

Geologia e petrologia do Granito São Vicente na região do Parque Estadual Águas Quentes, estado de Mato Grosso, Brasil

Geology and petrology of the São Vicente Granite in Águas Quentes State Park region, State of Mato Grosso, Brazil

Giulia Guimarães Barbosa Trivelli^{1,2,3}, Ronaldo Pierosan¹, Amarildo Salina Ruiz^{1,2,3}

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, Faculdade de Geociências, Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Avenida Fernando Corrêa da Costa, 2.367, Boa Esperança, CEP 78060-900 Cuiabá, MT, BR (giuliatrivelli@gmail.com; ronaldo.pierosan@gmail.com; asruiz@gmail.com)

²Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé, Faculdade de Geociências - UFMT, Cuiabá, MT, BR.

³Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia - GEOCIAM, Universidade Federal do Pará - UFPA, Belém, PA, BR.

Recebido em 10 de maio de 2016; aceito em 10 de maio de 2017

Resumo

A análise petrogenética das rochas hipabissais do Granito São Vicente na região do Parque Estadual Águas Quentes permitiu o reconhecimento e a caracterização de distintas fácies. A partir de critérios petrográficos, foram individualizadas quatro fácies, todas de natureza isotrópica: sienogranito grosso (textura equigranular a inequigranular, leucocrática); aplito porfirítico (textura inequigranular fina a média com fenocristais, leucocrática, sienogranítica); microgranito (textura microporfirítica com microfenocristais em matriz fanerítica muito fina, textura micrográfica frequente, sienogranítica); e riolito porfirítico (textura porfirítica e glomeroporfirítica em matriz afanítica a fanerítica muito fina). As fácies aplito porfirítico e microgranito são características de cúpulas graníticas epizonais. A fácies riolito porfirítico tem relação com diques hipabissais. O padrão de distribuição dos elementos terras raras (ETRs) indica um forte fracionamento de ETRs leves, com razões La_N/Sm_N médias de 7,87, anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* \sim 0,38$) e enriquecimento de ETRs pesados, expressos por razões Gd_N/Yb_N menores que a unidade ($\sim 0,82$). A distribuição dos elementos em diagramas binários e as anomalias negativas em diagramas multielementos indicam atuação de processos de cristalização fracionada de fases minerais como plagioclásio, biotita, apatita e zircão para as fácies sienogranito e aplito. Análises U-Pb SHRIMP em zircão mostram idade de 528 ± 4 Ma para o riolito porfirítico, considerada idade de cristalização magmática. Sugere-se que o magma que gerou as rochas plutônicas e hipabissais do Granito São Vicente na região estudada pode ter se originado por um componente de fontes litosféricas previamente afetadas por subducção ou por fontes crustais, com contribuição de fontes astenosféricas como outro componente importante.

Palavras-chave: U-Pb SHRIMP; Faixa Paraguai; Geoquímica.

Abstract

The petrogenesis of the hypabyssal rocks of São Vicente Granite in Águas Quentes State Park allowed the recognition and characterization of distinct facies. Based on petrography, four isotropic facies were individualized: coarse syenogranite (equigranular to inequigranular texture, leucocratic); porphyritic aplite (fine to medium inequigranular texture with phenocrysts, leucocratic, syenogranitic); microgranite (microporphyritic texture with microphenocrysts in very fine phaneritic groundmass, recurrent micrographic texture, syenogranitic); and porphyritic rhyolite (porphyritic and glomeroporphyritic texture with aphanitic to very fine phaneritic groundmass). The porphyritic aplite and microgranite facies are typical of granitic cupolas of epizonal bodies. The porphyritic rhyolite facies is related to hypabyssal intrusions. The distribution pattern of rare earth elements points to a strong fractionation of REE, with average of La_N/Sm_N ratios of 7.87, negative Eu anomaly ($Eu/Eu^* \sim 0.38$) and enrichment of REE established by Gd_N/Yb_N ratios lower than the unit (~ 0.82). The major and trace element distribution on binary diagrams and the negative anomalies on spidergrams indicate fractional crystallization processes of plagioclase, biotite, apatite and zircon to the syenogranite and porphyritic aplite facies. U-Pb SHRIMP dating of the porphyritic rhyolite yielded an age of 528 ± 4 Ma, assumed as the crystallization age. It is suggested that the magma source of the São Vicente Granite plutonic and hypabyssal rocks in Águas Quentes State Park region could be derived from subduction-related lithospheric sources, or crustal melting, with contribution of a deeper asthenospheric source as a second meaningful component.

Keywords: U-Pb SHRIMP; Paraguai Belt; Geochemistry.

INTRODUÇÃO

O Granito São Vicente consiste em um batólito de aproximadamente 400 km², situado na porção centro-sul do estado de Mato Grosso, que compõe a serra homônima, localizada a aproximadamente 80 km de Cuiabá. Ocorre associado à Faixa Paraguai (FP), um cinturão de dobramentos de idade neoproterozoica, em formato convexo, que se destaca na parte central da América do Sul, bordejando o Cráton Amazônico (Almeida e Hasui, 1984).

O Parque Estadual Águas Quentes (PEAQ) abrange parte da porção sudeste do batólito. No referido parque, foram genericamente descritas rochas porfíricas de matriz fina, classificadas por McGee et al. (2012) como riolito porfírico. Olivatti e Marques (1972) foram os primeiros autores a descrever rochas de natureza efusiva nessa região. Além disso, Godoy et al. (2007) reconhecem a predominância de fácies equigranulares finas a porfíricas na porção sudeste do batólito. No entanto, são inexistentes estudos faciológicos de detalhe que permitam uma melhor caracterização das fácies de granulação fina do Granito São Vicente e sua relação, ou não, com um evento vulcânico contemporâneo. Em trabalhos de campo preliminares realizados para este estudo, foram identificados riolitos porfíricos no PEAQ que despertaram o interesse em investigar a origem dessas rochas e, conseqüentemente, avançar nas discussões referentes a um possível evento vulcânico na região.

Idades de cristalização U-Pb mostram valores de 521 ± 8 Ma (Ferreira, 2009), 504 ± 9 Ma (Godoy et al., 2010) e 518 ± 4 Ma (McGee et al., 2012) para o Granito São Vicente. Com esse intuito, o presente trabalho se concentrou no estudo faciológico das rochas do Granito São Vicente na região do PEAQ, complementado por estudos litoquímicos e geocronológicos U-Pb SHRIMP em zircão, que venham a contribuir para o entendimento da afinidade geoquímica do granito, suas fontes, idade de cristalização e contextualização geotectônica.

CONTEXTO GEOTECTÔNICO

O Granito São Vicente faz parte da Província Granítica Brasileira (PGB) de Godoy et al. (2004, 2007) ou da Província Granitoide Matogrossense de Godoy et al. (2010). Essa província é constituída por granitoides sin- a pós-tectônicos intrusivos nas rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá, na FP (Figura 1). A PGB distribui-se desde a porção central do estado de Mato Grosso do Sul até a porção centro-sul e leste do estado de Mato Grosso, e é individualizada em sete corpos graníticos: Taboco; Rio Negro; Coxim; Sonora; São Vicente; Lajinha; e Araguaiana.

A FP consiste em um cinturão de dobramentos de aproximadamente 1.200 km de extensão e se destaca, na parte

central da Plataforma Sul-Americana, por sua orientação preferencial N-S na porção sul, infletindo para NE e E nas porções norte e leste. É parcialmente encoberta pelos sedimentos da Bacia do Paraná em sua borda leste e bordeja o Cráton Amazônico a oeste (Almeida e Hasui, 1984).

Alvarenga et al. (2000) distinguem três unidades litoestratigráficas principais na FP, além dos granitoides pós-orogênicos. A unidade inferior é constituída por camadas glaciomarinhas e turbiditos glaciais, incluindo a Formação Puga e os grupos Jacadigo e Boqui, depositados sobre a área cratônica, além do Grupo Cuiabá, constituindo o cinturão de dobramentos. A Formação Puga consiste predominantemente em diamictitos (associados com conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos) que transicionam para diamictitos de granulometria mais fina do Grupo Cuiabá. Essas unidades glaciogênicas estão sobrepostas por uma unidade carbonática que marca o fim da influência glacial na bacia. A unidade carbonática é constituída por calcários com fósseis indicativos de idade Vendiana, dolomitos, conglomerados, folhelhos carbonosos, arenitos e pelitos. Na porção sul da FP, as rochas estão agrupadas nos grupos Corumbá, Murcielago e Itapucumi, enquanto na porção norte recebem a denominação Formação Araras. A unidade superior é denominada Grupo Alto Paraguai e consiste em sedimentos siliciclásticos como arenitos, folhelhos, siltitos e arcóseos, subdivididos nas formações Raizama e Diamantino. O padrão metamórfico e estrutural da FP indica que a intensidade do metamorfismo aumenta a área cratônica para o interior do cinturão de dobramentos, segundo uma fase principal de deformação, com dobras isoclinais na porção leste e abertas na porção oeste, com vergência para oeste (Alvarenga et al., 2000).

Os granitoides da FP são intrusivos na zona estrutural interna. Godoy et al. (2004, 2007) e Manzano (2009) dividem os granitoides brasileiros da FP em duas grandes suítes, denominadas suítes magmáticas sul e norte. A suíte magmática sul é constituída pelos granitoides que afloram no estado de Mato Grosso do Sul, sendo que os granitos Sonora e Coxim localizam-se na parte setentrional e os granitos Rio Negro e Taboco, na parte meridional (Godoy et al., 2005a, 2005b). A suíte magmática norte é composta de intrusões de dimensões batolíticas que afloram no estado do Mato Grosso e são denominadas, de oeste para leste, São Vicente, Lajinha e Araguaiana.

O Granito Taboco foi descrito primeiramente por Corrêa et al. (1976) referindo-se ao corpo de rochas graníticas pós-cinemáticas. As rochas desse corpo afloram em uma estreita faixa na margem direita do Rio Taboco (MS) e estão alojadas em filitos do Grupo Cuiabá. O Granito Taboco é constituído por monzogranitos de cor rósea-avermelhada e cinza-clara, predominando as fácies porfíricas. As rochas possuem fenocristais de feldspato potássico imersos em matriz de granulação média, geralmente isotrópicas. Uma borda de resfriamento de granulação fina ocorre na zona marginal do corpo (Godoy et al., 2007; Manzano, 2009).

O Granito Sonora (Godoy et al., 2005b) é composto de sienogranitos leucocráticos de coloração vermelha, inequigranulares, granulação média a fina, isotrópicos a localmente cataclásticos.

No estado de Mato Grosso, o Granito Araguaiana, inicialmente descrito por Barros et al. (1982) e, posteriormente, por Sousa et al. (1999) e Ruiz et al. (1999), é composto de rochas de cor rósea, granulação média, textura porfírica, localmente rapakivi e, por vezes, inequigranulares em aplitos e pegmatoides. O Granito Lajinha (Barros et al., 1982) foi descrito por Sousa et al. (1999) como constituído por sienogranitos a monzogranitos, isotrópicos a fracamente deformados, compostos de microclínio, quartzo, plagioclásio com alteração proeminente (saussuritização), biotita, zircão, apatita, titanita e minerais de alteração (como epidoto, clorita e sericita). Este corpo granítico apresenta estrutura semicircular e se diferencia do Granito Araguaiana principalmente pelo caráter isotrópico, pela ausência de anfíblio e por sua textura, que varia de inequigranular a discretamente porfírica.

O Granito São Vicente é um batólito intrusivo nos filitos do Grupo Cuiabá e ocupa uma área de aproximadamente 400 km². Foi inicialmente descrito por Almeida (1954) como uma intrusão de caráter tardicinemático, sendo constituído, segundo Godoy et al. (2007), por biotita granitos e muscovita-biotita granitos. Foram individualizadas quatro fácies texturais: equigranular grossa a porfírica, tendo a sua maior expressão em faixa circunscrita às bordas de contato; porfírica de matriz média a equigranular média, ocupando a zona central do corpo; equigranular fina a porfírica, distribuída na região sudeste do batólito; e pegmatítica, restrita à zona noroeste do maciço. São rochas isotrópicas, inequigranulares, leucocráticas, de coloração rósea ou localmente cinza, granulação fina a grossa e/ou porfíricas, rapakivi ou não.

