




Contribuição à petrografia, geoquímica e geologia isotópica do Granito Itapuranga na porção central da Faixa Brasília

Contribution to petrography, geochemistry and isotopic geology of the Itapuranga Granite in the central portion of the Brasília Belt

Alanna Cristina Vieira Rodrigues da Silva¹ , Valmir da Silva Souza¹ ,
Massimo Matteini¹, Nilson Francisquini Botelho¹ 

¹Universidade de Brasília - UnB, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Campus Darcy Ribeiro ICC, Ala Central, CEP 70910-900, Asa Norte, Brasília, DF, BR (alannacvrs@gmail.com; vsouza@unb.br; massimo@unb.br; nilsonfb@unb.br)

Recebido em 19 de setembro de 2019; aceito em 9 de abril de 2020

Resumo

O Granito Itapuranga localiza-se na porção central da Faixa Brasília, exhibe formato alongado na direção E-W e está associado ao Lineamento dos Pirineus. Apresenta textura porfirítica em diferentes estágios deformacionais (protomilonito a ultramilonito), com mineralogia constituída de fenocristais de feldspato potássico em matriz quartzo-feldspática, associado a biotita e anfíbólio, além de titanita, epidoto e zircão como minerais acessórios. Os dados geoquímicos revelam composição subalcalina de alto-K (shoshonítica) e metaluminosa, variando de quartzo sienito a sienogranito e monzogranito. As idades T_{DM} Sm-Nd variam de 1,27 a 1,91 Ga com valores $\epsilon Nd(0) = -11$ a -15 , sugerindo fonte crustal mais antiga (Paleo a Mesoproterozoico). Esse magmatismo possui assinatura geoquímica do tipo-I e envolve processo de fracionamento, provavelmente de ambiente tardi-orogênico a pós-colisional. Os dados obtidos indicam que o Granito Itapuranga foi originado a partir da fusão parcial de uma crosta paleoproterozoica, interagindo com manto litosférico heterogêneo metassomatizado durante processo de subducção. Para essas interpretações, associa-se uma importante contribuição de fontes astenosféricas ligadas à colisão do Arco Magmático de Goiás a partir da fusão do manto por decompressão adiabática.

Palavras-chave: Granito Itapuranga; Magmatismo Shoshonítico; Faixa Brasília.

Abstract

The Itapuranga granite is located in the central part of the Brasília Belt. It exhibits an elongated shape in the E-W direction and is associated with the Pyrenees Lineament. It presents porphyritic texture in different stages of deformation (protomylonite to ultramylonite), with mineralogy formed by K-feldspar phenocrysts in quartzo-feldspathic matrix, associated with biotite and amphibole, as well as titanite, epidote and zircon as accessory minerals. The geochemical data show high-K (shoshonitic) and metaluminous sub-alkaline composition, ranging from quartz syenite to syenogranite and monzogranite. The Sm-Nd T_{DM} model ages range from 1.27 to 1.91 Ga with values $\epsilon Nd(0) = -11$ to -15 , suggesting an older crustal source (Paleo- to Mesoproterozoic). This magmatism has a type-I geochemical signature and involves a fractionation process, probably from late-orogenic to post-collisional environment. The data obtained indicate that the Itapuranga Granite was originated from the partial fusion of a Paleoproterozoic crust, interacting with heterogeneous lithospheric mantle metassomatized during the subduction process. For these interpretations, there is an important contribution of asthenospheric sources linked to the collision of the Goiás Magmatic Arc is associated with the merger of the mantle by adiabatic decompression.

Keywords: Itapuranga Granite; Shoshonitic Magmatism; Brasília Belt.

INTRODUÇÃO

Em geral, rochas associadas à série shoshonítica apresentam variedade petrográfica, afinidades tanto calcioalcalina quanto alcalina e ocorrem em diferentes ambientes geotectônicos, tais como intraplaca, arco da ilha, colisional e pós-colisional. Tais características tornam o estudo dessas rochas de grande

interesse para a reconstrução de ambientes tectônicos antigos, bem como pela associação com alguns tipos de mineralizações de ouro e metais-base (Morrison, 1980; Müller et al., 1992; Jiang et al., 2002; Lickfold et al., 2007). O Granito Itapuranga, junto ao Sienito Uruana, compõe a Suíte Intrusiva Itapuranga (Figuras 1A e 1B) (Oliveira, 1997). Representa um magmatismo de composição alcalina a subalcalina de

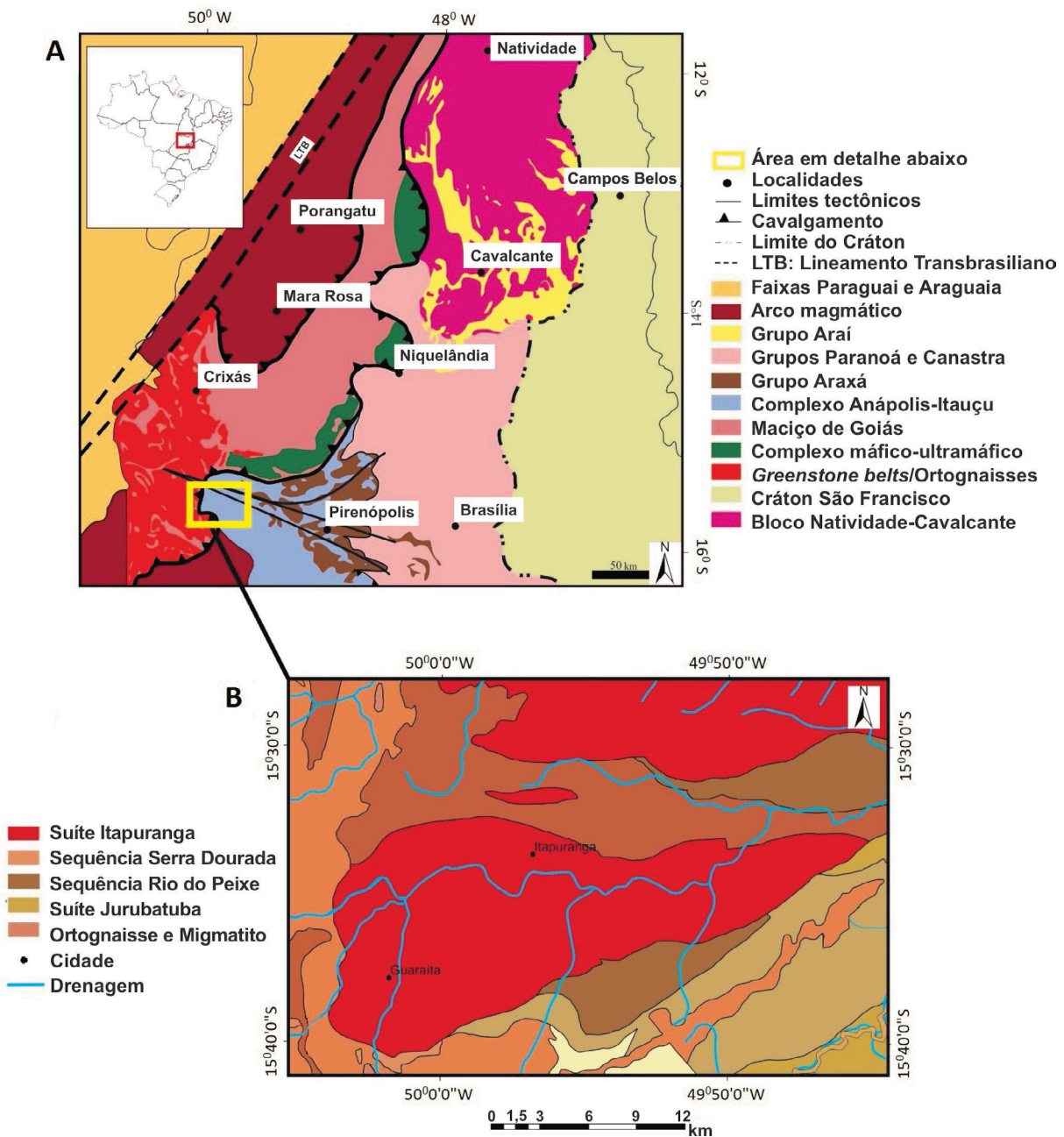


Figura 1. (A) Mapa geológico simplificado da porção central da Faixa Brasília, mostrando as principais unidades geotectônicas e a área de localização do Granito Itapuranga (modificado de Valeriano et al., 2008; Fuck et al., 2014); (B) mapa geológico simplificado da área de exposição do Granito Itapuranga, ressaltando suas relações de contato com as principais unidades regionais.

alto-K (shoshonítico), de idade neoproterozoica, alojado no final da evolução e edificação da Faixa de Dobramentos Brasília (Orogenia Brasileira, 800–500 Ma), região central do Brasil. Esse magmatismo possui ampla faciologia petrográfica, natureza potássica a ultrapotássica e teria sido alojado em ambiente sin a pós-colisional (Oliveira, 1997; Pimentel et al., 1999, 2003a, 2003b; Sandoval, 2016; Silva, 2018).

Neste trabalho serão apresentados novos dados sobre petrografia, química mineral, geoquímica e geologia isotópica (Sm-Nd) do Granito Itapuranga. Tais informações permitem avançar na caracterização petrográfica, na natureza geoquímica e isotópica desse magmatismo, discorrendo sobre processos de diferenciação magmática, retrabalhamento e acreção crustal no final da orogenia Brasileira, na porção central da Faixa Brasília.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Faixa Brasília inserida na Província Tocantins (Figura 1A) (Almeida et al., 1981; Marini et al., 1984a, 1984b), região central do Brasil, representa um largo cinturão orogênico neoproterozoico, resultado da convergência e da colisão de três blocos (paleoplacas): crátons São Francisco, Paranapanema e Amazônico (Fuck et al., 1994; Fonseca et al., 1995; Dardenne, 1978, 2000; Uhlein et al., 2012; Fuck et al., 2014; Pimentel, 2016). Segundo Fuck et al. (1994) e Pimentel et al. (2000), a Faixa Brasília é dividida nas seguintes unidades geotectônicas: Arco Magmático de Goiás; Maciço de Goiás; Núcleo Metamórfico de Alto Grau; e Cinturão de Dobras e Empurrões. A Suíte Intrusiva Itapuranga, formada pelo Granito Itapuranga e pelo Sienito Uruana, está inserida no contexto geológico das rochas do Núcleo Metamórfico de Alto Grau (Figura 1A), inserido no Complexo Anápolis-Ituaçu (Pimentel et al., 1999, 2003a, 2003b), na interface entre os domínios Maciço de Goiás e Cinturão de Dobras e Empurrões. Intrude em rochas supracrustais da Sequência Rio do Peixe, rochas do Grupo Araxá e Sequência Serra Dourada (Pimentel et al., 2003a, 2003b). Na área de estudo, a Sequência Rio do Peixe é constituída de rochas calcioalcalinas, anfibólitos e micaxisto com granada e estauroлита e, subordinadamente, rochas metavulcânicas félsicas. O Grupo Araxá é formado predominantemente por xistos pelíticos com granada e quartzitos, e a Sequência Serra Dourada, por sua vez, é composta de xisto e quartzito (Oliveira, 1997).

A Suíte Intrusiva Itapuranga (Figura 1B) agrupa termos metaquartzo sienito, sienito, álcali-feldspato granito, monzonito, metaquartzo diorito e tonalito, os quais exibem estágios deformacionais que variam de protomilonitos até milonitos, sob metamorfismo de baixo a médio grau. Tais deformações são reflexos do desenvolvimento de faixas de cisalhamentos ou lineamentos regionais, os quais limitam domínios e terrenos geotectônicos e acomodaram os diferentes pulsos

magmáticos na região (Lacerda Filho e Oliveira, 1995; Dardenne, 2000; Pimentel et al., 2003a). A assinatura geoquímica shoshonítica de alto-K é acompanhada pela filiação alcalina a calcioalcalina, saturada em SiO_2 , com alto teor em Ba, Rb, Sr e elementos litófilos de grande raio iônico (LILE), com elevada razão $[\text{La}/\text{Yb}]_N$. Investigações geocronológicas apontam idade de cristalização entre 614 e 624 Ma, com idade T_{DM} entre 1,10 e 1,90 Ga e valores de ϵNd amplos, variando de -3,1 a -15,7 (Oliveira, 1997; Pimentel et al., 2003a, 2003b; Sandoval, 2016).

MATERIAS E MÉTODOS

O estudo petrográfico convencional, realizado em 22 lâminas delgadas, ocorreu no Laboratório de Microscopia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB). As análises de química mineral foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IG-UnB, utilizando um *electron probe microanalyzer* (EPMA) modelo JXA-8230, aplicando as seguintes condições de operação: voltagem de 15 kV e corrente de feixe de 10 nA e 1 μm de diâmetro de feixe. As análises de plagioclásio foram feitas com 5 μm . O tempo de aquisição foi de 10 segundos. Cada elemento foi padronizado usando minerais sintéticos ou naturais. As análises foram feitas em anfibólio, biotita, feldspatos, granada, minerais opacos, epidoto e titanita.

