. Amostra MDP- 02E da variedade magnesiana oxidada da Suíte Vila Jussara.

MDP-02E Experimento V										MDP-02E Experimento III												
Análise	Cap 1			Cap 2			Cap 3				Cap 1			Cap 2			Cap 3			Cap 4		
	1.1	1.2	1.3	1.2	7.3	8.2	1.2	2.1	6.2		1.1	1.2	1.3	2.1	2.2	2.3	3.1	3.2	3.3	4.1	4.2	4.3
SiO ₂	58,89	58,38	58,32	61,38	59,81	60,62	61,07	59,06	57,70	SiO ₂	57,72	58,22	58,84	58,61	58,50	57,00	60,13	59,66	60,45	55,93	55,63	58,37
TiO ₂	0,96	0,65	0,90	0,00	0,47	0,47	0,29	0,57	0,56	TiO ₂	0,28	0,11	0,01	0,16	0,09	0,05	0,01	0,00	0,10	0,08	0,60	0,32
Al ₂ O ₃	22,58	22,40	22,34	23,10	16,42	21,91	22,31	22,05	20,44	Al ₂ O ₃	24,50	24,76	24,53	25,41	24,79	23,68	24,39	25,58	25,36	24,77	23,80	24,39
FeO	2,09	2,38	2,33	0,59	5,43	1,18	1,47	2,69	5,22	FeO	1,32	1,06	0,80	0,82	1,12	2,89	0,86	0,71	1,02	0,78	1,37	1,66
MgO	0,40	0,67	0,50	0,01	2,13	0,13	0,21	0,74	1,45	MgO	0,18	0,13	0,10	0,11	0,23	0,83	0,12	0,04	0,12	0,05	0,12	0,23
CaO	6,48	7,03	6,78	5,86	5,98	6,32	5,49	6,66	6,51	CaO	8,06	8,04	7,42	8,48	7,94	8,54	7,94	7,42	8,10	6,74	7,77	7,79
Na ₂ O	6,21	6,25	6,33	7,55	3,74	6,37	7,04	6,33	5,65	Na ₂ O	6,34	6,31	6,16	6,85	7,29	5,80	6,38	7,21	6,87	7,12	6,95	6,13
K ₂ O	0,85	0,54	0,54	0,46	1,38	0,79	0,71	0,62	0,69	K ₂ O	0,56	0,33	0,67	0,41	0,43	0,37	0,68	0,41	0,49	0,44	0,29	0,66
Total	98,46	98,29	98,04	98,95	95,37	97,78	98,59	98,72	98,22	Total	98,96	98,97	98,53	100,91	100,48	99,21	100,54	101,05	102,53	96,01	96,71	99,60
Cálculo na base de 8 oxigênios										Si	2,20	2,21	2,24	2,20	2,20	2,18	2,25	2,22	2,23	2,18	2,17	2,21
Si	2,26	2,24	2,24	2,31	2,37	2,31	2,32	2,26	2,24	Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
Ti	0,03	0,02	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	Al	1,02	1,01	1,01	1,03	0,77	0,99	1,00	0,99	0,94	1,10	1,11	1,10
Al	1,02	1,01	1,01	1,03	0,77	0,99	1,00	0,99	0,94	Fe ⁺³	0,87	0,88	0,86	0,90	0,87	0,87	0,86	0,86	0,89	0,87	0,89	0,87
Fe ⁺³	0,87	0,88	0,88	0,86	0,90	0,87	0,87	0,87	0,89	Fe ⁺²	0,07	0,08	0,07	0,02	0,18	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,05
Fe ⁺²	0,07	0,08	0,07	0,02	0,18	0,04	0,05	0,09	0,17	Mg	0,01	0,04	0,03	0,01	0,13	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Mg	0,01	0,04	0,03	0,00	0,13	0,01	0,01	0,04	0,08	Ca	0,27	0,29	0,28	0,24	0,25	0,26	0,22	0,27	0,33	0,33	0,30	0,32
Ca	0,27	0,29	0,28	0,24	0,25	0,26	0,22	0,27	0,27	Na	0,46	0,47	0,47	0,55	0,29	0,47	0,52	0,47	0,43	0,46	0,52	0,49
Na	0,46	0,47	0,47	0,55	0,29	0,47	0,52	0,47	0,43	K	0,04	0,03	0,03	0,02	0,07	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03
K	0,04	0,03	0,03	0,02	0,07	0,04	0,03	0,03	0,03	An	35	37	36	29	42	34	29	35	37	40	41	38
An	35	37	36	29	42	34	29	35	37	Ab	60	60	61	68	47	61	67	61	58	57	58	58
Ab	60	60	61	68	47	61	67	61	58	Or	5	3	3	3	11	5	4	4	5	3	2	4
Or	5	3	3	3	11	5	4	4	5													

Abreviações: Cap: cápsula; An: anortita; Ab: albita; Or: ortoclásio

Tabela S3: Análises representativas de microssonda eletrônica dos plagioclásios pertencentes ao experimento IV, calibrado em fO_2 oxidada, pressão de 4 kbar e temperatura de 800°C. Amostra MDP- 02E da variedade magnesiana oxidada da Suíte Vila Jussara.

Análise	MDP-02 Experimento IV											
	Cap 1			Cap 2			Cap 3			Cap 4		
	1.1	1.2	1.4	3.2	1.1	1.3	7.2	1.2	1.3	5.2	3.3	1.1
SiO ₂	49,93	51,25	52,80	53,01	51,83	51,42	54,19	53,61	52,12	55,69	55,36	56,13
TiO ₂	0,08	0,05	0,01	0,02	0,16	0,09	0,03	0,08	0,16	0,22	0,12	0,07
Al ₂ O ₃	26,86	27,57	27,29	26,76	26,28	27,18	26,45	25,07	24,61	24,24	24,18	25,68
FeO	1,10	0,77	0,63	0,71	1,74	0,99	0,60	1,16	2,03	1,98	1,31	0,73
MgO	0,90	0,00	0,02	0,00	0,48	0,34	0,02	0,61	1,38	0,22	0,81	0,07
CaO	12,01	11,31	10,34	10,06	10,58	11,56	9,21	9,62	10,57	8,08	9,02	8,76
Na ₂ O	4,03	4,55	4,99	4,97	4,66	4,33	5,42	4,84	4,47	5,51	5,08	5,68
K ₂ O	0,17	0,18	0,19	0,23	0,24	0,20	0,28	0,39	0,32	0,49	0,42	0,30
Total	95,07	95,68	96,26	95,75	95,97	96,10	96,19	95,38	95,66	96,42	96,29	97,41
Cálculo na base de 8 oxigênios												
Si	1,99	2,02	2,06	2,08	2,04	2,02	2,11	2,11	2,07	2,17	2,16	2,16
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Al	1,26	1,28	1,26	1,24	1,22	1,26	1,22	1,16	1,15	1,11	1,11	1,17
Fe3	0,91	0,90	0,89	0,90	0,90	0,90	0,89	0,90	0,90	0,89	0,89	0,88
Fe2	0,04	0,03	0,02	0,02	0,06	0,03	0,02	0,04	0,07	0,06	0,04	0,02
Mg	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,04	0,08	0,01	0,05	0,00
Ca	0,51	0,48	0,43	0,42	0,45	0,49	0,38	0,41	0,45	0,34	0,38	0,36
Na	0,31	0,35	0,38	0,38	0,36	0,33	0,41	0,37	0,34	0,42	0,38	0,42
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
An	62	57	53	52	55	59	48	51	56	43	48	45
Ab	37	42	46	47	44	40	51	46	42	54	49	53
Or	1	1	1	1	1	1	2	2	2	3	3	2

Abreviações: Cap: cápsula; An: anortita; Ab: albita; Or: ortoclásio

Tabela S4: Análises representativas de microssonda eletrônica dos clinopiroxênios pertencentes aos experimentos I e II, calibrados em fO_2 reduzida, sendo o primeiro calibrado em fO_2 reduzida, pressão de 4 kbar e temperatura de 800°C, enquanto o segundo apresenta mesma fO_2 e pressão, porém, com temperatura de 750°C. Amostra AMR-116 da variedade fortemente reduzida da Suíte Planalto.

