



Universidade de Brasília – UnB
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia

**EVIDÊNCIAS DE MISTURA DE MAGMAS E
IMPLICAÇÕES PARA A GÊNESE E EVOLUÇÃO DO
MAGMATISMO GRANÍTICO NA REGIÃO DE GUARANTÃ DO
NORTE, MT, COM BASE EM ESTUDOS GEOLÓGICOS,
PETROLÓGICOS E GEOCRONOLÓGICOS
Nº158**

Fernanda Rodrigues da Silva

Brasília, 27 de maio de 2019



Universidade de Brasília – UnB
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia

Fernanda Rodrigues da Silva

Tese apresentada junto ao Programa de Pós-Graduação
em Geologia da Universidade de Brasília, como requisito
para obtenção de título de Doutora em Geologia.

**EVIDÊNCIAS DE MISTURA DE MAGMAS E
IMPLICAÇÕES PARA A GÊNESE E EVOLUÇÃO DO
MAGMATISMO GRANÍTICO NA REGIÃO DE GUARANTÃ DO
NORTE, MT, COM BASE EM ESTUDOS GEOLÓGICOS,
PETROLÓGICOS E GEOCRONOLÓGICOS**

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: MINERALOGIA E PETROLOGIA

Márcia Abrahão Moura (IG/UnB Orientadora);
Márcia A. S. Barros (FAGEO/UFMT Co-orientadora).

Banca Examinadora:

Profa. Dra. Márcia Abrahão Moura (IG/UnB - Orientadora);
Profa. Dra. Catarina L. B. Toledo (IG/UnB);
Prof. Dr. José de Arimatéia Costa de Almeida (IG/UNIFESSPA);
Prof. Dr. Silvio Roberto Farias Vlach (IG/USP);
Prof. Dr. Nilson F. Botelho (IG/UnB - Suplente).

Brasília, 27 de maio de 2019

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais, Elyz e Rômulo, e a minha irmã Renata, sem vocês eu não teria feito nada, amo vocês. Agradeço também aos familiares que sempre me incentivaram, principalmente minhas avós, minhas tias e tios, muito obrigada por tudo.

Às minhas orientadoras Márcia A. Moura e Márcia A. S. Barros, pela paciência, correções, conselhos e respeito. Ao meu sempre orientador Ronaldo Pierosan, pela paciência, conselhos e correções. Agradeço também aos professores Nilson Botelho e Catarina Toledo pela orientação. Muito obrigada a vocês.

Ao Instituto de Geociências e laboratórios da Universidade de Brasília.

À FAGEO da Universidade Federal de Mato Grosso pela estrutura.

À CAPES pela concessão de bolsa.

Aos geólogos Antônio João Paes de Barros, Emílio Miguel, Daniel Oliveira e Japa, pelo suporte em campo, assim como à METAMAT.

Aos amigos da Pós-Graduação pela ajuda na tese e no bar, em especial à Mara Letícia, Dalilex, Letícia Boo, Daniel, Mara Luiza, Renato Sala, Fernanda Santos e a todos os amigos da geologia que me ajudaram. Muito obrigada.

Obrigada também as amigas do coração Luana, Débora, Déia, Suellen e Luciana por tudo, amo vocês.

LISTA DE FIGURAS

Figure 1. Localização geográfica da área de estudo nos arredores do município de Guarantã do Norte-MT.....	13
Figure 2. Compartimentação geocronológica e tectônica do Cráton Amazônico de acordo com: (A) Santos (2000); (B) Tassinari e Macambira (1999); (C) Província Aurífera de Alta Floresta (modificado de Souza <i>et al.</i> , 2005 e Vasquez & Rosa-Costa, 2008).....	15
Figure 3. Mapa geológico da região entre Guarantã do Norte e Serra do Cachimbo, MT (extraído de Santos <i>et al.</i> , 2019).....	17
Figure 4. Desenho esquemático de processos que podem gerar gradientes de composição em sistemas ígneos, e assim, induzir o desenvolvimento de processos de mistura entre os diferentes fundidos. (Extraído de Perugini; Poli, 2012). (A) Reabastecimento de magma máfico na câmara magmática; (B) Cristalização fracionada; (C) Assimilação; (D) Fusão parcial (região fonte) e (E) Migração em fraturas e sistemas de veios.....	13
Figure 5. Geochronological and tectonic compartmentalization of the Amazon Craton according to: (A) Santos (2000); (B) Tassinari e Macambira (1999); (C) Map of the Alta Floresta Gold Province (adapted from Souza <i>et al.</i> 2005 and Vasquez and Rosa-Costa, 2008).....	22
Figure 6. Geological map of the Guarantã do Norte region (modified by Santos <i>et al.</i> , 2019). Figure of the Amazon Craton (simplified from Santos, 2003).....	24
Figure 7. Classification of the plutonic rocks studied in Streckeisen's (1976) QAP diagram, where Q = quartz, A = alkali-feldspar, potassic feldspar + plagioclase with <5% Anorthite, P = plagioclase (Anorthite) > 5%).	25
Figure 8. (A) Form of occurrence of the rocks studied; (B) medium- to coarse-grained and consists essentially of quartz, plagioclase, potassic feldspar and biotite; (C) crystal-rich ignimbrites; (D) rhyolites aphanitic matrix and the presence of elongated vesicles marked by stratification; (E) the porphyritic hornblende-biotite granites and the mafic microgranular enclaves have a quartz-diorite composition; and (F) Alkali-feldspar granites.	28
Figure 9. (A) subhedral crystals with oligoclase twinning and is intensely saussuritized; (B) medium or coarse-grained matrix, shows zircon and apatite inclusions with hexagonal or rectangular basal sections and is altered to chlorite (Photos - polarized light - LPC).....	29

Figure 10. (A) fragments in crystal-rich ignimbrites (Photos-polarized light - LPC); (B) the matrix of the hemicrystalline rocks has flattened glass fragments (fiamme) that confer a prominent foliation to the ignimbrite (eutaxitic structure), which was generated by deposit welding (parallel plane light - LPP); (C) Crystal fragments range in size from 0.5 mm to 2.0 mm and in abundance from 10% to 30%, and they consist of quartz (LPC); (D) the alkali feldspar is subhedral to euhedral, with sizes ranging from 0.5 to 2.0 mm, and a micrographic texture occurs locally (LPC). 31

Figure 11. Textural feeds of hornblende-biotite granite. (A) the porphyritic hornblende-biotite granites have a similar texture and grain size, and the porphyritic texture; (B) the microcline is subhedral, exhibits grid twinning of the albite + pericline type; (C) the biotite is lamellar and partially to fully chloritized; (D) The accessory minerals are euhedral and magnetite, apatite and zircon (Photos - polarized light - LPC). 32

Figure 12. (A) The plagioclase (0.2 to 1 mm; An_{17-25}) occurs as subhedral phenocrysts and as submillimetric laths (< 1.0 mm) in the matrix, and it rarely presents preserved twinning and strong sericitization; (B) hornblende occurs as prismatic phenocrysts in the form of elongated aggregates or small prisms (< 0.3 mm) surrounding quartz ocelli; (C) the biotite (0.3 to 1 mm) defines lamellae with strong brown or green pleochroism, and they are usually chloritized; (D) the titanite (0.1 and 0.7 mm) forms anhedral crystals, whose contact relationships indicate that they were formed from the destabilization of biotite and hornblende (Photos - light cross-polarized - LPC)..... 34

Figure 13. (A) Alkali-feldspar granite. The orthoclase is often perthitic and anhedral to subhedral and presents inclusions of apatite and biotite, and it has poorly developed plagioclase edges; (B) the quartz is anhedral. It may show a slightly undulatory extinction, although normal extinction occurs; (C-D) Sienogranites with anhedral crystals of arfvedsonite, quartz and plagioclase (Photos-polarized light photos - LPC). 35

Figure 14. Samples of the Guarantã do Norte region - MT. (A) R1 vs. R2 diagram (De La Roche *et al.*, 1980); (B) TAS diagram (Le Bas *et al.*, 1986) of the ignimbrites; (C) Shand diagram (in Maniar & Piccoli, 1989). 39

Figure 15. Rare earth elements (REE) diagrams normalized to the chondrite (Nakamura, 1974) and multi-element patterns, normalized to the primitive mantle (Mc Donough and Sun, 1995), for the porphyritic hornblende-biotite granites and enclaves. 40

Figure 16. Rare earth elements (REE) diagrams normalized to the chondrite (Nakamura, 1974) and multi-element patterns, normalized to the primitive mantle (Mc Donough and Sun, 1995), for alkali-feldspar granites, syenogranite and biotite granodiorites.	41
Figure 17. Rare earth elements (REE) diagrams normalized to the chondrite (Nakamura, 1974) and multi-element patterns, normalized to the primitive mantle (Mc Donough and Sun, 1995), for ignimbrites.	42
Figure 18. Discriminant diagram of tectonic environments of Pearce et al. (1984, 1996). (A) Y versus Nb; (B) Y + Nb x Rb ppm, for the granitic rocks of Guarantã do Norte, MT.....	42
Figure 19. Composition of the biotite of the porphyritic hornblende-biotite granite (PHBG), microgranular mafic enclave and biotite granodiorite: (A) Fe/(Fe + Mg) x Al ^{IV} (Deer et al. 1992) diagram and (B) Mg x Al (t) (Nachit et al. 1985) diagram. HBPB: porphyritic hornblende-biotite granite; MME: microgranular mafic enclave; BG: biotite granodiorite.	43
Figure 20. Composition of the biotite of the porphyritic hornblende-biotite granite (HBPB), microgranular mafic enclave (MME) and biotite granodiorite (BG): (A) (FeO + MnO) - (10*TiO ₂) - MgO diagram (fields of Nachit 1994), (P) field of primary biotites; (R) domain of reequilibrated primary biotites and (S) domain of secondary biotites; and (B) FeO*-MgO-Al ₂ O ₃ diagram (fields of Abdel-Rahman 1994), for biotite discrimination of anorogenic alkaline suites (A); peraluminous suites(P), including S type suites, and calc-alkaline (C) suites.	44
Figure 21. Concordia Diagram U-Pb (LA-ICP-MS) showing age concordance. (A) concordant U-Pb analyses revealed an upper intercept age of 1790.9 ± 6.0 Ma; (B) concordant U-Pb analyses revealed an upper intercept age of 1795.1 ± 5.8 Ma; (C) the concordant U-Pb analyses reveal an upper intercept age of 1790 ± 7.5 Ma; (D) the concordant U-Pb analyses revealed an upper intercept age of 1792 ± 14 Ma, interpreted as the age of crystallization. Backscattered electron images were used to indicate the application sites of the laser ion beam.	47
Figure 22. (A) The concordant U-Pb analyses reveal two upper intercept ages, one of 1763 ± 14 Ma and another one of 1811 ± 15 Ma; (B) concordant U-Pb analyses reveal two upper intercept ages of 2001 ± 13 Ma, interpreted as age of crystallization. Backscattered electron images were used to indicate the application sites of the laser ion beam.....	48
Figure 23. Diagram of evolution of the values of ε _{Hf} (t) versus age (Ga). The dashed areas indicate the tendency of evolution for the rocks. (A) biotite granodiorite; (B) Ignimbrito; (C and	

D) Hornblende-biotite grafts porphyritic granite and (E) microgranular enclave samples. The dashed areas indicate the trend of evolution towards the rocks.	52
Figure 24. Evolution diagram $\epsilon_{Nd}(t)$ versus age (Ga). Dotted lines indicate the evolutionary trend for rocks.....	54
Figure 25. Geochronological Provinces of the Amazon Craton. The study area is located in Tapajós-Parima Province (red square), Santos <i>et al.</i> , (2008); (B) Detail of the subdivision into domains of the Tapajós-Parima Province, in which the area is inserted in the Peixoto de Azevedo domain (Santos <i>et al.</i> , 2004).....	68
Figure 26. Geological map of the rocks of the Guarantã do Norte region (modified by F. Santos Santos et al. 2019). Figure of the geochronological and tectonic compartmentalization of the Amazon Craton (Simplified from Santos, 2003).....	70
Figure 27. Macroscopic features of porphyritic hornblende-biotite granites in Guarantã do Norte region, Mato Grosso. (A and B) They emerge in the form of blocks and flagstones; (C and D) Porphyritic texture, rounded and irregular microgranular enclaves with abrupt contact with the syenogranite; (E and F) Porphyritic texture, microenclaves throughout the pluton, phenocrystals of potassic feldspar maintained by plagioclase in the monzogranite.....	71
Figure 28. Macroscopic features of the microgranular enclave of dioritic composition in granites from Guarantã do Norte region, Mato Grosso. (A and B) Microgranular enclaves of decimetric to metrics dimensions, with rounded and subarranged shapes, irregular edges and abrupt contact with granite; (C and D) Dioritic quartz composition, dark grey color; (E and F) xenocrystals of potassic feldspar, sometimes surrounded by plagioclase and ocellar quartz surrounded by hornblende. The picture shows a mechanical migration of potassic feldspar phenocrystal from the granite to the enclave.....	72
Figure 29. QAP diagram (Streckeisen 1976, Lameyre & Bowden 1982). Magmatic series, where T = tholeitic; A = alkaline, calc-alkaline; a = k-low; b = k-intermediate; c = k-high. Porphyritic hornblende-biotite granite samples plot between the sieno- and monzogranite fields, while enclaves plot between tonalite and diorite fields.	73
Figure 30. Textural features of porphyritic hornblende-biotite granite. (A) The phenocrystal of potassic feldspar with plagioclase in sienogranite; (B) Porphyritic texture with hornblende and biotite phenocrystals in sienogranite; (C) Porphyritic texture with plagioclase phenocrystals in	

monzogranite; (D) Plagioclase and biotite crystals with deformation lamellar (Light photos with cross-polarization)..... 76

Figure 31. Photomicrographies of microgranular enclaves of dioritic composition (A-B) and tonalitic (C-D). (A) Enclave of dioritic composition composed of plagioclase, biotite, hornblende, magnetite and quartz; (B) Porphyritic texture evidenced for phenocrystal of plagioclase intensely sericitized; (C) Microenclaves, consisting of agglomerated biotite, plagioclase, magnetite and quartz; (D) Agglomerate plagioclase, biotite, titanite and hornblende (Light photos with cross-polarization)..... 78

Figure 32. Photomicrographs of special textures that can evidence magmas mixing processes. (A) the plagioclase cluster; (B) mafic cluster, with biotite, plagioclase, hornblende, titanite and magnetite; (C) detail for apatites accicular, BSE image; (D) xenocrystal of spongy cellular plagioclase. Photomicrographs with cross Polarizer, except the figure C. 79

Figure 33. Photomicrographs with special textures that can evidence processes of magma blending. (A) quartz ocelli mantled by hornblende; (B) drawing extracted from Hibbard (1991) showing the matting; (C) detail of prismatic hornblende crystals by mantled quartz ocelli; (D) poiquilithic quartz ocelli. Photomicrographs with crossed polarizer, except figure C, in natural light. 80

Figure 34. Composition of the biotite of the porphyritic hornblende-biotite granite (PHBG) and microgranular enclave (ME): (A) $Fe / (Fe + Mg) \times Al_{IV}$ (Deer et al. 1992) diagram and (B) $(FeO + MnO) - (10 * TiO_2) - MgO$ diagram (fields of Nachit 1994), where P = field of primary biotias; R = domain of rebalanced primary biotites and S = domain of secondary biotites; (C) $Mg \times Al_{total}$ (Nachit et al. 1985) diagram and (D) $FeO^* - MgO - Al_2O_3$ diagram (fields of Abdel-Rahman 1994), where, A = biotite discrimination of anorogenic alkaline suites; P = peraluminous suites, including S-type suites; and C = calc-alkaline orogenic suites..... 83

Figure 35. Classification diagram of amphibole according to Leake *et al.* (1997) for porphyritic hornblende-biotite granite (PHBG) and for microgranular enclaves (ME). 84

Figure 36. Diagram vs. Fe / Al showing the magmatic origin of the granite and enclave titanites (Aleinikoff *et al.* 2002, in Jiang *et al.* 2016); (B) SiO_2 versus $10 * (La_2O_3 + Ce_2O_3)$ 85

Figure 37. (A) Diagram $Fe / (Fe + Mg)$ versus Al_{IV} and fO_2 of amphiboles (Anderson & Smith, 1995); (B) Diagram $Fe / (Fe + Mg)$ versus Al_T of amphiboles (Anderson & Smith, 1995), showing

probable intervals of amphibole crystallization. (porphyritic hornblende-biotite granite - PHBG, microgranular enclaves - ME).	87
--	----

LISTA DE TABELAS

Table 1. Modal composition of rocks from Guarantã do Norte - MT region. Porphyritic granite biotite and its intermediate enclaves, granodiorite, alkali granite and syenogranite.	26
Table 2. Analytical results for major elements (weight oxides %) and trace (ppm), including rare earths (ppm) of the studied rocks.....	37
Table 3. Representative analyses of biotite of the porphyritic hornblende-biotite granite, microgranular mafic enclave and biotite granodiorite, obtained by Electron Microprobe. Fe assigned as total FeO.....	45
Table 4 (annex) U-Pb data in zircon for the studied rocks.....	46
Table 5. Hf data in zircon for the studied rocks.....	50
Table 6. Sm-Nd analyzes for the granites and ignimbrites of the northern region of.....	53
Table 7. The modal percentage for more representative samples of the granite and enclaves of the Intrusive Paranaíta Suite.	74
Table 8. Representative analyses of porphyritic hornblende-biotite granite and microgranular enclaves.	81
Table 9. Calculations based on the Al content in amphibole, together with the Fe/(Fe + Mg) ratio, for the estimation of oxygen pressure and fugacity (fO_2) (Anderson & Smith, 1995).....	88
Table 10. Zr saturation temperature calculated for total rock chemical composition of porphyritic hornblende-biotite granite samples and microgranular enclaves.	89

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	11
1 INTRODUÇÃO	12
1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO	13
1.2 OBJETIVOS	14
1.3 CONTEXTO GEOTECTÔNICO.....	14
1.3.1 Unidades Geológicas	16
1.4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	12
1.4.1 Processos de Mistura de Magmas	12
1.4.2 Evidências de Processos de Mistura de Magmas	13
2. ARTIGO SUBMETIDO AO JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES: GEOLOGICAL, GEOCHEMICAL, Sm-Nd, Lu-Hf and U-Pb EVIDENCE FOR A 2.0-1.75 GA PERIOD OF MAGMATIC ARCS IN THE CENTER-SOUTH OF THE AMAZONIAN CRATON, BRAZIL	18
Abstract	18
2.1 INTRODUCTION	19
2.2 METHODS	20
2.3 GEOLOGICAL CONTEXT	21
2.4 GEOLOGY AND PETROGRAPHY	23
2.5 GEOCHEMISTRY	36
2.6 Biotite chemistry	43
2.7 GEOCHRONOLOGY	46
2.8 DISCUSSION	54
2.9 CONCLUSIONS	58
2.10 ACKNOWLEDGEMENTS	59
2.11 BIBLIOGRAPHIC REFERENCES	59
3. ARTIGO SUBMETIDO AO JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES: EVIDENCE OF MAGMA MINGLING IN GRANITES OF THE JURUENA MAGMATIC ARC, SOUTH-CENTRAL AREA OF THE AMAZON CRATON, BRAZIL	64
Abstract	64
3.1 INTRODUCTION	65
3.2 METHODS	66
3.3 GEOLOGICAL CONTEXT	66
3.4 GEOLOGY AND PETROGRAPHY OF THE GRANITES OF THE INTRUSIVE PARANAÍTA SUITE	68
3.5 MINERAL CHEMISTRY	81
3.6 DISCUSSIONS	85
3.7 CONCLUSIONS	89
3.8 ACKNOWLEDGEMENTS	90
3.9 REFERENCES	90
4.0 DISCUSSÕES	93
5.0 CONCLUSÕES	97
5.0 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	99

RESUMO

A região estudada está localizada no extremo norte de Mato Grosso, nos arredores do Município de Guarantã do Norte. O acesso se faz por meio da BR-163 (Cuiabá-Santarém), com um trajeto de 710 km. Está tectonicamente inserida na porção centro-sul do Cráton Amazônico, na Província Tectônica Tapajós-Parima (2,03 a 1,88 Ga). Com aproximadamente 50 km², a área selecionada para estudo de detalhe é composta por biotita granodioritos, ignimbritos, riolitos, hornblenda-biotita granitos, álcali-feldspato granitos e sienogranitos com características geológicas e petrológicas de rochas geradas em ambiente de arco magmático. O biotita granodiorito é composto por plagioclásio, quartzo, feldspato potássico e biotita. A química mineral de biotita sugere afinidade cálcio-alcálica e as características geoquímicas são coerentes com magmas gerados em ambientes de arco magmático maduro (idade modelo Nd T_{DM} de 2,44 Ga) e posicionados em 2001±13 Ma (U-Pb em zircão).

O ignimbrito apresenta variações quanto ao conteúdo e dimensão dos fragmentos de cristais, vidros, litoclastos e constituintes da matriz. O riolito possui matriz afanítica, vesículas alongadas marcadas pela estratificação e é constituído por quartzo, plagioclásio e feldspato potássico em matriz holo a hemicristalina. A idade de cristalização é de 1792 ± 14 Ma (U-Pb em zircão) e os dados isotópicos ($\epsilon_{Nd} = +0,37$; $\epsilon_{Hf(t)}$ entre -1,98 e -11,67 e idade modelo Nd T_{DM} de 2,02 Ga). Estes dados também são coerentes com magmatismo gerado em ambiente de arco magmático, com fonte provavelmente mantélica e retrabalhamento crustal.

O hornblenda-biotita granito caracteriza-se pela textura megaporfirítica de feldspato potássico em matriz fina. Observam-se enclaves microgranulares máficos de dimensões variadas. As características macro e microscópicas sugerem a atuação de processos de mistura parcial de magmas. Apresentam composições monzograníticas a sienograníticas e os enclaves microgranulares, composições dioríticas e tonalíticas. Os dados isotópicos sugerem derivação crustal ($\epsilon_{Nd} = -4,03$ e - 1,69; $\epsilon_{Hf(t)}$ entre -4,64 e -0,51). As idades de cristalização U-Pb em zircão obtidas para o hornblenda-biotita granito porfirítico é de 1790±6 e 1795±6 Ma, e para os enclaves máficos microgranulares, de 1790±8 Ma. Os dados isotópicos do enclave apresentam valores de $\epsilon_{Hf(t)}$ variando entre -3,36 a 3,21, evidenciando uma mistura de fontes e retrabalhamento crustal. Texturas que podem evidenciar processos de mistura de magmas foram classificadas como quartzo ocelar manteado por anfibólio e ou poiquilítico, apatita acicular, aglomerados de plagioclásio e aglomerados de minerais máficos, além de migração mecânica de fenocristais de feldspato potássico para o enclave, aqui interpretado devido ao desequilíbrio térmico causado pelo processo de mistura. A química mineral da biotita indica afinidade cálcio-alcálica para o granito hospedeiro e enclaves, compatível com magmas gerados em ambientes de arco magmático. A composição do anfibólio é de magnésio-hornblenda para ambas as rochas. O plagioclásio do granito mostra composição de oligoclásio (An₁₅₋₂₅) e no enclave, oligoclásio (An₁₄₋₂₇). A titanita apresenta características de titanita magmática e quimicamente exibe a mesma composição para o granito e para os enclaves.

O álcali-feldspato granito e o sienogranito são equigranulares, compostos por feldspato potássico, quartzo, plagioclásio e biotita. As características petrográficas e geoquímicas desses granitos são coerentes com granitos cálcio-alcálicos, do tipo I, gerados em ambiente de arco magmático. Os dados indicam processos de contaminação crustal (ϵ_{Nd} de -3,63 e idade Nd T_{DM} de 2,41 Ga). A idade de cristalização U-Pb em zircão é de 1763±14 Ma e foi identificada uma idade herdada de 1811±15 Ma. Os resultados desta pesquisa contribuem para o melhor entendimento da geologia e do ambiente geotectônico paleoproterozoico da porção sul do Cráton Amazônico.

Palavras-Chave: Cráton Amazônico; Paleoproterozoico; Mistura de Magmas; Arco Magmático; Petrologia.

ABSTRACT

The studied region is in the extreme north of Mato Grosso state, around the city of Guarantã do Norte. The access is through the BR-163 (Cuiabá-Santarém), with a route of 710 km. It is tectonically inserted in the Amazon-Craton, in the Tapajós-Parima province (2,03 to 1,88 Ga). With approximately 50 km², ignimbrites, rhyolites, hornblende-biotite granites, alkali-feldspar granites and syenogranite with geological and petrological characteristics of rocks generated in a magmatic arc environment. The biotite granodiorite is composed of plagioclase, quartz, potassic feldspar and biotite. The mineral chemistry of biotite suggests calc-alkaline affinity and geochemical characteristics suggest a relationship with magmas generated in mature magmatic arc environments (model age Nd T_{DM} of 2.44 Ga) and with 2001 ± 13 Ma (U-Pb in zircon).

The ignimbrite presents variations according to the content and dimension of the fragments of crystals, glass, lithoclasts and matrix constituents. The rhyolite has an aphanitic matrix and elongated vesicles marked by stratification and consists of quartz, plagioclase, and potassic feldspar in a holocrystalline to hemicrystalline matrix. The crystallization age is 1792 ± 14 Ma (U-Pb in zircon) and the isotopic data ($\epsilon_{Nd} = +0,37$; $\epsilon_{Hf(t)}$ between -1.98 and -11.67 and model age Nd T_{DM} of 2,02 Ga). The geological, petrological and isotopic data are also consistent with magmatism generated in a magmatic arc environment, thus indicating a likely mantle source and crustal reworking.

The hornblende-biotite granite is characterized by the mega-porphyritic texture of fine-grained potassic feldspar. Mafic microgranular enclaves of varying dimensions are observed. The macro and microscopic characteristics suggest the occurrence of partial magma mixing processes. They present monzogranitic to sienogranitic compositions and microgranular enclaves, dioritic and tonalitic compositions. The isotopic data suggest crustal derivation ($\epsilon_{Nd} = -4.03$ and - 1.69; $\epsilon_{Hf}(t)$ between -4.64 and -0.51). The crystallization ages of the U-Pb in zircon obtained for porphyritic hornblende-biotite granite are 1790 ± 6 and 1795 ± 6 Ma and for the mafic microgranular enclaves, 1790 ± 8 Ma. The isotopic data of the enclave present $\epsilon_{Hf}(t)$ values ranging from -3.36 to 3.21, showing a mix of sources and crustal rework. Textures that can evidence magma mixing processes have been classified as ocellar quartz maintained by amphibole and or poikilitic, acicular apatite, spongy plagioclase, clusters of plagioclase and mafic mineral clustering. The biotite mineral chemistry indicates a calcium-alkaline affinity for host granite and enclaves, compatible with germs generated in a magmatic arc environment. The amphibole composition is magnesio-hornblende for both rocks. The plagioclase of the granite shows the composition of oligoclase (An₁₅₋₂₅) and in the enclave, oligoclase (An₁₄₋₂₇). The titanite shows characteristics of magmatic titanite and chemically exhibits the same composition for granite and enclaves. Alkali-feldspar granite and syenogranite are equigranular, composed of potassic feldspar, quartz, plagioclase, and biotite. The petrographic and geochemical characteristics of these granites are consistent with calc-alkaline, type I granites, generated in a magmatic arc environment. The data indicate crustal contamination processes (ϵ_{Nd} of -3.63 and age Nd TDM of 2.41 Ga). The crystallization age of the U-Pb in zircon is 1763 ± 14 Ma and an inherited age of 1811 ± 15 Ma has been identified. The results of this research contribute to a better understanding of the geology and Paleoproterozoic geotectonic environment of the southern portion of the Amazon Craton.

Key-Words: Amazon Craton; Paleoproterozoic; Magma Mixing; Magmatic Arc; Petrology.

1 INTRODUÇÃO

O Cráton Amazônico, localizado na porção norte da América do Sul, é limitado ao sul e a leste por cinturões orogênicos neoproterozóicos. A área de estudo está inserida no limite entre as províncias tectônicas Tapajós-Parima (2,03 a 1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (1,80 a 1,50 Ga), segundo Santos *et al.* (2008), na região de Guarantã do Norte (MT). O arcabouço geológico da área é representado por ortognaisses e anfibolitos raramente aflorantes, denominados de Complexo Cuiú-Cuiú (1,99 Ga; Souza *et al.*, 2005); Suíte Intrusiva Matupá (1870 Ma; Moura *et al.*, 1997), unidades plutono-vulcânicas de filiação cálcio-alcalina (1760 e 1820 Ma; Santos *et al.* 2000; Pinho *et al.* 2003; Lacerda Filho *et al.*, 2004), atribuídas ao Grupo Colíder, Suíte Intrusiva Teles Pires e Paranaíta, e, como coberturas sedimentares, sequências de arenitos e arcóseos pertencentes ao Grupo Beneficente (Leite & Saes, 2003).

A área de estudo, com aproximadamente 50 km² é composta por biotita granodioritos, ignimbritos, riolitos, hornblenda-biotita granitos e álcali-feldspato granitos com características geológicas e petrológicas de rochas geradas em ambiente de arco magmático (Silva *et al.*, 2018). Este projeto propõe estudar os hornblenda-biotita granitos porfiríticos que apresentam evidências de processos de mistura de magmas na região de Guarantã do Norte, Mato Grosso.

O termo “enclave” é aplicado a todo e qualquer agregado mineral ou poliminerálico incluído em rochas ígneas (revisão em Didier & Barbarin 1991). Incluem xenólitos do material encaixante, autólitos (cumulatos fragmentados), xenocristais, enclaves micáceos (resíduos de fusão), enclaves félsicos (fragmentos félsicos de margens resfriadas) e enclaves microgranulares félsicos ou máficos (usualmente resultantes de processos de mistura de magmas). Misturas heterogêneas de magmas são evidenciadas pela presença de enclaves microgranulares máficos e zonas de hibridização gerada pela interação de magmas distintos. Essas rochas têm origem em câmaras magmáticas muito dinâmicas, com fluxos turbulentos, causando agitação do sistema magmático e gerando conseqüentemente rochas híbridas (Fontana *et al.*, 2006).

Os cristais formados a partir de um magma são produtos da solubilidade dos constituintes químicos a diferentes temperaturas, cristalizando minerais em diferentes estágios durante o resfriamento do magma. Também podem cristalizar em resposta à súbita perda de voláteis ou mudança de pressão. Mistura de magmas com diferentes temperaturas e conteúdo em voláteis e contaminação com fragmentos da encaixante e/ou xenocristais podem igualmente levar a instabilidades termais e composicionais e, portanto, ocasionar reabsorção, corrosão e mesmo fusão de minerais previamente formados, modificando a composição do magma residual (revisão em Winter 2001, Vernon 2004, London 2009; Thomas & Davidson 2012, Nabelek *et al.* 2010).

Os processos de mistura de magmas são essenciais no estudo da evolução de rochas ígneas como processos de diferenciação magmática. A mistura dos fundidos pode ser heterogênea (*mingling*), que permite reconhecer os membros misturados, na forma de enclaves de um fluido dentro do outro ou homogênea (*mixing*), os fundidos se misturam em escala íntima de fusão, não sendo possível identifica-los (Fenner, 1926; Toselli, 2010 in: Perugini & Poli, 2012).

Na área de estudo ocorre o processo do tipo *mingling*. O fluxo pode causar o resfriamento rápido do magma mais básico dentro do magma mais ácido, ou uma estratificação gravitacional, onde o líquido mais denso tende a afundar e o mais leve a ascender. A hibridização de magmas através de processos de mistura do tipo *mingling*, pode ocorrer em rochas de composições diferentes, como basaltos e riolitos, ou em rochas que se diferem apenas ligeiramente nas suas porcentagens em peso dos elementos químicos principais (Hibbard, 1991; Best, 2003 in: Perugini & Poli, 2012).

A caracterização dessa porção do Cráton Amazônico, que apresenta evidências de processo de mistura de magmas, é de grande importância para o entendimento da evolução e elaboração de modelos desse magmatismo no norte do Mato Grosso. A presente pesquisa pretendeu, caracterizar petrologicamente as rochas e os granitos porfiríticos com feições de mistura de magmas que ocorrem na porção norte do município de Guarantã do Norte (MT), além da caracterização das demais rochas do entorno, como, granitos, rochas vulcânicas e vulcanoclásticas. Nesse contexto, pretende-se contribuir para a discussão da gênese e evolução do magmatismo granítico no paleoproterozóico do Cráton Amazônico, a partir de dados geológicos, geoquímicos e isotópicos obtidos durante a pesquisa.

1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo está localizada no extremo norte do Estado de Mato Grosso, a norte do Município de Guarantã do Norte (Figura 1). O acesso a área se faz por meio da BR-163 (Cuiabá-Santarém), a partir de Cuiabá, passando por Sinop, Peixoto de Azevedo, Matupá, até Guarantã do Norte, com um trajeto de 710 km.

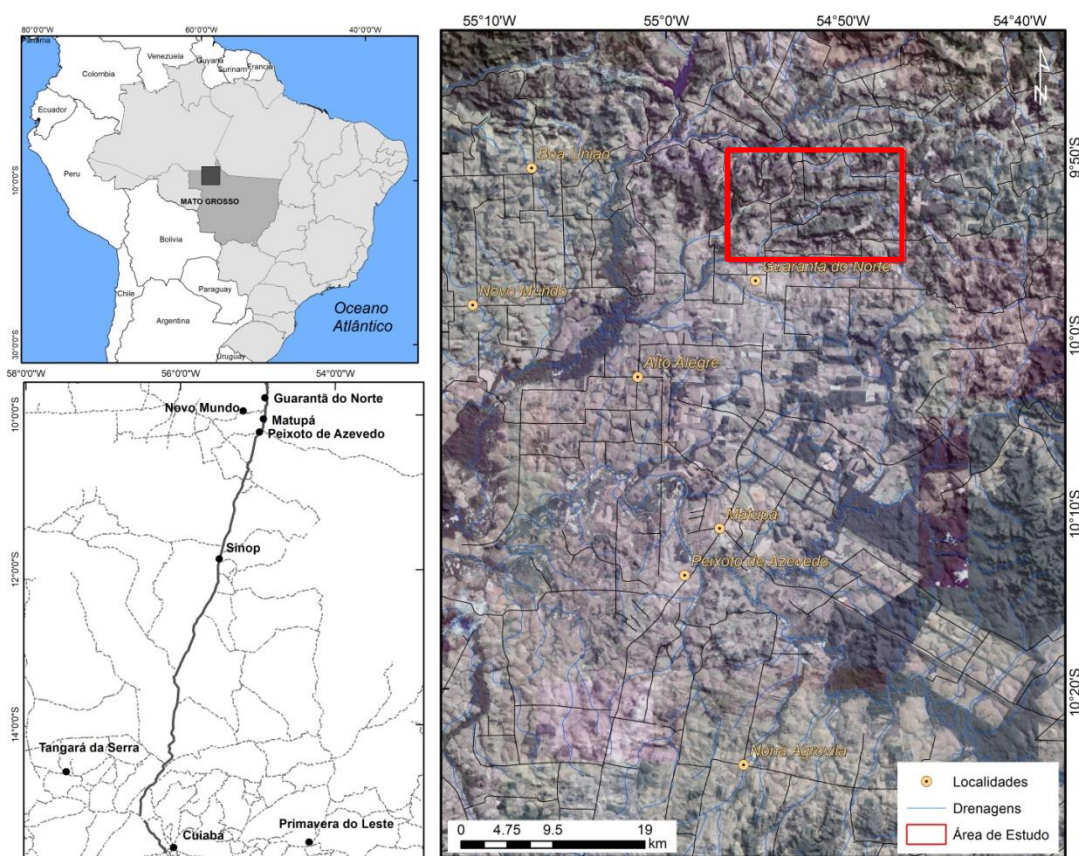


Figure 1. Localização geográfica da área de estudo nos arredores do município de Guarantã do Norte-MT.

1.2 OBJETIVOS

O projeto proposto teve como objetivo caracterizar petrologicamente as rochas da região de Guarantã do Norte (MT), com ênfase nos granitos que mostram possíveis evidências de processos de mistura de magmas, de modo a contribuir para o entendimento da gênese e evolução do magmatismo granítico no norte do Mato Grosso. Os objetivos específicos envolveram:

- a) Caracterização geológica e petrológica dos granitos e vulcânicas, especialmente os granitos com feições de mistura de magmas, na região de Guarantã do Norte;
- b) Determinação da idade U-Pb (ICP-MS) em zircão desses granitos e comparação com as rochas da região estudada (Suíte Intrusiva Teles Pires, Paranaíta e encaixantes);
- c) Dados isotópicos de Sm-Nd (rocha total) e Lu-Hf (em zircão) das rochas da área de estudo;
- d) Química mineral de biotita das rochas estudadas, bem como de anfibólio, plagioclásio, titanita e apatita para o granito com feições de mistura de magmas;
- e) Elaboração de proposta de geração e evolução dos granitos com evidências de processo de mistura de magmas.

1.3 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

O Cráton Amazônico, localizado no norte da América do Sul, é limitado no sul e no leste por cinturões orogênicos neoproterozoicos e está dividido em oito grandes províncias geocronológicas, de acordo com Santos *et al.* (2000; figura 2-A): Carajás-Imataca (3,0 – 2,50 Ga), Tranzamazônica (2,25 – 2,0 Ga), Tapajós-Parima (2,03 – 1,88 Ga), Amazônia Central (1,88 – 1,86 Ga) Rio Negro (1,86 – 1,52 Ga), Rondônia-Juruena (1,75 – 1,47 Ga), K'Mudku (1,2 Ga) e Sunsás (1,33 – 0,99 Ga), ou, segundo o modelo de Tassinari e Macambira (1999; figura 2-B): Amazônia Central (> 2,3 Ga); Maroni-Itacaiúnas (2,2 – 1,95 Ga); Ventuari-Tapajós (1,95 – 1,80 Ga); Rio Negro-Juruena (1,8 – 1,55 Ga); Rondonian-San Ignácio (1,55 – 1,3 Ga); e Sunsás (1,3 – 1,0 Ga). Independentemente do modelo adotado, essas províncias são interpretadas como produtos de sucessivas orogenias do tipo oceano-continente, com subducções de baixos ângulos de mergulho, de nordeste para sudeste e com acreção de crosta juvenil evoluída por meio de processos de diferenciação magmática, magmatismo granítico e retrabalhamento tectônico com rara participação de crosta arqueana. Esses arcos magmáticos teriam sido acrescidos ao protocráton arqueano da Província Amazônia Central no decorrer do Paleo- e Mesoproterozóico (Tassinari & Macambira, 1999; Santos *et al.* 2000; Tassinari *et al.* 2000; Santos, 2003; Tassinari & Macambira, 2004; Cordani & Teixeira, 2007).

A área de estudo está localizada na porção leste da província Aurífera de Alta Floresta - PAAF (Dardene & Chobbenhaus, 2001; figura 2-C), tectonicamente inserida na porção centro-sul do Cráton Amazônico, entre as províncias geocronológicas Tapajós-Parima (2,03 – 1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (1,75 – 1,47 Ga; Santos *et al.*, 2000). Compreende um cinturão de direção W-NW limitado a norte pelo *gráben* do Cachimbo, que a separa da Província Aurífera do Tapajós, e a sul, pelo *gráben* dos Caiabis.

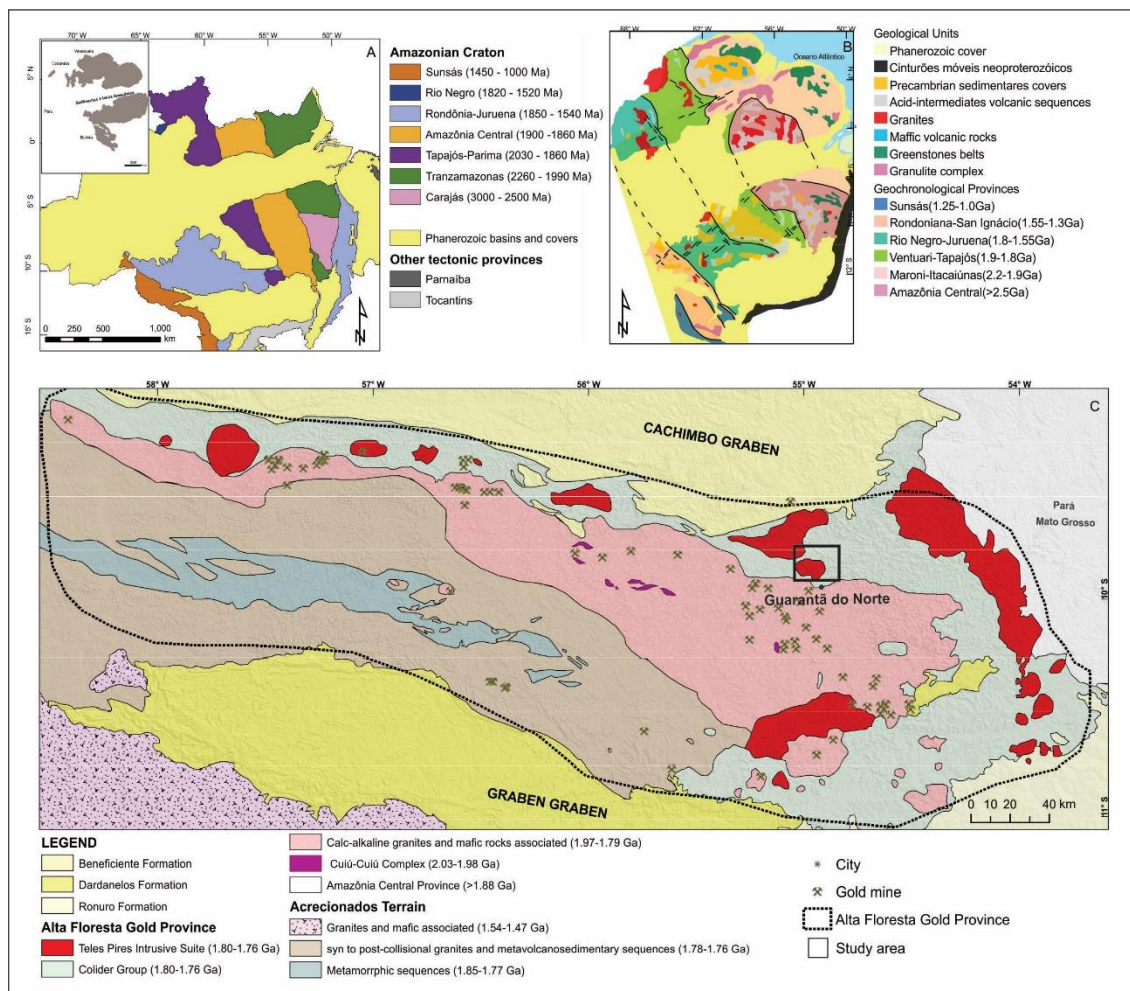


Figure 2. Compartimentação geocronológica e tectônica do Cráton Amazônico de acordo com: (A) Santos (2000); (B) Tassinari e Macambira (1999); (C) Província Aurífera de Alta Floresta (modificado de Souza *et al.*, 2005 e Vasquez & Rosa-Costa, 2008).

Segundo Souza *et al.* (2005), as unidades da província teriam sido geradas em três arcos magmáticos, temporalmente organizados da seguinte forma: (i) Arco Mágmatco Cuiú-Cuiú (2.1-1.95 Ga), composto por gnaisses do complexo Cuiú-Cuiú (1,99 Ga), granitos pós-orogênicos da Suíte Intrusiva Matupá e rochas básicas da Suíte Intrusiva Flor da Serra (1,88 Ga); (ii) Arco Mágmatco Juruena (1.95-1.75 Ga), estruturado segundo a direção WNW-ESSE, que abrange a maior parte da província, com idades-modelo em torno de 2,2 Ga, representadas pelas Suítes Juruena e Paraníta, Alcalinas Rio Cristalino, Granito Nhandu, Grupo Colider, Intrusivas Básicas Guadalupe e Suíte Intrusiva Teles Pires; (iii) Arco Mágmatco Roosevelt, representado por rochas plutônicas deformadas pertencentes à Suíte Nova Canaã, de 1,74 Ga, que estão intrudidas em rochas metavulcano-sedimentares pertencentes ao Grupo São Marcelo Cabeça, interpretado como uma bacia de back-arc. Coberturas sedimentares proterozóicas foram formadas no decorrer da estruturação desses arcos.

De acordo com Santos *et al.* (2000; 2004; 2008), a área de estudo está inserida na província tectônica Tapajós-Parima (2,03 a 1,88 Ga), constituída por quatro domínios principais: Peixoto de Azevedo, Uaimiri, Parima e Tapajós, mais precisamente, a norte do Domínio Peixoto de Azevedo. Ainda de acordo com este autor, as unidades da província teriam sido formadas no estágio de quatro

arcos magmáticos, organizados em: (1) Arco Cuiú-Cuiú (2,03-2,0 Ga): embasamento da província, compostas por basaltos oceânicos e magnesianos relacionados a um magmatismo oceânico primordial, truncada por gnaisses; (2) Arco Creporizão (1,98-1,95 Ga): cálcio-alcalino, composto por rochas graníticas mais evoluídas com assimilação de crosta continental, constituindo a Orogênese Mundurucus. De acordo com o autor, seguiu-se um hiato tectônico de aproximados 40 a 50 Ma antes do terceiro arco; (3) Arco tropas (1,9 e 1,89 Ga), constituído por tonalitos, andesitos e basalto; (4) Arco Parauari (1.879-1.883 Ma): monzogranitos e vulcânicas félsicas, gerados em uma nova fase de arco continental primitivo, que truncam as unidades supracitadas. Essas sequências de arcos magmáticos são cobertas por sedimentos fluviais do Grupo Buiçu, de idades máxima e mínima de $1,879 \pm 12$ Ma (zircão

Duarte *et al.* (2012; 2015) propõem que o Arco Magmático Juruena se inicia em torno de 1820 Ma, com movimentos compressivos de SW para NE forçando a movimentação de uma placa oceânica (Complexo Bacareí-Mógno) em direção ao domínio Tapajós/Peixoto de Azevedo, com consequente subducção e consumo desta placa. Segundo esse autor, a fase inicial da orogênese está representada pelo Domínio Vulcânico, por rochas graníticas da Suíte Intrusiva Paranaíta (1808-1769 Ma) e rochas vulcânicas do Grupo Colíder (1803-1766 Ma) (Duarte *et al.* 2012). Estas unidades encontram-se em contato tectônico com porções mais profundas do arco, onde são encontradas rochas de médio a alto grau metamórfico, interpretadas como a raiz do mesmo (Duarte, 2012).

Segundo Silva e Abram (2008), a evolução da Província Aurífera Juruena – Teles Pires ocorreu de acordo com 7 estágios; (1) geração de um conjunto de rochas geradas num provável contexto de tectônica extensional (porção Mogno do Complexo Bacaeri-Mogno); (2) geração dos arcos magmáticos Cuiú-Cuiú e Juruena, incluindo rochas de afinidades cálcio-alcálicas de margem continental ativa; (3) uma fase colisional representada pelos leucogranitos da unidade Granito Apiacás, com idade de cristalização estateriana (1784 ± 32 Ma) e uma idade mais antiga (1871 ± 21 Ma); (4) delaminação crustal, com consequente geração de magmatismo intraplaca (Flor da Serra); (5) geração de uma bacia na qual foi gerada a sequência vulcano-sedimentar do Grupo São Marcelo-Cabeça; (6) fechamento do orógeno, acompanhado de deformação progressiva, com a geração de mega-estruturas de cisalhamento transcorrente e (7) geração das unidades Suíte Nova Canaã e Granito Teles Pires, numa fase tardia (pós- deformação do órogeno).

Assis (2015) propõe quatro domínios geológicos principais para a província. (1) embasamento granítico deformado e metamorfizado de 2.81 e 1.99 Ga; (2) sequências plutono-vulcânicas e vulcanossedimentares félsicas pertencentes a série da magnetita (granitos tipo I; 1,97 – 1,78 Ga); (3) unidades plutono-vulcânicas pós-orogênicas e intra-placas (1,78 – 1,77 Ga) e (4) sequências sedimentares clásticas (~1,37 Ga).

1.3.1 Unidades Geológicas

O arcabouço geológico da região é representado pelo Complexo Cuiú-Cuiú; Granito Nhandu; Suíte Intrusiva Matupá; Suíte Intrusiva Juruena; Grupo Colíder, Suíte Intrusiva Teles Pires, Suíte Intrusiva Paranaíta e como coberturas sedimentares, Grupo Beneficente. A figura 3 mostra as unidades que ocorrem na área de estudo de acordo com a subdivisão de Santos *et al.*, (2019).

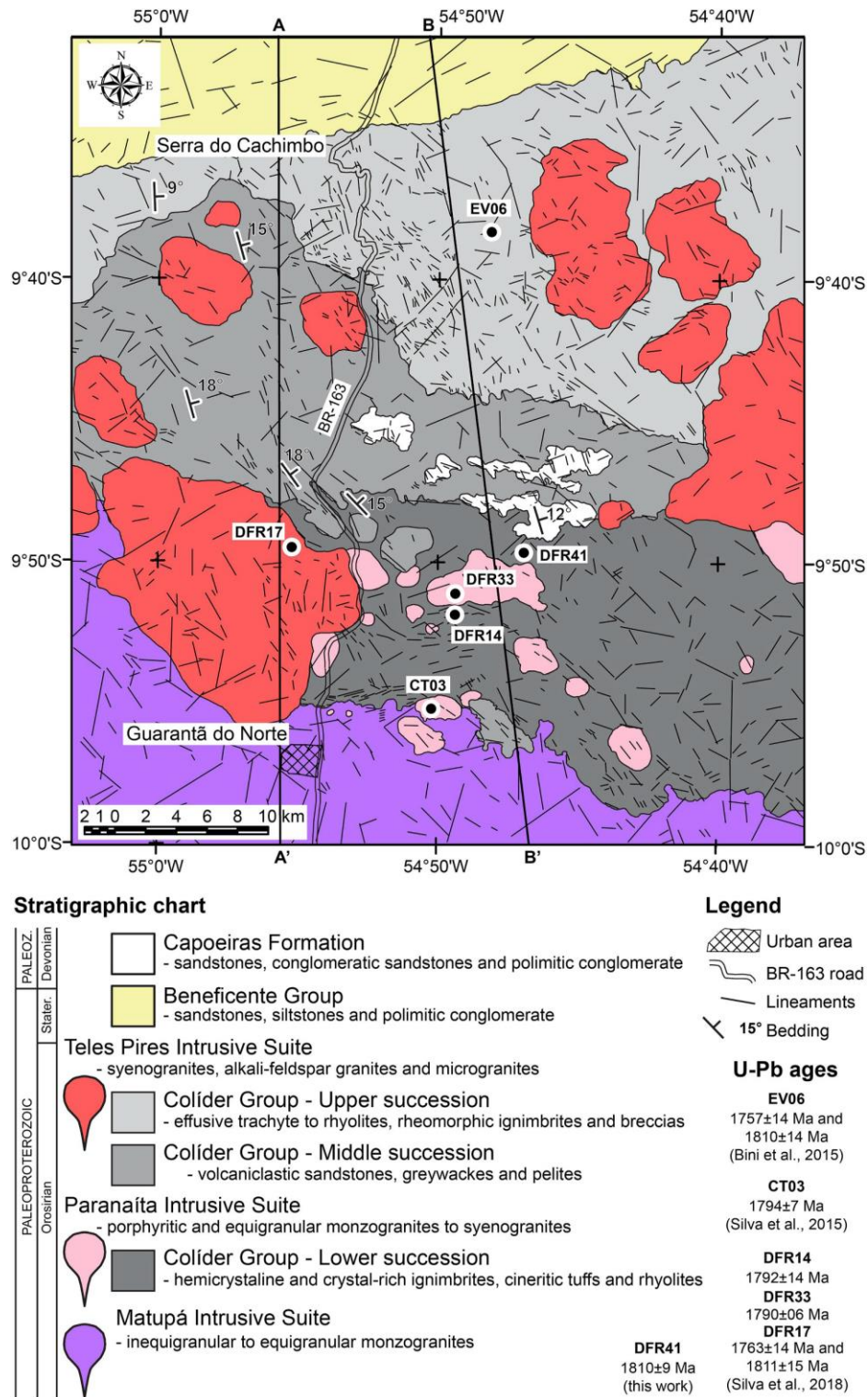


Figure 3. Mapa geológico da região entre Guarantã do Norte e Serra do Cachimbo, MT (extraído de Santos *et al.*, 2019).

O embasamento, Complexo Cuiú-Cuiú aflora nas cercanias das cidades de Peixoto de Azevedo e Novo Mundo, e consiste essencialmente de gnaisses graníticos a tonalíticos, migmatitos intrudidos por granitóides foliados cálcio-alcálicos de composição (Paes de Barros, 2007), além de xistos, rochas máficas, ultramáficas e formações ferríferas bandadas (Dardenne & Schobbenhaus, 2001). Datações U-Pb SHRIMP em zircão de gnaisse granítico a tonalítico revelam idades entre 1.992 ± 7 Ma (Alta Floresta; Souza *et al.*, 2005) e 1.984 ± 7 Ma (gnaisse Alto Alegre; Paes de Barros, 2007), similares e correlacionáveis àquelas obtidas por Santos *et al.*, (1997) para o Complexo Cuiú-Cuiú (2.033 ± 7 e 2.005 ± 7 Ma; U-Pb por LA-ICP-MS e SHRIMP em zircão) descrito para a Província do Tapajós. Em adicional, Paes de Barros (2007) obteve para o gnaisse Gavião uma idade de cristalização em 2.816 ± 4 Ma (Pb-Pb em zircão por evaporação).

O Granito Nhandu é constituído por magnetita-biotita monzogranito e sienogranito cálcio-alcálicos, com enclaves de diorito a quartzo monzodiorito, além de granitos subvulcânicos subordinados, quartzo sienito finos e granófiros (Souza *et al.*, 1979; Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007). Hospeda mineralizações auríferas sulfetadas (*e.g.* depósitos do Natal e Trairão) e sua idade foi estabelecida entre 1.889 ± 17 Ma a $1.879 \pm 5,5$ Ma (U-Pb em zircão), com idades modelo entre 2,14 e 2,17 Ga, e $\epsilon_{Nd}(t)$ de -0,91 (Silva & Abram, 2008). Em adicional, JICA/MMAJ (2000) obteve idades de cristalização de 1.848 ± 17 Ma para essa suíte. Lacerda Filho (2001; 2004) caracterizam-no como de afinidade cálcio-alcálica de alto potássio, do tipo I oxidado, representado por magnetita-biotita granito de cor vermelha. Trabalhos mais recentes caracterizam esses granitos como essencialmente isotrópicos e de afinidade cálcio-alcálica. As idades de cristalização variam de 1987 ± 12 a 1931 ± 12 Ma (Miguel Jr., 2011; Silva *et al.*, 2013; Barros *et al.*, 2015; Rocha *et al.*, 2015).

A Suíte Intrusiva Matupá corresponde a uma das unidades de maior extensão regional da PAAF, sendo constituída por quatro litofácies; biotita granito e biotita monzogranito porfiríticos (*fácies 1*); hornblenda monzogranito, biotita-hornblenda monzonito e hornblenda monzodiorito (*fácies 2*); clinopiroxênio-hornblenda monzogranito e clinopiroxênio-hornblenda monzodiorito (*fácies 3*); e granito, biotita granito e monzogranito com microgranito e granófiros subordinados (*fácies 4*) (Moura, 1998; Moreton & Martins, 2005). As *fácies 1* e *2* hospedam diversas mineralizações auríferas sulfetadas, sendo o depósito Serrinha aquele com a melhor investigação geológica (Moura *et al.*, 2006). Dados geocronológicos Pb-Pb em zircão (*fácies 1*), indicam idade de cristalização em 1.872 ± 12 Ma, além de idades modelo TDM que variam no intervalo 2,34-2,47 Ga, e $\epsilon_{Nd}(t)$ entre -2,7 e -4,3 (Moura, 1998). Idades modelo TDM similares (2,15 – 2,34 Ga) foram obtidas por Souza *et al.* (2005), contudo, com valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ ligeiramente maiores, compreendidos entre -0,98 e +3,04, e indicativos de magmas juvenis de fonte paleoproterozóica e com pequena contribuição de material crustal. Adicionalmente, diversos plútons cálcio-alcálicos e oxidados, de composição sienogranítica a tonalítica são correlacionados à Suíte Matupá, como na Agrovila de União do Norte, que ocorre um corpo granítico de composição granodiorítica a tonalítica, denominado de Suíte Granodiorítica União, com idade de cristalização U-Pb em zircão por LAICP-MS de 1.853 ± 23 Ma (Assis, 2011; Miguel-Jr, 2011). Recentes datações U-Pb (SHRIMP) realizadas por Silva *et al.* (2014), mostraram que uma *fácies* de biotita monzogranito, anteriormente definida como pertencente ao Granito Peixoto, apresenta uma idade de 1869 ± 10 Ma, similar à Suíte Intrusiva Matupá, de biotita monzogranito. Silva & Abram (2008) obtiveram idades de 1889 ± 17 Ma e 1879 ± 6 Ma para granitos com características similares ao Granito Matupá.

De acordo com Silva *et al.* (1974) a Suíte Intrusiva Juruena é constituída por um conjunto de rochas graníticas, alinhadas segundo um *trend* NW-SE, frequentemente gnaissificados e elipsoidais. Dados geocronológicos usando U-Pb em zircão demonstram idade de 1817 ± 12 Ma (Silva & Abram, 2008). Geoquimicamente as rochas que compõem essa suíte são de afinidade

cálcioalcalinas, com alto potássio, metaluminosas a peraluminosas, não deformadas e não magnéticas, padrões enriquecidos em ETRL e com ETRP levemente fracionadas, com características semelhantes às rochas graníticas de arco magmático de margem continental ativa (Souza *et al.* 2004).

O Grupo Colíder é representado por uma grande diversidade de rochas sub-vulcânicas, vulcânicas, piroclásticas e epiclásticas de composição predominantemente intermediária, e ácida em menor proporção (Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008). Está relacionada ao Arco Magma Juruena, de idade entre 1,85 a 1,75 Ga (Souza *et al.*, 2005), e que inclui rochas vulcânicas de natureza cálcio-alcalina e evolução vinculada às suítes graníticas Paranaíta, Juruena e Nhandu (Souza *et al.*, 2005). Os termos sub-vulcânicos são representados por microgranito, micro-quartzo monzonito, micromonzonito, micromonzogranito e granófiro, associados a derrames de riolitos, dacitos porfiríticos e andesitos localmente microporfiríticos (Moreton & Martins, 2005). São cálcio-alcalinas de alto potássio, peraluminosas a metaluminosas (Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005). As vulcanoclásticas são representadas por sedimentos areno-conglomeráticos, por vezes intercalados a lentes conglomeráticas e sedimentos arenosos (Souza *et al.*, 2005). Essa unidade exhibe contatos tectônicos com a Suíte Intrusiva Matupá e o Granito Nhandu. Datações em riolito porfirítico pelo método U-Pb em zircão revelam idades de 1.786 ± 17 Ma (JICA/MMAJ, 2000) e de 1.781 ± 8 Ma (Pimentel, 2001). Silva & Abram (2008) obtiveram idade de cristalização em $1.785 \pm 6,3$ (LAICP-MS em zircão). Souza *et al.*, (2005) por sua vez, obtiveram idades modelo (TDM) de 2,34 Ga, com $\epsilon\text{Nd}(t)$ de -3,75. O conjunto de dados litológicos, geoquímicos e geocronológicos obtidos para essa unidade sinaliza um magmatismo cálcio-alcalino com contaminação crustal e correlacionável ao Arco Magma Juruena (Pimentel, 2001; Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008, Duarte *et al.* 2012; 2015).