Na localidade de Águas Quentes, Olivatti e Marques (1972) descrevem uma intrusão hipabissal, próximo à borda ou cúpula, composta de quatro litotipos: adamelitos pórfiros, microadamelitos porfíricos, adamelitos grosseiros e delenitos (riodacitos).

Os granitoides da PGB são classificados quimicamente por Godoy et al. (2007) como granitos cálcio-alcálicos potássicos a alto potássio, peraluminosos a metaluminosos, com assinaturas geoquímicas compatíveis com granitos tipo-I. Esses autores observam dominância de rochas menos diferenciadas na parte sul e mais evoluídas na parte norte. Com base nos dados litoquímicos, Godoy et al. (2007) atribuem caráter compatível com granitos sin-colisionais para a parte sul, com exceção do Granito Rio Negro, de caráter pré-colisional. Na parte norte, os autores reconhecem afinidade com granitos sin-colisionais para o Granito Araguaiana e pós-colisionais intraplaca para os granitos São Vicente e Lajinha.

Dados isotópicos indicam idades K-Ar em biotita de 503 Ma (Hasui e Almeida, 1970) e Rb-Sr em rocha total de

500 ± 15 Ma e 483 ± 8 Ma (Almeida e Mantovani, 1975) para o Granito São Vicente. Idades de cristalização U-Pb em zircão mostram valores de 521 ± 8 Ma (Ferreira, 2009), 504 ± 9 Ma (Godoy et al., 2010) e 518 ± 4 Ma (McGee et al., 2012) para o Granito São Vicente. Os demais granitoides da FP possuem idades de cristalização U-Pb de 540 ± 5 Ma (Granito Taboco), 547 ± 5 Ma (Granito Rio Negro), 540 ± 4 Ma (Granito Coxim), 505 ± 4 Ma (Granito Lajinha), 509 ± 2 Ma (Granito Araguaiana) e 548 ± 6 Ma (Granito Sonora) (Godoy et al., 2010).

Com base nos dados isotópicos, Godoy et al. (2010) individualizam dois eventos magmáticos para os granitoides da Província Granitoide Matogrossense, sendo a do sul, mais antiga e a do norte, em torno de 30 Ma mais jovem. Esses autores assumem que os granitoides da porção sul (Mato Grosso do Sul) foram gerados em ambiente sin-colisional de arco continental. Os granitoides da porção norte (Mato Grosso) têm seu posicionamento atribuído a ambiente tardi- a pós-colisional ou de descompressão durante a finalização do processo colisional. Esses autores assumem que o evento magmático mais jovem é resultado do último evento orogênico acrescionário da FP.

McGee et al. (2012) afirmam que a idade de 518 ± 4 Ma do Granito São Vicente representa a idade mínima para deformação e metamorfismo da porção norte da FP e, conseqüentemente, a idade de acreção final do Supercontinente Gondwana na América do Sul.

A Tabela 1 apresenta uma síntese de dados encontrados em Hasui e Almeida (1970), Almeida e Mantovani (1975), Ferreira (2009), Godoy et al. (2010) e McGee et al. (2012). Contém alguns dos resultados de análises geocronológicas obtidos pelos métodos K-Ar em biotitas, Rb-Sr em rocha total e U-Pb SHRIMP em zircões.

MATERIAIS E MÉTODOS

As lâminas delgadas utilizadas para os estudos petrográficos foram confeccionadas no Laboratório de Laminação da Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT) e analisadas com o auxílio de microscópio petrográfico convencional e

Tabela 1. Síntese dos dados geocronológicos do Granito São Vicente.

Unidade	Método	Idade (Ma)	Referências
Granito São Vicente	K-Ar em biotita	504 ± 12	Hasui e Almeida (1970)
	Rb-Sr em rocha total	483 ± 8	Almeida e Mantovani (1975)
	U-Pb	521 ± 8	Ferreira (2009)
	U-Pb	504 ± 9	Godoy et al. (2010)
	U-Pb	518 ± 4	McGee et al. (2012)

captura das fotomicrografias com câmera digital. Nas descrições petrográficas foram adotados termos científicos consagrados, especialmente aqueles apresentados por MacKenzie et al. (1982), Hibbard (1995) e Vernon (2004). As amostras para análises químicas foram preparadas nos laboratórios da Faculdade de Geociências da UFMT. As análises químicas foram realizadas no Laboratório Acme Analytical Laboratories LTD, Vancouver, Canadá. Os elementos maiores foram analisados seguindo metodologias relacionadas a ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma — Emission Spectrometry*) para elementos maiores e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma — Mass Spectrometry*) para elementos traço, incluindo terras raras. As amostras para geocronologia foram cominuídas, e os concentrados foram obtidos por processo de peneiramento e bateamento no Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Recursos Minerais da UFMT.

A separação foi executada com base em métodos convencionais, como trituração, moagem, peneiração, separação das frações não magnéticas — com o uso do aparelho separador magnético Frantz — e catação manual de aproximadamente 100 cristais por lupa binocular. Os cristais de zircão (amostra GT01) foram enviados para o Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo-IGC/USP). As imagens de Elétrons Secundários (ES) e Catodoluminescência (CL) foram realizadas no Microscópio Eletrônico de Varredura do Laboratório de Geocronologia da USP para seleção das áreas de análise. Foram imageados 57 cristais de zircão, dos quais 12 foram analisados. As datações foram realizadas, no mesmo laboratório, pelo método U-Pb SHRIMP. As idades foram calculadas com o uso do programa Isoplot/ EX de Ludwig (2012).

GEOLOGIA E PETROGRAFIA

Os afloramentos consistem em lajedos, matacões *in situ* e blocos rolados, isolados, sem continuidade lateral, o que impossibilita o adequado mapeamento das fácies e, na maior parte dos casos, o estabelecimento de suas relações de contato. Os contatos foram traçados com base na composição de afloramentos de fácies idênticas. Observou-se, grosso modo, tendência NNE para o prolongamento dos corpos. Com base em critérios petrográficos e genéticos, foram individualizadas quatro fácies na região do PEAQ: sienogranito grosso; sienogranito porfirítico; álcali-feldspato granito microporfirítico; e riolito porfirítico (Figura 2A). Foram descritos 45 afloramentos de rocha (Figura 2B), onde foram coletadas 30 amostras representativas para os estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos.

Fácies sienogranito grosso

Essa fácies é dominante na área de estudo e constituída por sienogranito essencialmente equigranular grosso e, localmente, inequigranular médio a grosso. O sienogranito é de cor rosa e constituído essencialmente por feldspato potássico, quartzo, plagioclásio e biotita. Zircão, apatita e titanita ocorrem como minerais acessórios. Clorita, mica branca, epidoto, calcita e argilominerais ocorrem restritamente e constituem a paragênese de alteração hidrotermal e intempérica.

Os feldspatos alcalinos, representados por feldspatos potássicos, perfazem 46% da rocha e ocorrem como grãos anédricos a subédricos, com tamanhos entre 1,5 e 6,0 mm. Em geral, mostram exsolução de fase sódica configurando textura pertítica (Figura 3A) dos tipos *stringer* e *drops*. Os processos de alteração observados correspondem a sericitização e argilização, ocorrendo em menor intensidade do que no plagioclásio.

O plagioclásio perfaz 18% da rocha, sendo identificado como oligoclásio por meio do método Michel-Levy (Kerr, 1959). Apresenta-se como cristais tabulares euédricos a subédricos, com dimensões entre 0,5 e 5,0 mm e zonação normal. Exibe geminações dos tipos albita e periclina, que por vezes se combinam (albita + periclina, albita + Carlsbad). São comuns intensos processos de alteração, tais como argilização, sericitização e, especialmente, saussuritização.

O quartzo representa 30% da rocha, ocorrendo como grãos anédricos com extinção ondulante característica, dimensões de 0,1 a 4,8 mm e também preenchendo fraturas. A biotita é o único mineral máfico essencial, perfazendo 6% da rocha (Figura 3B). Ocorre em pequenas palhetas bem preservadas que variam de 1,0 a 3,0 mm. Os minerais acessórios são representados pela apatita com hábito acicular, cristais de zircão subédricos a euédricos, titanita em grãos anédricos — às vezes formando coroa como borda de reação de opaco — e grãos anédricos de opacos.

Fácies sienogranito porfirítico

A rocha dessa fácies caracteriza-se por uma composição sienogranítica, leucocrática de cor rosa-clara. A textura é preferencialmente equigranular fina a média, com fenocristais subédricos de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita, imersos em uma matriz fina a muito fina. As relações de contato, quando aflorantes, indicam a ocorrência de diques de espessura centimétrica em contato abrupto e anastomosado com a fácies sienogranito grosso. Algumas vezes, observa-se uma foliação de fluxo próximo aos contatos. Essa intrínseca relação espacial sugere que a origem dessa fácies está relacionada com processos de descompressão hidrostática de magmas residuais. Esse é

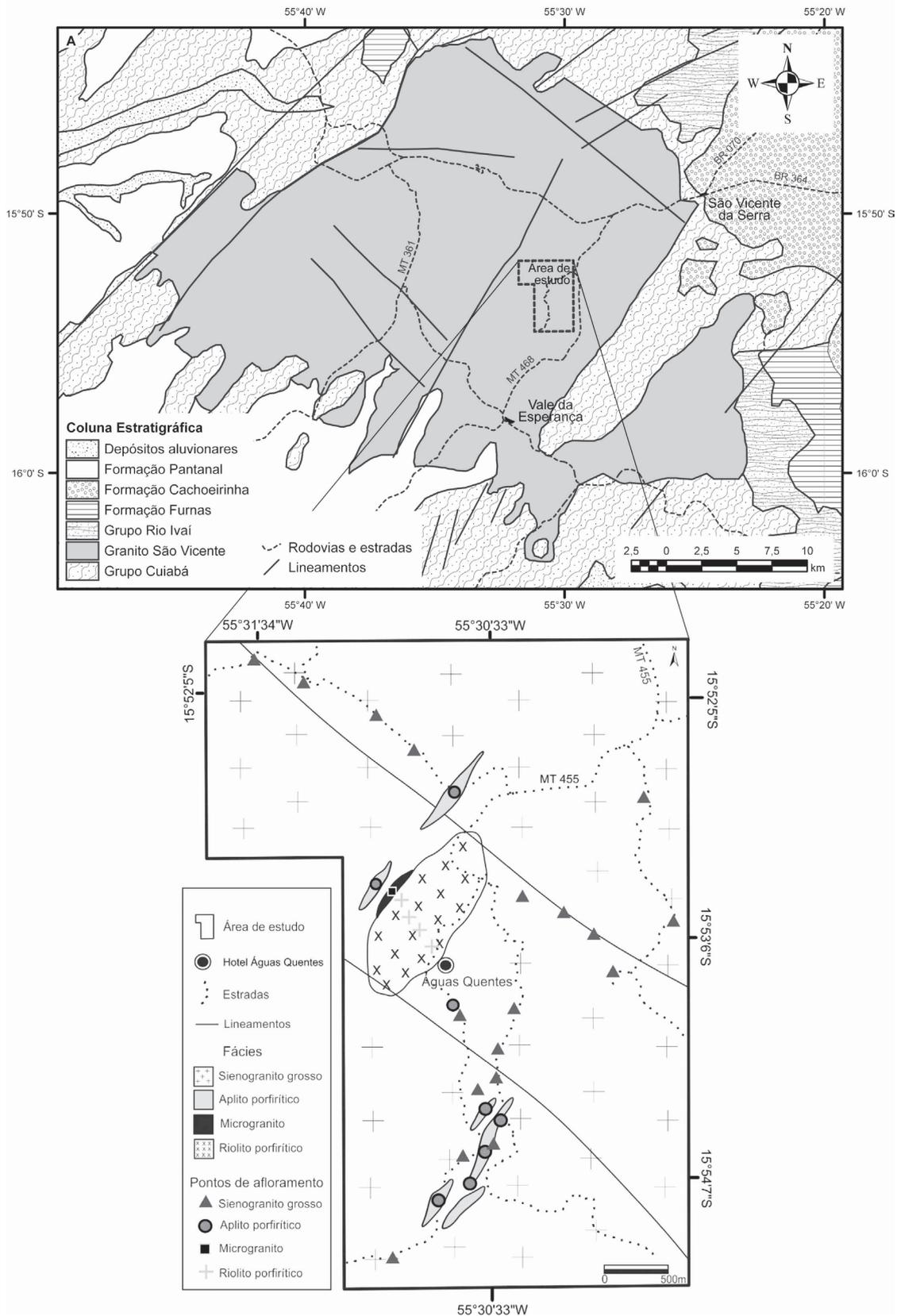


Figura 2. (A) Mapa geológico do Granito São Vicente com localização da área de estudo (adaptado de Lacerda Filho et al., 2004); (B) Mapa faciológico e de pontos da área de estudo.