AMR-116 Experimento I							AMR-116 Experimento II														
Cap 2	Cap 4			Cap 1	Cap 2			Cap 3	Cap 4												
	Análise	1.1	1.3	5.1	2.1	3.1	4.1		Análise	3.2	4.1	6.1	2.2	2.3	7.1	2.3	3.2	4.1	3.3	4.1	6.1
Classificação	Augita	Augita	Augita	Augita	Augita	Augita	Augita	Classificação	Augita	Augita	Augita	Augita	Augita	Hedenbergita	Augita	Augita	Hedenbergita	Augita	Augita	Augita	Augita
SiO ₂	48,87	49,10	48,57	SiO ₂	64,88	61,51	57,65	SiO ₂	60,64	58,65	49,63	51,25	51,22	56,43	54,13	56,20	52,18	58,56	52,69	57,50	
TiO ₂	0,21	0,21	0,28	TiO ₂	0,18	0,24	0,32	TiO ₂	0,11	0,21	0,35	0,43	0,24	1,79	0,23	0,25	0,47	0,20	0,25	0,25	
Al ₂ O ₃	0,95	0,82	1,05	Al ₂ O ₃	9,21	7,64	6,23	Al ₂ O ₃	7,65	6,92	2,74	3,52	3,11	6,08	4,93	5,89	4,18	6,65	3,99	7,28	
FeO	28,02	27,19	24,04	FeO	9,91	12,83	15,82	FeO	14,01	14,28	22,36	19,62	22,51	16,05	19,83	16,60	20,20	16,40	21,91	14,09	
MnO	0,61	0,59	0,59	MnO	0,21	0,29	0,43	MnO	0,23	0,35	0,55	0,47	0,54	0,36	0,41	0,42	0,52	0,37	0,45	0,35	
MgO	4,00	4,27	5,23	MgO	0,89	1,44	2,00	MgO	1,23	1,42	3,67	3,52	2,81	2,12	1,76	2,48	3,04	1,08	2,01	1,64	
CaO	15,18	15,69	17,96	CaO	5,97	8,78	11,81	CaO	7,40	9,28	16,82	16,52	15,10	10,51	12,56	11,87	15,24	9,76	14,83	11,52	
Na ₂ O	0,24	0,23	0,26	Na ₂ O	1,21	1,08	1,03	Na ₂ O	0,63	0,63	0,45	0,53	0,43	0,78	0,55	0,51	0,58	0,74	0,60	0,79	
K ₂ O	0,20	0,18	0,07	K ₂ O	3,09	2,59	1,89	K ₂ O	2,37	1,84	0,53	0,81	0,80	1,67	1,31	1,43	0,89	2,02	0,96	1,90	
Total	98,28	98,28	98,04	0,00	95,54	96,39	97,18	Total	94,27	93,58	97,10	96,68	96,77	95,80	95,69	95,64	97,29	95,77	97,69	95,32	
Cálculo baseado em 6 oxigênios																					
Si	2,04	2,04	2,00	Si	2,82	2,65	2,45	Si	2,62	2,55	2,06	2,13	2,15	2,39	2,31	2,38	2,17	2,50	2,20	2,44	
Ti	0,01	0,01	0,01	Ti	0,01	0,01	0,01	Ti	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Al	0,05	0,04	0,05	Al	0,47	0,39	0,31	Al	0,39	0,35	0,13	0,17	0,15	0,30	0,25	0,29	0,20	0,33	0,20	0,36	
Fe ⁺²	0,98	0,95	0,83	Fe2	0,36	0,46	0,56	Fe2	0,51	0,52	0,78	0,68	0,79	0,57	0,71	0,59	0,70	0,59	0,76	0,50	
Mn	0,00	0,00	0,00	Mn	0,00	0,00	0,00	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	
Mg	0,25	0,27	0,32	Mg	0,06	0,09	0,13	Mg	0,08	0,09	0,23	0,22	0,18	0,13	0,11	0,16	0,19	0,07	0,12	0,10	
Ca	0,68	0,70	0,79	Ca	0,28	0,40	0,54	Ca	0,34	0,43	0,75	0,74	0,68	0,48	0,57	0,54	0,68	0,45	0,66	0,52	
Na	0,00	0,00	0,00	Na	0,00	0,00	0,00	Na	0,05	0,05	0,04	0,04	0,03	0,06	0,05	0,04	0,05	0,06	0,05	0,07	
Fe/(Fe+Mg)	0,80	0,78	0,72	Fe/(Fe+Mg)	0,86	0,83	0,82	Fe/(Fe+Mg)	0,86	0,85	0,77	0,76	0,82	0,81	0,86	0,79	0,79	0,89	0,86	0,83	
Wo	36	37	41	Wo	40	42	44	Wo	37	41	43	45	41	40	41	42	43	41	43	46	
En	13	14	17	En	8	10	10	En	9	9	13	13	11	11	8	12	12	6	8	9	
Fs	51	50	43	Fs	52	48	46	Fs	55	50	44	42	48	48	51	46	45	53	49	44	

Abreviações: Cap: cápsula; Wo: wollastonita; En: enstatita; Fs: ferrosilita.

Tabela S5: Análises representativas de microssonda eletrônica dos clinopiroxênios pertencentes aos experimentos V, III e VII. O experimento V foi calibrado em fO_2 reduzida, pressão de 4 kbar e temperatura de 700°C, enquanto o experimento III em fO_2 reduzida, pressão de 2kbar e temperatura de 750°C e o experimento VII fO_2 variável entre reduzida e oxidada, pressão de 8 kbar e temperatura de 750°C. Amostra AMR-116 da variedade fortemente reduzida da Suíte Planalto.

AMR-116 Experimento V							AMR-116 Experimento III							AMR-116 Experimento VII					
Análise	Cap 2			Cap 3			Análise	Cap 2			Cap 3			Análise	Cap 1				
	1.2	3.2	3.3	2.2	3.4	4.3		Pigeonita	2.1	3.1	4.1	1.1	2.1	3.1	1.1	1.2	1.3		
Classificação	Augita	Hendenbergita	Hendenbergita	Augita	Hendenbergita	Hendenbergita	Classificação	Pigeonita	50,50	54,24	55,27	54,51	56,52	52,54	Classificação	SiO ₂	51,55	50,84	50,27
SiO ₂	55,76	60,16	62,27	50,73	55,20	56,42	TiO ₂	0,15	0,11	0,17	0,43	0,60	0,30	TiO ₂	0,33	0,26	0,37		
TiO ₂	0,26	0,20	0,40	0,27	0,25	0,16	Al ₂ O ₃	1,20	3,12	4,46	4,90	5,81	2,95	Al ₂ O ₃	3,86	2,92	3,18		
Al ₂ O ₃	5,18	7,39	8,60	2,43	4,83	6,02	FeO	31,95	27,59	22,49	25,07	22,00	28,62	FeO	8,77	7,96	8,91		
FeO	16,33	15,07	13,79	22,74	20,45	19,96	MnO	0,85	0,73	0,47	0,57	0,60	0,69	MnO	0,61	0,66	0,70		
MnO	0,52	0,43	0,22	0,70	0,47	0,51	MgO	9,92	8,10	6,08	6,92	6,43	8,68	MgO	11,00	12,43	11,82		
MgO	3,23	1,08	0,61	2,77	1,07	0,51	CaO	3,14	2,58	2,75	3,00	2,72	3,25	CaO	20,66	22,21	22,03		
CaO	14,98	9,92	7,24	18,18	13,27	9,71	Na ₂ O	0,19	0,31	0,28	0,48	0,59	0,37	Na ₂ O	1,12	1,02	1,07		
Na ₂ O	0,68	0,81	1,13	0,48	0,47	0,54	K ₂ O	0,18	0,63	1,13	0,86	1,15	0,53	K ₂ O	0,29	0,09	0,06		
K ₂ O	1,14	1,99	3,14	0,27	1,27	1,56	Total	98,08	97,42	93,09	96,72	96,40	97,92	Total	98,19	98,38	98,40		
Total	98,07	97,05	97,39	98,57	97,27	95,38	Cálculo baseado em 6 oxigênio												
Si	2,28	2,52	2,62	2,08	2,33	2,44	Si	2,08	2,26	2,42	2,29	2,39	2,18	Si	2,02	1,97	1,95		
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	Ti	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	Ti	0,01	0,01	0,01		
Al	0,25	0,37	0,43	0,12	0,24	0,31	Al	0,06	0,15	0,23	0,24	0,29	0,14	Al	0,18	0,13	0,15		
Fe ⁺²	0,56	0,53	0,49	0,78	0,72	0,72	Fe ⁺²	1,10	0,96	0,82	0,88	0,78	0,99	Fe ⁺²	0,29	0,26	0,29		
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Mn	0,00	0,00	0,00		
Mg	0,20	0,07	0,04	0,17	0,07	0,03	Mg	0,61	0,50	0,40	0,43	0,40	0,54	Mg	0,64	0,72	0,68		
Ca	0,66	0,45	0,33	0,80	0,60	0,45	Ca	0,14	0,12	0,13	0,14	0,12	0,14	Ca	0,87	0,92	0,92		
Na	0,05	0,07	0,09	0,04	0,04	0,04	Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Na	0,00	0,00	0,00		
Fe/(Fe+Mg)	0,74	0,89	0,93	0,82	0,91	0,96	Fe/(Fe+Mg)	0,64	0,66	0,67	0,67	0,66	0,65	Fe/(Fe+Mg)	0,31	0,26	0,30		
Wo	47	43	38	46	43	37	Wo	8	7	10	9	9	9	Wo	48	49	49		
En	14	6	5	10	5	3	En	33	32	29	30	31	32	En	36	38	36		
Fs	40	51	57	45	52	60	Fs	60	61	61	61	60	59	Fs	16	14	15		

Abreviações: Cap: cápsula; Wo: wollastonita; En: enstatita; Fs: ferrosilita.