Segundo Binni (2015) o Grupo Colíder é dividido em três sequências: inferior, intermediária e superior. O empilhamento estratigráfico indica uma Sequência Inferior constituída por uma intrínseca associação de ignimbritos ricos em cristais, ignimbritos com lapili acrescionário, ignimbritos soldados e tufo cineríticos estratificados. Estes estão sobrepostos por arenitos vulcanoclásticos estratificados da Sequência Intermediária, que formam uma feição geomorfológica plana a ondulada. Sobrepondo os arenitos vulcanoclásticos da sequência intermediária ocorrem traquitos e riolitos efusivos, e ignimbritos reomórficos da Sequência Superior, compondo morros de relevo acentuado e a escarpa da Serra do Cachimbo.

Segundo Santos *et al.* (2019), o Grupo Colíder na região de Guarantã do Norte, Serra do Cachimbo, é dividido em três sequências: inferior, constituída por ignimbritos ricos em cristais, ignimbritos com lapili acrescionário, ignimbritos soldados e tufo cineríticos estratificados; intermediária, com arenitos vulcanoclásticos estratificados e pelitos subordinados; e superior, com traquitos e riolitos efusivos, além de ignimbritos reomórficos subordinados. A idade (U-Pb em zircão) de riolito da sequência inferior, apresentam idade de 1810 ± 9 Ma. Essa idade é coerente com a idade de 1794 ± 7 Ma, obtida por Silva *et al.* (2015), para um granito porfirítico intrusivo nas rochas vulcânicas desta sequência.

A Suíte Intrusiva Paranaíta foi inicialmente definida por Bettencourt Rosa *et al.* (1997), que propuseram a denominação de Granitóide Paranaíta para as rochas graníticas da região de Paranaíta-Alta Floresta. Oliveira e Albuquerque (2004); Ribeiro e Villas Boas (2004) e Frasca e Borges (2004) denominaram de Suíte Intrusiva Paranaíta as rochas cálcio-alcalinas de médio a alto potássio e composição monzonítica e granítica, intrusivos na Suíte Juruena. Os dados litoquímicos desta suíte (Souza *et al.*, 2004) caracterizam-na como uma série cálcio-alcalina de médio a alto potássio, metaluminosa a levemente peraluminosa. Dados geocronológicos, pelo método U-Pb, revelaram as seguintes idades: 1.793 ± 6 Ma., 1.803 ± 16 Ma., $1.801 \pm 7,8$ Ma. e 1.816 ± 57 Ma.

(Santos, 2000). Análises isotópicas Sm- Nd em granito porfirítico da pedreira de Alta Floresta, mostraram idade modelo TDM de 2.221Ma. com $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ de -1.25 (Pimentel *et al.*, 2000). Duarte *et al.* (2012; 2015) interpretam essas rochas como parte do Domínio Vulcânico, junto com rochas do Grupo Colíder, localizadas entre as Províncias Tectônicas Tapajós-Parima e Rondônia-Juruena de Santos (2008), como compostas por rochas vulcânicas e plutônicas de idades U-Pb em zircão de 1808 e 1769 Ma (Duarte *et al.* 2012).

A Suíte Intrusiva Teles Pires é composta por rochas vulcânicas ácidas do sul da Serra do Cachimbo (Binni, *et al.* 2015), pelo granito Terra Nova (Prado *et al.* 2012; Barros *et al.* 2013), além das unidades já descritas como parte do magmatismo teles pires (Pinho *et al.* 2003) e Barros *et al.* (2009). A Suíte Intrusiva Teles Pires, inicialmente descrita por Souza *et al.* (2005), compreende rochas plutônicas e subvulcânicas, constituídas majoritariamente por álcali-feldspato granito e sienogranito, contendo subordinadamente monzogranito e granodioritos. Datação U-Pb em zircão definiu uma idade de 1.757 ± 16 Ma e idade TDM de 2100 Ma (Santos, 2000). Baseado em dados isotópicos de U-Pb em zircão e valores de TDM, Pinho (2003) englobou o vulcanismo de caráter bimodal da região de Moriru (norte de Aripuanã) ao Magmatismo Teles Pires, rochas vulcânicas félsicas com idades U-Pb (TIMs) entre 1770 ± 6 Ma a 1778 ± 6 Ma e idades modelo Nd TDM de 2,0 a 2,1 Ga. Binni (2015) datou riolitos do sul da Serra do Cachimbo por U-Pb em SHRIMP e obteve 1757 ± 14 Ma. Esta última idade é considerada a mais próxima do esperado para esse magmatismo, interpretado como pós-colisional a anorogênico por aquele autor.

O Grupo Beneficente, proposto por Almeida e Nogueira Filho (1959) para designar uma sequência sedimentar composta por duas litofácies: uma inferior, quartzítica, aflorando no povoado de Beneficente e uma superior, pelítica, aparecendo no baixo curso do igarapé das Pedras. Diversos outros autores usaram esta mesma terminologia para caracterizar os sedimentos encontrados desde o rio Sucunduri até a rodovia BR-163 (Cuiabá-Santarém) na região conhecida como Serra do Cachimbo. As idades obtidas por Tassinari *et al.* (1978) em siltitos (1.485 ± 32 Ma. – Rb-Sr em rocha total e 1.331 ± 28 Ma. – Rb-Sr em fração fina) aflorantes na BR-163, a sul da Base Aérea da Serra do Cachimbo pode ser interpretada como a idade mínima do Grupo Beneficente. As idades Pb-Pb obtidas na população de zircões detríticos mais jovens de fácies conglomerática da base deste grupo confirmam que a idade máxima do início de sua deposição é de 1,74 Ga. (Leite & Saes, 2002) portanto do Estateriano.

1.4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

1.4.1 Processos de Mistura de Magmas

Os processos de mistura de magmas são essenciais no estudo da evolução de rochas ígneas como processos de diferenciação magmática. Consistem na interação de dois fundidos em estado semi-sólido, de composições, temperaturas, densidades, viscosidades e estágios de cristalização diferentes ou similares, em alguns casos. A mistura dos fundidos pode ser heterogênea ou homogênea (Fenner, 1926; Toselli, 2010 in: Perugini & Poli, 2012). A mistura heterogênea (*mingling*) permite reconhecer os membros misturados, na forma de enclaves de um fluido dentro do outro. Em contraste, a mistura homogênea (*mixing*), os fundidos se misturam em escala íntima de fusão, não sendo possível identificá-los.

O *mingling* ocorre quando dois magmas de composições químicas diferentes são submetidos a um fluxo pouco turbulento. O fluxo pode causar o resfriamento rápido do magma mais básico dentro do magma mais ácido, ou uma estratificação gravitacional, onde o líquido mais denso tende a afundar e o mais leve a ascender. O fraco fluxo turbulento pode causar fraturas e muito pouca reação entre os dois, dispersando o magma básico parcialmente cristalizado. A hibridização de magmas através de processos de mistura do tipo *mingling*, pode ocorrer em rochas de composições diferentes, como basaltos e riolitos, ou em rochas que se diferem apenas ligeiramente nas suas porcentagens em peso dos elementos químicos principais (Hibbard, 1991; Best, 2003 in: Perugini & Poli, 2012).

O *mixing* é um processo de mistura mais eficiente e ocorre quando magmas de propriedades físicas semelhantes são misturados intensamente, sob um regime de fluxo muito turbulento. O magma *mixing* é gerado quando, entre os fundidos, não há uma diferença marcada em termos de viscosidade, densidade e temperatura de cristalização. Devido à difusão química, o processo de mistura é muito lento, o que requer um fluxo muito turbulento para misturá-los. Os magmas podem se misturar em escala atômica (difusão química que produz mudanças mineralógicas), desde que haja tempo suficiente e energia térmica disponível, formando assim uma mistura essencialmente homogênea. Em geral, a homogeneização e reequilíbrio dos cristais a partir de dois magmas anteriores leva um longo tempo (Hibbard, 1991; Best, 2003). Os magmas envolvidos na mistura podem ser derivados de diferentes fontes. Em geral os magmas basálticos são típicos do manto superior ou de uma crosta inferior básica, enquanto magmas silicáticos podem vir de fusão parcial de diferentes níveis da crosta continental (Hibbard, 1991; Best, 2003 in: Perugini & Poli, 2012). A mistura de magmas é um processo que pode ocorrer praticamente em qualquer estágio de um sistema magmático e não necessariamente exige a presença de membros extremos gerados a partir de diferentes fontes. De fato, processos de mistura podem ocorrer sempre que gradientes químicos estão presentes em um sistema magmático. Isto implica que os processos de mistura podem afetar processos petrológicos, tais como, cristalização fracionada, assimilação e fusão parcial, o que, inevitavelmente pode causar tanto a química como gradientes de temperatura (Figura 4; Perugini & Poli, 2012).

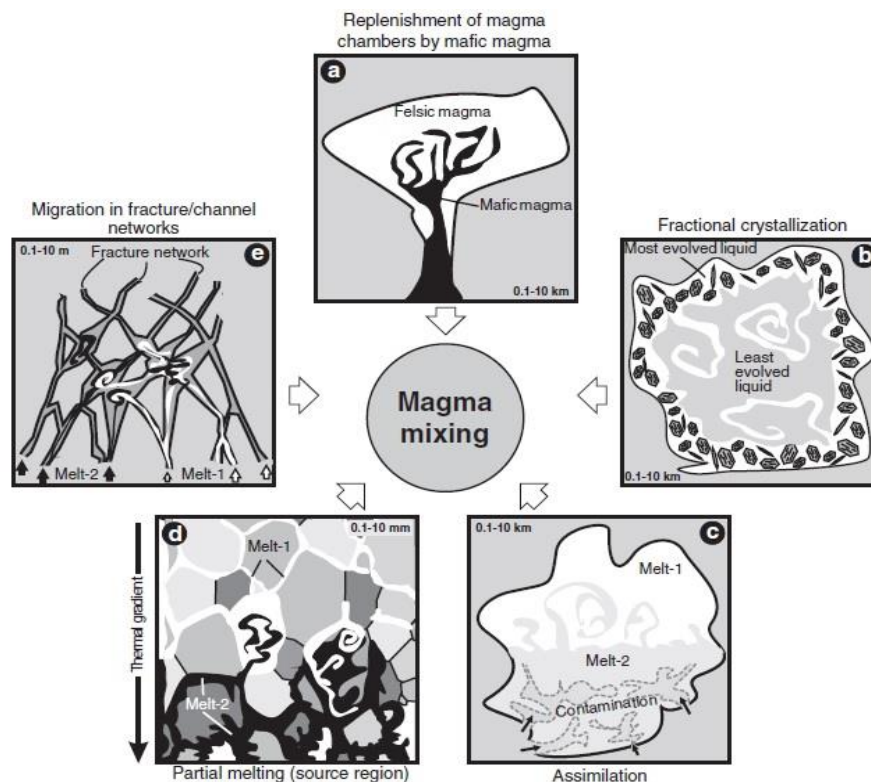


Figure 4. Desenho esquemático de processos que podem gerar gradientes de composição em sistemas ígneos, e assim, induzir o desenvolvimento de processos de mistura entre os diferentes fundidos. (Extraído de [Perugini; Poli, 2012](#)). (A) Reabastecimento de magma máfico na câmara magmática; (B) Cristalização fracionada; (C) Assimilação; (D) Fusão parcial (região fonte) e (E) Migração em fraturas e sistemas de veios.

1.4.2 Evidências de Processos de Mistura de Magmas

Os processos de mistura de magmas podem ocorrer em qualquer ambiente geológico, a partir de câmaras magmáticas, condutos vulcânicos e produzir várias evidências, como; Estruturas de fluxo e enclaves microgranulares máficos, félsicos ou intermediários, exclusivos de processos de mistura de magmas, entretanto, a presença de desequilíbrios físico-químicos em cristais, não são exclusivos desses processos ([Stewart; Fowler, 2001 in: Perugini & Poli, 2012](#)).

De acordo com [Perugini; Poli \(2012\)](#), estruturas de fluxo são porções de um magma com continuidade espacial ampla e dispersa, dentro de um magma hospedeiro composicionalmente diferente. Estas estruturas podem ser facilmente distinguidas no afloramento, devido a alternância de bandas de cores claras e escuras. Ocorrem principalmente em ambiente vulcânico e são menos abundantes em rochas plutônicas (por exemplo, [Didier; Barbarin, 1991](#)).

Os enclaves magmáticos são provavelmente a prova estrutural que caracteriza processos de mistura de magmas. O termo enclave magmático é utilizado para identificar uma porção discreta de um magma dentro de um magma hospedeiro, com uma composição diferente ([Bacon, 1986; Didier; Barbarin, 1991](#)). Geralmente, enclaves exibem contatos bastante nítidos com a rocha hospedeira, embora não seja raro observar que alguns enclaves mostrem engolfamentos. Nos

ambientes plutônicos, enclaves magmáticos são, macroscopicamente, um dos indicadores mais importantes da ocorrência de processos de interação magmática (Perugini; Poli, 2012). Na literatura, esses enclaves foram nomeados como MME (Mafics Microgranulares Enclaves; por exemplo, Didier; Barbarin, 1991). Este siglônimo refere-se ao fato de que o MME tem granulometria menor e características geoquímicas e mineralógicas referentes à rocha hospedeira.

A injeção de um magma máfico quente em um félsico produz desequilíbrios térmicos (por exemplo, Bateman, 1995, Faísca; Marshall, 1986), o mineral presente na massa magmática necessariamente reage a estes desequilíbrios. Espera-se que passem por um processo de refusão / reabsorção por causa do aumento da temperatura. Processos de reabsorção e crescimento podem ser repetidos no tempo levando à produção de zoneamento oscilatório de padrões extremamente complexo. Texturas de desequilíbrio são normalmente consideradas como boa indicadora de processos de mistura de magma, mas, como já foi referido, o cuidado deve ser exercido para interpretá-los como uma evidência única de mistura de magmas. Texturas de desequilíbrio em fases mineralógicas são uma característica comum em rochas plutônicas e vulcânicas caracterizadas por processos de mistura de magma (Hibbard, 1991).

De acordo com Hibbard (1991) a rápida injeção de um magma máfico (~1200°C), em um magma félsico hidratado (~700°C) é catastrófica como a lava de um basalto que flui para o oceano. Há um resfriamento imediato do magma máfico (formando margens resfriadas) e um simultâneo superaquecimento do magma félsico. O magma máfico resfria, formando massas lobulares de basalto no fluido félsico, analogamente às *pillows* basálticas que se formam na água. Nesse sistema de mistura, com a perda de calor para o ambiente, seja com maior rapidez em um sistema vulcânico ou mais lentamente em um sistema plutônico, a parte félsica se solidifica. Isto é um *mingling* de magmas e as rochas formadas variam desde predominantemente máficas até predominantemente félsicas (Hibbard, 1991).

Se o magma máfico é dominante, o félsico é retirado a uma posição interlobular, produzindo complexos de novos veios. Tais complexos, podem se originar por injeção de magma mais félsico em um mais máfico, como sugere o termo neovenulação, mas também pode ser gerado pelo acúmulo de massas globulares e massas semelhantes a *pillows* do magma mais máfico em um magma mais félsico. Se o magma félsico é dominante, os lóbulos máficos tornam-se inclusões máficas (enclaves) no riolito ou granito hospedeiro. Os enclaves mais máficos podem não ter margens de resfriamento, especialmente se o contraste térmico entre os membros da mistura não for grande, ou também se houve erosão dos enclaves em um sistema móvel. (Hibbard, 1991).

De acordo com Hibbard (1991), a geometria *mingling* independe da existência de cristais nos magmas envolvidos. No entanto, em escala de grãos, se cristais estão presentes, fica um registro mais complexo de desequilíbrio. Por exemplo, cristais *pre-mixing* no magma máfico podem ser relativamente grandes, em comparação com os pequenos cristais que aparecem do resfriamento do magma máfico no magma félsico "frio". Cristais pré-existentes no magma félsico devem mostrar efeitos de dissolução resultantes de reaquecimento. Quais são as condições que promovem *mixing* de magmas com ou sem cristais em uma escala de cristal? O resfriamento de um sistema muito mais máfico engloba cristais na rocha antes de serem dispersos. Com menor contraste térmico entre os membros finais da mistura, tais como magma diorítico (andesítico) com magma granodiorito (lalito-andesito), a cristalização do sistema mais máfico é menos rápida, o que permite agitação mecânica por processos tais como convecção e fluxo magmático dinâmico. Com a mistura completa, envolvendo tanto a desagregação dos *mushes* de cristal em magmas menos cristalizados e a difusão entre magmas, cristais e líquido tornam-se justapostos com os do outro sistema. Como os sistemas são de diferente composição e temperatura, o sistema composto entra em um estado de desequilíbrio intenso, resultando na geração de um conjunto exótico de minerais e texturas.

1.4.3 Texturas de Processos de Mistura de Magmas

Vinte e uma relações texturais e seu modo de formação, interpretado como compatíveis com a mistura de magmas foram classificadas de acordo com [Hibbard \(1991\)](#). Nenhuma destas texturas é prova irrefutável de mistura de magmas. São aqui apresentados como possíveis indicadores, não confirmados, de mistura de magmas algumas destas texturas. Muitas das texturas são bem conhecidas em outras rochas para as quais não há a menor evidência de mistura de magmas, mas isso não impede o seu desenvolvimento em sistemas de mistura.

Quartzo ocelar manteado por Hornblenda

A textura quartzo-hornblenda ocelar consiste em um cristal de quartzo relativamente grande, com inclusão de pequenos cristais de hornblenda na sua zona de borda. A mistura de dois sistemas, um mais félsico com cristais precoces de quartzo e outro mais máfico contendo pequenos cristais de hornblenda, gerados por resfriamento, justapõe quartzo e hornblenda. Cristais de hornblenda superficiais soltos anexados às superfícies de quartzo, fornecem a base para sua incorporação no quartzo. Uma segunda fase de mixagem, resfriada pelo líquido mais félsico, resulta em crescimento epitaxial de mais quartzo sobre o quartzo original, incluindo os cristais de hornblenda. A sílica resultante da dissolução parcial do quartzo estaria disponível para recrescimento no quartzo com o esfriamento do sistema híbrido. Pode haver um crescimento contínuo de quartzo juntamente com plagioclásio e KF, gerando ocelos com uma zona externa livre de hornblenda. Estes ocelos podem permanecer no híbrido formado pela segunda mistura, ou pode haver uma terceira fase de mistura durante a qual, a unidade quartzo-hornblenda mecanicamente estável se dispersa em uma grande massa do sistema mais félsico.

Conversão de hornblenda em biotita

Em um sistema magmático capaz de cristalizar biotita hidrogênica, espera-se uma reação do líquido portador de potássio ou hidratado com hornblenda pré-existente. Cristais de hornblenda derivada da parte mais máfica de um sistema de mistura, geralmente contém cristais pequenos de biotita no seu interior e bordas. No entanto, essa textura não é exclusiva de mistura de magmas, sendo apenas uma característica indicativa. Tal relação textural é muito comum em cristalização fracionada de sistemas magmáticos sem mistura, bem como, em formação de biotita secundária durante o estágio deutérico-hidrotermal.

Apatita acicular

Trata-se de cristais aciculares de apatita, muito alongados, cuja distribuição não mostra uma direção preferencial. Estão presentes em distintas fases minerais (plagioclásio, quartzo e biotita) que compõem a rocha. Ocorrem em rochas que apresentam características texturais compatíveis com mistura de magmas. O rápido crescimento dos cristais de apatita acicular forma-se em um magma pouco quente. Em síntese, forma-se quando, durante seu desenvolvimento há um rápido resfriamento do sistema, no qual produzirá cristais de apatita com hábito acicular, no lugar de tabular ou prismático.

Quartzo poiquilítico e K-feldspato poiquilítico

Texturas poiquilíticas de quartzo e de K-feldspato, no contexto de mistura de magmas, resultam do último estágio de cristalização do líquido félsico ou hidratado, após a cristalização de abundantes cristais de plagioclásio, hornblenda, biotita e apatita, gerados por resfriamento. Quando o sistema mais félsico é reaquecido, ou superaquecido, pode haver apenas alguns núcleos de quartzo e de K-feldspato disponíveis para crescimento, enquanto o sistema esfria lentamente. Consequentemente, poucos cristais maiores de quartzo e K-feldspato são destinados a incluir a associação precoce de cristais relativamente pequenos.

Plagioclásio celular esponjoso

O plagioclásio celular esponjoso é gerado mais comumente por dissolução reativa ou fusão direta de plagioclásio. No caso de mistura de magmas, como o calor é transferido a partir do sistema mais máfico, o plagioclásio de um sistema mais félsico seria suscetível à reabsorção parcial (dissolução ou fusão). Uma zona de borda mais sódica em um plagioclásio gerado durante um estágio de "*equilíbrio*" de uma etapa anterior da mistura, também seria suscetível à reabsorção em um segundo evento ou estágio de mistura.

Fenocristais de K-feldspato em enclaves máficos e plutons hospedeiros

Mistura de magmas mais félsicos, contendo inicialmente cristais relativamente grandes de feldspato alcalino, com sistemas mais máficos resultam em uma espetacular justaposição de mineralogia. Fenocristais de feldspato alcalino são típicos em inclusões máficas (enclaves) e em rochas mais máficas. Os fenocristais podem ser arredondados antes da mistura mecânica, ou eles podem ter pouca ou nenhuma modificação de morfologia durante o reaquecimento. Essa variação na morfologia provavelmente é uma questão relacionada a tempo e contraste térmico.

Mini e micro-enclaves mais máficos de granulação fina

Enclaves microgranulares máficos são muito comuns em hospedeiro félsico, quando existe um processo de mistura de magmas. Em porções híbridas bem misturadas de magma portador de cristais, os enclaves se misturam texturalmente com o hospedeiro híbrido. Muitos dos

enclaves em rochas magmáticas são interpretados como sendo uma consequência da mistura de magmas.

2. GEOLOGICAL, GEOCHEMICAL, Sm-Nd, Lu-Hf and U-Pb EVIDENCE FOR A 2.0-1.75 GA PERIOD OF MAGMATIC ARCS IN THE CENTER-SOUTH OF THE AMAZONIAN CRATON, BRAZIL

Fernanda Rodrigues da Silva^{1,2}*

Márcia Abrahão Moura¹

Márcia A. S. Barros^{2,3}

Ronaldo Pierosan^{2,3}

¹Universidade de Brasília, Institute of Geosciences, 70910-900, Brasília-DF-Brazil.

*Corresponding author: geologia.fernanda@gmail.com

Phone: +55-61-3107-6998

²Magmatism Research Group of Mato Grosso – MAGMATO, College of Geosciences, 78060-900, Cuiaba, Mato Grosso, Brazil.

³Universidade Federal de Mato Grosso, College of Geosciences, 78060-900, Cuiaba, Mato Grosso, Brazil.

Abstract

The Guarantã do Norte region, extreme north of the state of Mato Grosso, is located in the south-central portion of the Amazon Craton, in the geochronological province Ventuari-Tapajós (1.95 - 1.80 Ga). The area selected for a detailed study of approximately 50 km² comprises biotite granodiorites, ignimbrites, rhyolites, hornblende-biotite granite, alkali-feldspar granites, and syenogranites. The granite diorite biotite is composed of plagioclase, quartz, orthoclase, and biotite. Biotite demonstrates primary composition and indicates a calcium-alkaline affinity for this rock. Geochemical characteristics suggest a relationship with magmas generated in mature magmatic arc environments by the fusion of Paleoproterozoic continental crust (model age Nd TDM of 2.44 Ga) and positioned in 2001 ± 13 Ma (U-Pb in zircon).

The ignimbrite of this region is porphyritic and presents variations in the content and size of fragments of crystals, glass, lithoclasts and matrix constituents. The rhyolite has an aphanitic matrix and elongated vesicles marked by stratification and consists of quartz, plagioclase, and orthoclase in a holocrystalline to hemicrystalline matrix. It is slightly peraluminous and enriched with light rare-earth elements (LREEs) compared with heavy rare-earth elements (HREEs) and has a subtle negative Eu anomaly. The crystallization age (U-Pb zircon) of the rhyolite is 1792 ± 14 Ma, and it presents a ϵ_{Nd} value of +0.37, $\epsilon_{Hf(t)}$ value between -1.98 and -11.67 and Nd T_{DM} model age of 2.02 Ga. This content is correlated with the Colíder Group, whose crystallization ages range from 1820 ± 28 to 1757 ± 14 Ma. Geological, petrological and isotopic data are also consistent with magmatism generated in a magmatic arc environment, thus indicating a likely mantle source and crustal reworking.

The porphyritic hornblende-biotite granite contains frequent mafic microgranular enclaves of varying sizes, and the petrographic characteristics suggest the action of partial magma mixing processes. The calc-alkaline I-type granite ranges from monzogranite to syenogranite, is enriched

in LREEs relative to HREEs and has moderate negative Eu anomalies. The microgranular enclaves have quartz-diorite compositions. Isotopic data suggest crustal derivation or a mixture of mantle and crustal sources (ϵ_{Nd} of -4.03 and -1.69; and $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ between -4.64 and -0.51) with different periods of crustal residence as indicated by significantly variable model ages (Nd $T_{\text{DM}} = 2.19$ Ga - 2.41 Ga). The U-Pb zircon crystallization ages are 1790 ± 6 and 1795 ± 6 Ma for the microgranular enclaves and 1790 ± 8 Ma for the microgranular mafic enclaves, which is in the same range as the Colíder Group ignimbrite. The granites are correlated with the Paranaíta Intrusive Suite. Isotopic data from the enclave show $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ values ranging from -3.36 to 3.21, thus indicating a mixture of sources and a large amount of crustal reworking.

The alkali-feldspar granites and syenogranites are interpreted as belonging to the Teles Pires Intrusive Suite, and they represent the youngest rocks among those studied and intrude all other rocks in the area. The petrographic and geochemical characteristics of these granites are consistent with I-type calc-alkaline granites that have mantle sources and were generated in a magmatic arc to a postcollisional environment and subjected to significant crustal contamination processes ($\epsilon_{\text{Nd}} = -3.63$). The U-Pb zircon crystallization age is 1763 ± 14 Ma, and the inherited age is 1811 ± 15 Ma. The results of this research contribute to a better understanding of the geology and Paleoproterozoic geotectonic environment of the southern portion of the Amazon Craton.

Key-Words: Amazon Craton; Paleoproterozoic; Tapajós Mineral Province.

2.1 INTRODUCTION

Granitic rocks are the main constituents of the continental crust and, due to the strong correlation between mineralogical associations, petrogenetic types, magmatic sources and geodynamic environment, allow, when correctly typified, to delimit the evolution and differentiation of the continental crust over geological time (e.g. Didier and Barbarin, 1991; Clarke, 1992; Jung, 2005). The granites are formed by different processes, including differentiation, as of mafic-derived mafic magmas, and fusion of pre-existing sediments or precursors igneous nature (e.g. Chappell and White, 1992; Castro *et al.*, 1999a; Jung, 2005). The identification of different sources and magmatic evolution is one of the most debated topics in the study of granitic rocks. Mantle and/or crust involvement in fusion events are processes that lead to the genesis of granitic magmas. The evaluation of the different models is based on the detailed study of geochemistry, and radiogenic isotopes applied to the different rock types, which, together, can provide source information during orogenic processes.

The classification of “type-I” granite was proposed by Chappell and White (1974), based on the study of granite from the Tasman Orogenic Zone (Southeast Australia). The type-I granites reflect different genetic environments and are the result of the partial fusion of deeper rocks not involved in weathering processes. As main features, they vary in the SiO₂ content (55% to 76%), have high formation temperatures (980° to 1100°C), biotite with high Mg content, hornblende and titanite present. They demonstrate moles Al₂O₃ / (Na₂O + K₂O + CaO) less than 1.1 and high Cl contents. It contains more sodium, usually more than 3.2% in felsic types, decreasing to values up to 2.2% in most mafic varieties. High relative Sr and low Rb and Fe₂O₃ / FeO high contents, with magnetite formation, besides Eu between 0.74 and 0.99, without exhaustion.

White (1979) broadened the classification of granites by introducing, in addition to types S and I, types A and M. Thus, the S-type would be the result of partial metasediment fusion, the - I type would be the result of partial metaigneas fusion, types A (alkaline granite) and M of mantle

origin (which would be plagiogranites; that is, derived from basic magmas by differentiation). In particular, the hybrid isotopic characteristics of type I granites have led some authors to introduce the concept of hybrid granite (Barbarin, 1990; Castro *et al.*, 1991a), which implies various crustal felsic sources mixed and/or assimilated with magmas derived from the mantle.

In this context, the granites are located in the Amazonian Craton, more precisely in the Alta Floresta Gold Province. The region consists of the Alta Floresta Gold Province (AFGP), which is so named because it has hundreds of small gold deposits and occurrences that are usually genetically associated with granitic magmatism and is one of the main gold-bearing regions in Brazil. The AFGP is an elongated area of northwest-southeast orientation bounded to the north by the Cachimbo Graben, which separates it from the Tapajós Gold Province and to the south by the Caiabis Graben, which registers a voluminous felsic volcanic magmatism with volcano-plutonic units that were characterized as postorogenic to intraplate by Dardenne & Shobbenhaus (2001) (Figure 5).

This study petrologically characterizes the volcano-plutonism that occurs north of Guarantã do Norte Municipality, Mato Grosso. In this context, geological, lithogeochemical, and mineral chemistry studies in addition to U-Pb zircon, Lu-Hf zircon and Sm-Nd total rock data contribute to a better characterization and discussion of the genesis and evolution of the granitic magmatism and to the presentation of an alternative geotectonic model for the existence of the acid volcano-plutonism of the region.

2.2 METHODS

The study included the recognition of the main volcano-plutonic units of the Guarantã do Norte region (Mato Grosso) and collection of representative samples of these units for petrographic, chemical, and isotopic analyses. This step emphasized the petrographic characterization of the volcano-plutonic units by estimating their modal composition (quantitative modal analysis) and petrographic relationships in 80 doubly polished thin sections. The modal percentages were calculated by counting approximately 1.000 points per section under a petrographic microscope. The modal percentages for the studied granites are presented in Table 1.

The whole-rock chemical analysis consisted of two steps: in the first step, 13 samples and in the second step, 11 samples at the preparation Laboratory of the IG-Unb. The analyses of the first step were carried out at Acme Analytical Laboratories LTD, Vancouver, Canada, and the analyses of the second step were carried out at ALS Global Laboratory following the procedures described below (Table 2). The major and minor elements in the form of oxides and some trace elements were obtained from the analysis of 0.2 g whole rock by inductively coupled plasma-optical emission spectrometry (ICP-OES).

Chemical analyses of biotite lamellar (Table 3 and annex) of 12 polished thin sections of porphyritic hornblende-biotite granite, mafic microgranular enclave and of the biotite granodiorite were conducted using a JEOL JXA 8600 electron microprobe at the UnB Microprobe Laboratory.

The U-Pb (Table 4) and Lu-Hf (Table 5) zircon dating using the ICP-MS method and laser ablation was performed at the Geochronology Laboratory of UnB. The samples analyzed with the U-Pb method were DFR-22 (biotite granodiorite), DFR-33 (ignimbrite), DFR-39 (porphyritic hornblende-biotite granite), DFR-15 (porphyritic hornblende-biotite granite) and DFR-02D (mafic microgranular enclave), and subsequently by the Lu-Hf method. One sample (DFR-17) was dated by the SHRIMP I ion probe at the Geochronology Laboratory of University of Western Australia

(UWA), and it has no Lu-Hf data. Zircon crystals for U-Pb and Lu-Hf dating were separated using conventional methods. Morphology studies of the zircon crystals were conducted using backscattering electrons (BSE) and cathodoluminescence (CL) images acquired with the scanning electron microscope of the Geochronology Laboratory of UnB. Data reduction was performed using the Chronus software at the Geochronology Laboratory of the UnB (Oliveira 2015) and the indexes were corrected. Age calculations were performed using the Isoplot/Ex program (Ludwig 2012). The Lu-Hf isotopes (Table 5) were identified in previously selected zircon grains and analyzed for U-Pb. Whenever possible, the two specific analyses were as close as possible to analyze portions of the zircon grain with the same isotopic characteristics of U and Pb. A detailed description of the procedures and methods is given by Matteini *et al.* (2010).

The samples for Sm-Nd dating (Table 6) were prepared using the same method applied for the geochemistry analysis. Eight samples were selected for the analysis. All analytical procedures for isotope determination were performed at the Geochronology Laboratory of UnB. The methods used for the extraction of whole-rock Sm and Nd concentrations were based on the technique proposed by Richard *et al.* (1976) and later modified by Gioia & Pimentel (2000).

2.3 GEOLOGICAL CONTEXT

The Amazon Craton is located in northern South America, bordered to the south and east by Neoproterozoic orogenic belts and divided into six and eight major geochronological provinces according to Santos *et al.* (2000; figure 5-A) and the model of Tassinari & Macambira (1999; figure 5-B). Regardless of the model adopted, these provinces are interpreted as products of successive ocean-continent orogenies and present subductions with low dipping angles from northeast to southeast and an accretion of juvenile crust that evolved through processes of magmatic differentiation, granite magmatism and tectonic reworking with rare participation of Archean crust. These magmatic arcs were added to the Archean proto-craton of the Central Amazon Province during the Paleoproterozoic and Mesoproterozoic.

The study area is located in the eastern portion of the Alta Floresta Gold Province (AFGP) (Dardenne & Shobbenhaus 2001), and tectonically included in the south-central portion of the Amazon Craton between the geochronological provinces Tapajós-Parima (2.03 - 1.88 Ga) and Rondônia-Juruena (1.75 - 1.47 Ga) according to the model of Santos *et al.*, (2000; 2008; figure 1A) or Ventuari-Tapajós (1.95 - 1.80 Ga) and Rio Negro-Juruena (1.8 - 1.55 Ga) based on Tassinari & Macambira (1999; figure 1B). The area consists of a belt with W-NW direction bounded to the north by the Cachimbo Graben, which separates it from the Tapajós Gold Province, and to the south by the Caiabis Graben (Figure 5-C).

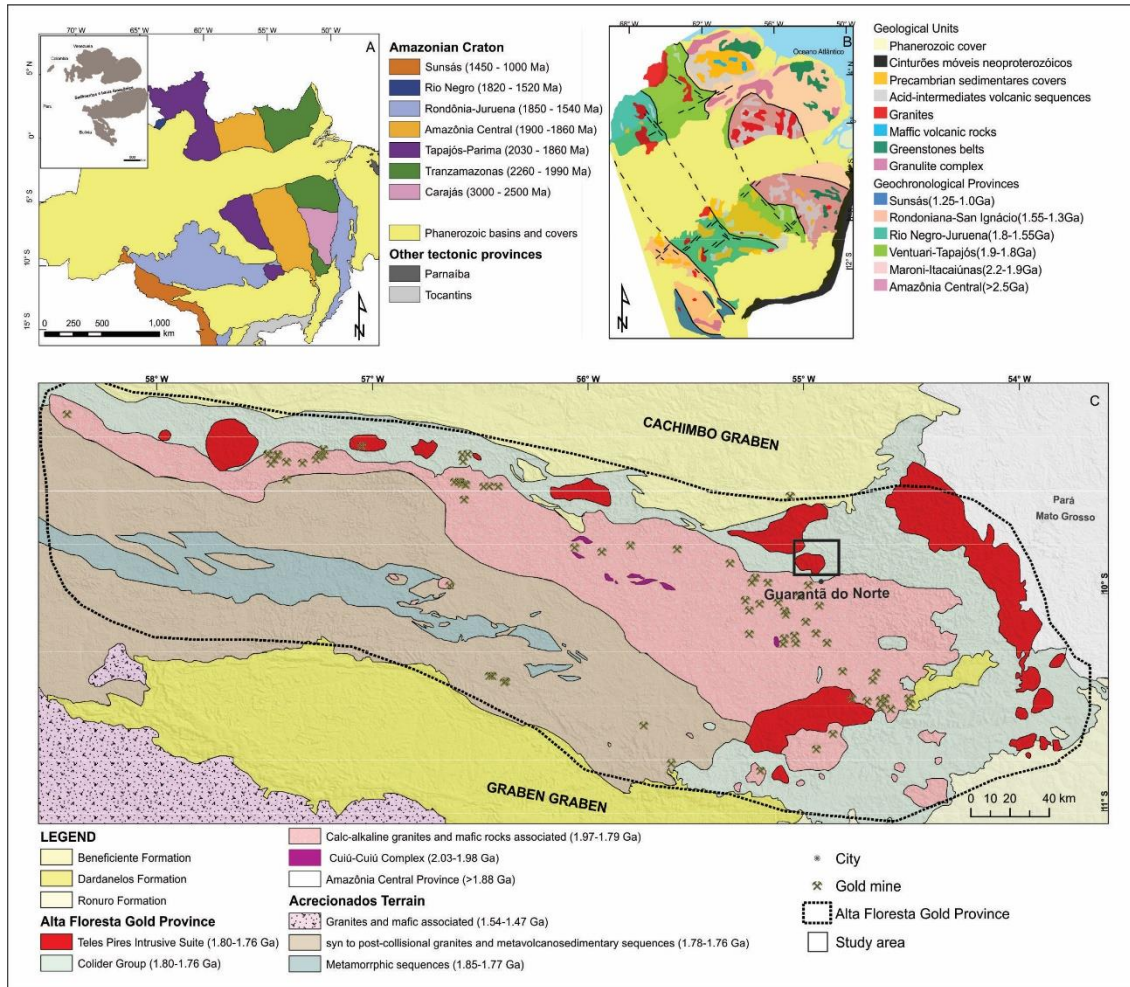


Figure 5. Geochronological and tectonic compartmentalization of the Amazon Craton according to: (A) Santos (2000); (B) Tassinari e Macambira (1999); (C) Map of the Alta Floresta Gold Province (adapted from Souza *et al.* 2005 and Vasquez and Rosa-Costa, 2008).

According to Souza *et al.*, (2005), the provincial units would have been generated in three magmatic arches, such as the Cuiú-Cuiú Magmatic Arc (2.1-1.95 Ga); the Juruena Magmatic Arc (1.95-1.75 Ga; and the Roosevelt Magmatic Arc (1.74 Ga).

The study area is located in the Tapajós-Parima (2.03 to 1.88 Ga) tectonic province, consisting of four main domains: Peixoto de Azevedo, Uaimiri, Parima, and Tapajós, more precisely north of the Peixoto de Azevedo Domain. The units belonging to these domains would have been formed at the stage of four magmatic arcs: (1) Cuiú-Cuiú Arch (2.03-2.0 Ga): province basement, composed of oceanic and magnesian basalts related to a primordial oceanic magmatism, truncated by gneisses; (2) Creporizão Arch (1.98-1.95 Ga): calc-alkaline, composed of more evolved granitic rocks with assimilation of continental crust, constituting the Mundurucus Orogenesis. According to the author, a tectonic hiatus of approximately 40 to 50 Ma followed before the third arch; (3) Arc troops (1.9 and 1.89 Ga), consisting of tonalites, andesites, and basalt; (4) Parauari Arch (1.879-1.883 Ma): monzogranites and felsic volcanic, generated in a new phase of primitive continental arc, that truncate the above units. These magmatic arc sequences are covered by the Buiçu Group river sediments, with maximum and minimum ages of $1,879 \pm 12$ Ma (Santos *et al.*, 2008).

Another proposal is that the Juruena Magmatic Arc begins around 1820 Ma, with compressive movements from SW to NE, forcing the movement of an oceanic plate towards the Tapajós/Peixoto de Azevedo domain, with consequent subduction and consumption of this plate. Therefore, the initial phase of the orogenesis is represented by the Volcanic Domain, the granite rocks of the Intrusive Paranaíta Suite (1808-1769 Ma) and the volcanic rocks of the Colíder Group (1803-1766 Ma). These units are in tectonic contact with deeper portions of the arch, where are found medium to a high grade of metamorphic rocks, interpreted as their root (Duarte, 2012).

Seven stages are also interpreted for the evolution of the Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF); (1) generation of a set of rocks generated in a probable context of extensional tectonics; (2) generation of the Cuiú-Cuiú and Juruena magmatic arches, including rocks of the calc-alkaline affinity of active continental margin; (3) a collisional phase represented by the leucogranites of the Apiacás Granite unit, with an age of staterian crystallization (1784 ± 32 Ma) and an older age (1871 ± 21 Ma); (4) crustal delamination, with consequent generation of intra-plate magmatism (Flor da Serra); (5) generation of a basin in which the volcano-sedimentary sequence was generated; (6) closing of the orogen, accompanied by progressive deformation, with the generation of transcurrent shear mega-structures and (7) generation units of the Nova Canaã Suite and Teles Pires Granite, in a late phase (post-deformation of the orogen) (Silva and Abram 2008). Assis (2015) proposes four main geological domains for the province. (1) deformed granite basement and metamorphosed of 2.81 and 1.99 Ga; (2) plutono-volcanic sequences and felsic volcano-sedimentary belonging to the magnetite series (type I granites; 1.97 - 1.78 Ga); (3) plutono-volcanic units post-orogenic and intraplate (1.78 - 1.77 Ga) and (4) clastic sedimentary sequences (~ 1.37 Ga).

2.4 GEOLOGY AND PETROGRAPHY

Based on the field studies, descriptions and visual petrographic estimates, it was possible to establish and differentiate the following rocks in the region: biotite granodiorite; porphyritic hornblende-biotite granites with compositions ranging from monzogranite to syenogranite and quartz-diorite microgranular enclaves; ignimbrites; rhyolites; and alkali-feldspar granites to syenogranites. Figure 6 shows the distribution of the different rocks in the area chosen for detailing of the units studied. Figure 7 shows the distribution of selected samples for each lithological group in the igneous modal classification diagrams, QAP (Streckeisen 1976, Lameyre & Bowden 1982).

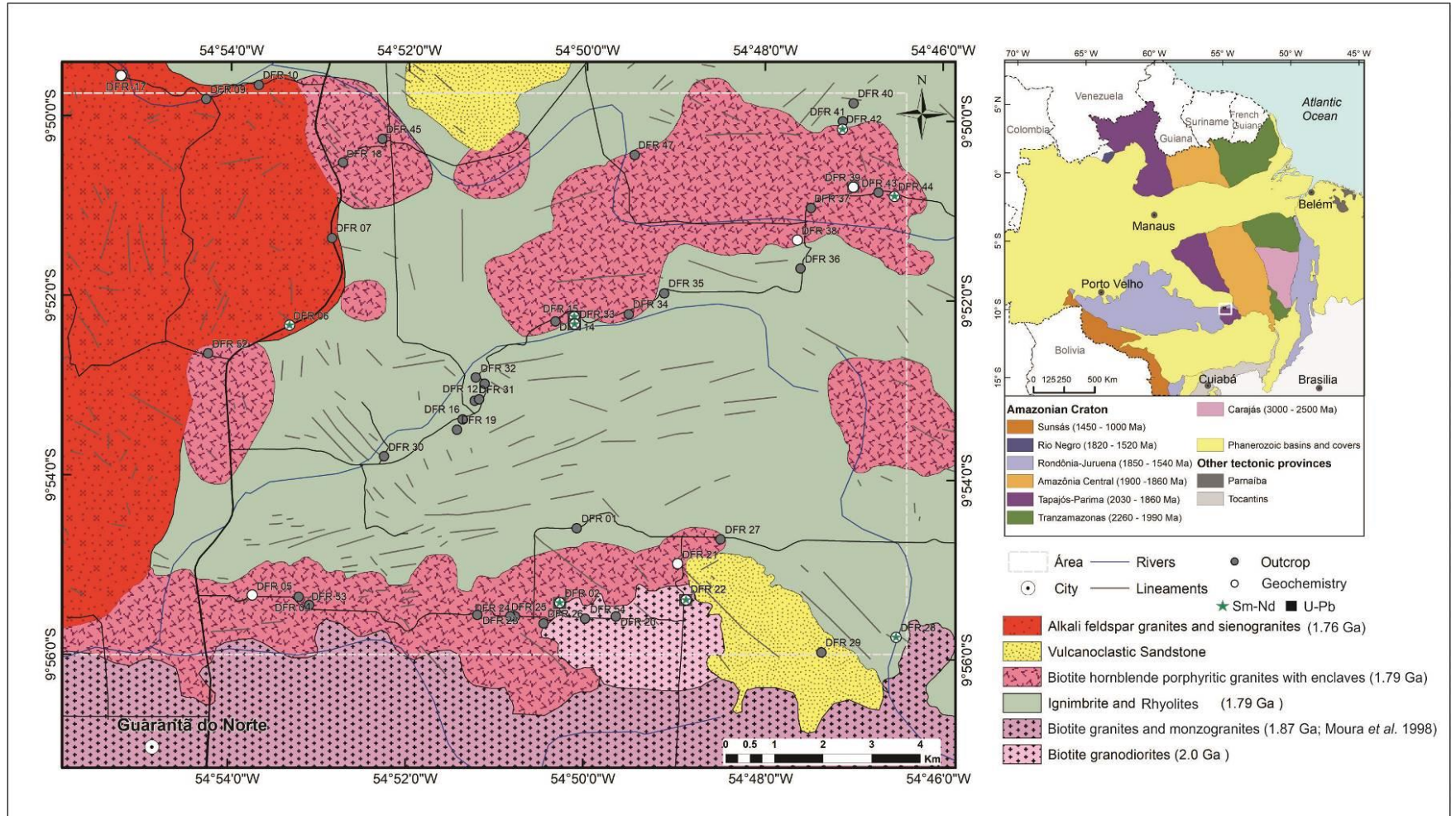


Figure 6. Geological map of the Guarantã do Norte region (modified by Santos *et al.*, 2019). Figure of the Amazon Craton (simplified from Santos, 2003).

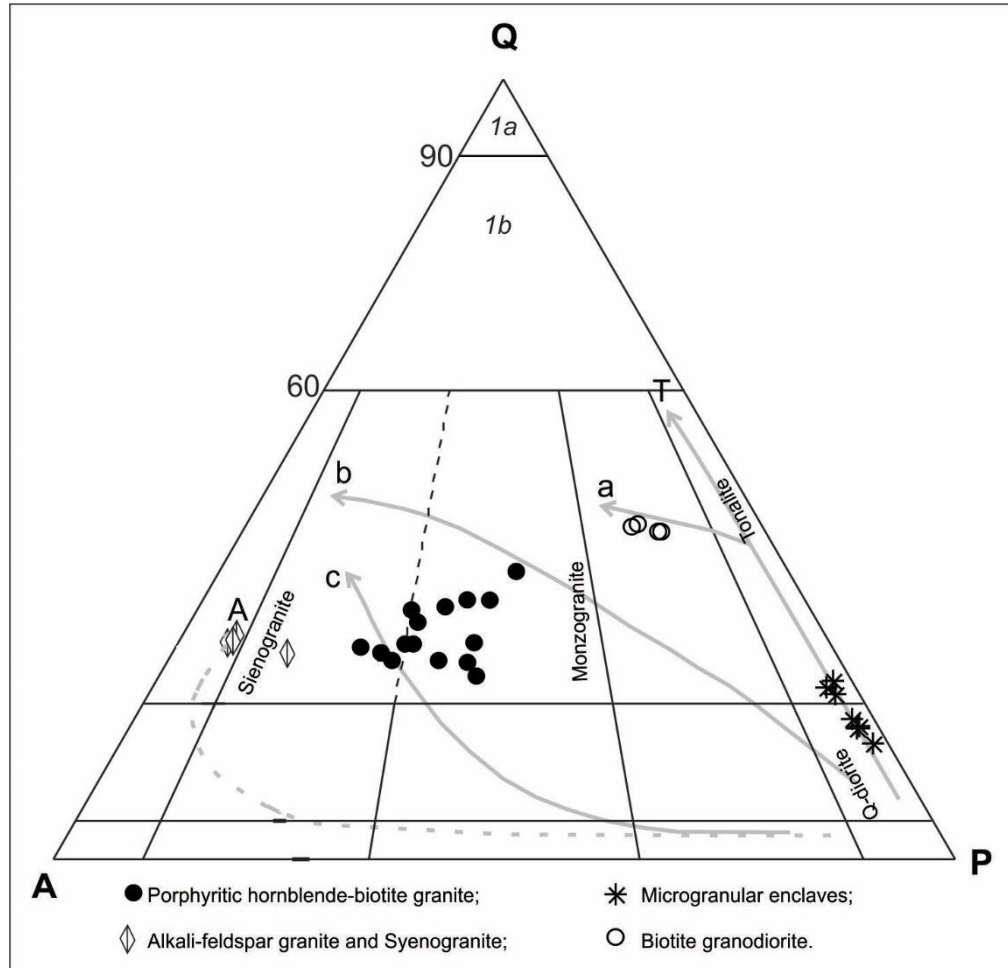


Figure 7. Classification of the plutonic rocks studied in [Streckeisen's \(1976\)](#) QAP diagram, where Q = quartz, A = alkali-feldspar, potassic feldspar + plagioclase with <5% Anorthite, P = plagioclase (Anorthite) > 5%).

Table 1. Modal composition of rocks from Guarantã do Norte - MT region. Porphyritic granite biotite and its intermediate enclaves, granodiorite, alkali granite and syenogranite.

Porphyritic hornblende-biotite granite										
Samples	DFR-2A3	DFR-2D	DFR-2D2	DFR-2B2	DFR-2B1	DFR-2A2	DFR-11B	DFR-11	DFR-2C2	DFR-21C
Quartz	29,17	29,44	30,61	33,76	27,58	24,55	20,76	25,14	23,06	23,60
Potassic feldspar	36,58	36,90	34,55	27,35	33,93	47,14	36,29	35,92	44,61	38,81
Plagioclase	24,63	24,94	27,14	29,95	29,69	21,51	30,79	29,82	22,34	31,11
Biotite	3,37	2,06	2,44	2,85	3,25	2,14	3,67	3,11	3,83	0,87
Hornblende	4,03	3,70	1,76	3,03	2,84	2,14	4,80	3,59	3,35	1,66
Titanite	1,46	1,47	1,49	1,64	1,79	1,51	3,10	1,31	1,59	0,78
Apatite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	1,50
arfvedsonite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Magnetite	0,73	1,40	1,97	1,30	0,89	0,89	0,56	1,07	1,19	1,50
Quartz	23,27	32,25	33,16	37,07	30,24	26,34	23,63	27,66	25,62	25,23
Potassic feldspar	40,47	40,42	37,43	30,03	37,19	50,57	41,31	39,52	49,55	41,49
Plagioclase (An>5%)	27,25	27,32	29,40	32,88	32,56	23,08	35,04	32,80	24,82	33,27
ΣMafics	9,59	8,63	7,66	8,82	8,77	6,77	12,13	9,08	9,96	6,31
A+P	61,21	61,84	61,69	57,30	63,62	68,65	67,08	65,74	66,95	69,92

Continuation Table 1.

Samples	Microgranular enclave					Granodiorite	A-F granite	Sienogranite
	DFR-15A	DFR-15A1	DFR-2B	DFR-2C1-A	DFR11-E	DFR-22	DFR-06	DFR-17
Quartz	7,86	5,39	6,07	13,85	13,76	38,57	30,17	28,73
Potassic feldspar	0,00	0,00	0,44	1,38	1,68	11,57	60,34	55,47
Plagioclase	50,62	51,61	64,45	66,89	67,41	41,50	6,89	12,21
Biotite	17,76	18,48	3,71	14,54	14,04	3,00	0,86	2,29
Hornblende	12,26	13,25	19,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Titanite	0,31	0,30	2,47	1,66	1,40	0,82	0,00	0,00
Apatite	3,14	3,08	1,23	0,00	0,00	0,20	0,43	0,25
arfvedsonite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,20
Magnetite	7,23	7,08	2,36	1,66	1,68	2,50	1,29	0,00
Quartz	13,44	9,45	8,55	16,86	16,61	42,03	30,97	29,97
Potassic feldspar	0,00	0,00	0,63	1,68	2,03	12,82	61,94	57,29
Plagioclase (An>5%)	86,55	90,54	90,80	81,45	81,35	44,94	7,07	12,73
ΣMafics	40,70	42,19	29,00	17,86	17,12	6,52	2,58	7,74
A+P	50,62	51,61	64,89	68,27	69,09	53,07	67,23	67,68

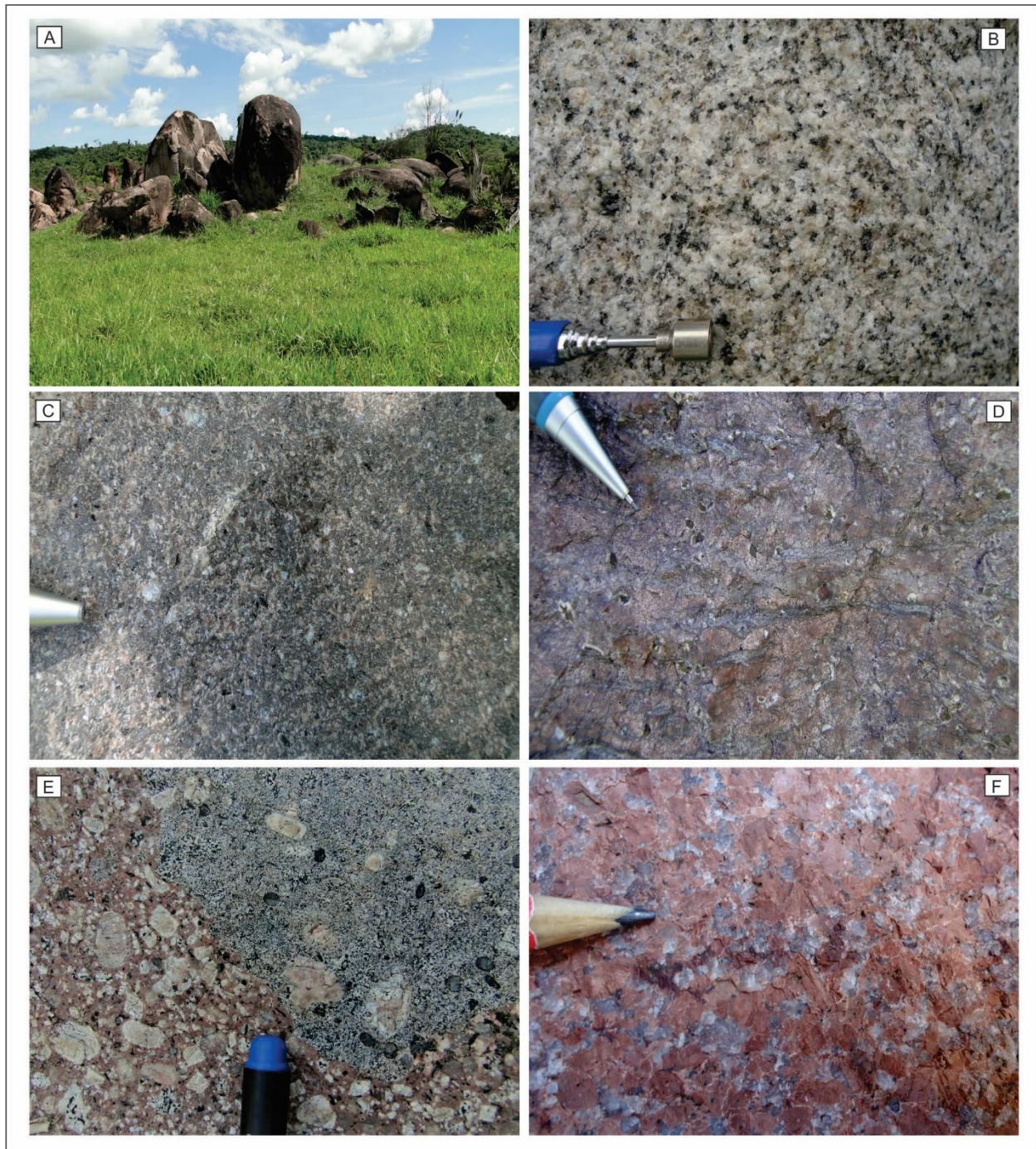


Figure 8. (A) Form of occurrence of the rocks studied; (B) medium- to coarse-grained and consists essentially of quartz, plagioclase, potassic feldspar and biotite; (C) crystal-rich ignimbrites; (D) rhyolites aphanitic matrix and the presence of elongated vesicles marked by stratification; (E) the porphyritic hornblende-biotite granites and the mafic microgranular enclaves have a quartz-diorite composition; and (F) Alkali-feldspar granites.

2.4.1 Biotite granodiorite

The biotite granodiorite occupies the southeast portion of the studied area, approximately 5km long, outcropping as *in situ* blocks and slabs, and it is gray, hololeucocratic with inequigranular, and medium- to coarse-grained and consists essentially of quartz, plagioclase, potassic feldspar and biotite (Figure 8-B). Pyrite occurs locally and fills fracture planes.

The biotite granodiorite has an inequigranular texture with subhedral crystals in a medium or coarse-grained matrix (Figure 9-A). This granodiorite is composed of 40 to 45% plagioclase, 37 to 42% quartz, 8 to 13% potassic feldspar, and 7 to 5% biotite. The secondary minerals are chlorite, sericite and epidote.

Plagioclase (oligoclase An₁₅₋₂₀) occurs as subhedral twinning and is intensely saussuritized. Quartz occurs as interstitial anhedral grains (< 0.5 mm) or as phenocrysts (1.0 mm) with moderate undulatory extinction. The potassic feldspar is anhedral (1.0 mm) and has fine albite perthites. The biotite (< 1.0 mm) shows zircon and apatite inclusions with hexagonal or rectangular basal sections (Figure 9-B) and is altered to chlorite. The accessory minerals occur as acicular apatite (< 0.5 mm) and prismatic zircons (< 0.2 mm).

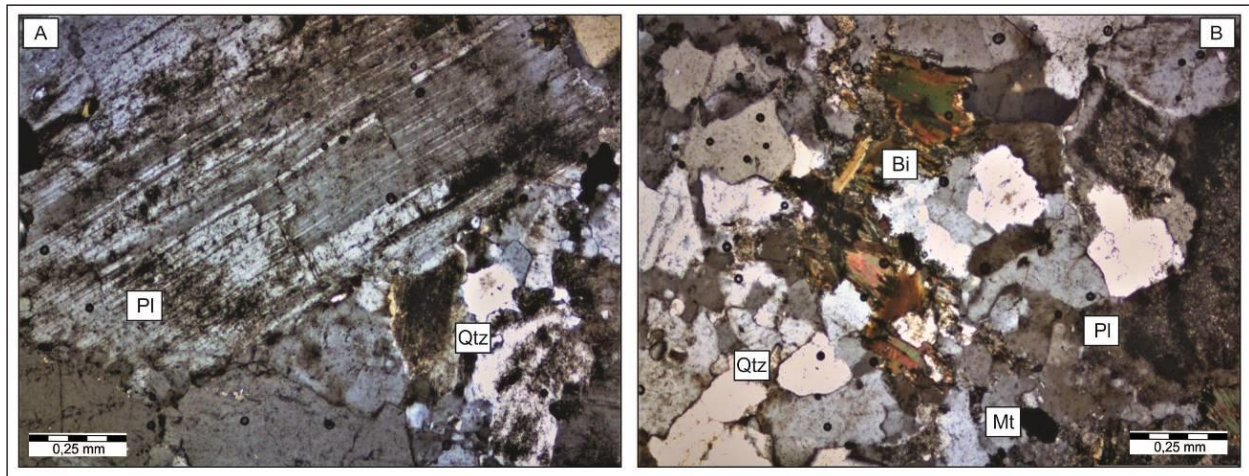


Figure 9. (A) subhedral crystals with oligoclase twinning and is intensely saussuritized; (B) medium or coarse-grained matrix, shows zircon and apatite inclusions with hexagonal or rectangular basal sections and is altered to chlorite (Photos - polarized light - LPC).

2.4.2 Ignimbrites and rhyolites

Ignimbrites outcrop as blocks and are the most expressive types of the area. They are dark gray and show significant variations in the content and size of fragments of crystals, glass, lithoclasts and matrix constituents (Figure 8-C). The rhyolites occur as massive pinkish blocks and slabs, have an aphanitic matrix and the presence of elongated vesicles and are composed of quartz (1.5 mm) and feldspars (plagioclase and alkali feldspar) up to 1.0 mm (Figure 8-D).