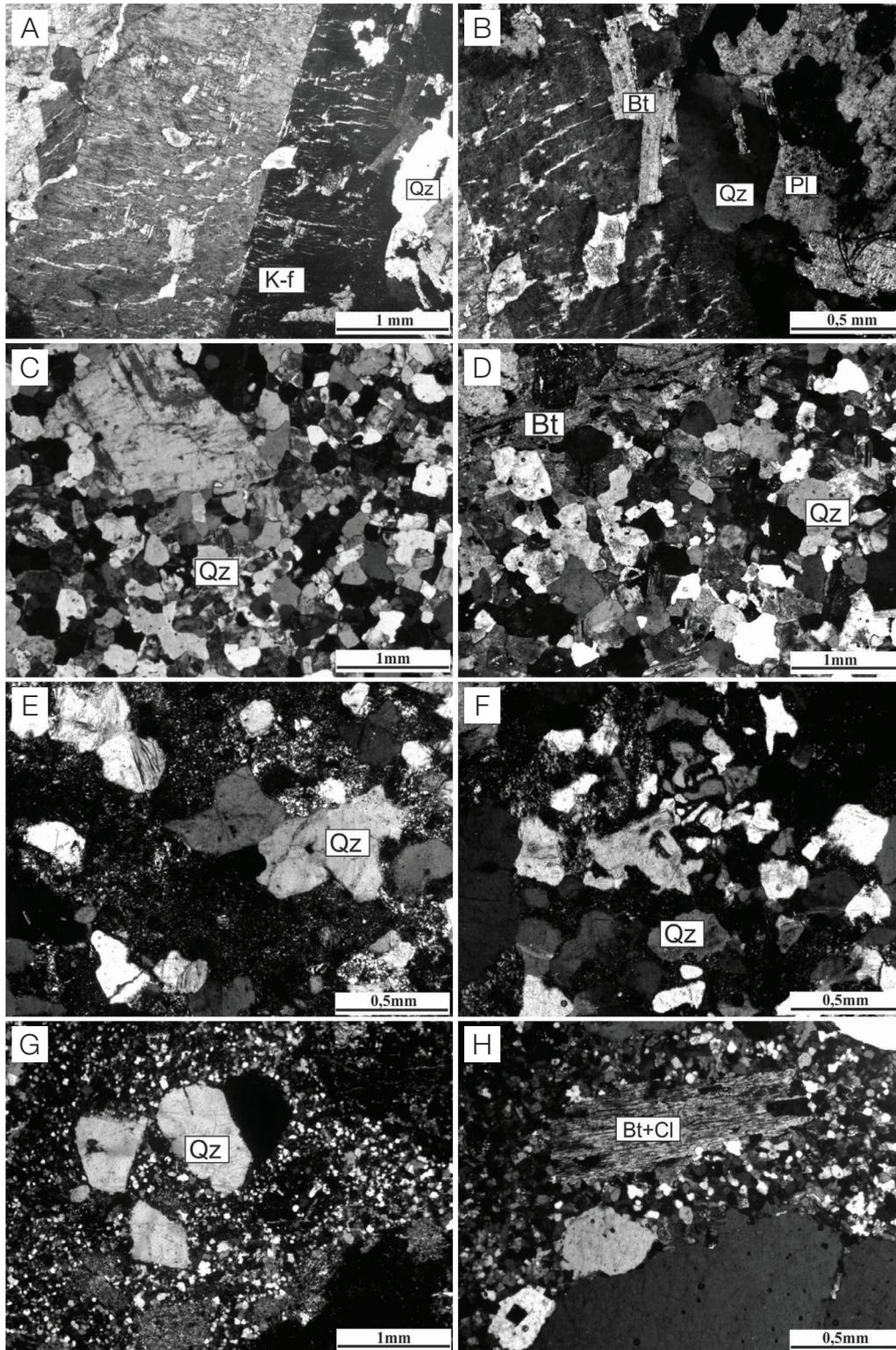


Figura 3. Fotomicrografias das fácies do Granito São Vicente. Polarizadores cruzados. (A) textura perítica e inclusões de quartzo em feldspato alcalino, fácies sienogranito grosso; (B) palhetas de biotita em contato com cristais de plagioclásio e feldspato alcalino, fácies sienogranito grosso; (C) e (D) fenocristais de plagioclásio e biotita, respectivamente, na matriz quartzo feldspática, fácies aplito porfíritico; (E) textura porfíritica, fácies microgranito; (F) matriz fanerítica muito fina com textura micrográfica, fácies microgranito; (G) textura porfíritica, fácies riolito porfíritico; (H) matriz quartzo feldspática, biotita com corrosão ao longo dos planos de clivagem e substituição por clorita, fácies riolito porfíritico.

um processo tipicamente formador de diques de aplito, comumente observados em cúpulas de intrusões epizonais em estágio avançado de cristalização.

Microscopicamente, a rocha é formada por fenocristais de feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e biotita que se apresentam subédricos a anédricos (Figura 3C), com dimensões entre 2,5 e 5,5 mm, perfazendo 15% do total da rocha. Estão inseridos em uma matriz quartzo-feldspática de textura equigranular hipidiomórfica (Figura 3D), com grãos de dimensões em torno de 0,5 mm. Os fenocristais de quartzo, quando recalculados, representam 40% da rocha e ocorrem como grãos subédricos e arredondados, de 0,1 a 1,0 mm. Os cristais de plagioclásio compõem 17% do volume de fenocristais. São normalmente zonados, possuem macla albita/periclina e Carlsbad e composições compatíveis com oligoclásio. As dimensões variam de 0,3 mm na matriz a 4,8 mm como fenocristais. Os feldspatos alcalinos são representados por K-feldspatos (ortoclásio e microclina), somando 40% dos fenocristais, com tamanho de aproximadamente 0,3 mm na matriz e 5,5 mm como fenocristais, por vezes peritéticos. A biotita é o mineral máfico essencial e compõe 3% dos fenocristais. Apatita e zircão compõem a mineralogia acessória, enquanto os minerais de alteração são constituídos por mica branca, epidoto e minerais opacos.

Fácies álcali-feldspato granito microporfírtico

O microgranito consiste em uma rocha de cor roxa, textura microporfírtica, com microfenocristais anédricos a subédricos de quartzo e feldspato potássico de dimensões entre 0,2 mm e 1,8 mm. Os microfenocristais estão imersos em uma matriz muito fina de composição quartzo-feldspática (Figura 3E) com abundante biotita, que corresponde a 50% da rocha e exibe frequente textura micrográfica (Figura 3F).

O quartzo representa 75% dos microfenocristais, que ocorrem na forma de grãos subédricos de 0,5 a 1,5 mm de dimensão. Os microfenocristais de feldspato potássico, representados pelo ortoclásio, ocorrem em abundância de 25%, dentre os microfenocristais. Possuem hábito subédrico a anédrico e dimensões entre 1,0 e 1,8 mm. Exibem poucos produtos de alteração hidrotermal e intempérica, caracterizados por mica branca e argilominerais. A mica branca ocorre com frequência, como principal mineral de alteração hidrotermal, na forma de palhetas de 0,2 a 0,6 mm.

Constata-se que as proporções entre os microfenocristais não representam de forma fidedigna as proporções globais da rocha, quando considerada a matriz. As feições petrográficas dessa fácies, especialmente a textura micrográfica e a granulação fina, são sugestivas de resfriamento rápido de corpos graníticos e similares a processos formadores de granófiros.

Fácies riolito porfírtico

Essa fácies ocorre localmente, estando restrita ao balneário do PEAQ, e consiste em uma rocha de cor rosa a roxa com textura porfírtica marcada por fenocristais subédricos de feldspato potássico, quartzo, plagioclásio e biotita em uma matriz afanítica a muito fina. As rochas afloram na forma de diques métricos, cujas relações de contato com as rochas encaixantes indicam uma orientação subverticalizada para os diques.

As rochas dessa fácies apresentam textura porfírtica e localmente glomeroporfírtica (Figura 3G), com fenocristais de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio que perfazem um total de 40% da rocha. De modo geral, todos os fenocristais são subédricos a anédricos com golfos de corrosão em suas bordas, evidenciando reabsorção magmática (Figura 3H). Suas dimensões variam entre 1,0 e 6,0 mm, e estão imersos em uma matriz fina de composição felsítica. O quartzo ocorre na matriz e como fenocristais arredondados com dimensões de 1,0 a 6,0 mm, por vezes embaiados e com corrosão de borda. O feldspato alcalino é representado pelo ortoclásio; ocorre com hábito subédrico a anédrico, dimensões entre 1,0 e 5,5 mm, comumente alterado para sericita e argilominerais. O plagioclásio compõe 18% da rocha; é predominantemente classificado como oligoclásio e ocorre como fenocristais subédricos de hábito tabular de 0,2 a 4,5 mm, geminação albita/periclina, combinadas com Carlsbad, por vezes formando textura glomeroporfírtica. A alteração é proeminente e evidencia processos de sericitização, argilização, saussuritização e epidotização. A biotita é o único mineral máfico essencial, ocorrendo sob a forma de pequenas palhetas, quando presente na matriz, parcialmente alterada para clorita. Os minerais acessórios e de alteração são representados por zircão, epidoto, clorita, muscovita, sericita e argilominerais.

LITOQUÍMICA

Os dados litoquímicos obtidos neste trabalho (Tabela 2) atestam a composição de granitos ricos em sílica, segundo os parâmetros apresentados por Frost et al. (2016), para todos os litotipos estudados no Granito São Vicente, na região do PEAQ. Os teores de SiO₂ de cinco amostras da fácies sienogranito variam de 74,42 a 76,59%, enquanto os de quatro amostras da fácies aplito variam de 76,01 a 77,10%. A amostra de microgranito possui teor de 78,14%, e as três amostras da fácies riolito possuem valores entre 73,47 e 78,67%.

As amostras GT01, GT04 e GT05 apresentam elevadas taxas de perda ao fogo; portanto, não foram plotadas dentro do intervalo dos diagramas Na₂O+K₂O-CaO *versus* SiO₂ de Frost et al. (2001), K₂O *versus* SiO₂ de Peccerillo e Taylor

(1976), saturação em alumina de Maniar e Piccoli (1989) e Hf-Rb-Ta de Harris et al. (1986). Os teores de Na₂O e K₂O das amostras GT01 e GT05 estão bastante abaixo da média das demais amostras, assim como o teor de Na₂O da GT04.

Possivelmente, esses elementos foram remobilizados por processos de alteração hidrotermal e/ou intempérica, conforme sugerido pelos valores de perda ao fogo e pela presença de produtos de alteração, como observado na petrografia.

Tabela 2. Dados litoquímicos das diferentes fácies do Granito São Vicente na região do Parque Estadual Águas Quentes. Elementos maiores expressos em % peso e elementos traços em ppm.