Tabela S6: Análises representativas de microssonda eletrônica das olivinas pertencentes aos experimentos I e II, calibrados em fO_2 reduzida, sendo o primeiro calibrado em fO_2 reduzida, pressão de 4 kbar e temperatura de 800°C, enquanto o segundo apresenta mesma fO_2 e pressão, porém, com temperatura de 750°C. Amostra AMR-116 da variedade fortemente reduzida da Suíte Planalto.

AMR-116 Experimento I								AMR-116 Experimento II							
Análise	Cap 2		Cap 3		Cap 4		Análise	Cap 1		Cap 2		Cap 3		Cap 4	
	1.1	1.2	1.1	2.3	1.1	1.2	Faialita	1.1	1.2	1.1	2.3	1.1	2.2	1.1	4.1
Classificação	Faialita	Faialita	Faialita	Faialita	Faialita	Faialita	Classificação	Faialita	Faialita	Faialita	Faialita	Faialita	Faialita	Faialita	Faialita
SiO ₂	29,98	29,55	29,47	30,06	29,37	29,38	SiO ₂	29,68	29,36	29,42	29,80	29,73	31,02	30,48	28,08
TiO ₂	0,03	0,04	0,06	0,00	0,04	0,03	TiO ₂	0,03	0,03	0,04	0,03	0,06	0,05	0,05	0,12
Al ₂ O ₃	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	Al ₂ O ₃	0,01	0,00	0,01	0,21	0,02	0,56	0,25	0,24
FeO	62,88	63,19	64,15	63,54	63,93	64,60	FeO	65,34	66,01	65,38	64,27	65,13	62,86	63,92	65,97
MnO	1,15	1,12	1,10	1,14	1,15	1,06	MnO	0,96	0,93	1,00	0,99	0,92	0,95	0,97	0,84
MgO	3,39	3,21	2,74	3,00	2,19	2,09	MgO	1,77	1,45	1,67	1,73	1,61	1,68	1,45	0,62
CaO	0,23	0,23	0,23	0,23	0,20	0,21	CaO	0,16	0,12	0,16	0,17	0,18	0,19	0,19	0,22
Na ₂ O	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,09	0,02	0,00
K ₂ O	0,04	0,02	0,04	0,03	0,07	0,05	K ₂ O	0,04	0,05	0,04	0,12	0,05	0,23	0,15	0,19
Cálculo na base de 4 oxigênios							cations								
Si	1,01	1,00	1,00	1,01	1,01	1,01	Si	1,01	1,00	1,01	1,02	1,02	1,06	1,05	0,99
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Al	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01
Fe ⁺²	1,78	1,79	1,82	1,79	1,84	1,85	Fe ⁺²	1,86	1,89	1,87	1,84	1,86	1,80	1,83	1,92
Mn	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	Mn	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02
Mg	0,17	0,16	0,14	0,15	0,11	0,11	Mg	0,09	0,07	0,09	0,09	0,08	0,09	0,07	0,03
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	Ca	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe/(Fe+Mg)	0,91	0,92	0,93	0,92	0,94	0,95	Fe/(Fe+Mg)	0,95	0,96	0,96	0,95	0,96	0,95	0,96	0,98
Te	2	2	2	2	2	2	Te	1	1	1	1	1	1	1	1
Fo	9	8	7	8	6	5	Fo	5	4	4	4	4	4	4	2
Fa	89	90	91	90	92	93	Fa	94	95	94	94	94	94	94	97

Abreviações: Cap: cápsula; Te: tefroita; Fo: fosterita; Fa: faialita.

Tabela S7: Análises representativas de microssonda eletrônica das olivinas pertencentes ao experimento V, calibrado em fO_2 reduzida, pressão de 4 kbar e temperatura de 700°C. Amostra AMR-116 da variedade fortemente reduzida da Suíte Planalto.

	AMR-116 Experimento V					
	Cap 1		Cap 2		Cap 3	
Análise	3.1	3.2	1.1	2.1	1.1	1.2
Classificação	Faialita	Faialita	Faialita	Faialita	Faialita	Faialita
SiO ₂	29,42	29,64	29,49	29,37	29,41	29,79
TiO ₂	0,03	0,02	0,01	0,08	0,05	0,03
Al ₂ O ₃	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,13
FeO	65,56	65,49	65,92	65,83	66,06	65,97
MnO	1,30	1,24	1,21	1,22	1,51	1,49
MgO	0,93	1,02	0,96	0,93	0,70	0,63
CaO	0,16	0,17	0,16	0,24	0,22	0,17
Na ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02
K ₂ O	0,07	0,06	0,08	0,05	0,07	0,10
Cálculo na base de 4 oxigênios						
Si	1,02	1,02	1,01	1,01	1,01	1,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe ⁺²	1,89	1,88	1,90	1,89	1,90	1,89
Mn	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Mg	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,03
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe/(Fe+Mg)	0,98	0,97	0,97	0,98	0,98	0,98
Te	2	2	2	2	2	2
Fo	2	3	2	2	2	2
Fa	95	95	95	95	96	96

Abreviações: Cap: cápsula; Te: tefroita; Fo: fosterita; Fa: faialita.

Tabela S8: Análises representativas de microssonda eletrônica dos anfibólios pertencentes aos experimentos I e II, calibrados em fO_2 reduzida, sendo o primeiro calibrado em fO_2 reduzida, pressão de 4 kbar e temperatura de 800°C, enquanto o segundo apresenta mesma fO_2 e pressão, porém, com temperatura de 750°C. Amostra MDP- 02E da variedade magnesiana oxidada da Suíte Vila Jussara.

MDP-02E Experimento I								MDP-02E Experimento II											
Análise Classificação	Cap 1			Cap 2			Análise Classificação	Cap 1			Cap 2			Cap 3			Cap 4		
	8.1 tsc	4.2 Mg-hb	6.2 Fe-hb	8.2 Fe-hb	7.1 Mg-hb	3.2 Fe-hb		4.3 Fe-tsc	5.2 Fe-hb	3.2 Fe-hb	1.1 Fe-act	4.3 Fe-hb	4.2 Fe-act	1.2 Mg-hb	2.1 Fe-hb	7.1 Fe-hb	5.1 Fe-tsc	9.1 Fe-hb	7.1 Fe-hb
SiO ₂	42,93	45,15	45,49	46,56	44,01	46,40	SiO ₂	42,89	46,17	45,62	49,96	48,25	49,51	47,56	49,49	44,36	47,84	42,84	46,34
TiO ₂	2,02	1,50	1,65	2,01	2,04	1,71	TiO ₂	1,89	1,41	1,41	1,54	1,59	1,21	1,53	1,98	1,49	1,10	1,35	1,42
Al ₂ O ₃	10,59	11,32	11,62	10,66	10,73	11,22	Al ₂ O ₃	11,08	11,48	12,04	10,25	11,12	11,83	9,75	10,34	11,34	9,72	9,98	10,31
FeO	20,39	18,09	18,42	19,48	19,42	18,62	FeO	20,69	18,69	18,05	17,11	18,56	17,80	18,97	17,59	22,26	21,51	23,84	21,74
MnO	0,24	0,29	0,23	0,26	0,28	0,24	MnO	0,25	0,29	0,25	0,28	0,27	0,21	0,27	0,28	0,27	0,27	0,30	0,29
MgO	8,15	8,53	7,53	6,58	8,12	6,80	MgO	7,33	6,53	6,96	7,00	7,09	6,25	8,11	6,70	5,84	6,19	6,76	5,76
CaO	10,26	10,17	9,52	8,80	9,86	8,83	CaO	10,39	9,32	9,55	8,07	8,45	7,92	9,02	7,85	9,18	8,25	9,82	8,49
Na ₂ O	1,89	1,78	1,84	1,71	1,71	1,76	Na ₂ O	1,70	1,51	1,70	1,37	1,50	1,48	1,54	1,54	1,65	1,35	1,52	1,35
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	F	0,02	0,00	0,05	0,03	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00
Cl	0,02	0,02	0,03	0,06	0,05	0,06	Cl	0,02	0,03	0,02	0,04	0,05	0,07	0,04	0,04	0,07	0,07	0,07	0,08
Total	97,10	97,47	97,06	96,79	96,78	96,38	Total	96,92	96,14	96,36	96,28	97,53	96,97	97,43	96,60	97,09	96,92	97,24	96,37
Cálculo na base de 23 oxigênios																			
Si	6,46	6,69	6,78	6,96	6,59	6,95	Si	6,50	6,95	6,85	7,36	7,06	7,25	7,00	7,30	6,68	7,10	6,48	6,96
Al iv	1,54	1,31	1,22	1,04	1,41	1,05	Al iv	1,50	1,05	1,15	0,64	0,94	0,75	1,00	0,70	1,32	0,90	1,52	1,04
Al vi	0,34	0,67	0,82	0,84	0,49	0,93	Al vi	0,48	0,99	0,98	1,15	0,98	1,30	0,69	1,10	0,69	0,80	0,26	0,78
Ti	0,23	0,17	0,19	0,23	0,23	0,19	Ti	0,22	0,16	0,16	0,17	0,17	0,13	0,17	0,22	0,17	0,12	0,15	0,16
Fe ³⁺	0,75	0,44	0,32	0,30	0,69	0,28	Fe ³⁺	0,60	0,16	0,14	0,09	0,42	0,15	0,59	0,09	0,73	0,71	1,20	0,69
Fe ²⁺	1,82	1,80	1,97	2,13	1,75	2,06	Fe ²⁺	2,02	2,19	2,12	2,02	1,85	2,03	1,74	2,08	2,07	1,96	1,82	2,04
Mn	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	Mn	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04
Mg	1,83	1,88	1,67	1,47	1,81	1,52	Mg	1,66	1,47	1,56	1,54	1,55	1,36	1,78	1,47	1,31	1,37	1,53	1,29
Ca	1,66	1,62	1,52	1,41	1,58	1,42	Ca	1,69	1,50	1,54	1,27	1,32	1,24	1,42	1,24	1,48	1,31	1,59	1,37
Na	0,55	0,51	0,53	0,50	0,50	0,51	Na	0,50	0,44	0,49	0,39	0,42	0,42	0,44	0,44	0,48	0,39	0,45	0,39
K	0,12	0,12	0,14	0,13	0,11	0,12	K	0,13	0,14	0,14	0,12	0,12	0,13	0,11	0,15	0,12	0,12	0,12	0,12
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	F	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00
Cl	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	Cl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
Al total	1,88	1,98	2,04	1,88	1,89	1,98	Al total	1,98	2,04	2,13	1,78	1,92	2,04	1,69	1,80	2,01	1,70	1,78	1,83
Mg/(Mg+Fe)	0,50	0,51	0,46	0,41	0,51	0,42	Mg/(Mg+Fe)	0,45	0,40	0,42	0,43	0,45	0,40	0,51	0,41	0,39	0,46	0,39	

