

## Petrografia e química do Granito Aripuanã, sul do Cráton Amazônico

### *Petrography and chemistry of Aripuanã Granite, southern Amazonian Craton*

Antonio Misson Godoy<sup>1</sup> , Otávio Augusto Ruiz Paccola Vieira<sup>2</sup> , Jesué Antonio da Silva<sup>3</sup>,  
Jefferson Cassu Manzano<sup>4</sup>, Larissa Marques Barbosa de Araújo<sup>5</sup>, Antônio Ferreira de Mello Júnior<sup>6</sup>  
<sup>1</sup>Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" - UNESP, Instituto de Geociências e Ciências Exatas - IGCE, Departamento  
de Petrologia e Metalogenia, Avenida 24A, 15.151, Bela Vista, CEP 13506-900, Rio Claro, SP, BR (antonio.godoy@unesp.br)  
<sup>2</sup>Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" - UNESP, Instituto de Geociências e Ciências Exatas - IGCE,  
Pós-Graduação em Geociências, Rio Claro, SP, BR (otaviovieirageo@gmail.com)  
<sup>3</sup>Companhia Matogrossense de Mineração - METAMAT, Cuiabá, MT, BR (jesuesilva@yahoo.com.br)  
<sup>4</sup>Mineração Rio Tinto, Brasília, DF, BR (manzanojc@gmail.com)  
<sup>5</sup>Universidade Federal de Uberlândia - UFU, Instituto de Geografia, Curso de Geologia,  
Monte Carmelo, MG, BR (larissamarquesba@gmail.com)  
<sup>6</sup>Votorantim Metais S.A., São Paulo, SP, BR (antoniofmellojr@gmail.com)

Recebido em 06 de dezembro de 2017; aceito em 19 de dezembro de 2018

#### Resumo

O termo Granito Aripuanã refere-se a um conjunto de corpos graníticos circunscritos não deformados, intrusivos em rochas da sequência metavulcanossedimentar do Grupo Roosevelt, reconhecidos na porção sul do Cráton Amazônico. O corpo granítico principal constitui um batólito ovalado com diâmetro menor que 15 km, que ocorre a norte da cidade de Aripuanã, no noroeste do estado do Mato Grosso. É constituído de hornblenda-biotita syeno a monzogranitos porfiríticos grossos, de coloração cinza ou vermelha e localmente com texturas *rapakivi*. Nas áreas marginais é observada uma redução de granulação das feições porfiríticas com predomínio da fácies equigranular fina, associada a resfriamento rápido. As fácies tardias comuns são constituídas de diques equigranulares de cor cinza, aplitos róseos e cinza e veios pegmatíticos. Ocorrem veios pós-magmáticos de quartzo, fluorita, muscovita em zonas de deformação rúptil, em que as rochas mostram intensa alteração hidrotermal. Esse hidrotermalismo afeta de forma heterogênea as rochas encaixantes e as rochas magmáticas, facilitando a circulação de fluidos e favorecendo a concentração de sulfetos de zinco disseminados, sempre relacionados ao fraturamento. Os granitos hospedam xenólitos de rochas paraderivadas encaixantes, de granodioritos, quartzo dioritos e rochas micáceas. Nas bordas, ocorrem veios e apófises graníticas, além de metamorfismo de contato nas rochas encaixantes. Os monzogranitos são peraluminosos e pertencem à série de alto potássio a shoshonítica, similares a granitos "ferroan", apresentando assinatura de granito tipo A, pós-colisionais a anorogênicos e associado à evolução do Arco Magmático Jamari.

**Palavras-chave:** Granito Aripuanã; Petrografia; Geoquímica; Cráton Amazônico.

#### Abstract

The term Aripuanã Granite refers to a group of undeformed circumscribed granitic bodies, intrusive in the Roosevelt Group's metavulcanosedimentary sequence, recognized in the southern portion of the Amazonian Craton. The main granitic body constitutes in an oval batholith with a diameter of less than 15 km, which occurs in the north of the Aripuanã city, in northwestern Mato Grosso. It consists of thick porphyritic hornblende-biotite syeno to monzogranites, of gray or red coloration and locally with *rapakivi* textures. In the marginal areas a grain size reduction of the porphyritic features with predominance of a fine equigranular facies associated to fast cooling is observed. The common late facies consist of equigranular dykes of gray color, pink and gray aplites and pegmatitic veins. Post-magmatic veins of quartz, fluorite, and muscovite occur in areas of brittle deformation where the rocks show intense hydrothermal alteration. This hydrothermalism heterogeneously affects the country and the magmatic rocks, facilitating the circulation of fluids and favoring the concentration of disseminated zinc sulphides, always related to late fracturing. The granites host country rocks, granodiorites, quartz diorites and micaceous rocks xenoliths. At the edges, there are veins and granitic apophyses, as well as contact metamorphism in the host rocks. The monzogranites are peraluminous and belong to the high potassium to shoshonite series, similar to ferroan granites, type A, post-collisional to anorogenic and associated to Jamari Magmatic Arc evolution.

**Keywords:** Aripuanã Granite; Petrography; Geochemistry; Cráton Amazônico.

## INTRODUÇÃO

A região de Aripuanã é conhecida na literatura geológica pelas ocorrências de ouro e apresentar corpos mineralizados em sulfetos de metais base, os quais formam o depósito de sulfeto polimetálico da Serra do Expedito associado às rochas vulcânicas do Grupo Roosevelt (Neder et al., 2000; Leite et al., 2004).

As rochas do batólito granítico Aripuanã ocorrem no estado de Mato Grosso a uma distância de 15 km a noroeste da cidade de Aripuanã. Inicialmente, essas rochas foram inseridas e denominadas por Silva et al. (1974), no Projeto RADAM Folha SB. 22-Araguaia e parte da Folha SC. 22-Tocantins, como Granito Teles Pires. Esse termo foi mantido por Silva et al. (1980) no Projeto Radam Brasil Folha SC. 21-Juruena, para agrupar as ocorrências de diversos subtipos de granitoides circulares intrusivos e subvulcânicos, isotrópicos, pós-orogênicos a anorogênicos que afloram ao longo de um *trend* de deformação regional WNW-ESE, no norte do Mato Grosso, desde Peixoto de Azevedo a Rondônia.

A individualização desse batólito granítico deve-se inicialmente a Costa (1999) e Costa e Hasui (1997), no Projeto Aripuanã, os quais denominaram de Granito Rio Branco, em referência à sua ocorrência na bacia do Rio Branco. Neder et al. (2000, 2002) e Neder (2002) utilizam para esse conjunto de rochas a denominação de Granito Subvulcânico Anorogênico Aripuanã. O termo mais simplificado, “Granito Aripuanã”, foi utilizado por Rizzoto et al. (2002) e adotado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) no Mapa Geológico em 1:1.000.000 de Lacerda Filho et al. (2004) e mantido por Albuquerque e Oliveira (2007), no projeto do Mapa Geológico em 1:250.000, da Folha Aripuanã SC. 21-Y-A.

Apesar dessas rochas graníticas representarem um importante registro do magmatismo pós-tectônico a anorogênico *rapakivi* mesoproterozoico do NW do Mato Grosso, poucos trabalhos abordam os estudos dessas rochas. Desse modo, o presente trabalho teve o propósito de apresentar os dados dos estudos geológicos, petrográficos e geoquímicos desse corpo, possibilitando melhor compreensão dos aspectos petrogenéticos e do ambiente tectônico desse magmatismo.

Esse magmatismo registra importante episódio na evolução do arco continental dessa área e é o último evento de acréscimo magmático, deformacional dúctil e térmico de idade mesoproterozoica da região. Seu posicionamento tectônico possibilitou remobilizações hidrotermais nas rochas encaixantes e em zonas de cisalhamentos em um estágio final dúctil-rúptil, situação observada nas inúmeras ocorrências de zinco hidrotermais em zonas de fraturas, impostas em rochas encaixantes e em áreas restritas no interior do batólito granítico.

## MATERIAIS E MÉTODOS

As amostras das rochas do Granito Aripuanã foram analisadas petrograficamente no Laboratório de Geoquímica do Departamento de Petrologia e Metalogenia da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (Unesp). Foram realizadas análises químicas qualitativas e semiquantitativas dos seus constituintes mineralógicos no microscópio eletrônico de varredura (MEV) JEOL-JSM-6010LA e detector de EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*) acoplado. As análises foram feitas em lâminas delgadas-polidas recobertas com fina camada de carbono, sob condições analíticas de 15 a 20 kV, para voltagem de aceleração e 20 a 100 nA para corrente do feixe eletrônico.

As análises geoquímicas foram realizadas no Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE) da Unesp, segundo os padrões de rotina do laboratório propostos por Malagutti et al. (1998) e Nardy et al. (1997), para elementos maiores e traços por fluorescência de raios X e para a determinação dos elementos terras raras (ETR) por espectrometria de emissão atômica por plasma indutivamente acoplado (*Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry* — ICP-AES).

## GEOLOGIA REGIONAL

A evolução geotectônica proterozoica do Cráton Amazônico é marcada por cinturões móveis sucessivamente mais jovens, paleo e mesoproterozoicos, que se agregaram por meio de acreções de arcos magmáticos anexados ao núcleo arqueano do protocráton amazônico.