Amostra	GT08	GT18	GT22	GT27	GT36	GT06	GT07	GT15	GT25	GT05	GT01	GT02	GT04
Fácies	Sienogranito grosso (▲)					Sienogranito porfíritico (●)					A.f.g.m. (■)	Riolito porfíritico (+)	
SiO ₂	76,20	75,99	75,27	74,42	76,59	76,47	77,10	76,01	76,02	78,14	78,67	73,47	77,26
Al ₂ O ₃	12,48	12,87	12,73	13,21	12,52	12,82	12,55	12,52	12,73	12,40	12,25	13,95	12,36
Fe ₂ O ₃ ¹	1,00	0,91	1,43	1,41	0,92	0,75	0,72	1,20	0,90	2,71	2,27	1,64	1,06
MnO	0,03	0,02	0,04	0,04	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	<0,01	0,06	<0,01
MgO	0,12	0,15	0,38	0,39	0,15	0,05	0,10	0,22	0,15	0,13	0,15	0,37	0,09
CaO	0,40	0,68	0,86	1,03	0,63	0,45	0,54	0,41	0,56	0,04	0,07	0,27	0,04
Na ₂ O	2,91	3,20	3,09	3,32	3,40	3,55	3,38	2,92	3,16	<0,01	<0,01	3,21	0,18
K ₂ O	5,52	5,26	4,97	4,77	4,73	4,83	4,96	5,38	5,36	0,72	1,54	5,44	5,61
TiO ₂	0,16	0,13	0,24	0,23	0,14	0,10	0,11	0,20	0,14	0,44	0,24	0,24	0,20
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,06	0,07	0,03	<0,01	0,03	0,03	0,02	0,03	0,09	0,06	0,02
P.F.	0,9	0,6	0,7	0,9	0,7	0,8	0,3	0,9	0,7	5,2	4,6	1,1	3,0
Soma	99,77	99,81	99,76	99,77	99,83	99,83	99,81	99,82	99,80	99,80	99,89	99,78	99,82
Ba	279	160	471	374	58	42	32	59	50	53	89	573	277
Be	4	6	1	4	5	7	4	7	2	6	5	5	4
Co	163,8	142,2	143,2	130,9	142,5	142,4	159,6	130,5	162,5	75,3	51,5	99,1	100,1
Cs	2,6	2,3	2,0	3,2	11,0	2,2	5,4	2,9	5,2	1,6	2,5	3,0	2,9
Ga	14,2	14,2	13,7	15,1	14,8	16,9	17,3	16,1	14,7	19,3	14,3	14,3	14,8
Hf	3,6	3,4	4,0	4,3	3,8	4,1	4,1	5,3	4,2	6,5	3,2	3,7	3,7
Nb	30,0	52,3	28,4	35,5	41,6	72,8	43,9	49,7	42,6	74,0	27,7	28,3	40,4
Rb	269,5	238,0	199,7	209,5	296,2	321,4	316,3	243,3	222,3	92,3	117,1	240,9	302,0
Sr	75,5	77,0	168,9	175,2	38,0	18,8	25,6	45,2	39,8	11,4	29,3	198,3	51,9
Ta	2,5	4,0	2,4	2,6	3,3	6,2	3,8	3,8	3,8	6,1	2,2	2,2	3,4
Th	31,5	36,5	27,8	32,9	39,2	33,4	36,0	64,6	42,8	98,9	38,0	32,5	37,5
U	8,2	23,9	9,7	10,3	16,9	14,0	21,3	14,9	14,1	7,8	4,6	8,6	5,5
Zr	90,5	82,4	121,7	129,2	87,0	73,4	78,5	138,9	99,5	151,1	107,6	124,8	104,3
Y	13,9	19,3	19,5	22,4	16,3	41,6	24,4	18,3	19,6	65,6	25,4	17,3	21,0
Pb	11,5	6,1	5,7	6,7	7,1	9,9	7,2	7,8	7,9	18,7	9,9	46,9	8,3
La	35,7	32,4	48,5	58,3	35,7	27,3	34,9	47,1	35,8	138,9	58,4	39,3	58,2
Ce	84,3	53,8	86,8	99,5	57,0	48,7	53,0	78,8	70,6	251,2	95,2	75,1	101,7
Pr	5,67	4,96	8,52	10,36	5,77	5,31	5,70	7,99	6,24	23,39	9,94	7,57	10,83
Nd	17,2	14,6	26,4	32,1	17,0	14,7	16,4	23,7	18,8	68,7	31,3	24,4	32,8
Sm	2,57	2,30	4,36	4,67	2,52	3,48	2,77	3,30	2,76	9,29	4,77	3,73	5,04
Eu	0,35	0,35	0,67	0,58	0,20	0,15	0,31	0,26	0,24	0,56	0,65	0,60	0,71
Gd	1,83	2,26	3,29	4,06	1,99	3,42	2,58	2,57	2,35	7,39	3,94	3,29	4,04
Tb	0,32	0,38	0,55	0,60	0,31	0,72	0,45	0,41	0,38	1,30	0,65	0,51	0,64
Dy	1,84	2,64	2,94	3,39	1,97	5,16	3,05	2,50	2,58	8,36	3,61	3,04	3,57
Ho	0,43	0,62	0,63	0,72	0,43	1,17	0,67	0,58	0,55	1,78	0,77	0,59	0,79
Er	1,38	2,09	2,01	2,29	1,58	4,27	2,67	1,90	2,01	6,26	2,23	1,84	2,42
Tm	0,30	0,39	0,33	0,40	0,30	0,80	0,55	0,37	0,39	1,10	0,39	0,31	0,39
Yb	2,12	3,13	2,42	2,80	2,40	6,17	4,19	3,01	3,08	8,41	2,89	2,11	3,00
Lu	0,39	0,58	0,40	0,46	0,43	1,05	0,73	0,57	0,54	1,33	0,44	0,36	0,46

A.f.g.m.: Álcali-feldspato granito microporfíritico.

Os valores de SiO_2 e Fe_2O_3^t das amostras GT05 e GT01 são relativamente mais elevados. Para os demais elementos dessas amostras, não foram observados desvios do padrão geral.

Em diagramas binários do tipo Harker, utilizando SiO_2 com índice de diferenciação, observam-se correlações negativas de Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3^t , MgO , CaO , P_2O_5 , Ba, Sr, Zr e La para as amostras das fácies sienogranito e aplito. Para essas mesmas amostras, Na_2O , K_2O e Rb delineiam uma correlação positiva. Esse aspecto evidencia uma comagmaticidade entre essas duas fácies e indica que ambas tiveram sua diferenciação magmática controlada por processos de cristalização fracionada de fases minerais como plagioclásio, biotita, óxidos de Fe-Ti, apatita e zircão, além de acumulação de feldspato alcalino. As amostras de riolito e do microgranito tendem a apresentar dispersão em relação a esse *trend* em todos os diagramas, exceto Al_2O_3 e Sr, que acompanham a tendência das demais fácies, indicativa de diferenciação por cristalização fracionada. Nb, Th e Y apresentam padrão disperso para as amostras de todas as fácies (Figuras 4 e 5), possivelmente devido ao alto grau de diferenciação das rochas.

As amostras da fácies sienogranito são classificadas, segundo o diagrama R1 *versus* R2 de De La Roche et al. (1980), como granitos e álcali granitos, enquanto as amostras da fácies sienogranito porfirítico são classificadas preferencialmente como álcalis granitos. Uma amostra de riolito porfirítico plota no campo correspondente de álcali riolito (Figura 6).

No diagrama $\text{FeO}^t/(\text{FeO}^t+\text{MgO})$ *versus* SiO_2 , as amostras de todas as fácies formam um *trend* partindo do campo dos granitoides magnesianos para o campo dos granitoides ferrosos, com o aumento da diferenciação das rochas (Figura 7A). Esse *trend* é comumente observado em séries cálcio-alcálicas fortemente diferenciadas, diferentemente de granitos tipo-A, que tendem a formar um *trend* essencialmente ferroso (Frost et al., 2001). O caráter cálcio-alcálico das fácies sienogranito e aplito é evidenciado pelo diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ *versus* SiO_2 de Frost et al. (2001). A amostra da fácies riolito se desvia desse *trend* devido ao baixo teor de Na_2O da amostra GT01 e ao elevado conteúdo relativo de CaO da amostra GT02 (Tabela 2, Figura 7B).

A afinidade cálcio-alcálica também é atestada pelo diagrama K_2O *versus* SiO_2 (Figura 8A), indicando relação com magmas de alto potássio. O caráter fracamente peraluminoso é evidenciado no diagrama de saturação em alumina de Maniar e Piccoli (1989); (Figura 8B).

Em diagramas discriminantes de ambientes tectônicos, baseados no comportamento de Rb e (Y + Nb) proposto por Pearce et al. (1984), as amostras das diferentes fácies plotam no campo coincidente entre granitos pós-colisionais, intraplaca, granitos de arco vulcânico e granitos sin-colisionais (Figura 9A). Uma relação com ambiente pós-colisional também é sugerida pelo diagrama Hf-Rb-Ta de Harris et al. (1986) (Figura 9B).

Os conteúdos de Zr, Nb, Ce, Y e Ga/Al, quando plotados nos diagramas classificatórios de granitos de Whalen et al.

(1987), são compatíveis com granitos do tipo-I. Nesses diagramas, a razão FeO^t/MgO indica que a maioria das amostras é compatível com granitos fracionados (Figura 10A). O conteúdo de Zr corrobora a classificação de granitos tipo-I (Figura 10B); no entanto, o elevado conteúdo de Nb sugere afinidade com granitos do tipo-A (Figura 10C). Esse comportamento demonstra que as rochas estudadas não representam padrões geoquímicos típicos de granitos tipo-I nem de granitos tipo-A, o que sugere que as mesmas devem ter se originado por mistura de magmas de diferentes fontes.

Em diagramas multielementos, as amostras de todas as fácies definem um mesmo padrão, que mostra decréscimo dos elementos de maior incompatibilidade, associado a anomalias negativas de Ba, P, Sr e Ti (Figura 11A). Essas anomalias negativas corroboram a interpretação dos diagramas binários de que a diferenciação magmática foi controlada por processos de cristalização fracionada. Outro ponto importante a ser salientado é a ausência de anomalias negativas de Nb e Ta nos diagramas multielementos, aspecto típico de magmas félsicos cálcio-alcálicos de alto K ou do tipo-I. Rochas félsicas de afinidade cálcio-alcálica de alto K e padrões típicos de granitos tipo-A2 possuem, caracteristicamente, anomalias negativas de Nb e Ta. Kelemen et al. (1993) atribuem a origem de anomalias negativas de Nb e Ta a processos de fusão de manto litosférico previamente afetado por subducção. Além disso, Dall'Agnol et al. (1999) demonstram, a partir de dados experimentais, que granitoides originados de fusões crustais também apresentam baixos conteúdos relativos de Nb e Ta. Por outro lado, elevados conteúdos relativos de Nb e Ta têm sido observados em rochas félsicas peralcalinas de séries magmáticas provenientes de fontes com participação de manto astenosférico, em ambiente de *rift* continental, como dos complexos Gedemsa e Fanta' Ale do leste africano (Giordano et al., 2014; Peccerillo et al., 2003). Rochas félsicas de ambientes anorogênicos, como da Província Ígnea Cenozóica do Circum-Mediterrâneo (Lustrino e Wilson, 2007), também apresentam elevados conteúdos de Nb e Ta e têm sua origem relacionada a fusões de manto astenosférico. Em ambientes convergentes, a ascensão de manto astenosférico e sua consequente fusão têm sido atribuídas a processos de *slab-breakoff*, quando do desprendimento da placa subductada em estágios pós-colisionais, conforme demonstrado por Atherton e Ghani (2002) para o magmatismo Caledoniano da Irlanda e por Coulon et al. (2002) para o vulcanismo alcalino do Neogeno na Argélia. Coulon et al. (2002) salientam, ainda, que esse processo pode estar relacionado à transição de magmas cálcio-alcálicos para alcalinos em ambientes pós-colisionais. Dessa forma, os elevados conteúdos de Nb e Ta das rochas félsicas do PEAQ, objetos deste estudo, são sugestivos da participação de fontes mantélicas astenosféricas na gênese das mesmas. Os resultados isotópicos Sm-Nd apresentados por Godoy et al. (2010) para o Granito São Vicente apontam para valores de ϵ_{Nd} fortemente negativos (-9,07), o que indica expressiva participação de fontes crustais na gênese do batólito, conforme afirmado pelos autores.