Abreviações: Cap: cápsula; tsc: tschermarkita; Mg-hb: magnésio hornblenda; Fe-hb: ferro hornblenda; Fe-tsc: ferro tschermakita; Fe-act: ferro actinolita.

Tabela S9: Análises representativas de microssonda eletrônica dos anfibólios pertencentes aos experimentos V e III. O experimento V foi calibrado em fO_2 reduzida, pressão de 4 kbar e temperatura de 700°C, enquanto o experimento III em fO_2 reduzida, pressão de 2kbar e temperatura de 750°C. Amostra MDP-02E da variedade magnesiana oxidada da Suíte Vila Jussara.

MDP 02E Experimento V										MDP 02E Experimento III												
Análise Classificação	Cap 1			Cap 2			Cap 3			Análise Classificação	Cap 1			Cap 2			Cap 3			Cap 4		
	5.3 Fe-hb	4.3 Fe-hb	1.1 Fe-act	1.1 Fe-act	1.2 Fe-act	1.1 Fe-act	4.1 Fe-act	8.1 Fe-act	Mg-hb	5.1 Mg-hb	2.3 Mg-hb	7.2 Mg-hb	2.3 Mg-hb	6.1 Mg-hb	3.2 Mg-hb	2.1 Mg-hb	3.1 Mg-hb	1.2 Mg-hb	2.1 Mg-hb	5.2 Mg-hb	4.2 Mg-hb	
SiO ₂	44,70	47,25	48,34	55,37	52,63	49,88	53,81	50,02	SiO ₂	45,37	47,41	47,58	45,94	1,67	43,91	45,41	45,38	47,42	45,29	45,65	47,57	
TiO ₂	1,45	1,10	1,19	0,85	1,36	0,98	1,34	0,80	TiO ₂	1,48	1,23	1,29	1,53	7,68	1,97	1,62	1,62	1,25	2,35	1,57	1,50	
Al ₂ O ₃	8,51	9,22	10,34	10,40	10,50	9,33	9,80	10,09	Al ₂ O ₃	7,48	8,03	8,77	6,91	21,24	8,21	7,43	7,91	8,51	6,79	7,18	7,91	
FeO	22,60	19,98	17,93	13,83	15,18	18,64	15,69	13,91	FeO	21,45	20,50	19,66	21,32	0,33	22,64	21,36	21,17	19,52	21,27	20,91	19,73	
MnO	0,33	0,28	0,22	0,20	0,23	0,27	0,25	0,23	MnO	0,32	0,31	0,28	0,37	9,22	0,22	0,22	0,28	0,31	0,24	0,17	0,23	
MgO	7,46	6,65	6,28	4,73	5,65	6,88	5,70	5,03	MgO	8,92	8,41	8,26	9,73	9,76	7,98	9,07	8,97	8,38	9,34	9,39	8,42	
CaO	9,77	9,15	9,12	6,86	7,65	8,85	7,62	7,39	CaO	9,72	9,08	8,54	9,30	1,43	9,85	9,88	9,97	9,12	9,69	10,01	9,41	
Na ₂ O	1,30	1,24	1,81	1,20	1,25	1,22	1,03	1,20	Na ₂ O	1,38	1,45	1,47	1,31	0,46	1,55	1,33	1,44	1,51	1,29	1,37	1,35	
K ₂ O	0,45	0,53	0,55	1,03	0,87	0,64	0,76	0,66	K ₂ O	0,39	0,49	0,54	0,39	0,00	0,50	0,47	0,50	0,53	0,44	0,47	0,61	
F	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	F	0,04	0,00	0,06	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,09	0,07	0,06	0,00		
Cl	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,09	Cl	0,05	0,04	0,05	0,05	96,92	0,08	0,08	0,06	0,05	0,08	0,08	0,09	
Total	96,62	95,45	95,80	94,50	95,33	96,71	96,04	89,42	Total	96,61	96,95	96,50	96,86	96,92	96,91	96,87	97,30	96,68	96,84	96,86	96,82	
Fórmula estrutural calculada na base de 23 oxigênios																						
Si	6,75	7,16	7,26	8,04	7,70	7,39	7,81	7,78	Si	6,80	7,02	7,04	6,80	1,28	6,63	6,79	6,76	7,05	6,77	6,83	7,09	
Al ^{IV}	1,25	0,84	0,74	0,00	0,30	0,61	0,19	0,22	Al ^{IV}	1,20	0,98	0,96	1,20	0,07	1,37	1,21	1,24	0,95	1,20	1,17	0,91	
Al ^{VI}	0,26	0,81	1,09	1,78	1,51	1,03	1,49	1,63	Al ^{VI}	0,11	0,43	0,57	0,00	0,19	0,09	0,10	0,15	0,54	0,00	0,09	0,48	
Ti	0,16	0,13	0,13	0,09	0,15	0,11	0,15	0,09	Ti	0,17	0,14	0,14	0,17	1,21	0,22	0,18	0,18	0,14	0,26	0,18	0,17	
Fe ⁺³	1,04	0,35	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	Fe ⁺³	1,16	0,88	0,88	1,47	1,44	1,10	1,11	1,03	0,69	1,18	1,03	0,59	
Fe ⁺²	1,82	2,18	2,25	1,68	1,86	2,23	1,90	1,81	Fe ⁺²	1,52	1,66	1,56	1,17	0,04	1,76	1,56	1,61	1,73	1,48	1,58	1,87	
Mn	0,04	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	Mn	0,04	0,04	0,04	0,05	2,05	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,02	0,03	
Mg	1,68	1,50	1,41	1,02	1,23	1,52	1,23	1,17	Mg	1,99	1,86	1,82	2,15	1,56	1,80	2,02	1,99	1,86	2,08	2,09	1,87	
Ca	1,58	1,49	1,47	1,07	1,20	1,41	1,19	1,23	Ca	1,56	1,44	1,35	1,47	0,41	1,59	1,58	1,59	1,45	1,55	1,60	1,50	
Na	0,38	0,36	0,53	0,34	0,36	0,35	0,29	0,36	Na	0,40	0,42	0,42	0,37	0,09	0,45	0,39	0,42	0,44	0,37	0,40	0,39	
K	0,09	0,10	0,10	0,19	0,16	0,12	0,14	0,13	K	0,07	0,09	0,10	0,07	0,00	0,10	0,09	0,09	0,10	0,08	0,09	0,12	
F	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	F	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,03	0,00		
Cl	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	Cl	0,01	0,01	0,01	0,01	1,35	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	
Al total	1,51	1,65	1,83	1,78	1,81	1,63	1,68	1,85	Al total	1,32	1,40	1,53	1,20	0,59	1,46	1,31	1,39	1,49	1,20	1,27	1,39	
Mg/(Mg+Fe)	0,48	0,41	0,38	0,38	0,40	0,41	0,39	0,39	Mg/(Mg+Fe)	0,57	0,53	0,54	0,65	0,50	0,56	0,55	0,52	0,58	0,57	0,50		

Abreviações: Cap: cápsula; Mg-hb: magnésio hornblenda; Fe-hb: ferro hornblenda; Fe-act: ferro actinolita.

Tabela S10: Análises representativas de microssonda eletrônica dos anfibólios pertencentes ao experimento IV, calibrado em *fO*2 oxidada, pressão de 4 kbar e temperatura de 800°C. Amostra MDP- 02E da variedade magnesiana oxidada da Suíte Vila Jussara.