Os principais modelos definem esses cinturões móveis ou províncias geocronológico-estruturais denominadas de acordo com a idade de acreção, do mais antigo para o mais novo: Cinturão Maroni-Itacaiunas (2,2–2,0 Ga), Cinturão Venturi-Tapajós (2,1–1,9 Ga), Província Rio Negro-Juruena (1,7–1,55 Ga), Província Rondoniana-San Inácio (1,5–1,3 Ga) e Cinturão Sunsás/Aguapeí (1,0–0,9 Ga), segundo modelo de Tassinari e Macambira (1999, 2004). O modelo de Santos et al. (2000) define as províncias: Carajás (3,0–2,50 Ga), Transamazônica (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<sup>2</sup>Mudku (1,2 Ga) e Sunsás (1,33–0,99 Ga).

A Província Rondônia-Juruena (1,75–1,47 Ga) de Santos et al. (2000) foi subdividida por Santos (2004) em quatro domínios: Jamari, Juruena, Alta Floresta e Alto Jauru. Lacerda Filho et al. (2004) redefiniram o intervalo de idade da Província Rondônia-Juruena para 1,85–1,72 Ga e propuseram três domínios (excluindo o Domínio Jamari): Juruena (1,85–1,72 Ga), Roosevelt-Aripuanã (1,76–1,74 Ga) e Jauru (1,79–1,72 Ga).

Apresentam-se duas visões da compartimentação geotectônica, na qual o Granito Aripuanã encontra-se inserido.

Segundo Lacerda et al. (2004), está inserido na Província Rio Negro-Juruena (1,7 – 1,55 Ga), proposta por Tassinari e Macambira (1999, 2004); e segundo Tassinari et al. (2000), insere-se na Província Rondônia-Juruena (1,85 – 1,72 Ga), Domínio Roosevelt-Aripuanã ou Roosevelt (1,76 – 1,74 Ga), constituindo parte da evolução do Arco Magmático Juruena, que foi acrescido ao Arco Tapajós entre 1,82 – 1,74 Ga. Segundo a proposta de Santos (2004), está inserido na Província Rondônia-Juruena (1,75 – 1,47 Ga), no Domínio Roosevelt-Aripuanã e no Subdomínio Jamari (1,76 – 1,53 Ga), constituindo parte da evolução do Arco Magmático Jamari, que foi acrescido ao Arco Juruena ao redor de 1,54 Ga (Figura 1). O Granito Aripuanã, segundo Mello Junior et al. (2010), é constituído de granitos do tipo A anorogênicos de ambiente intraplaca associados à evolução do Arco Magmático Jamari.

Para a Província Rondônia-Juruena, Santos (2000, 2004) reconhece cinco arcos magmáticos principais, os quais foram reunidos por Lacerda Filho et al. (2001, 2004), Rizzoto et al. (2004), Souza et al. (2007) e Duarte (2015) em um único arco denominado de Arco Magmático Juruena, constituído de dois terrenos, um acrescionário, deformado em regime dúctil, de médio a alto grau metamórfico, e outro plutono-vulcânico, pós-colisional, sin a tardi-orogênico.

O processo de granitogênese relacionada à evolução do Arco Magmático Juruena, em regime francamente pós-orogênico, culmina com a formação da Suíte Granítica Teles Pires, região de Apicás a Peixoto de Azevedo, composta de

granitos cálcio-alcalinas de alto potássio, textura *rapakivi* e de idade de  $1756 \pm 16$  Ma (Santos et al., 2000).

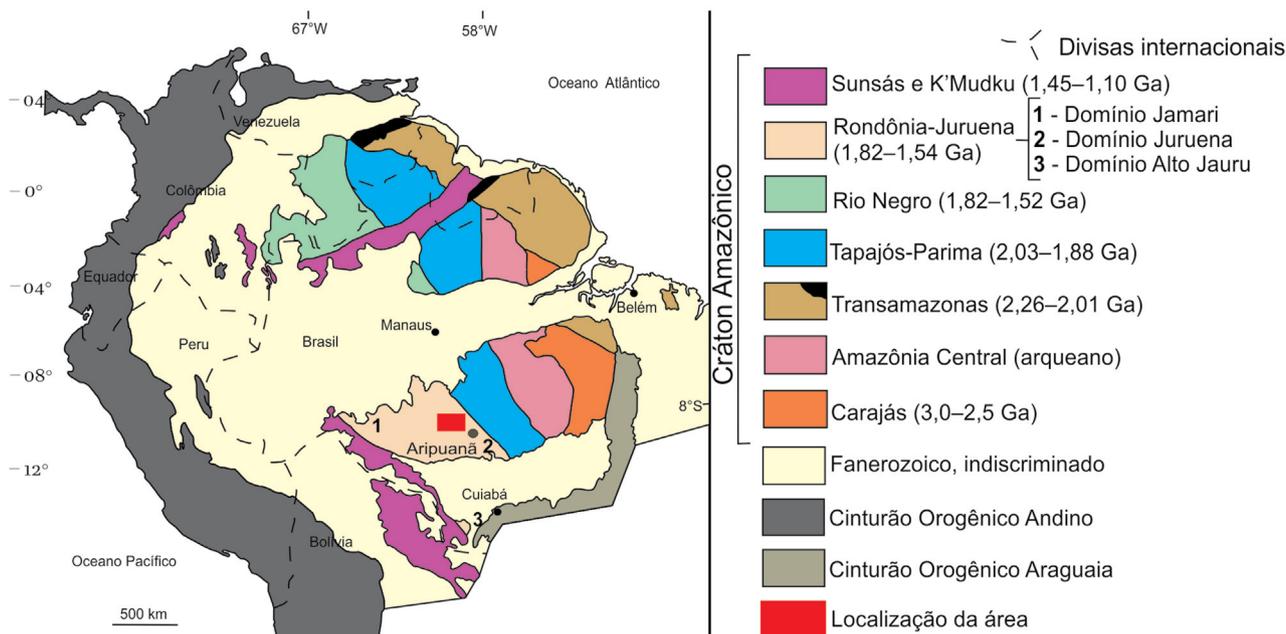
A região de Aripuanã, no Paleoproterozoico, é constituída de seqüências metavulcanossedimentares do Grupo Roosevelt composta de rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias, intercaladas com rochas metassedimentares deformadas e metamorfiçadas em baixo grau, com idade U-Pb de 1,74 Ga. (Santos et al., 2000). Essas seqüências são afetadas por intrusões de granitos peraluminosos sin-colisionais, tipo Zé do Torno e São Romão.

No Mesoproterozoico ocorrem as intrusivas básicas Arinos e alcalinas Canamã e diversos corpos menores de granitos associados ao tipo Aripuanã, além das rochas metassedimentares da Formação Dardanelos.

Segundo Rizzoto et al. (2004), o Granito Aripuanã, por apresentar a textura *rapakivi* e em função da idade U/Pb de  $1.537 \pm 6$  Ma, corresponde à única unidade na região, representante do magmatismo pós-colisional, correlato ao magmatismo tipo anortosito-mangerito-charnoquito-granito (AMCG) da Suíte Intrusiva Serra da Providência, com idades entre 1606 e 1505 Ma. Portanto, o Granito Aripuanã estaria inserido no Domínio Jamari e associado ao Arco Magmático Jamari de Scandolaro (2006) e Scandolaro et al. (2014, 2017).

## GEOLOGIA LOCAL

O Granito Aripuanã corresponde ao principal corpo granítico não deformado, que ocorre a norte da cidade homônima,



Fonte: modificado de Santos et al. (2000).

**Figura 1.** Mapa esquemático com o modelo de compartimentação geotectônica-geocronológica do Cráton Amazônico, com a localização da área.

na Serra do Expedito, no noroeste do estado de Mato Grosso. O corpo é identificado por um batólito de forma aproximadamente ovalada com diâmetro inferior a 15 km intrusivo nas rochas metavulcanossedimentares do Grupo Roosevelt (Figura 2).

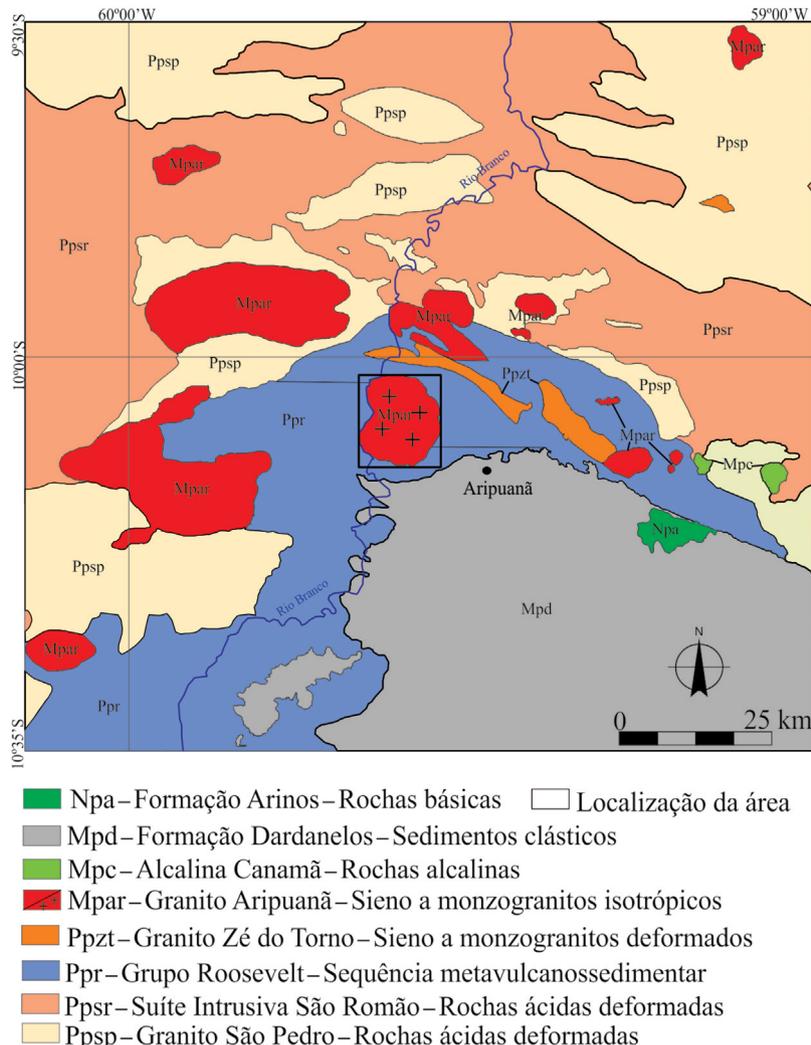
O Grupo Roosevelt é constituído de rochas metassedimentares clásticas e químicas, intercaladas com rochas metavulcânicas ácidas, que ocorrem em extensas faixas WNW-ESE. As rochas encaixantes de natureza química são reconhecidas na literatura por hospedar depósito de sulfetos maciços polimetálicos (Zn, Pb, Cu, Ag e Au), na localidade da Serra do Expedito, NW de Aripuanã.