As amostras de rocha total utilizadas para as análises geoquímicas e isotópicas (Sm-Nd) foram selecionadas e preparadas aplicando trituração por meio de moinho de mandíbulas, seguido de pulverização em panela de ágata. As análises geoquímicas foram realizadas no laboratório comercial ACME — Analytical Laboratories Ltd. (Vancouver, Canadá), usando *inductively coupled plasma emission spectrometer* (ICP-ES) para os elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$, MnO, MgO, CaO, Na_2O , K_2O e P_2O_5) e *inductively coupled plasma mass spectrometer* (ICP-MS) para os elementos-traço e as terras raras.

Já as análises isotópicas (Sm-Nd) foram realizadas nos laboratórios de geocronologia do IG-UnB, aplicando o procedimento analítico descrito por Gioia e Pimentel (2000). Cerca de 50 mg de amostra de rocha total foram misturadas com uma solução de *spike* (^{149}Sm - ^{150}Nd) e dissolvidas em cápsulas *savillex*. A extração de Sm e Nd seguiu a técnica convencional com colunas de teflon contendo LN-Specresin (HDEHP — *diethylhexil phosphoric acid supported on PTFE powde*). As amostras de Sm e Nd foram carregadas em filamentos de re-evaporação em conjuntos de filamentos duplos, e as medidas isotópicas foram feitas em espectrômetro de massa do tipo multicoletor modelo Copyola Tritotal. O grau de incerteza para as razões $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$ é de $\pm 0,4\%$ (1σ) e $\pm 0,005\%$ (1σ), respectivamente, de acordo com análises do padrão internacional BHVO-1 e BCR-1.

As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizadas para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219, e a constante de decaimento usada foi $6,54 \times 10^{-12}$ a 10^{-1} . Valores T_{DM} foram calculados segundo método de DePaolo (1981).

O GRANITO ITAPURANGA

O Granito Itapuranga possui forma alongada/achatada, orientado na direção NEE-SWW (Figura 1B), aflorando sob a forma de blocos e morrotes em relevo arrasado e altos topográficos, apresentando litotipos de coloração cinza-claro a cinza-escuro (Figura 2A), arranjo textural porfirítico de granulometria média a grossa (Figuras 2B e 2C). A textura porfirítica é ressaltada pela presença de fenocristais de feldspato potássico imersos em uma matriz de granulação fina a média (Figura 2D). A matriz exibe foliação milonítica, ressaltada pela intercalação de níveis félsicos (quartzo-feldspáticos) estirados, contornados por níveis máficos (biotita e anfibólio) em um arranjo anastomosado. Localmente, observa-se a presença de enclaves e diques máficos. Os enclaves possuem forma esferoidal achatada, tipo ovalados a elípticos, coloração cinza-escuro e tamanho variando de 20 a 40 cm, exibindo textura equigranular fina. Os contatos com a rocha encaixante são irregulares, porém alguns enclaves envolvem parcialmente fenocristais de k-feldspato da rocha hospedeira (Figura 2E). A composição mineralógica se assemelha à rocha hospedeira, mas com maior proporção de minerais máficos e granulação mais fina (abaixo de 2 mm). Localmente, diques máficos de diabásio são também observados, os quais ocorrem como corpos tabulares, descontínuos e irregulares, apresentando espessura variando de 10 a 25 cm, granulação fina a afanítica e cor cinza-claro esverdeado (Figura 2F).

Petrografia

O arranjo textural porfirítico exibe em diferentes estágios deformacionais, variando de protomilonito a milonito, dificultando assim a acurácia na sua caracterização mineralógica modal. Em geral, são constituídos de fenocristais de feldspatos amendoados, por vezes oclares e rotacionados, imersos em matriz quartzo-feldspática e contornados por níveis máficos (biotita e anfibólio). De modo estimativo, a paragênese principal é formada por feldspato potássico (55 a 70%), plagioclásio (10 a 20%), quartzo (5 a 15%), biotita (3 a 10%), anfibólio (5 a 15%) e muscovita (< 1%). Os minerais acessórios mais comuns são titanita, epidoto, apatita, magnetita e zircão (< 1%). Como minerais de substituição aparecem epidoto, clorita, mica branca e carbonatos. Tal estimativa de frequência para a associação mineral identificada sugere composição variando entre quartzo-sienito e sienogranito, aplicando de modo empírico o diagrama de classificação proposto por Streckeisen (1976).

Os fenocristais de feldspato potássico (microclínio) exibem formatos alongados a tabulares (Figuras 3A e 3B), são anédricos a subédricos e, por vezes, pertícticos com geminação do tipo albíta-periclina parcialmente preservada. Alguns cristais apresentam zoneamentos oscilatórios (Figura 3A) com limites retos, porém com planos de geminação descontínuos (Figura 3A). O plagioclásio (albíta-oligoclásio) ocorre como cristais subédricos e, por vezes, alongados. Exibe geminação polissintética, tipo albíta-carlsbad (Figura 3B), por vezes encobertos pelo processo de saussuritização. Alguns cristais apresentam textura do tipo mirmequítica (Figura 3B) em sua borda, ressaltada pelo intercrescimento com quartzo vermicular. Quartzo é subédrico a anédrico, exibindo feições de recristalização marcadas por extinção ondulante e formação de subgrãos. Ocasionalmente desenvolvem microfaixas formadas por agregados de cristais em contatos poligonizados (neoblastos) e estirados paralelamente à foliação principal, contornando fenocristais de feldspatos (Figuras 3C e 3D). Biotita e anfibólio ocorrem como agregados subédricos estirados, desenhando arranjo anastomosado milonítico (Figura 3D). A biotita localmente desenha feições pisciformes (Figura 3E), exibe pleocroísmo que varia de verde-claro a castanho-amarronzado e contém microinclusões de minerais (zircão, monazita e apatita). O anfibólio, por sua vez, apresenta coloração verde, com pleocroísmo em tons de marrom a verde (Figura 3F), formando aglomerados junto com a biotita, a titanita e os minerais opacos (Figura 3D). Também hospeda inclusões de zircão, biotita, quartzo, apatita e minerais opacos, distribuídos em um arranjo caótico tipo “retalho”. Como acessórios, destacam-se cristais euédricos de epidoto, cujo tamanho atinge 1,5 mm, exibindo marcante zoneamento em cores de interferência de primeira ordem (Figura 3E), além de cristais euédricos de titanita, parcialmente envolvidos por biotita e anfibólio, dispersos nas frações quartzo-feldspáticas e cristais de apatita e zircão.

Os enclaves, por sua vez, apresentam aspecto microtextural granolepidoblástico milonítico, ressaltado por cristais orientados de micas (biotita e muscovita), desenhando feições pisciformes, contornando de modo anastomosado as frações quartzo-feldspáticas estiradas e amendoadas. Em geral, essas rochas são constituídas de biotita, muscovita, plagioclásio, feldspato potássico e quartzo, tendo como acessórios opacos apatita, epidoto, monazita e zircão. A frequência estimada da mineralogia sugere, também de modo empírico, composição entre os campos sieno e monzogranito para essas rochas, entretanto é provável que algum grau de interação com as rochas do Granito Itapuranga tenha reequilibrado a composição dos enclaves.

Química mineral

As análises de química mineral foram realizadas em cristais de plagioclásio, feldspato potássico, anfibólio, biotita

e muscovita. Essas análises representativas dos cristais de plagioclásio e feldspatos potássicos são apresentadas na Tabela 1. Os cristais de plagioclásio apresentam composição predominantemente de oligoclásio (An_{12-20}) e, subordinadamente, de albita (Figura 4A, Tabela 1), enquanto os

fenocristais de feldspato potássico apresentam variação composicional com Or_{91-96} (Figura 4A). As análises mostram alteração dos cristais de K-feldspato, sendo evidenciado pelo excesso de sílica (Tabela 1) e deficiências dos álcalis. A ampla variação composicional do plagioclásio

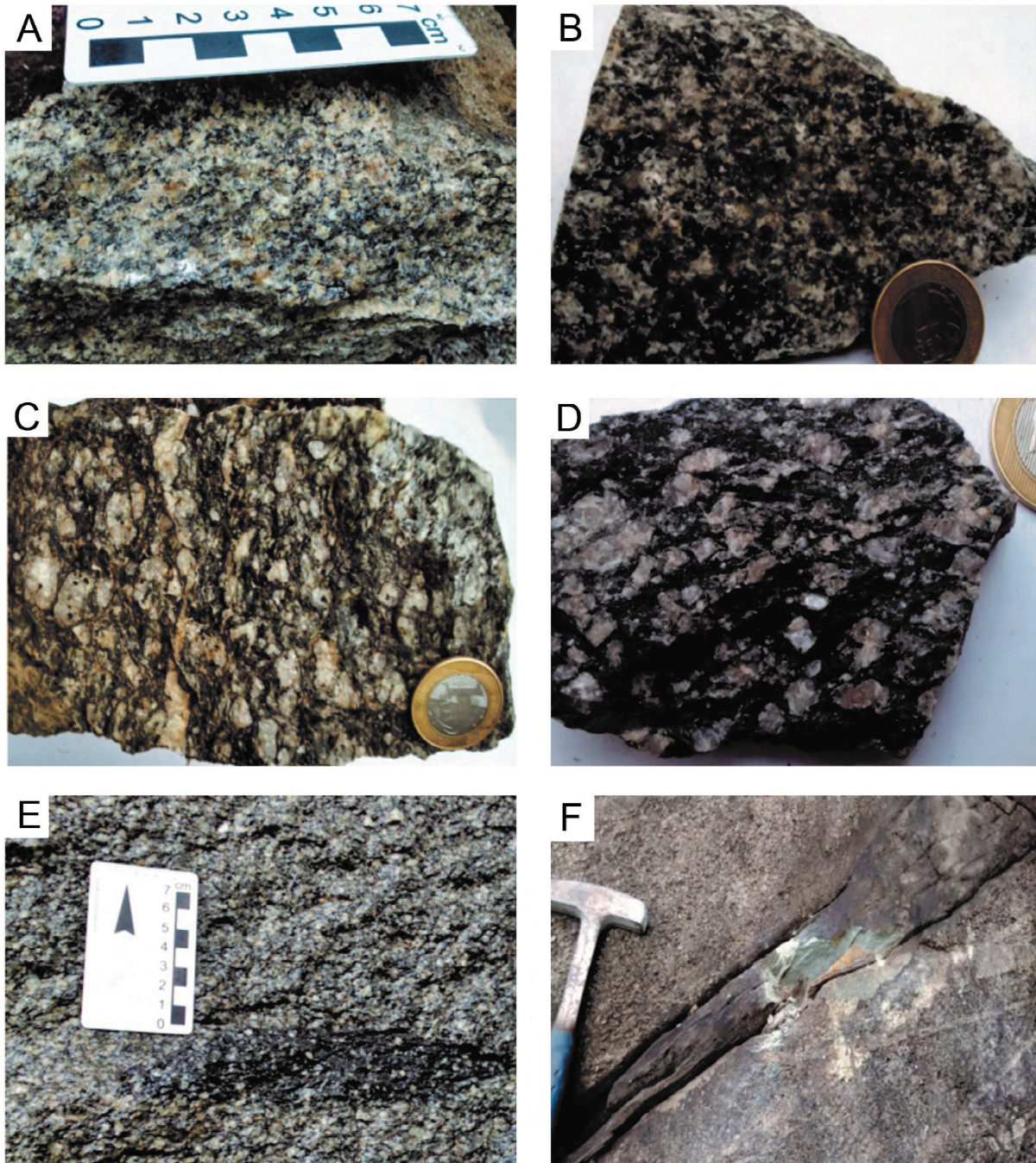
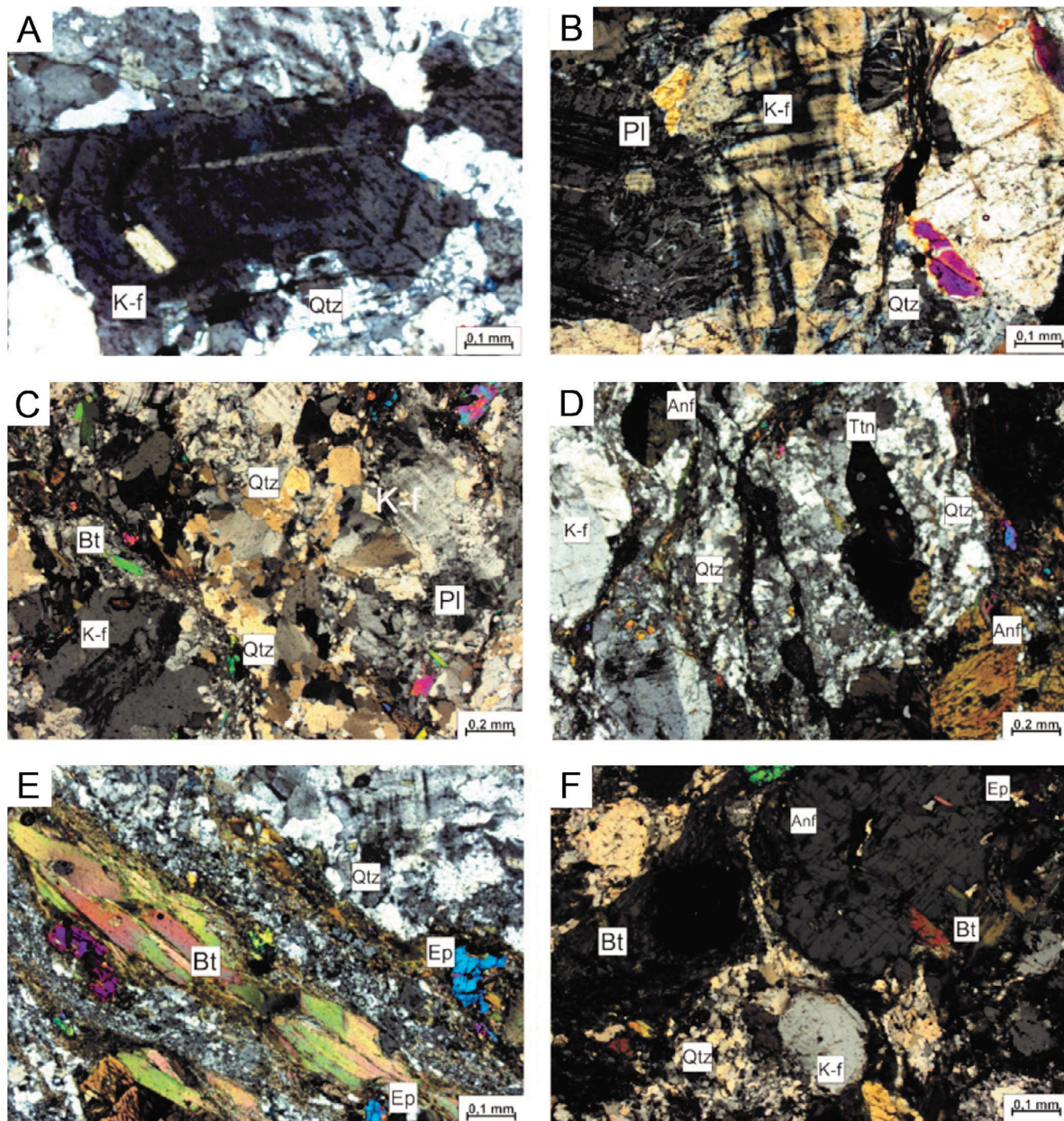