	MDP 02E Experimento IV											
Análise Classificação	Cap 1			Cap 2			Cap 3			Cap 4		
	5.1 Mg-hb	5.1 Mg-hb	3.2 Mg-hb	1.3 tsc	3.2 mg-hs	3.2 Mg-hb	1.5 Mg-hb	2.2 act	2.3 Mg-hb	4.3 Mg-hb	4.4 Mg-hb	3.3 act
SiO ₂	45,27	45,17	46,05	42,99	42,20	44,39	44,89	54,68	47,89	48,50	45,02	52,08
TiO ₂	0,98	0,88	0,79	1,33	1,03	0,87	0,98	0,61	0,74	1,08	0,94	0,83
Al ₂ O ₃	10,34	11,28	12,17	9,36	10,38	10,86	10,24	11,57	11,85	9,07	9,92	11,26
FeO	8,09	9,88	9,24	10,47	8,96	9,28	9,92	5,93	9,23	6,93	9,77	6,60
MnO	0,29	0,28	0,25	0,32	0,34	0,28	0,26	0,23	0,27	0,27	0,30	0,26
MgO	15,91	13,22	12,35	15,95	15,37	14,57	14,84	9,77	12,39	15,94	14,78	11,52
CaO	11,99	11,17	10,68	11,68	12,25	11,46	11,54	8,48	10,41	11,09	11,37	9,60
Na ₂ O	1,65	1,68	1,50	1,47	1,70	1,65	1,53	1,22	1,45	1,41	1,43	1,49
K ₂ O	0,59	0,70	0,68	0,47	0,57	0,69	0,59	0,86	0,72	0,67	0,64	0,89
F	0,18	0,05	0,15	0,22	0,23	0,12	0,16	0,08	0,15	0,35	0,17	0,17
Cl	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,03	0,08	0,16	0,11	0,11	0,08	0,12
Total	95,29	94,32	93,86	94,26	93,05	94,20	95,03	93,60	95,20	95,42	94,42	94,80
Fórmula estrutural calculada na base de 23 oxigênios												
Si	6,62	6,72	6,85	6,36	6,39	6,59	6,61	7,80	7,00	7,02	6,66	7,46
Al ^{IV}	1,38	1,28	1,15	1,63	1,61	1,41	1,39	0,20	1,00	0,98	1,34	0,54
Al ^{VI}	0,40	0,70	0,99	0,00	0,24	0,49	0,38	1,74	1,05	0,57	0,39	1,36
Ti	0,11	0,10	0,09	0,15	0,12	0,10	0,11	0,07	0,08	0,12	0,10	0,09
Fe ⁺³	0,43	0,19	0,01	1,13	0,56	0,47	0,61	0,00	0,00	0,22	0,61	0,00
Fe ⁺²	0,56	1,04	1,14	0,17	0,57	0,68	0,61	0,71	1,13	0,62	0,60	0,79
Mn	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03
Mg	3,47	2,93	2,74	3,52	3,47	3,22	3,26	2,08	2,70	3,44	3,26	2,46
Ca	1,88	1,78	1,70	1,85	1,99	1,82	1,82	1,30	1,63	1,72	1,80	1,47
Na	0,47	0,49	0,43	0,42	0,50	0,47	0,44	0,34	0,41	0,39	0,41	0,41
K	0,11	0,13	0,13	0,09	0,11	0,13	0,11	0,16	0,13	0,12	0,12	0,16
F	0,08	0,02	0,07	0,10	0,11	0,06	0,08	0,03	0,07	0,16	0,08	0,08
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03
Al total	1,78	1,98	2,14	1,63	1,85	1,90	1,78	1,95	2,04	1,55	1,73	1,90
Mg/(Mg+Fe)	0,86	0,74	0,71	0,95	0,86	0,83	0,84	0,75	0,71	0,85	0,84	0,76

Abreviações: Cap: cápsula; Mg-hb: magnésio hornblenda; Fe-hb: ferro hornblenda; tsc: tschermarkita; act: actinolita.

Tabela S11: Análises representativas de microssonda eletrônica das biotitas pertencentes ao experimento V, calibrado em fO_2 reduzida, pressão de 4 kbar e temperatura de 700°C. Amostra MDP- 02E da variedade magnesiana oxidada da Suíte Vila Jussara.

Análise	MDP-02E Experimento V										
	Cap 2					Cap 3					
	2.1	2.2	3.1	3.2	3.3	4.1	5.1	6.1	6.2	5.1	5.2
SiO ₂	40,445	36,236	41,245	46,302	47,176	38,343	46,103	44,533	49,234	37,783	46,257
TiO ₂	2,994	2,671	2,703	2,610	2,319	3,406	2,288	2,539	2,247	3,352	2,544
Al ₂ O ₃	12,330	12,140	12,756	13,954	13,972	14,283	13,675	14,189	13,718	14,283	13,639
FeO	19,181	21,751	17,171	16,802	16,433	20,907	16,309	17,794	15,132	21,275	16,709
MnO	0,088	0,113	0,079	0,093	0,085	0,115	0,080	0,067	0,077	0,114	0,088
MgO	7,666	8,555	5,836	6,323	6,289	7,904	6,504	7,171	5,798	8,206	6,273
CaO	1,074	0,489	1,330	1,020	0,931	0,539	0,807	0,843	1,408	0,572	1,056
Na ₂ O	0,474	0,365	0,558	0,551	0,582	0,516	0,696	0,627	0,647	0,489	0,475
K ₂ O	7,516	7,925	6,837	6,831	6,695	8,287	7,158	7,414	6,240	8,352	6,558
F	0,001	0,159	0,000	0,000	0,113	0,083	0,062	0,065	0,070	0,000	0,000
Cl	0,056	0,055	0,056	0,037	0,037	0,065	0,038	0,042	0,036	0,065	0,052
Total	91,825	90,459	88,571	94,523	94,632	94,448	93,720	95,284	94,607	94,491	93,651
Calculado na base de 22 oxigênios											
Si	6,30	5,91	6,55	6,76	6,85	5,91	6,79	6,54	7,05	5,84	6,80
Al ^{IV}	1,70	2,09	1,45	1,24	1,15	2,09	1,21	1,46	0,95	2,16	1,20
Al ^{VI}	0,57	0,24	0,94	1,16	1,24	0,50	1,17	0,99	1,37	0,44	1,16
Ti	0,35	0,33	0,32	0,29	0,25	0,39	0,25	0,28	0,24	0,39	0,28
Fe ⁺³	2,50	2,97	2,28	2,05	1,99	2,69	2,01	2,18	1,81	2,75	2,05
Mn	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,78	2,08	1,38	1,38	1,36	1,82	1,43	1,57	1,24	1,89	1,37
Ca	0,18	0,09	0,23	0,16	0,14	0,09	0,13	0,13	0,22	0,09	0,17
Na	0,14	0,12	0,17	0,16	0,16	0,15	0,20	0,18	0,18	0,15	0,14
K	1,49	1,65	1,38	1,27	1,24	1,63	1,35	1,39	1,14	1,65	1,23
F	0,00	0,08	0,00	0,00	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00
Cl	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Al total	2,27	2,33	2,39	2,40	2,39	2,59	2,37	2,46	2,32	2,60	2,36
Fe/Fe+Mg	0,58	0,59	0,62	0,60	0,59	0,60	0,58	0,58	0,59	0,59	0,60

Abreviação: Cap: cápsula.

Tabela S12: Análises representativas de microssonda eletrônica das allanitas pertencentes aos experimentos I e II, calibrados em fO_2 reduzida, sendo o primeiro calibrado em fO_2 reduzida, pressão de 4 kbar e temperatura de 800°C, enquanto o segundo apresenta mesma fO_2 e pressão, porém, com temperatura de 700°C. Amostra AMR-116 da variedade fortemente reduzida da Suíte Planalto.