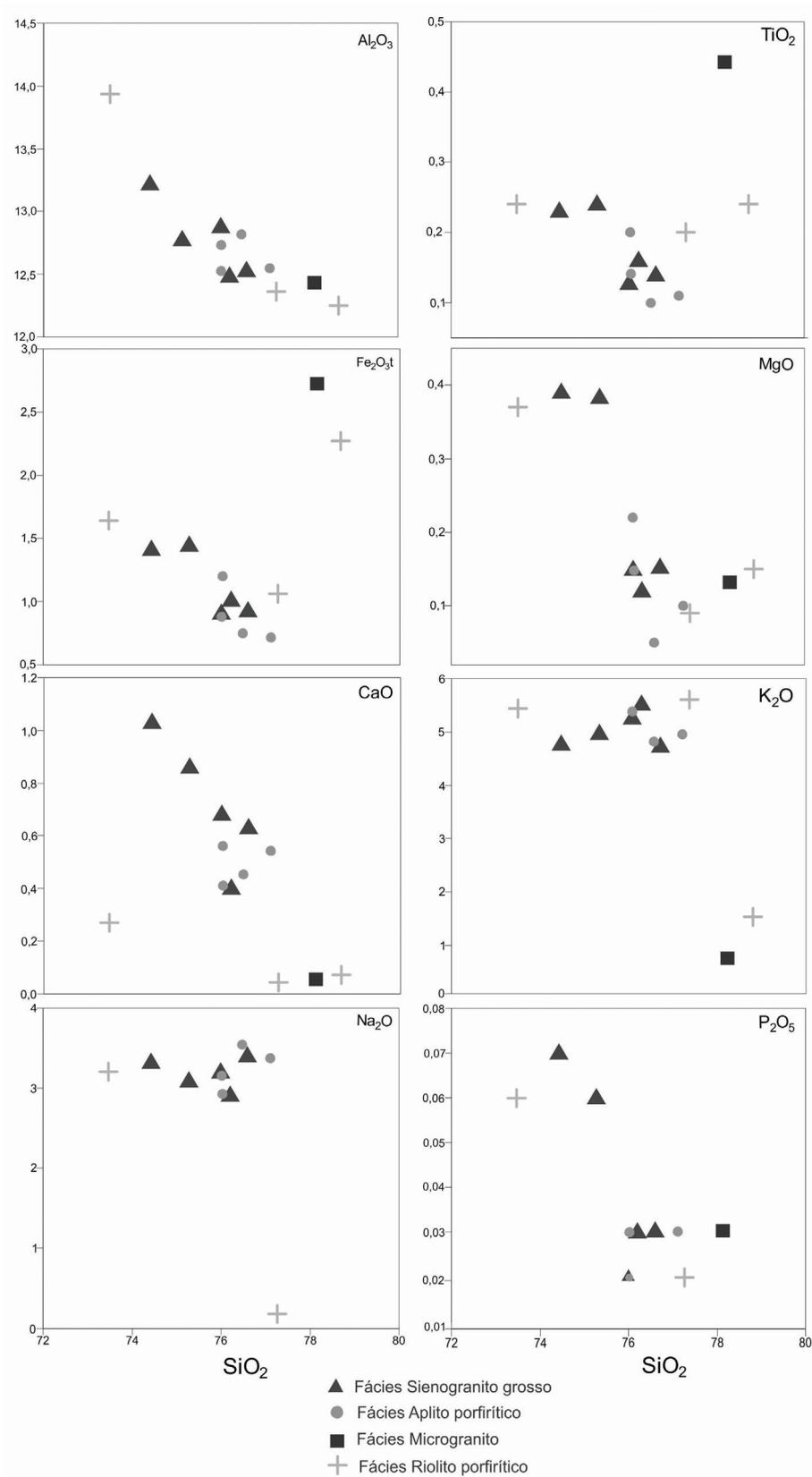


Figura 4. Diagramas binários do tipo Harker de elementos maiores para as diferentes fácies do Granito São Vicente na região do Parque Estadual Águas Quentes.

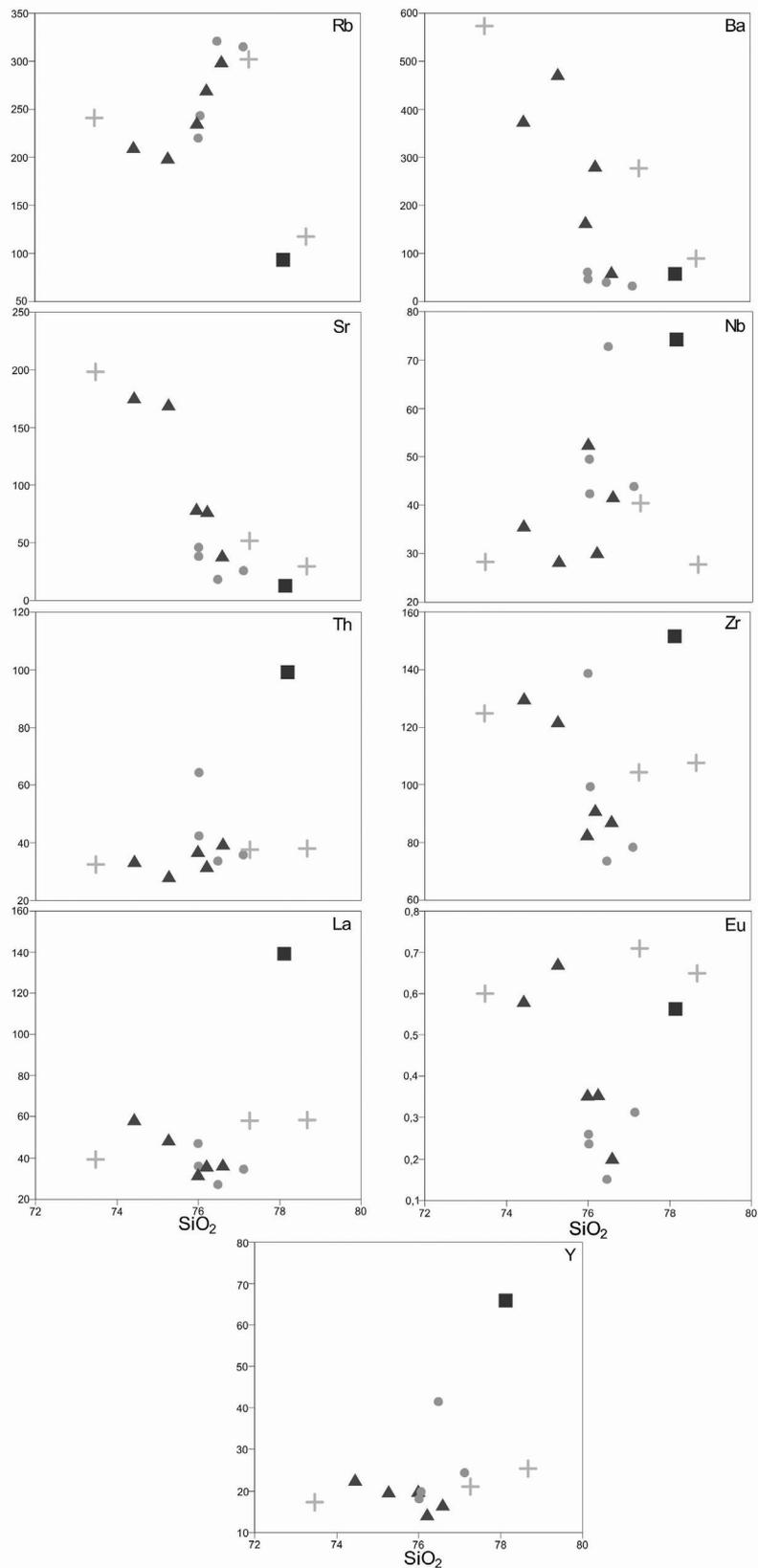


Figura 5. Diagramas binários do tipo Harker de elementos traços para as diferentes fácies do Granito São Vicente na região do Parque Estadual Águas Quentes. Símbolos como na Figura 4.

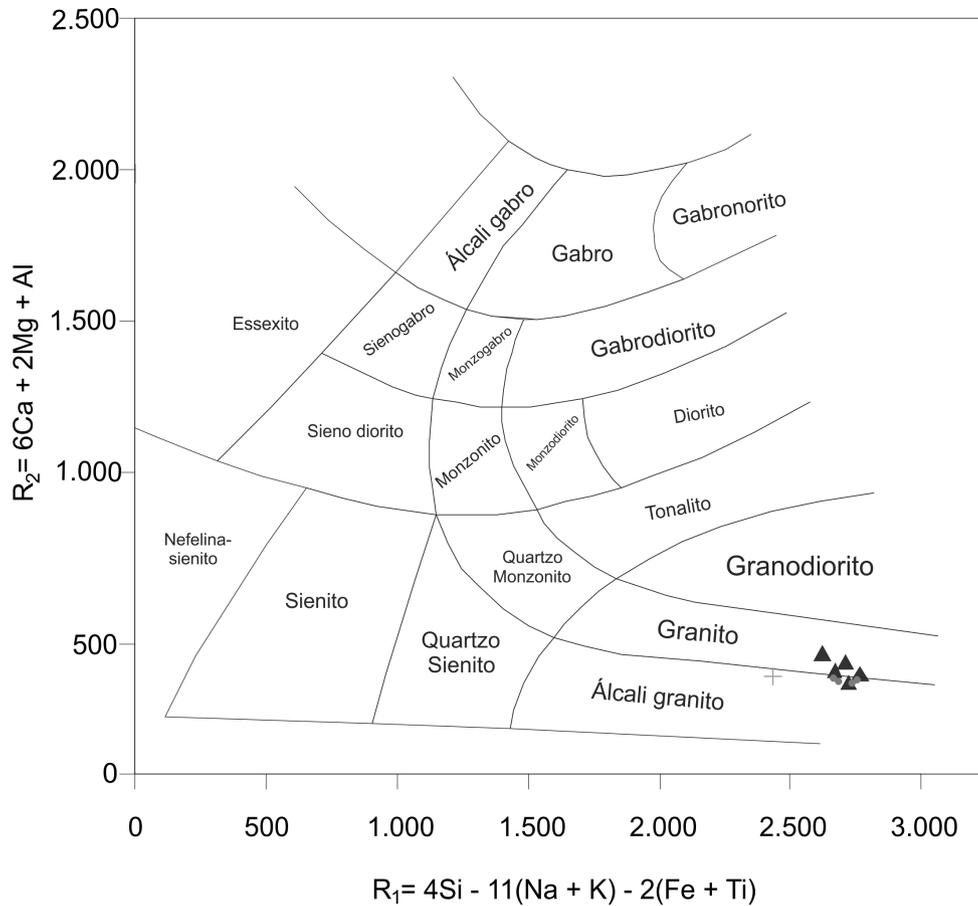


Figura 6. Diagrama classificatório R1 versus R2 de De La Roche et al. (1980) para as diferentes fácies do Granito São Vicente na região do Parque Estadual Águas Quentes. Símbolos como na Figura 4.