Figura 2. (A) Litotipo com granulometria fina a média e coloração cinza-claro e cinza-escuro; (B e C) litotipos de coloração cinza-claro a rosa com as seguintes características: holocristalina e granulação grossa; (D) fenocristais de feldspato imersos em uma matriz fina; (E) enclave microgranular com formato elipsoidal; (F) dique afanítico, tabular.

apresentando teores de An_{1-20} pode ser explicada pelo processo de saussuritização e reequilíbrio nesses cristais adotando valores menores que An_{10} .

Os resultados representativos para anfibólios (Tabela 2) mostram composição cálcica, sendo classificado

dominantemente como pargasita, com valores $(Na+K)_A > 0,5$ (Figura 4B), de acordo com a proposta de Hawthorne et al. (2012). Ainda, foi caracterizado, em algumas amostras de quartzo sienito, anfibólio de composição hornblenda-magnesiânica (Figura 4B).



K-f: feldspato potássico; Qtz: quartzo; Pl: plagioclásio; Bt: biotita; Anf: anfibólio; Ttn: titanita; Ep: epidoto.

Figura 3. Aspectos mineralógicos e microestruturais do Granito Itapiranga. (A) Fenocristal tabular e alongado de feldspato potássico apresentando zoneamento oscilatório; (B) fenocristal de feldspato potássico (microclínio) com geminação albíta-periclina e textura do tipo mirmequítica; (C e D) cristais de quartzo compondo matriz quartzo-feldspática exibindo feições de recristalização, extinção ondulante e formação de subgrãos em microfaixas, paralela à foliação principal; (E) cristais de biotita estirados apresentando feições pisciformes e distribuídos em meio à matriz quartzo-feldspática; (F) cristal de anfibólio ocular apresentando pleocroísmo em tons de marrom a verde.

As análises representativas para as micas estão na Tabela 3. As biotitas revelaram ampla variação composicional, principalmente com relação aos conteúdos de Al₂O₃, FeO e MgO (12,208 a 17,344%; 13,285 a 26,181%; e 8,314 a 17,181%, respectivamente). No diagrama mgli *versus* feal (Tischendorf et al., 1997), as micas do Granito Itapuranga posicionam-se no campo da flogopita, annita e, subordinadamente, muscovita (Figura 4C). No diagrama de TiO₂-FeO + MnO-MgO (Nachit, 1986), as biotitas exibem *trend* vertical que se estende do campo de biotita primária para biotita reequilibrada (Figura 4D), com predominância no campo da biotita reequilibrada. Esses resultados são coerentes com as informações observadas na petrografia,

indicando deformação e reequilíbrio químico-mineralógico das rochas. Essas análises foram ainda projetadas em diagramas que utilizam composições de biotita como fatores discriminantes de séries magmáticas (Figura 4E). Apesar do reequilíbrio, observa-se que tanto biotita primária quanto biotita reequilibrada apresentam afinidades com biotita da série calcioalcalina.

Litogeoquímica

As análises litogeoquímicas foram realizadas em 17 amostras, sendo 14 do Granito Itapuranga e três de enclaves (Tabela 4). Os resultados são apresentados e discutidos a seguir.

Tabela 1. Análises representativas do K-feldspato.

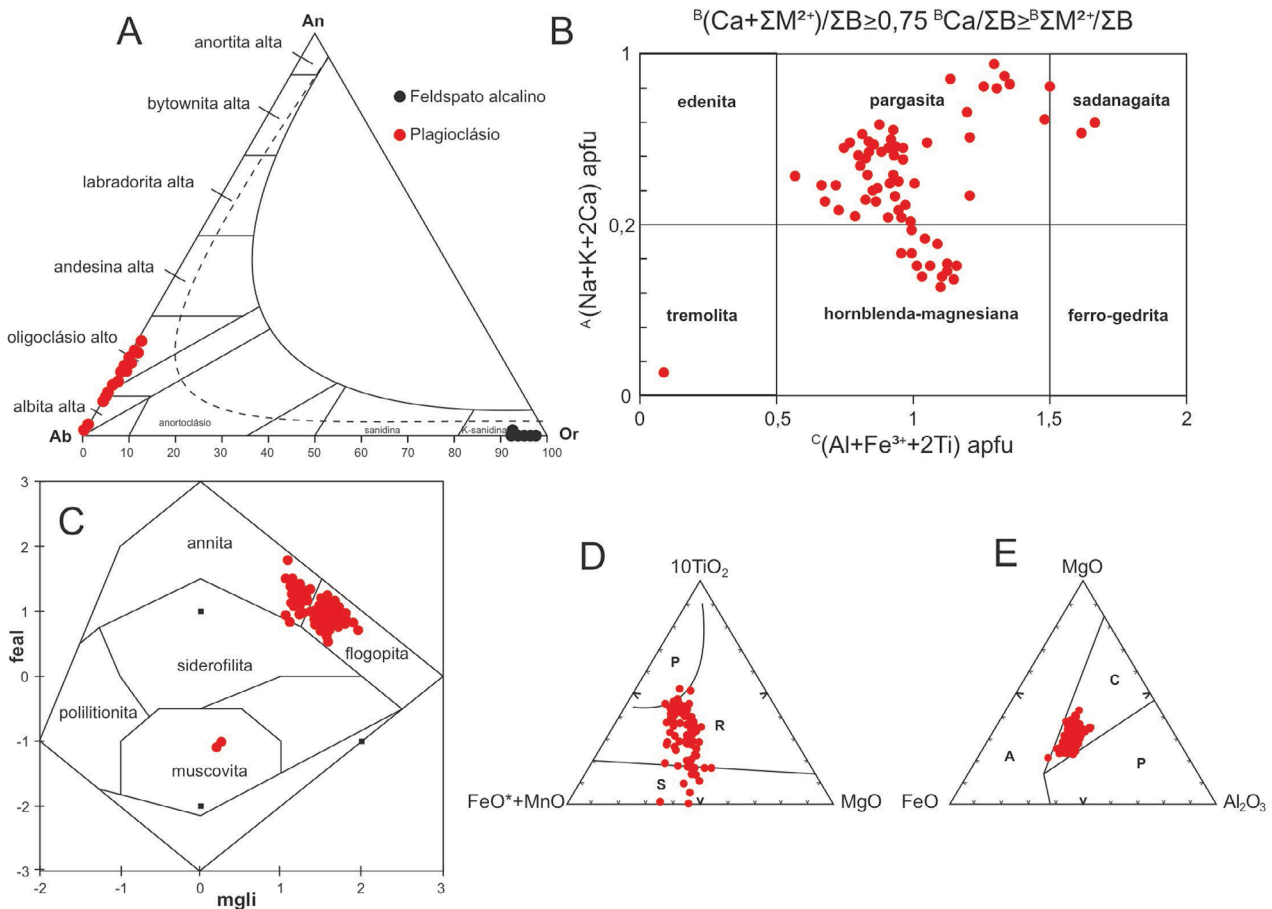
Amostra	K-feldspato								Plagioclásio					
	IT07	IT22	IT04	IT11	IT31	IT12	IT20	IT19	IT07	IT10	IT26	IT11	IT12	IT20
SiO ₂	64,8	65,73	64,65	65,23	65,43	63,80	65,72	63,52	63,78	63,01	69,09	63,24	64,17	63,87
TiO ₂	0,35	1,11	0	0	0	0	0	0	0,35	0,05	0	0	0,57	0,57
Al ₂ O ₃	18,48	18,81	18,05	18,28	17,88	18,74	18,61	21,86	21,17	22,19	19,54	22,30	21,41	22,84
FeO	0	0,12	0,06	0	0,02	0,06	0	0	0,09	0,06	0,05	0,10	0,09	0,11
MnO	0,06	0	0	0,01	0,03	0	0,17	0	0,24	0,04	0,01	0,03	0,2	0,06
MgO	0	0,07	0	0	0	0,10	0,01	0	0	0,01	0,00	0	0,03	0
CaO	0,03	0,03	0,03	0	0,08	0	0,15	3,56	2,91	3,97	0,36	3,74	3,54	3,56
Na ₂ O	0,62	0,46	0,75	0,68	0,47	0,88	0,76	9,85	10,03	9,62	12,16	9,50	8,95	9,00
K ₂ O	13,99	14,82	15,30	15,28	15,12	13,98	13,56	0,38	0,11	0,36	0,13	0,29	0,11	0,26
Cr ₂ O ₃	0,23	0	0	0	0	0	0,13	0	0	0	0,02	0,02	0	0,58
V ₂ O ₃	0,29	0	0,00	0,0	0,00	0,11	0	0,17	0,37	0	0,02	0,07	0,18	0
NiO	0,07	0,24	0,01	0,04	0	0	0	0,07	0	0	0	0,00	0,24	0
Total	99,01	101,44	98,86	99,61	98,97	97,65	99,16	99,44	99,10	99,33	101,41	99,33	99,51	100,9
T														
Si	3,043	3,015	3,021	3,028	3,064	3,017	3,074	2,813	2,839	2,796	2,969	2,810	2,871	2,815
Al	1,022	1,017	0,994	1,000	0,987	1,045	1,026	1,141	1,111	1,160	0,990	1,168	1,129	1,187
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,002	0,002	0,004	0,000	0,000
Ti	0,013	0,038	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,002	0,000	0,000	0,019	0,019
Cr	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,020
V	0,011	0,000	0,000	0,002	0,000	0,004	0,000	0,006	0,014	0,000	0,001	0,003	0,006	0,000
Total	4,098	4,070	4,015	4,030	4,052	4,067	4,105	3,961	3,979	3,960	3,962	3,985	4,025	4,041
A														
Mg	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,008	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000
Ni	0,003	0,009	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000
Fe ²⁺	0,000	0,005	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,004
Mn	0,003	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,007	0,000	0,009	0,002	0,000	0,001	0,008	0,003
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,008	0,169	0,139	0,189	0,017	0,178	0,170	0,168
Na	0,057	0,042	0,068	0,062	0,043	0,082	0,070	0,846	0,866	0,828	1,013	0,818	0,777	0,770
K	0,838	0,867	0,912	0,905	0,903	0,844	0,810	0,022	0,007	0,021	0,007	0,017	0,007	0,015
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	0,902	0,930	0,985	0,970	0,948	0,933	0,895	1,039	1,021	1,040	1,038	1,015	0,975	0,959
Na	0,185	0,189	0,158	0,000	0,042	0,000	0,898	16,322	13,751	18,217	1,598	17,598	17,809	17,65
Ab	6,371	4,578	6,947	6,402	4,526	8,810	7,840	81,580	85,593	79,791	97,694	80,758	81,502	80,798
Or	93,444	95,233	92,895	93,598	95,431	91,190	91,262	2,098	0,657	1,992	0,708	1,644	0,689	1,546

Em geral, as rochas do Granito Itapuranga apresentam conteúdos em $\text{SiO}_2 = 60,34$ a $70,57\%$, indicando fácies de composição intermediária a ácida, com baixos conteúdos de TiO_2 , MnO e P_2O_5 . Do ponto de vista químico-mineralógico, as amostras do Granito Itapuranga distribuem-se nos campos do quartzo sienito, do quartzo monzonito, do sieno a monzogranitos e dos quartzo-monzonitos (Figura 5A). As fácies dominantes apresentam composição intermediária ($\text{SiO}_2 < 67\%$), a qual agrupa os termos quartzo sienito, quartzo monzonito e sieno-granito, enquanto as fácies ácidas ($\text{SiO}_2 > 67\%$) agrupam os termos monzogranitos e quartzo-monzonitos. Em geral, apresentam característica subalcalina (Figura 5B), de alto K, série shoshonítica (Figura 5C), com aluminosidade variando entre metaluminosa a peraluminosa (Figura 5D). Aplicando diagramas discriminantes propostos por Frost et al. (2001), essas rochas apresentam

assinatura geoquímica magnésiana (Figura 6A) e se distribuem entre os campos alcalino e álcali-cálcico (Figura 6B).