O Granito Aripuanã aflora na sua porção centro-leste na forma de grandes escarpas de rocha exposta e encobertas parcialmente por matas reliquiárias (Figura 3A), e são

marcadas pela presença de inúmeros veios pegmatíticos com muscovita e fluorita.

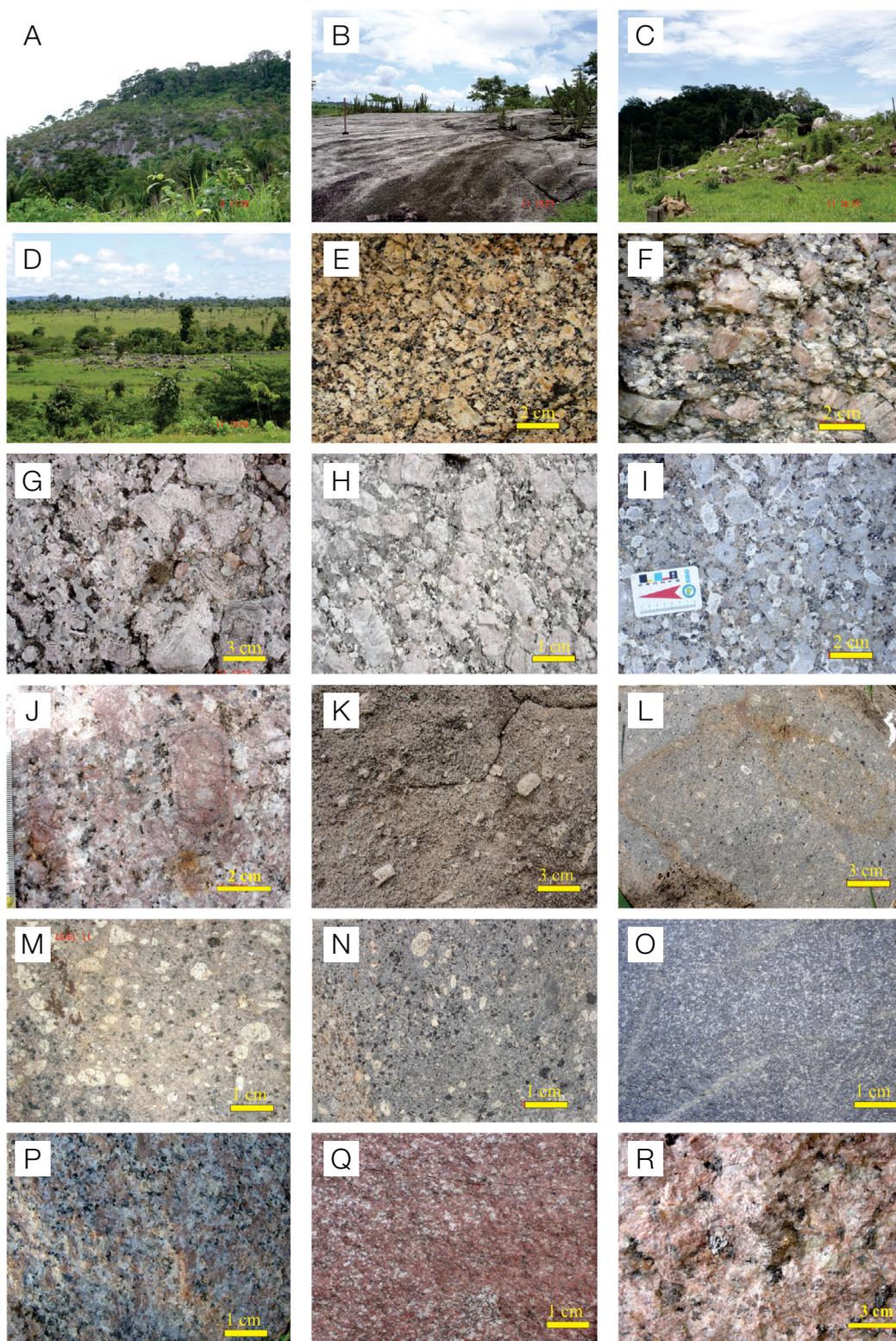
A obtenção de observações de campo é dificultada na parte central do corpo granítico, por consistir em área arrasada e com afloramentos esparsos na forma de pequenos morros de matações ou lajedos (Figuras 3B, 3C e 3D), e, na parte oeste do corpo, a partir do declive do vale do Rio Branco, o acesso não é permitido, por constituir os limites da reserva indígena Cinta Larga.

Os enclaves são constituídos de xenólitos de rochas metavulcânicas e, mais raramente, rochas metassedimentares do Grupo Roosevelt e de pequenos enclaves de composição granodiorítica a quartzo diorítica, que provavelmente correspondem a autólitos da fase inicial de diferenciação, além dos restitos surmicáceos.



Fonte: modificado de Lacerda Filho et al. (2004).

**Figura 2.** Mapa geológico da região norte do estado de Mato Grosso e localização da área estudada.



**Figura 3.** Fotografias dos principais tipos petrográficos de rochas do Granito Aripuanã. (A), (B), (C) e (D) Feições topográficas de relevo e da exposição das rochas; (E), (F) e (G) sieno a monzogranitos porfíricos de matriz grossa; (H), (I) e (J) sieno a monzogranitos *rapakivi*; (K) e (L) sieno a monzogranitos porfíricos de matriz fina a média; (M) e (N) sieno a monzogranitos porfíricos de matriz fina a média *rapakivi*; (O), (P) e (Q) sieno a monzogranitos equi a inequigranulares de granulação média cinza e róseo; (R) sieno a monzogranitos pegmatíticos róseos.

Na escala regional, predominam sienos e monzogranitos porfiríticos leucocráticos, além de, localmente, quartzo monzonitos, de coloração cinza ou vermelha, predominantemente isotrópicos e localmente apresentando estruturas de fluxo. Em zonas de falhas no interior do batólito, superpõem-se feições rúpteis tardias, com fragmentação e desenvolvimento de porfiroclastos de feldspato potássico. A matriz apresenta granulação grossa e é composta de quartzo, oligoclásio e feldspato potássico e biotita e hornblenda constituindo os máficos dominantes, ambos parcialmente cloritizados. Nas rochas de composição intermediárias ocorrem, além desses máficos, raros piroxênios. Ambos os litotipos apresentando índice de cor sempre inferior a 7%. A variação na proporção e da predominância de minerais máficos permite a visualização de diferentes fácies. Os minerais acessórios são magnetita, titanita, apatita e zircão.

Os megacristais de feldspato potássico são eudrais a subeudrais com textura hiatal ou serial, com dimensão média de 2 cm, podendo atingir até 4 cm. Megacristais de plagioclásio são frequentes, com dimensões menores de até 1 cm.

A textura *rapakivi* é observada com mais frequência em rochas do interior do batólito. É definida por megacristais ovalados de feldspatos potássicos manteados por albita/oligoclásio e de quartzo corroído com formas globulares, além de cristais de quartzo anedrais intersticiais, oligoclásio zonado e biotita dispersa caoticamente ou em glomérulos em sienos a monzogranitos porfiríticos de matriz grossa (Figuras 3E, 3F, 3G) e em sienos a monzogranitos *rapakivi* (Figuras 3H, 3I e 3J). Essas variações das feições texturais quanto ao tipo e porcentagens de fenocristais também permitem separar fácies petrográficas.

Nas bordas do corpo, a composição dominante é definida por sienos a monzogranitos porfiríticos de matriz fina a média apresentando megacristais de feldspato potássico e quartzo comparativamente menores e mostram-se corroídos e dispostos em matriz afanítica de coloração vermelha e cinza (Figuras 3K e 3L). Nessas áreas, as rochas transicionam para sienos a monzogranitos porfiríticos de matriz fina a média *rapakivi* constituindo as fácies equigranular fina, em razão de fácies intrusivas equigranulares ou simplesmente por um resfriamento rápido (Figuras 3M e 3N).

Destaca-se na porção centro-norte do batólito um expressivo dique de sienos a monzogranitos equigranulares de granulação média e coloração cinza (Figura 3O). As fácies tardias de pequena expressão de composição sienos a monzogranitos equi a inequigranulares de granulação média e coloração rósea apresentam feições aplíticas (Figuras 3P, 3Q) e pegmatíticas (Figuras 3R), além dos veios hidrotermais com quartzo, fluorita e muscovita. Nas rochas encaixantes, são comuns feições superpostas de metamorfismo de contato, veios de quartzo leitoso e feições acentuadas de hidrotermalismo como epidotização, cloritização e sericitização, além de diversas apófises de composição graníticas.