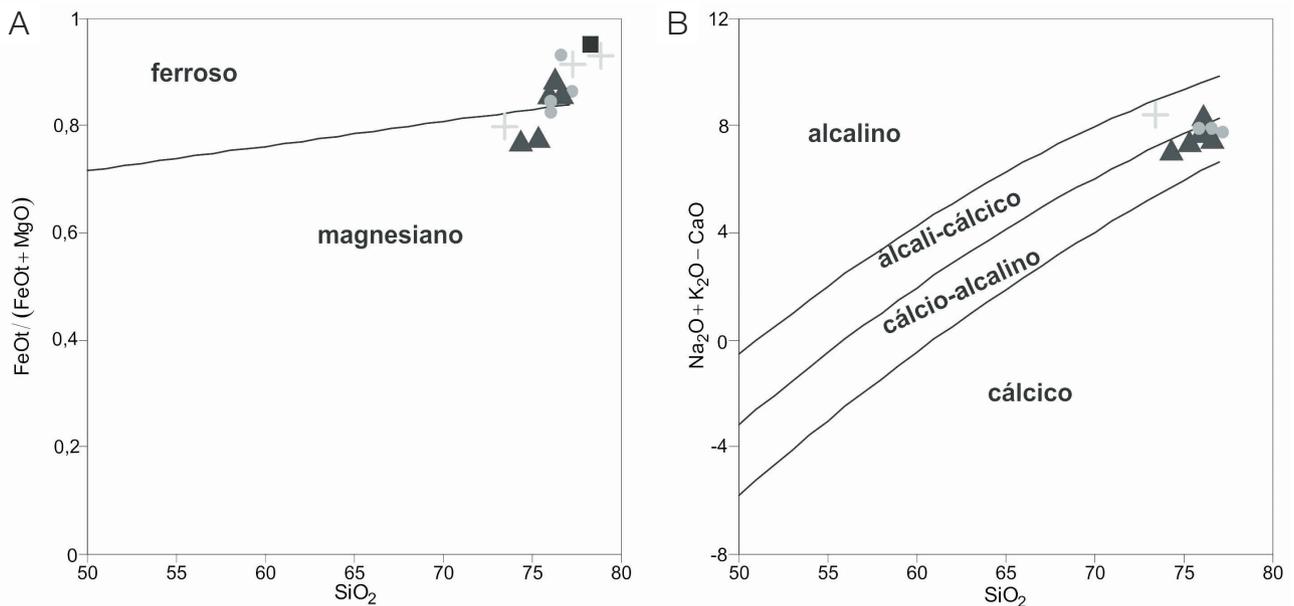


Figura 7. Diagramas classificatórios de Frost et al. (2001) para as diferentes fácies do Granito São Vicente na região do Parque Estadual Águas Quentes. (A) diagrama $FeO^t/(FeO^t+MgO)$ versus SiO_2 ; (B) diagrama Na_2O+K_2O-CaO versus SiO_2 . Símbolos como na Figura 4.

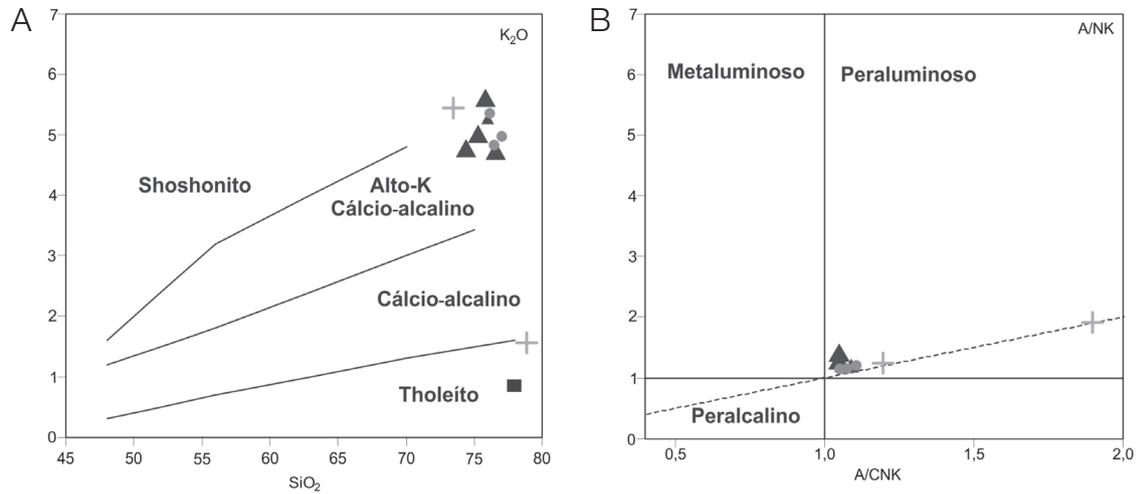
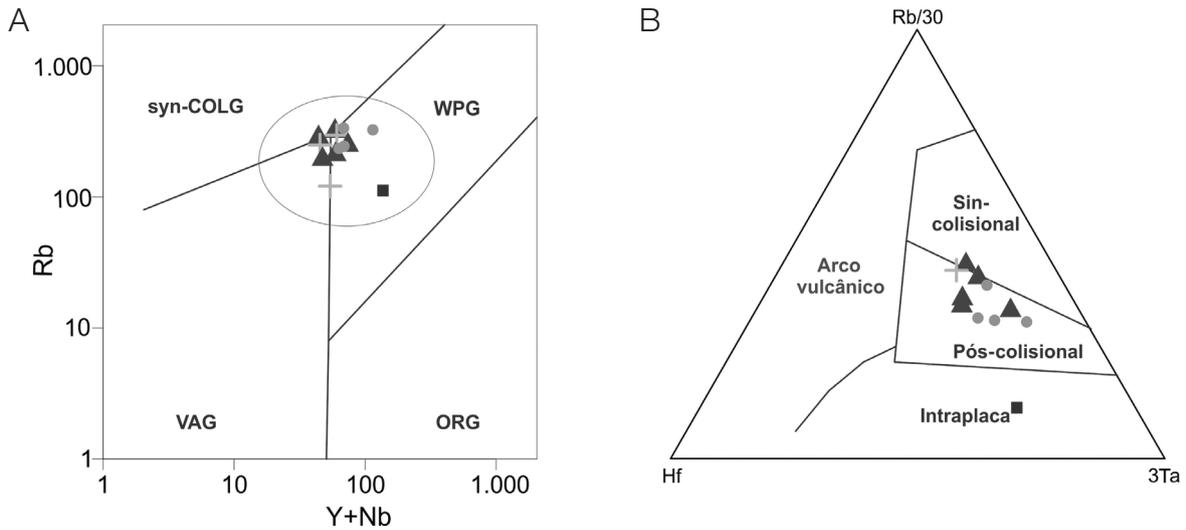
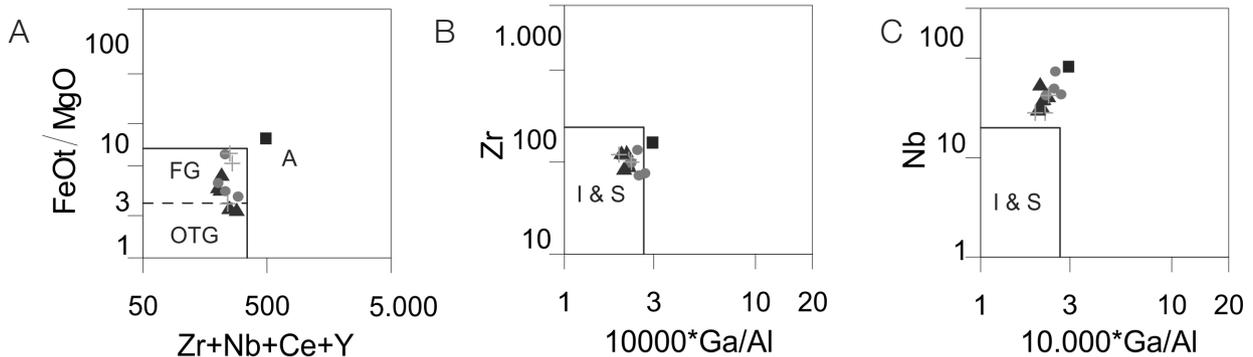


Figura 8. (A) Diagrama K₂O versus SiO₂ de Peccerillo e Taylor (1976); (B) diagrama de Maniar e Piccoli (1989) com os índices de peraluminosidade de Shand (1943) para as diferentes fácies do Granito São Vicente na região do Parque Estadual Águas Quentes. Símbolos como na Figura 4.



syn-COLG: granitos sin-colisionais; WPG: granitos intraplaca; ORG: granitos de cordilheira oceânica; VAG: granitos de arco vulcânico.

Figura 9. Diagramas (A) Rb versus Y+Nb de Pearce et al. (1984); (B) Hf - Rb/30 - Ta*3 de Harris et al. (1986) para as diferentes fácies do Granito São Vicente na região do Parque Estadual Águas Quentes. Símbolos como na Figura 4.



FG: granitos fracionados; OTG: granitos ordinários.

Figura 10. Diagramas classificatórios de granitos de Whalen et al. (1987) para as diferentes fácies do Granito São Vicente na região do Parque Estadual Águas Quentes. (A) FeOt/MgO versus Zr+Nb+Ce+Y; (B) Zr versus Ga/Al; (C) Nb versus Ga/Al. Símbolos como na Figura 4.

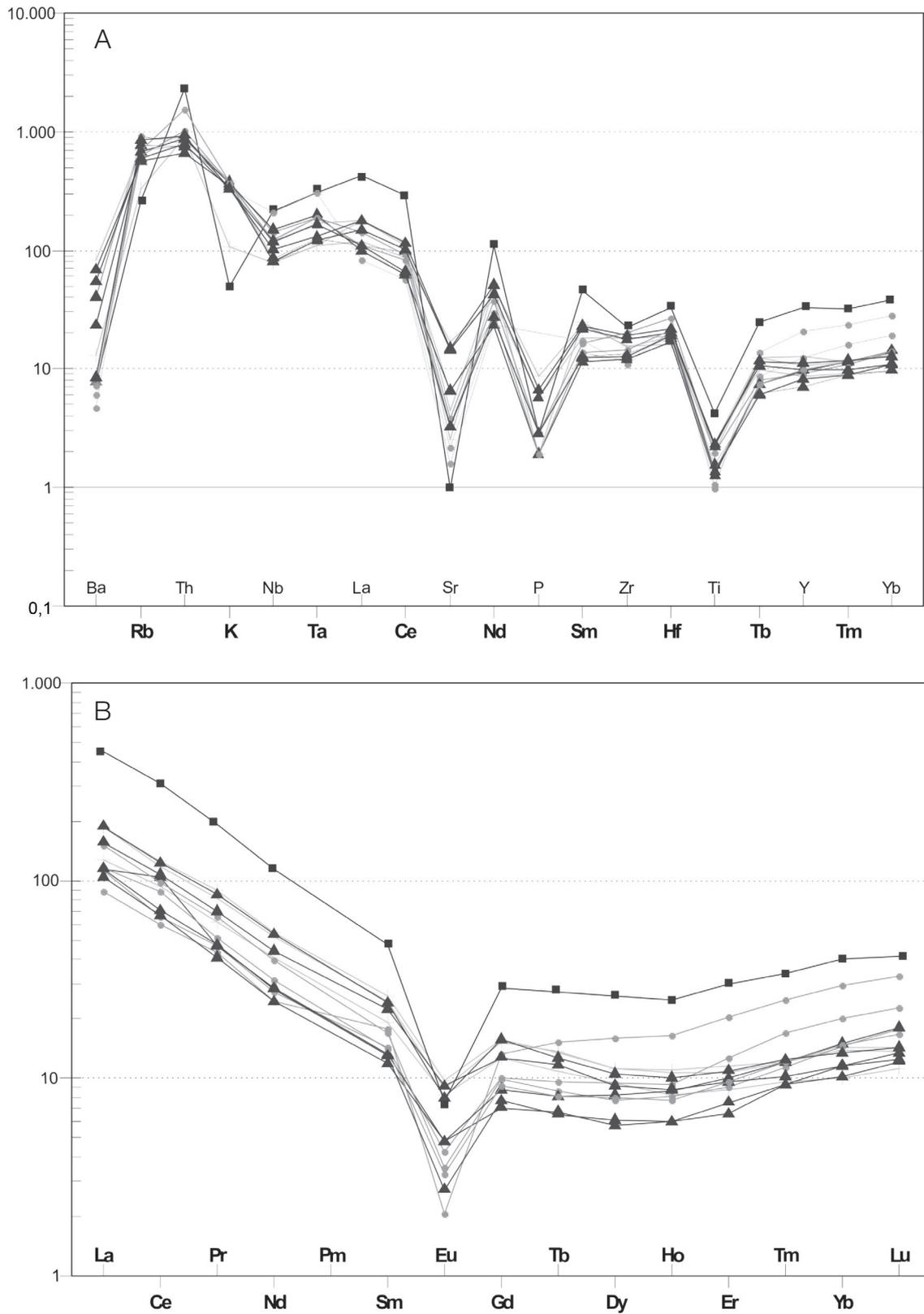


Figura 11. Diagramas multielementos para as diferentes fácies do Granito São Vicente na região do Parque Estadual Águas Quentes. (A) normalizados segundo o condrito de Thompson (1982); (B) condrito de Boynton (1984). Símbolos como na Figura 4.