The ignimbrite matrix is of quartz-feldspar composition ranging from micro- and cryptocrystalline holocrystalline rocks to hemicrystalline rocks. These rocks consist of ash-size fragments in crystal-rich ignimbrites and are composed of glass fragments and ash-size crystals in

the hemicrystalline ignimbrite (Figure 10-A). In the holocrystalline rocks, the matrix is massive with a homogeneous distribution of the constituents. The matrix of the hemicrystalline rocks has flattened glass fragments (fiamme) that confer a prominent foliation to the ignimbrite (eutaxitic structure), which was generated by deposit welding (Figure 10-B). The development of a eutaxitic structure varies from incipient in rocks where glass fragments are scarce to well developed in rocks that are richer in glass. The welding of the ignimbrites locally generates rheomorphic features of flattening and bending of the foliation of the hemicrystalline matrix against the edges of the crystal fragments, thus generating the parataxitic texture. Crystal fragments range in size from 0.5 mm to 2.0 mm and in abundance from 10% to 30%, and they consist of quartz (Figure 10-C), plagioclase, microcline, biotite, hornblende, and titanite. The high content of crystal fragments suggests that at the time of eruption, the magma was in an advanced stage of crystallization. The lithoclasts are subordinate and consist of fragments of cognate volcanic rocks with sizes between 1.0 and 3.0 mm and quantities of less than 5% of the rock.

The rhyolite consists of quartz, plagioclase and alkali feldspar phenocrysts that range in abundance from 10 to 30% of the rock, and they are included in a holo- to hemicrystalline matrix. Quartz are prominent corrosion embayments and sizes between 0.2- and 2.5-mm. Plagioclase occurs in subhedral that present sizes ranging from 0.5 to 1.5 mm and intensive saussuritization. The alkali feldspar is subhedral, with sizes ranging from 0.5 to 2.0 mm, and a micrographic texture occurs locally (Figure 10-D). The matrix is quartzo-feldspathic, aphanitic, micro- to cryptocrystalline, with weakly to well-developed flow foliation. Elongated vesicles up to 4.0 cm long and 0.2 mm wide are arranged parallel to the foliation. The glassy portion of the matrix is highly devitrified and forms spherulites from 0.5 to 0.7 mm in size. The spherulites are strongly recrystallized and consist of a radial intergrowth of quartz, alkali feldspar and cryptocrystalline material.

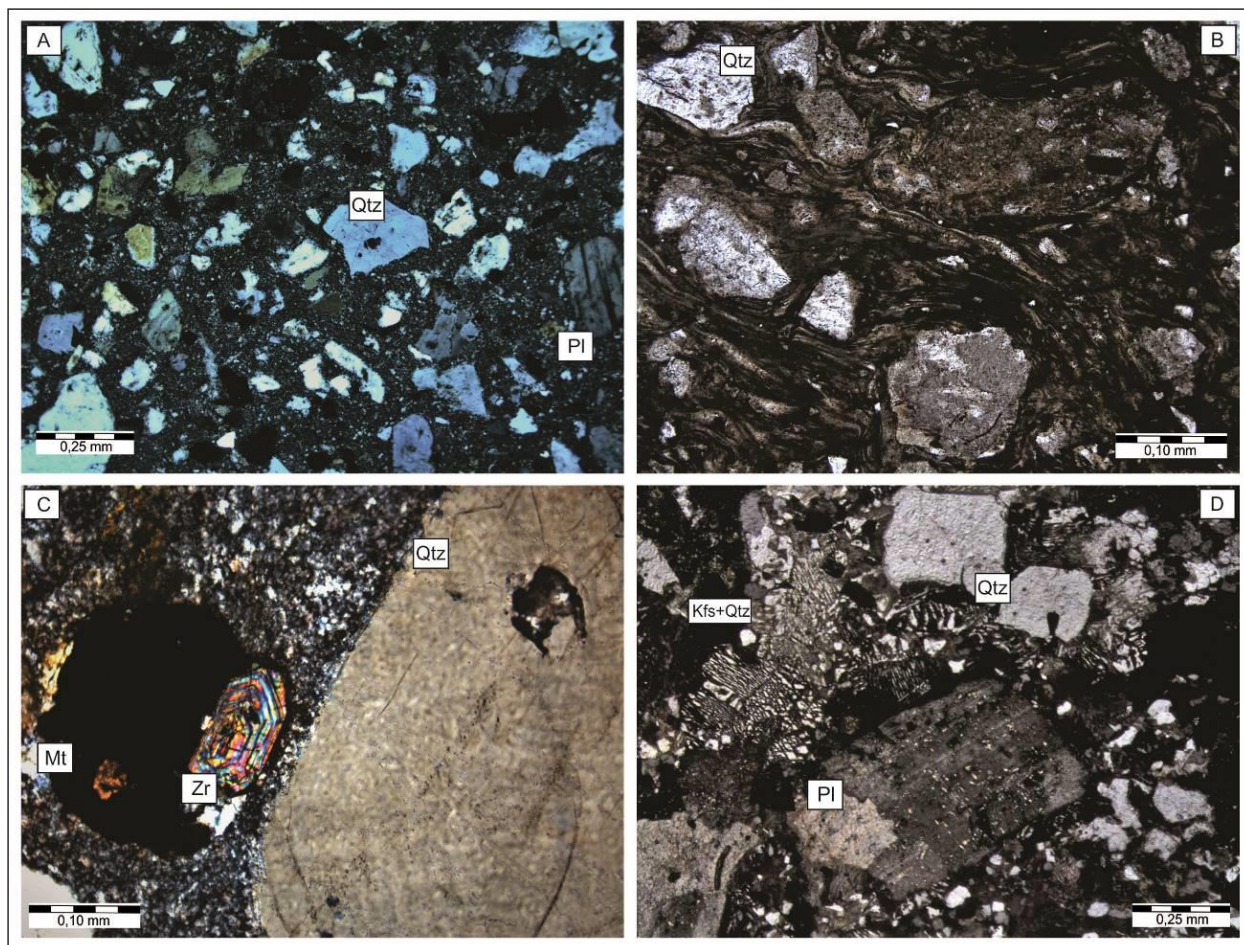


Figure 10. (A) fragments in crystal-rich ignimbrites (Photos-polarized light - LPC); (B) the matrix of the hemicrystalline rocks has flattened glass fragments (fiamme) that confer a prominent foliation to the ignimbrite (eutaxitic structure), which was generated by deposit welding (parallel plane light - LPP); (C) Crystal fragments range in size from 0.5 mm to 2.0 mm and in abundance from 10% to 30%, and they consist of quartz (LPC); (D) the alkali feldspar is subhedral to euhedral, with sizes ranging from 0.5 to 2.0 mm, and a micrographic texture occurs locally (LPC).

2.4.3 Porphyritic hornblende-biotite granites with enclaves

The porphyritic hornblende-biotite granites are the most expressive surface types. They outcrop as large pink to reddish slabs and blocks (Figure 8-E) and are hololeucocratic and composed of potassic feldspar, plagioclase, quartz, biotite, and hornblende. Microgranular enclaves of decimetric to metric dimensions with rounded to subrounded shapes, irregular edges and abrupt contacts with granite are often observed. They have a diorite quartz and tonalitic composition and are dark gray. The primary mineralogy consists essentially of plagioclase, quartz, biotite and hornblende. Mechanical migration processes of alkali feldspar phenocrysts from the granite to the enclave stand out, suggest the action of partial magma mixing processes (Figure 8-E).

The porphyritic hornblende-biotite granites (monzogranite and syenogranite) have a porphyritic texture and grain size. Is composed of approximately 31 to 42% potassic feldspar, 23 to 30% quartz, 25 to 27% plagioclase, 5 to 7% biotite and 5% hornblende. Titanite, apatite, zircon,

and magnetite are the accessory minerals, and epidote, chlorite, and sericite occur as secondary minerals. The potassic feldspar is subhedral, exhibits grid twinning of the albite + pericline type, is usually perthitic and has inclusions of apatite and biotite (Figure 11-A and B). The anhedral quartz is commonly recrystallized, sometimes corroded and has undulatory extinction. The plagioclase (An_{15-29}) is subhedral, has albite and pericline twinning and is often saussuritized. The hornblende occurs as subhedral prisms, with perfect cleavage along the {110} plane and sporadically exhibits sector twinning. The pleochroism ranges from yellowish-green to olive green (Figure 11-B). The biotite is lamellar and partially to fully chloritized, sometimes shows kink bands and is pale yellow or pale brown (Figure 11-C). The accessory minerals are euhedral titanite (0.5 mm) and magnetite (Figure 11-D). Acicular apatite (< 0.3 mm) occurs in the primary minerals as well as zircon and magnetite.

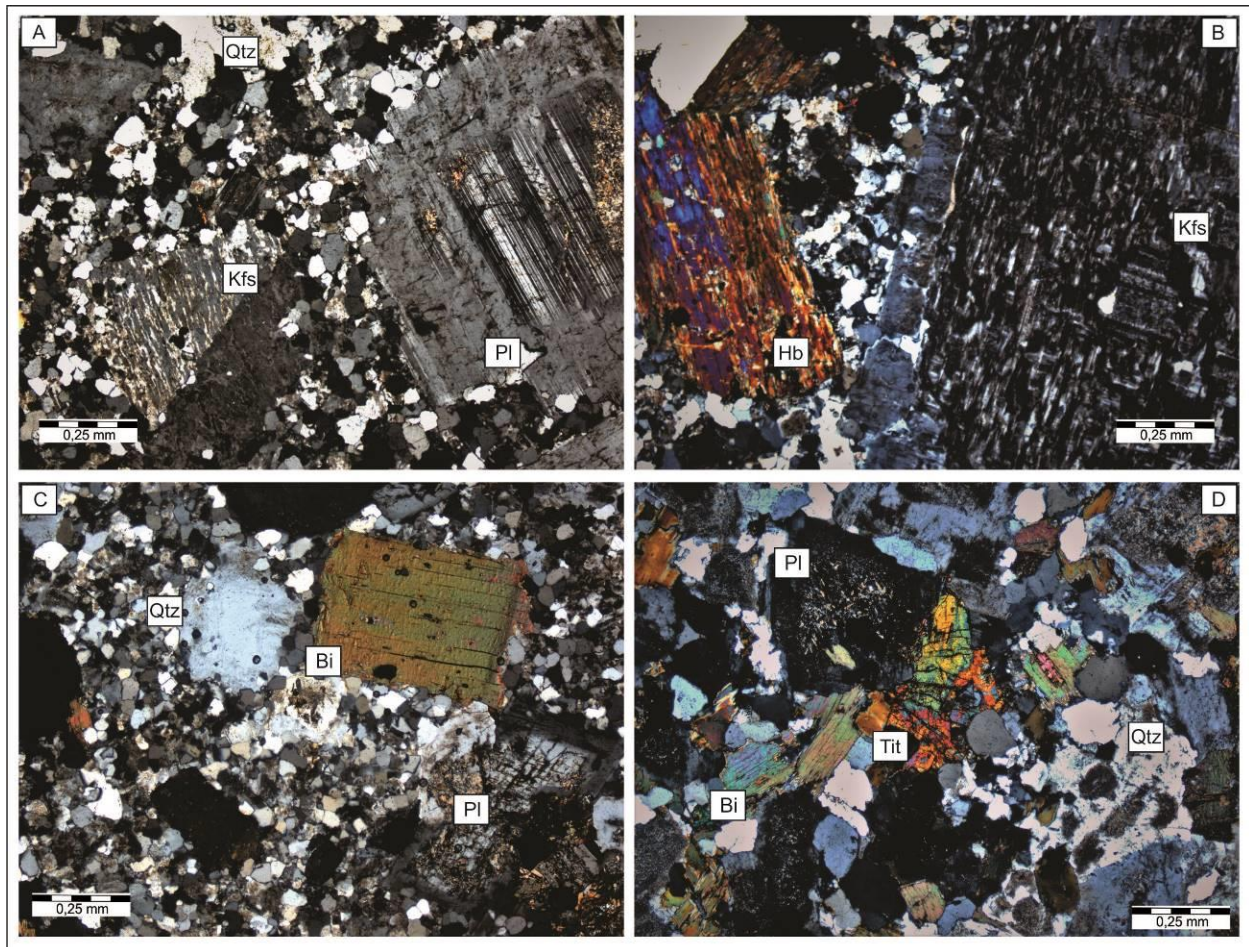


Figure 11. Textural feeds of hornblende-biotite granite. (A) the porphyritic hornblende-biotite granites have a similar texture and grain size, and the porphyritic texture; (B) the microcline is subhedral, exhibits grid twinning of the albite + pericline type; (C) the biotite is lamellar and partially to fully chloritized; (D) The accessory minerals are euhedral and magnetite, apatite and zircon (Photos - polarized light - LPC).

2.4.4 Microgranular enclaves

The biotite quartz diorite is characterized by the ubiquitous presence of hornblende and plagioclase, with a lower proportion of quartz. The quartz forms interstitial crystals (Figure 12-A), with undulatory extinction and sparse inclusion and mantling of hornblende. This relationship is interpreted as ocelli developed in the context of magma mixing, in which quartz (felsic pole) is partially dissolved with the change in magma composition and the crystallization of surrounding mafic minerals begins, generating late edges (Vernon 1991; Figure 12-B). In the biotite quartz diorite, quartz crystals are between 0.2 and 1.5 mm (Figure 12-A and B), and in the biotite tonalites, they are between 0.1 and 0.5 mm. The enclaves of quartz diorite composition have a porphyritic texture evidenced by the presence of xenocrysts of potassic feldspar mantled by plagioclase (An₂₋₅), hornblende (> 1.0 mm) and ocellar quartz (Figure 12-A and B). They consist of plagioclase (~80 to 90%), quartz (~9 to 16%) and mafic minerals (~15 to 20%), biotite and hornblende. The accessory phase includes titanite, apatite, and zircon, and the secondary phase has chlorite, epidote, and sericite.

The plagioclase (0.2 to 1 mm; An₁₇₋₂₅) occurs as subhedral and as submillimetric (< 1.0 mm) in the matrix, and it rarely presents preserved twinning and strong sericitization. The quartz forms interstitial crystals with undulatory extinction and inclusions of apatite and titanite. The biotite (< 1.0 mm) has inclusions of apatite, titanite, and zircon and is sometimes chloritized. Hornblende occurs as prismatic phenocrysts in the form of elongated aggregates or small prisms (< 0.3 mm) surrounding quartz ocelli (Figure 12-B). The accessory minerals are represented by yellow-brown titanite, which is subhedral (< 1.0 mm) and associated with magnetite. The apatite is acicular, commonly included in the plagioclase and dispersed in the matrix, with no preferential direction. The zircon is prismatic (< 0.5 mm) whereas the most common oxide is subhedral magnetite (< 0.4 mm). Secondary phases are represented by chlorite, which is derived from the alteration of biotite and hornblende, as well as sericite and epidote, which are derived from the alteration of plagioclase.

The enclaves of tonalitic composition. They often include microcline xenocrysts from the granitic magma and consist of plagioclase (~53 to 65%), quartz (~21 to 26%), microcline (~0.2 to 1.5%), biotite (~7 to 17%) and hornblende (~2 to 6%). The accessory phase is represented by titanite, apatite, zircon, and magnetite, and the secondary phase is represented by chlorite, epidote, and sericite (Figure 12-C and D).

The plagioclase (0.5 to 1 mm; An₁₄₋₂₅) occurs with polysynthetic twinning according to the albite law, and inclusions of apatite and biotite are strongly saussuritized. The microcline (0.2 mm) has polysynthetic twinning according to the albite-pericline law. The biotite (0.3 to 1 mm) defines lamellae with strong brown or green pleochroism, and they are usually chloritized (Figure 12-C and D). The hornblende (0.3 to 1 mm) occurs in the form of dark green to brown crystals, which are sometimes chloritized. The titanite (0.1 and 0.7 mm) forms anhedral crystals, whose contact relationships indicate that they were formed from the destabilization of biotite and hornblende (Figure 12-D). The apatite (up to 0.3 mm) is elongated or acicular and included in quartz, feldspars, biotite, hornblende, and titanite, and its presence is more abundant in diorite quartz. Zircon (< 0.05 mm) occurs in biotite. Anhedral magnetite is commonly associated with the destabilization of biotite, hornblende, and titanite (Figures 12-C and D).

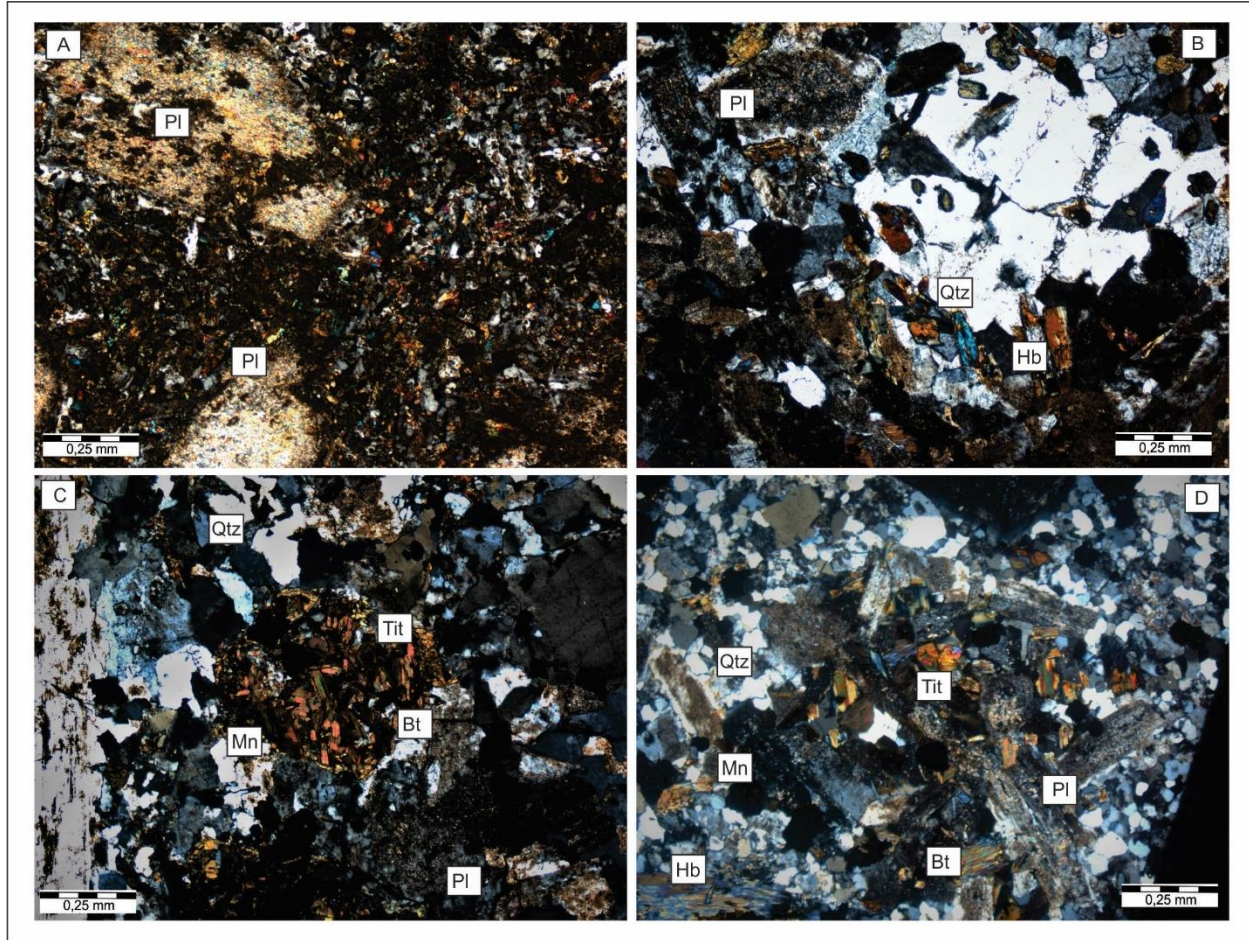


Figure 12. (A) The plagioclase (0.2 to 1 mm; An_{17-25}) occurs as subhedral phenocrysts and as submillimetric laths (< 1.0 mm) in the matrix, and it rarely presents preserved twinning and strong sericitization; (B) hornblende occurs as prismatic phenocrysts in the form of elongated aggregates or small prisms (< 0.3 mm) surrounding quartz ocelli; (C) the biotite (0.3 to 1 mm) defines lamellae with strong brown or green pleochroism, and they are usually chloritized; (D) the titanite (0.1 and 0.7 mm) forms anhedral crystals, whose contact relationships indicate that they were formed from the destabilization of biotite and hornblende (Photos - light cross-polarized - LPC).

2.4.5 Alkali-feldspar granites and syenogranites

Alkali-feldspar granites and syenogranites occur to a greater extent in the western part of the area as reddish leucocratic blocks and slabs. They consist of quartz, alkali feldspar, plagioclase, and mafic minerals and are equigranular to porphyritic and medium to coarse-grained, and microgranites occur subordinately in the syenogranite rocks. These granites are intrusive in all previous units (Figure 8-F).

The alkali-feldspar granite has equigranular, hypidiomorphic and/or allotriomorphic texture and is medium to coarse grained, and it is composed of potassic feldspar (55 - 60%), quartz (25 - 30%), plagioclase (15 - 7%) and biotite (< 5%). Titanite, apatite, zircon, and magnetite are

the accessory minerals, and chlorite and epidote occur as secondary minerals. The orthoclase (1.0 - 5.0 mm) is often perthitic and anhedral to subhedral and presents inclusions of apatite and biotite, and it has poorly developed plagioclase edges (Figure 13-A). The quartz is anhedral and is between 1.0 and 4.0 mm in size. It has micrographic intergrowths with potassic feldspar. It may show a slightly undulatory extinction, although normal extinction occurs (Figure 13-B). The plagioclase (An₈₋₁₀) is subhedral (0.5 mm) and has albite-pericline twinning. Biotite occurs as subhedral poorly developed (< 1.0 mm) crystals, which are often chloritized.

The inequigranular syenogranite is hypidiomorphic, fine- to medium-grained, composed of alkali feldspar (55%), quartz (28%), An₈₋₁₀ albite (12%) and as the main mafic phase, arfvedsonite (< 5%) (Figure 13-C). Apatite, zircon, and magnetite are the accessory minerals and epidote and sericite occur as secondary minerals. The microcline is perthitic and occurs as subhedral crystals (\leq 1.0 mm). The quartz is anhedral (\leq 0.5 mm) with slightly undulatory extinction. The albite is subhedral (0.5 mm) and has albite-pericline twinning. The arfvedsonite occurs as interstitial (1.5 mm) anhedral crystals with high relief and blue to brownish green color and may contain poikilitic inclusions of quartz and plagioclase (Figures 13-C and D).

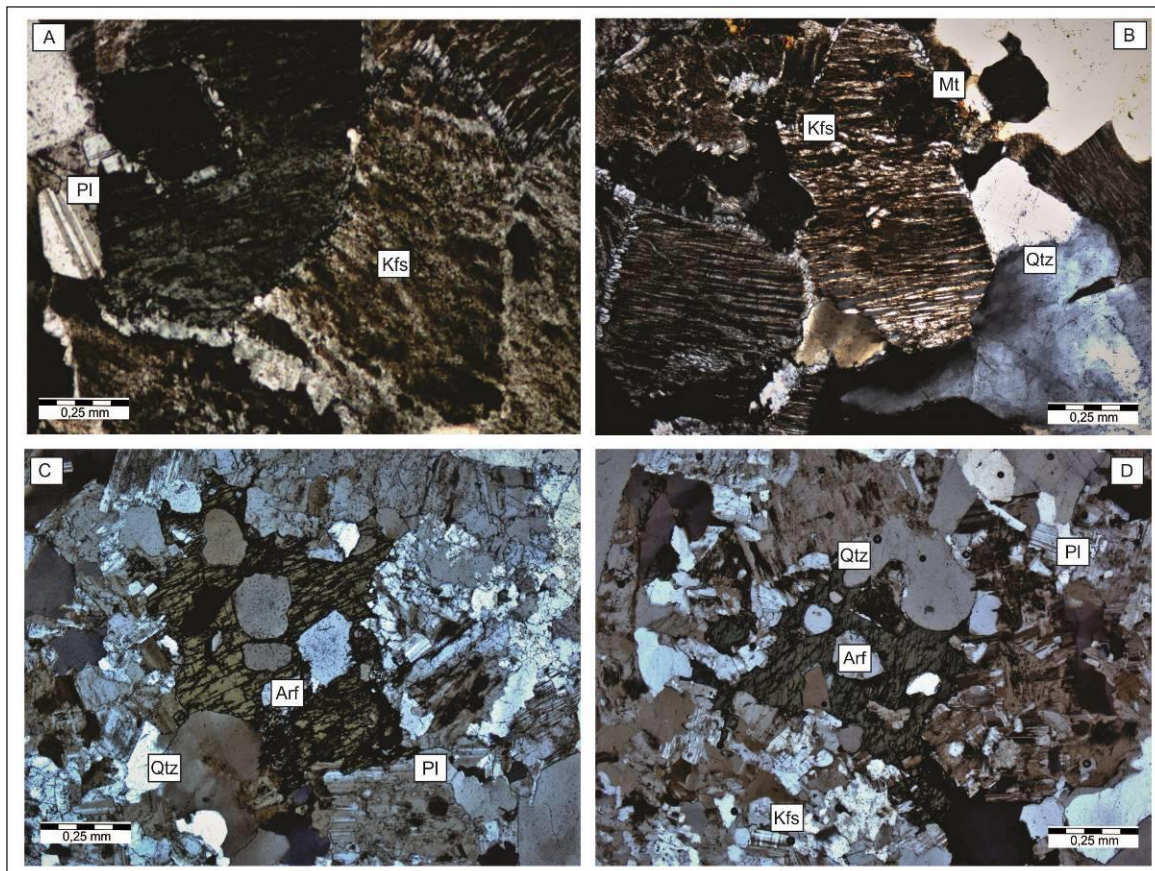


Figure 13. (A) Alkali-feldspar granite. The orthoclase is often perthitic and anhedral to subhedral and presents inclusions of apatite and biotite, and it has poorly developed plagioclase edges; (B) the quartz is anhedral. It may show a slightly undulatory extinction, although normal extinction occurs; (C-D) Syenogranites with anhedral crystals of arfvedsonite, quartz and plagioclase (Photos-polarized light photos - LPC).

2.5 GEOCHEMISTRY

The major and trace elements, including rare earth elements (REEs), were analyzed in 24 representative samples of rocks from the studied area, including eight samples of porphyritic hornblende-biotite granites, three samples of alkali-feldspar granites, one sample of syenogranite, two samples of biotite granodiorite, two samples of ignimbrite and eight samples of mafic microgranular enclaves (Table 2).

The volcanic rocks and granites have an acid composition with SiO₂ contents ranging from 68.2 to 78.5%. The enclaves have a predominantly intermediate composition, with SiO₂ content of 60.2 to 62.8% except for two samples, which have SiO₂ contents of 66.7 and 67.5%. The acid compositions of the microgranular enclaves are justified by the presence of xenocrysts (quartz + potassic feldspar) of the felsic magma in the mafic magma as suggested by field and petrographic features, which indicate the occurrence of magma mixing processes. The Al₂O₃ contents have average values of 14.5% and 14.3% for the porphyritic hornblende-biotite granites and ignimbrites, respectively. The biotite granodiorites have average Al₂O₃ contents of 15.3%, while the average values for the microgranular mafic enclaves is 15.8%, and for the alkali-feldspar granite, 12.0%. The MgO are low for granite and ignimbrite at 0.2 and 0.9%, respectively, and the microgranular mafic enclaves have an average content of 1.9%. The CaO is low in alkali-feldspar granites (~0.1%); moderate in the porphyritic hornblende-biotite granites (~1.8%), biotite granodiorites (~2.25%) and ignimbrite (~1.3%); and higher in the microgranular mafic enclaves (~3.3%). The K₂O/Na₂O ratio averages 0.67 for the microgranular mafic enclaves and between 0.91 and 1.36 for the other rocks. The FeO^t/(FeO^t + MgO) ratio ranges between 0.74 and 0.89 for the porphyritic hornblende-biotite granites, biotite granodiorites, and ignimbrites, with average values of 0.74, whereas the alkali-feldspar granites have FeO^t/(FeO^t + MgO) ratios between 0.85 and 0.97, which are characteristic of alkaline granites (Table 2).

Table 2. Analytical results for major elements (weight oxides %) and trace (ppm), including rare earths (ppm) of the studied rocks.

Sample	Porphyritic hornblende-biotite granites								Microgranular máfic enclaves								Alkali-feldspar granites and syenogranite				Biotite granodiorites		Ignimbrites	
	DFR 2	DFR 38	DFR 21	DFR 5	DFR 42	DFR 44	DFR 15	DFR 39	DFR 02B	DFR 02C	DFR 15A2	DFR 15B1	DFR 15B2	DFR 02E	DFR 02D	DFR 05B	DFR 6	DFR 06A	DFR 06B	DFR 17A	DFR 22A	DFR 22B	DFR 33	DFR 28
Element																								
SiO ₂	69.3	68.7	68.2	68.5	69.6	70.3	69.5	68.4	60.2	60.6	67.5	66.7	60.8	61.8	61.0	62.8	76.4	77.7	75.8	78.5	69.6	69.6	69.6	72.3
TiO ₂	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.9	0.8	0.5	0.8	1.0	0.9	1.0	0.8	0.2	0.2	0.3	0.1	0.3	0.3	0.5	0.3
Al ₂ O ₃	14.4	14.6	14.5	14.5	14.3	14.3	14.3	14.8	16.2	15.8	14.7	14.7	15.9	16.0	16.1	17.2	12.1	12.1	12.2	11.6	15.5	15.1	14.3	14.3
Fe ₂ O _{3t}	3.0	3.2	3.3	3.1	3.0	2.6	3.0	2.9	6.6	6.2	4.2	4.9	5.7	5.9	6.7	4.1	1.4	1.4	1.4	1.1	2.1	3.1	3.1	1.5
FeO _t	2.7	2.9	2.9	2.8	6.0	5.6	3.8	4.4	5.1	5.3	6.0	3.7	2.7	2.3	2.7	2.6	1.3	1.3	1.3	1.0	1.9	2.7	2.8	1.4
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0
MgO	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.7	0.8	0.8	2.3	2.5	1.9	1.4	1.8	1.8	2.2	1.2	0.2	0.2	0.2	0.0	0.7	0.6	0.9	0.3
CaO	1.9	1.7	2.1	1.8	1.9	1.3	1.7	1.8	3.7	3.7	3.3	2.7	3.5	3.5	4.2	2.3	0.1	0.1	0.3	0.0	2.3	2.2	2.0	0.6
Na ₂ O	4.1	4.0	4.1	4.1	4.1	4.0	4.1	4.2	5.5	5.4	4.3	4.4	4.5	5.1	5.4	5.7	4.0	4.0	4.0	4.0	4.1	4.0	4.0	3.9
K ₂ O	4.4	4.6	4.4	4.5	4.5	5.1	4.7	4.7	2.5	2.6	3.2	4.0	4.4	3.0	2.3	4.5	4.9	4.6	4.7	4.1	3.9	3.7	4.5	5.3
P ₂ O ₅	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.5	0.4	0.1	0.3	0.5	0.4	0.5	0.2	0.0	0.0	0.0	<0.01	0.1	0.1	0.2	0.0
LOI	1.0	1.2	1.5	1.5	0.9	0.8	1.0	1.3	1.3	1.4	1.0	0.9	1.1	1.3	1.4	0.8	0.5	0.6	0.9	0.6	1.0	1.0	0.6	1.1
Total	99.7	99.7	99.7	99.7	99.7	99.7	99.7	99.7	99.7	99.7	101.0	101.0	99.5	100.1	101.0	99.7	99.8	100.9	99.9	100.1	99.7	99.9	99.7	99.8
K ₂ O/Na ₂ O	1.07	1.15	1.09	1.12	1.08	1.26	1.15	1.11	0.45	0.49	0.73	0.90	0.97	0.59	0.43	0.79	1.24	1.17	1.19	1.03	0.96	0.91	1.13	1.36
MgO/TiO ₂	1.81	1.73	1.77	1.80	1.85	1.58	1.70	1.88	2.61	2.98	3.55	1.78	1.80	2.10	2.28	1.54	1.00	0.91	0.81	0.38	2.39	2.21	1.74	1.06
FeO _t /(FeO _t +MgO)	0.76	0.77	0.76	0.76	0.72	0.69	0.67	0.76	0.74	0.74	0.73	0.76	0.75	0.77	0.77	0.77	0.85	0.86	0.85	0.97	0.74	0.81	0.76	0.81
Y+Zr+Ce+Nb	405.7	441.8	456.9	429.0	477.8	484.1	423.6	484.0	689.5	437.8	428.2	587.9	365.6	467.1	374.0	400.7	412.2	414.2	572.7	317.7	236.6	254.4	410.9	486.7

Table 2. Continuation.

Sample	Porphyritic hornblende-biotite granites								Microgranular máfic enclaves							Alkali-feldspar granites and syenogranite				Biotite granodiorite		Ignimbrites			
	DFR	DFR	DFR	DFR	DFR	DFR	DFR	DFR	DFR	DFR	DFR	DFR	DFR	DFR	DFR	DFR	DFR	DFR	DFR	DFR	DFR	DFR	DFR		
	2	38	21	5	42	44	15	39	02B	02C	15A	15B1	15B2	02E	02D	05B	6	06A	06B	17A	22A	22B	33	28	
Element																									
Sc	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	5.0	5.0	6.0	14.0	15.0	13.0	11.0	12.0	12.0	14.0	9.0	4.0	4.0	5.0	3.0	4.0	4.0	6.0	6.0	
Ba	1,11	1,18	1,14	1,17	1,03	1,12	1,05	1,24	513	547	1,16	1,73	2,22	1,19	840	1,13	180	164	124	12	1,36	1,33	1,06	938	
Rb	141.	145.	147.	132.	158.	148.	153.	150.	130.	132.	101.	145.	133.	133.	118.	138.	137.	145.	152.	291.	120.	120.	167.	130.	
Sr	0	2	6	5	7	4	9	3	1	1	0	5	0	0	0	2	6	5	0	0	8	5	6	9	
Nb	353.	344.	366.	368.	350.	246.	333.	362.	338.	328.	352.	394.	506.	482.	453.	283.	15.4	16.3	14.6	2.0	7	0	5	0	
Hf	15.1	14.7	15.7	14.8	15.4	15.2	14.4	12.9	17.9	16.4	14.6	16.2	17.0	16.8	17.5	16.1	18.0	21.5	23.2	25.3	8.7	13.0	16.7	14.8	
Zr	6.9	7.6	7.7	7.0	6.1	7.4	6.4	6.6	6.7	6.3	7.1	7.4	10.8	5.8	5.9	9.5	10.3	9.7	10.7	10.7	4.3	4.5	7.2	8.7	
Y	248.	269.	286.	252.	214.	276.	228.	246.	257.	248.	257.	291.	466.	218.	228.	408.	332.	326.	395.	233.	155.	163.	251.	312.	
U	0	0	4	9	9	2	4	0	2	0	0	0	0	0	4	7	0	0	0	2	0	0	7		
Th	29.4	34.5	33.3	39.5	28.7	39.2	27.2	36.9	54.2	68.2	37.0	49.3	42.0	46.5	43.2	45.0	20.8	23.1	40.0	6.5	11.5	12.4	31.6	37.6	
Ta	4.8	3.3	5.0	5.0	6.2	3.3	5.0	3.4	4.5	5.0	2.4	5.5	4.2	4.8	5.7	3.9	3.0	3.0	6.3	8.8	2.4	2.5	6.2	3.4	
Zn	18.5	16.8	19.3	18.6	22.1	17.4	20.6	13.4	12.5	11.0	14.0	13.5	12.8	13.0	12.3	8.0	15.0	15.1	32.2	42.7	13.3	12.7	23.9	15.6	
Mo	1.6	1.5	1.9	1.8	1.8	1.7	1.6	1.4	1.0	1.0	0.9	0.9	0.9	0.9	0.7	1.1	2.2	2.4	1.4	1.5	1.5	1.9	1.6	1.2	
Sn	47.0	44.0	59.0	50.0	50.0	160.	51.0	125.	98.0	83.0	72.0	115.	106.	120.	126.	45.0	18.0	17.0	22.0	72.0	46.0	47.0	43.0	31.0	
Pb	1.2	0.6	2.0	0.9	9.5	0.9	1.0	0.7	0.7	0.6	<1	<1	<1	<1	<1	0.4	0.3	<1	<1	<1	0.4	<1	2.1	0.3	
Ga	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	3.0	3.0	2.0	2.0	2.0	3.0	3.0	3.0	2.0	2.0	3.0	3.0	1.0	2.0	2.0	2.0	
La	14.0	13.0	27.6	16.6	21.3	19.1	15.7	14.6	19.6	18.9	16.0	31.0	19.0	19.0	16.0	12.9	3.9	4.0	8.0	34.0	12.1	25.0	15.5	8.0	
Ce	17.9	19.1	18.3	17.9	18.7	17.5	17.4	18.7	22.0	22.3	20.7	19.7	20.4	22.6	24.0	21.0	19.3	20.9	21.7	25.9	19.0	19.3	19.3	17.2	
Pr	59.7	64.8	62.6	64.6	55.6	72.9	53.6	56.2	78.9	81.4	57.2	67.9	82.2	79.0	74.9	63.9	19.2	20.0	55.2	40.7	33.9	34.7	58.9	65.6	
Sm	113.	123.	121.	121.	106.	136.	104.	104.	148.	151.	115.	127.	164.	156.	139.	118.	40.7	43.6	114.	52.9	61.2	66.0	111.	121.	
Nd	2	6	5	8	6	5	0	9	5	5	0	5	5	5	5	4	40.7	43.6	5	52.9	61.2	66.0	6	6	
Eu	12.6	14.5	14.0	14.1	12.0	16.1	11.7	12.0	17.9	19.5	12.4	14.4	18.1	17.3	15.0	14.7	4.8	5.1	13.3	1.8	6.7	6.5	12.4	15.2	
Gd	7.9	8.7	8.1	8.8	7.2	9.5	6.8	7.3	12.0	14.1	8.2	10.5	11.7	11.6	10.6	10.2	3.9	3.8	8.7	0.2	3.8	3.9	7.4	9.1	
Tb	45.7	52.5	49.1	51.4	43.8	57.3	40.5	42.6	65.8	74.8	46.4	56.5	69.6	66.8	57.7	55.7	17.4	18.2	47.1	3.7	22.1	23.8	43.4	56.1	
Dy	1.3	1.5	1.4	1.4	1.2	1.4	1.1	1.4	1.9	2.2	1.4	2.0	2.1	2.0	1.6	2.2	0.6	0.6	1.3	0.1	0.7	0.9	1.2	1.5	
Ho	5.9	7.0	6.8	7.1	5.6	8.0	5.7	6.3	10.4	12.5	6.6	9.3	9.4	8.7	8.2	8.9	3.4	3.3	7.2	0.2	2.9	2.8	5.9	7.6	
Er	0.9	1.1	1.1	1.1	0.9	1.2	0.9	1.0	1.6	1.9	1.0	1.3	1.3	1.3	1.2	1.4	0.6	0.5	1.1	0.0	0.4	0.4	0.9	1.2	
Tm	5.5	6.1	5.7	6.0	5.1	6.8	4.8	5.5	8.7	10.9	5.9	7.2	7.3	7.9	7.0	7.9	3.7	3.4	6.4	0.4	2.1	2.2	5.2	6.9	
Yb	1.0	1.2	1.1	1.3	1.0	1.3	1.0	1.1	1.7	2.2	1.2	1.5	1.4	1.6	1.4	1.6	0.7	0.8	1.4	0.1	0.4	0.4	1.1	1.3	
Lu	3.0	3.5	3.4	3.7	3.0	4.0	3.0	3.3	5.0	6.1	3.5	4.5	4.5	4.4	4.1	4.6	2.4	2.5	4.0	0.7	1.1	1.3	3.1	3.9	
	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5	0.6	0.5	0.5	0.8	0.9	0.5	0.6	0.6	0.7	0.6	0.7	0.4	0.4	0.6	0.2	0.2	0.2	0.5	0.6	
	3.1	3.5	3.5	3.7	3.2	3.8	3.1	3.0	5.2	6.0	3.4	4.1	4.1	4.1	3.8	4.4	2.8	2.8	4.2	2.1	1.1	1.1	3.4	3.7	
	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5	0.6	0.5	0.5	0.8	0.9	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.7	0.5	0.5	0.6	0.4	0.2	0.2	0.5	0.5	

The Chemical classification according to the R1-R2 diagram (De La Roche *et al.* 1980), corroborates the petrographic classification. The porphyritic hornblende-biotite granites composition in granites, the alkali-feldspar granites are also concordant, and the biotite granodiorite varies between monzogranite and granodiorite (Figure 14-A). In the total alkali silica (TAS) diagram for volcanic rocks (Le Bas *et al.* 1986; Figure 14-B), the ignimbrites have compositions compatible with rhyolitic rocks. Regarding the alumina saturation index (molar) (Maniar & Piccoli, 1989), all granites are classified as metaluminous to peraluminous and the ignimbrites show a subtly more peraluminous character (Figure 14-C).

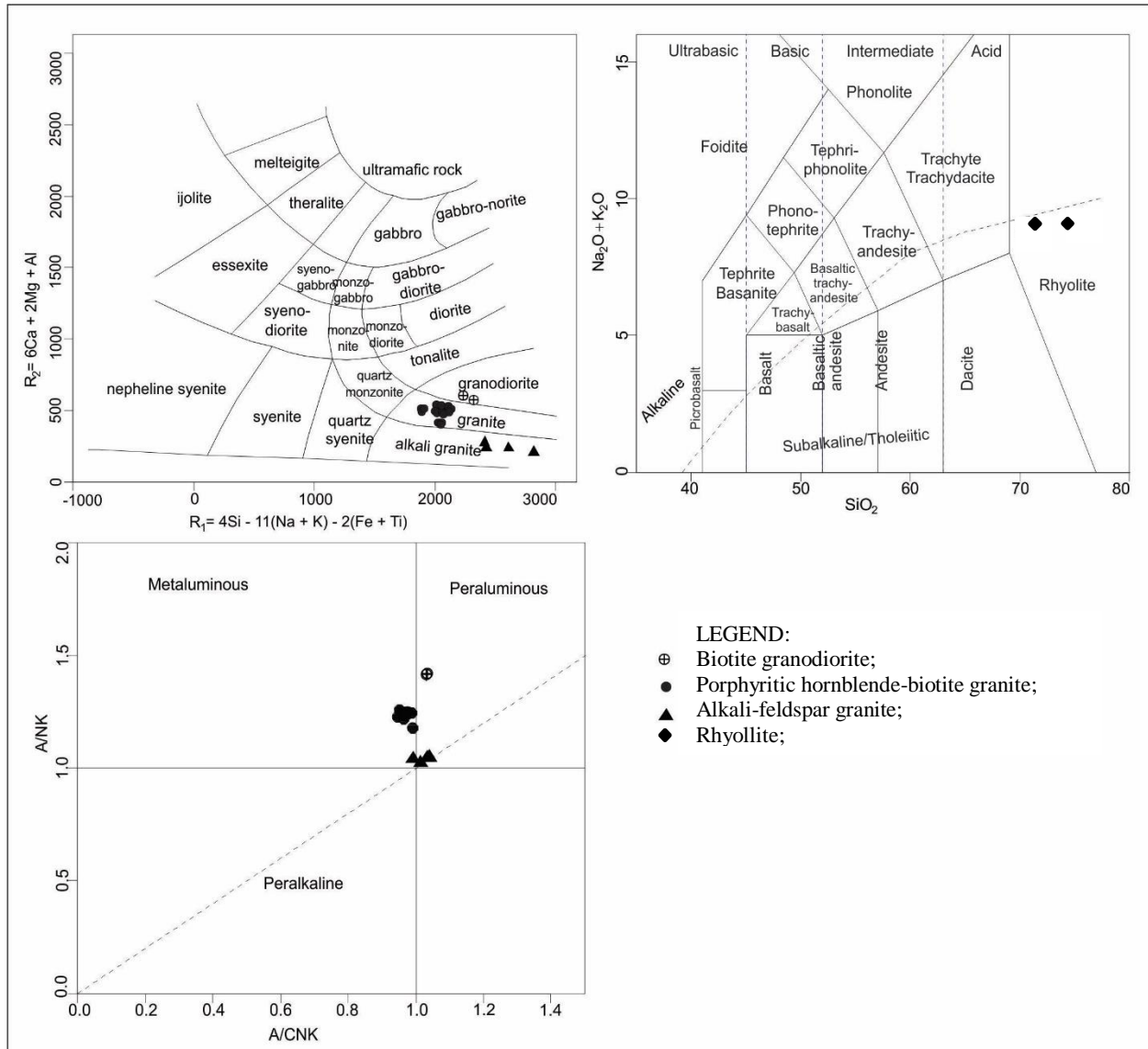


Figure 14. Samples of the Guarantã do Norte region - MT. (A) R1 vs. R2 diagram (De La Roche *et al.*, 1980); (B) TAS diagram (Le Bas *et al.*, 1986) of the ignimbrites; (C) Shand diagram (in Maniar & Piccoli, 1989).

The REE and trace element patterns for the porphyritic hornblende-biotite granite samples are quite homogeneous, with enrichment of light REEs (LREEs) relative to heavy REEs (HREEs), according to the ratio ($La_n/Yb_n = 11.55$ to 13.01) and negative moderate Eu anomaly (Eu/Eu^* ratio between 0.50 and 0.60) (Figure 15-A). The multi-element diagram demonstrates negative anomalies of Ba, P, Ti, Ta, and Nb and positive anomalies of Pb and U (Figure 15-B).

For the enclaves, the REE and trace element patterns are similar to the porphyritic hornblende-biotite granite and show an enrichment of LREEs relative to HREEs ($La_n/Yb_n = 9.73$ to 10.19) and a moderate negative anomaly of Eu (Eu/Eu^* ratio between 0.50 and 0.71) (Figure 15-C). The multi-element diagram shows negative anomalies of Ba, Ta, Nb, P, Ti, and Th and positive anomalies of Pb, U, and Ba for some samples (Figure 15-D). For both the porphyritic hornblende-biotite granite and enclaves, the high field strength elements (HFSEs) exhibit a negative anomaly of Ta and Nb, which is typical of granites related to volcanic arcs (Pearce *et al.* 1984; Kelemen *et al.* 1993). The negative Ba anomalies suggest fractional crystallization processes with the participation of plagioclase. The negative Nb anomaly present in both rocks is interpreted as an inheritance from an arc environment source, indicating the involvement of crustal melt in the magma origins (Clemens *et al.* 2009). Comparing this result to the patterns obtained by Pearce *et al.* (1984) for granites from volcanic arc environments, the samples show similarity to the samples from Chile and Jamaica, which exhibit high values of large ion lithophile elements (LILEs).

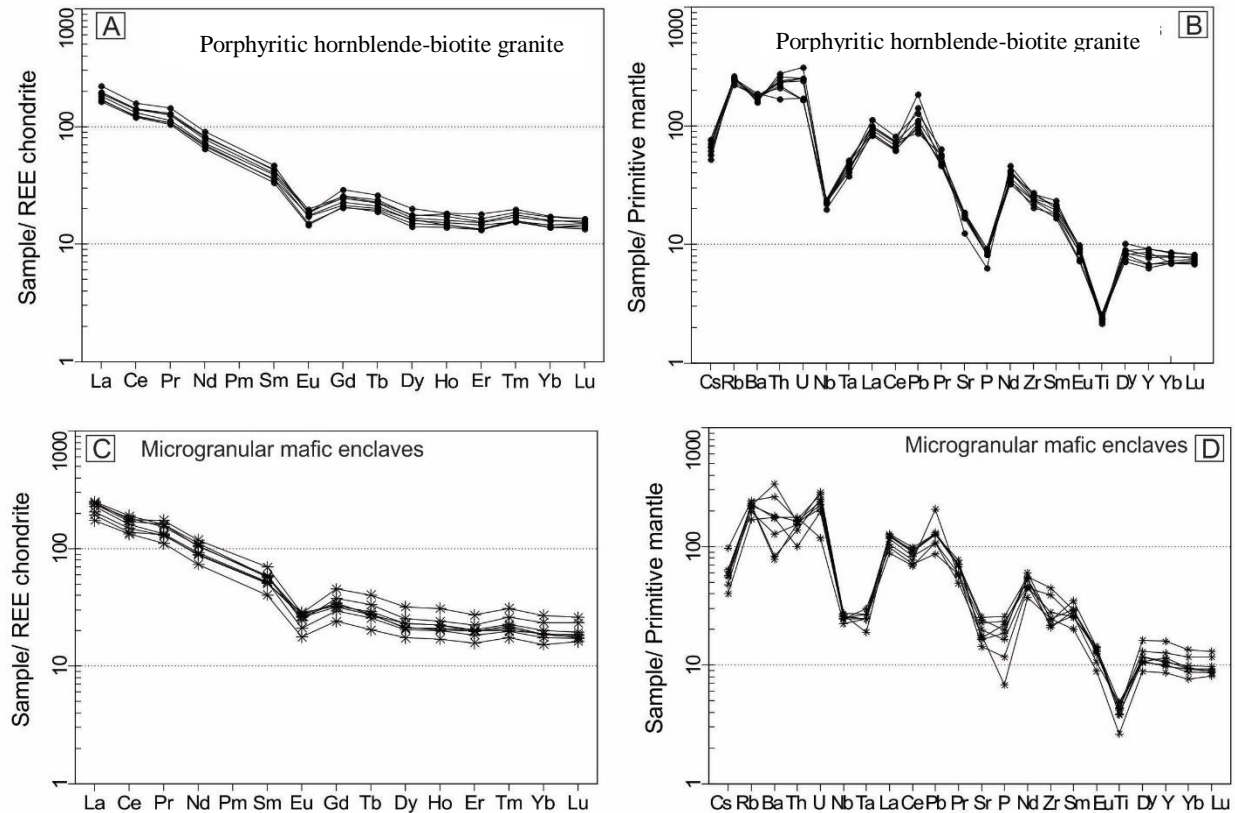


Figure 15. Rare earth elements (REE) diagrams normalized to the chondrite (Nakamura, 1974) and multi-element patterns, normalized to the primitive mantle (Mc Donough and Sun, 1995), for the porphyritic hornblende-biotite granites and enclaves.

Regarding the alkali-feldspar granites and syenogranites, the spectrum shows enrichment of LREEs over HREEs (La_n/Yb_n ratio = 4.62) and moderate negative Eu anomaly (Eu/Eu^* ratio = 0.48; Figure 16-A). In the multi-element diagram, the samples show negative anomalies of Ba, Nb, Sr, P and Ti, indicating fractional crystallization of feldspars, apatite and Fe-Ti oxides (Figure 16-B). Data for the biotite granodiorite show enrichment of LREEs over HREEs (La_n/Yb_n = 21.12) and a subtle negative Eu anomaly in one sample (Eu/Eu^* = 0.68; Figure 16-C). The multi-element diagram shows negative anomalies of Nb, P and Ti and positive anomalies of Pb (Figure 16-D). Only the alkali-feldspar granite presents a negative Ba anomaly, which suggests fractional crystallization with the participation of plagioclase.

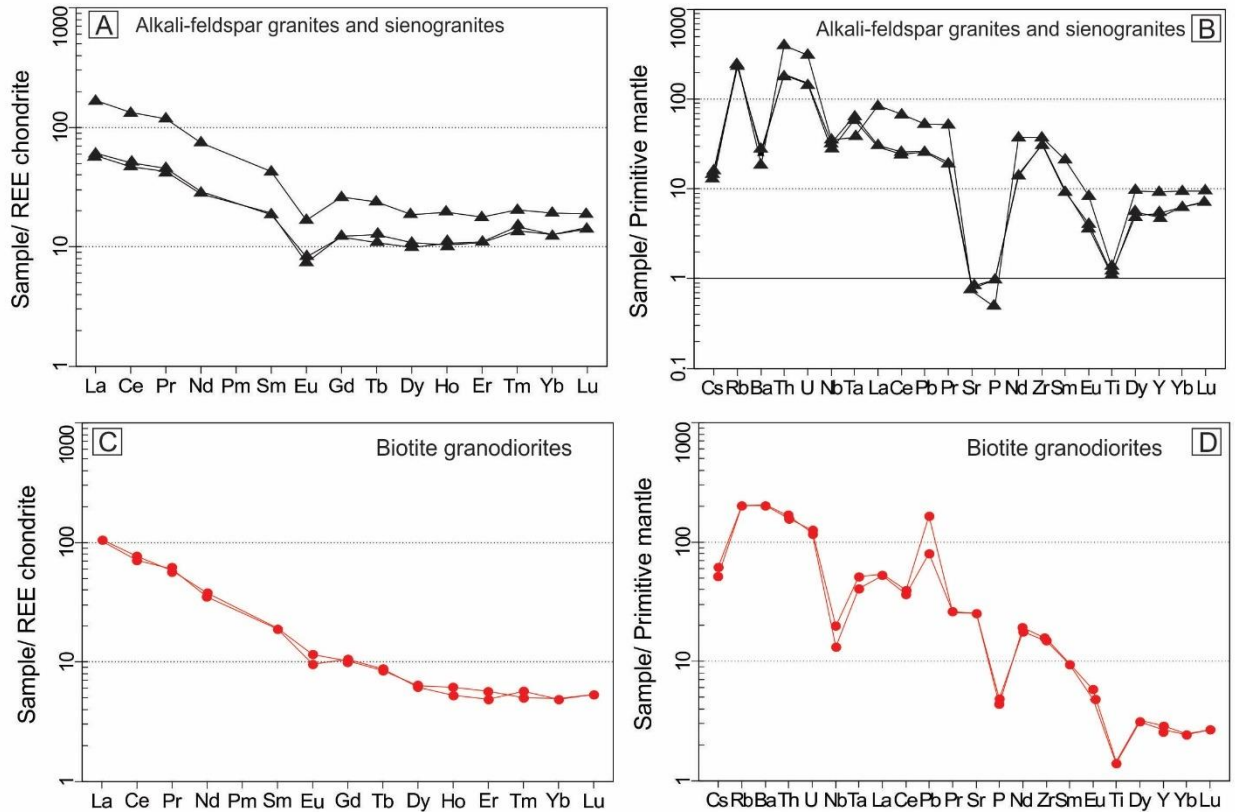


Figure 16. Rare earth elements (REE) diagrams normalized to the chondrite (Nakamura, 1974) and multi-element patterns, normalized to the primitive mantle (Mc Donough and Sun, 1995), for alkali-feldspar granites, syenogranite and biotite granodiorites.

The REE and trace element patterns for the ignimbrites show an enrichment of LREEs over HREEs according to the ratio (La_n/Yb_n = 11.4 to 11.7) and moderate negative Eu anomaly (Eu/Eu^* ratio between 0.54 and 0.55; Figure 17-A). The multi-element diagram (Figure 17-B) demonstrates negative anomalies of Nb, Ta, Sr, P and Ti and positive anomalies of Ce, Th, and U in a sample, which are similar to that of the granites.

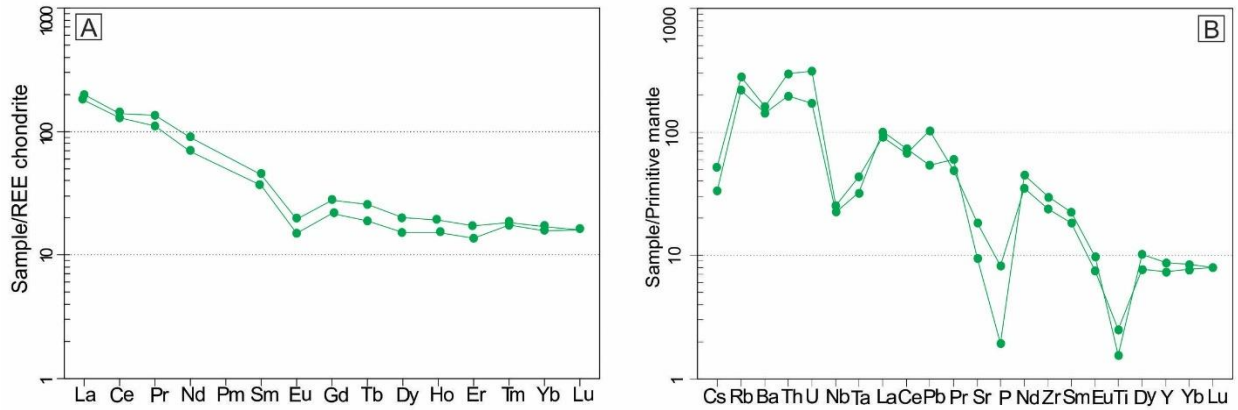


Figure 17. Rare earth elements (REE) diagrams normalized to the chondrite (Nakamura, 1974) and multi-element patterns, normalized to the primitive mantle (Mc Donough and Sun, 1995), for ignimbrites.

In the Y versus Nb diagram proposed by Pearce *et al.* (1984), the porphyritic hornblende-biotite granite samples, alkali-feldspar granites and syenogranites plot in the central portion of the diagram while the granodiorite biotite plots in the volcanic arc granite (VAG) field (Figure 18-A). In the $Y+Nb$ versus Rb diagram of Pearce (1996), the granites plot in the VAG to postcollisional granite (post-COLG) field (Figure 18-B). A similar behavior in which the samples plot preferentially in the VAG field near the intraplate and syn-collisional boundary is observed in the $Rb \times (Yb+Ta)$ and $Ta \times Yb$ diagrams.

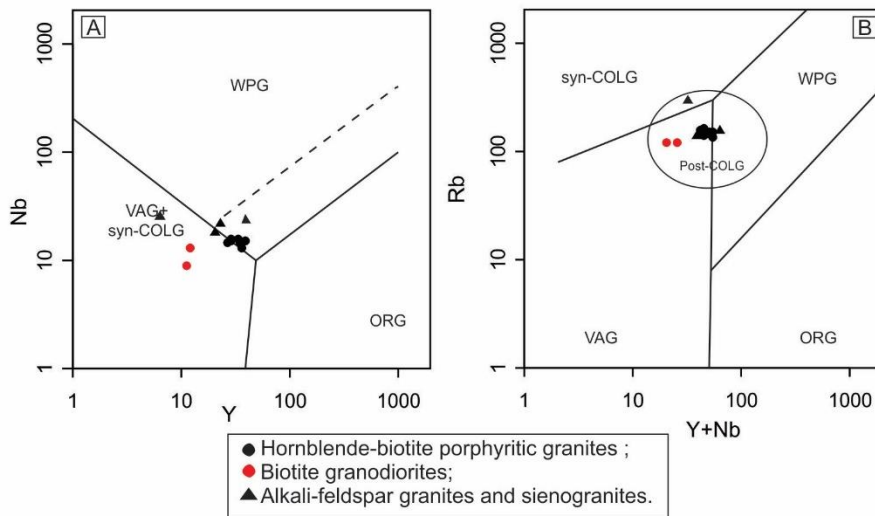


Figure 18. Discriminant diagram of tectonic environments of Pearce *et al.* (1984, 1996). (A) Y versus Nb ; (B) $Y + Nb \times Rb$ ppm, for the granitic rocks of Guarantã do Norte, MT.