As remobilizações hidrotermais são frequentes em zonas rúpteis do Granito Aripuanã, a partir das rochas encaixantes

mineralizadas, principalmente por meio de veios hidrotermais pós-magmáticos de quartzo, fluorita e muscovita. Mais raramente, feições de hidrotermalização com esfalerita e intensa albitização, microclinização e epidotização, que obliteram a textura original da rocha, ocorrem associadas às zonas cataclásticas no batólito.

## PETROGRAFIA

Estudos de maior detalhe foram realizados em amostras petrográficas que apresentassem superposição de processos hidrotermais, identificados pela concentração de esfalerita (Figuras 4A, 4B e 4C) e a sua comprovação em teores elevados de zinco em dados geoquímicos da Tabela 1.

As rochas são constituídas de variedades isotrópicas de sienos a monzogranitos porfiríticos com feldspato potássico róseos a avermelhados de até 2 cm, em texturas *rapakivi* com mantos de albita/oligoclásio, inseridos em uma matriz de granulação média a grossa de coloração verde com biotita e hornblenda, intensamente cloritizadas. A essas rochas, em zonas de deformação, impõem-se mudanças mineralógicas e uma variedade de estruturas e texturais miloníticas, como observado na Figura 4A. As feições porfiroclásticas oclares são as mais comuns, com sombras de pressão dos feldspatos potássicos e recristalização de quartzo e feldspato.

A ocorrência de esfalerita hidrotermal disseminada, relacionada ao episódio tardio de cisalhamento no Granito Aripuanã, marca a intensidade da recristalização da mineralização, durante o evento térmico de colocação da intrusão, a partir da mineralização principal de sulfetos maciços, bandados e disseminados em rochas do Grupo Roosevelt.

## QUÍMICA

As análises litoquímicas para as amostras do Granito Aripuanã são apresentadas na Tabela 1.

A distribuição dos elementos maiores nos diagramas de Harker (Figuras 5A a 5H) permite definir dois grupos: um de composição intermediária, mais restrito, apresentando valores de sílica entre 57 e 62%, que correspondem a quartzos monzonitos; e o outro de rochas dominantes, de sienos a monzogranitos, caracterizado por rochas fortemente diferenciadas com valores de sílica acima de 70%, que podem atingir valores de até 76% SiO<sub>2</sub>.

Os valores de TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO e MnO mostram um empobrecimento esperado para rochas extremamente ácidas e indicam as características de rochas leucocráticas, com acentuado empobrecimento em minerais máficos. Os teores elevados de K<sub>2</sub>O > 4% e Na<sub>2</sub>O > 2,2% são condizentes com as rochas intermediárias e ácidas das séries cálcio-alcalinas calcioalcalinas de alto potássio a shoshonítica desse conjunto magmático.

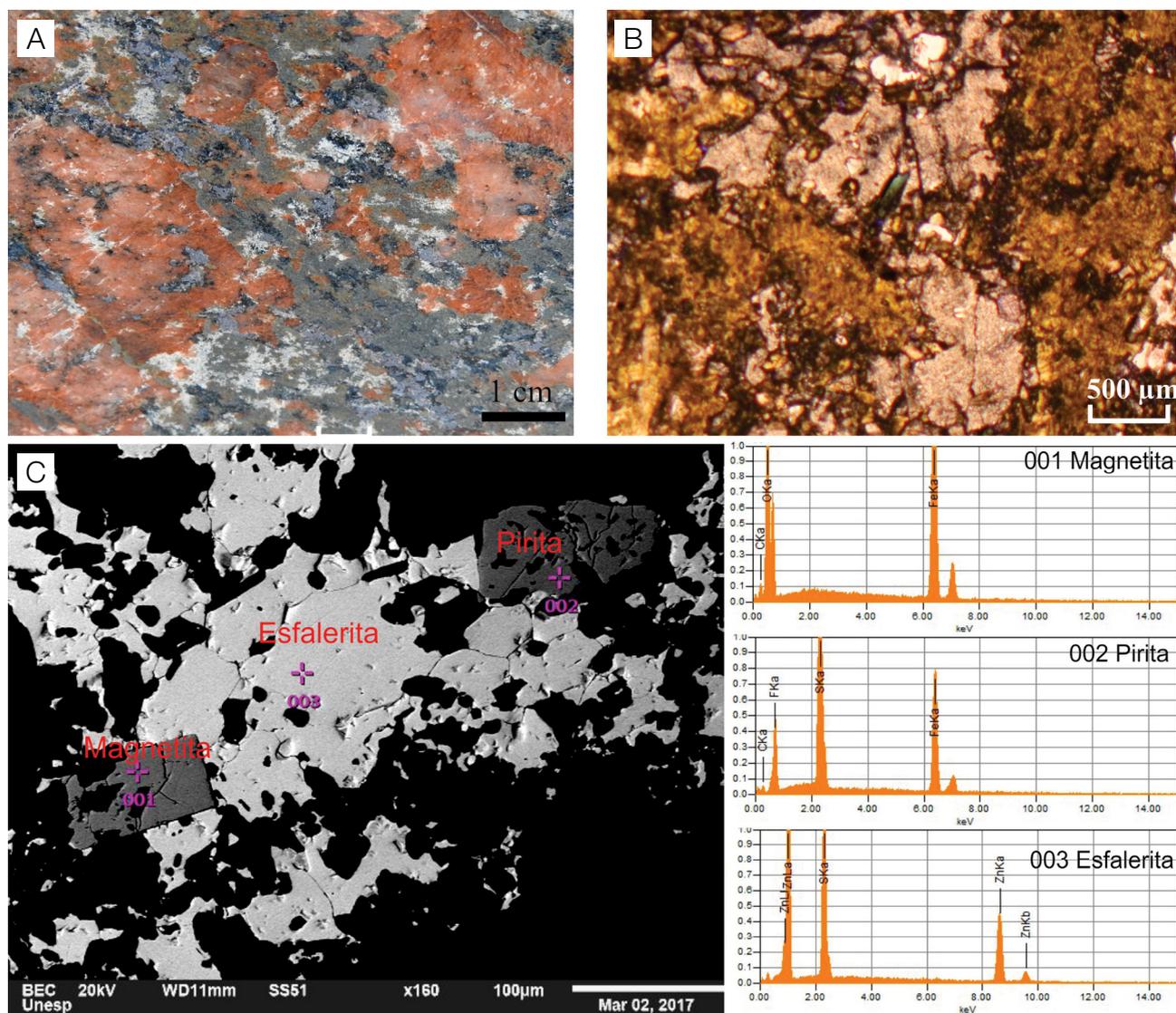
No diagrama modal QAP de Lameyre e Bowden (1982), da Figura 6A, as rochas ácidas são predominantemente monzogranitos de afinidade com a série cálcio-alcalina monzogranítica, além das amostras das rochas intermediárias de composição quartzo monzonítica.

Na Figura 6B, de Taylor (1976), observa-se que o maior número de amostras se distribui no campo da série cálcio-alcalina de alto potássio, mas possibilita a identificação de amostras com valores de  $K_2O > 5\%$ , com distribuição para a série shoshonítica, incluindo as rochas intermediárias.

Nos diagramas de saturação de alumínio de Maniar e Picolli (1989), da Figura 6C, os litotipos estudados ocupam o campo das rochas peraluminosas. No diagrama de Debon

e Le Fort (1983), da Figura 6D, define-se para a sequência magmática a ocorrência de leucogranitos e granitos à biotita (campo III) e rochas metaluminosas à biotita e à hornblenda (campo IV). As rochas intermediárias (campo V) são metaluminosas e constituídas de biotita e piroxênio.

Nos diagramas discriminantes de caracterização de ambiente geotectônico (Figuras 7A e 7B) de Pearce et al. (1984), observa-se que as amostras menos diferenciadas de rochas intermediárias apresentam padrões de ambiente sin-colisional, sugerindo a sua colocação nas fases iniciais e menos diferenciadas das rochas do batólito. A maioria das amostras ácidas tem afinidade com os granitos de intraplaca. As amostras que ocupam o campo de granitos



**Figura 4.** Fotografia, microfotografia e imagem de microscópio eletrônico do Granito Aripuanã. (A) Fotografias de amostras de granitos miloníticos mineralizados com esfalerita; (B) fotomicrografia de níveis com esfalerita; (C) imagem de elétrons retroespalhados obtidas em microscópio eletrônico de varredura de esfalerita, magnetita e pirita.