O padrão de distribuição dos elementos terras raras (ETRs) (Figura 11B) indica um forte fracionamento de ETRs leves, com razões La_N/Sm_N médias de 7,87, anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* \sim 0,38$) e enriquecimento de ETRs pesados, expressos por razões Gd_N/Yb_N menores que a unidade ($\sim 0,82$). Enriquecimento em ETRs pesados tem sido relatado em granitoides peralcalinos ricos em Nb, como os Younger Granites da Nigéria (Ogunleye et al., 2005, 2006) e o Granito Madeira do Cráton Amazônico (Horbe et al., 1991; Lenharo et al., 2002). De forma semelhante às interpretações dadas para rochas fêlsicas com elevados conteúdos de Nb e Ta, o enriquecimento em ETRs pesados sugere a participação de fontes relacionadas ao manto astenosférico.

GEOCROLOGIA U-PB SHRIMP

Para a determinação da idade de cristalização, foi selecionada uma amostra da fácies riolito porfíritico (GT01),

do afloramento mais representativo da fácies. O método utilizado foi U-Pb SHRIMP em zircão. Doze grãos de zircão foram analisados e imageados por catodoluminescência (Figura 12). Os pontos analíticos foram escolhidos preferencialmente nas regiões claras, nas imagens CL, com zonação regular, evitando possíveis fraturas e locais com irregularidades.

Os cristais de zircão da amostra GT01 são transparentes a opacos, de cor bege a rosa-clara, por vezes fraturados, quebrados e com zonação. Observam-se grãos arredondados, alongados e prismáticos. As dimensões variam de 100 a 300 μm , e os teores de urânio, de 241 a 1.168 ppm. Os cálculos de idades foram realizados com o programa Isoplot/EX (Ludwig, 2012), e os resultados são apresentados com desvio padrão de 2σ . Um dos grãos analisados demonstra discrepância em relação às demais idades, e pode ser interpretado como zircão herdado.

A Tabela 3 apresenta os resultados isotópicos para a amostra datada.

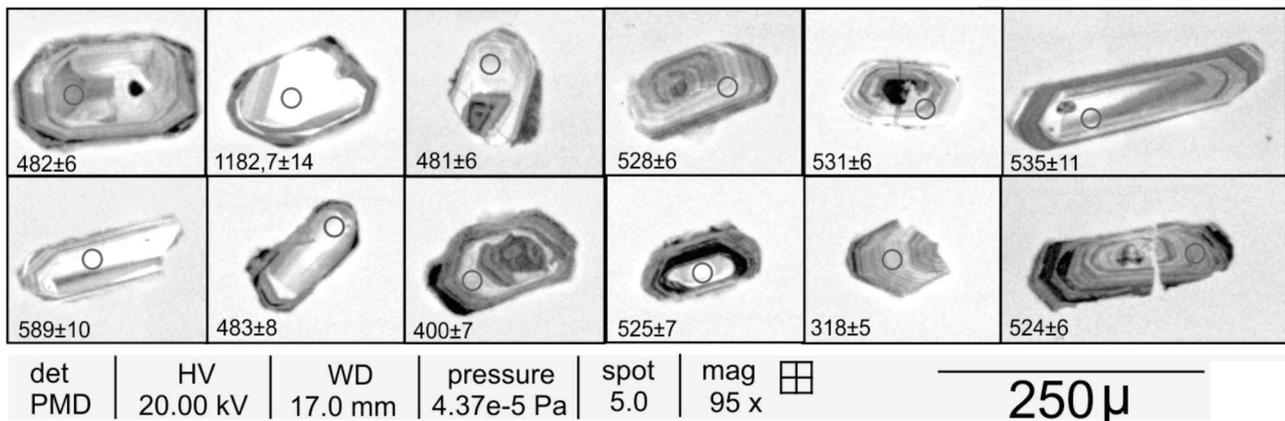


Figura 12. Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão do riolito porfíritico (amostra GT01) com as posições de análise. Idades $^{206}Pb/^{238}U$.

Tabela 3. Dados de isótopos de U-Th-Pb em zircão do riolito porfíritico (amostra GT01).

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}Th/^{238}U$	$^{206}Pb_{com}/^{238}U$ (%)	$^{206}Pb/^{238}U$	%	$^{206}Pb/^{238}U$ Idade (Ma)	1s err	$^{207}Pb/^{206}Pb$ Idade (Ma)	1s err	Disc. (%)	Total $^{238}U/^{206}Pb$	% err	Total $^{207}Pb/^{206}Pb$	% err
GT 1.1	554	727	1,36	1,33	0,08	1,4	482,6	6,4	503	85	4	12,69	1,4	0,0681	1,0
GT 2.1	323	79	0,25	0,00	0,20	1,4	1182,7	14,7	1199	15	1	4,97	1,4	0,0801	0,7
GT 3.1	270	206	0,79	0,63	0,08	1,4	481,0	6,5	484	72	1	12,82	1,4	0,0619	1,1
GT 4.1	460	294	0,66	0,19	0,09	1,3	528,0	6,8	521	30	-1	11,69	1,3	0,0593	0,9
GT 5.1	436	315	0,75	0,90	0,09	1,4	531,5	6,9	537	60	1	11,53	1,4	0,0655	0,9
GT 6.1	241	133	0,57	8,38	0,11	1,7	589,8	10,3	508	495	-14	9,52	1,7	0,1261	4,3
GT 7.1	280	255	0,94	3,23	0,09	2,0	535,1	11,1	799	357	49	11,16	2,0	0,0918	9,5
GT 8.1	817	695	0,88	0,99	0,09	1,3	524,1	6,7	567	57	8	11,68	1,3	0,0670	0,7
GT 9.1	787	449	0,59	15,06	0,09	1,3	483,7	8,2	491	803	1	10,82	1,3	0,1763	0,8
GT 10.1	698	251	0,37	5,61	0,09	1,3	525,5	7,1	768	233	46	11,08	1,3	0,1101	0,5
GT 11.1	1168	434	0,38	14,55	0,08	1,4	400,3	7,1	683	679	71	13,26	1,4	0,1787	0,8
GT 12.1	934	758	0,84	13,25	0,06	1,3	318,7	5,2	506	677	59	17,05	1,3	0,1633	1,2

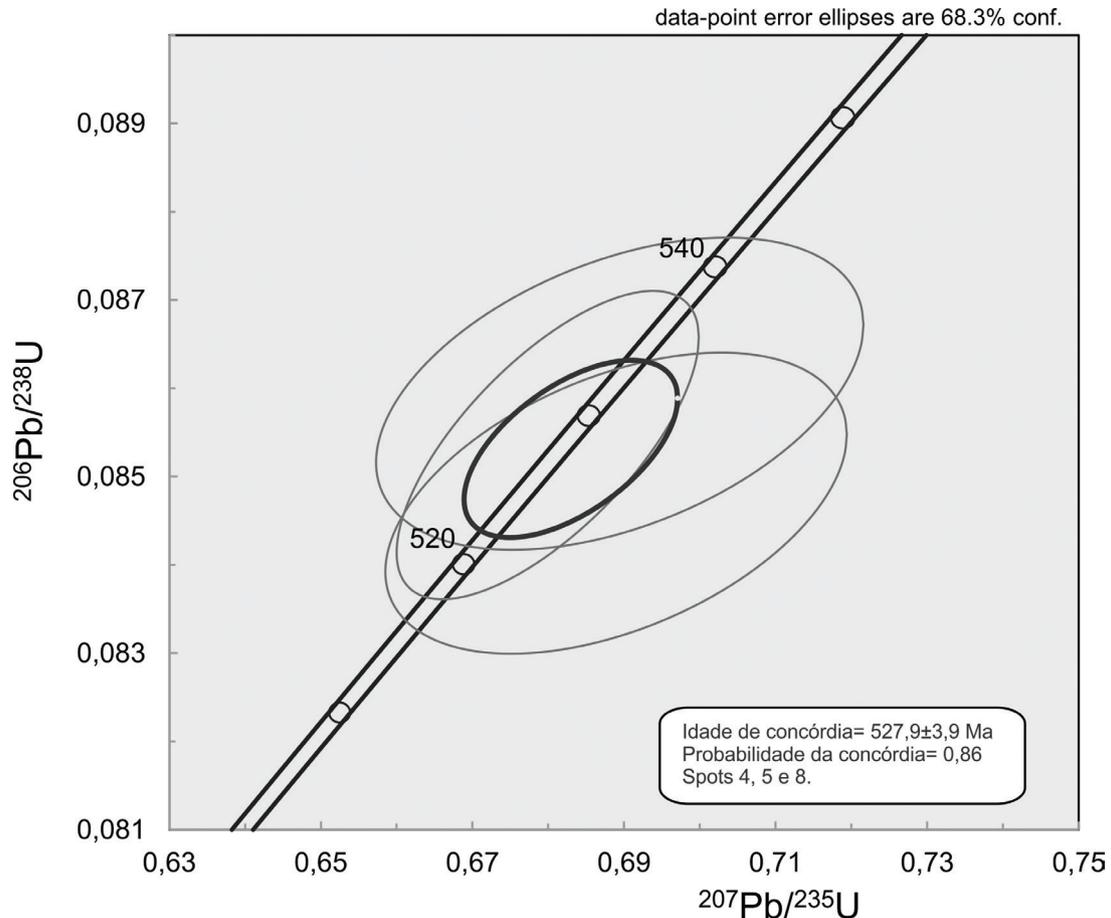


Figura 13. Diagrama concórdia com a idade U-Pb SHRIMP do riolito porfírico (amostra GT01).

O diagrama concórdia U-Pb da amostra GT01 (Figura 13) mostra idade de 528 ± 4 Ma para o riolito porfírico, considerada como idade de cristalização magmática.

A idade de cristalização da fácies riolito (528 ± 4 Ma) se aproxima da idade apresentada por McGee et al. (2012) para o Granito São Vicente (518 ± 4 Ma), considerando o erro estatístico. No entanto, difere da idade de 504 ± 9 Ma apresentada por Godoy et al. (2010) para o mesmo granito. Godoy et al. (2010), com base nas idades dos granitos da Província Granitoide Matogrossense, definem dois eventos magmáticos para a geração desses granitos, separados por aproximadamente 40 Ma, sendo a suíte do norte gerada entre 504 e 509 Ma, e a do sul, entre 540 e 548 Ma. Tanto os dados apresentados neste trabalho quanto aqueles apresentados por McGee et al. (2012) sugerem que a suíte do norte pode ter se originado em um intervalo de tempo mais expandido e que o intervalo entre as duas suítes pode ter sido menor.

CONCLUSÕES

O Granito São Vicente caracteriza-se como um batólito intrudido em níveis crustais epizonais. No PEAQ, os estudos

de campo e petrográficos desenvolvidos neste trabalho permitiram a individualização de quatro fácies petrográficas: sienogranito grosso; sienogranito porfírico; álcali-feldspato granito microporfírico; e riolito porfírico. A gênese da fácies sienogranito porfírico tem relação com processos de decompressão hidrostática formadores de aplitos graníticos, típicos de cristalização de líquidos residuais em zonas de cúpula de corpos intrusivos epizonais. A fácies álcali-feldspato granito microporfírico possui feições petrográficas (textura micrográfica recorrente) características de resfriamento rápido de corpos graníticos, o que corrobora as intrusões epizonais. As rochas da fácies riolito porfírico ocorrem na forma de diques, característicos de ambientes subvulcânicos. Essas intrusões podem ter servido de condutos para um provável evento vulcânico contemporâneo e cogenético ao magmatismo do Granito São Vicente. No entanto, registros de rochas vulcânicas de superfície (efusivas e/ou piroclásticas) são inexistentes na região — discussão que tem sido recorrente no meio científico e que foi um dos aspectos incentivadores do presente trabalho; esta pesquisa, porém, também não identificou tais características na região do Granito de São Vicente.