2.6 Biotite chemistry

The structural formula of the biotite is calculated on the basis of 22 oxygen atoms, and all iron is assumed to be in the Fe^{2+} state. The biotite crystals of the porphyritic hornblende-biotite granite are brownish to yellow and occur in lamellae, occasionally as very small but well individualized subhedral crystals, along with quartz, plagioclase and potassic feldspar. They are homogeneous and present a composition between annite and phlogopite (Figure 19-A; [Deer et al. 1992](#)), and the representative structural formula is $\text{K}_{1.76}\text{Na}_{0.05}(\text{Mg}_{3.42}\text{Fe}_{1.87}\text{Ti}_{0.4}\text{Al}_{0.05}\text{Mn}_{0.08})_{5.77}(\text{Si}_{5.84}\text{Al}_{2.16})_8\text{O}_{20}(\text{OH},\text{F})_4$. The microgranular mafic enclave contains lamellar biotite crystals with strong brown or green pleochroism, and it is homogeneous and intermediate between annite and phlogopite (Figure 19-A; [Deer et al. 1992](#)) and presents the following representative structural formula: $\text{K}_{1.77}\text{Na}_{0.04}(\text{Mg}_{3.35}\text{Fe}_{1.95}\text{Ti}_{0.40}\text{Mn}_{0.10}\text{Al}_{0.02})_{5.79}(\text{Si}_{5.76}\text{Al}_{2.24})_8\text{O}_{20}(\text{OH},\text{F})_4$. The biotite of the biotite granodiorite is brown, lamellar, and in equilibrium with quartz and plagioclase. It has a homogeneous composition between annite and phlogopite (Figure 19-A; [Deer et al. 1992](#)), and its structural formula is $\text{K}_{1.8}\text{Na}_{0.03}(\text{Mg}_{2.92}\text{Fe}_{2.06}\text{Ti}_{0.33}\text{Al}_{0.29}\text{Mn}_{0.07})_{5.68}(\text{Si}_{5.76}\text{Al}_{2.24})_8\text{O}_{20}(\text{OH},\text{F})_4$ (Table 3). The biotite of the porphyritic hornblende-biotite granite has a $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ ratio ranging from 0.33 to 0.39. In the enclave, this ratio ranges between 0.32 and 0.43, whereas in the granodiorite biotite, the ratio ranges between 0.40 and 0.43.

The Al^{IV} of the biotite is almost constant in all rocks and ranges from 1.93 to 2.35 except for the biotite crystals of the microgranular mafic enclave, which shows a discrepancy in the values (Table 3). As a result, in the Mg versus $\text{Al}(\text{t})$ diagram (Figure 19-B; [Nachit et al. 1985](#)), the porphyritic hornblende-biotite granite and microgranular mafic enclave plot in the transition between the subalkaline and calc-alkaline fields, whereas the biotite of the biotite granodiorite plot between calc-alkali and aluminum-potassic compositions.

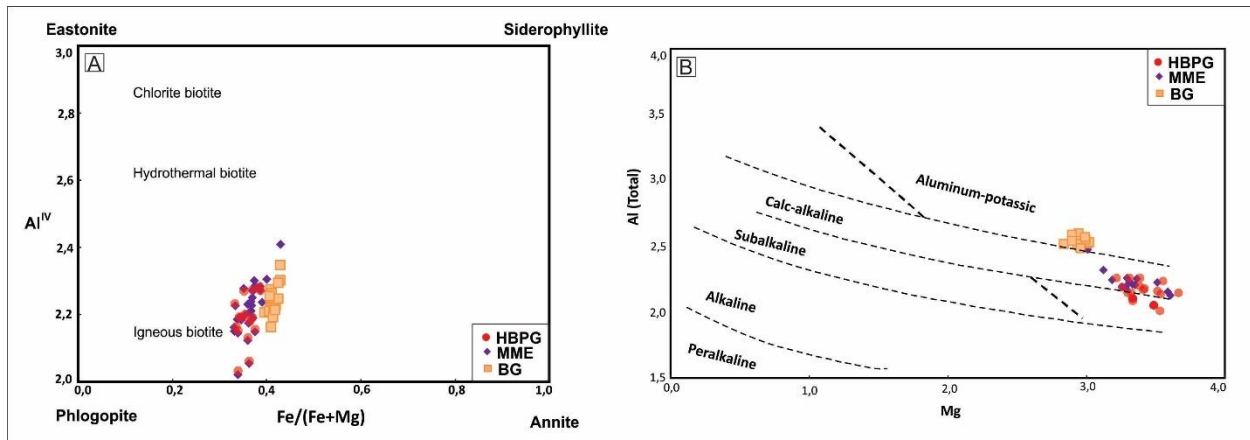


Figure 19. Composition of the biotite of the porphyritic hornblende-biotite granite (PHBG), microgranular mafic enclave and biotite granodiorite: (A) $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) \times \text{Al}^{\text{IV}}$ ([Deer et al. 1992](#)) diagram and (B) $\text{Mg} \times \text{Al}(\text{t})$ ([Nachit et al. 1985](#)) diagram. HBPG: porphyritic hornblende-biotite granite; MME: microgranular mafic enclave; BG: biotite granodiorite.

In the ternary diagram $(\text{FeO} + \text{MnO}) - (10 * \text{TiO}_2) - \text{MgO}$ (Figure 20-A; [Nachit, 1994](#)), the biotite of all rocks plots in the transition between the fields of primary magmatic biotite and primary reequilibrated biotite. The biotite crystals for all rocks have fluorine content dominant over chlorine (Table 3). In the ternary diagram for $\text{FeO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ (Figure 20-B; [Abdel-Rahman,](#)

1994), the biotite of the porphyritic hornblende-biotite granite of all rocks is located in the calc-alkaline granite field, with average values of FeO(t), MgO and Al₂O₃ of 15.1%, 15.4%, and 12.3% respectively. The biotite of the enclaves has average values of FeOt, MgO and Al₂O₃ of 15.5%, 15.3% and 12.6%, respectively; and the biotite granodiorite shows average values of FeOt, MgO and Al₂O₃ of 16.1%, 12.8%, and 14% respectively. These constant values corroborate the diagram of Abdel-Rahman (1994; Table 3).

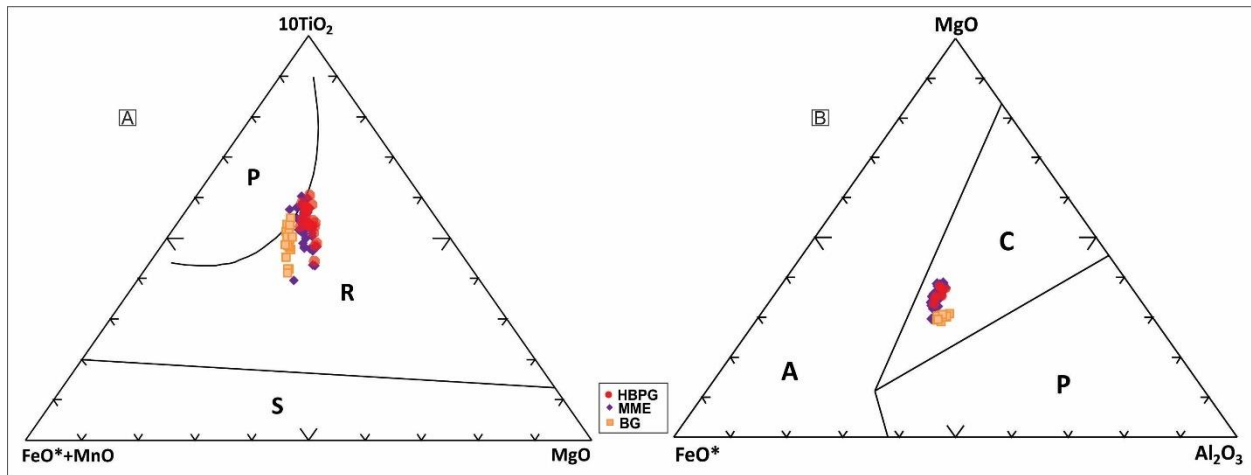


Figure 20. Composition of the biotite of the porphyritic hornblende-biotite granite (HBPG), microgranular mafic enclave (MME) and biotite granodiorite (BG): (A) (FeO + MnO) - (10*TiO₂) - MgO diagram (fields of Nachit 1994), (P) field of primary biotites; (R) domain of reequilibrated primary biotites and (S) domain of secondary biotites; and (B) FeO*-MgO-Al₂O₃ diagram (fields of Abdel-Rahman 1994), for biotite discrimination of anorogenic alkaline suites (A); peraluminous suites(P), including S type suites, and calc-alkaline (C) suites.

Table 3. Representative analyses of biotite of the porphyritic hornblende-biotite granite, microgranular mafic enclave and biotite granodiorite, obtained by Electron Microprobe. Fe assigned as total FeO.

Samples	Porphyritic hornblende-biotite granite			Microgranular mafic enclaves			Biotite granodiorite		
	SiO ₂	39,32	39,8	39,26	38,8	38,66	39,23	37,81	38,45
TiO ₂	4,67	3,49	3,61	3,82	3,54	2,78	2,49	2,73	3,1
Al ₂ O ₃	12,83	13,17	12,42	12,86	12,56	12,28	14,33	14,23	14,04
FeO (t)	15,1	15,29	14,75	16,59	15,23	14,61	15,78	16,22	16,92
MnO	0,62	0,8	0,59	0,45	0,93	0,66	1,21	0,42	0,44
MgO	15,59	15,62	15,93	14,41	14,94	16,17	12,88	12,94	12,88
CaO	0	0,04	0,01	0,2	0,07	0	0	0	0,04
Na ₂ O	0,22	0,22	0,18	0,05	0,18	0,14	0,03	0,08	0,13
K ₂ O	9,48	9,25	9,54	9,54	9,37	9,77	9,71	9,81	9,68
F	1,64	1,51	1,78	1,25	1,38	1,64	0,94	0,92	0,93
Cl	0,11	0,11	0,14	0,14	0,08	0,16	0,02	0,03	0,05
-O=F	0,69	0,64	0,75	0,53	0,58	0,69	0,40	0,39	0,39
-O=Cl	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,04	0,00	0,01	0,01
Total	98,86	98,64	97,43	97,55	96,34	96,71	94,80	95,44	95,92
Structural formulae on the basis of 22O									
Si ⁴⁺	5,73	5,8	5,8	5,76	5,79	5,85	5,76	5,81	5,75
Al ^{IV}	2,27	2,2	2,16	2,24	2,21	2,15	2,24	2,19	2,25
T Site	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Ti ⁴⁺	0,51	0,38	0,4	0,43	0,4	0,31	0,29	0,31	0,35
Al ^{VI}	0	0,06	0	0,01	0,01	0,01	0,34	0,34	0,25
Fe ²⁺	1,84	1,86	1,82	2,06	1,91	1,82	2,01	2,05	2,14
Mn ²⁺	0,08	0,1	0,07	0,06	0,12	0,08	0,16	0,05	0,06
Mg ²⁺	3,39	3,39	3,51	3,19	3,34	3,59	2,93	2,91	2,9
O Site	5,75	5,8	5,79	5,75	5,77	5,82	5,72	5,67	5,69
Ca ²⁺	0	0,01	0	0,03	0,01	0	0	0	0,01
Na ⁺	0,06	0,06	0,05	0,01	0,05	0,04	0,01	0,02	0,04
K ⁺	1,75	1,71	1,79	1,8	1,78	1,85	1,88	1,88	1,85
A Site	1,82	1,78	1,84	1,84	1,84	1,89	1,89	1,9	1,9
F	0,76	0,70	0,83	0,59	0,65	0,77	0,45	0,44	0,44
Cl	0,03	0,03	0,04	0,04	0,02	0,04	0,01	0,01	0,01

2.7 GEOCHRONOLOGY

2.7.1 U-Pb zircon dating

The hornblende-biotite syenogranite (DFR-15) and hornblende-biotite monzogranite (DFR-39) are porphyritic, hololeucocratic, pink, medium to coarse grained and exhibit colorless to pink zircon grains, which is similar to most of the selected crystals. They have a bipyramidal prismatic habit and are elongated, with a length *versus* width ratio of 2/1 and 3/1. They are usually fractured, with sizes between 50 and 200 μm . The backscattered electron (BSE) imaging shows relatively regular light and dark zoning bands, which were interpreted as variations in the chemical contents of U (Sato *et al.* 2008), thus indicating igneous growth (Figure 21-A and B). Thus, 19 grains were analyzed for sample DFR-15 and 20 grains were analyzed for sample DFR-39, and they were used to plot the concordia diagrams. Concordant U-Pb analyses revealed an upper intercept age of 1790.9 ± 6.0 Ma (mean square of the weighted deviates [MSWD] = 1.3 for sample DFR-15; Figure 21-A) and 1795.1 ± 5.8 Ma (MSWD = 1.2 for sample DFR-39; Figure 21-B). Th/U ratios vary between 0.41 and 1.16 for sample DFR-15 and between 0.41 and 1.32 for sample DFR-39. The data are shown in Table 4 and 4.1 (annex).

The microgranular mafic enclave represented by the DFR-02D sample of quartz diorite composition with mesocratic, dark gray, porphyritic, and fine-grained characteristics exhibits colorless to beige zircon grains, which is similar to most selected crystals. These grains are elongated with a bipyramidal prismatic habit, in with a length *versus* width ratio of 2/1 and size between 50 and 110 μm . From this sample, 23 grains were analyzed and used to plot the concordia diagrams. Thus, the concordant U-Pb analyses reveal an upper intercept age of 1790 ± 7.5 Ma (MSWD = 0.84; Figure 21-C) and Th/U ratios ranging between 0.42 and 1.0 (Table 4.2, annex).

The ignimbrite (DFR-33) with a quartz-feldspar composition and dark gray color ranges from micro- and cryptocrystalline holocrystalline rocks to hemocrystalline rocks, and it shows colorless to beige zircon grains that are elongated with bipyramidal prismatic habit, have a length *versus* width ratio of 3/1 and are usually fractured and range from 110 to 210 μm . BSE imaging shows relatively regular light and dark zoning bands, which are interpreted as variations in the chemical contents of U (Sato *et al.* 2008), indicating igneous growth (Figure 21-D). Thus, 28 grains were analyzed, and the concordant U-Pb analyses revealed an upper intercept age of 1792 ± 14 (MSWD = 0.92; Figure 21-D) and Th/U ratios between 0.37 and 1.49 (Table 4.3, annex).

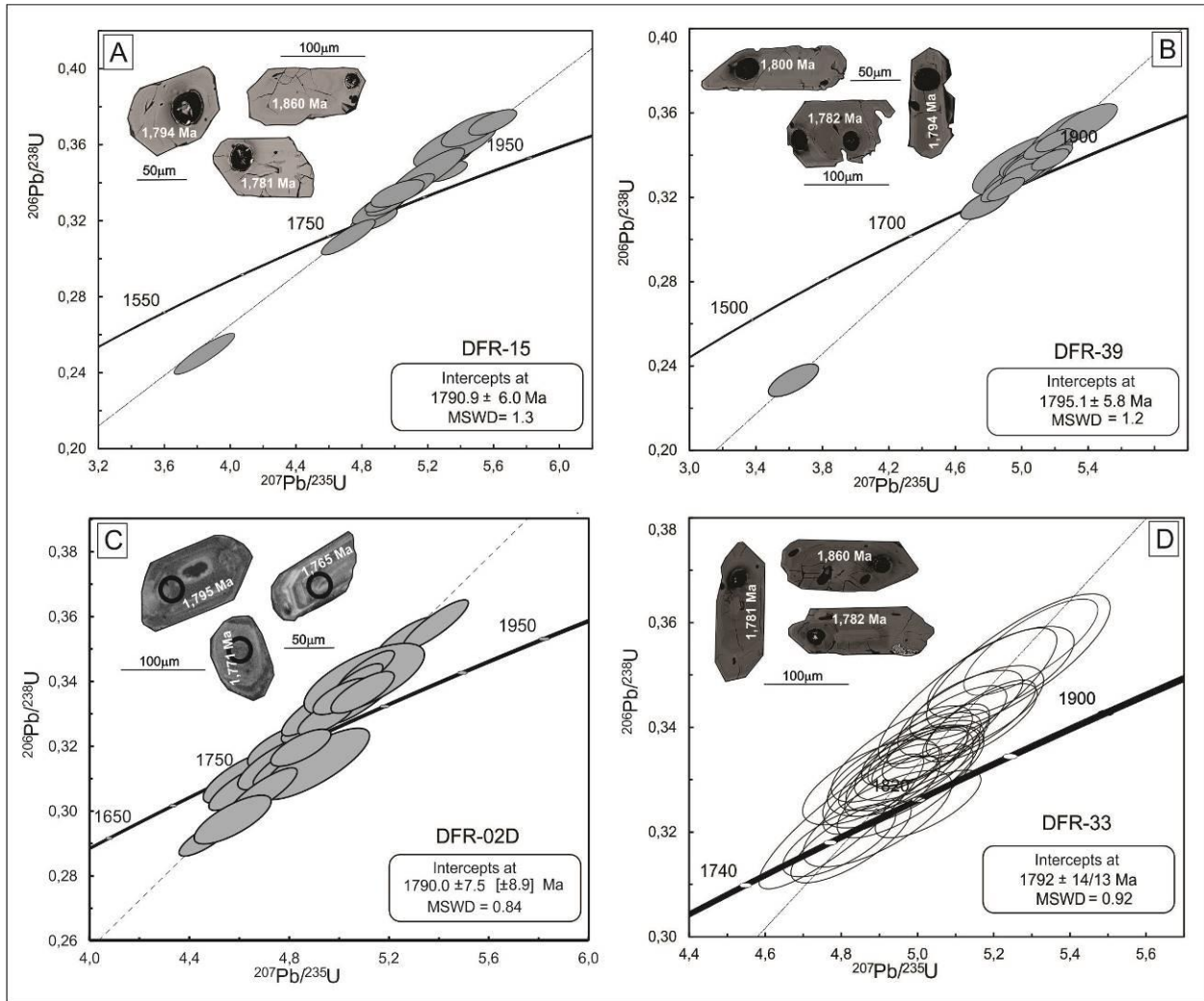


Figure 21. Concordia Diagram U-Pb (LA-ICP-MS) showing age concordance. (A) concordant U-Pb analyses revealed an upper intercept age of 1790.9 ± 6.0 Ma; (B) concordant U-Pb analyses revealed an upper intercept age of 1795.1 ± 5.8 Ma; (C) the concordant U-Pb analyses reveal an upper intercept age of 1790 ± 7.5 Ma; (D) the concordant U-Pb analyses revealed an upper intercept age of 1792 ± 14 Ma, interpreted as the age of crystallization. Backscattered electron images were used to indicate the application sites of the laser ion beam.

The inequigranular syenogranite (DFR-17) is hypidiomorphic and fine to medium grained, contains colorless to beige zircon grains, is elongated, and presents a bipyramidal prismatic habit, in which the length *versus* width ratio is 2/1. The grains are commonly fractured, with sizes ranging from 50 μm to 200 μm (Figure 22-A). Thus, 15 grains were analyzed to plot the concordia diagrams. The concordant U-Pb analyses reveal two upper intercept ages, one of 1763 ± 14 Ma (MSWD = 2.0) and another one of 1811 ± 15 Ma (MSWD = 2.3; Figure 22-A) and Th/U ratios ranging between 0.69 - 1.56 and 0.94 - 1.48, respectively (Table 4.4, annex). The youngest age is considered because it has the lowest MSWD value.

The biotite granodiorite (DFR-22) is inequigranular, sometimes porphyritic, medium to coarse-grained, has colorless to yellowish elongated zircon grains, with some that are oval and zoned and present a bipyramidal prismatic habit, in which the length *versus* width ratio is 2/1 and

3/1. The grains are often fractured, with sizes between 50 and 200 μm (Figure 22-B). A total of 18 grains were analyzed to plot the concordia diagrams, whose concordant U-Pb analyses reveal two upper intercept ages of 2001 ± 13 Ma (MSWD = 2.9; Figure 21-B) and Th/U ratios between 0.20 and 0.76 (Table 4.5, annex).

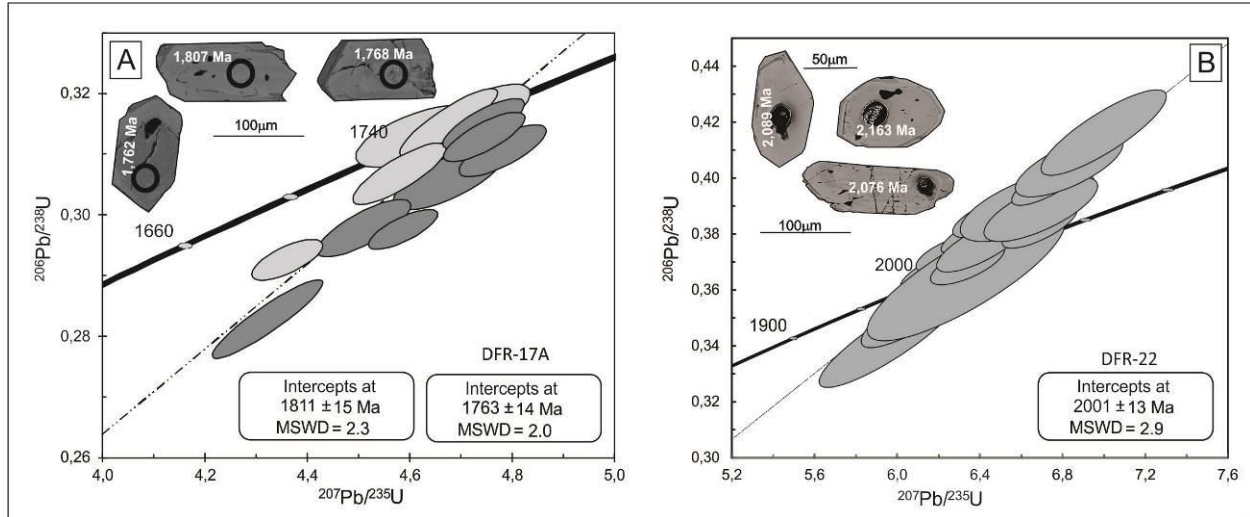


Figure 22. (A) The concordant U-Pb analyses reveal two upper intercept ages, one of 1763 ± 14 Ma and another one of 1811 ± 15 Ma; (B) concordant U-Pb analyses reveal two upper intercept ages of 2001 ± 13 Ma, interpreted as age of crystallization. Backscattered electron images were used to indicate the application sites of the laser ion beam.

2.7.2 Lu-Hf zircon data

The *in situ* analyses of Lu-Hf for the biotite granodiorite (DFR-22) were performed on five zircon grains, and the results are shown in Table 5. The $\epsilon_{\text{HF}(t)}$ values are between -1.98 and -15.75, and the model ages fall between 2.47 and 3.32 Ga. These zircon crystals have $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ratios of 0.0018838 to 0.0007552 and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ of 0.28154337 to 0.2811512, with different U-Pb ages between 1987 Ma and 2053 Ma (Table 5; Figure 23-B). In Figure 23, the results of the analyses are illustrated by diagrams, which show the $\epsilon_{\text{HF}(t)}$ values and the initial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratio relative to the crystallization ages of these zircon crystals. The dashed areas indicate the isotopic evolution trend in a closed system being projected for the evolution curve of the depleted mantle (DM) according to [Goodge & Vervoort \(2006\)](#).

For the DFR-33 sample of ignimbrite, the Lu-Hf analysis was performed on 12 zircon grains, which have $\epsilon_{\text{HF}(t)}$ values between -1.98 and -11.67 and model ages ($\text{Hf } T_{\text{DM}}$) between 2.49 and 3.02 Ga. These zircon crystals have $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ratios between 0.001806434 - 0.000966605, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratios between 0.28165798 - 0.28138886 and U-Pb ages between 1768 Ma and 1780 Ma (Table 5; Figure 23-C).

The analyses for the porphyritic hornblende-biotite granite (DFR-15) were performed on six zircon grains, which present acquired $\epsilon_{\text{HF}(t)}$ values between -4.64 and -0.51 and model ages between 2.42 and 2.57 Ga. They have $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ratios between 0.001394713 - 0.000785433 and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratios between 0.28160834 - 0.28151628, with U-Pb ages between 1763 Ma and 1796 Ma (Table 5; Figure 23-D). Thus, 5 grains of zircon were analyzed for sample DFR-39, which is also from the porphyritic hornblende-biotite granite, and the $\epsilon_{\text{HF}(t)}$ values are between -0.48 and -

4.64 and the model ages (Hf T_{DM}) are between 2.42 and 2.57 Ga. They have $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ratios between 0.003491049 - 0.001038568 and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ between 0.28175904 - 0.28158187 and U-Pb ages between 1768 Ma and 1786 Ma (Table 5; Figure 23-E).

The microgranular mafic enclave (DFR-02D) was analyzed using six zircon grains. These zircon crystals have $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ratios between 0.003360767 - 0.000979014 and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratios between 0.28184679 - 0.28157332 and U-Pb ages between 1757 Ma and 1773 Ma, and a discrepancy in $\epsilon\text{HF}_{(t)}$ values, with values between -4.27 and 0.92 and a Hf T_{DM} age between 2.19 and 2.56 Ga (Table 5; Figure 23-F).

Figure 22-A shows homogeneous $\epsilon\text{HF}_{(t)}$ values (-15 to 0) for the biotite granodiorite (DFR-22), porphyritic hornblende-biotite granite (DFR-39 and 15) and ignimbrite (DFR-33), suggesting a crustal origin or high crustal reworking for this magmatism. The mafic microgranular enclave (DFR-02D), which has $\epsilon\text{HF}_{(t)}$ values ranging from -3.36 to 3.21, is interpreted as the result of a mixture of mantle and crustal sources (Figure 23-F). The $\epsilon\text{HF}_{(t)}$ associated with model ages, allowed the interpretation that the zircon crystals of these rocks derive from the Archean crust.

Table 5. Hf data in zircon for the studied rocks.

DFR-22 (Biotite granodiorite)										
Grain	T (Ma)	176Lu		176Hf		176Hf		$\epsilon\text{Hf}(t)$	$\pm 1\sigma$	T_{DM} (Ga)
		177Hf	$\pm 2\sigma$	177Hf	$\pm 2\sigma$	177Hf _(t)	$\pm 2\sigma$			
002_ZR16	2053	0,0016369	0,000014	0,28154337	0,0000328030330	0,281477203	0,000033	-0,03	1,17	2,47
003_ZR20	2003	0,0010348	0,000016	0,28123666	0,0000310513730	0,281195864	0,000031	-11,17	1,10	3,10
004_ZR21	2041	0,0016243	0,000066	0,28141414	0,0000410442910	0,281348862	0,000041	-4,86	1,46	2,81
005_ZR22	1993	0,0007552	0,000027	0,28134483	0,0000240476670	0,281315216	0,000024	-7,17	0,85	2,89
006_ZR24	1987	0,0018838	0,000097	0,28111512	0,0001795284600	0,281077545	0,000180	-15,75	6,38	3,32
DFR-33 (Ignimbrite)										
Grain	T (Ma)	176Lu		176Hf		176Hf		$\epsilon\text{Hf}(t)$	$\pm 1\sigma$	T_{DM} (Ga)
		177Hf	$\pm 2\sigma$	177Hf	$\pm 2\sigma$	177Hf _(t)	$\pm 2\sigma$			
002_ZR1	1780	0,001806434	0,000027	0,28160213	0,0000388215690	0,281538976	0,000039	-4,11	1,38	2,61
003_ZR5	1779	0,001118865	0,000006	0,28151616	0,0000242428700	0,281477067	0,000024	-6,33	0,86	2,73
004_ZR6	1771	0,000966605	0,000002	0,28163201	0,0000329756130	0,281598396	0,000033	-2,21	1,17	2,50
005_ZR8	1770	0,00151965	0,000032	0,28165798	0,0000261383950	0,281605144	0,000026	-1,98	0,93	2,49
006_ZR9	1778	0,001762456	0,000072	0,28138886	0,0001034302100	0,281327311	0,000103	-11,67	3,67	3,02
007_ZR12	1772	0,00130384	0,000053	0,28164367	0,0000278189080	0,281598292	0,000028	-2,18	0,99	2,50
008_ZR15	1768	0,001442932	0,000002	0,28159572	0,0000284535980	0,281545621	0,000028	-4,15	1,01	2,60
DFR-39 (Hornblende-biotite granite porphyritic)										
Grain	T (Ma)	176Lu		176Hf		176Hf		$\epsilon\text{Hf}(t)$	$\pm 1\sigma$	T_{DM} (Ga)
		177Hf	$\pm 2\sigma$	177Hf	$\pm 2\sigma$	177Hf _(t)	$\pm 2\sigma$			
002_ZR1	1770	0,001476766	0,00001	0,28158187	0,0000219358870	0,281530538	0,000022	-4,64	0,78	2,54
003_ZR6	1768	0,001038568	0,000019	0,2816013	0,0000377879430	0,281565241	0,000038	-3,45	1,34	2,57
004_ZR10	1786	0,003491049	0,000027	0,28175904	0,0000418661050	0,281636587	0,000042	-0,51	1,49	2,42
005_ZR16	1771	0,00209626	0,000028	0,28165248	0,0000282249330	0,281579583	0,000028	-2,88	1,00	2,54
006_ZR17	1786	0,002064927	0,000023	0,28170944	0,0000317387290	0,281636986	0,000032	-0,48	1,13	2,42

Continuation of the table 5.

Sample		DFR-15 (Hornblende-biotite granite porphyritic)								
Grain	T (Ma)	<u>176Lu</u>		<u>176Hf</u>		<u>176Hf</u>		$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	$\pm 1\sigma$	T_{DM} (Ga)
		<u>177Hf</u>	$\pm 2\sigma$	<u>177Hf</u>	$\pm 2\sigma$	<u>177Hf_(t)</u>	$\pm 2\sigma$			
002_ZR4	1796	0,001244489	0,000001	0,28155091	0,0000267436900	0,281507027	0,000027	-4,90	0,95	2,57
003_ZR11	1767	0,001286033	0,000009	0,28157109	0,0000225911850	0,281526471	0,000023	-4,86	0,80	2,64
004_ZR06	1794	0,001394713	0,000025	0,28160834	0,0000243215390	0,281559197	0,000024	-3,07	0,86	2,57
005_ZR13	1794	0,000785433	0,000003	0,28151805	0,0000301644440	0,281490376	0,000030	-5,52	1,07	2,70
006_ZR12	1786	0,0012538	0,000022	0,28157909	0,0000296592530	0,281535097	0,000030	-4,10	1,05	2,62
007_ZR24	1763	0,001306448	0,000031	0,28151628	0,0000230923980	0,281471039	0,000023	-6,90	0,82	2,75

Sample		DFR-02D (Microgranular enclave)								
Grain	T (Ma)	<u>176Lu</u>		<u>176Hf</u>		<u>176Hf</u>		$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	$\pm 1\sigma$	T_{DM} (Ga)
		<u>177Hf</u>	$\pm 2\sigma$	<u>177Hf</u>	$\pm 2\sigma$	<u>177Hf_(t)</u>	$\pm 2\sigma$			
002_ZR6	1773	0,000979014	0,000025	0,28157332	0,0000425921800	0,28153924	0,000043	-4,27	1,51	2,52
003_ZR09	1769	0,001712649	0,000075	0,2817469	0,0000582696460	0,281687393	0,000058	0,92	2,07	2,33
004_ZR11	1765	0,003360767	0,00003	0,281774	0,0000337823600	0,281657518	0,000034	-0,24	1,20	2,39
005_ZR13	1757	0,001573097	0,000025	0,28162531	0,0000650927820	0,281571026	0,000065	-3,49	2,31	2,56
006_ZR30	1761	0,002579003	0,000016	0,28184679	0,0000441797240	0,281757624	0,000044	3,21	1,57	2,19
007_ZR29	1771	0,001065118	0,000004	0,28160311	0,0000261557260	0,281566074	0,000026	-3,36	0,93	2,56

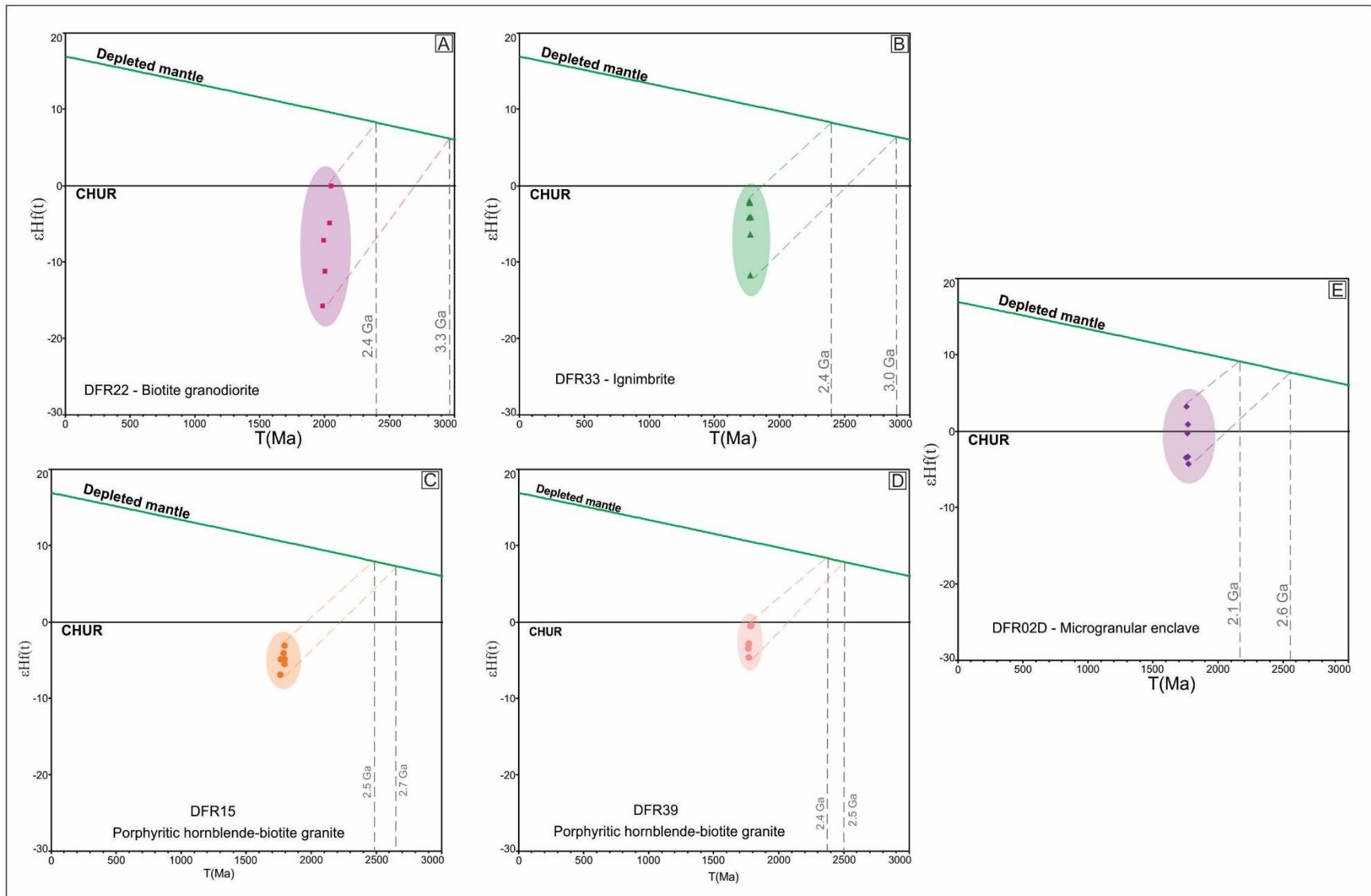


Figure 23. Diagram of evolution of the values of $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ versus age (Ga). The dashed areas indicate the tendency of evolution for the rocks. (A) biotite granodiorite; (B) Ignimbrite; (C and D) Hornblende-biotite grafts porphyritic granite and (E) microgranular enclave samples. The dashed areas indicate the trend of evolution towards the rocks.

2.7.3 Sm-Nd whole rock data

Samples of the porphyritic hornblende-biotite granite (DFR-02; DFR-42; DFR-44 and DFR-15), microgranular mafic enclave (DFR-02C), granite alkali feldspar (DFR-06), biotite granodiorite (DFR-22) and ignimbrite (DFR-33) were analyzed. All data are shown in Table 6 and Figure 24.

The samples analyzed for the porphyritic hornblende-biotite granite had $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ values of -1.69, -1.77, -3.48 and -4.03 and T_{DM} ages ranging from 2.19 to 2.41 Ga. The microgranular mafic enclave had a value of -1.58 for $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ and T_{DM} age of 2.20 Ga. The alkali feldspar granite exhibited a $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ value of -3.63 and T_{DM} age of 2.41 Ga, and the biotite granodiorite showed a $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ value of -2.87 and T_{DM} age of 2.44 Ga. However, the $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ value for the ignimbrite was 0.37, and the T_{DM} age was 2.02 Ga.

Most of the analyzed rocks had $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ with negative values except for the ignimbrite. These values indicate derivation or assimilation of older crustal rocks (Faure, 1986). ϵNd values fluctuating between weakly positive and negative indicate an interaction between mantle and crustal sources.

Table 6. Sm-Nd analyzes for the granites and ignimbrites of the northern region of Guarantã do Norte, MT.

Sample	Rock	T (Ga)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ \pm 2SE	$\epsilon\text{Nd}_{(0)}$	$\epsilon\text{Nd}_{(t)}$	T_{CHUR} (Ga)	T_{DM} (Ga)
DFR06	Alkali-feldspar granite	1,76	4,031	19,674	0,1238	0.511614+/-13	-19,97	-3,63	2,13	2,41
DFR02	Hornblende-biotite granite porphyritic	1,79	8,635	50,324	0,1037	0.511457+/-11	-23,03	-1,69	1,93	2,19
DFR15	Hornblende-biotite granite porphyritic	1,79	8,343	45,581	0,1106	0.511447+/-7	-23,23	-3,48	2,10	2,35
DFR42	Hornblende-biotite granite porphyritic	1,79	8,520	45,325	0,1136	0.511454+/-7	-23,10	-4,03	2,16	2,41
DFR44	Hornblende-biotite granite porphyritic	1,79	10,621	61,981	0,1036	0.511451+/-5	-23,16	-1,77	1,94	2,19
DFR02C	Microgranular enclave	1,79	14,529	79,792	0,1101	0.511537+/-11	-21,49	-1,58	1,93	2,20
DFR33	Ignimbrite	1,79	6,924	44,917	0,0932	0.511438+/-9	-23,42	0,37	1,76	2,02
DFR22	Biotite granodiorite	2,01	4,132	25,502	0,0979	0.511185+/-8	-28,33	-2,87	2,23	2,44

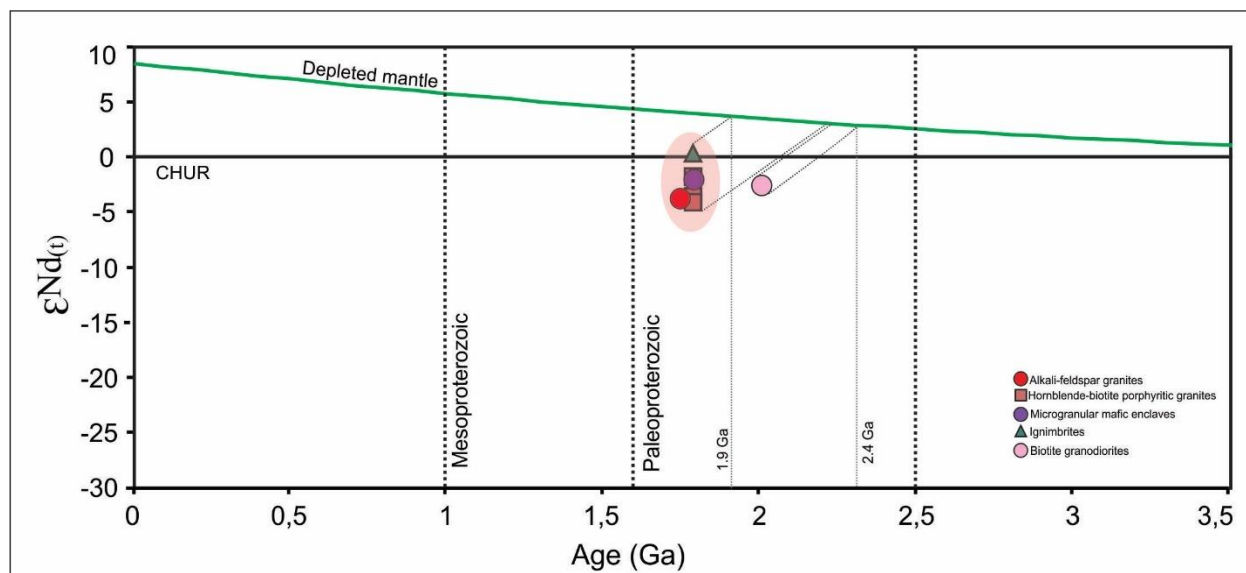


Figure 24. Evolution diagram $\epsilon\text{Nd}(t)$ versus age (Ga). Dotted lines indicate the evolutionary trend for rocks.

2.8 DISCUSSION

2.8.1 General aspects of biotite granodiorite

In the study area, an intrinsic relationship of isotropic granites and undeformed volcanic rocks can be observed. In the southern part of the area, biotite granodiorite is observed, and it is inequigranular, calc-alkaline, and slightly peraluminous and presents an enrichment of LREEs over HREEs and a moderate negative Eu anomaly. The biotite granodiorite is intruded by biotite monzogranite to syenogranite attributed by [Souza *et al.* \(2005\)](#) to the Matupá Intrusive Suite. The geological, petrological and isotopic characteristics are consistent with I-type granites, such as those of the Lachlan Belt ([Chappell & White, 1992](#)), which were generated in mature magmatic arc environments. The slightly negative ϵNd value (-2.87), the U-Pb zircon age of 2001 ± 13 Ma associated with the Nd T_{DM} model age of 2.44 Ga and the values obtained for $\epsilon\text{Hf}(t)$ range between -1.98 and -15.75 suggest magmas with strong crustal reworking. Similar crystallization ages were obtained in isotropic granites (1995 ± 5 Ma) and with tectonic foliation (2009 ± 4 Ma) from the Garimpo Aragão region, which is southwest of the municipality of Novo Mundo by [Dezula *et al.* \(2018\)](#), and foliated biotite tonalite (1978 ± 8 Ma) from the eastern portion of the AFGP by [Assis \(2015\)](#). In addition, ages of 2036 ± 8 Ma and 1992 ± 7 Ma were obtained for biotite granodioritic gneiss in the Nova Guarita region ([Deitos *et al.* 2016](#)) and granite orthogneiss in the region of the municipality of Alta Floresta ([Souza *et al.* 2005](#)), respectively. The rocks are interpreted herein as belonging to a possible extension to the south under the Cachimbo Graben of the Cuiú-Cuiú Magmatic Arc due to the similarity of ages (2033 ± 7 to 2005 ± 7 Ma) based on [Santos *et al.* \(1997, 2001\)](#) and [Vasquez *et al.* \(2013\)](#) and present geological characteristics similar to granites from the Tapajós Mineral Province. The Nd T_{DM} model ages for rocks related to the Cuiú-Cuiú Complex in the AFGP indicate values of 2.67 and 2.18 Ga, with ϵNd values of +2.4 and -0.96 ([Paes de Barros 2007](#); [Pimentel 2011](#); [Assis 2015](#); [Oliveira *et al.* 2016](#) and [Dezula *et al.* 2018](#)). It is observed that these model ages show a diversity of crustal sources in the generation of granites of the Cuiú-Cuiú Complex in the AFGP.

2.8.2 General aspects of volcanic rocks

The ignimbrites are deposited on the granite rocks of the Cuiú-Cuiú Complex (biotite granodiorites) and the Matupá Intrusive Suite (biotite monzogranites to syenogranites) in the Guarantã do Norte region. They are crystal-rich holocrystalline to hemicrystalline and slightly peraluminous and have enrichment of LREEs over HREEs, with a subtle negative Eu anomaly and a horizontalized HREE pattern. The crystallization age of the ignimbrite (1792 ± 14 Ma) allows to correlate it with the magmatism of the Colíder Group in the AFGP, whose crystallization ages range from 1820 ± 28 to 1757 ± 14 Ma (Pinho *et al.* 2001, 2003; Moreton & Martins 2003; Alves *et al.* 2010; Bini *et al.* 2015; Duarte 2015). Sm-Nd isotope data for the Colíder Group obtained by Pinho *et al.* (2003), Souza *et al.* (2005), Duarte (2012; 2015), Ribeiro & Duarte (2010) and Silva & Abram (2008) present $\epsilon_{Nd}(t)$ values that range from positive (0.1 to 2.2) to negative (-0.2 to -3.9) and Nd T_{DM} model ages that generally range from 2.40 to 1.94 Ga. The $\epsilon_{Hf}(t)$ values in this study range between -1.98 and -11.67, evidencing a fully crustal or mantle magmatism with high reworking. In turn, the positive ϵ_{Nd} value (+0.37) and the Nd T_{DM} model age (2.02 Ga) suggest that the magmatic source has a mantle signature and was extracted from the mantle in the Orosirian period. The geological, petrological and isotopic data are also consistent with magmatism generated in a magmatic arc environment, with a crustal reworking.

2.8.3 General aspects of porphyritic hornblende-biotite granites and microgranular mafic enclaves

The hornblende-biotite monzogranites and porphyritic syenogranites intrude the granites of the Matupá Intrusive Suite and the Cuiú-Cuiú Complex and the volcanic rocks of the Colíder Group in the Guarantã do Norte region. They often contain microgranular mafic enclaves whose textural (fine-grained) and morphological (globular bodies with abrupt and transitional contacts) features indicate the action of partial magma mixing processes, which is based on features demonstrated by Barbarin & Didier (1992) and representative of an intermediate hybridization stage. Regardless of the interpretation of magma mixture, the presence of microgranular mafic enclaves indicates the existence of contemporaneity between a felsic magma and a mafic magma as well as the participation of mantle magmas concomitantly with the felsic magmas. Mechanical exchange features (xenocrysts of alkali feldspar and ocellar quartz) corroborate the interpretation of microgranular mafic enclaves generated by partial magma mixing processes. In addition to microgranular mafic enclaves, there are frequent leucodioritic enclaves with cumulative features dispersed in the granite matrix. These enclaves require a cautious interpretation of geochemical and Sm-Nd isotope data from the hornblende-biotite monzogranites to porphyritic syenogranites, since the geochemical signatures may be representing hybrid compositions between granites and the geochemical data of the hornblende-biotite monzogranites to porphyritic syenogranites point to I-type affinities, with LREE enrichment relative to HREEs and moderate negative Eu anomalies. The crystallization ages (1790 ± 6 and 1795 ± 6 Ma) indicate that the hornblende-biotite monzogranites to porphyritic syenogranites are contemporary with the ignimbrites of the Colíder Group. The crystallization ages between 1819 ± 6 and 1788 ± 8 Ma (JICA/MMAJ 2000; Silva & Abram 2008; Duarte 2015; Deitos *et al.* 2016; Silva *et al.* 2016) in the isotropic granites of the AFGP have led different authors to include them in the Paranaíta Intrusive Suite, an interpretation consistent with the data obtained herein. The $\epsilon_{Hf}(t)$ values vary between -0.51 and -6.90, indicating a crustal origin or mantle magma with high crustal reworking. The microgranular mafic enclave shows a discrepancy in the $\epsilon_{Hf}(t)$ values, which range from -4.27 to 0.92. Sm-Nd isotopic data for

the Paranaíta Intrusive Suite indicate ϵ_{Nd} values of + 0.68 to -3.09 and Nd T_{DM} model ages of 2.40 to 1.90 Ga (Pinho 2003; Oliveira & Albuquerque 2003; Souza *et al.* 2005; Silva & Abram 2008; Ribeiro & Duarte 2010; Duarte 2012; 2015), which is similar to the data obtained in this study (ϵ_{Nd} = - 1.69 to -4.03 – Nd T_{DM} age models = 2.19 Ga to 2.41 Ga). The geological, petrological and isotopic data suggest that hornblende-biotite granites were generated in a mature magmatic arc environment.

2.8.4 General aspects of Alkali-feldspar granites and syenogranites

The alkali-feldspar granites and syenogranites outcrop in the western part of the area and intrude all the other rocks in the area, and they consist of equigranular isotropic granites with a geochemical signature of magmatic arc to postcollisional calc-alkaline granites. However, the Sm-Nd isotopic data for the alkali feldspar granite studied indicate ϵ_{Nd} values of Nd T_{DM} model ages of 2.41 to 1.94 Ga. The intercept age at 1763 ± 14 Ma obtained for the alkali feldspar granite is assumed to be its crystallization age, whereas the intercept age at 1811 ± 15 Ma is interpreted as the inherited age. An inherited age of 1810 ± 14 Ma was obtained by Bini *et al.* (2015) in a rheomorphic ignimbrite of the Colíder Group outcropping in Serra do Cachimbo, ~40 km north of the study area, with a crystallization age of 1757 ± 14 Ma, which is consistent with the crystallization age of the alkali feldspar granite of 1757 ± 16 Ma, 1760 ± 12 Ma and 1782 ± 17 Ma obtained respectively by Moreton & Martins (2003), Santos *et al.* (2001) and Silva & Abram (2008) for granites included in the Teles Pires Intrusive Suite. However, Pinho *et al.* (2001) obtained an intercept age of 1779 ± 5 Ma for an outcropping porphyritic microgranite in Balneário Braço Norte belonging to the same granitic body studied herein, and Alves *et al.* (2010), Miguel Jr. (2011) and Assis (2015) obtained similar but slightly older ages of 1775 ± 4 Ma, 1774 ± 8 Ma and 1773 ± 6 Ma for granites related to the Teles Pires Intrusive Suite, respectively. This age variation may indicate that the magmatism that generated Teles Pires Intrusive Suite granites continued for ~30 Ma. The Teles Pires Intrusive Suite is generally classified as postcollisional and intraplate. The data presented herein, however, are consistent with a magmatic arc environment with a significant crustal contribution.

2.8.5 Petrogenetic Processes

The volcanic rocks included in the Colíder Group consist predominantly of primary deposits of andesites, trachytes, rhyolites, ignimbrites and surge deposits, with subordinate occurrences of volcano-sedimentary deposits. The geochemical affinities are calc-alkaline and the isotopic ages range from 1.81 to 1.76 Ga, with Nd T_{DM} model ages between 1.94 and 2.40 Ga, in addition to ϵ_{Nd} fluctuating from negative (-0.2 to -3.9) to positive (0.1 to 2.0) (Pinho *et al.* 2003; Silva & Abram 2008; Ribeiro & Duarte 2010; Duarte *et al.* 2012; Duarte *et al.* 2015). The field aspects allow for the identification of granitic intrusions in volcanic rocks of the Colíder Group, which is related to the Paranaíta and Teles Pires intrusive suites.

The granite rocks outcropping near the municipality of Paranaíta were initially called Paranaíta granitoids by Rosa *et al.* (1997) and later grouped in the Paranaíta Intrusive Suite by Oliveira & Albuquerque (2003). These authors describe the occurrence of monzonites and monzogranites in the form of extensive batholiths that are oriented in the NW-SE direction, intrusive in the granites of the Juruena Intrusive Suite and in tectonic contact with the São Pedro Granite and the Colíder Group. The calc-alkaline magma series associated with an alumina saturation index ranging from metaluminous to peraluminous suggests a mixed crustal-mantle

source for the magmatism of these rocks that prevails in the crustal component (Barbarin 1999). The U-Pb crystallization ages range from 1.82 to 1.79 Ga, Nd T_{DM} model ages between 1.9 and 2.4 Ga, and negative and positive fluctuations of the ϵ_{Nd} ranging from -0.21 to -4.03 and 0.6 to 2.5, respectively (JICA/MMAJ 2000; Pinho *et al.* 2003; Silva & Abram 2008; Ribeiro & Duarte 2010; Duarte *et al.* 2012; 2015; Silva *et al.* 2015; Deitos *et al.* 2016).

Several authors interpret the volcano-plutonic rocks of the region as a result of an intraplate magmatism related to extensional structures of the Ventuari-Tapajós Province, as well as being related to the dismemberment of the Columbia (Nuna) Supercontinent, considering this magmatism as part of the Teles Pires Intrusive Suite (1800 and 1776 Ma; Pinho 2003; Néder *et al.* 2002; Cordani & Teixeira 2007; Barros *et al.* 2009). Other authors interpret the volcano-plutonism in northern Mato Grosso as a volcanic arc to postcollisional magmatism related to the subduction of the Juruena Magmatic Arc (Tassinari 1996; Sato & Tassinari 1997; Santos *et al.* 2000 and 2008; Souza *et al.* 2005). In this study, the inequigranular to porphyritic isotropic granites as well as volcanic and volcanoclastic rocks have geological, petrographic and geochemical characteristics of volcanic arc, calc-alkaline granites, with an age range between 2.0 and 1.75 Ga, and they are interpreted as having formed in an environment of successive magmatic arcs with a lesser or greater degree of crustal reworking. The younger alkali-feldspar granite to syenogranite attributed to the Teles Pires Suite has more striking characteristics of prominent crustal contribution.

2.9 CONCLUSIONS

The biotite granodiorite studied was interpreted as part of a possible extension to the south under the Cachimbo Graben of the Cuiú-Cuiú Magmatic Arc. It has geochemical characteristics that suggest a relationship with magmas generated in mature magmatic arc environments by the melting of Arquean continental crust (Nd T_{DM} model age of 2.44 Ga) and placed at 2001 ± 13 Ma. The values obtained for $\epsilon Hf(t)$ range between -1.98 and -15.75, suggesting magmas with strong crustal reworking.

The volcanic rocks of the Colíder Group consist of crystal-rich ignimbrites and rhyolites, deposited on the granitic rocks of the Cuiú-Cuiú Complex (biotite granodiorites) and the Matupá Intrusive Suite (biotite monzogranites to syenogranites) of calcium-alkaline nature. The crystallization age is 1792 ± 14 Ma, and the Sm-Nd isotopic data ($\epsilon_{Nd} = +0.37$; Nd T_{DM} model age = 2.02 Ga) indicate a relationship with mantle source extracted from the mantle in the Orosirian period and positioned at the base of the crust, where it was subsequently melted in a magmatic arc. The values obtained for $\epsilon Hf(t)$ range between -1.98 and -11.67, thus showing fully crustal magmatism with high reworking.

The granitic rocks related to the Paranaíta Intrusive Suite (hornblende-biotite monzogranites to porphyritic syenogranites) contain microgranular mafic enclaves indicative of partial magma mixing processes, and they have geochemical signatures typical of calc-alkaline granites generated in a volcanic arc environment. The Sm-Nd isotopic data suggest crustal derivation or a mixture of mantle and crustal sources ($\epsilon_{Nd} = -1.69$ to -4.03) and different periods of crustal residence as indicated by significantly variable model ages (Nd $T_{DM} = 2.19$ to 2.41 Ga). The crystallization ages of the hornblende-biotite monzogranites to porphyritic syenogranites are 1790 ± 6 and 1795 ± 6 Ma, and the crystallization age of the microgranular mafic enclaves is 1790 ± 8 Ma. These ages combined with that of the Colíder Group ignimbrite (1792 ± 14 Ma) attest to contemporaneity among these rocks. The acquired $\epsilon Hf(t)$ values range between -0.51 and -6.90, suggesting a mixture of crustal and mantle sources with high reworking. The microgranular mafic enclave shows a discrepancy in the $\epsilon Hf(t)$ values, which vary between -4.27 and 0.92, a mixture of sources and a large amount of crustal reworking. It can be concluded that an important mantle component combined with this volcano-plutonism generated the microgranular mafic enclaves.

The alkali-feldspar granites and syenogranites were interpreted here as belonging to the Teles Pires Intrusive Suite and are the youngest rocks among those studied, and they intrude all other rocks in the area. The petrographic and geochemical characteristics of these granites are consistent with I-type calc-alkaline granites that were generated in a magmatic arc environment, have mantle sources and were subjected to significant crustal contamination processes ($\epsilon_{Nd} = -3.63$). The U-Pb zircon age was 1763 ± 14 Ma, and an inherited age of 1811 ± 15 Ma was identified. The data preclude the occurrence of a rapakivi texture in these granites as well as the possibility of this suite being generated in an intraplate environment; thus, they are not an A-type granite.

The intrinsic occurrence of granitic and metamorphic rocks with Tapajós isotopic signatures (Cuiú-Cuiú Complex) associated with rocks with ages related to the Juruena Magmatic Arc (Colíder Group and Paranaíta and Teles Pires intrusive suites) indicates that all granitic, volcanic and volcanoclastic rocks were generated in a mature magmatic arc environment.

The results obtained contribute to a better understanding of the geology, geotectonic environment and metallogenetic potential of the central-south portion of the Amazon Craton and similar Paleoproterozoic regions.

2.10 ACKNOWLEDGEMENTS

To the Graduate Program in Geology, degree scholarship from Capes Foundation during the preparation of the manuscript and to the Geochronology and Electronic Microsonde Laboratories of the University of Brasília (UnB). To the Federal University of Mato Grosso and to the research project FAPEMAT nº 140759/2014 for the support in the accomplishment of the field works. Special thanks to the professors, Dr. Francisco E. C. Pinho and Dr. João Orestes S. Santos for financial support and guidance. To the Geologist Dr. Antônio João Paes de Barros and the METAMAT for the technical and financial support in the field.

2.11 BIBLIOGRAPHIC REFERENCES

- Abdel-Rahman, A.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calcalkaline and peraluminous magmas. *J. Petrol.*, 35: 525-541.
- Alves C.L., Sabóia A.M., Martins E.G., Stropper J.L. (orgs.) 2010. *Geologia e Recursos Minerais das Folhas São José do Xingu SC.22-Y-A e Rio Comandante Fontoura SC.22-Y-B. Escala 1:250.000. CPRM/SICME-MT. Goiânia. 120p.*
- Assis, R. R., Xavier, R. P., Paes de Barros, A.J, Barbuena, D., Trevisan, V.G., Ramos, G.S., Teixeira, R.V., Miguel-Jr, E., Rodrigues, R.M., Stabile-JR, A., Santos, T.J.S., Miranda, G.M.T., Barros, M.A.S.A., Pinho, F., 2014. Depósitos de Au e Au + metais de base associados a sistemas graníticos paleoproterozóicos do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico. In: Silva M.G., Neto M.B.R., Jost H., Kuyumjian R.M (eds.). *Metalogenia das Províncias Tectônicas Brasileiras. Belo Horizonte, CPRM, 589p.*
- Assis R. R. 2015. Depósitos auríferos associados ao magmatismo félsico da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: litogeoquímica, idade das mineralizações e fonte dos fluidos. Tese de Doutorado. Unicamp. Campinas. 326p.
- Assis, R.R., (2011), Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas: Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 456 p.
- Barbarin, B., 1990. Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada batholith, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 95(B11), 17747-17756.
- Barbarin, B. and Didier, J., 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 83: 145-153.
- Barros, M. A. D. S. A., Júnior, F. C., Nardi, L. V. S., and Lima, E. F. (2009). Paleoproterozoic bimodal postcollisional magmatism in the southwestern Amazonian Craton, Mato Grosso, Brazil: geochemistry and isotopic evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, 27(1), 11-23.
- Barros, M.A.S., Barros, A.J.P., Santos J.O.S., Rocha, M.L.B.P. 2015. Extension Of The Tapajós Domains To The Alta Floresta Gold Province: Evidence From U-Pb SHRIMP Ages Of The Nhandu Intrusive Suíte At 1962 And 1967 Ma. 14º Simpósio de Geologia da Amazônia.
- Bettencourt J.S., Basei M.A.S., Payolla B.L., Leite W.B. 2001. New evidences of recurring convergent margin magmatism in the eastern central Rondônia, Brazil. In: *Geology of the SW Amazonian Craton: State of the art, IGCP project 426, University of São Paulo, Extended Abstracts*, 48-52.
- Bini, E. G.; Barros, M. A. S.; Pierosan, R.; Santos, J. O. S. Petrography and geochronology of felsic volcanic rocks at the eastern portion of Serra do Cachimbo, south-central Amazonian Craton, Brazil. In: *VI Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 2015, São Paulo. Boletim de Resumos, 2015. v. 1. p. 67.*
- Bouvier A., Vervoort J. D., Patchett J. P. 2008. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters* 273, 48–57.