Os termos intermediários apresentam enriquecimento relativo nos elementos LILE Ba, Sr e \pm Rb, bem como nos elementos de alto potencial iônico (HFSE), tais como Nb, Y e Zr. No diagrama multielementar (Figura 7A), observa-se, para os termos intermediário e ácido, anomalias negativas comuns em Ba, Nb, Ta, P e Ti, entretanto os termos intermediários mostram maior enriquecimento nos elementos HFSE (Tb, Y, Tm e Yb). Essas rochas exibem padrão multielementar semelhante ao padrão médio da crosta continental superior (Figura 7A), ou seja, marcado por anomalias negativas de Ba, Nb, Sr, P e Ti.

Quanto aos elementos terras raras (ETR), as amostras apresentam enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesadas (ETRP)



P: primária; R: reequilibrada; S: secundária; C: calcialcalina; A: alcalina; P: peraluminosa.

Figura 4. (A) Diagrama An-Ab-Or para classificação de feldspatos; (B) diagramas de classificação para anfibólios (Hawthorne et al., 2012); (C) diagrama de classificação das micas (Tischendorf et al., 1997); (D) diagrama TiO_2 -FeO + MnO-MgO para discriminação de origem de biotita (Nachit, 1986): primária (P), secundária (S) e reequilibrada (R); (E) diagrama discriminante de biotita de diferentes suítes graníticas (Nachit, 1986): alcalina (A), calcialcalina (C) e peraluminosa (P).

(Figura 7B). O elevado fracionamento entre ETRL e ETRP é marcado por razão $[La/Yb]_N = 22,10$ a $87,65$, separados por fraca anomalia negativa de európio, cuja razão $Eu/Eu^* = 0,64$ a $0,83$. O fracionamento entre os ETRL é moderado a elevado, com razão $[La/Eu]_N = 6$ a $11,24$. Já em relação

aos ETRP, o fracionamento é baixo a moderado, com razão $[Gd/Lu]_N = 2,22$ a $7,10$, configurando um padrão comum para rochas da série shoshonítica (Goswami e Bhattacharyya, 2014). Comparativamente, os termos ácidos mostram maior grau de fracionamento ($[Gd/Lu]_N = 5,9-7,10$), porém com

Tabela 2. Análises representativas dos anfibólios.

Amostra	IT10	IT11	IT12	IT16	IT17	IT27	IT20	IT23	IT01
SiO ₂	44,91	44,87	44,32	45,29	44,43	43,93	44,75	44,05	39,52
TiO ₂	1,36	1,53	1,36	0,56	0,53	0,55	0,61	0,81	0,37
Al ₂ O ₃	9,12	8,64	9,52	8,62	9,34	9,35	9,50	8,69	10,20
FeO	15,06	15,11	16,46	16,71	16,94	17,40	18,49	17,95	22,50
MnO	0,20	0,24	0	0,51	0,50	0,44	0,52	0,36	0,40
MgO	10,95	10,86	11,91	11,33	11,50	10,23	10,45	9,67	6,42
CaO	11,14	10,85	9,74	11,10	10,79	11,03	9,36	11,54	10,08
Na ₂ O	1,76	2,23	2,28	2,24	2,19	1,99	2,33	1,57	2,44
K ₂ O	1,4	1,32	1,36	1,47	1,13	1,54	1,01	1,23	1,87
F	0,29	0,33	0	0,88	0	0,75	0	0,22	0,87
Cl	0,06	0,15	0,11	0,02	0,02	0,00	0	0,04	0,16
Cr ₂ O ₃	0	0,05	0,21	0,04	0	0	0	0,10	0,05
V ₂ O ₃	0,10	0	0,20	0,07	0	0,04	0,00	0,05	0,02
NiO	0	0,04	0,10	0	0	0	0,03	0	0
Total	96,40	96,28	97,61	98,91	97,42	97,30	97,10	96,33	95,07
OH									
OH	1,839	1,800	1,971	1,571	1,993	1,632	2,000	1,879	1,497
Cl	0,017	0,040	0,029	0,007	0,007	0,000	0,000	0,012	0,046
F	0,144	0,160	0,000	0,422	0,000	0,368	0,000	0,108	0,458
Total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
T									
Si	6,829	6,859	6,660	6,865	6,708	6,780	6,785	6,803	6,522
Al	1,171	1,141	1,340	1,135	1,292	1,220	1,215	1,197	1,478
Total	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
C									
Al	0,465	0,416	0,347	0,406	0,371	0,482	0,483	0,386	0,506
Ti	0,156	0,176	0,154	0,065	0,061	0,064	0,070	0,095	0,047
V	0,012	0,000	0,024	0,009	0,000	0,005	0,001	0,007	0,003
Cr	0,000	0,007	0,026	0,006	0,000	0,000	0,000	0,012	0,007
Mg	2,483	2,476	2,668	2,562	2,590	2,356	2,364	2,227	1,582
Ni	0,000	0,005	0,013	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,883	1,920	1,768	1,954	1,977	2,093	2,079	2,273	2,855
Mn ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
B									
Mn ²⁺	0,027	0,031	0,000	0,066	0,065	0,059	0,068	0,048	0,056
Fe ²⁺	0,033	0,012	0,300	0,165	0,162	0,153	0,266	0,046	0,251
Ca	1,815	1,778	1,568	1,769	1,745	1,789	1,520	1,906	1,693
Na	0,125	0,178	0,131	0,000	0,029	0,000	0,145	0,000	0,000
Total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
A									
Na	0,395	0,485	0,534	0,660	0,615	0,596	0,541	0,470	0,781
Ca	0,000	0,000	0,000	0,034	0,000	0,036	0,000	0,005	0,090
K	0,272	0,259	0,261	0,286	0,219	0,304	0,196	0,243	0,394
Total	0,666	0,744	0,794	0,980	0,834	0,937	0,737	0,718	1,273

maior empobrecimento em ETRP, cujo somatório de $\Sigma\text{ETRP}_N = 20,73\text{--}36,76$; nos termos intermediários, esse somatório eleva-se para $\Sigma\text{ETRP}_N = 42,71\text{--}76,10$.

Em relação aos enclaves, as amostras possuem composição básica a intermediária ($\text{SiO}_2 = 58\text{--}66,5\%$) e distribuem-se entre os campos quartzo sienito e sienito a monzogranito (Figura 5A). Apresentam composição na interface alcalina a subalcalina (Figura 5B), também com alto K_2O , série shoshonítica (Figura 5C), porém com natureza metaluminosa

e peraluminosa (Figura 5D). Estão também enriquecidos em Ba, Rb, Sr e Zr, e sob diagrama multielementar, nota-se anomalias negativas comuns em Ba, Nb, Ta, P e Ti, também similar ao padrão médio da crosta continental superior (Figura 7A). Já o padrão de distribuição e o conteúdo dos ETR mostram comportamento equivalente ao observado nas rochas intermediárias do Granito Itapuranga (Figura 7B).

A classificação do ambiente geotectônico, segundo diagrama de discriminação Y + Nb *versus* Rb de Pearce (1996),

Tabela 3. Análises representativas das micas.

Amostra	IT17	IT07	IT22	IT10	IT04	IT01	IT05	IT16	IT11	IT20
SiO_2 (%)	36,72	39,20	39,22	38,35	37,33	37,38	38,40	39,19	38,31	39,21
TiO_2	2,88	1,40	1,12	1,53	3,09	1,80	1,62	0,62	1,85	2,01
Al_2O_3	13,71	13,64	15,24	13,75	15,16	14,03	15,22	12,20	14,15	14,78
FeO	26,18	19,68	17,32	15,35	18,55	21,64	16,41	16,37	16,53	16,87
MnO	0	0,54	0,36	0,28	0,28	0,23	0,23	0,58	0,25	0,31
MgO	9,54	11,72	13,77	14,15	10,2	9,81	12,18	15,53	13,76	13,38
CaO	0	0,08	0,06	0,04	0	0,02	0	0,00	0,01	0
Na_2O	0,08	0,04	0,06	0,03	0,10	0,04	0,08	0,05	0,08	0,09
K_2O	9,13	8,98	8,98	9,87	9,69	9,70	9,80	9,99	9,56	9,64
F	0	0,34	0	0,99	1,87	1,84	2,16	2,14	0,80	0
Cl	0,15	0	0,11	0,15	0,03	0,19	0,00	0,05	0,18	0,15
Cr_2O_3	0	0,23	0,00	0	0	0,08	0,26	0,01	0,04	0,12
V_2O_3	0	0	0,12	0,03	0,06	0,10	0,01	0,06	0,04	0,06
NiO	0	0,20	0,06	0,05	0,02	0,06	0,06	0	0,15	0
Total	98,41	96,09	96,48	94,61	96,45	96,99	96,47	96,83	95,76	96,64
OH (apfu)										
OH	1,980	1,918	1,986	1,736	1,530	1,511	1,466	1,466	1,781	1,981
Cl	0,019	0	0,013	0,019	0,004	0,026	0,000	0,006	0,023	0,018
F	0	0,081	0	0,243	0,464	0,461	0,532	0,526	0,194	0
Soma	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
T										
Si	2,806	2,977	2,907	2,965	2,922	2,964	2,985	3,050	2,926	2,909
Al	1,193	1,022	1,092	1,034	1,077	1,035	1,014	0,949	1,073	1,090
Soma	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
M										
Al	0,041	0,199	0,239	0,218	0,321	0,276	0,379	0,169	0,200	0,202
Ti	0,165	0,080	0,062	0,089	0,182	0,107	0,094	0,036	0,106	0,112
Cr	0	0,014	0,000	0	0	0,005	0,015	0,000	0,002	0,007
V	0	0	0,007	0,001	0,004	0,006	0,000	0,003	0,0024	0,003
Mg	1,087	1,327	1,522	1,631	1,192	1,160	1,411	1,802	1,567	1,480
Ni	0	0,012	0,004	0,003	0,001	0,003	0,003	0	0,009	0
Fe^{2+}	1,673	1,250	1,073	0,992	1,214	1,435	1,067	1,065	1,056	1,046
Mn	0	0,034	0,023	0,018	0,018	0,015	0,015	0,038	0,016	0,019
Soma	2,968	2,919	2,932	2,956	2,935	3,012	2,988	3,117	2,962	2,872
I										
Ca	0	0,006	0,005	0,003	0	0,002	0	8,340	0,000	0
Na	0,013	0,006	0,009	0,004	0,016	0,007	0,012	0,007	0,012	0,013
K	0,890	0,870	0,849	0,973	0,968	0,981	0,972	0,992	0,932	0,912
Soma	0,903	0,883	0,864	0,981	0,984	0,991	0,984	1,000	0,945	0,926

Tabela 4. Composição geoquímica dos elementos maiores, menores e traços.