Os dados litoquímicos obtidos neste trabalho delineiam um *trend* de diferenciação linear, em diagramas binários,

para as amostras das fácies sienogranito grosso e sienogranito porfirítico, que sugere evolução por processos de cristalização fracionada de fases minerais como plagioclásio, biotita, óxidos de Fe-Ti, apatita e zircão, além de acumulação de feldspato alcalino. Os padrões de distribuição em diagramas multielementos indicam comagmaticidade entre todas as fácies. O padrão geoquímico global das fácies é característico de magmas félsicos de afinidade cálcio-alcalina de alto-K, exceto os conteúdos de Nb, Ta e ETRs pesados. A afinidade cálcio-alcalina de alto-K pode ser identificada tanto em magmas formados por fusão de manto litosférico previamente afetado por subducção quanto por fusões crustais. Elevados conteúdos de Nb, Ta e ETRs pesados têm sido relatados em magmas félsicos provenientes de fusões de manto astenosférico. Dados isotópicos Sm-Nd do Granito São Vicente, disponíveis na literatura, atestam a importante participação de fontes crustais em sua gênese. Portanto, conclui-se que o magma que originou as rochas plutônicas relacionadas ao Granito São Vicente na região do PEAQ foi submetido a processos de mistura de magmas de fontes crustais e de fontes mantélicas astenosféricas. O processo geotectônico de *slab-breakoff* é assumido como o mecanismo responsável pela mistura desses magmas, uma vez que promove tanto ascensão, e consequente fusão, de manto astenosférico quanto fusão da base da crosta continental, em estágios pós-colisionais de cinturões orogênicos. Com base nisso, e no caráter predominantemente isotrópico e pós-cinemático das rochas estudadas, conclui-se que o posicionamento do Granito São Vicente ocorreu em estágio pós-colisional em relação ao orógeno que deu origem à FP no estado de Mato Grosso.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao projeto INCT/GEOCIAM pelo auxílio financeiro, à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão de bolsa de mestrado ao primeiro autor e aos dois revisores anônimos que contribuíram substancialmente para o aperfeiçoamento do trabalho.

REFERÊNCIAS

Almeida, F. F. M. (1954). *Geologia do centro-leste matogrossense*. Rio de Janeiro: IBGE. (Boletim da Divisão de Geologia e Mineração – DNPM/DGM, 150). 97 p.

Almeida, F. F. M., Hasui, Y. (1984). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Edgard Blücher.

Almeida, F. F. M., Mantovani, M. S. M. (1975). Geologia e geocronologia do Granito São Vicente, Mato Grosso. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 47, 451-458.

Alvarenga, C. J. S., Moura, C. A. V., Gorayeb, P. S. S., Abreu, F. A. M. (2000). Paraguay and Araguaia Belts. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos (Eds.). *Tectonic Evolution of South America* (v. 1, 183-194). Rio de Janeiro: SBG.

Atherton, M. P., Ghani, A. A. (2002). Slab breakoff: a model for Caledonian, late granite syn-collisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland. *Lithos*, 62, 65-85.

Barros, A. M., Silva, R. H., Cardoso, O. R. F. A., Freire, F. A., Sousa Jr., J. J., Rivetti, M., Luz, D. S., Palmeira, R. C. B., Tassinari, C. C. G. (1982). Geologia. In: Brasil. Ministério de Minas e Energia/SG (Eds.). *Projeto RadamBrasil: Levantamento dos Recursos Naturais. Folha SD. 21–Cuiabá* (v. 1, 25-192). Rio de Janeiro: DNPM.

Boynnton, W. V. (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: P Henderson (Ed.). *Rare earth element geochemistry* (v. 1, 63-114). Amsterdam: Elsevier.

Corrêa, J. A., Neto, C., Correia Filho, F. C. L., Scislewski, G., Cavallon, L. A., Cerqueira, N. L. S., Nogueira, V. L. (1976). *Projeto Bodoquena–Relatório Final*. Goiânia: MME/DNPM, Convênio DNPM/CPRM.

Coulon, C., Megartsi, M., Fourcade, S., Maury, R. C., Bellon, H., Louni-Hacini, A., Cotten, J., Coutelle, A., Hermitte, D. (2002). Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria): magmatism expression of a slab breakoff. *Lithos*, 62, 87-110.

Dall’Agnol, R., Scaillet, B., Pichavant, M. (1999). An experimental study of a lower Proterozoic A-type Granite from the Eastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology*, 40(11), 1673-1698.

De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183-210.

Ferreira, C. O. (2009). *Constraints of the Neoproterozoic–Cambrian magmatism along the Transbrasiliiano Lineament, central Brazil. A study based on U–Pb, Lu–Hf (LA-MC–ICPMS) and Nd isotopic signature*. Dissertação (Mestrado). Brasília: Universidade de Brasília – UnB.

- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048.
- Frost, C. D., Frost, B. R., Beard, J. S. (2016). On silica-rich granitoids and their eruptive equivalents. *American Mineralogist*, 101, 1268-1284.
- Giordano, F., D'Antonio, M., Civetta, L., Tonarini, S., Orsi, G., Ayalew, D., Yirgu, G., Dell'Erba, F., Di Vito, M.A., Isaia, R. (2014). Genesis and evolution of mafic and felsic magmas at Quaternary volcanoes within the Main Ethiopian Rift: insights from Gedemsa and Fanta'Ale complexes. *Lithos*, 188, 130-144.
- Godoy, A. M., Pinho, F. E. C., Manzano, J. C., Araújo, L. M. B., Silva, J. A., Figueiredo, M. (2010). Estudos isotópicos das rochas granitoides neoproterozóicas da Faixa de Dobramento Paraguai. *Revista Brasileira de Geociências*, 40(3), 380-391.
- Godoy, A. M., Ruiz, A. S., Araújo-Ruiz, L. M. B. de, Manzano, J. C., Souza, M. Z. A., Matos, J. B. (2004). Caracterização Geológica dos Granitoides Brasileiros Pós-Tectônico da Faixa de Dobramentos Paraguai do Sudeste Matogrossense. *XLII Congresso Brasileiro de Geologia*, CD-ROM. Araxá: SBG.
- Godoy, A. M., Ruiz, A. S., Manzano, J. C., Araújo-Ruiz, L. M. B. (2007). Os Granitoides Brasileiros Pós-Tectônicos da Faixa de Dobramentos Paraguai MS e MT. *Geologia USP. Série Científica*, 7, 29-44.
- Godoy, A. M., Ruiz, A. S., Manzano, J. C., Araújo-Ruiz, L. M. B. de, Souza, M. Z. A., Matos, J. B. (2005a). Padrão Geoquímico dos Granitoides Brasileiros da Faixa Paraguai no Estado de Mato Grosso. *X Congresso Brasileiro de Geoquímica e II Simpósio de Geoquímica dos Países do Mercosul*. CD-ROM. Porto de Galinhas: SBGq.
- Godoy, A. M., Ruiz, A. S., Manzano, J. C., Araújo-Ruiz, L. M. B. de, Souza, M. Z. A., Matos, J. B. (2005b). Litogeoquímica dos Granitoides Brasileiros Pós-Tectônicos do Mato Grosso Sul. *X Congresso Brasileiro de Geoquímica e II Simpósio de Geoquímica dos Países do Mercosul*. CD-ROM. Porto de Galinhas: SBGq.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A., Tindle, A. G. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: M. P. Coward, A. C. Ries (Eds.). *Collision Tectonics* (Geological Society, Special Publication, v. 1, 67-81). London: Geological Society.
- Hasui, Y., Almeida, F. F. M. (1970). Geocronologia do centro-oeste brasileiro. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 19, 5-26.
- Hibbard, M. J. (1995). *Petrography to Petrogenesis*. San Francisco: Prentice-Hall.
- Horbe, M. A., Horbe, A. C., Costi, H. T., Teixeira, J. T. (1991). Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga Mine, northwestern Brazil – a review. *Journal of Geochemical Exploration*, 40, 227-249.
- 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 and Planetary Science Letters*, 120, 111-134.
- Kerr, P. F. (1959). *Optical Mineralogy*. New York: McGraw-Hill Book Co.
- Lacerda Filho, J. W., Abreu Filho, W., Valente, C. R., Oliveira, C. C., Albuquerque, M. C. (2004). *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso*. Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados de Geologia do Brasil. Convênio CPRM/SICME-MT, MME.
- Lacerda Filho, J. W., Brito, R. S. C., Silva, M. G., Oliveira, C. C., Moreton, L. C., Martins, E. G., Lopes, R. C., Lima, T. M., Larizzatti, J. H., Valente, C. R. (2006). *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul*. Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados de Geologia do Brasil. Convênio CPRM/SICME-MS, MME.
- Lenharo, S. L. R., Moura, M. A., Botelho, N. F. (2002). Petrogenetic and mineralization processes in Paleo- to Mesoproterozoic rapakivi granites: examples from Pitinga and Goiás, Brazil. *Precambrian Research*, 119, 277-299.
- Ludwig, K. R. (2012). ISOPLOT/Ex. rev., 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronological Center*, Special Publication, v. 1a, 75.
- Lustrino, M., Wilson, M. (2007). The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. *Earth-Science Reviews*, 81, 1-65.
- MacKenzie, W. S., Donaldson, C. H., Guilford, C. (1982). *Atlas of igneous rocks and their textures*. London: John Wiley & Sons.

- Maniar, P. D., Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discriminations of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635-643.
- Manzano, J. C. (2009). *Caracterização dos Granitóides Brasileiros da Faixa de Dobramento Paraguai, MT e MS*. Dissertação (Mestrado). Rio Claro: Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” – UNESP.
- McGee, B., Collins, A. S., Trindade, R. I. F. (2012). G²day Gondwana — the final accretion of a supercontinent: U–Pb ages from the post-orogenic São Vicente Granite, northern Paraguay Belt, Brazil. *Gondwana Research*, 21, 316-322.
- Ogunleye, P. O., Garba, I., Ike, E. C. (2006). Factors contributing to enrichment and crystallization of niobium in pyrochlore in the Kaffo albite arfvedsonite granite, Ririwai Complex, Younger Granites province of Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 372-382.
- Ogunleye, P. O., Ike, E. C., Garba, I. (2005). Geochemical characteristics of the niobium-rich arfvedsonite granites, Younger Granites province of Nigeria. *Chemie der Erde*, 65, 279-296.
- Olivatti, O., Marques, V. J. (1972). *Projeto Águas Quentes*. Cuiabá: CPRM/CODEMAT.
- 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.
- Peccherillo, A., Barberio, M. R., Yirgu, G., Ayalew, D., Barbieri, M., Wu, T. W. (2003). Relationships between mafic and peralkaline silicic magmatism in continental rift settings: a petrological, geochemical and isotopic study of the Gedemsa Volcano, Central Ethiopian Rift. *Journal of Petrology*, 44(11), 2003-2032.
- Peccherillo, A., Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
- Ruiz, A. S., Sousa, M. Z. A., Ruiz, L. M. B. A. (1999). A faixa de dobramentos Paraguai e os granitóides tardi-cinemáticos: uma caracterização preliminar dos granitóides Lajinha e Araguaiana no leste matogrossense. *VI Simpósio de Geologia da Amazônia*, CD-ROM. SBG.
- Shand, S. J. (1943). *Eruptive Rocks*. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. New York: John Wiley e Sons.
- Sousa, M. Z. A., Ruiz, A. S., Ruiz, L. M. B. (1999). Caracterização petrológica dos granitos Araguaiana e Lajinha, na região de Barra do Garças e Araguaiana-MT. *IV Encontro de Iniciação Científica*, CD-ROM. Cuiabá: PROPEQ-UFMT.
- Thompson, R. N. (1982). Magmatism of the British Tertiary province Scottish. *Journal of Geology*, 18, 49-107.
- Vernon, R. H. (2004). *A practical guide to rock microstructure*. London: Cambridge University Press.
- Whalen, J. B., Currie, K. L., Chappell, B. W. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 407-419.