AMR-116 Experimento II								AMR-116 Experimento V													
Análise	Cap 1				Cap 3				Análise	Cap 1				Cap 2				Cap 3			
	1.1	1.2	1.3	1.1	1.1	2.1	2.2	3.1		1.1	1.2	2.1	3.1	1.1	2.1	3.1	4.1				
SiO ₂	31,12	30,27	30,46	36,06	SiO ₂	31,11	30,98	31,47	30,98	31,48	33,08	31,58	39,22	33,34	31,51	36,22	31,84				
Al ₂ O ₃	11,78	11,35	11,70	12,62	Al ₂ O ₃	12,93	12,66	13,41	13,06	13,28	14,09	13,00	12,99	13,85	15,08	13,98	15,29				
FeO	16,41	17,00	16,63	13,97	FeO	16,76	16,72	16,06	16,32	16,49	15,90	16,41	14,31	16,04	15,38	14,79	15,00				
MnO	0,13	0,16	0,15	0,13	MnO	0,18	0,15	0,14	0,14	0,13	0,18	0,15	0,13	0,22	0,21	0,16	0,18				
MgO	0,41	0,41	0,38	0,22	MgO	0,16	0,13	0,13	0,14	0,14	0,14	0,16	0,16	0,29	0,08	0,08	0,07				
CaO	10,54	10,48	10,71	9,42	CaO	11,08	11,08	11,16	11,45	11,38	11,57	11,15	9,97	12,57	11,62	11,51	12,22				
Y ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	Y ₂ O ₃	0,06	0,00	0,02	0,00	0,06	0,07	0,00	0,00	0,00	0,07	0,02	0,07				
Ce ₂ O ₃	14,28	14,09	14,34	12,34	Ce ₂ O ₃	13,58	13,79	13,51	13,67	13,29	12,60	13,10	11,38	11,85	13,21	12,21	12,90				
La ₂ O ₃	6,85	7,24	6,77	5,77	La ₂ O ₃	6,26	6,58	6,12	6,19	6,09	5,42	6,25	5,32	5,19	6,10	5,60	5,66				
Total	91,51	91,00	91,14	90,52	Total	92,10	92,09	92,01	91,96	92,33	93,05	91,78	93,48	93,36	93,27	94,57	93,22				
Cálculo na base de 12,5 oxigênios								SiO ₂													
Si	3,36	3,32	3,32	3,68	Si	3,29	3,30	3,30	3,28	3,29	3,34	3,32	3,76	3,32	3,24	3,53	3,24				
Al	1,50	1,47	1,50	1,52	Al	1,61	1,59	1,66	1,63	1,64	1,68	1,61	1,47	1,63	1,83	1,60	1,83				
Fe ⁺³	1,48	1,56	1,52	1,19	Fe ⁺³	1,48	1,49	1,41	1,44	1,44	1,34	1,44	1,15	1,34	1,32	1,21	1,28				
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	Mn	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02				
Mg	0,07	0,07	0,06	0,03	Mg	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,01	0,01	0,01				
Ca	1,22	1,23	1,25	1,03	Ca	1,25	1,26	1,26	1,30	1,27	1,25	1,25	1,02	1,34	1,28	1,20	1,33				

Abreviação: Cap: cápsula.

CATÍTULO 5: CONSIDERAÇÕES FINAIS

A Província Carajás é marcada por um expressivo magmatismo granitoide neoarqueano (~2.75-2.73 Ga) representado nessa pesquisa pelas suítes Planalto (Huhn *et al.* 1999, Feio *et al.* 2012, 2013, Cunha *et al.* 2016) e Vila Jussara (Teixeira *et al.* 2013, Silva *et al.* 2014, Dall’Agnol *et al.* 2017, Silva *et al.* 2020, Sousa *et al.* 2022). Tais granitoides neoarqueanos possuem caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso e afinidade geoquímica com granitos tipo-A, em termos de seus elevados conteúdos de *high field strength elements* (HFSE) e Yb, implicando razões $(La/Yb)_N$ geralmente baixas. A Suíte Planalto é composta predominantemente por monzogranitos e sienogranitos e raros álcali-feldspato granitos, enquanto a Suíte Vila Jussara exibe uma associação litológica mais complexa, constituída por granitoides com composição variando desde tonalitos, granodioritos, até monzogranitos e sienogranitos. Apesar disso, todos os granitoides apresentam composição químico-mineralógica similar, as mesmas fases maficas dominantes, com anfibólios do tipo hastingsita e biotitas transicionais entre composições ferrosas e magnesianas (Cunha *et al.* 2016 e Dall’Agnol *et al.* 2017).

Epidoto magmático é considerado uma fase ausente em granitoides de diversos cráticos arqueanos no mundo (Schmidt & Poli, 2004), enquanto na Província Carajás, ele é relativamente comum nos diversos granitoides arqueanos. Assim sendo, um estudo detalhado dos aspectos texturais de epidotos mesoarqueanos do TT de Sapucaia e Ourilândia do Norte, juntamente com epidotos neoarqueanos da Suíte Vila Jussara, combinado com determinação das propriedades físico-químicas dos magmas, cinética de dissolução e viscosidade, mostram que (1) epidoto da Suíte Vila Jussara exibe conteúdos de pistacita (Ps) indicativos de origem magmática, similarmente ao TT de Sapucaia, por outro lado, o do sanukitoide de Ourilândia do Norte apresenta conteúdo de Ps predominantemente compatíveis com formação primária e em menor proporção, formados a partir da alteração de plagioclásio e biotita. (2) Os magmas dos sanukitoides e dos granitoides Vila Jussara, por serem colocados mais próximos à superfície, tendem a cristalizar mais rapidamente que o magma TT, o qual exibe cristais de epidoto mais corroídos que os primeiros. (3) O curto tempo de dissolução dos cristais de epidoto na PC sugere que o mecanismo de colocação desses magmas Arqueanos se deu por injeções magmáticas sequenciais do tipo *incremental growth*, partindo da cristalização de pequenos corpos com espessura provável de 93 metros que resfriavam em cerca de 1000 anos. Com isso, se estima que teriam sido necessários aproximadamente 42.000 anos de alimentação magmática, na forma de diversos pulsos, para formar corpos plutônicos com ~4 km de espessura.

Com relação aos estudos químico-mineralógicos realizados em titanita de granitos neoarqueanos reduzidos a oxidados das suítes Planalto e Vila Jussara e paleoproterozoicos oxidados da Suíte Jamon da Província Carajás no Cráton Amazônico, revelaram notáveis variações texturais e compostacionais neste mineral. (4) A associação da razão Fe/Al com o estudo químico-mineralógico e textural das titanitas mostrou que as variedades fortemente reduzidas das suítes Vila Jussara e Planalto apresentam similaridades, tendo como principal aspecto textural, titanita em corona na ilmenita, razões Fe/Al moderadas ($0.5 \leq \text{Fe/Al} \geq 0.25$) a baixas ($\text{Fe/Al} < 0.25$) e cristais com zoneamento irregular. Enquanto na variedade moderadamente reduzida dessas suítes neoarqueanas, embora alguma similaridade químico-mineralógica seja mantida, como predomínio de razões Fe/Al moderadas a baixas, na suíte Vila Jussara, porções centrais dos cristais isolados de titanita apresentam zonas com alta razão Fe/Al ($\text{Fe/Al} > 0.5$), sendo essa característica ausente na Suíte Planalto. Por outro lado, altas razões Fe/Al (> 0.5) foram registradas igualmente nas titanitas dos granitos paleoproterozoicos Jamon e Bannach, cristalizados em condições exclusivamente oxidantes. Porém, nos diques associados ao Granito Jamon, as titanitas apresentam razões Fe/Al que variam para moderadas e baixas, sugerindo que, em corpos hipoabissais, titanitas primárias foram mais susceptíveis a alterações pós-magmáticas do que em condições plutônicas. (6) O uso de geobarômetro de Al em titanita se mostrou mais coerente para granitos formados em condições oxidantes, fornecendo pressões de ~300 MPa nas titanitas das variedades magnesianas do Vila Jussara e no granito ferroso oxidado Jamon. Entretanto, as pressões obtidas com uso desse geobarômetro se mostraram inconsistentes nas titanitas dos granitos neoarqueanos formados em condições reduzidas. (7) Os estudos químicos-mineralógicos e texturais em titanitas arqueanas e paleoproterozoicas mostram que os dados obtidos corroboram a tendência de maior estabilidade da titanita em condições oxidantes, próximas do tampão Níquel-Óxido de Níquel (NNO), porém a ocorrência de titanita magmática em variedades reduzidas das suítes Vila Jussara e Planalto ratifica que é possível sua cristalização em condições próximas ao tampão Faialita-Magnetita-Quartzo (FMQ).

A combinação dos experimentos de cristalização em equilíbrio de fases para as amostras das Suítes neoarqueanas Vila Jussara e Planalto, juntamente com os dados químico-mineralógicos e geoquímica em rocha total, permitem mostrar que a amostra MDP-02E, representativa do magma tonalítico oxidado da Suíte Vila Jussara, correspondente ao primeiro estágio magmático da suíte, teve cristalização inicial a temperatura acima de 850°C, com conteúdo de H₂O >5 % e pressão de colocação em ~4 kbar. Com base na comparação de

resultados naturais e experimentais, Amp formados em experimentos em condições tanto oxidadas, quanto reduzidas mostram grande similaridade composicional com anfibólios naturais, com razões Fe/(Fe+Mg) se sobrepondo em grande parte. Apesar dos experimentos em condições oxidantes da amostra MDP-02E terem sido em menor número e não cobrirem um espectro amplo de T, tanto nele como nos experimentos em condições reduzidas, as fases dominantes são Amp+Pl, de modo coincidente com o que se observa na rocha natural.