- Buhn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81:99-114.
- Castro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J. L., (Eds.) 1999. *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques Geological Society Special Publication 168*, London.
- Chappell B.W. e White A.J.R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 83:1-26.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8, 173-174.
- Chauvel C. e Blichert-Toft Je. 2001. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. *Earth Planet Sc Lett* 190, 137–151.
- Clarke D.B. 1992. *Granitoid rocks*. Chapman & Hall. London. 283pp.
- Cordani, U. G., and Teixeira, W. (2007). Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. *Geological Society of America Memoirs*, 2007, 297-320.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W., and Kinny, P. (2003). Atlas of zircon textures. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 469-500.
- Clemens J.D., Darbyshire D.P.F., Flinders J. 2009. Sources of postorogenic calcalkaline magmas: the Arrochar and Garabal Hill-Glen Fyne complexes, Scotland. *Lithos*, 112(3-4):524-542.
- Crawford M.B. e Windley B.F. 1990. Leucogranites of the Himalaya/ Karakoram: implications for magmatic evolution within collisional belts and the study of collision-related leucogranite petrogenesis. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 44:1-19.
- Dardene. M.A; Schobbenhaus, C. 2001. *Metalogênese do Brasil*. Brasília, Ed Universidade de Brasília, 392p.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 and major element analyses. Its relationship with current Nomenclature. *Chem. Geol.* 29:183-210.
- Deer, W.A.; Howie, R. A.; Zussman, J., 1992. *Na introduction to the rock-forming minerals*. 2.ed. Hong Kong: Longman Scientific & Technical. 696p. P. 223-275.
- Deitos, B.K., Zan, W.G., Pierosan, R., Paes de Barros, A.J., Geraldés, M.C. 2016. Mapeamento, petrografia e geocronologia U-Pb da região limítrofe entre os arcos magmáticos Cuiú-Cuiú e Juruena – Nova Guarita, Mato Grosso. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 48. SBG. Porto Alegre. Anais. CD-ROM.
- Dezula, S. E. M.; Barros, M. A. S.; Pierosan, R.; Santos, J. O. S.; Assis, R.R., 2018. Granito Aragão – Suíte Intrusiva Nhandu – um granito oxidado, tipo A-2, de 1967 a 1964 Ma na Província Aurífera de Alta Floresta – Cráton Amazônico. *Geologia USP: Série Científica*, v. 18, n. 434, pp. 1-18.
- Didier J. & Barbarin B. 1991. The different types of enclaves in granites: Nomenclature. In: Didier J. & Barbarin B. (eds.) *Enclaves in granite petrology*. Amsterdam, Elsevier, p. 19-23.
- Duarte T.B., Rodrigues J.B., Ribeiro P.S.E. and Scandolara J.E. (2012). Tectonic evolution of the Juruena magmatic arc between the Aripuanã and Juruena rivers: northwest Mato Grosso State, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 42(4):824-840.
- Duarte, T. B., (2015). *Geologia, Geoquímica e Geocronologia do Domínio Vulcânico do Arco Magmático Juruena, SW do Cráton Amazônico: Implicações Geotectônicas: Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas*, 124p.
- Eby, G. N. (1992). Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20, 641-644.
- Faure G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. New York: John Wiley.
- Gerdes A. e Zeh A. 2009. Zircon formation versus zircon alteration – New insights from combined U-Pb and Lu-Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. *Chem Geol* 261, 230–243.
- Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. 2000. Sm–Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 72, 219–245.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (ed.) *Collision Tectonics*. London, The Geological Society, Special Publ., 19, pp.67-81.
- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds.), *Zircon*, Rev. Mineral.
- Isotta C.A.L., Carneiro J.M., Kato H.T., Barros R.J.L. 1978. *Projeto Província Estanífera de Rondônia. Relatório Final*, Porto Velho. Convênio CPRM/DNPM, 12 v.

- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A., 2004. The application of laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211, 47-69.
- JICA/MMAJ. 2000. Metal Mining Agency of Japan / Japan International Cooperation Agency. Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Brazil, Final Report, Projeto Alta Floresta - MT, Japan, March, 137p.
- Jung, S., Hellebrand, E. 2005. Trace element fractionation during high-grade metamorphism and crustal melting—constraints from ion microprobe data of metapelitic, migmatitic and igneous garnets and implications for Sm–Nd garnet chronology. *Lithos* 87, 193-213.
- Kelemen, P.B., Shimizu, N., Dunn, T., 1993. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth Planetary Science Letters*, 120, 111-134.
- Lacerda Filho, J. V. (2004). Geologia e recursos minerais do Estado de Mato Grosso: texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do estado de Mato Grosso - 1:1000.000. Cuiabá: CPRM, 2004. 235 p. Programa Geologia do Brasil – PGB.
- Lameyre, J., Bowden, P. (1982). Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14, 169-186.
- Le Bas, M. J.; Le Maitre, R. W.; Streckeisen, A.; Zanettin, B. A. 1986. Chemical Classification Of Volcanic Rocks Based On Total Alkali-Silica Diagram. *Journal Of Petrology*, 27:745-750.
- Leite J.A.D., Saes G.S. 2003. Geocronologia Pb/Pb de zircões detriticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. *Geologia USP: Série Científica*, v. 3, n. 1, pp. 113-127.
- Ludwig K.R., 2012. Isoplot 3.75. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 5.
- Maniar, P. D., and Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological society of America bulletin*, 101(5), 635-643.
- Matteini M., Dantas E. L., Pimentel M. M., Bühn B. 2010. Combined U-Pb and Lu-Hf isotope analyses by laser ablation MC-ICP-MS: methodology and applications. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 82(2), 479-491.
- Miguel Jr E (2011) Controle Estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso. Dissertation, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brazil.
- Moura M.A. 1998. O Maciço granítico Matupá no Depósito de ouro Serrinha (MT): petrologia, alteração hidrotermal e metalogenia. Inst. de Geociências, UnB, Brasília, Tese de Doutorado, 238p.
- Morel M.L.A., Nebel O., Nebel-Jacobsen Y.L., Miller J.S., Vroon P.Z. 2008. Hafnium isotope characterization of the GJ-1 zircon reference material by solution and laser ablation MC-ICPMS. *Chemical Geology* 255, 231–235.
- Moreton, L.C. & Martins, E.G. 2003. Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Guarita - Folha SC.21-Z-B. Estado de Mato Grosso. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM.
- Moreton L.C. & Martins E.G. 2005. Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta. Vila Guarita. Escala 1:250.000. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 68 p.
- McDonough, W.F., and Sun, S.S., 1995. The composition of the earth. *Chem. Geol.* 120, 223-253.
- Nachit H. 1994. Contribution à la typologie des granitoïdes, Petrogenèse et pétrologie structurale du batholith panafricain du cercle de Tafrouste (boulonnrière de Kerdous, Anti-Atlas occidental, Maroc). Thesis, Université Ibnou Zohor, Agadir, 465 p.
- Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.M., Carron J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 301:813-818. Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 38: 757-775.
- Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 2009. A-type granitoids in post-collisional settings from southernmost Brazil: their classification and relationship with magmatic series. *Canadian Mineralogist*, 47(6): 1493-1504.
- Nebel O., Nebel-Jacobsen Y., Mezge, K., Berndt J. 2007. Initial Hf isotope compositions in magmatic zircon from early Proterozoic rocks from the Gawler Craton, Australia: a test for zircon model ages. *Chemical Geology* 241, 23–37.
- Neder R.D., Leite J.A.D, Figueiredo B.R., McNaughton N.J. 2002. 1.76 Ga volcano-plutonism in the southwestern Amazonian craton, Aripuanã-MT, Brazil: tectono-stratigraphic implications from SHRIMP U-Pb zircon data and rock geochemistry. *Precambrian Research*, 119:171-187.

- Oliveira, C.C. e Albuquerque, M. C. 2003. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN Alta Floresta). Geologia e Recursos Minerais da Folha Alta Floresta-SC. 21-Z-X-C. Brasília. CPRM. 111p.
- Oliveira F. V., 2015 Chronus: Um novo suplemento para a redução de dados U-Pb obtidos por LAMC-ICPMS. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Brasília, Dissertação de Mestrado, 91 pp.
- Paes de Barros, A. J. (2007). Granitos da região de Peixoto de Azevedo-Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas-Província Aurífera Alta Floresta (MT). Universidade Estadual de Campinas-Instituto de Geociências. Campinas, SP. Tese de doutorado.
- Paiyolla B.L. et al. 1988. Novas idades U-Pb em zircões de gnaisses e granitóides da região de Ariquemes, Estado de Rondônia: Implicações para a evolução geológica da borda sudoeste de Cráton Amazônico. In: Anais do 40º Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, SBG, p 39.
- Patchett P.J. 1983. Importance of the Lu-Hf isotopic system in studies of planetary chronology and chemical evolution. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 47,81.
- Pearce, J. A., Harris, N. B., and Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25(4), 956-983.
- Pearce J. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19:120- 125.
- Peccerillo, A., and Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 58(1), 63-81.
- Pessoa M.R., Andrade A.F., Nascimento J.D., Santos J.O.S., Oliveira J.R., Lopes R.C., Prazeres W.V. 1977. Projeto Jamanxim. Relatório Final. Manaus: DNPM/CPRM, 8v.
- Pimentel, M., 2001. Resultados geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta. Internal Report. Brasília, UnB.
- Pinho M.A.S.B., Lima E.F., Fetter A., Van Schmus W.R., Chemale Jr. F. 2001a. Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da Formação Iriri porção centro-sul do Cráton Amazônico – Aripuanã – Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(1): 37-42.
- Pinho M.A.S.B. 2002. Proposta de nova terminologia estratigráfica para rochas vulcano-plutônicas paleoproterozóicas do norte do estado de Mato Grosso, porção ocidental sul do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(1): 153-156.
- Pinho, M. A., Chemale Jr, F., Van Schmus, W. R., and Pinho, F. E. (2003). U-Pb and Sm-Nd evidence for 1.76– 1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. *Precambrian Research*, 126(1), 1-25.
- Pupin, J. P. (1980). Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73(3), 207-220.
- Prado, S. E., Barros, M. A. S., Pinho, F. E. C., Pierosan, R. (2013). Granito Terra Nova - petrologia e geocronologia: um granito tipo-A da Província Aurífera Alta Floresta - Cráton Amazônico. *Brazilian Journal of Geology*, 43(1):101-116.
- Ribeiro P.S.E. and Duarte T.B. (2010). Geologia e Recursos Minerais das Folhas Rio Guariba e Rio Aripuanã. Projeto Noroeste-Nordeste de Mato Grosso; Programa Geologia do Brasil (PGB). Goiânia: CPRM, 248 p, escala 1:250.000.
- Rocha, M.L.B.P., Chemale, F., Barros, M.A.S., Santos J.O.S. 2015. Estudos geocronológicos aplicados às rochas graníticas da região do Trairão – oeste da Província Aurífera Alta Floresta – Cráton Amazônico/MT. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 14. SBG-CO. Brasília. Anais. p. 27-29.
- Rosa, D.B.B., Silva, M.A., Lima, P.R.M. 1997. As características geológicas e mineralógicas do granitóide Paranaíta – Município de Paranaíta-MT. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 6. SBG-CO. Cuiabá. Anais. p. 21-23.
- Santos S.F., Pierosan R., Barros S.A.M., Geraldés C.M., Lima F.M. 2019. Petrology of the Colíder Group volcanic successions in the northern most Mato Grosso, Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, 89(2019), 10-29.
- Santos J.O.S., Silva L.C., Faria M.S.G., Macambira M. 1997. Pb-Pb single crystal evaporation isotopic study of the post-tectonic, sub-alkaline, A-type moderna granite (Mapuera Intrusive Granite), State of Roraima, northern Brazil. In: *International Symposium on granites and associated mineralizations (ISGAM)*, 2, Salvador, Bahia, Extended abstracts and program, p. 273-275.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., McNaughton, N. J., and Fletcher, I. R. (2000). A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4), 453-488.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann A., Moura M.A., McNaughton N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, 36:278-299.

- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil- Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. CPRM. Brasília. CD-ROM.
- Santos, J.O.S.; Van Breemen, O.T.; Groves, D. I.; Hartmann, L.A.; Almeida, M.E.; McNaughton, N.J.; Fletcher, I. R. 2004. Timing and evolution of multiple paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Prec. Research*, 131: 73-109.
- Santos, J. O. S., Rizzotto, G. J., Potter, P. E., McNaughton, N. J., Matos, R. S., Hartmann, L. A., and Quadros, M. E. S. (2008). Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, 165(3), 120-152.
- Santos J.O.S., Barros M.A.S., Paes de Barros A.J., McNaughton N. 2015. Datação de titanita usando a relação $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$: caso do Gnaiss Gavião, Província Aurífera Alta Floresta. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 14. SBG-NO. Marabá. Anais. CD-ROM.
- Silva, G. H., Leal, J. W. L., Montalvão, R. D., Bezerra, P. E. L., Pimenta, O. D. S., Tassinari, C. C. G., and Fernandes, C. A. C. (1980). Folha SC. 21 Juruena; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra.
- Silva, F. R., Barros, M. A. S., Pierosan, R., Pinho, F. E. C., Rocha, M. L. B. P., Vasconcelos, B. R., Dezula S. E. M., Tavares, C., Rocha, J., 2014 Geoquímica e geocronologia U-Pb (SHRIMP) de granitos da região de Peixoto de Azevedo: Província Aurífera Alta Floresta, Mato Grosso. *Brazilian Journal of Geology*. 44 (3): 433-455p.
- Silva, F. R; Barros, M. A. S; Moura, M. A; Pierosan, R; Santos, J. O. S; Oliveira, D. R. P. Petrografia, Química Mineral e Geocronologia U-Pb dos Granitos da Região de Guarantã do Norte, MT: Evidências de Mistura de Magmas. In: XIV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste (2015). Brasília – DF. Boletim de Resumos, 199-201p.
- Silva, M. G., and Abram, M. B. (2008). Projeto Metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. *Informe de Recursos Minerais, Série Ouro*, 16. CPRM. Goiânia. 212p.
- Souza J.O., Frasca A.A.S., Oliveira C.C. (orgs.) 2005. *Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado*. Folhas SC.21-V-D, Rio São João da Barra; SC.21-X-C - Alta Floresta; SC.21-Z-A - Ilha 24 de Maio, SC.21-Z-B - Vila Guarita. Escala 1:250.000. CPRM.Brasília.CR-ROM.
- Scherer E., Münker C., Mezger K. 2006. Calibration of the lutetium–hafnium clock. *Science* 293, 683–687.
- Stern, R. A. High resolution SIMS determination of radiogenic trace isotope ratios in minerals. In: Cabri, L. J.; Vaughan, D. J. (Eds) *Modern approaches to ore and environmental mineralogy*. Ottawa: Mineralogical Association of Canada, 1998. p.241-268. (Canada Short Course Series, Mineralogical Association of Canada, v. 27).
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12:1-33.
- Tassinari, C.C.G, Teixeira, W. and Siga Jr., O., 1978, Considerações cronoestratigráficas da região das Chapadas do Cachimbo e Dardanelos. *XXX Cong. Bras. de Geologia*, v.1, pp.477-490.
- Tassinari, C. C., and Macambira, M. J. (1999). Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes- Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, 22(3), 174-182.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 2004. A Evolução Tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. 2004. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução e Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Editora Beca, p. 471-483.
- Taylor S.R. e McLenna S.M. 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell Oxford. 312 pp.
- Vasquez, M. L.; Rosa-Costa, L.T., 2008. Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: sistema de informações geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Escala 1:1. 000.000. Vasquez, M. L.; Rosa Costa, L. T. da (Eds.). Belém: CPRM.
- Vasquez, M. L., C. L. Chaves, E. M. Moura, J. K. M. Oliveira & J. M. Lafon, 2013. Eventos magmáticos de 2020 - 1980 Ma nas folhas São Domingos e Jardim do Ouro, porção leste do Domínio Tapajós. *Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia* 13: 209-212.
- Vernon, R.H., 1991. Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 277– 291.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. 1987. A-Type Granites - Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4):407-419.
- Wedepohl, K.H. 1995. The compositions of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 1217–1232.
- Williams I.S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben M.A., Shanks W.C., Ridley W.I. (eds.) *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*, *Reviews in Economic Geology*, Society of Economic Geologists, Littleton, vol. 7, p. 1-3.
- White A.J.R. 1979. Sources of granitic magmas. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 11(7):539.

3. EVIDENCE OF MAGMA MINGLING IN GRANITES OF THE JURUENA MAGMATIC ARC, SOUTH-CENTRAL AREA OF THE AMAZON CRATON, BRAZIL

Fernanda Rodrigues da Silva^{1}*

Márcia Abrahão Moura¹

Márcia A. S. Barros²

Ronaldo Pierosan²

¹Universidade de Brasília, Institute of Geosciences, 70910-900, Brasília-DF-Brazil.

*Corresponding author: geologia.fernanda@gmail.com

Phone: +55-61-3107-6998

²Universidade Federal de Mato Grosso, College of Geosciences, 78060-900, Cuiaba, Mato Grosso, Brazil.

Abstract

Granite intrusions generated in a Paleoproterozoic magmatic arc environment are widely distributed in the Amazon Craton, more precisely in the south-central portion, where the Rondônia-Juruena and Tapajós-Parima geotectonic provinces are part. The granites of the Intrusive Paranaíta Suite, in the Guarantã do Norte region, Mato Grosso, make up the picture of these intrusive bodies, whose base consists of orthogneisses and amphibolites of the Cuiú-Cuiú Magmatic Arc. According to the petrographic descriptions, these granites are classified into syenogranites and monzogranites, porphyritic texture, with potassic feldspar and amphibole phenocrysts. Frequently occurring microgranular enclaves of dioritic and tonalitic composition, varying dimensions and shapes, and abrupt contact with the host granite occurs. The enclaves present field features that shows magma mixing processes, such as mechanical migration of potassic feldspar phenocrysts from the host granite to the enclave, besides the ocelli quartz mantling by hornblende and xenocrysts of potassic feldspar mantling by plagioclase, also observed petrographically, and which in this work are interpreted as a result of the thermal imbalance, caused by the mixing process. Data on amphibole, plagioclase, biotite and titanite mineral chemistry of the granite classified as porphyritic hornblende-biotite granite and microgranular enclaves are presented, as well as the crystallization parameters of these rocks. The amphibole for both is a prismatic subhedral, with chemical characteristics pointing to Mg-hornblende calcium amphibole. The plagioclase of the two rocks (oligoclase, An₁₅₋₂₅) occurs as twinned prismatic or ripiform grains, with chemical zoning evidenced by marked changes to sericite, epidote, and carbonates in the center of the crystals. The biotite of both rocks is brown, lamellar, being partially substituted the chlorite, titanite, and epidote, corresponding chemically to Mg-biotite. The titanite is a subhedral, with strong relief, usually found as inclusions in hornblende and biotite. The AIT content of the hornblende indicates the crystallization pressure of the granite and enclave lower than 1.0 kbar. The saturation

geothermometer of the zircon in total rock shows temperatures between 790 - 822 ° C for granite and 759 ° - 833 ° C for microgranular enclaves, interpreted as closer to the liquidus temperature of granodioritic to tonalitic magmas.

Keywords: Amazon Craton, Magmas Mixing, Mineral Chemistry

3.1 INTRODUCTION

The processes of magmatic differentiation, such as magma mixing, are important in the study of the evolution of igneous rocks. They usually occur due to the interaction of two merged in a semi-solid state, of compositions, temperatures, densities, viscosities and crystallization stages, different or similar, heterogeneous or homogeneous (Fenner, 1926; Toselli, 2010 in: Perugini & Poli, 2012). The heterogeneous mixing (mingling) allows recognizing the mixed members, in the form of enclaves of one fluid within the other. However, the homogeneous mixing (mixing), the merged, mix in an intimate fusion scale, and cannot be identified (Hibbard, 1991).

The mingling process can occur when magmas of different chemical composition are subjected to turbulent flow. The flow can cause rapid cooling of the most mafic magma within the most felsic magma, or generate a gravitational stratification, where the denser liquid tends to sink and the lighter to rise. The turbulent flow can cause fractures and very little reaction between the two liquids, dispersing partially the crystallized mafic magma (Hibbard, 1991; Best, 2003 in: Perugini & Poli, 2012). The magma mixing process can occur at any stage of a magmatic system and does not necessarily require the presence of extreme generated from different sources, with changes in the chemical and temperature gradients present in a magmatic system (Perugini & Poli, 2012).

Geobarometers and geothermometers for estimating pressures, temperatures, and oxygen leakage conditions of magma have been widely used, as they involve the geochemical equilibrium of the mineral assemblage of interest and rebalancing or not the magmatic crystallization/cooling in the final stages. Their quality allows the obtaining of physical parameters for the interpretation of the housing / intrusion level and crystallization conditions of the magma (Nascimento, 2000).

The study region is located in the Província Tapajós-Parima, south-central Amazon Craton (Santos *et al.*, 2008; figure A), the eastern portion of the Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), an elongated northwest-southeast area, limited to the north by the Graben of Cachimbo, which separates it from the Província Aurífera de Tapajós, and to the south by the Graben of Caiabis, recording voluminous felsic magmatism, with plutono-volcanic units characterized as post-orogenic to intraplate (Dardene & Chobbenhaus, 2001). The study area is approximately 50 km², located north of the municipality of Guarantã do Norte (MT), composed of hornblende-biotite syenogranites to monzogranites, with features suggestive of partial magma mixing processes. Research related to the chemical analysis of minerals is used to estimate crystallization parameters, such as crystallization pressure and temperature and oxygen fugacity of granitic magmas. In this work we present results of chemical analysis on amphibole, plagioclase, biotite, and titanite of porphyritic hornblende-biotite granite and microgranular enclaves, in addition to geothermobarometric calculations, aiming at a better understanding of the placement conditions of this pluton.

In this context, the characterization of this portion, which shows evidence of magma mixing process, is of great importance for understanding the evolution of late granitogenesis in the norther of Mato Grosso.

3.2 METHODS

The petrographic study was performed using the Olympus binocular optical microscope, model BX50, at the IG-UnB Microscopy Laboratory. This stage emphasized the petrographic characterization of granites and enclaves by estimating their modal composition (quantitative modal analysis) and petrographic relations in 80 thin bipoloid slides. Modal percentages were calculated by counting approximately 1,000 points per section under a petrographic microscope. For the classification of the lithological types were considered the modal composition, the textural aspects (size and arrangement between the grains) and the abundance of mafic minerals. Estimation of plagioclase anorthite content (review [Deer et al., 1983](#), [Hibbard 1995](#)) was based on the extinction angle in sections perpendicular to the plane (010) by the Michel-Levy method. The modal percentages for the studied granites are presented in Table 7.

The chemical analyzes were performed by electron microprobe (EPMA - Electron Probe Microanalyser) in the UnB Electronic Microsonde Laboratory in 20 thin bipoloid slides. In this work, biotite, hornblende, plagioclase and titanite crystals were analyzed in the electron microprobe by the WDS system. The device used is the JEOL JXA8230 model and the WDS system has been configured to operate with 15 and 20 kV, 20nA and 10s counting time (Table 8 and annex).

For the estimation of oxygen pressure and fugacity (fO_2), calculations were made based on the Al content in amphibole, together with the Fe/(Fe + Mg) ratio ([Anderson & Smith, 1995](#); table 9). According to equation 1:

$$P (\pm 0,6) = 4,76 Al - 3,01 - \left(\frac{T^0 - 675}{85} \right) 0,530 Al + 0,005294 (T - 675) \quad (1)$$

The geochemical results used to discuss intensive crystallization parameters by the saturation of Zr (ppm) in total rock, were obtained from the chemical analysis of 8 representative samples of porphyritic hornblende-biotite granite and 8 representative samples of microgranular enclaves. For the calculation of temperatures, Equations 2 and 3 of [Watson e Harrison \(1983](#); table 10):

$$T(oK) = 12900 / [\ln(DZr/magma/ZrRT) + 3,8 + 0,85(M-1)] \quad (2)$$

$$T(oK) = 1018 / [\ln(DZr/magma/ZrRT) + 1,16(M - 1) + 1,48] \quad (3)$$

In these equations, $DZr / magma = 476000$ (zirconium partition coefficient relative to zirconium saturated magma; [Miller et al., 2003](#)); T = absolute temperature (Kelvin degree); ZrRT = concentration of Zr in the sample.

3.3 GEOLOGICAL CONTEXT

The study area is located in the eastern portion of the Província Aurífera de Alta Floresta - PAAF ([Dardene & Chobbenhaus, 2001](#)), tectonically inserted in the south-central portion of the

Amazon Craton, between the Tapajós-Parima (2.03 - 1.88 Ga) geochronological provinces and Rondônia-Juruena (1.75 - 1.47 Ga; Santos *et al.*, 2000; Figure 25-A). It comprises a belt in direction W-NW which is bounded to the north by the graben of Cachimbo, which separates it from the Província Aurífera do Tapajós, and to the south by the graben of Caiabis. According to Souza *et al.*, (2005), the provincial units would have been generated in three magmatic arcs, such as the Cuiú-Cuiú Magmatic Arc (2.1-1.95 Ga); the Juruena Magmatic Arc (1.95-1.75 Ga); and the Roosevelt Magmatic Arc (1.74 Ga).

The study area is located in the Tapajós-Parima (2.03 to 1.88 Ga) tectonic province, consisting of four main domains: Peixoto de Azevedo, Uaimiri, Parima, and Tapajós, more precisely north of the Peixoto de Azevedo Domain (Figure 25-B). The units belonging to these domains would have been formed at the stage of four magmatic arcs: (1) Cuiú-Cuiú Arc (2.03-2.0 Ga): province basement, composed of oceanic and magnesian basalts related to a primordial oceanic magmatism, truncated by gneisses; (2) Creporizão Arc (1.98-1.95 Ga): calc-alkaline, composed of more evolved granitic rocks with assimilation of continental crust, constituting the Mundurucus Orogenesis. According to the author, a tectonic hiatus of approximately 40 to 50 Ma followed before the third arch; (3) Arc troops (1.9 and 1.89 Ga), consisting of tonalites, andesites, and basalt; (4) Parauari Arc (1.879-1.883 Ma): monzogranites and felsic volcanic, generated in a new phase of primitive continental arc, that truncate the above units. These magmatic arc sequences are covered by the Buiçu Group river sediments, with maximum and minimum ages of $1,879 \pm 12$ Ma (Santos *et al.*, 2008).

Another proposal is that the Juruena Magmatic Arc begins around 1820 Ma, with compressive movements from SW to NE, forcing the movement of an oceanic plate towards the Tapajós/Peixoto de Azevedo domain, with consequent subduction and consumption of this plate. Therefore, the initial phase of the orogenesis is represented by the Volcanic Domain, the granite rocks of the Intrusive Paranaíta Suite (1808-1769 Ma) and the volcanic rocks of the Colíder Group (1803-1766 Ma). These units are in tectonic contact with deeper portions of the arch, where are found medium to a high grade of metamorphic rocks, interpreted as their root (Duarte, 2012).

Seven stages are also interpreted for the evolution of the Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF); (1) generation of a set of rocks generated in a probable context of extensional tectonics; (2) generation of the Cuiú-Cuiú and Juruena magmatic arches, including rocks of the calc-alkaline affinity of active continental margin; (3) a collisional phase represented by the leucogranites of the Apicás Granite unit, with an age of staterian crystallization (1784 ± 32 Ma) and an older age (1871 ± 21 Ma); (4) crustal delamination, with consequent generation of intra-plate magmatism (Flor da Serra); (5) generation of a basin in which the volcano-sedimentary sequence was generated; (6) closing of the orogen, accompanied by progressive deformation, with the generation of transcurrent shear mega-structures and (7) generation units of the Nova Canaã Suite and Teles Pires Granite, in a late phase (post-deformation of the orogen) (Silva and Abram 2008).

Assis (2015) proposes four main geological domains for the province. (1) deformed granite basement and metamorphosed of 2.81 and 1.99 Ga; (2) plutono-volcanic sequences and felsic volcano-sedimentary belonging to the magnetite series (type I granites; 1.97 - 1.78 Ga); (3) plutono-volcanic units post-orogenic and intraplate (1.78 - 1.77 Ga) and (4) clastic sedimentary sequences (~ 1.37 Ga).

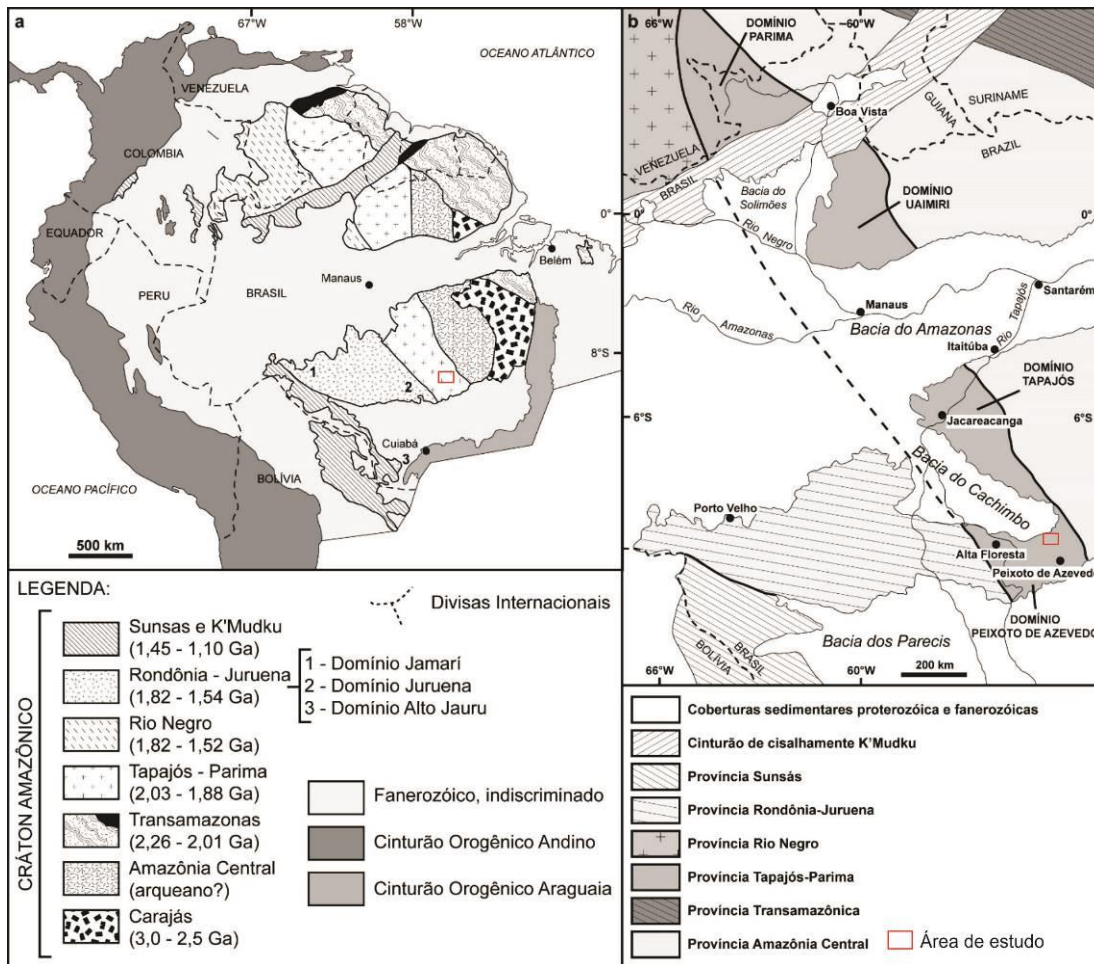


Figure 25. Geochronological Provinces of the Amazon Craton. The study area is located in Tapajós-Parima Province (red square), Santos *et al.*, (2008); (B) Detail of the subdivision into domains of the Tapajós-Parima Province, in which the area is inserted in the Peixoto de Azevedo domain (Santos *et al.*, 2004).

3.4 GEOLOGY AND PETROGRAPHY OF THE GRANITES OF THE INTRUSIVE PARANAÍTA SUITE

3.4.1 Field Features

The mapping of the units in the studied area allowed to identify hornblende-biotite sienogranites and porphyritic monzogranites with microgranular enclaves correlated to the Intrusive Paranaíta Suite (Figure 26).

The hornblende-biotite granites of sienogranitic and monzogranitic composition, emerges as large slabs and blocks of pink to reddish color (Figure 27-A and B), characterized of porphyritic rocks. They are hololeucocratic and constituted by potassic feldspar, plagioclase, quartz and mafic minerals (biotite and hornblende, figure 27-C). Microgranular enclaves from decimetric to metric

sizes are often observed, with rounded to subarranged forms, irregular borders and abrupt contacts with granite (Figure 27-D). Also, microenclaves of centimetric dimensions to millimeters are identified throughout the pluton, suggesting the performance of partial magma mixing processes (Figure 27-E and F).

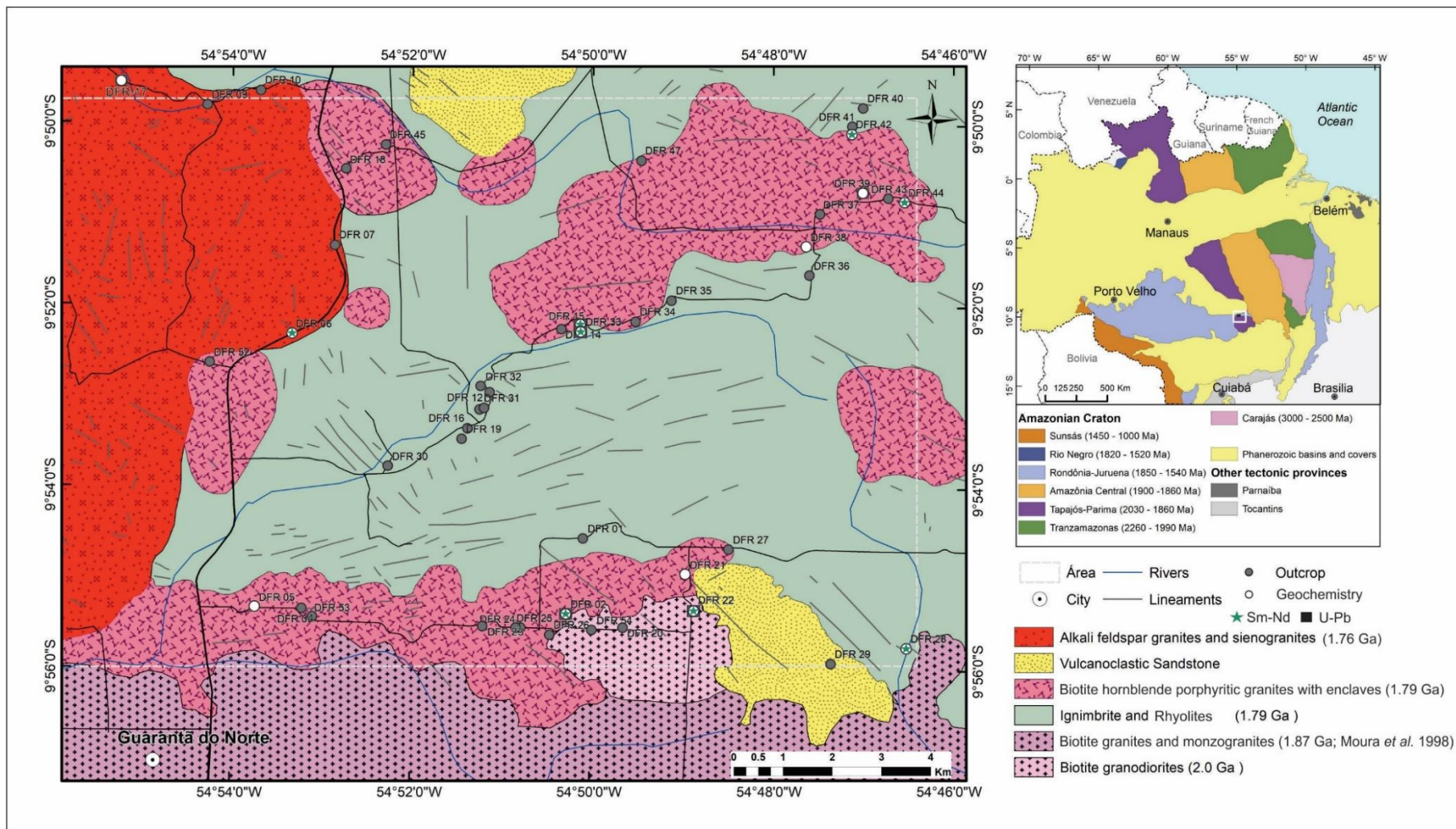


Figure 26. Geological map of the rocks of the Guarantã do Norte region (modified by F. Santos Santos et al. 2019). Figure of the geochronological and tectonic compartmentalization of the Amazon Craton (Simplified from Santos, 2003).



Figure 27. Macroscopic features of porphyritic hornblende-biotite granites in Guarantã do Norte region, Mato Grosso. (A and B) They emerge in the form of blocks and flagstones; (C and D) Porphyritic texture, rounded and irregular microgranular enclaves with abrupt contact with the syenogranite; (E and F) Porphyritic texture, microenclaves throughout the pluton, phenocrystals of potassic feldspar maintained by plagioclase in the monzogranite.

The larger microgranular enclaves have dioritic composition, they are dark gray. The primary mineralogy consists essentially of plagioclase, quartz, biotite, and hornblende (Figure 28). Xenocrysts of potassic feldspar, sometimes mantled by plagioclase and ocellar quartz surrounded by hornblende, are interpreted as the product of thermal imbalance due to the magma mixing process (Figure 28-E). Also noteworthy are processes of mechanical migration of phenocrysts of potassic feldspar from granite to the enclave (Figure 28-F). The microenclaves are of tonalitic composition and are constituted by plagioclase, quartz, biotite and hornblende, covering the whole granitic body.

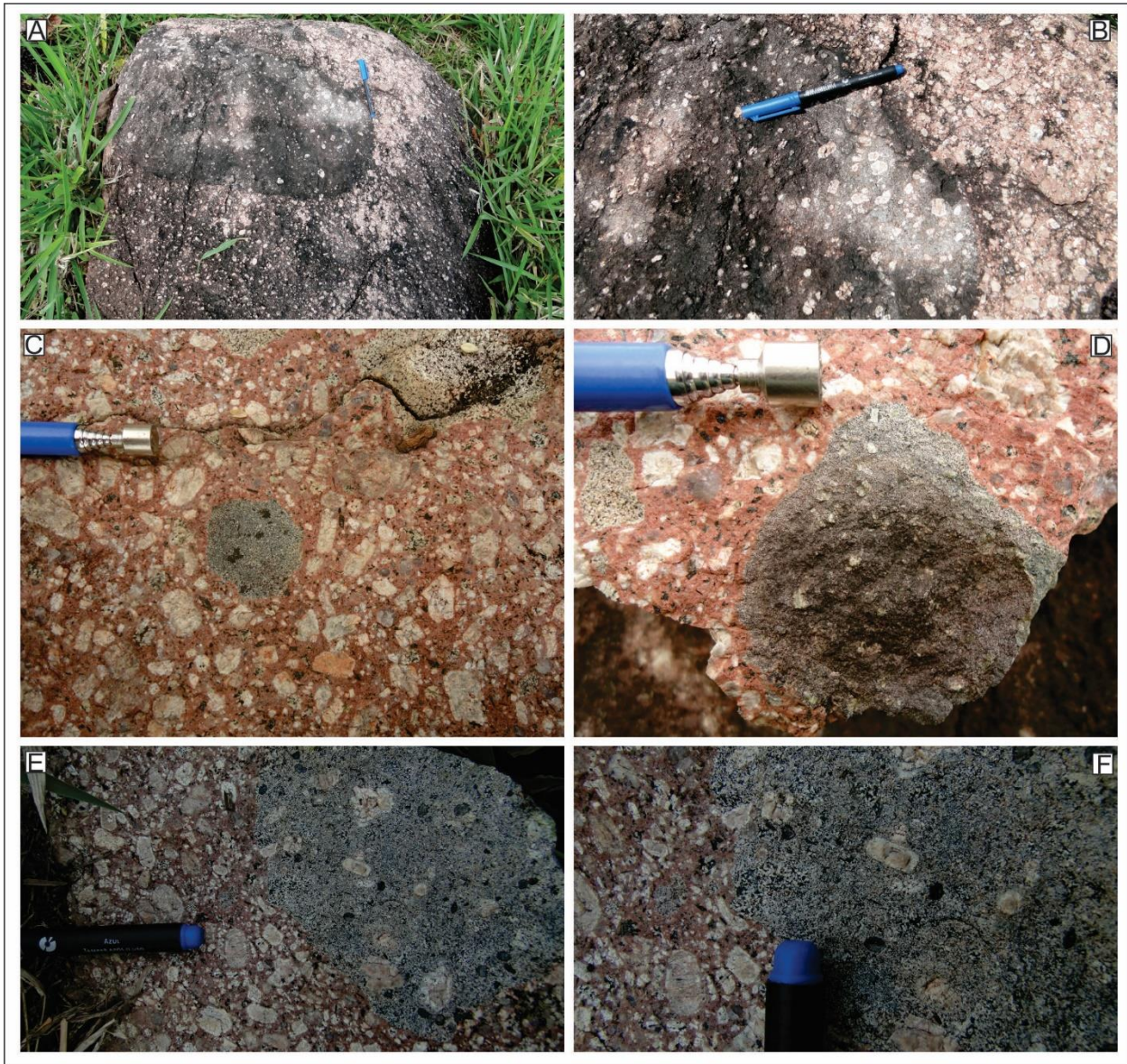


Figure 28. Macroscopic features of the microgranular enclave of dioritic composition in granites from Guarantã do Norte region, Mato Grosso. (A and B) Microgranular enclaves of decimetric to metrics dimensions, with rounded and subarranged shapes, irregular edges and abrupt contact with granite; (C and D) Dioritic quartz composition, dark grey color; (E and F) xenocrystals of potassic feldspar, sometimes surrounded by plagioclase and ocellar quartz surrounded by hornblende. The picture shows a mechanical migration of potassic feldspar phenocrystal from the granite to the enclave.

3.4.2 Intrusive Paranaíta Suite Petrography

The figure 29 shows the distribution of selected samples for porphyritic hornblende-biotite granite and microgranular enclaves in the igneous rock modal classification diagrams (QAP) (Streckeisen 1976, Lameyre & Bowden 1982; table 7).

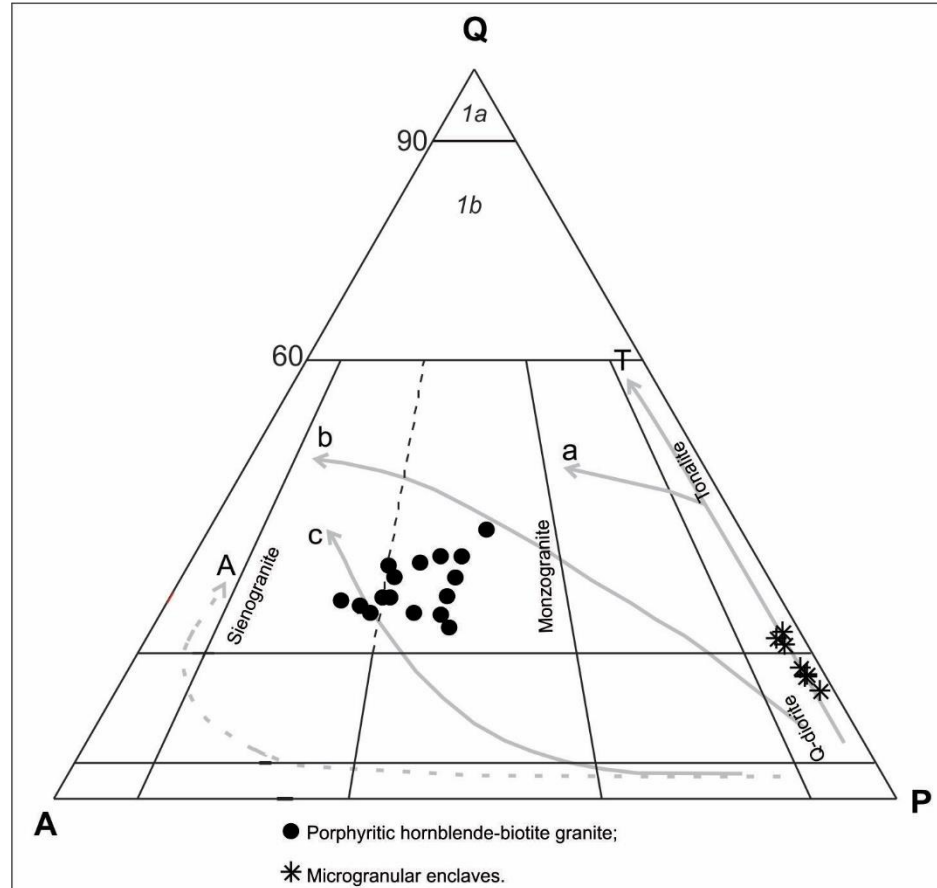


Figure 29. QAP diagram (Streckeisen 1976, Lameyre & Bowden 1982). Magmatic series, where T = tholeiitic; A = alkaline, calc-alkaline; a = k-low; b = k-intermediate; c = k-high. Porphyritic hornblende-biotite granite samples plot between the sieno- and monzogranite fields, while enclaves plot between tonalite and diorite fields.

Table 7. The modal percentage for more representative samples of the granite and enclaves of the Intrusive Paranaíta Suite.

Porphyritic hornblende-biotite granites											Microgranular enclaves				
Samples	2A3	2D	2D2	2B2	2B1	2A2	11B	11	2C2	21C	15A	15A1	2B	2C1-A	11-E
Quartz	29,17	29,44	30,61	33,76	27,58	24,55	20,76	25,14	23,06	23,60	7,86	5,39	6,07	13,85	13,76
Potassic feldspar	36,58	36,90	34,55	27,35	33,93	47,14	36,29	35,92	44,61	38,81	0,00	0,00	0,44	1,38	1,68
Plagioclase	24,63	24,94	27,14	29,95	29,69	21,51	30,79	29,82	22,34	31,11	50,62	51,61	64,45	66,89	67,41
Biotite	3,37	2,06	2,44	2,85	3,25	2,14	3,67	3,11	3,83	0,87	17,76	18,48	3,71	14,54	14,04
Hornblende	4,03	3,70	1,76	3,03	2,84	2,14	4,80	3,59	3,35	1,66	12,26	13,25	19,23	0,00	0,00
Titanite	1,46	1,47	1,49	1,64	1,79	1,51	3,10	1,31	1,59	0,78	0,31	0,30	2,47	1,66	1,40
Apatite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	1,50	3,14	3,08	1,23	0,00	0,00
magnetite	0,73	1,40	1,97	1,30	0,89	0,89	0,56	1,07	1,19	1,50	7,23	7,08	2,36	1,66	1,68
Quartz	23,27	32,25	33,16	37,07	30,24	26,34	23,63	27,66	25,62	25,23	13,44	9,45	8,55	16,86	16,61
Potassic feldspar	40,47	40,42	37,43	30,03	37,19	50,57	41,31	39,52	49,55	41,49	0,00	0,00	0,63	1,68	2,03
Plagioclase (An>5%)	27,25	27,32	29,40	32,88	32,56	23,08	35,04	32,80	24,82	33,27	86,55	90,54	90,80	81,45	81,35
ΣMafics	9,59	8,63	7,66	8,82	8,77	6,77	12,13	9,08	9,96	6,31	40,70	42,19	29,00	17,86	17,12

3.4.2.1 Porphyritic hornblende-biotite sienogranite

The porphyritic hornblende-biotite sienogranite, is characterized by potassic feldspar phenocrysts (> 2.0 mm), oligoclase (> 2.0 mm), quartz (> 1.0 mm), biotite (0.7 mm) and hornblende (1.0 mm), immersed in a fine to medium grain matrix. Composed of an average of approximately 42% microcline, 25% oligoclase, 23% quartz, 5% biotite and 5% hornblende. Titanite, apatite, zircon and magnetite are accessory minerals and epitope, chlorite and sericite occur as secondary minerals Table 7; figure 29).

The potassic feldspar is subhedral, exhibits grid twinning of the albite + periclinic type, is generally perthitic and with inclusions of apatite and biotite. It is commonly mantled by plagioclase (Figure 30-A). Anhedra quartz is commonly recrystallized, sometimes corroded and exhibits undulatory extinction (Figure 30-B). The plagioclase (An₁₅₋₂₉) is subhedral, has twinning albite and pericline, myrhectic intergrowth and is frequently saussuritized. Hornblende occurs as subhedral prisms, with perfect cleavage in {110} and sporadically presents sectoral twinning (Figure 30-B). The pleochroism varies from yellowish green to olive green. The biotite is lamellar, partially to fully chloritized, sometimes shows kink bands and has pale, yellow and brownish colors (Figure 30-B). As accessory minerals occur titanite (0.5 mm) euhedral, often associated with biotite, hornblende and magnetite. Acicular apatite (<0.3 mm) occurs in primary minerals, as well as zircon and magnetite. The secondary minerals are chlorite, after biotite and hornblende, as well as epidotes and sericites from the alteration of plagioclase.

3.4.2.2 Porphyritic hornblende-biotite monzogranite

The hornblende-biotite monzogranite is also characterized by porphyritic texture, evidenced by potassic feldspar phenocrysts (> 2.0 mm), oligoclase (> 2.0 mm), biotite (0.5 mm) and hornblende (0.6 mm) in a fine to medium grain matrix. It presents composition in an average of 30% quartz, 31% microcline, 27% oligoclase, 7% biotite and 5% hornblende (table 7, figure 29). As accessory minerals occur titanite, apatite, zircon and magnetite, and chlorite and sericite as secondary minerals.

The potassic feldspar is subhedral, shows gridded twinning and are perthitic (Figure 30-A). Quartz is anhedral is commonly recrystallized and exhibits undulatory extinction. The plagioclase (An₁₅₋₂₇) is subhedral, has twinned albite and pericline and is often saussuritized. The hornblende occurs as subhedral prisms, with perfect cleavage in {110}, pleochroism green yellowish to olive green. The biotite is lamellar, partially chloritized, yellow and brown in color, sometimes with deformation lamellar (Figure 30-B and C). The accessory minerals are titanite (0.5 mm) euhedral (Figure 30-C). Acicular apatite (<0.3 mm) is included in the primary minerals, as well as zircon and magnetite. The secondary minerals are chlorite, epidotes and sericites.

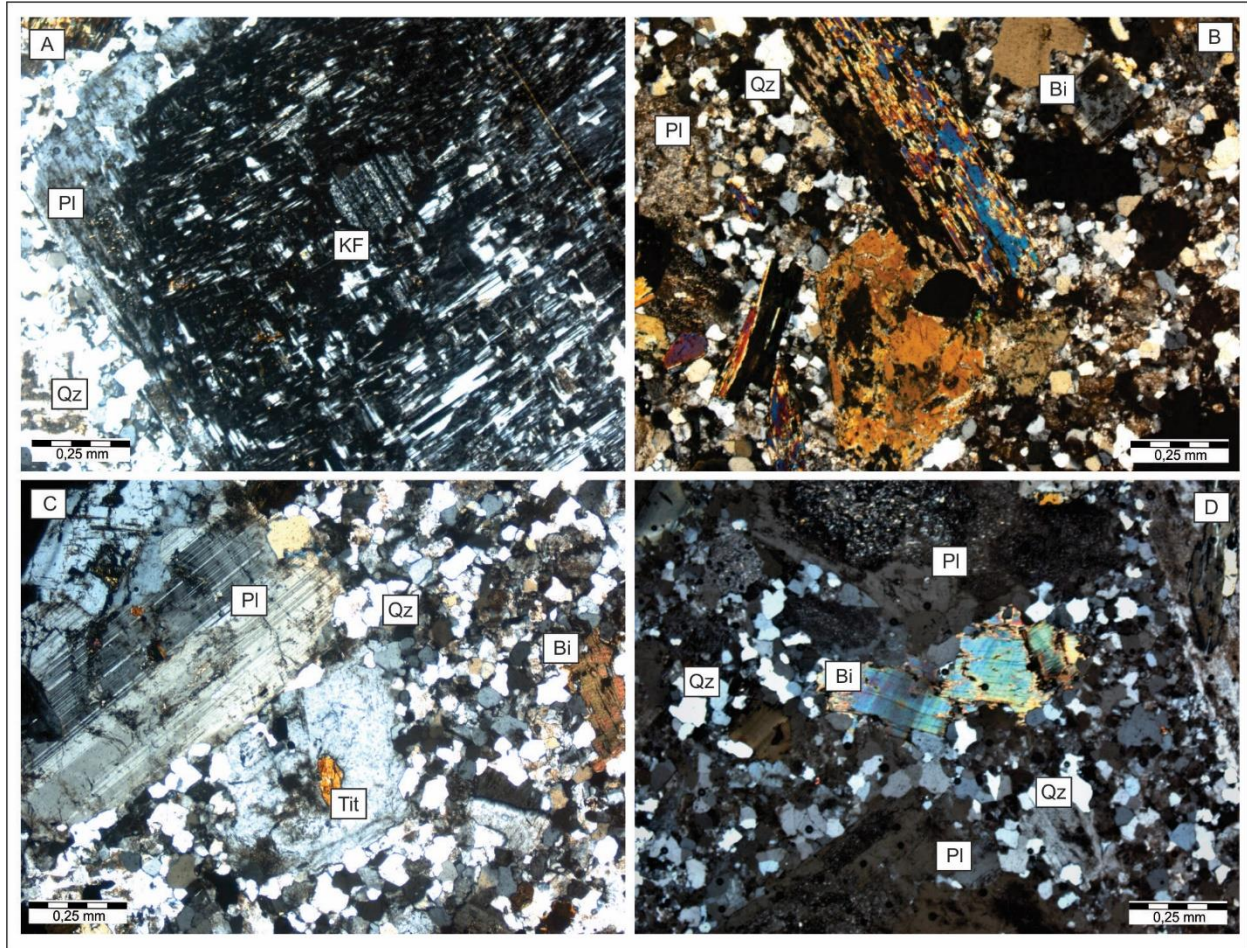


Figure 30. Textural features of porphyritic hornblende-biotite granite. (A) The phenocrystal of potassic feldspar with plagioclase in sienogranite; (B) Porphyritic texture with hornblende and biotite phenocrystals in sienogranite; (C) Porphyritic texture with plagioclase phenocrystals in monzogranite; (D) Plagioclase and biotite crystals with deformation lamellar (Light photos with cross-polarization).

3.4.3 Petrography of microgranular enclaves

3.4.3.1 Microgranular enclaves of dioritic composition

The biotite quartz diorite is characterized by the ubiquitous presence of hornblende and plagioclase, with a lower proportion of quartz (figure 31-A). They present a porphyritic texture evidenced by the presence of xenocrystals of potassic feldspar mantled by plagioclase (An₂₋₅), hornblende (> 1.0 mm) and ocellar quartz, often enclaves encompass plagioclase xenocrystals from granitic magma. Presents composition with an average of plagioclase (~ 80 to 90%), quartz (~ 9 to 16%) and mafic minerals (~ 15 to 20%) as biotite and hornblende (table 7; figure 29). The accessory phase comprises titanite, apatite and zircon, while the secondary phase, chlorite, epidote and sericite (figure 31-A).

The quartz forms interstitial crystals, with undulatory extinction, when anedrics with inclusion and mantled of hornblende. This relationship is interpreted as ocellis developed in the context of magma mixing, in which quartz (felsic pole) is partially dissolved with the change in magma composition and, at the same time, the crystallization of mafic minerals around, leading to late edges (Vernon 1991).

The plagioclase (0.2 to 1 mm; An₁₇₋₂₅) occurs as subhedral phenocrystals and in the matrix as submillimeter slats (<1.0 mm), rarely with strongly sericified preserved gemination (Figure 31-B). Quartz forms interstitial crystals with undulatory extinction and inclusions of apatite and titanite. The biotite (<1.0 mm) has inclusions of apatite, titanite and zircon, sometimes chloritized. The hornblende occurs as prismatic phenocrysts in the form of elongate aggregates or minute prisms (<0.3 mm) surrounding quartz ocelli. The accessory minerals are represented by brown-yellow titanium, subhedral (<1.0 mm) and associated with magnetite. The apatite is acicular, commonly included in the plagioclase and also dispersed in the matrix, without preferential direction. The zircon is prismatic (<0.5 mm) while the most common oxide is the subhedral magnetite (<0.4 mm). The secondary phases are represented by chlorite, hornblende, sericite and epidote.

3.4.3.2 Microgranular enclaves of tonalitic composition

The enclaves of tonalitic composition, with porphyritic texture and consist of an average of plagioclase (~ 53 to 65%), quartz (~21 to 26%), potassic feldspar (~ 0.2 to 1.5%), biotite to 17%) and hornblende (~ 2 to 6%). The accessory phase is represented by titanite, apatite, zircon and magnetite, while the secondary phase is represented by chlorite, epitope and sericite.

The plagioclase (0.5 to 1 mm; An₁₄₋₂₅) occurs with polysynthetic twinning according to the law of the albite and apatite and biotite inclusions, quite saussuritized (Figure 31-C). The potassic feldspar (0.2 mm) has polysynthetic twinning in the albite-periclinic law. The biotite (0.3 to 1 mm) defines lamellar with strong brown or green pleocroism, generally chloritized (Figure 31-D). Hornblende (0.3 to 1 mm) occurs as dark green, sometimes chloritized green to brown crystals (Figure 31-D). Titanite (0.1 and 0.7 mm) forms anhedral crystals, whose contact relationships indicate formation from the destabilization of biotite and hornblende (Figure 31-D). The apatite (up to 0.3 mm) is elongated or acicular, included in quartz, feldspar, biotite, hornblende and titanite, being its most abundant presence in diorite quartz. The zircon (<0.05 mm) occurs even in

the biotite. The anhedral magnetite, commonly associated with the destabilization of biotite, hornblende and titanite (Figure 31-D).

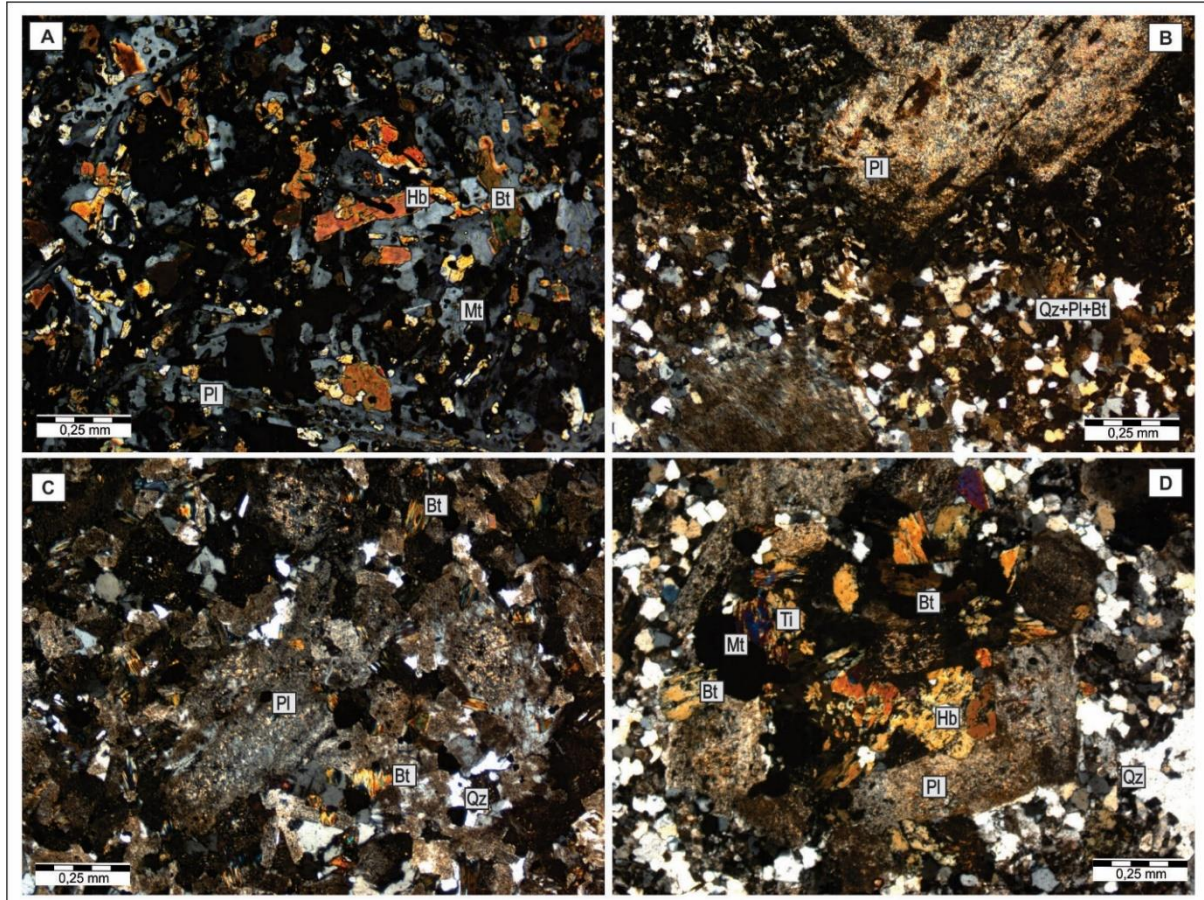


Figure 31. Photomicrographies of microgranular enclaves of dioritic composition (A-B) and tonalitic (C-D). (A) Enclave of dioritic composition composed of plagioclase, biotite, hornblende, magnetite and quartz; (B) Porphyritic texture evidenced for phenocrystal of plagioclase intensely sericitized; (C) Microenclaves, consisting of agglomerated biotite, plagioclase, magnetite and quartz; (D) Agglomerate plagioclase, biotite, titanite and hornblende (Light photos with cross-polarization).