**Tabela 1. Análises litoquímicas para elementos maiores, menores, traços e terras raras do Granito Aripuanã.**

Amostra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO <sub>2</sub> (% peso)	57,85	61,1	61,81	70,44	70,78	71,46	71,89	72,32	72,48	72,49	72,73	73,08	74,75	74,29	74,32	74,63	75,3	76,22	74,63	72,92	73,67	75,32
TiO <sub>2</sub>	0,54	0,53	0,59	0,52	0,39	0,34	0,19	0,43	0,3	0,41	0,4	0,31	0,16	0,3	0,33	0,24	0,15	0,14	0,24	0,19	0,25	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,79	16,23	15,05	13,52	13,74	14,16	14,77	13,64	12,98	12,45	12,4	13,1	13,54	12,19	12,87	12,47	12,21	12,29	12,47	13,33	13,23	13,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,98	5,47	5,08	3,58	3,88	3,11	1,93	2,59	2,6	3,44	3,44	2,37	1,63	2,49	2,1	2,17	1,53	1,24	2,17	1,79	2,05	1,36
MnO	0,62	0,59	0,78	0,11	0,09	0,08	0,04	0,05	0,06	0,05	0,05	0,04	0,06	0,04	0,02	0,04	0,03	0,05	0,04	0,04	0,08	0,06
MgO	0,93	0,64	0,73	0,9	0,52	1,02	0,25	0,53	1,25	0,72	0,2	0,45	0,17	0,14	0,32	0,1	0,08	0,16	0,1	0,27	0,39	0,12
CaO	6,08	5,25	5,56	2,27	1,86	0,47	1,23	1,22	0,92	0,93	1,25	1,42	0,95	0,86	1,37	0,77	0,72	0,97	0,77	1,28	1,48	0,75
Na <sub>2</sub> O	2,21	3,76	2,21	3,48	3,47	4,42	3,15	3,1	2,9	2,18	2,74	3,16	3,59	2,63	3,85	2,51	2,72	3,19	2,51	3,05	3,29	3,49
K <sub>2</sub> O	8,29	5,47	7,02	4,57	4,93	4,48	5,97	5,62	5,81	6,77	6,14	5,43	4,87	6,31	4,34	6,34	6,56	5,07	6,34	5,69	5,01	5,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,21	0,24	0,13	0,1	0,08	0,04	0,14	0,07	0,09	0,06	0,09	0,03	0,03	0,06	0,02	0,2	0,03	0,02	0,05	0,08	0,02
Perda ao fogo	0,47	0,78	0,94	0,5	0,24	0,36	0,52	0,38	0,63	0,47	0,58	0,57	0,26	0,71	0,45	0,7	0,53	0,63	0,7	1,4	0,48	0,24
Soma	99,99	100,02	100,01	100,01	99,99	99,99	99,99	100,01	100,01	99,99	100	100,02	100	100	100,02	100,01	100,03	99,99	100,01	100,01	100,01	100,01
Cr (ppm)	107	83	109	92	82	139	143	148	160	104	136	93	122	111	98	122	129	89	122	2.721	89	176
Cu	12	21	15	8	8	1	2	4	1	6	6	7	2	12	8	5	9	5	5	6	14	4
Ni	9	9	10	7	3	4	4	8	9	5	8	7	4	4	7	5	4	6	5	8	4	6
Zn	63	1.667	9.262	64	11	31	19	35	40	28	72	34	23	75	45	33	66	39	33	17.296	69	16
Rb	121	114	127	159	99	106	245	245	174	221	266	251	294	282	301	315	299	324	315	203	273	299
Ba	1.150	1.610	3.698	1.012	938	821	793	1.034	871	956	734	821	608	705	871	578	667	494	578	3.119	804	258
Sr	196	826	892	196	134	59	118	246	52	212	55	137	66	64	146	36	39	118	36	764	62	38
La	42	107	337	32	40	37	65	84	28	80	64	79	72	97	88	82	95	44	82	86	87	99
Ce	81	149	370	73	87	70	80	127	46	101	112	110	87	139	127	122	137	89	122	138	126	86
Zr	210	229	231	219	206	156	164	215	228	174	327	193	136	338	288	239	280	165	239	194	337	168
Y	31	214	224	37	41	26	23	71	41	53	46	17	59	82	75	75	104	73	75	84	83	18
Nb	14	20	23	14	14	10	8	19	13	18	20	11	21	22	25	21	23	27	21	17	22	15
La	35,86	119,81	302,95	75,02	39,56	37,66	36,36	76,24	31,62	75,9	37,12	67,63	68,14	40,02	75,42	75,76	30,15	76,4	75,76	93,48	83,1	83,54
Ce	76,66	185,93	257,34	155,1	81,74	72,81	77,46	165,91	67,08	135,64	72,23	111,64	130	82,22	155,62	165,4	66,56	135,14	165,4	183,02	113,66	114,61
Nd	33,75	104,57	259,15	64,6	36,79	31,19	34,22	58,62	28,8	49,42	30,67	31,35	65	37,23	65,1	58,12	28,3	50,12	58,12	81,34	17,89	18,51
Sm	6,37	17,39	43,39	11,04	6,74	5,14	6,87	9,62	6	8,03	4,67	4,28	14,98	7,12	11,59	9,12	5,67	8,43	9,12	14,48	1,7	1,9
Eu	1,31	3,27	6,85	1,64	1,23	1,13	1,27	1,69	1,01	1,26	1,08	0,85	0,86	1,27	1,68	1,5	0,99	1,29	1,5	2,53	0,32	0,37
Gd	5,57	20,76	44,96	10,98	6,02	4,06	6,07	8,32	5,65	7,14	3,66	3,27	3,77	6,55	11,41	8,78	5,12	7,54	8,78	13,81	1,11	1,56
Dy	5,38	25,69	44,42	11,56	6,39	3,47	5,88	9,81	5,74	7,8	3,01	2,74	3,11	6,89	11,93	9,31	5,23	8,4	9,31	16,57	1,23	1,57
Er	3,14	21,4	27,6	6,3	4,11	2,5	3,64	7,01	3,89	5,19	2,03	1,68	1,94	4,65	7,87	6,58	3,39	5,69	6,58	12,41	4,37	1,39
Yb	3,11	21,02	31,61	7,67	4,27	2,57	3,61	8,83	4,12	5,46	2,11	2,04	2,33	4,77	8,2	8,33	3,78	5,66	8,33	16,29	5,12	2,64
Lu	0,46	3,28	4,2	1,28	0,65	0,37	0,66	1,19	0,62	0,8	0,29	0,32	0,44	0,88	1,34	1,13	0,58	0,98	1,13	2,6	0,69	0,5
[La/Yb] <sub>N</sub>	7,77	3,84	6,46	6,59	6,25	9,88	6,79	5,82	5,17	9,37	11,86	22,35	19,72	5,66	6,20	6,13	5,38	9,10	6,13	3,87	10,94	21,33
Eu*	(Sm/0,195 + 27,09	84,67	198,05	49,50	28,90	21,02	29,33	40,73	26,29	34,37	19,04	17,29	45,69	30,90	51,74	193,04	24,42	36,17	193,04	63,79	6,50	7,88
Gd/0,259)/2																						
Eu/Eu*	0,66	0,53	0,47	0,45	0,58	0,73	0,59	0,56	0,52	0,50	0,77	0,67	0,26	0,56	0,44	0,11	0,55	0,49	0,11	0,54	0,67	0,64
Ce-Sm	2,90	2,58	1,43	3,39	2,93	3,42	2,72	4,16	2,70	4,08	3,73	6,30	1,80	2,79	3,24	4,38	2,83	3,87	4,38	3,05	16,14	14,56
Gd-Yb	1,45	0,80	1,15	1,16	1,14	1,27	1,36	0,76	1,11	1,06	1,40	1,29	1,31	1,11	1,12	8,51	1,09	1,07	8,51	0,68	0,17	0,48

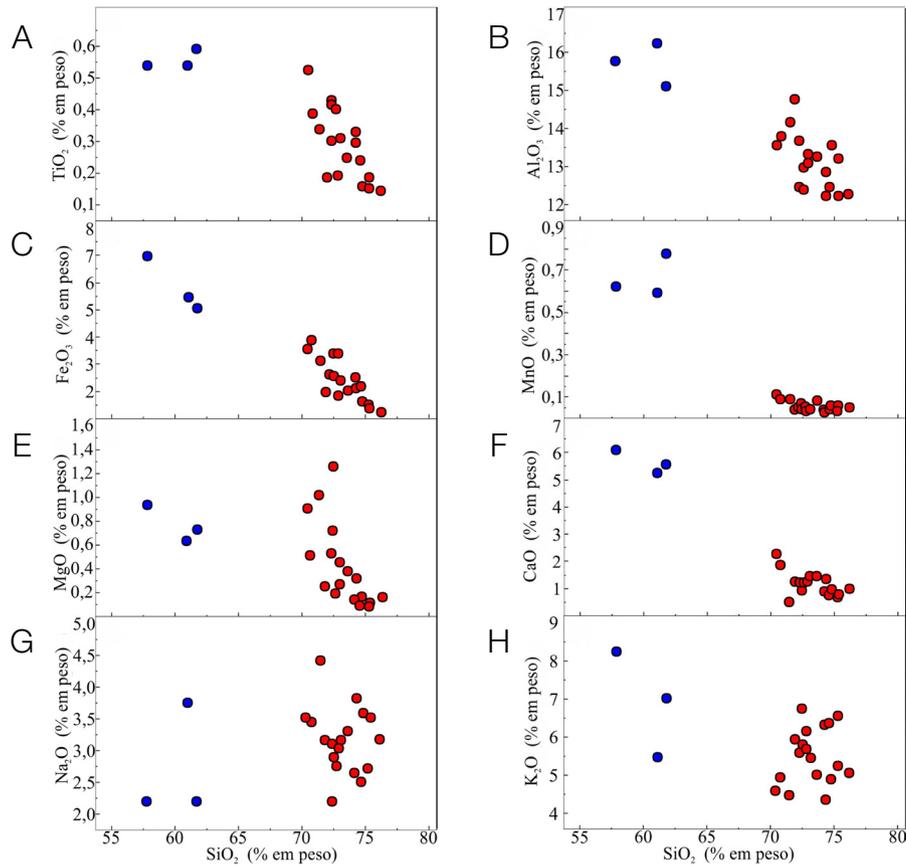


Figura 5. Diagramas geoquímicos de variação para elementos maiores tipo Harker do Granito Aripuanã.