Litotipo	Granito Itapuranga														Enclave		
	Intermediárias							Ácidas							IT13	IT09b	IT08b
Amostra	IT11	IT10	IT07	IT22	IT20	IT19	IT23	IT05	IT21	IT31	IT06	IT08	IT04	IT09	IT13	IT09b	IT08b
SiO ₂ (%)	60,57	64,34	64,43	65,73	65,87	66,13	66,49	66,63	66,87	69,29	69,67	70,06	70,48	70,57	58,18	62,98	66,53
TiO ₂	0,8	0,61	0,77	0,55	0,5	0,54	0,7	0,77	0,45	0,35	0,41	0,37	0,38	0,35	0,9	1,1	0,69
Al ₂ O ₃	14,79	15,01	14,9	15,26	15,37	15,3	14,8	14,56	15,42	15,66	15,1	15,2	15,2	15,17	12,83	14,4	14,28
Fe ₂ O ₃	5,07	3,83	4,76	3,62	3,2	3,35	4,1	3,73	2,88	1,71	2,06	1,77	1,81	1,7	5,96	5,49	4,35
MnO	0,08	0,06	0,07	0,06	0,06	0,05	0,07	0,05	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,15	0,07	0,06
MgO	3,71	2,41	2,03	1,86	1,61	1,74	1,96	2,4	1,33	0,57	0,78	0,63	0,62	0,6	5,44	3,71	1,91
CaO	4,24	3,11	1,94	2,49	2,64	2,58	3,03	1,98	2,32	0,82	1,59	1,54	1,43	1,4	5,12	2,15	1,84
Na ₂ O	3,4	3,61	2,96	3,64	3,87	3,75	3,06	3,51	3,88	2,94	3,91	3,93	3,77	3,93	2,1	3,45	2,97
K ₂ O	5,88	5,76	6,49	5,15	5,45	5,14	4,58	4,92	5,31	5,46	5,33	5,28	5,39	5,26	6,99	4,46	5,47
P ₂ O ₅	0,52	0,36	0,52	0,29	0,27	0,24	0,21	0,4	0,24	0,13	0,2	0,15	0,16	0,15	0,74	0,69	0,35
LOI	0,3	0,3	0,6	0,8	0,6	0,7	0,7	0,6	0,7	2,8	0,6	0,7	0,4	0,5	0,8	1	1,2
Total	99,36	99,4	99,47	99,45	99,44	99,52	99,7	99,55	99,44	99,75	99,68	99,65	99,66	99,65	99,21	99,5	99,65
Ba (ppm)	2.663	2.350	1.651	1.876	2.337	1.869	1.334	1.161	2.233	1.035	1.264	1.178	1.192	1.160	3.113	1.020	1.186
Be	4	5	5	5	6	4	<1	4	5	8	6	6	7	6	2	6	4
Co	16,8	11,8	9,8	10	8,9	9,7	8,9	10,7	6,8	3	4,5	3,8	3,8	3,2	24,1	14,8	9,6
Cs	6,1	4,2	21,9	18,2	7,8	8,8	2,9	12,1	6,9	12	11,5	5,7	14	7,8	12	22,5	13,2
Cu	27,2	11,2	5,6	17,5	2,1	20,1	7,9	2,8	3,9	2,8	4,9	3,4	4,1	2,7	320,6	3,8	6,1
Ga	18,7	18,6	25,5	19,6	19,9	19,7	21,7	24,2	19,6	25,9	24,1	22,9	23,7	23,2	17,8	25,5	27,8
Hf	7	6,6	11,1	7,3	6,8	6,6	8,2	11,1	6,4	6,2	6,6	6,1	5,9	5,8	8,3	12,3	9,6
Mo	0,1	0,5	0,1	0,5	0,4	0,4	0,2	0,2	0,4	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Nb	14,5	16,7	31,9	18,1	15,9	18,2	12,6	22,6	13,6	13,4	17,3	11,5	11,7	11,1	11,8	27,5	18
Pb	7,9	8,6	8,4	29,2	8,8	14,4	5,6	4,8	15,9	11,3	7,9	7	3	4,9	6,1	6,6	6,4
Rb	196,5	193,7	362,2	250,5	192,3	224,3	175,9	294	187,5	292,5	242,2	242,6	241,4	236,2	343,4	407,6	365
Sc	12	8	7	7	6	6	10	6	5	3	3	3	2	3	14	9	6
Sn	3	3	5	3	3	3	2	6	3	4	4	3	3	3	2	8	6
Sr	1.348,7	1.212,4	702,1	1.034,5	1.342,9	1.022,4	447,2	606,5	1.287,4	483,3	751,8	644,7	654,8	640,5	1.001,7	487	501,9
Ta	0,6	1	1,7	1	1,1	1,4	0,9	1,3	1	0,9	1,1	0,7	0,8	0,7	0,3	1,6	0,7
Th	10,3	20,7	34,4	42,1	28,3	31,5	13,5	32,8	27	29,4	28,7	25,2	29,3	26,3	12	30,1	26,1
U	3	2,9	5,5	8,6	4,4	4	2,8	6,3	4,3	10,5	7,7	4,3	4,2	4	3,3	9	6

Continua...

Tabela 4. Continuação.

Litotipo	Granito Itapuranga																	
	Intermediárias								Ácidas								Enclave	
	IT11	IT10	IT07	IT22	IT20	IT19	IT23	IT05	IT21	IT31	IT06	IT08	IT04	IT09	IT13	IT09b	IT08b	
V	98	69	64	58	47	50	58	54	41	27	28	24	23	25	108	83	59	
W	1	0,6	<0,5	5,1	<0,5	0,6	<0,5	<0,5	1,1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	
Y	23,7	20,8	16	18,2	14,4	15,5	24,2	14,2	19,3	9,8	11,2	6,2	8,9	5,3	27,7	20,5	16,3	
Zn	55	37	122	63	52	58	61	114	56	43	57	49	52	46	80	153	133	
Zr	264,8	244	436,3	283,2	262,3	252,8	327,1	412,6	240,6	198,2	247,2	219,7	219,7	210,9	343,8	457,6	372,1	
Ni	65,4	32,2	31,2	35,5	25,5	31,4	14,4	59,6	20,6	5,5	10,2	6,5	7,2	6,8	108	88,8	46,6	
Cr ₂ O ₃	0,016	0,011	0,007	0,009	0,008	0,008	0,011	0,014	0,005	0,002	0,006	0,003	0,002	0,002	0,023	0,02	0,011	
La (ppm)	72,1	72,1	87,5	65,9	78	60,5	65,9	76,3	94,4	50,2	75,4	55,9	43,5	23,8	83	104,7	69,5	
Ce	133,3	128,1	165,6	174,8	141,6	114,8	122	155,7	123,4	102	135	102	93,9	88,1	159,4	154,4	129,7	
Pr	17,86	17,16	20,16	16,55	17,05	14,16	14,49	19,04	18,79	12,52	15,56	11,5	9,82	5,93	21,13	27,41	15,67	
Nd	70,9	64	72,1	60,8	61	52,5	49,3	68	67,9	45,6	54,5	39,3	34,7	20,7	82,9	102	57,3	
Sm	12,03	10,57	11,52	10,18	9,57	8,89	7,42	11,06	10,47	6,99	7,94	5,88	5,74	3,92	13,83	17,76	10,66	
Eu	2,78	2,3	2,24	2,02	2,12	1,9	1,39	2,29	2,23	1,4	1,72	1,22	1,22	0,94	2,83	3,35	1,92	
Gd	8,93	7,55	7,27	6,74	6,12	5,83	5,54	6,88	7,01	4,38	5,14	3,35	3,81	2,74	10,56	10,42	7,61	
Tb	0,98	0,84	0,77	0,8	0,66	0,68	0,7	0,75	0,75	0,49	0,56	0,35	0,44	0,32	1,12	1,18	0,86	
Dy	4,65	3,91	3,41	3,88	2,96	3,26	3,81	3,18	3,65	2,01	2,38	1,55	1,87	1,28	5,19	4,95	3,67	
Ho	0,76	0,61	0,52	0,64	0,44	0,54	0,74	0,45	0,56	0,29	0,32	0,21	0,27	0,17	0,83	0,65	0,53	
Er	1,83	1,56	1,3	1,74	1,17	1,39	2,17	1,12	1,48	0,77	0,79	0,47	0,64	0,47	2,11	1,58	1,21	
Tm	0,25	0,23	0,17	0,25	0,16	0,19	0,32	0,15	0,2	0,1	0,1	0,07	0,08	0,06	0,28	0,21	0,17	
Yb	1,49	1,38	1,11	1,53	1,06	1,22	2,01	0,95	1,16	0,63	0,65	0,43	0,53	0,38	1,73	1,33	0,97	
Lu	0,21	0,19	0,16	0,23	0,14	0,19	0,31	0,14	0,17	0,09	0,09	0,06	0,08	0,05	0,24	0,17	0,13	
K ₂ O+Na ₂ O	9,28	9,37	9,45	8,79	9,32	8,89	7,64	8,43	9,19	8,4	9,24	9,21	9,16	9,19	9,09	7,91	8,44	
MgO+Fe ₂ O ₃	8,78	6,24	6,79	5,48	4,81	5,09	6,06	6,13	4,21	2,28	2,84	2,4	2,43	2,3	11,4	9,2	6,26	
Na ₂ O+K ₂ O	9,28	9,37	9,45	8,79	9,32	8,89	7,64	8,43	9,19	8,4	9,24	9,21	9,16	9,19	9,09	7,91	8,44	
(La/Eu) _N	6,1	7,4	9,3	7,7	8,7	7,5	11,2	7,9	10	8,5	10,4	10,9	8,5	6	7	7,4	8,6	
(Gd/Lu) _N	5,3	4,9	5,6	3,6	5,4	3,8	2,2	6,1	5,1	6,1	7,1	6,9	5,9	6,8	5,5	7,6	7,3	
(La/Yb) _N	32,6	35,2	53,1	29	49,6	33,4	22,1	54,1	54,9	53,7	78,2	87,6	55,3	42,2	32,3	53,1	48,3	
Eu/Eu*	0,8	0,8	0,7	0,7	0,8	0,8	0,6	0,7	0,8	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8	0,7	0,7	0,6	
K ₂ O/Na ₂ O	1,7	1,6	2,2	1,4	1,4	1,4	1,5	1,4	1,4	1,9	1,4	1,3	1,4	1,3	3,3	1,3	1,8	
FeO/(FeO+MgO)	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	1	0,9	0,9	1	0,9	0,9	0,9	0,9	
K ₂ O+Na ₂ O-CaO	28,12	31,03	48,2	26,1	44,97	30,38	20,52	48,79	50,49	48,39	71,88	81,47	50,17	36,25	27,56	46,15	41,65	

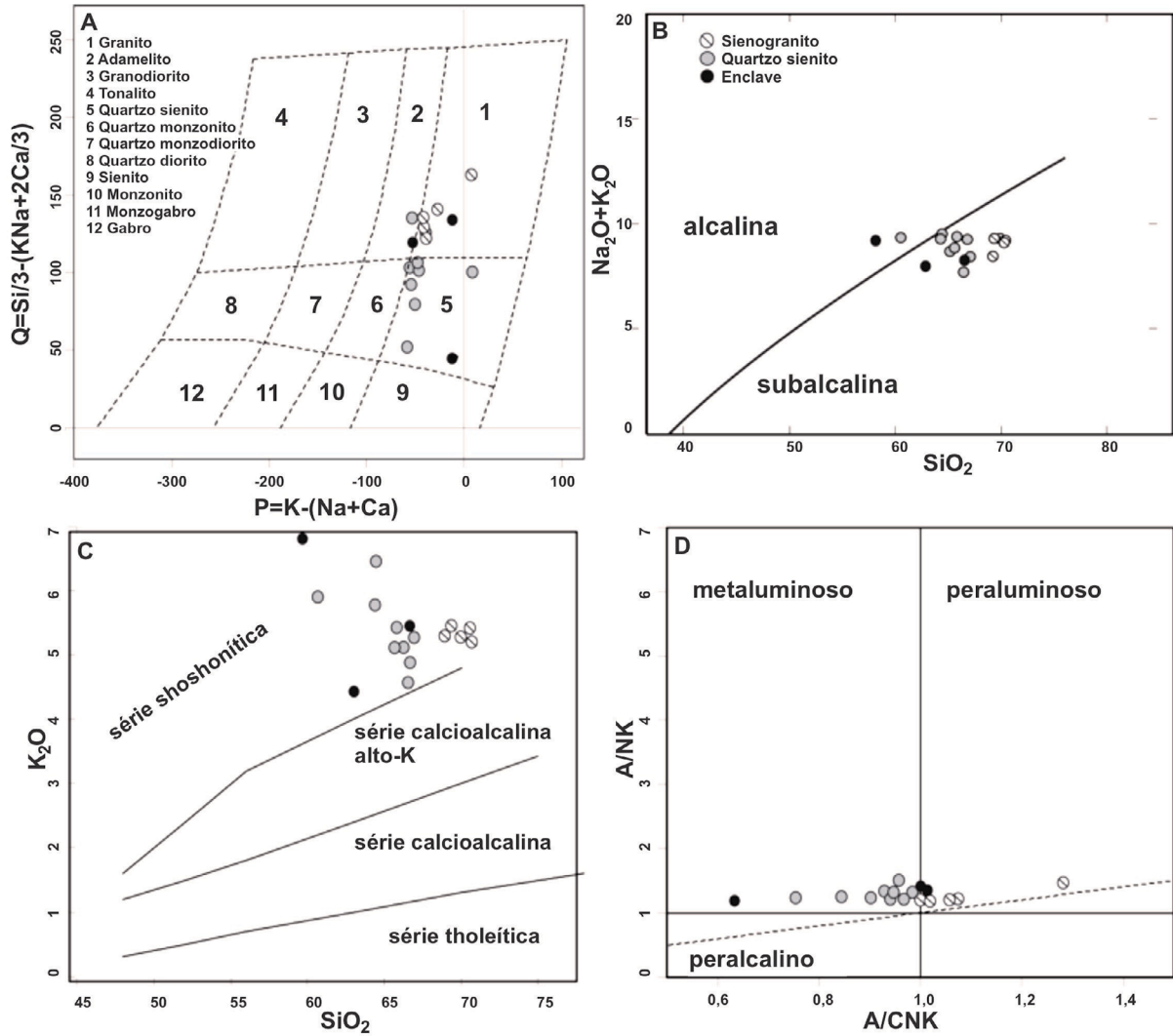


Figura 5. (A) Diagrama de classificação Q-P de Debon e Le Fort (1983); (B) índice de alcalinidade segundo Irvine e Baragar (1971); (C) diagrama de correlação SiO_2 versus K_2O (Peccerillo e Taylor, 1976); (D) índice de saturação em alumina A/CNK A/NK (Shand, 1943 *apud* Maniar e Piccoli, 1989).