A amostras AMR-116, representando o magma sienogranítico fortemente reduzido da Suíte Planalto, apresentou uma paragênese experimental definida por Cpx+Fa+Ilm±Bt±Aln±Afs±Qz nos experimentos calibrados em $fO_2 \sim NNO-1.3$, P ~4kbar e T entre 850°C a 668°C, que é distinta da paragênese natural Amp+Bt+Pl+Afs+Qz+Ilm+Aln+Tnt em termos das fases máficas dominantes. Em condições naturais Amp e Pl são as principais fases cárnicas ocorrentes, entretanto, experimentalmente, Cpx e Aln são as únicas fases portadoras de Ca e Pl é ausente. Para explicar os contrastes observados foram consideradas as seguintes hipóteses: (1) experimentalmente, em condições de fO_2 fortemente reduzida, Cpx se torna a principal fase cárnea, inibindo a formação de Amp e Pl. A cristalização de Pl também foi inibida devido à composição sienogranítica do líquido inicial; (2) Embora a cristalização da Suíte Planalto tenha se dado em condições reduzidas, os parâmetros P, T e fO_2 calibrados nos experimentos, não atingiram condições similares às naturais ou; (3) pode-se pensar que Cpx e Fa podem ter ocorrido no sistema natural da Suíte Planalto, porém, com a diminuição da temperatura, essas fases teriam sido ampla e, em geral, totalmente consumidas para gerar Amp+Bt; (4) Cpx é fase metaestável nos experimentos ocupando o lugar do anfibólio. Por fim, a ausência das fases Amp+Bt+Pl nos experimentos da amostra AMR-116 dificulta a definição precisa dos parâmetros P, T e XH₂O.

REFERÊNCIAS

- Aleinikoff J.N., 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. *Chemical Geology* **188**(1-2): 125-147. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00076-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00076-1)
- 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. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2012.10.008>
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria Granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of the Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research* **187**(1-2): 201-221. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2011.03.004>
- Althoff F., Barbey P., Boullier A.M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archaean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Research* **104**(3-4): 187-206. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00103-0](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00103-0)
- Anderson J.L. & Smith D.R. 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist* **80**(5-6): 549-559. <https://doi.org/10.2138/am-1995-5-614>
- Anderson J.L., Barth A.P., Wooden J.L., Mazdab F. 2008. Thermometers and Thermobarometers in Granitic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **69**(1). <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.4>
- Bandyopadhyay P.K., Chakrabarti A.K., DeoMurari M.P., Misra S. 2001. 2.8 Ga Old Anorogenic Granite-Acid Volcanics Association from Western Margin of the Singhbhum-Orissa Craton, Eastern India. *Gondwana Research* **4**(3): 465-475. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70346-4](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70346-4)
- Barbosa J.P.O. 2004. *Geologia estrutural, geoquímica, petrografia e geocronologia de granitóides da região do Igarapé Gelado, norte da Província Mineral de Carajás*. MS Dissertation. Graduated Program on Geology and Geochesmistry, Federal University of Pará. Viii, 96p.
- Barros C.E.M., Dall'Agnol R., Barbey P., Boullier A-M. 1997. Geochemistry of the Estrela Granite Complex, Carajás region, Brazil: an example of an Archaean A-type granitoid. *Journal of South American Earth Sciences* **10**(3): 321-330. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00017-5](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00017-5)
- Barros C.E.M., Barbey P., Boullier A.M. 2001. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of syntectonic granites. The A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil). *Tectonophysics* **343**(1-2): 93-109. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00260-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00260-8)

- Barros C.E.M., Sardinha A.S., Barbosa J.P.O., Macambira M.J.B., Barbey P., Boullier A- M. 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. *The Canadian Mineralogist* **47**(6). <https://doi.org/10.3749/canmin.47.6.1423>
- Blundy J.D. & Holland T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **104**: 208-224.
- Bogaerts M., Scaillet B., Auwera J.V. 2006. Phase Equilibria of the Lyngdal Granodiorite (Norway): Implications for the Origin of Metaluminous Ferroan Granitoids. *Journal of Petrology* **47**(12): 2405-2431. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl049>
- Carmichael I.S.E. & Nicholls J. 1967. Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. *Journal of Geophysical Research* **72**(18): 4665-4687. <https://doi.org/10.1029/JZ072i018p04665>
- Champion D.C. & Smithies R.H. 2007. Chapter 4.3 Geochemistry of Paleoarchean Granites of the East Pilbara Terrane, Pilbara Craton, Western Australia: Implications for Early Archean Crustal Growth, pp. 369–409. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(07\)15043-X](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(07)15043-X)
- Costa F.G., Santos P.A., Serafim I.C.C.O., Costa I.S.L., Roopnarain S. 2020. From Mesoarchean drips to modern-style tectonics in the Carajás Province, Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences* **104**: 102817. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102817>
- Cox K. G., Bell J.D., Pankhurst R.J. 1979. The Interpretation of Igneous Rocks. Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1>
- Cunha I.R.V., Dall’Agnol R., Feio G.R.L. 2016. Mineral chemistry and magnetic petrology of the Archean Planalto Suite, Carajás Province - Amazonian Craton: Implications for the evolution of ferroan Archean granites. *Journal of South American Earth Sciences* **67**: 10-121. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.01.007>
- 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. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2016.09.032>
- Dall’Agnol R. & Oliveira D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos* **93**(3-4): 215-233. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.065>
- 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 e Implicações para a evolução arqueana da Província Carajás e Pará. In SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia 13°, Belém. Recursos Minerais e Sustentabilidade Territorial na Amazônia: anais, p. 1082-1085.

- 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 Metallogenetic Province, eastern Amazonian craton. In Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton: *Abstracts Volume and Field Trips Guide*, p. 99-150.
- Dall'Agnol R., Scaillet B., Pichavant M. 1999. An Experimental Study of a Lower Proterozoic A-type granite from the Eastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology*, **40**(11): 1673-1698. <https://doi.org/10.1093/petroj/40.11.1673>
- Dawes R.L. & Evans B.W. 1991. Mineralogy and geothermobarometry of magmatic epidote-bearing dikes, Front Range, Colorado. *Geological Society of America Bulletin* **103**(8): 1017-1031. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103<1017:MAGOME>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<1017:MAGOME>2.3.CO;2)
- Erdmann S., Martel C., Pichavant M., Kushnir, A. 2014. Amphibole as an archivist of magmatic crystallization conditions: problems, potential, and implications for inferring magma storage prior to the paroxysmal 2010 eruption of Mount Merapi, Indonesia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **167**(6). <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1016-4>
- Evans B.W. & Vance J.A. 1987. Epidote phenocrysts in dacitic dikes, Boulder County, Colorado. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **96**(2): 178-185. <https://doi.org/10.1007/BF00375231>
- 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 Neoarchean Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos* **151**. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.02.020>
- 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. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2012.04.007>
- 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. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Ehlers E.G. 1972. The Interpretation of Geological Phase Diagrams, viii + 280 pp., 251 figs. W. H. Freeman and Co., Ltd. San Francisco. Price £5.40. *Geological Magazine* **110**(5): 490-491. <https://doi.org/10.1017/S0016756800036335>
- 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.
- Hammarstrom J.M. & Zen E. 1971. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* **71**: 1297-1313.
- Harrison T.M. & Watson E.B. 1984. The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **48**(7): 1467-1477. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90403-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90403-4)

- 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**(1-4): <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.11.001>
- 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**: 231-239.
- Huhn S.R.B., Santos A.B.S., Amaral A.F., Ledsham E.J., Gouveia J.L., Martins L.B.P., Montalvão R.M.G., Costa V.G. 1988. O terreno granitogreenstone da região de Rio Maria - Sul do Pará. *Congresso Brasileiro de Geologia* **3**: 1438-1453.
- Ishihara S. 1977. The Magnetite-Series and Ilmenite-Series Granitic Rocks. *Mining Geology* **27**: 293-305.
- Jayananda M., Chardon D., Peucat J.J., Capdevila R. 2006. 2.61Ga potassic granites and crustal reworking in the western Dharwar craton, southern India: Tectonic, geochronologic and geochemical constraints. *Precambrian Research*, **150**(1-2): 1-26. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.05.004>
- Johannes W. & Holtz F. 1996. Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks. New York, *Spriger-Verlag*, 335p.
- Johnson M.C. & Rutherford M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* **17**(9): 837-841. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0837:ECOTAI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0837:ECOTAI>2.3.CO;2)
- Kaufman M., 2002. Principles of Thermodynamics. (Ed) Marcel Dekker, New York, 2001.
- Kohn M. J. 2017. Titanite Petrochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **83**(1): 419–441. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.13>
- Kowallis B.J., Christiansen E.H., Dorais M.J., Winkel A., Henze P., Franzen L., Mosher H. 2022. Variation of Fe, Al, and F Substitution in Titanite (Sphene). *Geosciences* **12**(6): 229. <https://doi.org/10.3390/geosciences12060229>
- 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. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2014.06.012>
- Leite-Santos P.J. & Oliveira D.C. 2014. Trondhjemitos da área de Nova Canadá: novas ocorrências de associações magmáticas tipo TTG no Domínio Carajás. Boletim Do Museu Paraense Emílio Goeldi, *Ciências Naturais* **9**: 635-659.
- Leite-Santos P.J. & Oliveira D.C. 2016. Geologia, petrografia e geoquímica das associações leucograníticas arqueanas da área de Nova Canadá e Província Carajás. *Boletim IG-USP. Série Científica* **16**: 37-66.
- Liou J.G. 1973. Synthesis and Stability Relations of Epidote, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}$ (OH). *Journal of Petrology* **14**(3): 381-413. <https://doi.org/10.1093/petrology/14.3.381>