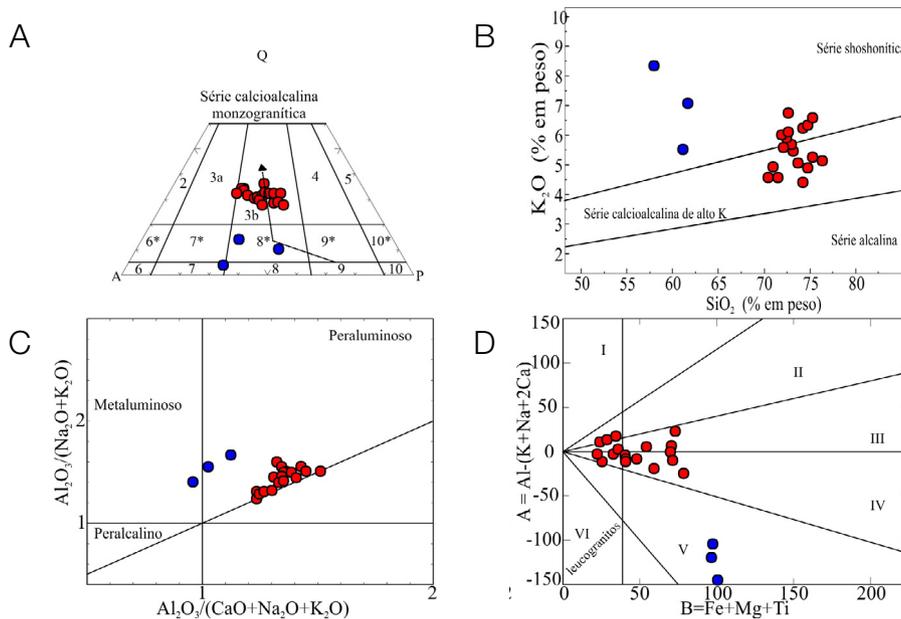


Figura 6. Diagramas geoquímicos de classificação do Granito Aripuanã. (A) Lameyre e Bowden (1982) (3b-monzogranitos; 7-sienito; 8-quartzo monzonito); (B) Taylor (1976); (C) Índice de Shand, de Maniar e Picolli (1989); (D) Debon e Le Fort (1983) (leucogranitos peraluminosos: campo II – moscovita > biotita; campo III – biotita > moscovita; campo IV – leucogranitos metaluminosos com hornblenda) e granitos campos III, IV e V – granitos com piroxênios e biotita.

pós-colisionais de arco magmático estão em posições transicionais para o campo dos granitos a anorogênicos formados em ambiente de intraplaca. No diagrama da Figura 7C, de Batchelor e Bowden (1985), as amostras encontram-se distribuídas entre os campos predominantemente sin-colisional a tardi-orogênico.

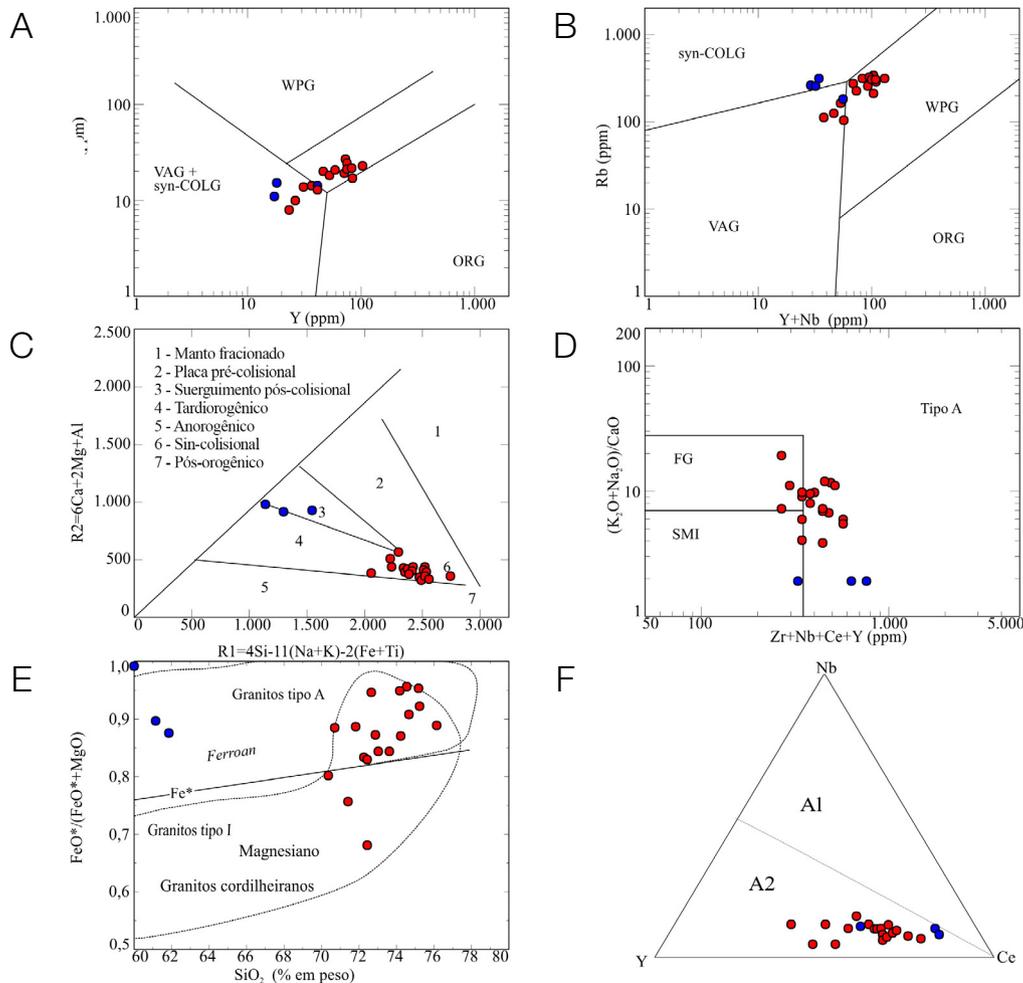
No diagrama de Whalen et al. (1987), da Figura 7D, o resultado obtido reforça a assinatura de granitos do tipo A anorogênicos, com transição de litotipos para granitos do tipo I. No diagrama da Figura 7E, as amostras condizem a granitos *ferroan* e se sobrepõem aos granitos com afinidades do tipo A de Frost et al. (2001).

No diagrama da Figura 7F, de Eby (1992), as amostras agrupam-se no campo A2, correspondem a granitos

pós-orogênicos a anorogênicos de ambiente intraplaca, gerados a partir da fusão de material da crosta inferior.

Quanto à distribuição dos elementos traços dos diagramas binários das Figuras 8A a 8F, observa-se que a distribuição de rubídio apresenta correlação positiva e um *trend* linear crescente com o aumento da SiO<sub>2</sub>. No geral, o rubídio está contido no feldspato potássico e na biotita, e os menores valores de rubídio estão diretamente associados à maior presença de cálcio nos granitos do tipo peraluminosos a metaluminosos.

Em relação ao estrôncio (Figura 8B), os litotipos mostram baixos valores. No geral, o estrôncio apresenta correlação direta com cálcio, evidenciado na redução de plagioclásio para as rochas mais diferenciadas. Portanto, sugere-se o processo de fracionamento magmático envolvendo



Syn-COLG: granitoide sin-colisional; VAG: granitoide de arco vulcânico; WPG: granitoide intraplaca; ORG: granitoides de cadeias oceânicas; granitos anorogênicos (tipo A); FG: félsicos fracionados; SMI: granitos dos tipos S, M e I; diagrama de caracterização de plútons *ferroan* e magnesianos; A1: granitos do tipo A de origem mantélica, diferenciados de magmas basálticos; A2: granitos do tipo A de origem crustal, derivados de litosfera subcontinental.

**Figura 7.** Diagramas geoquímicos de classificação de ambientes tectônicos do Granito Aripuanã. (A) e (B) Pearce et al. (1984); (C) Batchelor e Bowden (1985); (D) Whalen et al. (1987); (E) Frost et al. (2001); (F) Eby (1992).

principalmente os feldspatos, com consequente aumento de feldspato potássico a partir da segregação de plagioclásio.

As porcentagens de bário são baixas na maioria das amostras (Figura 8C), e é admitida sua associação ao plagioclásio. A correlação negativa com o aumento de sílica e a correlação direta com cálcio são evidenciadas pela redução de plagioclásio para as rochas mais diferenciadas.

Os valores de zircônio, nióbio e ítrio mostram fraca correlação positiva para as fácies mais diferenciadas em resposta ao maior fracionamento magmático e ao empobrecimento de minerais ferromagnesianos (Figuras 8D a 8F).

Os valores de zinco (Figura 8G) elevados resultam da presença marcante de esfalerita hidrotermal na rocha e se destacam em relação aos demais litotipos analisados, que apresentam valores relativamente baixos. O valor elevado de cromo (Figura 8H), em somente uma amostra, poderia ser resultado de contaminação, e se destaca em relação aos demais litotipos analisados.

Nos diagramas multielementares, os elementos traços foram normalizados para os valores do condrito de Thompson (1982) (Figura 9A). Observa-se que a maioria dos litotipos

exibe forte empobrecimento em Ba, Sr e Ti e enriquecimento em Rb, Zr, Nb e Y, baixas razões de Ba/Rb e relações elevadas de K/Na, o que evidencia rochas diferenciadas.