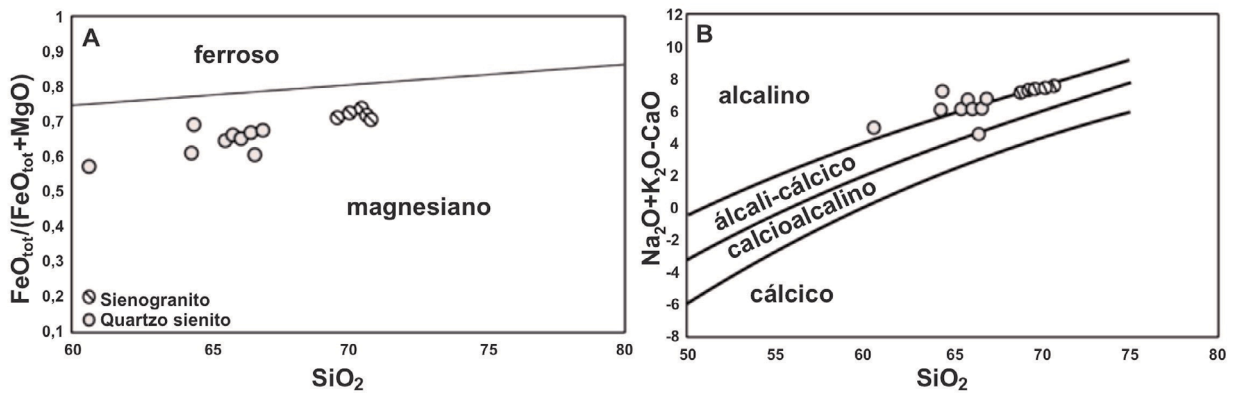


Figura 6. (A) Diagrama SiO_2 versus $\text{Fe}_2\text{O}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}} + \text{MgO})$; (B) diagrama SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$, de acordo com Frost et al. (2001).

sugere ambiente pós-colisional (Figura 7C). Adicionalmente, a disposição das amostras do diagrama R_1-R_2 , de Batchelor e Bowden (1985), forma um *trend* paralelo e alinhado dentro do campo dos granitos pós-colisional e tardi-orogênico (Figura 7D).

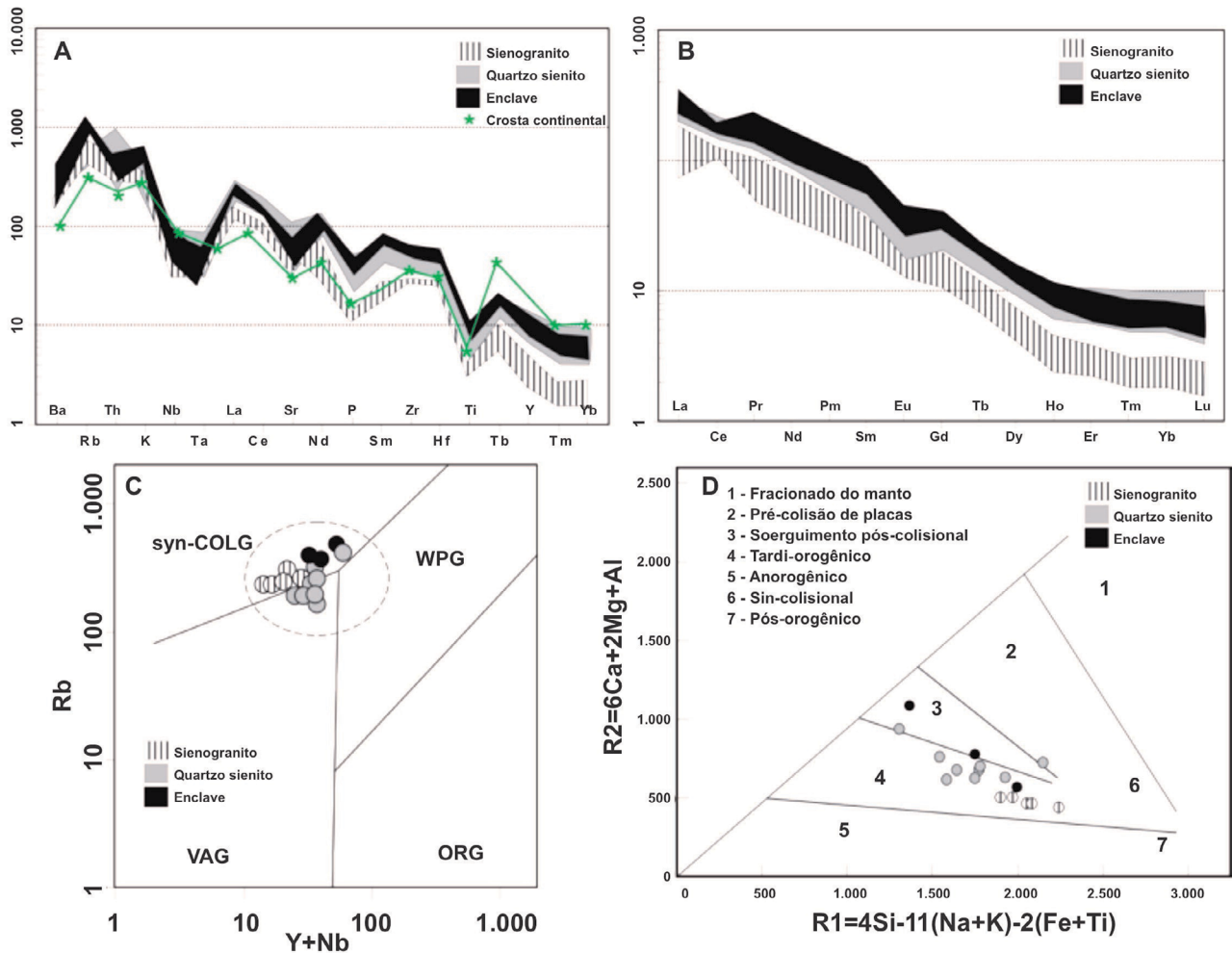
Isótopos Sm-Nd

As análises isotópicas para o cálculo das razões Sm-Nd foram realizadas nas amostras representativas do granito e dos enclaves, cujos dados estão listados na Tabela 5 e plotados na Figura 8. Os dados obtidos mostram uma diferença nos valores das idades-modelo (TDM), situadas entre 1,28 e 1,69 Ga com valores de $\epsilon Nd(0)$ entre -11,24 e -15,23 para as fácies graníticas (sienogranito e quartzo-sienito), e TDM = 1,42 a

1,91 e $\epsilon Nd(0) = -11,43$ a -14,61 para os enclaves. Os valores iniciais de ϵNd foram recalculados usando idade de cristalização U-Pb de 624 Ma, obtida por Pimentel et al. (2003a, 2003b). As razões de $^{143}Nd/^{144}Nd$ para as amostras analisadas variam de 0,511857 a 0,512062 (Tabela 5). A ampla variação nos valores obtidos para a TDM, associados a valores negativos de ϵNd , sugere a participação de um componente crustal.

DISCUSSÃO

O termo *shoshonite* foi definido por Iddings (1895 *apud* Morrison, 1980) para basaltos ricos em K_2O do Yellowstone Park, Wyoming. Segundo Morrison (1980), a associação de



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

Figura 7. (A) Diagrama multielementar, normalizado para condrito de acordo com Thompson (1982); (B) diagrama dos elementos terras raras com normalização para o condrito de Boynton (1984); (C) disposição das amostras no diagrama discriminante (Pearce, 1996), com subdivisão dos campos intraplaca (WPG), arco vulcânico (VAG), sin-colisionais (syn-COLG) e cadeias oceânicas (ORG); (D) disposição das amostras no diagrama R_1-R_2 (Batchelor e Bowden, 1985), mostrando ambiente pós-colisional e tardi-colisional para as amostras do Granito Itapuranga.

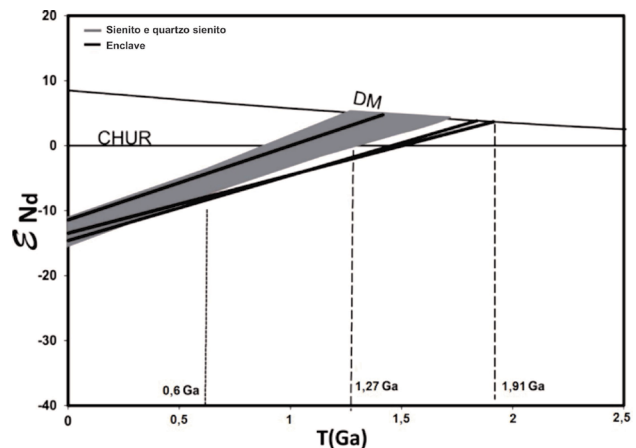
rochas com afinidade shoshonítica é geoquimicamente definida por altos valores de álcalis ($K_2O + Na_2O > 5$ wt%), elevados teores de Al_2O_3 (14–19 wt%), baixo TiO_2 (< 1,3 wt%), alta razão K_2O/Na_2O (> 0,6 em 50% SiO_2 , > 1 em 55% de SiO_2) e, ainda, forte enriquecimento dos elementos Ba e Sr com médio teores de Rb, Zr e Nb.

Oliveira (1997) caracteriza o Granito Itapuranga como produto de magmatismo subcalino, shoshonítico e do tipo I ou Caledoniano. Os dados apresentados neste trabalho corroboram com as interpretações de Oliveira (1997). Contudo, em diagramas do tipo Harker (Figura 9), as distribuições das amostras definem *trends* específicos, com *gaps* composicionais marcando dois grupos distintos, principalmente em relação à sílica, sugerindo tratar-se de pulsos magmáticos distintos. Em geral, o aumento progressivo de SiO_2 é acompanhado pelo aumento de Al_2O_3 e pelo decréscimo de CaO e TiO_2 . Há um empobrecimento também na soma de alguns elementos maiores ($MgO + Fe_2O_3$ e $Na_2O + K_2O$) com o aumento do teor de sílica. Esse fato pode estar associado ao reequilíbrio químico-mineral associado aos estágios deformacionais. A correlação negativa observada no CaO pode indicar o fracionamento do feldspato, bem como do anfibólio, durante a evolução dessas rochas. Da mesma forma, correlações negativas de TiO_2 , MgO e Fe_2O_3 indicam ter havido fracionamento dos máficos (biotita, anfibólio).

Em relação a alguns dos elementos-traço, o padrão de distribuição das amostras apresenta comportamento semelhante aos elementos maiores, ou seja, com formação de *trends* específicos. A variação negativa do Ba e do Sm em relação ao aumento do SiO_2 , provavelmente associado ao fracionamento dos feldspatos potássicos. Os teores de Zr

variam muito pouco em relação ao aumento do SiO_2 , indicando o comportamento compatível do elemento Zr durante a evolução magmática, direcionado para a estrutura de mineral típico (zircão) nos estágios menos evoluídos.

Adicionalmente, aplicando o diagrama de correlação (Figura 10A) Zr/Nb versus Zr (Geng et al., 2009), as amostras se posicionam em um *trend* aproximadamente regular no campo de cristalização fracionada. A distribuição dos elementos maiores e menores em diagramas binários,



DM: *depleted mantle* ou manto depletado; CHUR: *chondritic uniform reservoir* (representa a evolução da crosta terrestre nos últimos 3,5 Ga).

Figura 8. Diagrama de correlação isotópica ϵNd versus $T(Ga)$ aplicado aos principais litotipos do Granito Itapuranga, utilizando o modelo de evolução do manto empobrecido (DM), segundo DePaolo (1981).

Tabela 5. Análises isotópicas de Sm-Nd para as rochas do Granito Itapuranga.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$ ($\pm 2SE$)	ϵNd (0)	ϵNd ($t = 624$ Ma)	T_{DM} (Ga)
Granito							
IT05	12,071	74,478	0,0980	$0,511857 \pm 10$	-15,23	-7,38	1,56
IT06	9,630	60,428	0,0964	$0,511933 \pm 9$	-13,75	-5,76	1,44
IT07	13,111	76,787	0,1033	$0,511875 \pm 13$	-14,88	-7,44	1,61
IT08	6,236	41,599	0,0907	$0,511944 \pm 7$	-13,54	-5,09	1,36
IT09	4,396	22,357	0,1189	$0,511987 \pm 9$	-12,70	-6,51	1,69
IT10	12,040	71,046	0,1025	$0,512017 \pm 11$	-12,11	-4,61	1,40
IT11	15,677	84,885	0,1117	$0,512057 \pm 14$	-11,33	-4,56	1,47
IT19	8,761	50,317	0,1053	$0,51203 \pm 9$	-11,86	-4,58	1,42
IT20	10,050	64,240	0,0946	$0,511984 \pm 9$	-12,76	-4,62	1,35
IT21	11,336	74,188	0,0924	$0,512026 \pm 7$	-11,94	-3,63	1,28
IT31	8,004	50,243	0,0964	$0,51196 \pm 7$	-13,23	-5,23	1,40
Enclave							
IT08b	12,182	62,327	0,1182	$0,511889 \pm 13$	-14,61	-8,36	1,84
IT09b	23,884	114,157	0,1266	$0,511947 \pm 9$	-13,48	-7,90	1,91
IT13	15,813	89,208	0,1072	$0,512052 \pm 8$	-11,43	-4,30	1,42