- Lukkari S., Holtz F. 2007. Phase relations of an F-enriched peraluminous granite: an experimental study of the Kymi topaz granite stock, southern Finland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **153**: 273-288.
- Macambira B. & Lancelot J.R. 1996. Time Constraints for the Formation of the Archean Rio Maria Crust, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review* **38**(12): 1134-1142. <https://doi.org/10.1080/00206819709465386>
- Manning D.A.C. 1981a. The effect of fluorine on liquidus 430—439. Phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **76**: 206-215.
- Marangoanha B., Oliveira D.C., Oliveira V.E.S., Galarza M.A., Lamarão C.N. 2019. Neoarchean A-type granitoids from Carajás Province (Brazil): New insights from geochemistry, geochronology and microstructural analysis. *Precambrian Research* **324**: 86-108. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2019.01.010>
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.F., Champion D. 2005. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* **79**(1-2): 1-24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.048>
- 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**(7). <https://doi.org/10.1007/s00126-011-0352-9>
- Morse S.A., 1970. Alkali feldspars with water at 5 kb pressure. *Journal of Petrology* **11**: 221-251.
- Morse S.A. 1980. Plagioclase: the system An-Ab. Morse, S.A. Basalts and phase diagrams: an introduction to the quantitative use for phase diagrams in igneous petrology. Berlin, Springer-Verlag, 61-75.
- Moyen J.F. & Laurent O. 2018. Archaean tectonic systems: A view from igneous rocks. *Lithos* **302-303**: 99-125. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2017.11.038>
- Moyen J.F. & Martin H. 2012. Forty years of TTG research. *Lithos* **148**: 312-336. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.010>
- Naney M.T. 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Journal of Science* **283**(10): 993-1033. <https://doi.org/10.2475/ajs.283.10.993>
- Nascimento A.C. 2023. Petrogênese e contextualização tectônica dos granitoides mesoarqueanos do terreno sapucaia da Província Carajás. Exame de qualificação - doutorado. Universidade Federal do Pará, Belém. p 142.
- Oliveira D.C., Silva L.R., Nascimento A.C., Dall'Agnol R., Marangoanha B. (em preparação). Contribuições à estratigrafia e compartimentação tectônica da Província Carajás. *Jornal of South American Earth Science*.

Oliveira D.C., Neves S.P., Trindade R.I.F., Dall'Agnol R., Mariano G., Correia P.B. 2010. Magnetic anisotropy of the Redenção granite, eastern Amazonian craton (Brazil): Implications for the emplacement of A-type plutons. *Tectonophysics* **493**(1-2): 17-41. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.07.018>

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**(1-2): 192-209. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2011.08.017>

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. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq051>

Pandit D., Panigrahi M.K., Moriyama T. 2014. Constrains from magmatic and hydrothermal epidotes on crystallization of granitic magma and sulfide mineralization in Paleoproterozoic Malanjkhand Granitoid, Central India. *Geochemistry* **74**(4): 715-733. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2014.04.008>

Papoutsas A. & Pe-Piper G. 2014. Geochemical variation of amphiboles in A-type granites as an indicator of complex magmatic systems: Wentworth pluton, Nova Scotia, Canada. *Chemical Geology* **384**: 120-134. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.07.001>

Patiño Douce A. E. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*. **25**: 743-746. Pichavant, M., Manning, D. 1984. Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites: the contribution of experimental data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **35**: 31-50.

Pidgeon R., 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 granulite facies metamorphism and the source of the enderbite. *Chemical Geology* **166**: 159-171.

Rajesh H. 2008. Petrogenesis of two granites from the Nilgiri and Madurai blocks, southwestern India: Implications for charnockite–calc-alkaline granite and charnockite–alkali (A-type) granite link in high-grade terrains. *Precambrian Research* **162**(1-2): 180-197. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.07.023>

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. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **160**(1): 45-66. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>

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. <https://doi.org/10.46357/bcnaturais.v9i3.513>

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In BIZZI, Luiz Augusto (ed.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*: texto, mapas e SIG. Brasília,DF, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, p. 169-226.

- 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. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.09.002>
- Santos P.A., Teixeira M.F.B., Dall'Agnol R., Guimarães F.V. 2013b. Geologia, petrografia e geoquímica da associação Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito (TTG) do extremo leste do subdomínio de transição, Província Carajás e Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências Terra* **8**: 257-290.
- Santos P.J.L. & 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. Série Ciências Terra* **9**: 635-659.
- Santos R.D., Galarza M. A., Oliveira D.C. 2013. Geologia, geoquímica e geocronologia do Diopsídio-Norito Pium, Província Carajás. *Boletim Do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências Terra* **8**: 355-382.
- 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 Metallogenetic Province, northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **20**(4): 327-339. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2005.11.001>
- Schmidt M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **110**: 304-310.
- Schmidt M.W. & Thompson A.B. 1996. Epidote in calcalkaline magmas; an experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. *American Mineralogist* **81**(3-4). <https://doi.org/10.2138/am-1996-3-420>
- 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**(3): 367-392. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00074-7](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00074-7)
- Sial A.N., Vasconcelos P.M., Ferreira V.P., Pessoa R.R., Brasilino R.G., Morais Neto J.M. 2008. Geochronological and mineralogical constraints on depth of emplacement and ascencion rates of epidote-bearing magmas from northeastern Brazil. *Lithos* **105**(3-4): 225–238. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.04.002>
- 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-Série Ciências Naturais* **9**: 13-45.
- Silva F.F., Oliveira D.C. Dall'Agnol R., Silva L.R. Cunha I.R.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**: 102696. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2020.102696>

- Silva L.R., Oliveira DC., 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. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2017.12.004>
- Skjerlie K. P., Johnston A.D. 1992. Vapor-absent melting at 10 kbar of a biotite- and amphibole-bearing tonalitic gneiss: implications for the generation of A-type granites. *Geology*, 263-266.
- Sousa L.A.M., Dall'Agnol R., Cunha I.R.V., Silva, F.F., Oliveira D.C. 2022. Magnetic petrology of the Neoarchean granitoids in the Vila Jussara Suite, Carajás Province, Amazonian Craton. *Brazilian Journal of Geology* **52**(3). <https://doi.org/10.1590/2317-4889202220210071>
- Souza Z.S., Potrel, A., Lafon J.M., Althoff F.J., Martins P.M., Dall'Agnol R., Oliveira C.G. 2001. Nd, Pb and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archaean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the Archaean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research* **109**(3-4): 293-315. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00164-4](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00164-4)
- Souza S.Z., Dall'Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S., Barros C.E.M. 1996. Carajás mineral province: geological, geochronological and tectonic constraints on the Archean evolution of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrain and the Carajás block. In *Symposium on Archean Terranes of South America Platform*. Brasília, DF, *Extended Abstract*, p. 31-32.
- Stern R.A. & Hanson G.N. 1991. Archean High-Mg Granodiorite: A Derivative of Light Rare Earth Element-enriched Monzodiorite of Mantle Origin. *Journal of Petrology* **32**(1): 201-238. <https://doi.org/10.1093/petrology/32.1.201>
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. Evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (Ed.). *Geologia do continente Sul Americano: evolução da obra de F. F. M. de Almeida*. São Paulo, BECA, p.471-486.
- 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 Carajás, PA: implicações petrogenéticas. *Boletim Do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências Naturais* **8**: 291-323.
- Tuttle O.F., Bowen N.L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O. *The Geological Society of America*, 74 -153
- 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. Litoestratigrafia. In: Vasquez M. L. & Rosa-Costa L. T. da (eds.). *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*. Belém, CPRM, Unidade 3, p. 113-215.
- Watson E.B. & Harrison T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters* **64**(2): 295-304. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90211-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90211-X)

- Watkins J.M., Clemens J.D. Treloar, P.J. 2007. Archaean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6–1.2GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **154**: 91–110.
- Whitney D.L. & Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* **95**(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Winkler H.G.F. 1979. Anatexis, formation of migmatites, and origin of granitic magmas. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. New York, Springer Verlag, 283–339.
- Whitney, J.A., 1975. The effects of pressure, temperature, and XH₂O on phase assemblage in four synthetic rock compositions: Journal of Geology 83,1-31.
- Xiong X.L., Zhao Z.H., Zhu J.C., Rao B. 1999. Phase relations in albite granite-H₂O-HF system and their petrogenetic applications. *Geochemical Journal* 33: 199-214.
- Yoder H.S., Tilley, C.E. 1962. Origin of basalts magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology* **3**: 342-532.
- Zen E. & Hammarstrom J.M. 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology* **12**(9): 515. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12<515:MEAIPS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12<515:MEAIPS>2.0.CO;2)
- Zhou G., Wu Y., Gao S., Yang J., Zheng J., Qin Z., Wang H., Yang S. 2015. The 2.65 Ga A-type granite in the northeastern Yangtze craton: Petrogenesis and geological implications. *Precambrian Research* **258**: 247-259. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.01.003>