Os diagramas de ETR foram normalizados segundo os valores do condrito de Boynton (1984) (Figura 9B). Os padrões gerais de distribuições de ETR obtidos apresentam distribuição assimétrica e paralela, o que evidencia amostras distintas e cogenéticas, com valores crescentes de ETR para as rochas mais diferenciadas. Mostram anomalia negativa em Eu, o que sugere a intensificação do processo de fracionamento magmático, a partir do magma inicial, por meio da remoção dos plagioclásios e do enriquecimento de feldspato potássico.

O padrão geral de distribuição dos ETR é similar ao que em geral é observado para granito de tipo A e apresenta  $[La/Yb = 8,36]_N$ , sugerindo que, durante o fracionamento magmático, não ocorreu expressiva participação das fases enriquecidas em ETR pesadas, consequência das fácies empobrecidas em minerais ferromagnesianos e acessórios. Apresentam anomalia negativa de Eu, com  $[Eu/Eu^* = 0,52]_N$ , que sugere importante fracionamento de feldspatos e forte

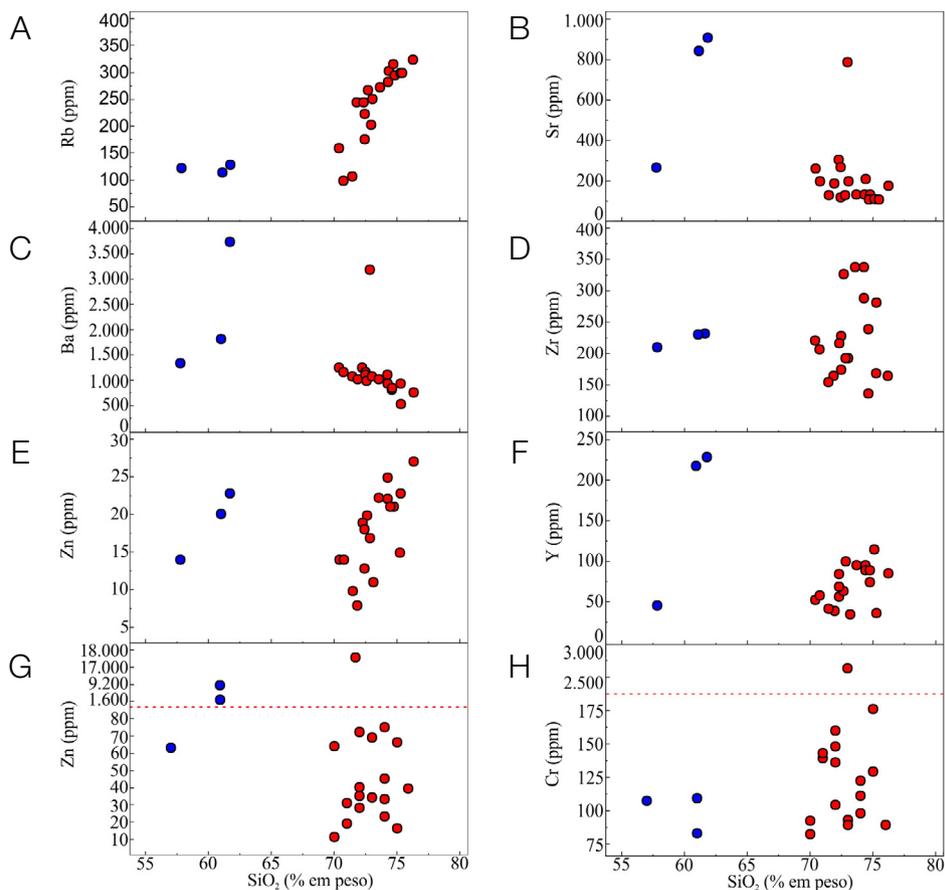


Figura 8. Diagramas geoquímicos binários para elementos traços do Granito Aripuanã.

assimetria definida pela relação elevada de ETR leves  $[Ce/Sm]_N = 4,05$ , em relação ao empobrecimento de ETR pesadas  $[Gd/Yb]_N = 0,94$ , o que indica um conjunto de rochas mais evoluídas e enriquecidas em feldspatos.

Pode-se observar nos diagramas dois padrões de distribuições similares, mas passíveis de distinção e sugerindo evolução das rochas analisadas por fracionamento magmático: um representado por amostras com padrão menos diferenciado, com valores menores de  $[La/Yb]_N = 8,13$ , e anomalias negativas de Eu menos acentuadas, com  $[Eu/Eu^*]_N = 0,73$ , e apresentando  $[Ce/Sm]_N = 3,40$  em relação a  $[Gd/Yb]_N = 1,15$ ; e o segundo padrão mais evoluído, com  $[La/Yb]_N = 8,51$ , aumento de anomalias negativas mais acentuadas de Eu, com  $[Eu/Eu^*]_N = 0,39$  e apresentando  $[Ce/Sm]_N = 4,47$  em relação a  $[Gd/Yb]_N = 0,79$ , aumentando os valores de ETR à medida que o grau de diferenciação aumenta.

A alteração hidrotermal em algumas zonas de fraturamento do Granito Aripuanã modificou a mineralogia e, conseqüentemente, o quimismo das rochas. A partir da colocação granítica e do aumento térmico na área, favoreceu-se a circulação de fluidos hidrotermalizados nas rochas metavulcanossedimentares já mineralizadas e a sua migração para zonas de deformação dútil tardia, aumento marcante de zinco, observado nas amostras 2, 3 e 20 da Tabela 1.

## CONCLUSÕES

O Granítico Aripuanã é constituído de hornblenda-biotita sieno a monzogranitos porfiríticos grossos, coloração cinza ou vermelha, localmente com texturas *rapakivi*. Nas áreas marginais, é observada redução de tamanho das feições porfiríticas, que transicionam para fácies equigranular fina, de resfriamento rápido ou pela colocação de corpos em condições mais rasas.

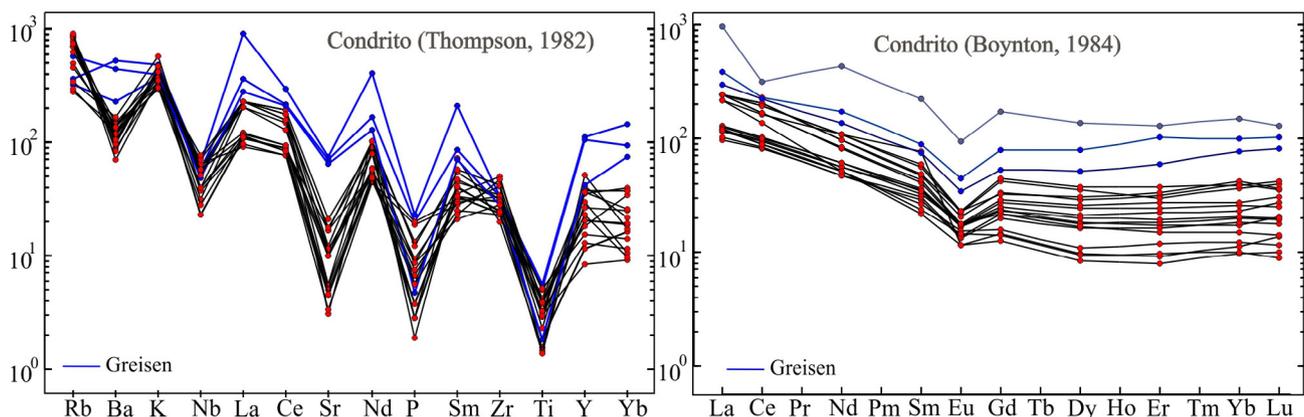
As fácies tardias comuns são constituídas de diques equigranulares cinza, aplitos róseos e cinzas a pegmatíticos, além dos veios hidrotermais de quartzo, fluorita e muscovita. Os enclaves são constituídos de xenólitos de rochas encaixantes, além de composições granodioríticas a quartzodioríticas e restitos surmicáceos. No contato com as rochas encaixantes ocorrem metamorfismo de contato, veios e apófises graníticas, aliadas a processos hidrotermais.

Quimicamente, as rochas do batólito apresentam altos valores de  $SiO_2$ ,  $K_2O$  e  $Na_2O$ , pertencentes às séries cálcio-alcálicas alto potássio a shoshonítica, de caráter predominantemente peraluminoso. São granitoides altamente diferenciados do tipo A intraplaca, gerados em ambiente pós-colisional a anorogênico e que constituem o magmatismo final que compõem a construção do Arco Magmático Jamari.

O comportamento de ETR é definido por forte assimetria, caracterizada por enriquecimento em ETR leves em relação ao empobrecimento em ETR pesadas, anomalia negativa em Eu e, para as fácies finais, um padrão de distribuição similar definido pelo enriquecimento em ETR, o que sugere um processo de fracionamento magmático, por meio da remoção dos plagioclásios e do enriquecimento de feldspato potássio na evolução do conjunto magmático.

O magmatismo Aripuanã é pós-tectônico a anorogênico e as suas rochas constituem o último grande evento deformacional e térmico, que possibilitaria grandes remobilizações hidrotermais das rochas encaixantes e associado à zona de deformações dútil no batólito granítico.