3.4.4 Textures indicatives of magma mixing processes

Mafic microgranular enclaves are very common in felsic host when there is a process of mixing magmas. In well mixed hybrid portions of crystal-bearing magma, the enclaves mingle with the hybrid host and are interpreted as a consequence of the mixing of magmas (Vernon, 1991; Barbarin, 1990; Barbarin and Didier, 1991). The following special textures are present in both the sienogranites and the monzogranites of the Paranaita Intrusive Suite. These are:

-**Mafic agglomerates of plagioclase**, biotite and hornblende, with dimensions exceeding 2 mm, with rounded to irregular shapes (Figure 32-B);

- **Apatite acicular** with elongated crystals, whose distribution does not show a preferential direction. They are present in the different mineral phases (plagioclase, quartz, biotite and hornblende, figure 32-C). They are formed when during its development a fast cooling of the system occurs;

-**Fenocrystals of spongy and poiquilithic** plagioclase, characterized by quartz exsolutions and fine hornblende inclusions, due to the strong thermal imbalance with the fine diorite matrix (Figure 32-D).

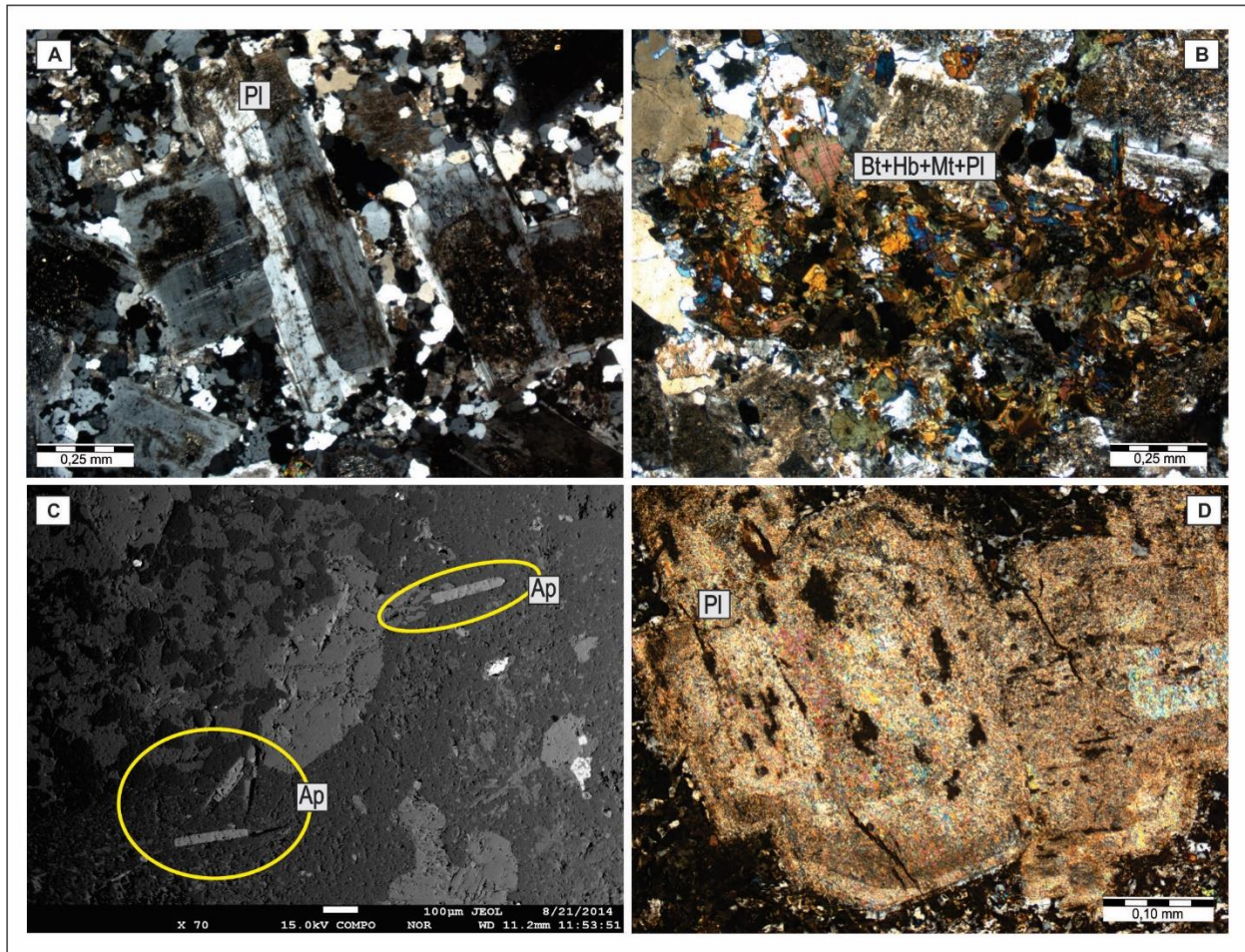


Figure 32. Photomicrographs of special textures that can evidence magmas mixing processes. (A) the plagioclase cluster; (B) mafic cluster, with biotite, plagioclase, hornblende,

titanite and magnetite; (C) detail for apatites accicular, BSE image; (D) xenocrystal of spongy cellular plagioclase. Photomicrographs with cross Polarizer, except the figure C.

-Quartz ocelli mantled by hornblende, which consists of a large quartz crystal with the inclusion of small prismatic hornblende crystals (Figure 33-A, B E C). The mixture of two systems, one more felsic with early quartz crystals and another more mafic system containing small hornblende crystals, generated by cooling, juxtaposes quartz and hornblende. Surface loose hornblende crystals attached to quartz surfaces, provide the basis for their incorporation into quartz (Vernon, 1990; Hibbard, 1991);

-Poyquilithic quartz with inclusions of biotite, titanite, apatite and zircon (Figure 33-D). According to Hibbard (1991), in the context of mixing magmas, they result from the last stage of crystallization of the felsic liquid, after crystallization of a large amount of plagioclase, hornblende, biotite and apatite, generated by cooling.

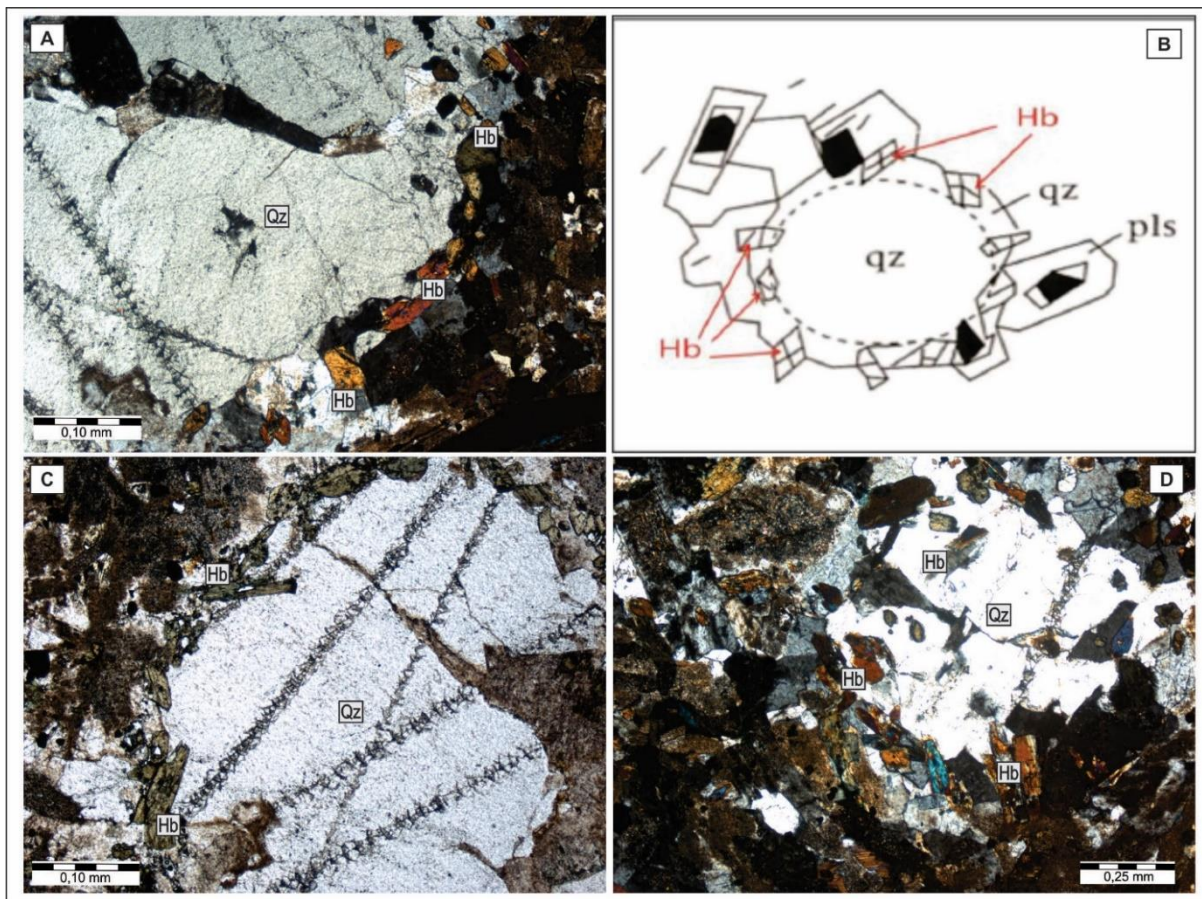


Figure 33. Photomicrographs with special textures that can evidence processes of magma blending. (A) quartz ocelli mantled by hornblende; (B) drawing extracted from Hibbard (1991) showing the matting; (C) detail of prismatic hornblende crystals by mantled quartz ocelli; (D) poyquilithic quartz ocelli. Photomicrographs with crossed polarizer, except figure C, in natural light.

3.5 MINERAL CHEMISTRY

Table 8 presents representative data of mineral chemistry for the porphyritic hornblende-biotite granite (PHBG) and for the microgranular enclaves of dioritic and tonalitic composition (ME). Biotite, amphibole, plagioclase, apatite and titanite were analyzed. The results of the electron microprobe analyzes are presented in the tables (attached).

Table 8. Representative analyses of porphyritic hornblende-biotite granite and microgranular enclaves.

Rock	Porphyritic hornblende-biotite granite					Microgranular enclaves			
	Oligoclase	Albita	Biotite	Mg-Horblende	Titanite	Oligoclase	Biotite	Mg-Horblende	Titanite
SiO ₂	65,1	69,66	40,16	47,26	29,8	65,64	37,06	47,84	30,03
TiO ₂	0,01	0,09	4,23	0,42	33,4	0	4,2	1,17	33,69
Al ₂ O ₃	22,89	20,02	12,76	6,35	1,69	22,8	14,06	6,08	1,9
FeO(t)	0,29	0,06	14,93	14,47	1,29	0,25	17,89	13,91	2,12
CaO	4,02	1,14	0,02	11,58	25,73	3,36	0,14	11,43	27,82
Na ₂ O	8,98	10,52	0,32	1,99	0,06	9,48	0,11	1,77	0,03
K ₂ O	0,58	0,07	9,41	0,9	0	0,34	8,27	0,74	0
BaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0,09
MgO	0,02	0	15,83	13,97	0	0,03	13,29	14,28	0
MnO	0,03	0,09	0,54	1,13	0,17	0	0,31	0,81	0,27
La ₂ O ₃	0	0	0	0	0,57	0	0	0	0,42
Ce ₂ O ₃	0	0	0	0	2,99	0	0	0	1,85
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gd ₂ O ₃	0	0	0	0	0,18	0	0	0	0,05
Y ₂ O ₃	0	0	0	0	0,24	0	0	0	0,16
SrO	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P ₂ O ₅	0	0	0	0	0,13	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0
F	0	0	1,74	1,68	0,81	0	0,94	0,96	0,99
OH	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	101,91	101,65	99,94	99,73	97,06	101,92	96,27	98,99	99,41

3.5.1 Porphyritic hornblende-biotite granite and microgranular enclaves dioritic and tonalitic

3.5.1.2 Biotite

The biotite of the porphyritic hornblende-biotite granite are brownish and occur in a lamellar form, and as minute subhedral crystals, together with quartz, plagioclase and potassic feldspar. The microgranular mafic enclave contains lamellar biotite crystals with strong brown or green pleochroism, as can be observed in petrography previously.

Both are homogeneous with composition between annite and phlogopite (Fig. 34-A, [Deer et al. 1992](#)) and re-equilibrated magmatic primary composition (Fig 34-B; [Nachit 1994](#)). The structural formula was calculated based on 22 oxygen atoms and it was assumed that all iron is in the Fe²⁺ state, being; $K_{1.76}Na_{0.05}(Mg_{3.42}Fe_{1.87}Ti_{0.4}Al_{0.05}Mn_{0.08})_{5.77}(Si_{15.84}Al_{2.16})_8O_{20}(OH,F)_4$ for the hornblende-biotite granite porphyritic, and microgranular enclaves; $K_{1.77}Na_{0.04}(Mg_{3.35}Fe_{1.95}Ti_{0.40}Mn_{0.10}Al_{0.02})_{5.79}(Si_{5.76}Al_{2.24})_8O_{20}(OH,F)_4$.

The biotite crystals of porphyritic hornblende-biotite granite do not show significant variations in FeO = 14.05 - 16.46% by weight, while in the enclaves the variation is 14.27 - 19.83% by weight. The biotite of the hornblende-biotite porphyritic granite has Fe / (Fe + Mg) ratio ranging from 0.33 to 0.39. In the enclave this ratio ranges between 0.32 and 0.43. The biotite AL_{IV} is constant in the granite, ranging from 1.93 to 2.35 (Table attached). In the Mg *versus* total Al diagram ([Nachit et al. 1985](#)), the biotite of the porphyritic hornblende-biotite granite and the microgranular mafic enclave plot the transition between the subcalc and calc-alkaline fields and calc-alkaline granites, with a mean of FeO, MgO and Al₂O₃ of 15.1%, 15.4% and 12.3%, respectively, for the biotite of the porphyritic hornblende-biotite granite. The biotite of the enclaves with mean values for FeO (15.5%), MgO (15.3%) and Al₂O₃ (12.6%). Constant values corroborate with the [Abdel-Rahman diagram \(1994; Tables 8, Fig. 34-D\)](#).

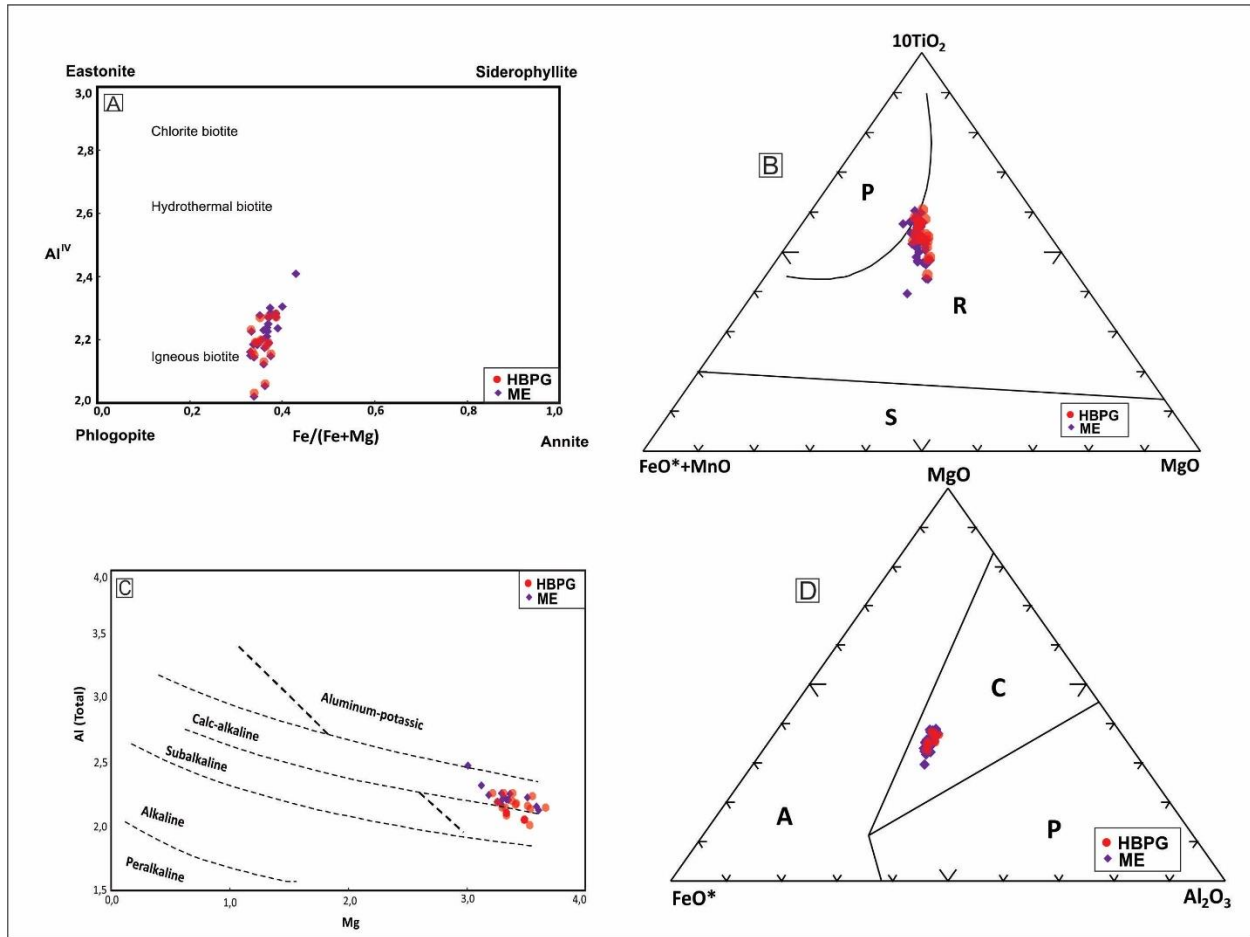


Figure 34. Composition of the biotite of the porphyritic hornblende-biotite granite (PHBG) and microgranular enclave (ME): (A) $Fe / (Fe + Mg) \times Al^{IV}$ (Deer et al. 1992) diagram and (B) $(FeO + MnO) - (10 * TiO_2) - MgO$ diagram (fields of Nachit 1994), where P = field of primary biotites; R = domain of rebalanced primary biotites and S = domain of secondary biotites; (C) $Mg \times Al_{total}$ (Nachit et al. 1985) diagram and (D) $FeO^* - MgO - Al_2O_3$ diagram (fields of Abdel-Rahman 1994), where, A = biotite discrimination of anorogenic alkaline suites; P = peraluminous suites, including S-type suites; and C = calc-alkaline orogenic suites.

3.5.1.3 Amphibole

The amphibole crystals of the porphyritic hornblende-biotite granite and the microgranular enclaves subhedral, pleochroism green yellowish to olive green.

The amphibole of the porphyritic hornblende-biotite granite and the enclaves are homogeneous, with $Mg/(Mg + Fe)$ ratios between 0.67-0.88 for porphyritic hornblende-biotite granite and 0.76-1.0 for enclaves. Oxides of $TiO_2 = 1.01-2.04\%$ and $0.86-1.67\%$ by weight for the porphyritic hornblende-biotite granite and enclaves respectively. Oxides of Al_2O_3 , FeO , MgO and MnO with values between $4.28-7.05\%$; $11.10-14.27\%$; $13.37-16.52\%$; $0.57-0.85\%$ by weight for porphyritic hornblende-biotite granite respectively. The enclaves present values between $5.32-7.05\%$; $11.51-13.14\%$; $14.39-16.24\%$; $0.53-1.0\%$ by weight for Al_2O_3 , FeO , MgO and MnO respectively. The oxides of CaO , Na_2O and K_2O for the porphyritic hornblende-biotite granite with values between $10.81-11.78\%$; $1.39-2.25\%$; $0.58-0.96\%$ by weight respectively. For the same

oxides, the enclaves present the respective values of 10,53-11,40%; 1.46-2.17%; 0.58-0.92% by weight. The chemical characteristics point to calcium amphibole with Ca values between 1.57 and 1.87 a.p.u.f. for both, being classified as magnesium-hornblende, according to the nomenclature suggested by the IMA (International Mineralogical Association), presented by [Leake et al. \(1997\)](#), Table 8, Figure 35).

The simplified average chemical formula, calculated on the basis of 23 oxygen equivalents for the porphyritic hornblende-biotite granite amphibole type, is: $(\text{Na}_{0,61}\text{K}_{0,15})_{0,76}\text{Ca}_{1,6}(\text{Mg}_{3,2}\text{Fe}_{0,91}\text{Mn}_{0,07}\text{Ti}_{0,18}\text{Al}_{0,03})_{4,39}(\text{Si}_{6,8}\text{Al}_{1,10})_{7,9}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$. The simplified average chemical formula, calculated on the basis of 23 oxygen equivalents for the amphibole types of the enclaves, is: $(\text{Na}_{0,41}\text{K}_{0,10})_{0,51}\text{Ca}_{1,7}(\text{Mg}_{3,1}\text{Fe}_{1,09}\text{Mn}_{0,10}\text{Ti}_{0,10}\text{Al}_{0,02})_{4,41}(\text{Si}_{7,1}\text{Al}_{0,8})_{7,9}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ for magnesium-hornblende.

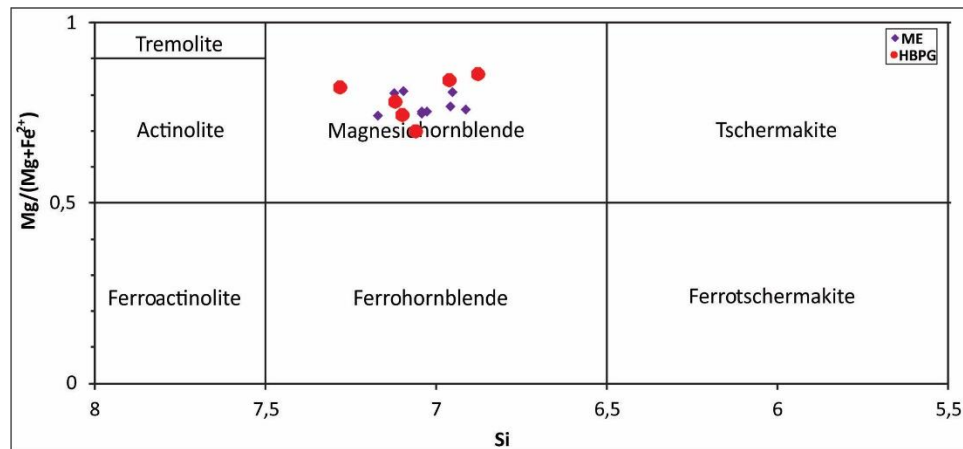


Figure 35. Classification diagram of amphibole according to [Leake et al. \(1997\)](#) for porphyritic hornblende-biotite granite (PHBG) and for microgranular enclaves (ME).

3.5.1.4 Plagioclase

The analyzed plagioclase crystals present composition between albite (An_{2-6}) and oligoclase (An_{15-25}) for the porphyritic hornblende-biotite granite and oligoclase composition (An_{14-27}) for the microgranular enclaves, the results of which are shown in table 8. The crystals analyzed do not exhibit chemical zoning, only portions of different compositions. The albite occurs at the edges of some grains, and rarely constitutes small grains dispersed in the matrix. Some oligoclase xenocrysts present in the enclaves can be interpreted as reabsorbed from porphyritic granite, since it has the same composition.

3.5.1.5 Titanite

The titanite of the hornblende-biotite granite porphyritic presents average contents of 29.8% of SiO_2 , 33.4% of TiO_2 , 1.69% of Al_2O_3 , 0.81% of F, 0.13% of Nb_2O_5 and 0.34% of $\text{La}_2\text{O}_3 + \text{Ce}_2\text{O}_3$. The titanite of the enclaves had a mean content of 29.6% SiO_2 , 34.2% TiO_2 , 1.68% Al_2O_3 , 0.76% F and 0.41% $\text{La}_2\text{O}_3 + \text{Ce}_2\text{O}_3$ (Table 6). The titanite crystals of both have moderate to low Al_2O_3 contents, around 1.69%, typical of magmatic titanite. Data show that all titanites are characterized by relatively low Al (0.05-0.08 a.p.f.u.), high Fe (0.03-0.06 a.p.f.u.) and low Al/Fe

ratios (0.08-0.15), characteristics of magmatic titanite of igneous rocks (Aleinikoff *et al.* 2002, Fig. 36). Chemically the titanite of both rocks have similar chemical composition.

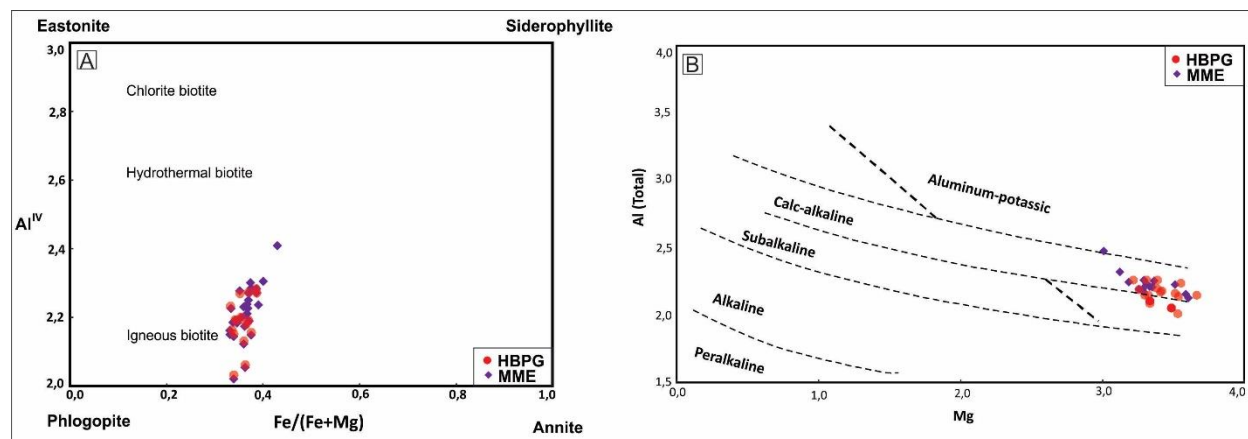


Figure 36. Diagram vs. Fe Al showing the magmatic origin of the granite and enclave titanites (Aleinikoff *et al.* 2002, in Jiang *et al.* 2016); (B) SiO_2 versus $10 * (\text{La}_2\text{O}_3 + \text{Ce}_2\text{O}_3)$.

3.6 DISCUSSIONS

3.6.1 Geological setting of porphyritic hornblende-biotite granite

The field study and petrography showed several macro and microstructural features in the porphyritic hornblende-biotite granite and in the microgranular enclaves that suggest evidence of magma mingling processes. Porphyritic hornblende-biotite granite emerges as large reddish-colored slabs and blocks, characterized by phenocrysts of potassic feldspar in a fine granulation matrix. They are hololeucocratic and constituted by potassic feldspar, plagioclase, quartz and mafic minerals (biotite and hornblende). It's observed microgranular enclaves of centimetric to metric dimensions, with rounded to subangular forms, irregular borders and abrupt contacts with granite. The macroscopic features are evidenced by the mechanical migration of phenocrysts of potassic feldspar from the granite to the microgranular enclave, without deformation and with plagioclase, as well as quartz ocelli mantled by hornblende, probably formed due to the thermal imbalance caused by the magma mixing process.

These rocks require a cautious interpretation of geochemical and Sm-Nd isotope data and they have geochemical signatures typical of calc-alkaline granites generated in a volcanic arc environment. The Sm-Nd isotopic data suggest crustal derivation or a mixture of mantle and crustal sources ($\epsilon_{\text{Nd}} = -1.69$ to -4.03) and different periods of crustal residence as indicated by significantly variable model ages ($\text{Nd } T_{\text{DM}} = 2.19$ to 2.41 Ga). The crystallization ages of the hornblende-biotite monzogranites to porphyritic syenogranites are 1790 ± 6 and 1795 ± 6 Ma, and the $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ values vary between -0.51 and -6.90 , indicating a crustal origin or mantle magma with high crustal reworking. The crystallization age of the microgranular mafic enclaves is 1790 ± 8 Ma, and shows a discrepancy in the $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ values, which range from -4.27 to 0.92 . Sm-Nd isotopic data for the Paranaíta Intrusive Suite indicate ϵ_{Nd} values of $+0.68$ to -3.09 and $\text{Nd } T_{\text{DM}}$ model ages of 2.40 to 1.90 Ga (Pinho 2003; Oliveira & Albuquerque 2003; Souza *et al.* 2005; Silva & Abram 2008; Ribeiro & Duarte 2010; Duarte 2012; 2015), which is similar to the data obtained in this study (ϵ_{Nd}

= - 1.69 to -4.03 – Nd T_{DM} model ages = 2.19 Ga to 2.41 Ga). The geological, petrological and isotopic data suggest that the hornblende-biotite granites were generated in a mature magmatic arc environment.

3.6.2. Textures indicatives of magma mixing processes

Mafic microgranular enclaves are very common in felsic host when there is a process of mixing magmas. In well mixed hybrid portions of crystal-bearing magma, the enclaves mingle with the hybrid host and are interpreted as a consequence of the mixing of magmas (Vernon, 1991; Barbarin, 1990; Barbarin and Didier, 1991). The following special textures are present in both the sienogranites and the monzogranites of the Paranaita Intrusive Suite. For example:

The mafic agglomerates of plagioclase, biotite and hornblende, with dimensions exceeding 2 mm, with rounded to irregular shapes;

The apatite acicular with elongated crystals, whose distribution does not show a preferential direction. They are present in the different mineral phases (plagioclase, quartz, biotite and hornblende). They are formed when during its development a fast cooling of the system occurs;

The fenocrystals of spongy and poiquilithic plagioclase, characterized by quartz exsolutions and fine hornblende inclusions, due to the strong thermal imbalance with the fine diorite matrix.

The quartz ocelli mantled by hornblende, which consists of a large quartz crystal with the inclusion of small prismatic hornblende crystals. The mixture of two systems, one more felsic with early quartz crystals and another more mafic system containing small hornblende crystals, generated by cooling, juxtaposes quartz and hornblende. Surface loose hornblende crystals attached to quartz surfaces, provide the basis for their incorporation into quartz (Vernon, 1990; Hibbard, 1991), and the poiquilithic quartz with inclusions of biotite, titanite, apatite and zircon (Figure 33-D). According to Hibbard (1991), in the context of mixing magmas, they result from the last stage of crystallization of the felsic liquid, after crystallization of a large amount of plagioclase, hornblende, biotite and apatite, generated by cooling.

According to Vernon (1990), the presence of crystals of elongated forms, especially plagioclase, hornblende and apatite (of acicular habit); Potassic feldspar with poiquilithic inclusions of plagioclase and mafic and presence of ocelli in mafic enclaves are common in magma mixing processes. The microstructures, besides evidencing a magmatic crystallization, can also reflect the crystallization history of these enclaves: the very fine granulometry of the enclaves evidence, according to Vernon (1991), a high nucleation ratio and low growth rate, which occurs when the degree of subcooling of the magma is relatively large. The initial thermal equilibrium of the enclave in the host magma produces fast crystallization; subsequently, crystallization in the enclaves proceeds with the same ratio of the host magma, when then mineral nucleation occurs, forming larger crystals, which include poiquilithically the small crystals, previously formed.

All these microstructural evidences point to a thermal imbalance, which produces fast crystallization, due to the high degree of cooling of the magma, forming larger crystals, which commonly include poiquilithically the small crystals, previously formed.

In the case of the porphyritic hornblende-biotite granite, the focus of this work, the study of mineral chemistry and petrography of encasing rock and enclaves, suggest that there was partial mixing of magmas of similar compositions in a mingling-like process. This process occurs when temperatures are different, however the compositions are similar.

3.6.3 Conditions of crystallization

Calc-alkaline granites commonly contain the mafic assemblage biotite + hornblende ± titanite ± Fe and Ti oxides, along with quartz and feldspars; a feature that renders these rocks as important sites for petrologic studies using mineral chemistry (e.g. Vyhnal *et al.*, 1991; Ague, 1997; Stein and Dietl, 2001; Helmy *et al.*, 2004). The chemistry mineral shows that the minerals analyzed for porphyritic hornblende-biotite granite and the enclaves are homogeneous, primary and demonstrate a calc-alkaline affinity for these rocks.

The mineral association hornblende + biotite + titanite + magnetite (+ quartz + plagioclase + feldspar potassic) found in the porphyritic hornblende-biotite granite and enclaves allowed the application of the Al geobarometer in amphibole. For the estimation of oxygen pressure and fugacity (fO_2), calculations were made based on the Al content in amphibole, together with the Fe/(Fe + Mg) ratio (Anderson & Smith, 1995; table 9).

According to figure 37, the rocks demonstrate high fugacity of oxygen and $P < 1.0$ kbar. The zircon was used as a geothermometer to calculate the temperature according to Watson & Harrison (1983), the temperatures closest to liquidus were estimated at about 790°C to 822°C for the porphyritic hornblende-biotite granite, and 759°C to 833°C for the enclaves (table 10). The fO_2 exerts strong chemical control over the main mafic phases of granite rocks (Anderson & Smith, 1995). In this way, it can be considered that the magma placement occurred in a relatively cold crust, after the formation of the Juruena Magmatic Arc.

The chemical compositions of amphibole and biotite show moderate Fe/(Fe + Mg) ratio, lower than 0.90. When related to the hornblende Al_{IV} content, these values indicate crystallization with high fugacity of oxygen. Such interpretation is evidenced by magnetite + titanite paragenesis of these rocks. The circulation of late to post-magmatic fluids would have been responsible for carbonation and saussuritization of plagioclase. In biotite, these same fluids may have favored partial substitution by titanite, chlorite and epitope.

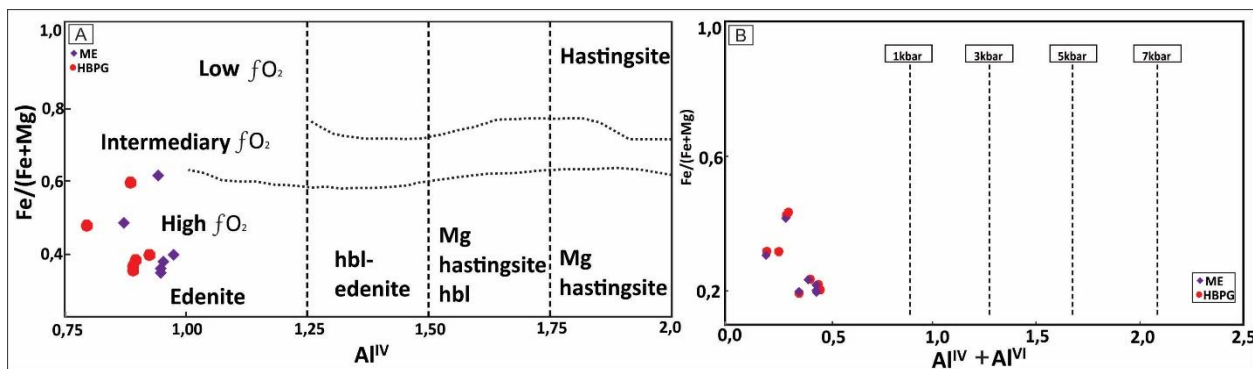


Figure 37. (A) Diagram Fe / (Fe + Mg) versus Al_{IV} and fO_2 of amphiboles (Anderson & Smith, 1995); (B) Diagram Fe / (Fe + Mg) versus Al_{IV} of amphiboles (Anderson & Smith, 1995), showing probable intervals of amphibole crystallization. (porphyritic hornblende-biotite granite - PHBG, microgranular enclaves - ME).

Table 9. Calculations based on the Al content in amphibole, together with the Fe/(Fe + Mg) ratio, for the estimation of oxygen pressure and fugacity (fO_2) (Anderson & Smith, 1995).

* HBGP (porphyritic hornblende-biotite granite).

Rock Elemento	Enclaves				HBGP			
	2B	2B	2C1A	2C1A	DFR-15A2	DFR-2B2	DFR-2B2	DFR-2B2
SiO ₂	48,33	48,52	46,33	48,40	48,03	49,08	47,98	49,63
TiO ₂	1,22	1,12	1,67	1,33	1,07	1,38	1,45	1,41
Al ₂ O ₃	5,58	6,34	6,96	5,90	6,74	6,21	5,81	5,91
FeO	12,02	12,88	12,09	11,61	11,83	11,48	14,27	11,61
MnO	0,82	0,80	0,64	0,53	1,03	0,58	0,63	0,82
MgO	15,86	14,39	15,23	15,95	15,59	16,37	13,37	15,34
CaO	10,84	10,83	10,77	10,96	10,88	11,03	10,51	10,88
Na ₂ O	1,89	1,93	2,06	1,82	1,94	1,69	2,11	1,97
K ₂ O	0,81	0,87	0,88	0,79	0,83	0,85	0,82	0,81
Total	97,36	97,68	96,62	97,30	97,93	98,65	96,95	98,38
Si em fórmula	7,64	7,67	7,70	7,80	7,67	7,67	7,68	7,01
NaB	0,06	0,07	0,00	0,04	0,08	0,07	0,08	0,16
Li	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
LiB	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
LiC	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaA	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaB	1,94	1,87	1,98	1,91	1,89	1,87	1,82	1,83
Ti	0,03	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,04
(Ca+Na)B	2,00	1,94	1,98	1,95	1,97	1,94	1,90	1,99
Σ A	0,02	0,02	0,06	0,01	0,01	0,02	0,01	0,16
Σ L-type B	0,00	0,06	0,00	0,04	0,02	0,06	0,10	0,00
(Na+K)A	0,02	0,02	0,06	0,01	0,01	0,02	0,01	0,16
VIAl	0,04	0,10	0,00	0,02	0,03	0,10	0,11	0,35
Fe ³⁺	0,31	0,23	0,23	0,18	0,38	0,23	0,29	0,58
Mn ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn ²⁺ + Mn ³⁺	0,07	0,05	0,13	0,10	0,04	0,05	0,07	0,08
VIAl+Fe ³⁺ +Fe ²⁺ +Mg	5,21	5,20	5,08	5,08	5,34	5,20	5,31	5,47
OH+F+Cl	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,80	0,81	0,63	0,73	0,84	0,81	0,82	0,72
Mg/(Mg+Mn ²⁺)	0,98	0,99	0,96	0,97	0,99	0,99	0,98	0,97
AlT	0,39	0,43	0,30	0,22	0,36	0,43	0,43	1,35
Fe/(Fe+Mg)	0,22	0,21	0,38	0,28	0,19	0,21	0,19	0,33

Table 10. Zr saturation temperature calculated for total rock chemical composition of porphyritic hornblende-biotite granite samples and microgranular enclaves.

Lithology	Samples	Zr (ppm)	M	Zr (saturação)	T°C
PHBG	DFR02	248,00	1,63	126,70	807,50
PHBG	DFR38	269,00	1,59	123,20	817,50
PHBG	DFR21	286,40	1,66	130,90	817,80
PHBG	DFR05	252,90	1,61	125,10	810,50
PHBG	DFR42	214,90	1,65	129,20	793,10
PHBG	DFR44	276,20	1,56	119,50	822,80
PHBG	DFR15	228,40	1,62	125,60	800,90
PHBG	DFR39	246,00	1,63	127,40	806,30
Enclaves	DFR02B	257,20	2,10	190,20	775,10
Enclaves	DFR02C	248,00	2,15	197,40	768,90
Enclaves	DFR15A2	257,00	1,84	152,00	794,50
Enclaves	DFR15B1	291,00	1,85	152,90	805,00
Enclaves	DFR15B2	466,00	2,11	190,70	828,00
Enclaves	DFR02E	218,00	2,02	177,40	767,00
Enclaves	DFR02D	228,00	2,18	203,30	759,40
Enclaves	DFR05B	408,40	1,90	159,20	832,60

(Watson e Harrison, 1983).

Calc-alkaline magmas are characterized according to the differentiation magmatic series (Lameyre and Bowden, 1982), while crustal granites are established mainly based on geochemical criteria according to Chappell and White (1984) and Whalen *et al.*, (1987). The type-I granites have geochemical signatures similar to those of calc-alkaline series granite. Mantellic granites are easily determined by their environment, for example, magmatic arc granites, which have a more evolved geochemical pattern as the magmatic arc becomes more mature.

Pearce *et al.*, (1984) establish diagrams of geotectonic classification of granite, based on their geochemical trace element patterns, however, they are dependent on the parent source of the magma and the fractional crystallization process rather than the geotectonic environment in which the magma would have been generated. The difficulty in determining the geochemical affinity and geotectonic environment of granite, in the absence of intermediate to basic compositional terms, is frequent in the characterization of granite (Nardi, 2016), making the regional geological context and detail of a particular granite body indispensable the understanding of their genesis. According to detailed geological data, the porphyritic hornblende-biotite granite, which involves petrography, geochemical data, isotopic and mineral chemistry, it was possible to classify this granite as calc-alkaline, type-I, generated in a magmatic arc environment.

3.7 CONCLUSIONS

Porphyritic hornblende-biotite granites were identified with a large proportion of enclaves that demonstrates features indicative of the magma mixing process. The porphyritic hornblende-biotite granite was previously dated by and the obtained age was 1790 ± 6 and 1795 ± 5.8 Ma (U-

Pb in zircon), which allowed to correlate it with the Intrusive Paranaíta Suite. The microgranular enclaves present the same age (1790 ± 7.5 Ma, U-Pb in zircon).

The granite has a composition ranging from monzogranite to sienogranite, mechanical migration of phenocrysts of potassic feldspar, sometimes with albite blanketing of the granite for the enclave, besides ocellar quartz mantled by hornblende, features suggestive of magma mixing processes.

The microgranular enclaves have diorite to tonalite quartz composition, have a porphyritic texture. They also show textures that may also show processes of magma mixing, classified as ocellar quartz mantled by amphibole and or poikilitic, apatite acicular, spongy plagioclase, plagioclase agglomerates and agglomerates of mafic minerals. The textures here considered as indicative of magma mingling processes can occur at any stage of a magmatic system and do not necessarily require the presence of extreme limbs (mafic and felsic) generated from different sources. They occur in response to changes in chemical and thermal gradients in a magmatic system.

The amphibole of the hornblende-biotite granite porphyritic and the enclaves are Mg-hornblende. The chemical composition of the biotite crystals for both, shows enrichment in the phlogopite molecule, with characteristics of calc-alkaline magmas. The plagioclase of the granite shows oligoclase composition (An_{15-25}), albite (An_{2-6}), while in the enclaves the plagioclase exhibits oligoclase composition (An_{14-27}). Moderate Fe/(Fe + Mg) ratios of amphibole and biotite of these rocks, and mineral assemblage: quartz + magnetite + titanite suggest the prevalence of high fO_2 conditions. The initial crystallization temperature of the porphyritic hornblende-biotite granite, close to the liquidus was estimated between 790 and 822°C and for the enclaves between 759 and 833°C, according to the Zr (ppm) total rock geothermometer. According to used geobarometers, allied to the analysis of mineral paragenesis, it is estimated that the best crystallization pressure for the granite and enclave occurred with <1,0 Kbar.

The porphyritic hornblende-biotite granite and enclaves demonstrate features indicative of partial magma mixing processes of similar compositions in a mingling-like process. This process occurs when temperatures are different, however the compositions are similar.

3.8 ACKNOWLEDGEMENTS

To the Postgraduate Program in Geology, degree scholarship from Capes Foundation during the preparation of the manuscript and and to the Geochronology and Electronic Microsonde Laboratories of the University of Brasília (UnB). To the Federal University of Mato Grosso and to the research project FAPEMAT n° 140759/2014 for the support in the accomplishment of the field works. Special thanks to the Geologist Dr. Antônio Paes de Barros and METAMAT for technical and financial support in the field.

3.9 REFERENCES

- Abdel-Rahman, A.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, v.35, p.525-541.
- Ague, J.J., 1997. Crustal mass transfer and index mineral growth in Barrow's garnet zone, northeast Scotland. *Geology* 25, 73e76.

- 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, 125–147.
- 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.
- Barbarin, B., 1990. Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada batholith, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 95(B11), 17747-17756.
- Barbarin, B. y Didier, J. 1991. Macroscopic features of mafic microgranular enclave. In enclaves and granite Petrology, J. Didier and B. Barbarin, eds. Amsterdam: Elsevier, pp.253-262.
- Best, M.G. - 2003 - *Igneous and metamorphic petrology* Blackwell Science Ltd.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8, 173-174.
- Dardene, M.A.; Schobbenhaus, C. 2001. *Metalogênese do Brasil*. Brasília, Ed Universidade de Brasília, 392p.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1983. *An introduction to the rock-forming minerals*. Logman, Harlow, 528 p.
- Deer, W.A.; Howie, R. A.; Zussman, J., 1992. *Na introduction to the rock-forming minerals*. 2.ed. Hong Kong: Longman Scientific & Technical. 696p. P. 223-275.
- Didier, J. and Barbarin, B. 1991. Commingling of contrasted magmas and generation of mafic enclaves in granitic rocks. In *Enclaves and Granite Petrology*.eds. Amsterdam: Elsevier, pp.393-402.
- Duarte T.B., Rodrigues J.B., Ribeiro P.S.E. and Scandolara J.E. (2012). Tectonic evolution of the Juruena magmatic arc between the Aripuanã and Juruena rivers: northwest Mato Grosso State, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 42(4):824-840.
- Duarte, T. B., (2015). *Geologia, Geoquímica e Geocronologia do Domínio Vulcânico do Arco Magmático Juruena, SW do Cráton Amazônico: Implicações Geotectônicas: Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, 124p.*
- Fenner, C.N. 1926. Magmatic problems of the Aleutians. *Transactions, American Geophysical Union* 7: doi: 10.1029/TR007i001p00124-2. ISSN: 0002-8606.
- Helmy, H.M., Ahmed, A.F., Mahallawi, M.M., Ali, S.M., 2004. Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications. *J. Afr. Earth Sci.* 38, 255e268.
- Hibbard, M. J., 1991. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. *Enclaves and granite petrology*. Elsevier, Amsterdam, 431-444.
- Hibbard M.J. 1995. *Petrography to petrogenesis*. New Jersey, Prentice Hall, 587 p.
- Jiang, P., Yang, K.F., Fan, H.R., Liu, X. Cai, Y.C., Yang, Y.H., 2016. Titanite-scale insights into multi-stage magma mixing in Early Cretaceous of NW Jiaodong terrane, North China Craton. *Lithos* 258–259, 197–214.
- Lameyre J. & Bowden P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14:169-186.
- Leake B.E. et al. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineral. Mag.*, 61:295-321.
- Miller, C.F., McDowell, S.M., Mapes, R.W., 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology* 31, 529e532.
- Nachit H. 1994. Contribution à la typologie des granitoïdes, Petrogenèse et pétrologie structurale du batholith panafricain du cercle de Tafrouste (boutonnière de Kerdous, Anti-Atlas occidental, Maroc). Thesis, Université Ibnou Zohor, Agadir, 465 p.
- Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.M., Carron J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 301:813-818. Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 38: 757-775.
- Nardi, L. V. S. (2016). Granitoïdes e Séries Magmáticas: o estudo contextualizado dos granitoïdes. *Pesquisas em Geociências*, 43, 85-99.
- Nascimento M.A.L. 2000. *Petrologia do magmatismo tardi-brasiliano no Maciço São José de Campestre (RN-PB), com ênfase no Pluton Alcalino Caxexa*. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 142p.
- Pearce, J. A., Harris, N. B., and Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25(4), 956-983.
- Perugini, D., Poli, G. (2012). The mixing of magmas in plutonic and volcanic environments: Analogies and differences. *Lithos*. 153, 261-277p.

- Pinho, M. A., Chemale Jr, F., Van Schmus, W. R., and Pinho, F. E. (2003). U–Pb and Sm–Nd evidence for 1.76– 1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. *Precambrian Research*, 126(1), 1-25.
- Ribeiro P.S.E. and Duarte T.B. (2010). *Geologia e Recursos Minerais das Folhas Rio Guariba e Rio Aripuanã. Projeto Noroeste-Nordeste de Mato Grosso; Programa Geologia do Brasil (PGB). Goiânia: CPRM, 248 p, escala 1:250.000.*
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., McNaughton, N. J., and Fletcher, I. R. (2000). A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4), 453-488.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil- Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. CPRM. Brasília. CD-ROM.*
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S.G., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG-NO, 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, CD-Rom.
- Santos, J. O. S., Rizzotto, G. J., Potter, P. E., McNaughton, N. J., Matos, R. S., Hartmann, L. A., and Quadros, M. E. S. (2008). Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, 165(3), 120-152.
- Santos S.F., Pierosan R., Barros S.A.M., Geraldês C.M., Lima F.M. 2019. Petrology of the Colíder Group volcanic successions in the northern most Mato Grosso, Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, 89(2019), 10-29.
- Silva, M. G., and Abram, M. B. (2008). *Projeto Metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. Informe de Recursos Minerais, Série Ouro, 16. CPRM. Goiânia. 212p.*
- Souza J.O., Frasca A.A.S., Oliveira C.C. (orgs.) 2005. *Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado. Folhas SC.21-V-D, Rio São João da Barra; SC.21-X-C - Alta Floresta; SC.21-Z-A - Ilha 24 de Maio, SC.21-Z-B - Vila Guarita. Escala 1:250.000. CPRM. Brasília. CR-ROM.*
- Stein, E., Dietl, C., 2001. Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald. *Mineral. Petrol.* 72, 185e207.
- Tassinari, C. C., and Macambira, M. J. (1999). Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes- Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, 22(3), 174-182.
- Tosselli, A.J. 2010. *Elementos básicos de petrología ígnea. Instituto Superior de correlación geológica (INSUGEO), Miscelanea 18 207-212p.*
- Vasquez, M. L.; Rosa-Costa, L.T., 2008. *Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: sistema de informações geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Escala 1:1. 000.000. Vasquez, M. L.; Rosa Costa, L. T. da (Eds.). Belém: CPRM.*
- Vernon, R.H., 1990. Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence. *J. Geophys. Res.* 95, 17849– 17859.
- Vernon, R.H., 1991. Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology. Elsevier, Amsterdam, pp. 277– 291.*
- Vyhnal, C.R., McSween Jr., H.Y., Speer, J.A., 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminium hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *Am. Mineral.* 76, 176e188.
- Whalen J.W., Currie K.L., Chappel B.W. 1987. A-Type Granites: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95: 407-419.
- 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, 295-304.

4.0 DISCUSSÕES

Aspectos gerais das rochas da região de Guarantã do Norte, MT

A área de estudo, localizada no extremo norte de Mato Grosso, na região de Guarantã do Norte, apresenta uma intrínseca relação de granitos isotrópicos e rochas vulcânicas indeformadas com características geoquímicas de rochas cálcio-alcálicas, do tipo-I, geradas em ambiente de arco magmático.

Na porção sul da área, ocorrem biotita granodioritos cálcio-alcálicos, intrudidos por biotita monzogranitos a sienogranitos atribuídos por [Souza et al. \(2005\)](#) à Suíte Intrusiva Matupá. As características geoquímicas e a evolução e cristalização do magma granítico sugerem características semelhantes às dos granitos do Tipo-I félsicos do Cinturão Lachlan ([Chappell & White, 1992](#)) gerados em ambientes de arco magmático maduro. Os dados de química de biotita demonstram composição homogênea e afinidade cálcio-alcálica para esta rocha. O valor de ϵ_{Nd} levemente negativo (-2,87) pode indicar a ocorrência de magmas oriundos de fontes mantélicas com expressiva contaminação crustal ou a geração de magmas puramente crustais. A idade U-Pb em zircão de 2001 ± 13 Ma associada à idade modelo Nd T_{DM} de 2,44 Ga indica um período de residência crustal de ~400 Ma, sugerindo que a fonte magmática dessa rocha possui relação com crosta continental Paleoproterozoica Sideriana. Os valores obtidos para $\epsilon_{Hf(t)}$ variam entre -1,98 e -15,75, sugerindo magmas crustais com forte retrabalhamento. Idades de cristalização semelhantes foram obtidas em granitos isotrópicos (1995 ± 5 Ma) e com foliação tectônica (2009 ± 4 Ma) da região do Garimpo Aragão, sudoeste do município de Novo Mundo por [Dezula et al. \(2018\)](#) e em biotita tonalitos foliados (1978 ± 8 Ma) da porção leste da PAAF por [Assis \(2015\)](#). Além disso, idades de protólito de 2036 ± 8 Ma e 1992 ± 7 Ma foram obtidas, respectivamente, em biotita gnaisse granodiorítico da região de Nova Guarita ([Deitos et al. 2016](#)) e em ortognaisse granítico na região do município de Alta Floresta ([Souza et al. 2005](#)). As rochas são aqui interpretadas como pertencentes ao Complexo Cuiú-Cuiú devido à similaridade de idades (2033 ± 7 a 2005 ± 7 Ma) obtidas em granitos da região da Província Mineral do Tapajós por [Santos et al. \(1997, 2001\)](#) e [Vasquez et al. \(2013\)](#). As idades-modelo Nd T_{DM} para rochas relacionadas ao Complexo Cuiú-Cuiú na PAAF indicam para valores de 2,67 e 2,18 Ga, com ϵ_{Nd} de +2,4 e -0,96 ([Paes de Barros, 2007](#); [Pimentel, 2011](#); [Assis, 2015](#); [Oliveira et al. 2016](#) e [Dezula et al. 2018](#)). Observa-se que essas idades-modelo evidenciam diversidade de fontes crustais na geração de granitos do Complexo Cuiú-Cuiú na PAAF.

Os ignimbritos estão depositados sobre as rochas graníticas do Complexo Cuiú-Cuiú (biotita granodioritos) e da Suíte Intrusiva Matupá (biotita monzogranitos a sienogranitos) na região de Guarantã do Norte. A idade de cristalização do ignimbrito (1792 ± 14 Ma) permite correlacioná-lo com o magmatismo do Grupo Colíder na PAAF, cujas idades de cristalização variam de 1820 ± 28 a 1757 ± 14 Ma ([Pinho et al. 2001, 2003](#); [Moreton & Martins, 2003](#); [Alves et al. 2010](#); [Bini et al. 2015](#); [Duarte, 2015](#)). Os valores obtidos para $\epsilon_{Hf(t)}$ variam entre -1,98 e -11,67 evidenciando um magmatismo puramente crustal com alto retrabalhamento. Aliado a isso, o valor de ϵ_{Nd} positivo (+0,37) e a idade modelo Nd T_{DM} (2,02 Ga) sugerem que a fonte magmática possui assinatura mantélica, extraída do manto no período Orosiriano e posicionada na base da crosta, onde foi posteriormente fundida para gerar o magmatismo do Grupo Colíder na região de Guarantã do Norte no Stateriano. Dados de isótopos de Sm-Nd para o Grupo Colíder (ϵ_{Nd} positivos 0,1 a 2,2 e ϵ_{Nd} negativos -0,2 a -3,9) e idades-modelo Nd T_{DM} de 2,40 a 1,94 Ga) obtidos por [Pinho et al. \(2003\)](#), [Souza et al. \(2005\)](#), [Duarte \(2012; 2015\)](#), [Ribeiro & Duarte \(2010\)](#) e [Silva & Abram \(2008\)](#)

corroboram com essa interpretação, exceto a idade modelo Nd T_{DM} de 2,78 Ga obtida por [Alves et al. \(2010\)](#).

O hornblenda-biotita granito porfirítico intrude as rochas descritas anteriormente. Frequentemente contém enclaves máficos microgranulares cujas feições texturais (granulação fina) e morfológicas (corpos globulares com contatos difusos e transicionais) indicam a atuação de processos de mistura parcial de magmas, conforme aquelas feições demonstradas por [Barbarin & Didier \(1992\)](#) como representantes de um estágio intermediário de hibridização. Feições de troca mecânica (xenocristais de feldspato alcalino e de quartzo ocelar) corroboram para a interpretação de enclaves máficos microgranulares gerados por processos de mistura parcial de magmas. As idades de cristalização (1790 ± 6 e 1795 ± 6 Ma) indicam que os hornblenda-biotita granitos porfiríticos são contemporâneos aos ignimbritos do Grupo Colíder. Idades de cristalização entre 1819 ± 6 e 1788 ± 8 Ma ([JICA/MMAJ, 2000](#); [Silva & Abram, 2008](#); [Duarte, 2015](#); [Deitos et al. 2016](#); [Silva et al. 2016](#)) em granitos isotrópicos da PAAF têm levado os diferentes autores a incluí-los na Suíte Intrusiva Paranaíta. Valores obtidos para $\epsilon Hf(t)$ variam entre -0,51 e -6,90, reforçando a origem crustal com alto retrabalhamento desse magma. O enclave micrgranular apresenta uma discrepância nos valores de $\epsilon Hf(t)$, que variam de -4,27 a 0,92. Dados isotópicos de Sm-Nd para a Suíte Intrusiva Paranaíta indicam valores de ϵNd de +0,68 a -3,09 e idades modelos Nd T_{DM} de 2,40 a 1,90 Ga ([Pinho, 2003](#); [Oliveira e Albuquerque, 2003](#); [Souza et al. 2005](#); [Silva & Abram, 2008](#); [Ribeiro & Duarte, 2010](#); [Duarte, 2012;2015](#)), semelhantes aos dados obtidos neste trabalho ($\epsilon Nd = -1,69$ a $-4,03$ – idades modelos Nd $T_{DM} = 2,19$ Ga a $2,41$ Ga).