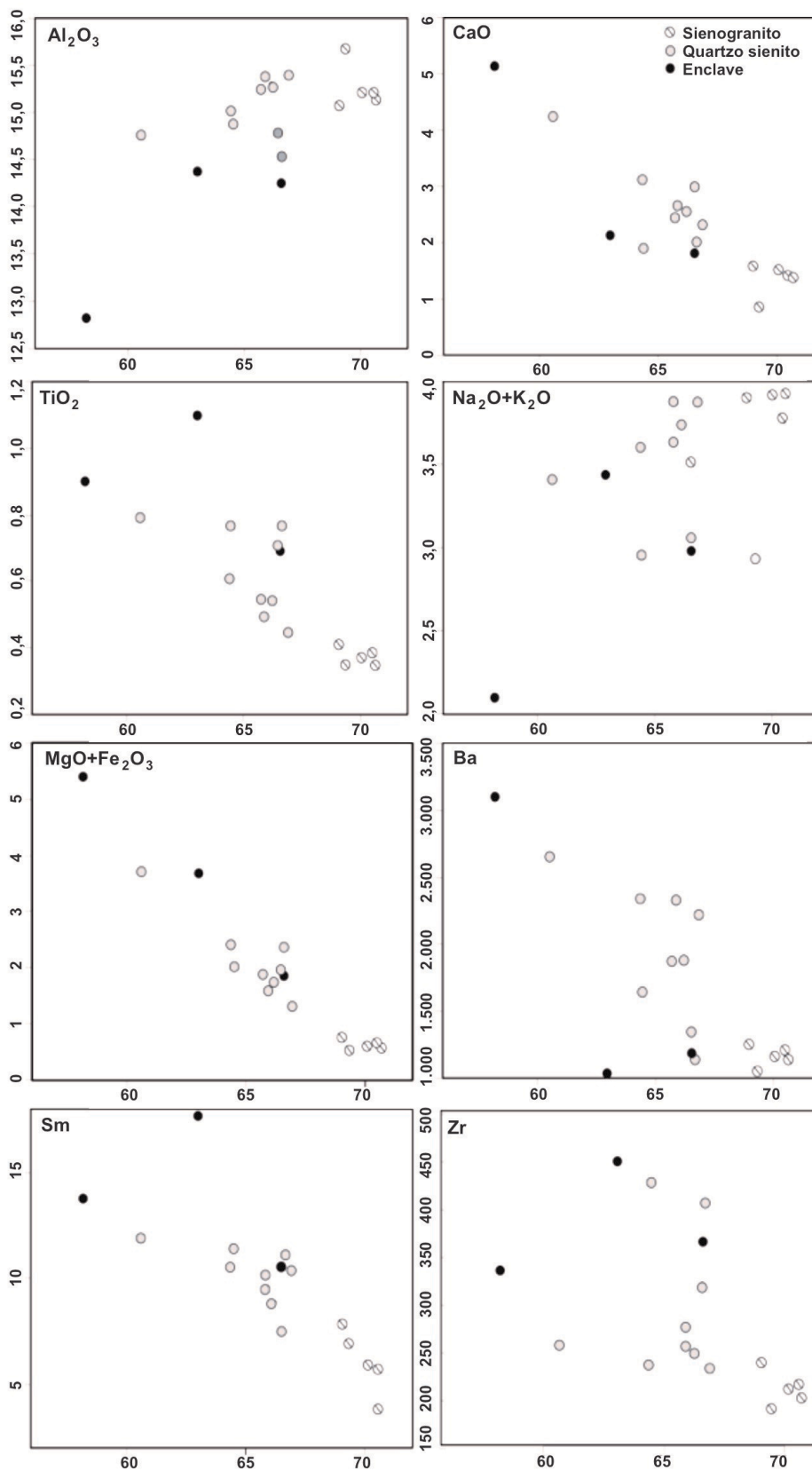


Figura 9. Diagrama Harker com variação dos elementos maiores e menores usando SiO_2 como índice de diferenciação.

anomalias negativas em diagramas multielementares, associados ao diagrama Zr/Nb versus Zr , sugere a atuação de processos de cristalização fracionada de fases minerais, como plagioclásio, biotita, apatita e zircão, para as rochas do Granito Itapuranga. Por outro lado, observa-se que os enclaves formam um *trend* com orientação diferente dos grupos das rochas intermediárias e ácidas, o que pode sugerir magmas distintos, parcialmente misturados (*mixing* ou *minglind* magmas), durante a evolução do magmatismo Itapuranga. Algumas amostras do grupo das rochas intermediárias tendem a seguir a orientação das amostras dos enclaves, sugerindo uma possível interação entre rocha hospedeira e enclave (Ishihara e Tani, 2004; Cheng et al., 2012).

O estudo sobre enclaves em granitos tem, em geral, contribuído para a informação sobre a gênese e a evolução de magmas (Didier, 1987; Chen et al., 1989; Chappell, 1996), entretanto existem incertezas e interpretações controversas sobre esse estudo, as quais podem ser reflexos da heterogeneidade composicional da crosta (Vernon, 1984; Didier, 1987). As informações apresentadas neste trabalho sobre os enclaves no Granito Itapuranga ainda são preliminares e carecem de melhor amostragem, petrografia, tratamento químico-mineral e geoquímico, porém Sandoval (2016), em pesquisa desenvolvida sobre o Sienito Uruana, Suíte Intrusiva Itapuranga (Figura 1B), caracterizou dois conjuntos de enclaves de baixo e de alto K_2O , com geoquímica similar a basaltos calcioalcalinos, os quais seriam produtos da mistura de magmas.

Aplicando o diagrama P_2O_5 versus SiO_2 (Figura 10B), conjugado com as isotermas experimentais determinadas por Green e Watson (1982), nota-se que a temperatura para o magmatismo Itapuranga oscilou entre 880 e 1.000°C. As rochas de composição intermediária oscilam entre 950 e

1.000°C, e as rochas ácidas, entre 800 e 950°C. Tal característica corrobora com o processo de saturação e subsequente cristalização fracionada como principal mecanismo nesse magmatismo. Segundo Green e Watson (1982), a variação no conteúdo de P_2O_5 é um reflexo do grau de saturação da apatita nas rochas, o qual pode ser um elemento modelador do processo de cristalização fracionada por meio da retirada progressiva da apatita. Nota-se ainda, no diagrama P_2O_5 versus SiO_2 (Figura 10B), que as amostras dos enclaves se separam em dois grupos, ou seja, um com afinidade às rochas intermediárias e de maior temperatura e outro associado às rochas ácidas e de mais baixa temperatura. Tal comportamento também pode ser reflexo do grau de interação entre rocha hospedeira e enclave, gerando membros com geoquímica híbrida. Por outro lado, o processo de mistura de magmas também poderia ser responsável por esse comportamento dos enclaves, produzindo membros finais com ampla variação no conteúdo de SiO_2 , porém com conteúdo próximo em P_2O_5 , levando à formação de *gaps*.

Apenas uma amostra, que corresponde a um enclave (Tabela 4), apresenta valores de $MgO > 3\%$, razão $K_2O/Na_2O > 2\%$ e $K_2O > 3\%$, sugerindo tratar-se de rocha ultrapotássica (Foley et al., 1987). A presença de rocha com afinidade ultrapotássica, como membros mais máficos em suítes potássicas, pode representar rocha menos evoluída, expressões de processos cumulativos ou mesmo como imiscibilidade de líquidos (Thompson e Fowler, 1986; Conceição et al., 1995). Esses enclaves máficos possuem padrão similar aos ETR e aos elementos-traço das rochas do Granito Itapuranga. Tal característica é indicativa de possível congeneticidade. Contudo, tal afirmação ainda carece de maiores investigações petrológicas. De acordo com alguns autores, os magmatismos potássico

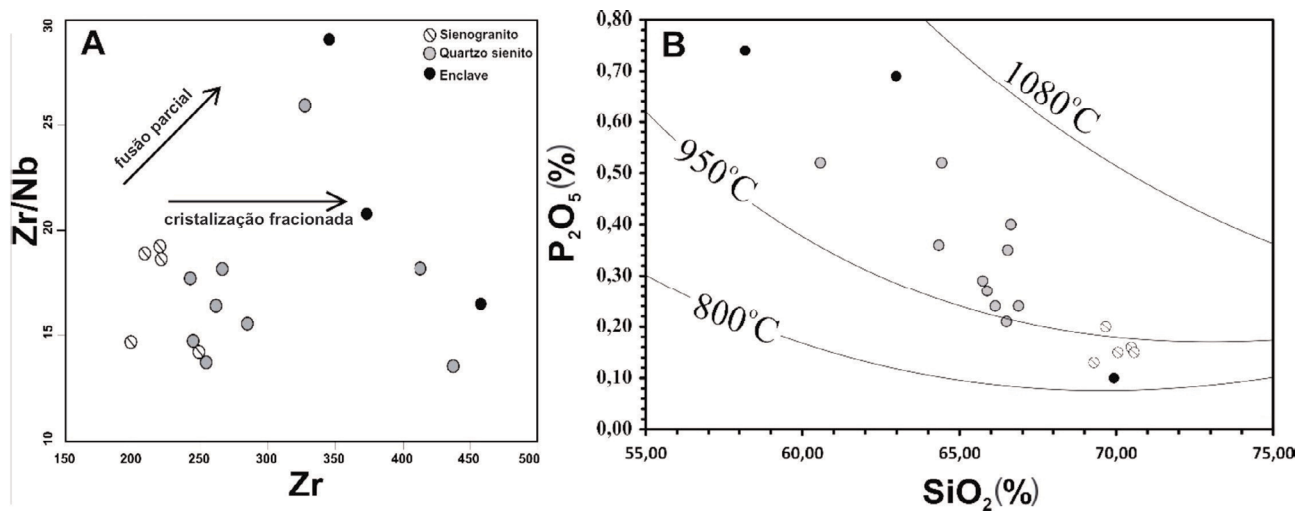


Figura 10. (A) Diagrama Zr/Nb versus Zr (Geng et al., 2009) mostrando as tendências de fusão parcial e cristalização fracionada para as rochas do Granito Itapuranga; (B) gráfico SiO_2 versus P_2O_5 das isotermas para as amostras do Granito Itapuranga (Green e Watson, 1982).

e ultrapotássico são gerados por fusão parcial de um manto litosférico metassomatizado (Foley e Wheller, 1990; Foley, 1992). O metassomatismo é produto de uma desidratação progressiva da placa subductada dada inicialmente pelo escape dos fluidos da crosta oceânica alterada. Os fluidos liberados percolam a cunha mantélica sobreposta à zona de subducção modificando a composição das rochas (Conceição, 1993; Conceição et al., 1997, 2002; Nardi et al., 2007; Lus et al., 2010). De acordo com Foley (1992), os fluidos gerados pela desidratação da placa subductada seriam responsáveis pelo enriquecimento dos elementos LILE e ETRL.

O Granito Itapuranga possui valores negativos de $\epsilon Nd(0)$, bem como as razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ situadas entre 0,511857 e 0,512062 — reforçando o envolvimento de um componente crustal antigo de idade paleoproterozoica —, baseados em valores TDM para os granitos situados entre 1,28 e 1,61 Ga e para os enclaves com idade de 1,91 Ga. Os dados geoquímicos e isotópicos obtidos indicam que o Granito Itapuranga foi derivado de magmatismo de crosta continental, relacionado a ambientes de arcos magmáticos sin-colisionais. Segundo Morrison (1980), as associações shoshoníticas caracterizam a transição temporal e espacial do magmatismo de ambiente orogênico para anorogênico. O magmatismo máfico com idade entre 630 e 580 Ma, abundante no Arco Magmático de Goiás, situado a noroeste e sudoeste da área de estudo, está associado à anatexia crustal durante os estágios finais da Orogenia Brasileira (Pimentel et al., 1996). A mesma proposta pode ser aplicada para tentar explicar a origem do Granito Itapuranga, admitindo que magma félsico possa ter sido derivado ou contaminado com crosta continental mais antiga, e que durante sua evolução ocorreu algum grau de interação com magmas máficos.

A idade de cristalização do Granito Itapuranga é de 624 ± 10 Ma (Pimentel et al., 2003a, 2003b), sendo essa idade contemporânea com o pico metamórfico da orogênese Brasileira (640 e 620 Ma), registrada no Complexo Anapólis-Itaçu (Fischel et al., 1998). O pico do magmatismo foi logo seguido ou concomitante a processos de elevação, erosão e extenso magmatismo máfico na parte central da Faixa Brasília (Pimentel et al., 1996). Essas informações sugerem que a gênese do magmatismo que deu origem às rochas do Granito Itapuranga ocorreu em um sistema sin- a tarde-tectônico, associado a um processo de fusão do manto em razão da descompressão adiabática após o evento metamórfico (Pimentel et al., 1996).

CONCLUSÕES

Os dados apresentados nesta pesquisa permitem apresentar as seguintes conclusões:

- O Granito Itapuranga apresenta distintas fácies petrográficas, as quais se distribuem nos campos sienogranito,

quartzo-sienito e monzogranito. Quartzo-sienito porfírico representa a principal litologia, cuja mineralogia foi submetida a parcial reequilíbrio durante os estágios deformacionais. Essas rochas apresentam composição intermediária a ácida, com assinatura geoquímica shoshonítica, caráter subalcalina e metaluminosa, com baixos conteúdos de TiO_2 , MnO e P_2O_5 , enriquecida em Rb, Ba, Sr, Nb, Y e Zr;

- Essas rochas evoluíram por meio do processo de cristalização fracionada, cuja temperatura oscilou, para as rochas de composição intermediária, entre 950 e 1.000°C, e para as rochas ácidas, entre 800 e 950°C. Adicionalmente, a presença de enclaves máficos sugere também algum grau de interação entre distintos líquidos durante a evolução magmática, ou seja, líquidos crustal *versus* mantélico;
- Os dados isotópicos Sm-Nd confirmam a participação de um componente crustal, provavelmente produto da fusão parcial de uma crosta paleoproterozoica, porém com algum grau de interação com manto litosférico heterogêneo metassomatizado. Para essas interpretações, associa-se uma importante contribuição de fontes astenosféricas associada à colisão do Arco Magmático de Goiás, a partir da fusão do manto por descompressão adiabática durante o processo de subducção.
- Dados litoquímicos e isotópicos Sm-Nd semelhantes têm sido observados nas amostras do Sienito Uruana (Sandoval, 2016), o qual, junto ao Granito Itapuranga, constituem um conjunto de rochas plutônicas denominadas Suíte Intrusiva Itapuranga. De acordo com Sandoval (2016), o alongamento na direção E-W dessa suíte, associado ao Lineamento dos Pirineus, sugere que esse magma ascendeu por meio de zonas de fraqueza reativadas em ambientes transicionais.