O aquecimento termal proveniente da colocação do Granito Aripuanã possibilitou a alteração hidrotermal e a concentração de esfalerita disseminada em zonas de fraturamento no granito. Essas concentrações minerais são resultado da remobilização de zinco, a partir da circulação de fluidos hidrotermalizados provenientes das rochas encaixantes metavulcanossedimentares



**Figura 9.** Diagramas de variogramas de multielementos incompatíveis e elementos terras raras do Granito Aripuanã. Elementos incompatíveis normalizados. (A) Valores para meteoritos condrícticos de Thompson (1982); (B) valores dos meteoritos condrícticos de Boynton (1984).

mineralizadas. Esse estilo de ocorrência mineral define a importância dessas remobilizações associadas ao episódio tardio de cisalhamento para a pesquisa mineral da área.

## AGRADECIMENTOS

Ao apoio do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), processo nº 304614/2017-3.

## REFERÊNCIAS

- Albuquerque, M. C., Oliveira, C. C. (2007). *Projeto Noroeste de Mato Grosso-Folha Aripuanã, 1:250.000*. Goiânia: CPRM/SICME.
- Batchelor, R. A., Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitic rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48(1-4), 43-55. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8)
- Boynton, W. V. (1984). Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Hendersen (Ed.), *Rare earth element geochemistry* (63-114). Amsterdã: Elsevier.
- Costa, J. B. S., Hasui, Y. (1997). Evolução Geológica Amazônia. In: M. L. Costa, R. S. Angélica (Eds.), *Contribuições à Geologia da Amazônia* (15-90). Brasil: Sociedade Brasileira de Geologia.
- Costa, M. J. (1999). *Projeto Aripuanã–Serra Expedito, distrito e município de Aripuanã, Estado de Mato Grosso, 48*. Goiânia: Mineração Aripuanã Ltda.
- Debon, F., Le Fort, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 73(3), 135-149. <https://doi.org/10.1017/S0263593300010117>
- Duarte, T. B. (2015). *Geologia, Geoquímica e Geocronologia do Domínio Vulcânico do Arco Magmático Juruena, SW do Cráton Amazônico: Implicações Geotectônicas*. Dissertação (Mestrado). Campinas: Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.
- Eby, G. N. (1992). Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20(7), 641-644. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0641:CSO TAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0641:CSO TAT>2.3.CO;2)
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033-2048. <https://doi.org/10.1093/ptrology/42.11.2033>
- Lacerda Filho, J., Souza, J. O., Oliveira, C. C., Ribeiro, P. S., Boas, P. F. V., Albuquerque, M. C., Pimentel, M. M., Botelho, N. F. (2001). Geologia e evolução tectônica da região norte de Mato Grosso-Projeto Alta Floresta. *VII Simpósio de Geologia da Amazônia*, 3-6. Belém: SBG.
- Lacerda Filho, J. V., Abreu Filho, W., Valente, C. R., Oliveira, C. C., Albuquerque, M. C. (2004). *Geologia e recursos minerais do Estado de Mato Grosso*. Goiânia: CPRM.
- Lameyre, J., Bowden, P. (1982). Plutonic Rock Types Series: Discrimination of Various Granitoid Series and Related Rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14(1-2), 169-186. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(82\)90047-6](https://doi.org/10.1016/0377-0273(82)90047-6)
- Leite, J. A. D., Sousa, M. Z. A., Saes, G. S., Macambira, M. J. B., Xavier, R. P., Siqueira, A. J., Batata, M. E. F., Oliveira, F. A., Silva Jr., J. G., Quadros, Á. P. (2004). Caracterização do Depósito Polimetálico (Zn, Pb, Ag, Cu-Au) de Aripuanã, Mato Grosso. O Projeto Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia. In: J. O. Marini, T. E. Queiroz de, B. W. Ramos (Eds.), *O Projeto Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia* (X, 601-680). Goiânia: CPRM.
- Malagutti, M. I. A., Bahia Filho, O., Moreno, M. M. T., Nardy, A. J. R. (1998). Determinação de elementos terras raras e ítrio em rochas silicáticas por ICP-AES com separação em resina trocadora de íons. *Geochimica Brasiliensis*, 12(2), 75-80. <http://dx.doi.org/10.21715/gb.v12i2.145>
- Maniar, P. D., Picolli, P. M. (1989). Tectonic Discrimination of Granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5), 635-643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDOG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2)
- Mello Junior, A. F., Godoy, A. M., Manzano, J. C., Silva, J. A., Araújo, L. M. B. (2010). Contexto Geológico do “Granito Aripuanã”, Norte do Mato Grosso. *XLV Congresso Brasileiro de Geologia*. Belém: SBG. CD-ROM.
- Nardy, A. J. R., Enzweiler, J., Bahia Filho, O., Oliveira, M. A. F., Peneiro, M. A. V. (1997). Determinação de elementos maiores e menores em rochas silicáticas por espectrometria de fluorescência de raios X: resultados preliminares. *VI Congresso Brasileiro de Geoquímica*, 346-348. Salvador: SBGq.
- Neder, R. D. (2002). *Depósitos de sulfeto maciço associados a rochas vulcânicas: o caso do depósito Zn-Pb da Serra do Expedito, Aripuanã, MT, Brasil*. Tese (Doutorado). Campinas: Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.

- Neder, R. D., Figueiredo, B. R., Beaudry, C., Collins, C., Leite, J. A. D. (2000). The Expedito Massive Sulphide Deposit, MT. *Revista Brasileira Geociência*, 30(2), 222-225. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.200030222225>
- 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(1-4), 171-187. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00122-5](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00122-5)
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G. (1984). Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956-983. <https://doi.org/10.1093/ptrology/25.4.956>
- Rizzoto, G. J., Quadros, M. L. E. S., Bahia, R. B. C., Ferreira, A. L., Cordeiro, A. V. (2004). *Folha SC. 21-Juruena*. Goiânia: CPRM.
- Rizzoto, G. J., Quadros, M. L. E. S., Silva, L. C., Armstrong, R., Almeida, M. (2002). O Granito Aripuanã: Datação U-Pb (SHRIMP) e implicações metalogenéticas. *XLI Congresso Brasileiro de Geologia*, 469. João Pessoa: SBG.
- Santos, J. O. S. (2000). *Os terrenos paleoproterozoicos da Província Tapajós e as Mineralizações de ouro associadas*. Tese (Doutorado). Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Santos, J. O. S. (2004). Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central. In: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti, J. H. Gonçalves (Eds.), *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília: CPRM.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., Mcnaughton, N. J., Fletcher, I. R. A. (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. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70755-3](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70755-3)
- Scandolara, J. E. (2006). *Geologia e evolução do terreno Jamari, embasamento da faixa Sunsás, Aguapeí, centro-leste de Rondônia, sudoeste do Cráton Amazônico*. Tese (Doutorado). Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Scandolara, J. E., Correa, R. T., Fuck, R. A., Souza, V. S., Rodrigues, J. B., Ribeiro, P. S. E., Frasca, A. A. S., Saboia, A. M., Lacerda Filho, J. V. (2017). Paleo-Mesoproterozoic arc-accretion along the southwestern margin of the Amazonian craton: The Juruena accretionary orogen and possible implications for Columbia supercontinent. *Journal of South American Earth Sciences*, 73, 223-247. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.12.005>
- Scandolara, J. E., Ribeiro, P. S., Frasca, A. A., Fuck, R. A., Rodrigues, J. B. (2014). Geochemistry and geochronology of mafic rocks from the Vespour suite in the Juruena arc, Roosevelt-Juruena terrain, Brazil: Implications for Proterozoic crustal growth and geodynamic setting of the SW Amazonian craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 53, 20-49. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.04.001>
- Silva, G. G., Lima, M. I. C., Andrade, A. R. F., Issler, R. S., Guimarães, G. (1974). *Folha SB.22-Araguaia e parte da Folha SC. 22-Tocantins*. Projeto Radambrasil. Levantamento de Recursos Naturais, 4. Rio de Janeiro: DNPM.
- Silva, G. H., Leal, J. W. L., Montalvão, R. M. G., Bezerra, P. E. L., Pimenta O. N. S., Tassinari, C. C. G., Fernandes, C. A. C. (1980). *Folha SC. 21-Juruena: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Projeto Radambrasil. Levantamento de Recursos Naturais, 20. Rio de Janeiro: DNPM.
- Souza, J. O., Oliveira, C. C., Albuquerque, M. C., Abreu Filho, W., Martins, E. G., Abdallah, S., et al. (2007). *Projeto Noroeste de Mato Grosso. Folhas Juína, Aripuanã, Tapaiunas*. Escala 1: 250.000. Brasília: CPRM
- Tassinari, C. C. G., Bettencourt, J. S., Geraldés, M. C., Macambira, M. J. B., Lafon, J. M. (2000). The Amazonian Craton. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz-Filho, D. A. Campos (Eds.), *Tectonic Evolution of South America* (41-95). Rio de Janeiro: 31<sup>st</sup> International Geological Congress.
- Tassinari, C. C. G., Macambira, M. J. B. (1999). Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3), 174-182.
- Tassinari, C. G. C., Macambira, M. J. B. (2004). A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: V. Neto-Mantesso, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, B. B. Brito-Neves (Eds.), *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida* (471-486). São Paulo: Beca.
- Taylor, W. P. (1976). Intrusion and differentiation of granitic magma at a high level in the crust: the Puscao Pluton, Lima, Peru. *Journal of Petrology*, 17(2), 194-218. <https://doi.org/10.1093/ptrology/17.2.194>
- Thompson, R. N. (1982). Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, 18(1), 49-107. <https://doi.org/10.1144/sjg18010049>
- Whalen, J. W., Currie, K. L., Chappell, B. W. (1987). A-Type Granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4), 407-419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>