Os álcali-feldspato granitos e sienogranitos afloram na porção oeste da área e intrudem todas as demais rochas da área. Consistem de granitos isotrópicos equigranulares com assinatura geoquímica de granitos cálcio-alcálicos do tipo I. A idade de intercepto em 1763 ± 14 Ma obtida para o feldspato alcalino granito é assumida como a idade de cristalização do mesmo, enquanto a idade de intercepto em 1811 ± 15 Ma é interpretada como idade herdada. Uma idade herdada de 1810 ± 14 Ma foi obtida por [Bini et al. \(2015\)](#) em um ignimbrito reomórfico do Grupo Colíder aflorante na Serra do Cachimbo, ~40 km ao norte da área de estudo, com idade de cristalização de 1757 ± 14 Ma, concordante com a idade de cristalização do feldspato alcalino granito. A idade de cristalização do feldspato alcalino granito é concordante com idades de 1757 ± 16 Ma, 1760 ± 12 Ma e 1782 ± 17 Ma obtidas respectivamente por [Moreton & Martins \(2003\)](#), [Santos et al. \(2001\)](#) e [Silva & Abram \(2008\)](#) para granitos incluídos na Suíte Intrusiva Teles Pires. No entanto, [Pinho et al. \(2001\)](#) obtiveram idade de intercepto do 1779 ± 5 Ma para um microgranito porfirítico aflorante no Balneário Braço Norte, pertencente ao mesmo corpo granítico estudado neste trabalho, e [Alves et al. \(2010\)](#), [Miguel Jr. \(2011\)](#) e [Assis \(2015\)](#) obtiveram respectivamente idades de 1775 ± 4 Ma, 1774 ± 8 Ma e 1773 ± 6 Ma para granitos relacionados à Suíte Intrusiva Teles Pires, porém ligeiramente mais antigas. Essa variação de idades pode estar indicando que o magmatismo que gerou os granitos da Suíte Intrusiva Teles Pires se estendeu por ~30 Ma.

As rochas vulcânicas englobadas no Grupo Colíder consistem predominantemente de depósitos primários constituídos por andesitos, traquitos, riolitos, ignimbritos e depósitos de *surge*, com ocorrências subordinadas de depósitos vulcanossedimentares. As afinidades geoquímicas são cálcio-alcálicas e as idades isotópicas variam de 1,81 a 1,76 Ga, com idades modelo Nd T_{DM} entre 1,94 a 2,40 Ga, além de ϵNd oscilando de negativo (-0,2 a -3,9) a positivo (0,1 a 2,0) ([Pinho et al. 2003](#); [Silva & Abram, 2008](#); [Ribeiro & Duarte, 2010](#); [Duarte et al. 2012](#); [Duarte et al. 2015](#)). Aspectos de campo permitem identificar intrusões graníticas em rochas vulcânicas do Grupo Colíder, relacionadas às suítes intrusivas Paranaíta e Teles Pires.

As rochas graníticas aflorantes nas proximidades do município de Paranaíta foram inicialmente denominadas de Granitoides Paranaíta por Rosa *et al.* (1997) e posteriormente agrupadas na Suíte Intrusiva Paranaíta por Oliveira e Albuquerque (2003). Esses autores descrevem a ocorrência de monzonitos e monzogranito sob a forma de extensos batólitos orientados na direção NW-SE, intrusivos nos granitoides da Suíte Intrusiva Juruena e em contato tectônico com o Granito São Pedro e com o Grupo Colíder. A série de magma cálcio-alcalina, juntamente com um índice de saturação de alumina, que varia de metaluminoso a peraluminoso, sugere uma fonte mista crustal-mantélica para o magmatismo dessas rochas que prevalece no componente crustal (Barbarin, 1999). As idades de cristalização U-Pb variam de 1,82 a 1,79 Ga, idades modelo Nd T_{DM} entre 1,9 e 2,4 Ga, com oscilação positiva e negativa do ϵ_{Nd} variando entre -0,21 e -4,03 e 0,6 a 2,5 (JICA/MMAJ, 2000; Pinho *et al.* 2003; Silva & Abram, 2008; Ribeiro & Duarte, 2010; Duarte *et al.* 2012; 2015; Silva *et al.* 2015; Deitos *et al.* 2016).

Vários autores interpretam as rochas vulcano-plutônicas da região como resultado de um magmatismo intraplaca relacionado a estruturas extensionais da Província Ventuari-Tapajós, bem como relacionada com o desmembramento do Supercontinente Columbia (NUNA), considerando este magmatismo como parte da Suíte Intrusiva Teles-Pires (1800 e 1776 Ma; Pinho 2003; Néder *et al.* 2002; Cordani e Teixeira 2007; Barros *et al.* 2009). Outros autores interpretam o vulcano-plutonismo no norte de Mato Grosso como um magmatismo de Arco Vulcânico a Pós-Colisional relacionado à subducção do Arco Magmático Juruena. (Tassinari, 1996; Sato & Tassinari, 1997; Santos *et al.* 2000 e 2008; Souza *et al.* 2005).

O modelo de evolução magmática de um cinturão colisional para leucogranitos do Himalaia, proposto por Harris *et al.* (1986), adaptado por Crawford & Windley (1990), pode ser comparado a geração do Vulcano-plutonismo em ambiente pós-colisional. Suítes cálcio-alcalinas em ambiente colisional podem originar-se durante a fase de subducção de placa oceânica ou durante a fase pós-colisional, sob influência da cunha de manto existente sobre a litosfera oceânica subductada.

Neste trabalho, granitos isotrópicos inequigranulares a porfíricos, com assinatura geoquímica de granitos cálcio-alcalinos do tipo-I, com intervalo de idade entre 1,80 e 1,75 Ga são relacionados ao desenvolvimento do arco magmático Cuiú-Cuiú (2.1 a 1.95 Ga), formados em um cenário de arco magmático maduro, contendo granitos com altas concentrações de Rb-Ta-Yb e assinaturas isotópicas oscilando entre negativas e positivas de ϵ_{Nd} e ϵ_{Hf} . Os dados de química de biotita reforçam a natureza cálcio-alcalina das rochas. As amostras situam-se no campo da maioria das biotitas naturais (entre Annita e Flogopita), primárias e primárias reequilibradas, cálcio-alcalinas, com uma média de valores de FeO_t , MgO e Al_2O_3 de aproximadamente 15,1%, 15,4% e 12,3% respectivamente, próximos dos valores obtidos para suítes orogênicas cálcio-alcalinas de Abdel-Rahman, (1994).

Processos Magmáticos

Feições indicativas de processos de mistura de magmas

O estudo de campo e a petrografia evidenciaram várias feições macro e microestruturais no hornblenda-biotita granito porfírico e nos enclaves microgranulares que sugerem evidências de processos de mistura de magmas. As feições macroscópicas são evidenciadas por migração mecânica de fenocristais de feldspato potássico do granito para o enclave microgranular, sem deformação e com manteamento de plagioclásio, assim como ocelis de quartzo manteados por

hornblenda, provavelmente formados devido ao desequilíbrio térmico causado pela mistura. Como feições microestruturais apresentam:

-Aglomerados de plagioclásio frequentemente com macla polissintética, alteração sericítica e exsoluções de quartzo e em alguns casos quartzo poiquilíticos;

-Aglomerados máficos de plagioclásio, biotita e hornblenda, com dimensões que excedem os 2 mm, com formas arredondadas a irregulares;

-Apatita acicular com cristais alongados, cuja distribuição não mostra uma direção preferencial. Estão presentes nas distintas fases minerais (plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda). São formadas quando durante seu desenvolvimento ocorre um resfriamento rápido do sistema, no qual produzirá cristais com hábito aciculares no lugar de tabulares ou prismáticos, de acordo com [Williams et al. \(1983\)](#);

-Fenocristais de plagioclásio esponjoso e poiquilítico, caracterizados por conter exsoluções de quartzo e inclusões de hornblenda fina, produto do forte desequilíbrio térmico com a matriz fina do diorito;

-Quartzo ocelar mantelado por hornblenda, que consiste em um cristal de quartzo grande, com inclusão de pequenos cristais prismáticos de hornblenda na sua zona de borda. A mistura de dois sistemas, um mais félsico com cristais precoces de quartzo e outro mais máfico contendo pequenos cristais de hornblenda, gerados por resfriamento, justapõe quartzo e hornblenda. Cristais de hornblenda superficiais soltos anexados às superfícies de quartzo, fornecem a base para sua incorporação no quartzo ([Vernon, 1990](#); [Hibbard, 1991](#));

-Quartzo poiquilítico, com inclusões de biotita, titanita, apatita e zircão. De acordo com [Hibbard \(1991\)](#), no contexto de mistura de magmas, resultam do último estágio de cristalização do líquido félsico, após a cristalização de uma grande quantidade de plagioclásio, hornblenda, biotita e apatita, gerados por resfriamento.

De acordo com [Vernon \(1990\)](#), a presença de cristais de formas alongadas, especialmente plagioclásio, hornblenda e apatita (de hábito acicular); feldspato potássico com inclusões poiquilíticas de plagioclásio e máficos e presença de ocelos nos enclaves máfico são comuns em processos de mistura de magmas. As microestruturas, além de evidenciar uma cristalização magmática, podem também refletir a história de cristalização desses enclaves: A granulometria muito fina dos enclaves evidencia, segundo [Vernon \(1991\)](#), uma alta razão de nucleação e baixa razão de crescimento, que ocorre quando o grau de subresfriamento do magma é relativamente grande. O equilíbrio térmico inicial do enclave, no magma hospedeiro, produz cristalização rápida; subsequentemente, a cristalização nos enclaves se processa com a mesma razão do magma hospedeiro, quando então ocorre nucleação de minerais, formando cristais maiores, que incluem poiquilíticamente os pequenos cristais, previamente formados. Todas essas evidências microestruturais, apontam para um desequilíbrio térmico, que produz cristalização rápida, devido ao alto grau de resfriamento do magma, formando cristais maiores, que comumente incluem poiquilíticamente os pequenos cristais, previamente formados.

Condições de cristalização do hornblenda-biotita granito porfirítico e enclaves microgranulares

A associação mineral hornblenda + biotita ± titanita + magnetita (+ quartzo + plagioclásio + feldspato potássico) encontrada no hornblenda-biotita granito porfirítico e enclaves possibilitou a aplicação do geobarômetro Al em anfibólio. As rochas demonstram alta fugacidade de oxigênio

e a $P < 1,0$ kbar. O zircão foi utilizado como geotermômetro para calcular a temperatura de acordo com [Watson & Harrison \(1983\)](#), as temperaturas mais próximas de *liquidus* foram estimadas em cerca de 790°C a 822°C para o hornblenda-biotita granito porfirítico, e 759°C a 833°C para os enclaves. As composições químicas de anfibólio e biotita mostram moderada razão de $Fe/(Fe+Mg)$, inferiores a 0,90. Quando relacionados ao conteúdo de Al^{IV} da hornblenda, esses valores indicam cristalização com elevada fugacidade de oxigênio. Tal interpretação é evidenciada pela paragénese magnetita + titanita dessas rochas. A circulação de fluidos tardi a pós-magmáticos, teria sido responsável por carbonatação e saussuritização do plagioclásio. Na biotita, esses mesmos fluidos podem ter favorecido a substituição parcial por titanita, clorita e epidoto.

No caso do hornblenda-biotita granito porfirítico, foco deste trabalho, o estudo da química mineral e petrografia da rocha encaixante e enclaves, sugerem que houve mistura parcial de magmas de composições similares num processo do tipo *mingling*. Esse processo ocorre quando as temperaturas são diferentes, entretanto as composições são similares.

5.0 CONCLUSÕES

A área de estudo exibe uma intrínseca relação de rochas graníticas e vulcânicas de idades Orosirianas e Staterianas. As relações de contato e os dados isotópicos U-Pb em zircão indicam a ocorrência de rochas graníticas isotrópicas associadas ao Arco magmático Cuiú-Cuiú e às suítes intrusivas Paranaíta e a rochas descritas como Teles Pires, além de rochas vulcânicas pertencentes ao Grupo Colíder.

O biotita granodiorito estudado foi interpretado como parte de uma possível extensão para sul, por sob o Gráben do Cachimbo, do Arco Magma Cuiú-Cuiú. Possui características geoquímicas que sugere relação com magmas gerados em ambientes de arco magmático maduro, por fusão de crosta continental paleoproterozoica (idade-modelo Nd_{TDM} de 2,44 Ga) e posicionados em 2001 ± 13 Ma. Os valores obtidos para $\epsilon_{Hf(t)}$ variam entre -1,98 e -15,75, sugerindo magmas com forte retrabalhamento crustal.

As rochas vulcânicas do Grupo Colíder consistem de ignimbritos ricos em cristais e riolitos, depositados sobre as rochas graníticas do Arco Cuiú-Cuiú (biotita granodioritos) e da Suíte Intrusiva Matupá (biotita monzogranitos a sienogranitos) de natureza cálcio-alcálica. A idade de cristalização é de 1792 ± 14 Ma e os dados isotópicos Sm-Nd ($\epsilon_{Nd} = +0,37$; idade modelo $Nd_{TDM} = 2,02$ Ga) indicam relação com fonte mantélica extraída do manto no período Orosiriano e posicionada na base da crosta, onde foi posteriormente fundida, em um contexto de arco magmático a pós-colisional. Os valores obtidos para $\epsilon_{Hf(t)}$ variam entre -1,98 e -11,67, evidenciando um magmatismo puramente crustal ou derivado de mistura de magma mantélico com crustal, com alto retrabalhamento.

As rochas graníticas relacionadas à Suíte Intrusiva Paranaíta (hornblenda-biotita monzogranitos a sienogranitos porfiríticos) contêm enclaves máficos microgranulares indicativos de processos de mistura parcial de magmas e possuem assinaturas geoquímicas típicas de granitos cálcio-alcálicos gerados em ambiente de arco vulcânico a pós-colisional. Os dados isotópicos de Sm-Nd sugerem derivação crustal ou mistura de fontes mantélica e crustal ($\epsilon_{Nd} = -1,69$ a $-4,03$) e diferentes períodos de residência crustal, conforme indicado pelas idades-modelo significativamente variáveis ($Nd_{TDM} = 2,19$ a $2,41$ Ga). As idades de cristalização dos hornblenda-biotita monzogranitos a sienogranitos porfirítico são de 1790 ± 6 e 1795 ± 6 Ma, e a dos enclaves máficos microgranulares é de 1790 ± 8 Ma. Essas idades, aliadas àquela do ignimbrito do Grupo

Colíder (1792 ± 14 Ma), atestam contemporaneidade entre essas rochas. Valores adquiridos para $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ variam entre -0,51 e -6,90, sugerindo mistura de fontes crustais e mantélicas, com alto retrabalhamento. O enclave máfico micrgranular apresenta discrepância nos valores de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$, com valores entre -4,27 e 0,92, evidenciando mistura de fontes e grande quantidade de retrabalhamento crustal. Pode-se concluir que, aliado a esse vulcano-plutonismo, existe importante componente mantélico gerador dos enclaves máficos microgranulares.

Os enclaves microgranulares apresentam composição de quartzo diorito a tonalito, possuem textura porfirítica. Demonstram ainda texturas que também podem evidenciar processos de mistura de magmas, classificadas como: quartzo ocelar manteado por anfibólio e ou poiquilítico, apatita acicular, plagioclásio esponjoso, aglomerados de plagioclásio e aglomerados de minerais máficos. As texturas aqui consideradas como indicativas de processos de mistura de magmas, podem ocorrer em qualquer estágio de um sistema magmático e não necessariamente, exigem a presença de membros extremos (máfico e félsico) gerados a partir de diferentes fontes. Ocorrem como resposta a mudanças nos gradientes químicos e térmicos em um sistema magmático.

O anfibólio do hornblenda-biotita granito porfirítico e dos enclaves são Mg-hornblenda. A composição química dos cristais de biotita para ambos, mostra enriquecimento na molécula de flogopita, com características de magmas cálcio-alcálicos. O plagioclásio do granito mostra composição de oligoclásio (An_{15-25}), raramente albita (An_{2-6}), enquanto nos enclaves o plagioclásio exibe composição de oligoclásio (An_{14-27}). Moderadas razões de $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ de anfibólio e biotita dessas rochas, e assembleia mineral: quartzo+magnetita+titanita sugerem a prevalência de condições de $f\text{O}_2$ elevada. A temperatura de cristalização inicial do HBGP, próxima ao *liquidus* foi estimada entre 790 e 822°C e para os enclaves entre 759 e 833°C, de acordo com o geotermômetro de Zr (ppm) em rocha total. De acordo com geobarômetros empregados, aliados a análise da paragênese mineral, estima-se que a melhor pressão de cristalização para o granito e enclave ocorreu com $<1,0$ Kbar.

O hornblenda-biotita granito porfirítico e os enclaves demonstram feições indicativas de processos de mistura parcial de magmas de composições similares em um processo do tipo *mingling* em que ambos são cogenéticos. Esse processo ocorre quando as temperaturas são diferentes, entretanto as composições são similares. A variação do gradiente termal indica que a câmara magmática foi reabastecida com magmatismo mais félsico que o primeiro pulso, causando uma queda brusca da temperatura dos magmas precoces mais mesocráticos, solidificando-os em grande proporção, mas devido ao fluxo turbulento misturam-se parcialmente.

Os álcali-feldspato granitos e sienogranitos foram interpretados aqui como pertencentes à Suíte Intrusiva Teles Pires e são as rochas mais jovens dentre as estudadas, intrudindo todas as demais rochas da área. As características petrográficas e geoquímicas desses granitos são coerentes com granitos cálcio-alcálicos, do tipo I, gerados em ambiente de arco magmático a pós-colisional, com fontes mantélicas e submetidos a expressivos processos de contaminação crustal ($\epsilon\text{Nd} = -3,63$). A idade de cristalização U-Pb em zircão é de 1763 ± 14 Ma e foi identificada uma idade herdada de 1811 ± 15 Ma. Os dados obtidos permitem descartar a existência de textura Rapakivi nesses granitos, bem como a possibilidade dessa suíte ter sido gerada em ambiente intraplaca, ou seja, de serem granito do tipo-A.

A intrínseca ocorrência de rochas graníticas e metamórficas com assinaturas isotópicas Tapajônicas (Complexo Cuiú-Cuiú) associadas a rochas com idades relacionadas ao Arco Magmático Juruena (Grupo Colíder e suíte intrusivas Paranaíta e Teles Pires) considera que todas

as rochas graníticas, vulcânicas e vulcanoclásticas estudadas foram geradas ambiente de arco magmático maduro.

Os resultados obtidos contribuem para o melhor entendimento da geologia, do ambiente geotectônico e do potencial metalogenético da porção centro-sul do Craton Amazônico e de regiões paleoproterozóicas semelhantes.

5.0 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdel-Rahman, A.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calcalkaline and peraluminous magmas. *J. Petrol.*, 35: 525-541.
- 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, 125–147.
- Alves C.L., Sabóia A.M., Martins E.G., Stropper J.L. (orgs.) 2010. Geologia e Recursos Minerais das Folhas São José do Xingu SC.22-Y-A e Rio Comandante Fontoura SC.22-Y-B. Escala 1:250.000. CPRM/SICME-MT. Goiânia. 120p.
- 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.
- Assis, R.R., (2011), Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas: Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 456 p.
- Assis R. R. 2015. Depósitos auríferos associados ao magmatismo félsico da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: litogeológica, idade das mineralizações e fonte dos fluidos. Tese de Doutorado. Unicamp. Campinas. 326p.
- Assis, R. R., Xavier, R. P., Paes de Barros, A.J, Barbuena, D., Trevisan, V.G., Ramos, G.S., Teixeira, R.V., Miguel-Jr, E., Rodrigues, R.M., Stabile-JR, A., Santos, T.J.S., Miranda, G.M.T., Barros, M.A.S.A., Pinho, F., 2014. Depósitos de Au e Au + metais de base associados a sistemas graníticos paleoproterozóicos do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico. In: Silva M.G., Neto M.B.R., Jost H., Kuyumjian R.M (eds.). Metalogenia das Províncias Tectônicas Brasileiras. Belo Horizonte, CPRM, 589p.
- Bacon, C.R., 1986. Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 91:6091-6112.
- Barbarin, B., 1990. Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada batholith, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 95(B11), 17747-17756.
- Barbarin, B., and Didier, J. 1991. Macroscopic features of mafic microgranular enclave. In enclaves and granite Petrology, J. Didier and B. Barbarin, eds. Amsterdam: Elsevier, pp.253-262.
- Barbarin, B. and Didier, J., 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 83: 145-153.
- Barros, M. A. D. S. A., Júnior, F. C., Nardi, L. V. S., and Lima, E. F. (2009). Paleoproterozoic bimodal postcollisional magmatism in the southwestern Amazonian Craton, Mato Grosso, Brazil: geochemistry and isotopic evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, 27(1), 11-23.
- Barros, M.A.S., Barros, A.J.P., Santos J.O.S., Rocha, M.L.B.P. 2015. Extension of The Tapajós Domains To The Alta Floresta Gold Province: Evidence From U-Pb SHRIMP Ages of The Nhandu Intrusive Suíte At 1962 And 1967 Ma. 14° Simpósio de Geologia da Amazônia.
- Best, M.G. - 2003 - Igneous and metamorphic petrology Blackwell Science Ltd.
- Bettencourt J.S., Basei M.A.S., Payolla B.L., Leite W.B. 2001. New evidences of recurring convergent margin magmatism in the eastern central Rondônia, Brazil. In: *Geology of the SW Amazonian Craton: State of the art*, IGCP project 426, University of São Paulo, Extended Abstracts, 48-52.
- Bini, E. G.; Barros, M. A. S.; Pierosan, R.; Santos, J. O. S. Petrography and geochronology of felsic volcanic rocks at the eastern portion of Serra do Cachimbo, south-central Amazonian Craton, Brazil. In: VI Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 2015, São Paulo. Boletim de Resumos, 2015. v. 1. p. 67.
- Botelho, N.F., and Moura, M.A., 1998, Granite-ore deposit relationship in central Brazil: *Journal of South America Earth Sciences*, v. 11, p. 427-438.

- Bouvier A., Vervoort J. D., Patchett J. P. 2008. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters* 273, 48–57.
- Buhn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81:99-114.
- Chappell B.W. e White A.J.R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 83:1-26
- Chauvel C. e Blichert-Toft Je. 2001. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. *Earth Planet Sc Lett* 190, 137–151.
- Clemens J.D., Darbyshire D.P.F., Flinders J. 2009. Sources of postorogenic calcalkaline magmas: the Arrochar and Garabal Hill-Glen Fyne complexes, Scotland. *Lithos*, 112(3-4):524-542.
- Cordani, U. G., and Teixeira, W. (2007). Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. *Geological Society of America Memoirs*, 2007, 297-320.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W., and Kinny, P. (2003). Atlas of zircon textures. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 469-500.
- Crawford M.B. e Windley B.F. 1990. Leucogranites of the Himalaya/ Karakoram: implications for magmatic evolution within collisional belts and the study of collision-related leucogranite petrogenesis. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 44:1-19.
- Dardenne. M.A; Schobbenhaus, C. 2001. Metalogênese do Brasil. Brasília, Ed Universidade de Brasília, 392p.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 and major element analyses. Its relationship with current Nomenclature. *Chem. Geol.* 29:183-210.
- Deer, W.A.; Howie, R. A.; Zussman, J., 1992. Na introduction to the rock-forming minerals. 2.ed. Hong Kong: Longman Scientific & Technical. 696p. P. 223-275.
- Deitos, B.K., Zan, W.G., Pierosan, R., Paes de Barros, A.J., Galdes, M.C. 2016. Mapeamento, petrografia e geocronologia U-Pb da região limítrofe entre os arcos magmáticos Cuiú-Cuiú e Juruena – Nova Guarita, Mato Grosso. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 48. SBG. Porto Alegre. Anais. CD-ROM.
- Dezula, S. E. M.; Barros, M. A. S.; Pierosan, R.; Santos, J. O. S.; Assis, R.R., 2018. Granito Aragão – Suíte Intrusiva Nhandu – um granito oxidado, tipo A-2, de 1967 a 1964 Ma na Província Aurífera de Alta Floresta – Cráton Amazônico. *Geologia USP: Série Científica*, v. 18, n. 434, pp. 1-18.
- Didier, J. and Barbarin, B. 1991. Commingling of contrasted magmas and generation of mafic enclaves in granitic rocks. In *Enclaves and Granite Petrology*. eds. Amsterdam:Elsevier, pp.393-402.
- Duarte, T. B., (2015). *Geologia, Geoquímica e Geocronologia do Domínio Vulcânico do Arco Magmático Juruena, SW do Cráton Amazônico: Implicações Geotectônicas: Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas*, 124p.
- Duarte T.B., Rodrigues J.B., Ribeiro P.S.E. and Scandola J.E. (2012). Tectonic evolution of the Juruena magmatic arc between the Aripuanã and Juruena rivers: northwest Mato Grosso State, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 42(4):824-840.
- Eby, G. N. (1992). Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20, 641-644.
- Faure G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. New York: John Wiley.
- Fenner, C.N. 1926. Magmatic problems of the Aleutians. *Transactions, American Geophysical Union* 7: doi: 10.1029/TR007i001p00124-2. ISSN: 0002-8606.
- Gerdes A. e Zeh A. 2009. Zircon formation versus zircon alteration – New insights from combined U-Pb and Lu-Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. *Chem Geol* 261, 230–243.
- Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. 2000. Sm–Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 72, 219–245.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (ed.) *Collision Tectonics*. London, The Geological Society, Special Publ., 19, pp.67-81.
- Hibbard, M. J., 1991. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. *Enclaves and granite petrology*. Elsevier, Amsterdam, 431-444.
- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds.), *Zircon, Rev.Mineral*.

- Isotta C.A.L., Carneiro J.M., Kato H.T., Barros R.J.L. 1978. Projeto Província Estanífera de Rondônia. Relatório Final, Porto Velho. Convênio CPRM/DNPM, 12 v.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A., 2004. The application of laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211, 47-69.
- Jiang, P., Yang, K.F., Fan, H.R., Liu, X. Cai, Y.C., Yang, Y.H., 2016. Titanite-scale insights into multi-stage magma mixing in Early Cretaceous of NW Jiaodong terrane, North China Craton. *Lithos* 258–259, 197–214.
- JICA/MMAJ. 2000. Metal Mining Agency of Japan / Japan International Cooperation Agency. Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Brazil, Final Report, Projeto Alta Floresta - MT, Japan, March, 137p.
- Kelemen, P.B., Shimizu, N., Dunn, T., 1993. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth Planetary Science Letters*, 120, 111-134.
- Lacerda Filho, J. V. (2004). Geologia e recursos minerais do Estado de Mato Grosso: texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do estado de Mato Grosso - 1:1000.000. Cuiabá: CPRM, 2004. 235 p. Programa Geologia do Brasil – PGB.
- Le Bas, M. J.; Le Maitre, R. W.; Streckeisen, A.; Zanettin, B. A. 1986. Chemical Classification Of Volcanic Rocks Based On Total Alkali-Silica Diagram. *Journal Of Petrology*, 27:745-750.
- Leake B.E. et al. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineral. Mag.*, 61:295-321.
- Leite J.A.D., Saes G.S. 2003. Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. *Geologia USP: Série Científica*, v. 3, n. 1, pp. 113-127.
- London, D. 2009. The origin of primary textures in granitic pegmatites. *The Canadian Mineralogist*, 47(4):697-724.
- Ludwig K.R., 2012. Isoplot 3.75. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 5.
- Maniar, P. D., and Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological society of America bulletin*, 101(5), 635-643.
- Matteini M., Dantas E. L., Pimentel M. M., Bühn B. 2010. Combined U-Pb and Lu-Hf isotope analyses by laser ablation MC-ICP-MS: methodology and applications. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 82(2), 479-491.
- Miguel Jr E (2011) Controle Estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso. Dissertation, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brazil.
- Morel M.L.A., Nebel O., Nebel-Jacobsen Y.L., Miller J.S., Vroon P.Z. 2008. Hafnium isotope characterization of the GJ-1 zircon reference material by solution and laser ablation MC-ICPMS. *Chemical Geology* 255, 231–235.
- Moura M.A. 1998. O Maciço granítico Matupá no Depósito de ouro Serrinha (MT): petrologia, alteração hidrotermal e metalogenia. *Inst. de Geociências, UnB, Brasília, Tese de Doutorado*, 238p.
- Moura, M. A., and Botelho, N. F., 2002, Petrologia do magmatismo associado à mineralização do tipo ouro pórfiro na Província aurífera Juruena-Teles Pires (MT): *Revista Brasileira de Geociências*, v. 32, p. 377-386.
- Moura, M. A.; Botelho, N. F. 2006. Granite-Related Paleoproterozoic, Serrinha Gold Deposit, Southern Amazonia, Brazil: Hydrothermal Alteration, Fluid Inclusion and Stable Isotope Constraints on Genesis and Evolution. In: *Economic Geology*. V. 101, pp, 585-605.
- Moura, M.A., Botelho, N.F., and Rossi, P., 1997, *Geology, litho geochemistry and age of the Matupá granitic massif in the Serrinha gold deposit, State of Mato Grosso, central Brazil [abs.]: Second International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, August 24-29, 1997, Salvador*, p. 442-446.
- McDonough, W.F., and Sun, S.S., 1995. The composition of the earth. *Chem. Geol.* 120, 223-253.
- Moreton, L.C. & Martins, E.G. 2003. Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Guarita - Folha SC.21-Z-B. Estado de Mato Grosso. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM.
- Moreton L.C. & Martins E.G. 2005. Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta. Vila Guarita. Escala 1:250.000. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 68 p.
- Nabelek P.I., Whittington A.G., Sirbescu M.-L.C. 2010. The role of H₂O in rapid emplacement and crystallization of granitic pegmatites: resolving the paradox of large crystals in highly undercooled melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(3):313-325.
- Nachit H. 1994. Contribution à la typologie des granitoides, Petrogenèse et pétrologie structurale du batholith panafricain du cercle de Tafroute (boutonnière de Kerdous, Anti-Atlas occidental, Maroc). Thesis, Université Ibhoh Zohor, Agadir, 465 p.

- Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.M., Carron J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 301:813-818. Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 38: 757-775.
- Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 2009. A-type granitoids in post-collisional settings from southernmost Brazil: their classification and relationship with magmatic series. *Canadian Mineralogist*, 47(6): 1493-1504.
- Nebel O., Nebel-Jacobsen Y., Mezge, K., Berndt J. 2007. Initial Hf isotope compositions in magmatic zircon from early Proterozoic rocks from the Gawler Craton, Australia: a test for zircon model ages. *Chemical Geology* 241, 23–37.
- Neder R.D., Leite J.A.D, Figueiredo B.R., McNaughton N.J. 2002. 1.76 Ga volcano-plutonism in the southwestern Amazonian craton, Aripuanã-MT, Brazil: tectono-stratigraphic implications from SHRIMP U-Pb zircon data and rock geochemistry. *Precambrian Research*, 119:171-187.
- Oliveira, C.C. e Albuquerque, M. C. 2003. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN Alta Floresta). *Geologia e Recursos Minerais da Folha Alta Floresta-SC. 21-Z-X-C. Brasília. CPRM. 111p.*
- Oliveira F. V., 2015 Chronus: Um novo suplemento para a redução de dados U-Pb obtidos por LAMC-ICPMS. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Brasília, Dissertação de Mestrado, 91 pp.
- Paes de Barros, A. J. (2007). Granitos da região de Peixoto de Azevedo-Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas-Província Aurífera Alta Floresta (MT). Universidade Estadual de Campinas-Instituto de Geociências. Campinas, SP. Tese de doutorado.
- Paiyolla B.L. et al. 1988. Novas idades U-Pb em zircões de gnaisses e granitoïdes da região de Ariquemes, Estado de Rondônia: Implicações para a evolução geológica da borda sudoeste de Cráton Amazônico. In: *Anais do 40º Congresso Brasileiro de Geologia*, 40, Belo Horizonte, SBG, p 39.
- Patchett P.J. 1983. Importance of the Lu–Hf isotopic system in studies of planetary chronology and chemical evolution. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 47,81.
- Pearce J. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19:120- 125.
- Pearce, J. A., Harris, N. B., and Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25(4), 956-983.
- Peccerillo, A., and Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 58(1), 63-81.
- Pessoa M.R., Andrade A.F., Nascimento J.D., Santos J.O.S., Oliveira J.R., Lopes R.C., Prazeres W.V. 1977. Projeto Jamaxim. Relatório Final. Manaus: DNPM/CPRM, 8v.
- Perugini, D., Poli, G. (2012). The mixing of magmas in plutonic and volcanic environments: Analogies and differences. *Lithos*. 153, 261-277p.
- Pimentel, M., 2001. Resultados geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta. Internal Report. Brasília, UnB.
- Pinho M.A.S.B., Lima E.F., Fetter A., Van Schmus W.R., Chemale Jr. F. 2001a. Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da Formação Iriri porção centro-sul do Cráton Amazônico – Aripuanã – Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(1): 37-42.
- Pinho M.A.S.B. 2002. Proposta de nova terminologia estratigráfica para rochas vulcano-plutônicas paleoproterozóicas do norte do estado de Mato Grosso, porção ocidental sul do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(1): 153-156.
- Pinho, M. A., Chemale Jr, F., Van Schmus, W. R., and Pinho, F. E. (2003). U–Pb and Sm–Nd evidence for 1.76– 1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. *Precambrian Research*, 126(1), 1-25.
- Pupin, J. P. (1980). Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73(3), 207-220.
- Prado, S. E., Barros, M. A. S., Pinho, F. E. C., Pierosan, R. (2013). Granito Terra Nova - petrologia e geocronologia: um granito tipo-A da Província Aurífera Alta Floresta - Cráton Amazônico. *Brazilian Journal of Geology*, 43(1):101-116.
- Ribeiro P.S.E. and Duarte T.B. (2010). *Geologia e Recursos Minerais das Folhas Rio Guariba e Rio Aripuanã. Projeto Noroeste-Nordeste de Mato Grosso; Programa Geologia do Brasil (PGB). Goiânia: CPRM, 248 p, escala 1:250.000.*
- Rocha, M.L.B.P., Chemale, F., Barros, M.A.S., Santos J.O.S. 2015. Estudos geocronológicos aplicados às rochas graníticas da região do Trairão – oeste da Província Aurífera Alta Floresta – Cráton Amazônico/MT. In: *Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 14. SBG-CO. Brasília. Anais. p. 27-29.*

- Rosa, D.B.B., Silva, M.A., Lima, P.R.M. 1997. As características geológicas e mineralógicas do granitóide Paranaíta – Município de Paranaíta-MT. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 6. SBG-CO. Cuiabá. Anais. p. 21-23.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil- Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. CPRM. Brasília. CD-ROM.
- Santos J.O.S., Barros M.A.S., Paes de Barros A.J., McNaughton N. 2015. Datação de titanita usando a relação $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$: caso do Gnaiss Gavião, Província Aurífera Alta Floresta. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 14. SBG-NO. Marabá. Anais. CD-ROM.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann A., Moura M.A., McNaughton N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, 36:278-299.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S.G., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG-NO, 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, CD-Rom.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., Mcnaughton, N. J., and Fletcher, I. R. (2000). A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4), 453-488.
- Santos, J. O. S., Rizzotto, G. J., Potter, P. E., McNaughton, N. J., Matos, R. S., Hartmann, L. A., and Quadros, M. E. S. (2008). Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, 165(3), 120-152.
- Santos J.O.S., Silva L.C., Faria M.S.G., Macambira M. 1997. Pb-Pb single crystal evaporation isotopic study of the post-tectonic, sub-alkaline, A-type moderna granite (Mapuera Intrusive Granite), State of Roraima, northern Brazil. In: International Symposium on granites and associated mineralizations (ISGAM), 2, Salvador, Bahia, Extended abstracts and program, p. 273-275.
- Santos, J.O.S.; Van Breemen, O.T.; Groves, D. I.; Hartmann, L.A.; Almeida, M.E.; Mcnaughton, N.J.; Fletcher, I. R. 2004. Timing and evolution of multiple paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Prec. Research*, 131: 73-109.
- Santos S.F., Pierosan R., Barros S.A.M., Geraldês C.M., Lima F.M. 2019. Petrology of the Colíder Group volcanic successions in the northern most Mato Grosso, Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, 89 (2019), 10-29.
- Scherer E., Münker C., Mezger K. 2006. Calibration of the lutetium–hafnium clock. *Science* 293, 683–687.
- Silva, G. H., Leal, J. W. L., Montalvão, R. D., Bezerra, P. E. L., Pimenta, O. D. S., Tassinari, C. C. G., and Fernandes, C. A. C. (1980). Folha SC. 21 Juruena; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra.
- Silva, F. R., Barros, M. A. S., Pierosan. R., Pinho, F. E. C., Rocha, M. L. B. P., Vasconcelos, B. R., Dezula S. E. M., Tavares, C., Rocha, J., 2014 Geoquímica e geocronologia U-Pb (SHRIMP) de granitos da região de Peixoto de Azevedo: Província Aurífera Alta Floresta, Mato Grosso. *Brazilian Journal of Geology*. 44 (3): 433-455p.
- Silva, F. R.; Barros, M. A. S.; Moura, M. A.; Pierosan. R.; Santos, J. O. S.; Oliveira, D. R. P. Petrografia, Química Mineral e Geocronologia U-Pb dos Granitos da Região de Guarantã do Norte, MT: Evidências de Mistura de Magmas. In: XIV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste (2015). Brasília – DF. Boletim de Resumos, 199-201p.
- Silva F.R., Miguel Jr. E., Barros M.A.S., Pierosan R., Pinho F.E.C., Rocha M.L.B.P., Vasconcelos R., Dezula S.E.M., Rocha J. 2013. Datação U-Pb (SHRIMP) da rocha hospedeira da mineralização de Au do Garimpo Buriti – região de Peixoto de Azevedo – Província Aurífera de Alta Floresta – MT. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 13. Cuiabá. Anais... Cuiabá, SBG-CO, CD-ROM.
- Silva, M. G., and Abram, M. B. (2008). Projeto Metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. Informe de Recursos Minerais, Série Ouro, 16. CPRM. Goiânia. 212p.
- Souza J.O., Frasca A.A.S., Oliveira C.C. (orgs.) 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado. Folhas SC.21-V-D, Rio São João da Barra; SC.21-X-C - Alta Floresta; SC.21-Z-A - Ilha 24 de Maio, SC.21-Z-B - Vila Guarita. Escala 1:250.000. CPRM.Brasília.CR-ROM.
- Stern, R. A. High resolution SIMS determination of radiogenic trace isotope ratios in minerals. In: Cabri, L. J.; Vaughan, D. J. (Eds) *Modern approaches to ore and environmental mineralogy*. Ottawa: Mineralogical Association of Canada, 1998. p.241-268. (Canada Short Course Series, Mineralogical Association of Canada, v. 27).
- Stewart ML, Fowler AD (2001) The nature and occurrence of discrete zoning in plagioclase from recently erupted andesitic volcanic rocks, Monserrat. *J Volcanol Geotherm Res* 106:243–253.

- Tassinari, C.C.G, Teixeira, W. and Siga Jr., O., 1978, Considerações cronoestratigráficas da região das Chapadas do Cachimbo e Dardanelos. XXX Cong. Bras. de Geologia, v.1, pp.477-490.
- Tassinari, C. C., and Macambira, M. J. (1999). Geochronological provinces of the Amazonian Craton. Episodes- Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences, 22(3), 174-182.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 2004. A Evolução Tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. 2004. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução e Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Editora Beca, p. 471-483.
- Taylor S.R. e McLenna S.M. 1985. The Continental Crust: its Composition and Evolution. Blackwell Oxford. 312 pp.
- Thomas, J.B., Watson, E.B., Spear, F.S., Shemella, P.T., Nayok, S.K. & Lanzirotti, A., 2010. TitanQ under pressure: the effect of pressure and temperature on the solubility of Ti in quartz. Contributions to Mineralogy and Petrology, 160, 743–759.
- Tosselli, A.J. 2010. Elementos básicos de petrología ígnea. Instituto Superior de correlación geológica (INSUGEO), Miscelanea 18 207-212p.
- Vasquez, M. L., C. L. Chaves, E. M. Moura, J. K. M. Oliveira & J. M. Lafon, 2013. Eventos magmáticos de 2020 - 1980 Ma nas folhas São Domingos e Jardim do Ouro, porção leste do Domínio Tapajós. Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia 13: 209-212.
- Vasquez, M. L.; Rosa-Costa, L.T., 2008. Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: sistema de informações geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Escala 1:1. 000.000. Vasquez, M. L.; Rosa Costa, L. T. da (Eds.). Belém: CPRM.
- Vernon, R.H., 1990. Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence. J. Geophys. Res. 95, 17849– 17859.
- Vernon, R.H., 1991. Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), Enclaves and Granite Petrology. Elsevier, Amsterdam, pp. 277– 291.
- Vernon R.H. 2004. A practical guide to rock microstructure. Cambridge, Cambridge University Press, 594 p.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. 1987. A-Type Granites - Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology, 95(4):407-419.
- 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, 295-304.
- Wedepohl, K.H. 1995. The compositions of the continental crust. Geochimica et Cosmochimica Acta 59, 1217–1232.
- Williams I.S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben M.A., Shanks W.C., Ridley W.I. (eds.) Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes, Reviews in Economic Geology, Society of Economic Geologists, Littleton, vol. 7, p. 1-3.
- Winter J.D. 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology. London, Prentice Hall, 697 p.

ANEXOS

Table 4. LA-ICP-MS Data of U-Pb in zircon of the hornblende-biotite sienogranite porphyritic (DFR-15).

Samples	DFR-15									Ages (Ma)							
	f^{206} (%)	Th	206Pb	207Pb	err (%) 1 σ	207Pb	err (%) 1 σ	206Pb	err (%) 1 σ	207Pb	2 σ	207Pb	2 σ	206Pb	2 σ	Rho	conc. (%)
GRAIN	U	204Pb	206Pb			235U		238U		206Pb		235U		238U			
047-Zir28	0,0021	0,588	64461	0,109	8,525	5,022	1,322	0,334	0,887	1781	33	1860	29	1823	22	0,671	102
046-Zir27	0,0034	0,694	88925	0,109	6,946	4,929	0,891	0,329	0,608	1774	19	1836	19	1807	15	0,683	102
045-Zir26	0,0065	0,639	137838	0,109	6,607	4,946	0,943	0,328	0,655	1789	21	1828	21	1810	16	0,695	101
042-Zir25	0,0075	0,512	176073	0,109	8,159	5,599	1,068	0,372	0,746	1786	24	2038	26	1916	18	0,699	107
041-Zir24	0,0020	0,412	65947	0,108	7,077	5,476	1,413	0,368	1,021	1764	33	2020	35	1897	24	0,722	108
035-Zir21	0,0103	0,844	5462	0,112	7,796	3,847	1,961	0,250	1,775	1825	27	1438	46	1603	31	0,905	88
033-Zir19	0,0047	0,441	87597	0,110	22,815	4,722	1,420	0,311	1,225	1799	22	1748	37	1771	24	0,863	98
029-Zir17	0,0301	0,525	107550	0,110	9,218	5,071	0,862	0,335	0,666	1798	15	1861	22	1831	15	0,773	102
024-Zir15	0,0025	0,537	110925	0,109	8,390	4,922	1,468	0,328	1,193	1782	28	1827	38	1806	25	0,813	101
022-Zir13	0,0042	0,440	128909	0,110	7,390	5,092	1,240	0,337	0,990	1794	24	1871	32	1835	21	0,798	102
021-Zir12	0,0034	0,436	101929	0,109	7,487	5,196	1,824	0,345	1,584	1787	30	1911	52	1852	31	0,869	104
018-Zir11	0,0018	0,730	63195	0,108	6,981	5,371	1,922	0,360	1,410	1767	45	1984	48	1880	33	0,734	106
015-Zir8	0,0052	0,969	182279	0,110	7,895	4,876	1,197	0,321	0,799	1803	29	1794	25	1798	20	0,668	100
011-Zir6	0,0062	0,390	137475	0,110	6,928	5,373	1,063	0,355	0,842	1794	19	1960	28	1881	18	0,792	105
010-Zir5	0,0136	0,437	230930	0,110	7,629	5,271	0,918	0,348	0,684	1797	18	1925	23	1864	16	0,745	104
009-Zir4	0,0149	0,408	578508	0,110	7,413	5,348	0,929	0,353	0,644	1796	20	1951	22	1877	16	0,694	105
006-Zir3	0,0232	0,448	24139	0,111	7,537	5,315	1,008	0,346	0,647	1822	25	1916	21	1871	17	0,642	103
005-Zir2	0,0204	0,575	65073	0,108	7,191	5,358	0,921	0,360	0,682	1767	18	1980	23	1878	16	0,740	106
004-Zir1	0,0142	0,413	341395	0,109	6,879	5,078	0,872	0,337	0,628	1788	17	1872	20	1832	15	0,720	103

Table 4.1. LA-ICP-MS data of U-Pb in hornblende-biotite monzogranite porphyritic zircon (DFR-39).

Samples	DFR-39								Ages (Ma)								
	f^{206} (%)	Th	206Pb	207Pb	err (%) 1 σ	207Pb	err (%) 1 σ	206Pb	err (%) 1 σ	207Pb	2 σ	207Pb	2 σ	206Pb	2 σ	Rho	conc. (%)
GRAIN	U	204Pb	206Pb		235U		238U		206Pb		235U		238U				
012-Zir06	0,0010	0,8870	34940	0,1081	7,1	5,0105	2,46	0,3360	1,78	1768	60	1867	58	1821	41	0,72	103
047-Zir27	0,0190	0,5914	8074	0,1094	7,5	4,8897	1,97	0,3241	1,81	1789	24	1810	57	1800	33	0,92	101
046-Zir26	0,0289	0,5826	21273	0,1110	8,0	5,1872	0,98	0,3389	0,76	1816	18	1881	25	1851	17	0,77	102
045-Zir25	0,0024	1,3235	75372	0,1100	6,7	5,3889	1,46	0,3552	1,07	1800	33	1960	36	1883	25	0,73	105
042-Zir24	0,0435	0,4165	474248	0,1100	4,8	5,0987	1,33	0,3360	1,13	1800	21	1868	37	1836	22	0,85	102
041-Zir23	0,0098	0,5476	172799	0,1099	6,9	4,9090	0,93	0,3240	0,70	1797	18	1809	22	1804	16	0,75	100
040-Zir22	0,1167	0,8776	30834	0,1103	11,3	5,0406	1,00	0,3314	0,79	1805	18	1845	25	1826	17	0,79	101
039-Zir21	0,0405	0,6188	474571	0,1088	9,1	4,9434	1,41	0,3294	1,18	1780	25	1836	38	1810	24	0,84	102
036-Zir20	0,0239	0,5138	310123	0,1086	8,8	5,0996	1,20	0,3404	0,87	1777	27	1889	28	1836	20	0,73	103
035-Zir19	0,0213	0,4742	329222	0,1086	7,9	5,0268	1,01	0,3358	0,79	1776	18	1866	25	1824	17	0,78	103
034-Zir18	0,0090	0,5253	3103	0,1125	89,2	3,6282	1,60	0,2338	1,28	1841	32	1355	31	1556	25	0,80	85
033-Zir17	0,0059	0,9407	189968	0,1090	7,3	5,0536	1,48	0,3363	0,90	1782	40	1869	29	1828	25	0,61	103
030-Zir16	0,0252	0,5328	569855	0,1083	7,4	5,2391	1,45	0,3508	1,21	1771	26	1938	41	1859	25	0,83	105
029-Zir15	0,0137	0,4648	261215	0,1083	8,2	5,0222	1,06	0,3363	0,81	1771	21	1869	26	1823	18	0,77	103
028-Zir14	0,0222	0,8129	6324	0,1111	10,1	5,1767	0,90	0,3379	0,62	1818	19	1877	20	1849	15	0,69	102
024-Zir13	0,0268	0,5081	374429	0,1090	5,6	5,1368	1,05	0,3417	0,78	1783	22	1895	25	1842	18	0,74	103
023-Zir12	0,0133	0,5641	223198	0,1087	6,7	5,2020	0,91	0,3471	0,65	1778	19	1921	21	1853	15	0,71	104
021-Zir10	0,0112	0,7409	193630	0,1092	6,7	4,8983	1,17	0,3253	0,93	1786	22	1815	29	1802	20	0,80	101
011-Zir05	0,0098	0,4184	246008	0,1097	6,9	4,9966	0,98	0,3305	0,70	1794	21	1841	23	1819	17	0,72	101
010-Zir04	0,0163	0,5669	142192	0,1091	4,7	5,1188	1,10	0,3404	0,84	1784	22	1889	27	1839	19	0,76	103
009-Zir03	0,0102	0,4468	180098	0,1098	7,6	5,0496	1,14	0,3334	0,80	1797	26	1855	26	1828	19	0,71	102
004-Zir01	0,0248	0,5372	401285	0,1083	16,3	5,1331	0,94	0,3438	0,67	1770	20	1905	22	1842	16	0,71	104

Table 4.2. LA-ICP-MS data of U-Pb in zircon of the microgranular dioritic enclave (DFR-02D).

Samples	DFR-02D										Ages (Ma)						
	f_{206} (%)	Th	206Pb	207Pb	err (%)	207Pb	err (%)	206Pb	err (%)	207Pb	2 σ	207Pb	2 σ	206Pb	2 σ	Rho	conc. (%)
	GRAIN	U	204Pb	206Pb	1 σ	235U	1 σ	238U	1 σ	206Pb		235U		238U			
046-ZR30	0,0023	0,828	1410019	0,10772	8,4	4,612	2,23	0,3105	1,69	1761	51	1743	52	1751	37	0,76	99
045-ZR29	0,0016	0,542	465584	0,10830	3,7	4,783	2,06	0,3203	1,44	1771	52	1791	45	1782	34	0,70	101
044-ZR28	0,0057	0,915	25398	0,10875	7,0	4,610	1,88	0,3074	1,54	1779	37	1728	47	1751	31	0,82	98
040-ZR27	0,0030	0,463	76909	0,10947	46,9	4,753	2,20	0,3149	1,73	1791	48	1765	53	1777	37	0,78	99
037-ZR25	0,0052	0,561	7162	0,11099	4,3	4,463	1,54	0,2916	1,22	1816	31	1650	36	1724	25	0,80	95
036-ZR24	0,0040	0,697	151949	0,10831	2,9	4,881	1,51	0,3268	1,16	1771	32	1823	37	1799	25	0,77	102
033-ZR22	0,0050	0,497	111383	0,11025	4,0	5,104	1,99	0,3357	1,73	1804	33	1866	56	1837	33	0,87	102
029-ZR20	0,0103	0,424	269214	0,10830	4,3	5,274	1,60	0,3531	1,29	1771	32	1950	43	1865	27	0,81	105
027-ZR18	0,0094	0,743	150294	0,10928	7,2	5,388	1,61	0,3576	1,41	1787	25	1971	48	1883	27	0,88	105
026-ZR17	0,0069	0,625	40241	0,11007	5,9	4,774	1,62	0,3145	1,41	1801	26	1763	43	1780	27	0,87	99
025-ZR16	0,0031	0,706	71175	0,10758	5,8	4,910	1,71	0,3310	1,42	1759	32	1843	45	1804	29	0,83	103
024-ZR15	0,0007	1,059	24210	0,11307	13,5	4,906	2,92	0,3147	2,31	1849	63	1764	71	1803	49	0,79	98
020-ZR14	0,0065	0,624	4734	0,11134	6,7	4,696	1,93	0,3059	1,63	1821	35	1720	49	1767	32	0,85	97
019-ZR13	0,0128	0,508	322952	0,10752	6,1	4,912	1,89	0,3313	1,59	1758	34	1845	51	1804	32	0,84	103
018-ZR12	0,0021	0,755	53365	0,10858	5,1	5,102	3,13	0,3408	2,14	1776	81	1890	70	1836	52	0,68	103
017-ZR11	0,0116	0,760	526808	0,10797	5,2	5,110	1,47	0,3432	1,24	1765	26	1902	41	1838	25	0,84	104
015-ZR09	0,0071	0,874	155826	0,10822	6,1	5,071	1,38	0,3398	1,12	1770	26	1886	37	1831	23	0,81	103
014-ZR08	0,0111	0,942	2995	0,10881	7,1	5,024	1,33	0,3349	0,98	1780	30	1862	31	1823	22	0,73	102
013-ZR07	0,0042	0,504	48838	0,10909	6,0	4,953	1,56	0,3293	1,17	1784	35	1835	37	1811	26	0,75	102
010-ZR06	0,0032	0,431	111411	0,10842	6,7	5,015	1,56	0,3355	1,11	1773	38	1865	36	1822	26	0,71	103
008-ZR04	0,0024	0,564	74852	0,11804	4,6	4,848	1,65	0,3196	1,18	1799	39	1788	37	1793	28	0,72	100
006-ZR03	0,0011	0,843	34988	0,10999	4,6	4,574	2,23	0,2975	1,67	1824	51	1679	49	1745	37	0,75	96
005-ZR02	0,0026	0,636	94737	0,11152	5,8	5,096	1,65	0,3367	1,26	1795	36	1871	41	1835	28	0,77	102

Table 4.3. LA-ICP-MS data of U-Pb on crystal-rich ignimbrito zircon (DFR-33).

Samples	DFR-33										Ages (Ma)						
	<i>f</i> 206 (%)	Th	206Pb	207Pb	err (%)	207Pb	err (%)	206Pb	err (%)	207Pb	2 σ	207Pb	2 σ	206Pb	2 σ	Rho	conc.
		U	204Pb	206Pb	1 σ	235U	1 σ	238U	1 σ	206Pb	235U	238U					(%)
024-Zir15	0,0024	0,822	85078	0,10815	4,1	5,299	1,36	0,3553	1,06	1768	28	1960	36	1869	23	0,78	106
010-Zir6	0,0020	0,453	46896	0,10831	6,8	5,267	1,87	0,3526	1,49	1771	39	1947	50	1863	32	0,80	105
029-Zir20	0,0168	0,480	120131	0,10800	7,6	5,221	1,51	0,3505	1,02	1766	38	1937	34	1856	26	0,68	105
005-Zir1	0,0071	0,854	132852	0,10969	6,9	5,168	1,14	0,3417	0,89	1794	22	1895	29	1847	19	0,78	103
008-Zir4	0,0125	0,458	133734	0,10990	6,7	5,166	1,19	0,3409	0,89	1798	25	1891	29	1847	20	0,75	103
039-Zir28	0,0114	0,594	494268	0,10867	6,4	5,142	1,52	0,3431	1,04	1777	38	1902	34	1843	26	0,68	104
013-Zir7	0,0016	0,474	35305	0,10758	7,2	5,133	1,87	0,3460	1,53	1759	36	1916	51	1842	31	0,82	105
019-Zir13	0,0213	0,505	287011	0,10805	6,8	5,130	1,18	0,3443	0,78	1767	29	1907	26	1841	20	0,66	104
014-Zir8	0,0048	0,660	144783	0,10829	5,9	5,079	1,26	0,3401	0,95	1771	27	1887	31	1833	21	0,75	103
007-Zir3	0,0136	0,488	641269	0,10882	9,3	5,050	1,14	0,3365	0,84	1780	25	1870	27	1828	19	0,73	103
018-Zir12	0,0063	0,374	179018	0,10839	7,9	5,031	1,30	0,3366	0,96	1773	29	1870	31	1825	22	0,74	103
006-Zir2	0,0082	0,422	34535	0,11208	7,7	5,029	1,13	0,3254	0,81	1833	25	1816	26	1824	19	0,72	99
028-Zir19	0,0088	0,386	303591	0,10821	5,9	5,011	1,28	0,3358	0,86	1769	32	1867	28	1821	22	0,67	103
025-Zir16	0,0055	0,747	127943	0,10863	4,8	5,009	1,04	0,3344	0,75	1776	22	1860	24	1821	17	0,72	102
020-Zir14	0,0035	0,686	85770	0,10879	6,9	5,006	1,39	0,3337	0,93	1779	35	1856	30	1820	23	0,67	102
004-Zir1	0,0025	0,852	58854	0,10886	6,7	4,981	1,37	0,3318	0,95	1780	33	1847	31	1816	23	0,70	102
015-Zir9	0,0082	0,507	243381	0,10875	7,8	4,971	1,33	0,3315	1,05	1779	26	1846	34	1814	22	0,79	102
030-Zir21	0,0112	0,458	208810	0,10864	5,8	4,970	1,69	0,3318	1,08	1777	45	1847	35	1814	28	0,64	102
037-Zir26	0,0161	0,439	603155	0,10991	9,9	4,969	1,47	0,3279	1,12	1798	32	1828	36	1814	25	0,76	101
034-Zir23	0,0152	0,575	100213	0,10740	18,5	4,960	1,53	0,3350	1,12	1756	35	1862	36	1813	26	0,73	103
009-Zir5	0,0024	0,593	85135	0,10880	5,2	4,959	1,70	0,3305	1,20	1779	41	1841	38	1812	28	0,71	102
026-Zir17	0,0072	0,397	114350	0,10817	10,0	4,930	1,12	0,3305	0,78	1769	26	1841	25	1807	19	0,70	102
017-Zir11	0,0128	0,584	152115	0,10879	8,3	4,907	1,28	0,3271	0,94	1779	28	1824	30	1803	21	0,74	101
038-Zir27	0,0177	0,609	132346	0,11008	5,8	4,896	1,63	0,3225	1,17	1801	39	1802	37	1802	27	0,71	100
033-Zir22	0,0189	0,535	365537	0,10737	9,3	4,879	1,50	0,3296	1,01	1755	38	1836	32	1799	25	0,67	102
016-Zir10	0,0019	0,617	56867	0,11001	5,8	4,827	1,34	0,3182	1,01	1800	29	1781	31	1790	22	0,76	99

Table 4.4. U-Pb SHRIMP data on sienogranite zircon (DFR-17).

DFR17 Spot	U ppm	Th ppm	Common lead corrected isotopic ratios										Ages (Ma)					
			²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb ppm	²⁰⁶ Pb %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Error %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Error %	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	Error %	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	Error %	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	1s Error	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	1s Error	Disc. %
1503J.1-1	1209	1830	1,56	293	0,376	1807	15	4,29	2,06	1599	27	1592	32	1599	27	1807	15	13,0
1503J.9-1	148	148	1,03	40	0,090	1794	16	4,71	1,38	1749	17	1683	23	1749	17	1794	16	2,9
1503J.9-2	164	110	0,69	44	0,228	1753	15	4,64	1,68	1760,6	22,6	1731	31	1760,6	22,6	1753	15	-0,4
1503J.9-3	74	87	1,21	19	0,101	1808	24	4,65	1,93	1715	21	1614	30	1715	21	1808	24	5,8
1503J.8-1	155	205	1,37	42	0,107	1781	16	4,71	1,38	1759	17	1679	23	1759	17	1781	16	1,4
1503J.8-2	133	119	0,93	35	0,103	1821	17	4,75	1,47	1738	17	1766	26	1738	17	1821	17	5,2
1503I2-1	54	52	1,00	15	0,107	1768	25	4,68	2,10	1761	25	1658	35	1761	25	1768	25	0,4
1503I9-1	246	321	1,35	61	0,219	1762	17	4,33	1,33	1648	14	1572	19	1648	14	1762	17	7,3
1503I.5-1	232	290	1,29	59	0,274	1823	14	4,55	1,20	1673	13	1672	20	1673	13	1823	14	9,3
N1411G.5-1	128	182	1,48	33,5	0,01	1765	17	4,55	1,65	1718,6	20,5	1632	26	1718,6	20,5	1765	17	2,6
N1411G6-1	146	132	0,93	39,4	0,54	1740	29	4,58	2,08	1749,3	20,7	1644	36	1749,3	20,7	1740	29	-0,5
N1411G2-1	1607	211	0,14	511,5	0,13	2135	42	6,78	2,86	2030,1	27,3	1936	47	2030,1	27,3	2135	42	4,9
N1411G5.2	116	116	1,03	24,3	0,65	1799	42	3,67	2,73	1397,0	17,9	1603	39	1397,0	17,9	1799	42	22,3
N1411G5.3	176	161	0,94	55,5	0,00	1978	12	6,13	1,44	2011,3	22,0	1963	29	2011,3	22,0	1978	12	-1,7
N1411G3-1	154	172	1,15	39,5	0,53	1791	19	4,48	1,67	1674,2	19,3	1596	29	1674,2	19,3	1791	19	6,5

Table 4.5. LA-ICP-MS data of U-Pb on zircon of granite-granite biotite (DFR-22).