AGRADECIMENTOS

Essa pesquisa contou com o apoio financeiro da Fundação de Apoio à Pesquisa do Distrito Federal (FAP-DF) e do Programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade de Brasília (PPGGIG-UnB). Os autores são gratos aos revisores anônimos que contribuíram de forma significativa para a versão final do presente texto. Somos gratos também à equipe de editores da revista *Geologia USP. Série Científica* da Universidade de São Paulo (USP) pela forma atenciosa desde a submissão do manuscrito, suas revisões até a editoração final.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2), 1-29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)

- Batchelor, A. R., Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid 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). Cosmogenochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdã: Elsevier, p. 63-114.
- Chappell, B. W. (1996). Magma mixing and the production of compositional variation within granite suites: Evidence from the granites of Southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 37(3), 449-470. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.3.449>
- Chen, Y. D., Price, R. C., White, A. J. R. (1989). Inclusions in three S-type granites from Southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 30(5), 1181-1218. <https://doi.org/10.1093/petrology/30.5.1181>
- Cheng, Y., Spandler, C., Mao, J., Rusk, B. G. (2012). Granite, gabbro and mafic microgranular enclaves in the Gejiu area, Yunnan Province, China: a case of two-stage mixing of crust- and mantle-derived magmas. *Contributions of Mineralogy and Petrology*, 164, 659-676. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0766-0>
- Conceição, H. (1993). Petrology of the syenites from the Salvador- Curaçá Mobile Belt (Bahia, Brazil): geodynamic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65, 17-32.
- Conceição, H., Martin, H., Rosa, M. L. S., Conceição, R. V., Sabaté, P. (1997). Alkali-potassic magmas generated by partial melting of an enriched-mantle source: example from the Paleoproterozoic plutonism, State of Bahia, NE Brazil. In: International Symposium Granites and Association of Mineralogy. *Extended Abstracts...*, p. 108-109. Salvador.
- Conceição, H., Rios, D. C., Rosa, M. L. S., Davis, D. W., Dickin, A. P., McReath, I., Marinho, M. M., Macambira, M. J. B. (2002). Zircon Geochronology and Petrology of Alkaline- Potassic Syenites, Southwestern Serrinha Nucleus, East São Francisco Craton, Brazil. *International Geology Reviews*, 44(2), 117-136. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.44.2.117>
- Conceição, H., Rios, D. R., Rosa, M. L. S. (1995). Petrologia da associação sienito-lamprófito: caso da intrusão de morro do Afonso (Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia). *Geochimica Brasiliensis*, 9(1), 91-109. <http://dx.doi.org/10.21715/gb.v9i1.85>
- Dardenne, M. A. (1978). Zonização tectônica na borda ocidental do Cráton São Francisco. In: *XXX Congresso Brasileiro de Geologia*. Anais..., p. 299-308. Recife: SBG.
- Dardenne, M. A. (2000). The Brasília Fold Belt. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos (Eds). *Tectonic Evolution of South America*. In: *31st International Geology Congress*. Rio de Janeiro, p. 231-263.
- Debon, F., Le Fort, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 73(3), 135-149. <https://doi.org/10.1017/S0263593300010117>
- DePaolo, D. J. (1981). Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291, 193-196. <https://doi.org/10.1038/291193a0>
- Didier, J. (1987). Contributions of enclave studies to the understanding of origins and evolution of granitic magmas. *Geologische Rundschau*, 76, 41-50. <https://doi.org/10.1007/BF01820572>
- Fischel, D. P., Pimentel, M. M., Fuck, R. A. (1998). Idade do metamorfismo de alto grau no Complexo Anápolis-Itaçu, Goiás, determinada pelo método Sm-Nd. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(4), 543-544. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1998543544>
- Foley, S. (1992). Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints. *Lithos*, 28(3-6), 187-204. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90006-K](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90006-K)
- Foley, S. F., Venturelli, G., Green, D. H. Toscani, L. (1987). The ultrapotassic rocks: Characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth-Science Reviews*, 24(2), 81-134. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(87\)90001-8](https://doi.org/10.1016/0012-8252(87)90001-8)
- Foley, S. F., Wheller, G. E. (1990). Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanates. *Chemical Geology*, 85(1-2), 1-18. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90120-V](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90120-V)
- Fonseca, M. A., Dardenne, M. A., Uhlein, A. (1995). A Faixa Brasília setor setentrional: estilos estruturais e arcabouço tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4), 267-278.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033-2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>

- Fuck, R. A., Dantas, E. L., Pimentel, M. M., Botelho, N. F., Armstrong, R., Laux, J. H., Junges, S. L., Soares, J. E., Praxedes, I. F. (2014). Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Research*, 244, 53-74. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.12.003>
- Fuck, R. A., Pimentel, M. M., D'el-rey, S. L. J. (1994). A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: *IV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*. Anais..., p. 184-187. Brasília: SBG.
- Geng, H. Y., Sun, M., Yuan, C., Xiao, W. J., Xian, W. S., Zhao, G. C., Zhang, L. F., Wong, K., Wu, F. Y. (2009). Geochemical, Sr-Nd and zircon U-Pb-Hf isotopic studies of Late Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang: implications for ridge subduction? *Chemical Geology*, 266(3-4), 364-389. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.07.001>
- Gioia, S. M. L., Pimentel, M. M. (2000). The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72(2), 219-245. <https://doi.org/10.1590/S0001-3765200000200009>
- Goswami, B., Bhattacharyya, C. (2014). Petrogenesis of shoshonitic granitoids, eastern India: Implications for the late Grenvillian post-collisional magmatism. *Geoscience Frontiers*, 5(6), 821-843. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.09.003>
- Green, T. H., Watson, E. B. (1982). Crystallization of apatite in natural magmas under high pressure, hydrous conditions, with particular reference to 'orogenic' rock series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79, 96-105. <https://doi.org/10.1007/BF00376966>
- Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C., Welch, M. D. (2012). Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97(11-12), 2031-2048. <https://doi.org/10.2138/am.2012.4276>
- Irvine, T. N., Baragar, W. R. (1971). A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Ishihara, S., Tani, K. (2004). Magma mingling/mixing vs. magmatic fractionation: geneses of the Shirakawa Mo-mineralized granitoids, Central Japan. *Resource Geology*, 54(3), 373-382. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2004.tb00212.x>
- Jiang, Y.-H., Jiang, S.-Y., Ling, H.-F., Zhou, X.-R., Rui, X.-J., Yang, W.-Z. (2002). Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: implications for granitoid gênese. *Lithos*, 63(3-4), 165-187. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00140-8](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00140-8)
- Lacerda Filho, J. V., Oliveira, C. C. (1995). Geologia da região Centro-Sul de Goiás. *Boletim de Geociências do Centro-Oeste*, 18(1-2), 3-19.
- Lickfold, V., Cooke, D. R., Crawford, A. J., Fanning, C. M. (2007). Shoshonitic magmatism and the formation of the Northparkes porphyry Cu-Au deposits, New South Wales. *Australian Journal of Earth Sciences*, 54(2-3), 417-444. <https://doi.org/10.1080/08120090601175754>
- Lus, M., Philipp, R. P., Nardi, L. V. (2010). Geoquímica e petrologia dos metagranitos do Complexo Encantadas, Santana de Boa Vista, (RS): a evolução de uma margem continental ativa no Paleoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, 40(2), 151-166.
- Maniar, P. D., Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geology Society of America Bulletin*, 101(5), 635-643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDO G>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDO G>2.3.CO;2)
- Marini, O. J., Fuck, R. A., Danni, J. C. M., Dardenne, M. A., Loguercio, S. O. C., Ramalho, R., Coutinho, M. G. (1984a). As faixas de dobramentos Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguai e o Maciço de Goiás. In: C. Schobbenhaus, D. A. Campos, G. R. Derze, H. E. Asmus (Eds.). *Geologia do Brasil*. Brasília: DNPM. p. 251-303.
- Marini, O. J., Fuck, R. A., Dardenne, M. A., Danni, J. C. M. (1984b). Província Tocantins, setores central e sudeste. In: F. F. M. Almeida, Y. Hasui (Eds.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Edgard Blücher. p. 205-264.
- Morrison, G. W. (1980). Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13(1), 97-108. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(80\)90067-5](https://doi.org/10.1016/0024-4937(80)90067-5)
- Müller, D. P., Rock, N. M. S., Groves, D. I. (1992). Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: A pilot study. *Mineralogy and Petrology*, 46, 259-289. <https://doi.org/10.1007/BF01173568>
- Nachit, H. (1986). *Contribution à l'étude unatyrique et experimentale des biotites des granitoïdes: applications typologiques*. Brest: Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 181 p.

- Nardi, L. V. S., Cid, J. P., Bitencourt, M. F. (2007). Minette mafic microgranular enclaves and their relationship to host syenites in systems formed at mantle pressures: major and trace element evidence from the Piquiri Syenite Massif, southernmost Brazil. *Mineralogy and Petrology*, 91, 101-116. <https://doi.org/10.1007/s00710-007-0186-4>
- Oliveira, C. C. (1997). *Folha Itaguaru (SD.22-Z-C-VI)*: Estado de Goiás. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos (1:100.000). Brasília: CPRM-MME, 108 p.
- Pearce, J. (1996). Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19(4), 120-125. <https://doi.org/10.18814/epiugs/1996/v19i4/005>
- Peccerillo, A., Taylor, R. S. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Pimentel, M. M. (2016). The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, 46(Supl. 1), 67-82. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150004>
- Pimentel, M. M., Dantas, E. L., Fuck, R. A., Armstrong, R. A. (2003a) Shrimp and conventional U-Pb age, Sm-Nd isotopic characteristics and tectonic significance of the K-rich Itapuranga suite in Goiás, Central Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 75(1), 97-108. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652003000100011>
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A., Botelho, N. F. (1999). Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil: A review. *Lithos*, 46(3), 463-483. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00078-4](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00078-4)
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A., D'el-Rey Silva, U. J. H. (1996). Dados Rb-Sr e Sm-Nd da região de Jussara-Goiás Mossâmedes (Go) e o limite entre terrenos antigos do Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 26(2), 61-70.
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A., Ferreira Filho, C. F., Araújo, S. M. (2000). The basement of the Brasília Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*. In: *31st International Geology Congress*, Rio de Janeiro, 195-229.
- Pimentel, M. M., Jost, H., Fuck, R. A., Armstrong, R. A., Dantas, E. L., Potrel, A. (2003b). Neoproterozoic anatexis of 2.9 Ga old granitoids in the Goiás-Crixás block, Central Brazil: evidence from new SHRIMP U-Pb data and Sm-Nd isotopes. *Geologia USP. Série Científica*, 3, 1-12. <https://doi.org/10.5327/S1519-874X2003000100001>
- Sandoval, S. A. R. (2016). *Caraterização petrográfica, geoquímica e isotópica do sienito de Uruana e suas implicações sobre a gênese do magmatismo sin-tectônico da Faixa Brasília*. Dissertação (Mestrado). Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 86 p. Disponível em: <<https://repositorio.unb.br/handle/10482/22158>>. Acesso em: 04 jun. 2020.
- Silva, A. C. V. R. (2018). *Caraterização petrográfica, geoquímica e isotópica do Granito Itapuranga na porção Central da Faixa Brasília*. Dissertação (Mestrado). Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 82 p. Disponível em: <<http://repositorio.unb.br/handle/10482/32377>>. Acesso em: 04 jun. 2020.
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12(1), 1-33. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)
- Thompson, R. N. (1982). Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, 18, 49-107. <https://doi.org/10.1144/sjg18010049>
- Thompson, R. N., Fowler, M. (1986). Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician Syenites from Scottish Caledonites. *Contributions of Mineralogy and Petrology*, 14, 507-522.
- Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster, H. J., Trumbull, R. B. (1997). On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and improved diagram for graphical representation. *Mineralogy Magazine*, 61(409), 809-834. <https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.409.05>
- Uhlein, A., Fonseca, M. A., Seer, H. J., Dardenne, M. A. (2012). Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília: setores setentrional e meridional. *Geonomos*, 20(2), 1-14. <https://doi.org/10.18285/geonomos.v2i20.243>
- Valeriano, C. M., Pimentel, M. M., Heilbron M., Almeida, J. C. H., Trouw, R. A. J. (2008). Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana: *Geological Society of London, Special Publications*, 294(1), 197-210. <https://doi.org/10.1144/SP294.11>
- Vernon, R. H. (1984). Microgranitoid enclaves in granites: globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, 309, 438-439. <https://doi.org/10.1038/309438a0>