Samples	DFR-22										Ages (Ma)						
	f^{206} (%)	Th	206Pb	207Pb	err (%)	207Pb	err (%)	206Pb	err (%)	207Pb	$\frac{207}{206}$	207Pb	$\frac{207}{206}$	206Pb	2σ	Rho	conc.
GRAIN		U	204Pb	206Pb	1σ	235U	1σ	238U	1σ	206Pb	235U	238U				(%)	
019-Zir12B	0,0028	0,403	33587	0,12192	5,4	7,000	1,77	0,4164	1,50	1984	31	2244	57	2111	31	0,85	106
023-Zir13B	0,0049	0,348	6555	0,12255	8,9	6,832	1,56	0,4043	1,11	1994	37	2189	41	2090	27	0,71	105
008-Zir5	0,0047	0,275	101521	0,12140	7,6	6,758	1,06	0,4037	0,79	1977	21	2186	29	2080	19	0,74	105
035-Zir22	0,0040	0,362	153452	0,12251	5,1	6,734	1,09	0,3986	0,85	1993	21	2163	31	2077	19	0,78	104
029-Zir19	0,0028	0,719	1765	0,12485	7,8	6,695	1,68	0,3889	1,21	2027	39	2118	44	2072	29	0,72	102
026-Zir16	0,0094	0,526	409315	0,12674	6,3	6,689	1,11	0,3828	0,83	2053	22	2089	30	2071	20	0,75	101
033-Zir20	0,0013	0,501	45297	0,12323	1,2	6,629	2,00	0,3901	1,34	2003	51	2123	48	2063	35	0,67	103
007-Zir4	0,0049	0,452	25953	0,12105	7,3	6,442	1,10	0,3859	0,76	1972	25	2104	27	2038	19	0,69	103
010-Zir7N	0,0038	0,638	6742	0,12352	8,4	6,405	1,37	0,3761	1,04	2008	29	2058	37	2033	24	0,76	101
005-Zir2	0,0116	0,074	328311	0,12134	9,1	6,357	0,93	0,3799	0,73	1976	16	2076	26	2026	16	0,78	103
025-Zir15	0,0056	0,769	1196	0,12451	9,6	6,340	1,16	0,3693	0,82	2022	26	2026	28	2024	20	0,70	100
034-Zir21	0,0008	0,646	28339	0,12591	3,1	6,333	3,09	0,3648	2,56	2042	59	2005	88	2023	53	0,83	99
036-Zir23	0,0115	0,612	3662	0,12156	12,3	6,254	1,07	0,3731	0,72	1979	25	2044	25	2012	19	0,68	102
028-Zir18	0,0105	0,408	86610	0,12400	9,9	6,206	1,32	0,3630	1,10	2015	22	1996	38	2005	23	0,83	100
009-Zir6	0,0032	0,500	68516	0,12375	7,0	6,173	1,74	0,3617	1,52	2011	26	1990	52	2001	30	0,88	99
037-Zir24	0,0054	0,449	120168	0,12211	8,2	6,170	1,03	0,3665	0,76	1987	21	2013	26	2000	18	0,74	101
039-Zir26	0,0016	0,371	17286	0,12542	6,2	6,147	2,14	0,3555	1,84	2035	37	1961	62	1997	37	0,86	98
014-Zir8	0,0015	0,720	21603	0,12628	7,2	5,964	2,34	0,3425	2,06	2047	37	1899	68	1971	40	0,88	96

Tabela 8. Resultados das análises de microsonda eletrônica do anfibólio - enclaves.

Elementos																
SiO ₂	47,75	49,26	48,33	48,52	48,03	49,29	48,74	49,22	47,07	48,37	47,58	47,52	46,33	48,40	47,89	
TiO ₂	1,64	1,00	1,22	1,12	1,05	1,13	1,03	1,51	1,00	1,08	1,54	1,48	1,67	1,33	1,30	
Al ₂ O ₃	6,51	4,99	5,58	6,34	6,50	5,32	5,61	5,78	7,05	6,12	6,32	6,79	6,96	5,90	6,11	
FeO	12,78	13,14	12,02	12,88	12,75	11,95	12,11	11,77	12,14	11,89	12,04	11,98	12,09	11,61	11,54	
MnO	0,55	0,86	0,82	0,80	0,76	0,86	1,00	1,04	0,58	0,61	0,79	0,65	0,64	0,53	0,73	
MgO	14,74	14,54	15,86	14,39	14,71	15,72	16,08	15,67	15,54	16,24	16,10	15,74	15,23	15,95	15,73	
CaO	10,97	11,40	10,84	10,83	11,07	10,53	10,98	10,94	11,15	10,87	10,84	10,84	10,77	10,96	10,75	
Na ₂ O	2,17	1,46	1,89	1,93	1,99	1,95	1,95	1,96	1,86	1,65	1,91	1,93	2,06	1,82	2,12	
K ₂ O	0,83	0,58	0,81	0,87	0,85	0,72	0,89	0,90	0,90	0,79	0,85	0,92	0,88	0,79	0,81	
F	1,36	0,71	1,32	1,21	1,08	1,42	1,33	1,36	1,27	1,40	1,23	1,27	1,38	1,20	1,36	
Cl	0,07	0,05	0,07	0,04	0,07	0,04	0,04	0,06	0,11	0,09	0,08	0,11	0,09	0,07	0,12	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,04	0,02	0,01	0,02	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	
NiO	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,02	0,00	0,07	
H ₂ O*	1,41	1,71	1,44	1,49	1,54	1,41	1,46	1,44	1,44	1,42	1,49	1,46	1,38	1,49	1,40	
O=F,Cl	0,59	0,31	0,57	0,52	0,47	0,60	0,57	0,59	0,56	0,61	0,54	0,56	0,60	0,52	0,60	
Total	100,69	99,84	100,42	100,46	100,50	100,50	101,52	101,67	100,34	100,92	101,18	100,98	99,63	100,23	100,03	

Continuação Tabela 8. Número de oxigênio 23

Fórmula estrutural															
Si	6,91	7,17	6,96	7,03	6,96	7,07	6,95	7,01	6,80	6,90	6,80	6,81	6,76	6,97	6,93
Al iv	1,09	0,83	0,95	0,97	1,04	0,90	0,94	0,97	1,20	1,03	1,07	1,15	1,20	1,00	1,04
Al vi	0,02	0,03	0,00	0,11	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,18	0,11	0,13	0,12	0,11	0,12	0,11	0,16	0,11	0,12	0,17	0,16	0,18	0,14	0,14
Cr	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
Fe3+	0,54	0,50	0,84	0,56	0,60	0,80	0,87	0,64	0,83	1,01	0,99	0,88	0,82	0,74	0,74
Fe2+	1,01	1,10	0,61	1,00	0,95	0,64	0,58	0,76	0,63	0,41	0,44	0,56	0,66	0,66	0,66
Mn	0,07	0,11	0,10	0,10	0,09	0,11	0,12	0,13	0,07	0,07	0,10	0,08	0,08	0,06	0,09
Mg	3,18	3,16	3,41	3,11	3,18	3,36	3,42	3,33	3,35	3,45	3,43	3,36	3,31	3,42	3,39
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Zn	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
Li* (not implemented)	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	1,70	1,78	1,67	1,68	1,72	1,62	1,68	1,67	1,73	1,66	1,66	1,66	1,68	1,69	1,67
Na	0,61	0,41	0,53	0,54	0,56	0,54	0,54	0,54	0,52	0,46	0,53	0,54	0,58	0,51	0,59
K	0,15	0,11	0,15	0,16	0,16	0,13	0,16	0,16	0,17	0,14	0,16	0,17	0,16	0,15	0,15
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	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
Pb	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	0,62	0,33	0,60	0,55	0,50	0,64	0,60	0,61	0,58	0,63	0,56	0,58	0,64	0,55	0,62
Cl	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03
OH*	1,36	1,66	1,38	1,44	1,49	1,35	1,39	1,37	1,39	1,35	1,42	1,40	1,34	1,43	1,35
Total	17,46	17,30	17,35	17,38	17,43	17,29	17,38	17,37	17,41	17,26	17,35	17,37	17,43	17,34	17,41
(Ca+Na) (B)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na (B)	0,30	0,22	0,33	0,32	0,28	0,38	0,32	0,33	0,27	0,34	0,34	0,34	0,32	0,31	0,33
(Na+K) (A)	0,46	0,30	0,35	0,38	0,43	0,29	0,38	0,37	0,41	0,26	0,35	0,37	0,43	0,34	0,41
Mg/(Mg+Fe2)	0,76	0,74	0,85	0,76	0,77	0,84	0,86	0,81	0,84	0,89	0,89	0,86	0,83	0,84	0,84
Fe3/(Fe3+Alvi)	0,96	0,95	1,00	0,84	0,90	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Sum of S2	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00
Al total	1,11	0,86	0,95	1,08	1,11	0,90	0,94	0,97	1,20	1,03	1,07	1,15	1,20	1,00	1,04

Tabela 8.1 - Resultados das análises de microsonda eletrônica do anfibólio, do biotita granito porfírico.

Elementos															
SiO ₂	50,04	49,26	48,69	48,53	49,74	51,34	48,03	49,08	48,50	47,98	48,47	49,89	49,14	49,63	
TiO ₂	1,18	1,37	1,55	1,69	1,28	0,89	1,07	1,38	1,66	1,45	2,04	1,01	1,11	1,41	
Al ₂ O ₃	5,98	6,86	7,05	6,82	6,43	5,81	6,74	6,21	6,95	5,81	6,84	4,28	5,63	5,91	
FeO	11,10	11,36	12,17	12,28	12,14	10,67	11,83	11,48	12,26	14,27	12,71	11,98	11,39	11,61	
MnO	0,85	0,73	0,70	0,60	0,87	0,61	1,03	0,58	0,57	0,63	0,74	0,82	0,78	0,82	
MgO	16,52	16,35	15,79	15,34	14,69	16,18	15,59	16,37	15,92	13,37	14,25	13,86	15,38	15,34	
CaO	10,81	11,20	10,87	11,14	10,99	11,13	10,88	11,03	10,98	10,51	10,81	11,78	11,00	10,88	
Na ₂ O	1,82	2,20	2,03	2,25	2,05	2,02	1,94	1,69	2,07	2,11	2,17	1,39	2,01	1,97	
K ₂ O	0,75	0,90	0,96	0,85	0,81	0,69	0,83	0,85	0,85	0,82	0,90	0,58	0,72	0,81	
BaO	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	
SrO	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	
PbO	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	
ZnO	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	
F	1,37	1,67	1,39	1,26	1,23	1,54	1,51	1,11	1,32	1,02	1,34	0,97	1,44	1,55	
Cl	0,11	0,12	0,10	0,10	0,11	0,10	0,03	0,07	0,08	0,07	0,07	0,05	0,09	0,07	
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,06	0,09	0,04	0,00	0,00	0,26	0,00	0,00	
NiO	0,07	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,04	

Continuação da Tabela 8.1 Número de oxigênio 23

	Fórmula estrutural													
Si	7,02	6,90	6,84	6,90	7,10	7,22	6,87	6,93	6,82	7,06	6,96	7,41	7,12	7,09
Al iv	0,98	1,10	1,16	1,10	0,90	0,78	1,13	1,03	1,15	0,94	1,04	0,59	0,88	0,91
Al vi	0,01	0,03	0,01	0,04	0,18	0,18	0,01	0,00	0,00	0,07	0,11	0,16	0,08	0,09
Ti	0,12	0,14	0,16	0,18	0,14	0,09	0,12	0,15	0,18	0,16	0,22	0,11	0,12	0,15
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Fe3+	0,84	0,67	0,81	0,54	0,38	0,38	0,85	0,84	0,82	0,48	0,40	0,00	0,45	0,49
Fe2+	0,46	0,66	0,62	0,92	1,07	0,88	0,56	0,51	0,62	1,28	1,13	1,49	0,93	0,90
Mn	0,10	0,09	0,08	0,07	0,10	0,07	0,13	0,07	0,07	0,08	0,09	0,10	0,10	0,10
Mg	3,46	3,41	3,31	3,25	3,12	3,39	3,33	3,45	3,34	2,93	3,05	3,07	3,32	3,27
Ni	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	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
Li* (not implemented)	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	1,62	1,68	1,64	1,70	1,68	1,68	1,67	1,67	1,65	1,66	1,66	1,87	1,71	1,67
Na	0,50	0,60	0,55	0,62	0,57	0,55	0,54	0,46	0,56	0,60	0,60	0,40	0,57	0,55
K	0,13	0,16	0,17	0,15	0,15	0,12	0,15	0,15	0,15	0,15	0,17	0,11	0,13	0,15
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	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
Pb	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	0,61	0,74	0,62	0,57	0,56	0,69	0,68	0,49	0,59	0,47	0,61	0,45	0,66	0,70
Cl	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02
OH*	1,36	1,23	1,36	1,41	1,42	1,29	1,31	1,49	1,40	1,51	1,38	1,53	1,32	1,28
Total	17,25	17,44	17,36	17,47	17,39	17,35	17,36	17,28	17,37	17,41	17,43	17,34	17,41	17,36
(Ca+Na) (B)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na (B)	0,38	0,32	0,36	0,30	0,32	0,32	0,33	0,33	0,35	0,34	0,34	0,13	0,29	0,33
(Na+K) (A)	0,25	0,44	0,36	0,47	0,39	0,35	0,36	0,28	0,37	0,41	0,43	0,38	0,41	0,36
Mg/(Mg+Fe2)	0,88	0,84	0,84	0,78	0,74	0,79	0,85	0,87	0,84	0,70	0,73	0,67	0,78	0,78
Fe3/(Fe3+Alvi)	0,99	0,96	0,98	0,93	0,68	0,67	0,99	1,00	1,00	0,87	0,78	0,00	0,85	0,85
Sum of S2	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	12,96	13,00	13,00
Al total	0,99	1,13	1,17	1,14	1,08	0,96	1,14	1,03	1,15	1,01	1,16	0,75	0,96	1,00

Tabela 8.2. Análises representativas de biotita do biotita granito porfirítico por Microsonda Eletrônica.

Rocha	DFR-2A				DFR-2B2					DFR-2B						DFR-2D-1		
Amostra	C1.1	C1.2	C11_2.1	C12_8.1	C1.3	C6_3.2	C6_4.2	C7_5.3	C7_6.2	C4_7.1	C4_7.4	C1	C11	C2	C2_2	C2_1	C2_3	C2_4
SiO2	40,16	39,32	39,88	39,80	40,86	38,90	38,79	40,28	41,05	39,49	40,04	37,35	37,81	39,26	39,44	39,38	38,27	39,05
TiO2	4,23	4,67	3,58	3,49	2,76	4,06	3,60	3,14	2,38	4,00	3,40	4,19	3,44	3,61	3,39	2,94	3,85	3,99
Al2O3	12,76	12,83	13,15	13,17	11,82	12,20	12,36	11,77	11,55	11,91	12,04	12,55	12,69	12,42	12,26	12,32	12,39	12,26
ZnO	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
FeO	14,93	15,10	14,68	15,29	14,05	15,12	15,54	14,42	14,29	15,09	15,29	15,82	16,46	14,75	14,63	14,83	16,01	15,74
MnO	0,54	0,62	0,66	0,80	0,80	0,80	0,68	0,62	0,87	0,64	0,40	0,50	0,53	0,59	0,52	0,39	0,41	0,45
MgO	15,83	15,59	16,49	15,62	15,86	14,80	14,52	15,78	16,03	15,05	15,07	14,12	14,68	15,93	16,01	16,61	15,33	15,00
BaO	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
CaO	0,02	0,00	0,05	0,04	0,03	0,03	0,00	0,01	0,01	0,03	0,02	0,04	0,03	0,01	0,04	0,00	0,00	0,01
Na2O	0,32	0,22	0,16	0,22	0,13	0,21	0,12	0,14	0,16	0,26	0,19	0,11	0,19	0,18	0,15	0,09	0,11	0,13
K2O	9,41	9,48	9,63	9,25	9,55	9,32	9,21	9,38	9,37	9,38	9,31	8,98	8,94	9,54	9,47	9,33	9,59	9,57
Rb2O	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
F	1,74	1,64	1,90	1,51	2,00	1,70	1,71	1,84	1,79	1,70	1,73	1,77	1,78	1,78	1,56	1,78	1,76	1,56
Cl	0,16	0,11	0,09	0,11	0,09	0,13	0,08	0,12	0,10	0,15	0,10	0,15	0,10	0,14	0,16	0,14	0,14	0,12
Total	100,10	99,59	100,26	99,30	97,95	97,28	96,62	97,49	97,62	97,70	97,59	95,59	96,64	98,22	97,61	97,81	97,84	97,87
OH=	7,58	7,61	7,55	7,64	7,53	7,59	7,60	7,56	7,57	7,59	7,59	7,57	7,58	7,57	7,62	7,57	7,58	7,62
TOTAL	100,10	99,59	100,26	99,30	97,95	97,28	96,62	97,49	97,62	97,70	97,59	95,59	96,64	98,22	97,61	97,81	97,84	97,87

Continuação da tabela 8.2 Distribuição catiônica (22 O)

Si+3	5,81	5,73	5,77	5,80	6,03	5,82	5,84	5,98	6,07	5,87	5,94	5,72	5,73	5,81	5,85	5,84	5,73	5,81
AlIV	2,19	2,27	2,23	2,20	1,97	2,18	2,16	2,02	1,93	2,13	2,06	2,28	2,27	2,19	2,15	2,16	2,27	2,19
Sítio T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Ti+4	0,46	0,51	0,39	0,38	0,31	0,46	0,41	0,35	0,26	0,45	0,38	0,48	0,39	0,40	0,38	0,33	0,43	0,45
AlVI	-0,02	-0,07	0,01	0,06	0,09	-0,03	0,04	0,03	0,08	-0,04	0,05	-0,02	-0,01	-0,03	-0,01	-0,01	-0,09	-0,04
Zn+2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe+2	1,81	1,84	1,78	1,86	1,73	1,89	1,96	1,79	1,77	1,88	1,90	2,03	2,09	1,82	1,81	1,84	2,00	1,96
Mn+2	0,07	0,08	0,08	0,10	0,10	0,10	0,09	0,08	0,11	0,08	0,05	0,07	0,07	0,07	0,07	0,05	0,05	0,06
Mg+2	3,41	3,39	3,56	3,39	3,49	3,30	3,26	3,49	3,53	3,34	3,34	3,22	3,32	3,51	3,54	3,67	3,42	3,33
Sítio O	5,73	5,75	5,81	5,80	5,72	5,73	5,75	5,74	5,76	5,71	5,72	5,78	5,85	5,79	5,79	5,87	5,82	5,75
Ba+2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca+2	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na+2	0,09	0,06	0,05	0,06	0,04	0,06	0,04	0,04	0,05	0,08	0,06	0,03	0,06	0,05	0,04	0,03	0,03	0,04
K+1	1,73	1,75	1,77	1,71	1,79	1,77	1,76	1,77	1,76	1,77	1,75	1,74	1,72	1,79	1,78	1,75	1,82	1,81
Rb+1	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sítio A	1,82	1,82	1,82	1,78	1,83	1,84	1,80	1,81	1,81	1,85	1,81	1,78	1,78	1,84	1,83	1,78	1,85	1,84
F	0,40	0,38	0,44	0,35	0,46	0,39	0,39	0,42	0,41	0,39	0,40	0,41	0,41	0,41	0,36	0,41	0,41	0,36
Cl	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
TOTAL	10,24	10,21	10,27	10,14	10,30	10,24	10,20	10,25	10,23	10,26	10,22	10,21	10,20	10,27	10,21	10,21	10,28	10,22
Fe/Mg	0,53	0,54	0,50	0,55	0,50	0,57	0,60	0,51	0,50	0,56	0,57	0,63	0,63	0,52	0,51	0,50	0,59	0,59
Mg/Fe	1,89	1,84	2,00	1,82	2,01	1,74	1,66	1,95	2,00	1,78	1,76	1,59	1,59	1,93	1,95	2,00	1,71	1,70
Al total	2,18	2,20	2,24	2,26	2,06	2,15	2,19	2,06	2,01	2,09	2,11	2,26	2,27	2,17	2,14	2,15	2,19	2,15
Ti*10	4,60	5,12	3,89	3,83	3,07	4,57	4,08	3,50	2,65	4,47	3,80	4,83	3,92	4,02	3,78	3,27	4,33	4,46
R+2	5,29	5,30	5,41	5,35	5,32	5,30	5,31	5,36	5,41	5,30	5,28	5,31	5,47	5,41	5,42	5,56	5,48	5,34
Fe/(Fe+Mg)	0,35	0,35	0,33	0,35	0,33	0,36	0,38	0,34	0,33	0,36	0,36	0,39	0,39	0,34	0,34	0,33	0,37	0,37
Mg/(Fe+Mg)	0,65	0,65	0,67	0,65	0,67	0,64	0,62	0,66	0,67	0,64	0,64	0,61	0,61	0,66	0,66	0,67	0,63	0,63
TiO/Al ₂ O ₃	0,33	0,36	0,27	0,27	0,23	0,33	0,29	0,27	0,21	0,34	0,28	0,33	0,27	0,29	0,28	0,24	0,31	0,33

Tabela 8.3 Resultados das análises de microsonda eletrônica de biotita dos enclaves.

Elementos															
SiO2	29,93	37,06	37,72	38,80	38,23	37,96	38,66	37,96	38,78	38,02	38,50	39,23	37,60	38,05	38,60
TiO2	2,50	4,20	4,18	3,82	3,83	4,41	3,54	4,70	4,18	3,80	2,97	2,78	3,37	3,52	3,28
Al2O3	16,43	14,06	13,08	12,86	12,58	12,22	12,56	12,43	12,51	12,77	12,63	12,28	12,58	12,33	12,02
FeO	19,83	17,89	16,53	16,59	15,20	15,27	15,23	15,54	15,35	15,78	15,77	14,61	15,71	15,31	14,64
MnO	0,82	0,31	0,42	0,45	0,92	0,75	0,93	0,88	0,82	0,93	0,86	0,66	0,66	0,76	0,53
MgO	17,47	13,29	13,90	14,41	14,76	14,59	14,94	14,57	14,82	14,71	15,74	16,17	14,84	14,79	16,08
CaO	2,51	0,14	0,00	0,20	0,01	0,00	0,07	0,02	0,02	0,04	0,03	0,00	0,05	0,06	0,05
Na2O	0,02	0,11	0,11	0,05	0,18	0,18	0,18	0,17	0,15	0,16	0,07	0,14	0,18	0,23	0,22
K2O	0,42	8,27	9,26	9,54	9,26	9,15	9,37	9,36	9,52	9,37	8,77	9,77	9,24	8,95	9,12
F	0,64	0,94	1,21	1,25	1,35	1,29	1,38	1,29	1,30	1,39	1,55	1,64	1,31	1,57	1,57
Cl	0,02	0,13	0,14	0,14	0,14	0,14	0,08	0,13	0,11	0,12	0,09	0,16	0,10	0,10	0,11
Total	90,58	96,40	96,54	98,10	96,46	95,95	96,94	97,05	97,54	97,09	96,98	97,43	95,63	95,66	96,21
OH=	7,85	7,77	7,70	7,69	7,67	7,69	7,67	7,69	7,69	7,66	7,63	7,60	7,69	7,63	7,62
TOTAL	90,58	96,40	96,54	98,10	96,46	95,95	96,94	97,05	97,54	97,09	96,98	97,43	95,63	95,66	96,21

Continuação da Tabela 8.3 Resultados das análises de microsonda eletrônica de biotita dos enclaves.

	Distribuição catiônica (22 O)														
Si+3	4,74	5,59	5,69	5,76	5,76	5,75	5,79	5,70	5,77	5,71	5,77	5,85	5,73	5,79	5,81
AlIV	3,26	2,41	2,31	2,24	2,24	2,25	2,21	2,30	2,23	2,29	2,23	2,15	2,27	2,21	2,19
Sítio T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Ti+4	0,30	0,48	0,48	0,43	0,43	0,50	0,40	0,53	0,47	0,43	0,33	0,31	0,39	0,40	0,37
AlVI	-0,20	0,09	0,02	0,01	-0,01	-0,07	0,01	-0,10	-0,03	-0,02	0,00	0,01	-0,01	0,00	-0,05
Zn+2	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
Fe+2	2,63	2,26	2,09	2,06	1,92	1,93	1,91	1,95	1,91	1,98	1,98	1,82	2,00	1,95	1,84
Mn+2	0,11	0,04	0,05	0,06	0,12	0,10	0,12	0,11	0,10	0,12	0,11	0,08	0,09	0,10	0,07
Mg+2	4,12	2,99	3,13	3,19	3,32	3,29	3,34	3,26	3,29	3,30	3,51	3,59	3,37	3,35	3,61
Sítio O	6,96	5,85	5,76	5,75	5,78	5,75	5,77	5,75	5,74	5,80	5,93	5,82	5,83	5,80	5,84
Ba+2	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+2	0,43	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Na+2	0,01	0,03	0,03	0,01	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,02	0,04	0,05	0,07	0,06
K+1	0,08	1,58	1,77	1,80	1,77	1,76	1,78	1,78	1,80	1,79	1,67	1,85	1,79	1,73	1,74
Rb+1	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
Sítio A	0,52	1,64	1,81	1,84	1,83	1,81	1,84	1,84	1,84	1,84	1,69	1,89	1,85	1,81	1,81
F	0,15	0,22	0,28	0,29	0,31	0,30	0,32	0,30	0,30	0,32	0,36	0,38	0,30	0,36	0,36
Cl	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
TOTAL	8,67	9,87	10,10	10,15	10,15	10,12	10,17	10,15	10,16	10,18	10,06	10,29	10,16	10,18	10,19
Fe/Mg	0,64	0,75	0,67	0,65	0,58	0,59	0,57	0,60	0,58	0,60	0,56	0,51	0,59	0,58	0,51
Mg/Fe	1,57	1,32	1,50	1,55	1,73	1,70	1,75	1,67	1,72	1,66	1,78	1,97	1,68	1,72	1,96
Al total	3,07	2,50	2,33	2,25	2,23	2,18	2,22	2,20	2,20	2,26	2,23	2,16	2,26	2,21	2,13
Ti*10	2,98	4,76	4,75	4,26	4,34	5,02	3,99	5,31	4,68	4,29	3,35	3,11	3,87	4,02	3,71
R+2	6,86	5,29	5,27	5,31	5,35	5,32	5,36	5,32	5,30	5,40	5,60	5,50	5,46	5,40	5,52
Fe/(Fe+Mg)	0,39	0,43	0,40	0,39	0,37	0,37	0,36	0,37	0,37	0,38	0,36	0,34	0,37	0,37	0,34
Mg/(Fe+Mg)	0,61	0,57	0,60	0,61	0,63	0,63	0,64	0,63	0,63	0,62	0,64	0,66	0,63	0,63	0,66
TiO/Al ₂ O ₃	0,15	0,30	0,32	0,30	0,30	0,36	0,28	0,38	0,33	0,30	0,24	0,23	0,27	0,29	0,27

Tabela 8.4 Resultados das análises de microsonda eletrônica de biotita do biotita granodiorito.

Amostra																		
SiO ₂	36,67	37,85	37,03	36,70	37,60	37,81	37,33	37,04	37,60	37,96	37,82	37,69	38,45	38,11	38,06	37,55	36,85	
TiO ₂	3,27	2,19	3,39	2,17	3,58	2,49	3,22	2,98	2,91	2,64	3,36	2,09	2,73	3,10	2,82	3,01	2,83	
Al ₂ O ₃	14,06	14,24	14,15	14,43	13,60	14,33	13,82	13,64	13,87	14,27	13,74	13,80	14,23	14,04	13,78	13,98	13,97	
FeO	16,99	15,19	16,42	15,79	16,09	15,78	15,77	15,84	15,77	15,67	15,90	15,85	16,22	16,92	16,57	15,97	16,63	
MnO	0,58	1,15	0,42	0,69	0,25	1,21	0,90	0,59	0,64	0,58	0,67	0,52	0,42	0,44	0,47	0,38	0,60	
MgO	12,70	13,05	12,27	12,87	12,52	12,88	12,67	12,81	12,72	12,90	12,61	12,82	12,94	12,88	13,00	13,11	12,62	
CaO	0,03	0,04	0,07	0,02	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,04	0,03	
Na ₂ O	0,13	0,15	0,15	0,10	0,15	0,03	0,17	0,10	0,19	0,09	0,19	0,11	0,08	0,13	0,07	0,06	0,07	
K ₂ O	9,22	9,85	9,81	9,16	9,70	9,71	9,80	9,52	9,83	9,70	9,64	9,77	9,81	9,68	9,95	9,69	9,67	
F	0,92	0,99	0,90	0,97	1,00	0,94	0,85	0,94	0,88	0,92	0,81	0,94	0,92	0,93	0,82	0,95	0,84	
Cl	0,05	0,05	0,04	0,04	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,03	0,03	0,05	0,01	0,03	0,02	
Total	94,28	94,38	94,30	92,51	94,33	95,03	94,23	93,18	94,14	94,55	94,49	93,29	95,46	96,03	95,25	94,41	93,80	
OH=																		
TOTAL	94,28	94,38	94,30	92,51	94,33	95,03	94,23	93,18	94,14	94,55	94,49	93,29	95,46	96,03	95,25	94,41	93,80	

Continuação da Tabela 8.4 Resultados das análises de microsonda eletrônica de biotita do biotita granodiorito.

	Distribuição catiônica (22 O)																
Si+3	5,65	5,79	5,70	5,72	5,77	5,76	5,74	5,75	5,78	5,79	5,78	5,84	5,81	5,75	5,78	5,74	5,70
AlIV	2,35	2,21	2,30	2,28	2,23	2,24	2,26	2,25	2,22	2,21	2,22	2,16	2,19	2,25	2,22	2,26	2,30
Sítio T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Ti+4	0,38	0,25	0,39	0,25	0,41	0,29	0,37	0,35	0,34	0,30	0,39	0,24	0,31	0,35	0,32	0,35	0,33
AlVI	0,21	0,36	0,26	0,38	0,23	0,34	0,24	0,25	0,29	0,36	0,26	0,36	0,34	0,25	0,25	0,26	0,25
Zn+2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe+2	2,19	1,94	2,11	2,06	2,07	2,01	2,03	2,06	2,03	2,00	2,03	2,05	2,05	2,14	2,11	2,04	2,15
Mn+2	0,08	0,15	0,05	0,09	0,03	0,16	0,12	0,08	0,08	0,08	0,09	0,07	0,05	0,06	0,06	0,05	0,08
Mg+2	2,92	2,98	2,81	2,99	2,87	2,93	2,90	2,97	2,91	2,93	2,87	2,96	2,91	2,90	2,95	2,99	2,91
Sítio O	5,77	5,69	5,64	5,77	5,61	5,72	5,66	5,70	5,65	5,67	5,63	5,68	5,67	5,69	5,69	5,69	5,73
Ba+2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca+2	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Na+2	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05	0,01	0,05	0,03	0,06	0,03	0,06	0,03	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02
K+1	1,80	1,91	1,92	1,81	1,89	1,88	1,91	1,87	1,92	1,88	1,87	1,92	1,88	1,85	1,92	1,88	1,90
Rb+1	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sítio A	1,85	1,96	1,97	1,84	1,94	1,89	1,96	1,91	1,97	1,91	1,93	1,96	1,90	1,90	1,94	1,91	1,93
F	0,21	0,23	0,21	0,22	0,23	0,22	0,20	0,22	0,20	0,21	0,19	0,22	0,21	0,21	0,19	0,22	0,19
Cl	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
TOTAL	10,07	10,20	10,18	10,07	10,18	10,11	10,16	10,13	10,18	10,12	10,12	10,18	10,12	10,12	10,13	10,13	10,12
Fe/Mg	0,75	0,65	0,75	0,69	0,72	0,69	0,70	0,69	0,70	0,68	0,71	0,69	0,70	0,74	0,71	0,68	0,74
Mg/Fe	1,33	1,53	1,33	1,45	1,39	1,45	1,43	1,44	1,44	1,47	1,41	1,44	1,42	1,36	1,40	1,46	1,35
Al total	2,55	2,57	2,57	2,65	2,46	2,57	2,50	2,50	2,51	2,57	2,48	2,52	2,53	2,50	2,47	2,52	2,55
Ti*10	3,79	2,51	3,92	2,55	4,13	2,85	3,72	3,48	3,36	3,02	3,86	2,43	3,10	3,51	3,22	3,46	3,29
R+2	5,18	5,07	4,98	5,14	4,96	5,10	5,05	5,10	5,02	5,01	4,99	5,08	5,02	5,09	5,11	5,08	5,14
Fe/(Fe+Mg)	0,43	0,40	0,43	0,41	0,42	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41	0,42	0,41	0,42
Mg/(Fe+Mg)	0,57	0,60	0,57	0,59	0,58	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,58	0,59	0,58
TiO/Al ₂ O ₃	0,23	0,15	0,24	0,15	0,26	0,17	0,23	0,22	0,21	0,18	0,24	0,15	0,19	0,22	0,20	0,22	0,20

Tabela 8.5 Resultados das análises de microsonda eletrônica de titanita dos enclaves.

Amostra Elementos	Enclaves microgranulares									
SiO ₂	29,20	29,47	29,82	29,86	28,57	30,03	30,90	29,24	29,57	28,94
TiO ₂	32,90	34,23	34,46	34,22	34,36	33,69	35,79	33,05	34,46	34,26
Al ₂ O ₃	1,62	1,51	1,40	1,64	2,14	1,90	1,50	1,68	1,53	1,36
Fe ₂ O ₃	1,80	1,67	1,55	1,82	2,38	2,12	2,35	1,87	1,70	1,51
La ₂ O ₃	0,18	0,21	0,57	0,54	0,42	0,42	0,18	0,36	0,29	0,48
Ce ₂ O ₃	1,53	1,32	1,91	1,94	1,50	1,85	0,62	1,76	1,74	1,47
Gd ₂ O ₃	0,27	0,08	0,09	0,08	0,12	0,05	0,13	0,10	0,13	0,10
Yb ₂ O ₃	0,08	0,06	0,00	0,10	0,00	0,03	0,00	0,11	0,08	0,03
Y ₂ O ₃	1,32	0,20	0,09	0,22	0,10	0,16	0,18	0,12	0,57	0,01
MnO	0,12	0,17	0,25	0,18	0,19	0,27	0,25	0,21	0,30	0,21
CaO	24,32	24,76	24,11	26,24	21,23	27,82	27,90	25,02	24,92	26,66
Nb ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ta ₂ O ₅	0,24	0,00	0,00	0,19	0,04	0,09	0,00	0,12	0,57	0,01
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02
Na ₂ O	0,03	0,04	0,03	0,07	0,03	0,03	0,00	0,03	0,03	0,29
P ₂ O ₅	0,08	0,05	0,17	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,04	0,23
HfO ₂	0,06	0,05	0,00	0,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,07
ZrO ₂	0,04	0,00	0,00	0,00	0,07	0,03	0,00	0,41	0,03	0,06
Ho ₂ O ₃	0,16	0,06	0,13	0,01	0,00	0,00	0,17	0,07	0,10	0,00
Er ₂ O ₃	0,06	0,06	0,05	0,00	0,01	0,05	0,00	0,07	0,05	0,00
Tm ₂ O ₃	0,05	0,00	0,00	0,09	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Lu ₂ O ₃	0,02	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
PbO	0,05	0,02	0,00	0,00	0,12	0,04	0,08	0,00	0,00	0,00
Sm ₂ O ₃	0,19	0,06	0,01	0,09	0,00	0,01	0,02	0,03	0,05	0,04
Eu ₂ O ₃	0,06	0,01	0,07	0,00	0,04	0,03	0,01	0,02	0,02	0,00
Tb ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Dy ₂ O ₃	0,09	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,10	0,01	0,05	0,00
ThO ₂	0,05	0,06	0,01	0,00	0,01	0,08	0,04	0,07	0,07	0,02
SrO	0,05	0,00	0,00	0,03	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pr ₂ O ₃	0,14	0,06	0,07	0,01	0,03	0,09	0,11	0,14	0,16	0,07
Nd ₂ O ₃	0,67	0,30	0,15	0,25	0,37	0,18	0,09	0,28	0,39	0,19
UO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,01	0,04	0,05	0,09	0,00	0,09	0,02	0,05	0,06	0,07
F	0,72	0,70	0,69	0,88	0,80	0,99	0,70	0,56	0,71	0,68
-O=F										
Total	96,12	95,18	95,68	98,91	92,79	100,06	101,19	95,36	97,81	96,77
10*(La ₂ O ₃ +Ce ₂ O ₃)	17,02	15,32	24,78	24,74	19,19	22,63	7,93	21,22	20,30	19,52
La ₂ O ₃ +Ce ₂ O ₃	1,70	1,53	2,48	2,47	1,92	2,26	0,79	2,12	2,03	1,95
10*F	7,24	6,99	6,90	8,83	7,95	9,93	6,98	5,56	7,12	6,78
10*BaO	0,12	0,44	0,52	0,89	0,00	0,94	0,16	0,54	0,60	0,68

Fórmula estrutural com base em 5 Oxigênio

Si	1,03	1,03	1,04	1,02	1,02	1,01	1,02	1,03	1,02	1,00
Ti	0,87	0,90	0,90	0,88	0,92	0,85	0,88	0,87	0,89	0,89
Al	0,07	0,06	0,06	0,07	0,09	0,08	0,06	0,07	0,06	0,06
Fe ³⁺	0,05	0,04	0,04	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,04	0,04
La ³⁺	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Ce ³⁺	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
Gd ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Yb ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y ³⁺	0,02	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
Mn ²⁺	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,92	0,93	0,90	0,96	0,81	1,00	0,98	0,94	0,92	0,99
Σcátions	2,98	2,99	2,97	3,01	2,95	3,04	3,02	3,00	2,99	3,01
Si	13.648,3	13.773,1	13.938,6	13.956,3	13.350,6	14.036,7	14.441,0	13.664,7	13.819,4	13.524,0
Ti	19.717,4	20.512,7	20.656,0	20.509,1	20.591,2	20.190,9	21.450,7	19.809,7	20.655,4	20.532,5
Al	859,5	797,5	738,3	865,3	1.132,0	1.007,6	791,2	889,1	811,3	717,6
Fe	1.261,9	1.171,0	1.084,0	1.270,5	1.662,1	1.479,5	1.643,7	1.305,4	1.191,2	1.053,7
La	167,4	198,7	543,0	509,7	399,4	394,6	168,3	341,4	277,7	459,3
Ce	1.302,8	1.129,5	1.628,1	1.654,6	1.279,8	1.577,8	525,9	1.505,2	1.483,8	1.254,2
Gd	229,91	66,80	75,48	65,07	102,37	40,78	115,39	84,16	111,05	84,16
Yb	70,26	48,30	0,00	83,43	0,00	27,22	0,00	97,48	68,50	22,83
Y	1.037,04	158,27	70,87	174,81	80,32	122,05	144,10	92,13	449,62	8,66
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	96,03	127,79	189,74	140,18	145,60	209,88	192,84	163,41	231,56	158,76
Ca	17.381,3	17.693,7	17.234,1	18.753,6	15.170,1	19.879,9	19.942,8	17.883,1	17.808,7	19.053,0
Nb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ta	199,01	0,00	0,00	155,61	30,30	72,89	0,00	95,82	467,64	9,01
K	8,30	2,49	0,83	0,00	14,11	0,00	8,30	8,30	10,79	17,43
Na	22,26	27,45	23,00	54,16	24,48	24,48	2,23	20,03	20,77	212,91
P	36,66	21,82	72,44	0,00	0,00	9,16	21,82	0,00	18,76	101,68
Hf	54,27	38,16	0,00	226,41	0,00	0,00	0,00	0,00	117,87	59,36
Zr	32,57	0,00	0,00	0,00	53,30	22,21	0,00	300,56	18,51	45,16
Ho	140,55	48,89	109,99	12,22	0,00	0,00	151,02	57,62	85,55	0,00
Er	49,85	50,72	44,60	0,00	5,25	41,98	0,00	56,84	44,60	0,00
Tm	39,40	3,50	0,00	75,30	114,70	0,00	0,00	0,00	0,00	14,01
Lu	18,47	0,00	0,00	94,09	0,00	0,00	0,00	0,00	29,90	0,00
Pb	45,49	15,78	0,00	0,00	114,18	39,92	70,55	0,00	0,00	2,78
Sm	112,71	36,98	7,04	53,42	0,00	7,63	9,98	15,85	31,70	24,07
Eu	47,50	6,05	57,00	0,00	31,09	24,18	6,05	19,86	13,82	0,00
Tb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Dy	75,80	9,58	18,30	0,00	0,00	0,00	87,13	6,97	40,08	0,00

Th	43,94	50,09	7,03	0,00	12,30	65,91	38,67	60,64	60,64	14,94
Sr	39,74	0,00	0,00	24,52	115,84	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pr	123,04	54,69	58,10	8,54	23,92	78,61	93,14	117,06	137,57	60,67
Nd	571,85	256,35	126,03	213,48	317,22	150,04	78,88	238,34	337,79	158,61
U	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	10,75	39,41	46,57	79,71	0,00	84,19	14,33	48,36	53,74	60,90

Tabela 8.6 Resultados das análises de microsonda eletrônica de titanita.

Amostra	Hornblenda-biotita granito porfírico										
Elementos											
SiO ₂	28,59	28,46	28,32	29,47	23,84	29,77	30,21	30,22	29,99	28,88	30,17
TiO ₂	35,69	34,10	34,60	34,80	38,68	35,58	34,80	35,67	34,58	33,61	34,20
Al ₂ O ₃	1,16	1,57	1,39	1,43	1,69	1,43	1,59	1,40	1,54	1,56	1,47
Fe ₂ O ₃	1,29	1,74	1,55	1,59	1,88	1,59	1,76	1,55	1,71	1,73	1,64
La ₂ O ₃	0,57	0,42	0,44	0,49	0,32	0,27	0,40	0,35	0,31	0,32	0,47
Ce ₂ O ₃	2,99	1,77	1,96	2,14	2,00	2,24	1,29	1,86	1,80	2,86	1,46
Gd ₂ O ₃	0,18	0,10	0,11	0,14	0,13	0,16	0,13	0,14	0,08	0,29	0,04
Yb ₂ O ₃	0,04	0,01	0,02	0,07	0,01	0,08	0,08	0,00	0,00	0,04	0,00
Y ₂ O ₃	0,24	0,16	0,36	0,26	0,77	0,73	0,12	0,20	0,17	1,04	0,26
MnO	0,17	0,30	0,28	0,21	0,65	0,24	0,29	0,27	0,25	0,35	0,27
CaO	25,73	28,06	26,57	24,94	13,29	24,16	29,52	28,97	26,07	23,51	27,72
Nb ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,37	0,71	0,00	0,00	0,00
Ta ₂ O ₅	0,19	0,07	0,09	0,00	0,05	0,01	0,05	0,00	0,09	0,00	0,16
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00	0,04	0,00	0,02
Na ₂ O	0,06	0,05	0,07	0,12	0,07	0,08	0,02	0,07	0,08	0,04	0,01
P ₂ O ₅	0,06	0,05	0,09	0,03	0,26	0,06	0,12	0,04	0,00	0,05	0,08
HfO ₂	0,06	0,00	0,00	0,13	0,38	0,10	0,00	0,17	0,00	0,01	0,13
ZrO ₂	0,00	0,06	0,11	0,12	1,36	0,00	0,55	0,04	0,00	0,04	0,00
Ho ₂ O ₃	0,08	0,00	0,01	0,06	0,00	0,00	0,01	0,00	0,24	0,01	0,11
Er ₂ O ₃	0,01	0,04	0,00	0,03	0,11	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10
Tm ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00
Lu ₂ O ₃	0,00	0,12	0,04	0,01	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
PbO	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sm ₂ O ₃	0,06	0,06	0,05	0,07	0,01	0,14	0,00	0,12	0,06	0,26	0,19
Eu ₂ O ₃	0,11	0,05	0,13	0,03	0,11	0,09	0,06	0,02	0,06	0,14	0,04
Tb ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Dy ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,08	0,05	0,12	0,00	0,03	0,04
ThO ₂	0,03	0,06	0,08	0,03	0,08	0,09	0,07	0,01	0,03	0,02	0,09
SrO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00
Pr ₂ O ₃	0,14	0,00	0,02	0,25	0,24	0,37	0,03	0,18	0,25	0,52	0,00
Nd ₂ O ₃	0,49	0,22	0,69	0,44	0,37	0,79	0,23	0,32	0,35	1,09	0,41
UO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,10	0,08	0,14	0,01	0,08	0,08	0,10	0,01	0,11
F	0,50	3,35	0,73	0,55	0,37	0,47	0,68	0,76	0,66	0,33	0,88
Total	98,44	100,85	97,80	97,72	86,90	98,74	102,53	103,26	98,58	96,73	100,07
10*(La ₂ O ₃ +Ce ₂ O ₃)	35,55	21,86	23,96	13,41	23,23	25,16	16,86	22,14	21,17	31,81	19,36
La ₂ O ₃ +Ce ₂ O ₃	3,56	2,19	2,40	1,34	2,32	2,52	1,69	2,21	2,12	3,18	1,94
10*F	4,99	33,50	7,33	8,91	3,68	4,67	6,80	7,56	6,63	3,29	8,81
10*BaO	0,00	0,00	0,95	0,00	1,40	0,13	0,84	0,78	1,02	0,11	1,06

Fórmula estrutural com base em 5 Oxigênio

Si	0,99	0,98	0,98	1,02	0,91	1,01	0,99	0,99	1,02	1,01	1,02
Ti	0,93	0,88	0,90	0,88	1,12	0,91	0,86	0,88	0,89	0,89	0,87
Al	0,05	0,06	0,06	0,06	0,08	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06
Fe3+	0,03	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04
La3+	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ce3+	0,04	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02
Gd3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Yb3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y3+	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	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
Mn2+	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,95	1,04	0,99	0,98	0,55	0,88	1,04	1,02	0,95	0,88	1,00
Σcátions	3,00	3,05	3,02	3,02	2,78	2,96	3,04	3,03	3,00	2,97	3,02
Si	13.362,3	13.299,7	13.238,0	14.066,2	11.139,9	13.914,7	14.118,5	14.125,5	14.017,6	13.497,8	14.100,8
Ti	21.390,2	20.437,8	20.734,5	20.775,2	23.184,6	21.326,6	20.857,9	21.380,0	20.726,7	20.141,1	20.499,5
Al	612,8	828,2	737,2	811,3	895,5	758,9	839,4	739,9	815,5	823,5	779,0
Fe	899,8	1.216,1	1.082,4	1.191,2	1.314,8	1.114,3	1.232,4	1.086,3	1.197,4	1.209,1	1.143,8
La	537,3	399,4	416,5	295,7	305,2	259,6	381,3	335,7	298,6	302,4	449,8
Ce	2.552,7	1.507,7	1.671,7	879,4	1.709,2	1.915,0	1.097,1	1.588,8	1.539,3	2.444,3	1.249,1
Gd	159,6	87,6	96,3	0,0	109,3	137,1	111,1	123,2	69,4	255,1	38,2
Yb	36,9	6,1	21,1	65,9	12,3	71,1	69,4	0,0	0,0	34,3	0,0
Y	192,1	126,0	281,9	0,0	608,7	574,8	90,6	160,6	134,6	818,1	203,9
Mg	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Mn	134,8	233,1	214,5	160,3	502,6	186,6	223,8	205,2	192,1	268,0	206,0
Ca	18.385,5	20.055,0	18.989,4	19.337,5	9.499,0	17.263,4	21.096,3	20.703,2	18.634,2	16.798,9	19.812,7
Nb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	258,64	497,70	0,00	0,00	0,00
Ta	153,15	53,23	70,43	66,34	41,77	10,65	42,59	0,00	72,89	0,00	131,04
K	1,66	9,96	0,00	16,60	24,90	9,13	12,45	0,83	29,89	3,32	14,94
Na	43,77	39,32	54,16	19,29	48,22	58,61	11,87	54,90	58,61	28,19	4,45
P	27,93	23,13	37,97	19,20	113,46	25,31	52,80	16,15	0,00	21,82	34,91
Hf	48,33	0,00	0,00	21,20	323,08	87,34	0,00	139,91	0,00	11,02	111,93
Zr	0,00	40,72	79,21	24,43	1.006,81	0,00	410,13	27,39	0,00	27,39	0,00
Ho	73,33	0,00	6,98	165,86	0,00	0,00	11,35	0,00	209,51	10,48	96,90
Er	6,12	35,86	0,00	9,62	92,70	74,33	0,00	0,00	3,50	0,00	87,45
Tm	0,00	0,00	0,00	0,00	8,76	0,00	0,00	2,63	43,78	0,00	0,00
Lu	0,00	107,28	35,18	160,93	0,00	48,37	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb	0,00	0,93	0,00	7,43	0,00	37,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sm	32,87	34,64	30,53	32,29	4,11	80,43	0,00	67,51	34,05	149,70	109,78
Eu	94,13	40,59	113,13	0,00	94,13	81,18	54,41	19,86	51,82	121,77	31,95
Tb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Dy	0,00	0,00	0,00	21,78	0,00	68,83	47,05	103,69	0,00	26,14	37,47
Th	29,88	55,36	73,82	28,12	68,55	79,97	64,15	7,03	29,00	20,21	82,61
Sr	0,00	32,98	0,00	0,00	52,43	0,00	0,00	0,00	45,66	0,00	0,00

Pr	123,04	0,00	18,80	0,00	200,80	315,30	27,34	150,39	215,32	444,32	0,00
Nd	417,53	186,90	588,14	0,00	317,22	673,02	198,90	270,92	298,36	937,94	350,65
U	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	85,09	0,00	125,39	11,64	75,23	69,86	91,36	9,85	94,94

Tabela 8.7 Dados de Microsonda Eletrônica para apatita.

Elementos	Enclaves microgranulares								
Na2O	0,21	0,45	0,18	0,31	0,40	0,31	0,28	0,27	
MgO	0,01	0,01	0,00	0,01	0,04	0,03	0,00	0,07	
F	4,83	4,11	3,88	4,16	4,29	6,15	6,55	4,09	
Al2O3	0,01	0,00	0,08	0,07	0,02	0,00	0,02	0,00	
K2O	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	
CaO	53,84	53,48	53,95	53,33	53,26	49,72	49,37	42,50	
Cl	0,00	0,03	0,04	0,05	0,07	0,04	0,04	0,03	
SiO2	0,40	0,43	0,67	0,42	0,24	0,29	0,28	0,59	
TiO2	0,03	0,12	0,00	0,00	0,00	0,11	0,06	0,04	
MnO	0,22	0,13	0,29	0,10	0,11	0,11	0,03	0,30	
Cr2O3	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,15	
P2O5	43,76	41,45	41,86	42,07	42,31	40,47	40,51	41,36	
FeO	0,13	0,00	0,04	0,15	0,11	0,10	0,07	0,17	
NiO	0,02	0,02	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,05	
V2O3	0,00	0,03	0,00	0,04	0,03	0,03	0,00	0,00	
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,05	
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,05	0,00	
(OH)	0,00	1,47	0,64	1,00	0,93	5,00	5,47	12,09	
Total	101,45	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	

Tabela 8.7 Dados de Microsonda Eletrônica para apatita.

Hornblenda-biotita granito porfirítico										
Elementos										
Na2O	0,324	0,386	0,277	0,272	0,284	0,291	0,467	0,339	0,181	0,114
MgO	0,058	0	0,049	0,015	0,006	0	0,018	0	0,003	0,038
F	3,977	4,758	4,812	5,591	4,941	4,67	4,588	4,27	3,838	4,443
Al2O3	0,042	0,046	0,01	0,033	0	0,017	0,009	0,026	0	0
K2O	0	0,009	0	0,009	0,029	0	0	0,009	0,013	0
CaO	53,797	53,27	53,432	53,904	53,33	53,43	53,416	53,556	53,254	53,775
Cl	0,051	0,069	0,017	0,044	0,008	0,05	0,034	0,04	0,076	0,032
SiO2	0,492	0,496	0,503	0,315	0,368	0,312	0,491	0,26	0,57	0,324
TiO2	0,002	0	0	0	0,14	0	0	0,077	0,02	0,304
MnO	0,036	0,147	0,138	0,179	0,135	0,278	0,136	0,125	0,14	0,094
Cr2O3	0,026	0,124	0	0	0,026	0,035	0	0	0,012	0,001
P2O5	42,3	41,182	41,118	41,458	42,691	42,925	40,882	42,234	41,9	43,214
FeO	0,049	0,118	0,055	0	0	0,143	0,185	0,045	0,15	0,436
NiO	0,031	0,086	0,027	0,066	0	0,004	0	0	0,011	0,011
V2O3	0	0,014	0,002	0	0,014	0,032	0,005	0	0	0,011
SrO	0,076	0,025	0	0,121	0,125	0	0,05	0,005	0,055	0,042
BaO	0	0	0	0	0	0	0,03	0,105	0	0,043
(OH)	0,427	1,289	1,589	0,356	0	0	1,627	0,714	1,411	0
Total	100,001	100	99,999	99,999	100,015	100,21	99,998	99,998	100,001	101,004

Tabela 8.8 Dados de Microsonda Eletrônica para plagioclásio.

Elementos	Hornblenda-biotita granito porfírico								
SiO ₂	64,84	62,05	63,65	66,35	62,96	63,40	68,34	63,00	64,10
TiO ₂	0,00	0,15	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,03
Al ₂ O ₃	21,14	22,86	21,48	21,06	21,40	22,05	18,85	22,55	21,79
FeO	0,27	0,30	0,34	0,12	0,55	0,31	0,03	0,34	0,29
MnO	0,05	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,05	0,01
MgO	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00
CaO	3,57	5,58	4,11	2,89	4,35	4,46	1,41	5,25	4,31
Na ₂ O	8,46	7,75	9,01	9,09	9,14	8,41	10,70	7,89	8,29
K ₂ O	1,14	0,79	0,34	0,39	0,18	0,63	0,11	0,87	0,87
Cr ₂ O ₃	0,04	0,00	0,07	0,03	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
V ₂ O ₃	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,06	0,05	0,01	0,01
NiO	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,07
Total	99,52	99,52	99,02	99,98	98,66	99,41	99,51	100,00	99,77
T									
Si	2,88	2,77	2,84	2,91	2,83	2,83	3,00	2,80	2,84
Al	1,11	1,20	1,13	1,09	1,13	1,16	0,98	1,18	1,14
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	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	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sc	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ΣT	3,99	3,98	3,98	4,00	3,97	3,99	3,98	3,98	3,99
A									
Li	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
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Co	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Eu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,17	0,27	0,20	0,14	0,21	0,21	0,07	0,25	0,20
Na	0,73	0,67	0,78	0,77	0,80	0,73	0,91	0,68	0,71
K	0,06	0,05	0,02	0,02	0,01	0,04	0,01	0,05	0,05
Rb	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
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ΣA	0,97	1,00	1,01	0,94	1,04	0,99	0,99	0,99	0,98
% An	17,65	27,15	19,72	14,60	20,60	21,84	6,73	25,55	21,20
% Ab	75,62	68,26	78,35	83,07	78,40	74,48	92,62	69,42	73,72

% Or	6,73	4,59	1,93	2,33	1,00	3,69	0,64	5,03	5,08
Soma	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Tabela 8.8 Dados de Microsonda Eletrônica para plagioclásio.

Elemento	Enclaves microgranulares					
SiO ₂	61,28	63,60	63,28	68,28	69,55	69,66
TiO ₂	0,12	0,07	0,17	0,01	0,03	0,09
Al ₂ O ₃	24,24	23,99	23,44	20,51	19,50	20,02
FeO	0,30	0,28	0,27	0,03	0,06	0,06
MnO	0,00	0,03	0,00	0,06	0,04	0,09
MgO	0,03	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
CaO	5,91	4,96	4,16	0,54	0,84	1,14
Na ₂ O	7,53	7,73	8,37	11,06	9,17	10,52
K ₂ O	0,62	0,92	1,01	0,11	0,11	0,07
Cr ₂ O ₃	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
V ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
NiO	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
Total	100,02	101,62	100,72	100,61	99,31	101,67
T						
Si	2,72	2,77	2,79	2,96	3,03	2,99
Al	1,27	1,23	1,22	1,05	1,00	1,01
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sc	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ΣT	4,00	4,01	4,01	4,01	4,03	4,00
A						
Li	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
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Co	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Eu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,28	0,23	0,20	0,03	0,04	0,05
Na	0,65	0,65	0,71	0,93	0,78	0,87
K	0,03	0,05	0,06	0,01	0,01	0,00
Rb	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

Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ΣA	0,98	0,95	0,98	0,97	0,82	0,94
% An	29,16	24,74	20,28	2,61	4,76	5,65
% Ab	67,22	69,81	73,88	96,74	94,48	93,93
% Or	3,62	5,46	5,84	0,66	0,77	0,42
Soma	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Successfully received: submission GEOLOGICAL, GEOCHEMICAL, SM-ND, LU-HF AND U-PB EVIDENCE FOR A 2.0-1.75 GA PERIOD OF MAGMATIC ARCS IN THE CENTER-SOUTH OF THE AMAZONIAN CRATON, BRAZIL for Journal of South American Earth Sciences

Journal of South American Earth Sciences <EvisSupport@elsevier.com> 17 de abril de 2019 12:54
Responder a: sames@elsevier.com
Para: fernandelas@gmail.com

This message was sent automatically.

Ref: SAMES_2019_150
Title: GEOLOGICAL, GEOCHEMICAL, SM-ND, LU-HF AND U-PB EVIDENCE FOR A 2.0-1.75 GA PERIOD OF MAGMATIC ARCS IN THE CENTER-SOUTH OF THE AMAZONIAN CRATON, BRAZIL
Journal: Journal of South American Earth Sciences

Dear Miss. Rodrigues da Silva,

Thank you for submitting your manuscript for consideration for publication in Journal of South American Earth Sciences. Your submission was received in good order.

To track the status of your manuscript, please log into EVISE® at: http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jsp?JRNL_ACR=SAME_S and locate your submission under the header 'My Submissions with Journal' on your 'My Author Tasks' view.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Journal of South American Earth Sciences

Have questions or need assistance?

For further assistance, please visit our [Customer Support](#) site. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about EVISE® via interactive tutorials. You can also talk 24/5 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email.

Copyright © 2018 Elsevier B.V. | [Privacy Policy](#)

Elsevier [B.V., Radarweg 29, 1043 NX Amsterdam, The Netherlands](#), Reg. No. 33156677.

Your manuscript SAMES_2019_167 has been sent for review

2 mensagens

Journal of South American Earth Sciences <EvisSupport@elsevier.com> 5 de maio de 2019 23:32

Responder a: sames@elsevier.com

Para: fernandelas@gmail.com

This message was sent automatically.

Reference: SAMES_2019_167

Title: EVIDENCE OF COGENETIC MAGMA MIXING IN GRANITES OF THE JURUENA MAGMATIC ARC, SOUTHCENTRAL

AREA OF THE AMAZON CRÁTON, BRAZIL

Journal: Journal of South American Earth Sciences

Dear Miss. Rodrigues da Silva,

I am currently identifying and contacting reviewers who are acknowledged experts in the field. Since peer review is a

voluntary service it can take time to find reviewers who are both qualified and available. While reviewers are being

contacted, the status of your manuscript will appear in EVISE® as 'Reviewer Invited'.

Once a reviewer agrees to review your manuscript, the status will change to 'Under Review'. When I have received

the required number of expert reviews, the status will change to 'Ready for Decision' while I evaluate the reviews

before making a decision on your manuscript.

To track the status of your manuscript, please log into EVISE® and go to 'My Submissions' via:

http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jsp?JRNL_ACR=SAMES

Kind regards,

Journal of South American Earth Sciences

Have questions or need assistance?

For further assistance, please visit our [Customer Support](#) site. Here you can search for solutions on a range of topics,

find answers to frequently asked questions, and learn more about EVISE® via interactive tutorials. You can also talk

24/5 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email.

Copyright © 2018 Elsevier B.V. | [Privacy Policy](#)

Elsevier B.V., Radarweg 29, 1043 NX Amsterdam, The Netherlands, Reg. No. 33156677.
