

Geocronologia e aspectos estruturais e petrológicos do Pluton Bravo, Domínio Central da Província Borborema, Nordeste do Brasil: um granito transalcalino precoce no estágio pós-colisional da Orogênese Brasileira

Geochronology and structural and petrological features of the Bravo Pluton, Central Domain of the Borborema Province, Northeast Brazil: an early trans-alkaline granite in the post-collisional stage of the Brasiliano Orogeny

Geysson de Almeida Lages^{1*}, Marcelo de Souza Marinho¹, Marcos Antonio Leite do Nascimento², Vladimir Cruz de Medeiros¹, Elton Luiz Dantas³

RESUMO: O Pluton Bravo (no Estado da Paraíba) constitui um *stock* elipsoidal formado por monzo/sienogranitos porfíricos, enclaves dioritos e zonas híbridas. Está intrudido em gnaisses migmatíticos paleoproterozoicos do Domínio Central da Província Borborema. Os sienogranitos são metaluminosos a levemente peraluminosos, e exibem altas razões de $K_2O/Na_2O > 1,5$ e $FeO/(FeO + MgO) > 0,86$. Os dioritos possuem alto conteúdo de Zr (> 1.134 ppm), $TiO_2 \sim 1,6\%$ e Nb (> 49 ppm). As razões (La_N/Yb_N) estão entre 14 e 19,4, e $(Eu/Eu^*)_N$, entre 0,31 e 0,37. As rochas do Pluton Bravo são moderadamente fracionadas com picos em La, Zr e forte depressão em P, Ti e menor em Sr. Os dados plotam no campo discriminante de granitos pós-tectônicos/intraplaca. As estimativas de pressão (4,4 a 6,0 Kbar) baseadas no conteúdo de Al^I em anfibólio sugerem posicionamento do pluton na crosta superior a média. A temperatura do *liquidus* de acordo com o conteúdo de Zr e SiO₂ oscilou entre 847 e 893°C, e a de cristalização, calculada pelo par anfibólio-plagioclásio, entre 581 e 785°C. Exibem idades-modelo $T_{DM} = 2,35$ a 2,18 e $\epsilon_{Nd(580 Ma)} = -18,32$ a -17,03. A idade U-Pb (LA-MC-ICP-MS U-Th-Pb em zircão) indica cristalização ao redor de 581 ± 2 Ma. A relação entre a idade de cristalização (~ 580 Ma), as características químicas de granito tipo-A, idades-modelo Sm-Nd maiores que 2,1 Ga e a associação com regime tectônico transcorrente contrastam com outros granitos similares, porém ligeiramente mais novos (~ 570 Ma), que ocorrem nos Domínios Central, Rio Grande do Norte e no leste da Nigéria.

ABSTRACT: The Bravo Pluton (State of Paraíba) is an ellipsoidal stock formed by porphyritic monzolsyenogranites, dioritic enclaves and their hybrid products. The granitic body is intruded in paleoproterozoic gneiss-migmatitic rocks of the Central Domain of the Borborema Province. The monzolsyenogranites are metaluminous to slightly peraluminous and exhibit high $K_2O/Na_2O > 1.5$ and $FeO/(FeO + MgO) > 0.86$. The diorites exhibit high contents of Zr ($> 1,134$ ppm), $TiO_2 \sim 1.6\%$ and Nb (> 49 ppm). $(La/Yb)_N$ is in between 14 and 19.4 and $(Eu/Eu^*)_N$ between 0.31 to 0.37. In the spiderdiagram, the data are moderately fractionated with peaks in La, Zr and strong negative anomalies in P, Ti and less in Sr. They plot in the field of post-tectonic/intraplate granites in the tectonic discriminant diagram, with some scattering. The estimated pressure (4.4 to 6.0 kbar) based on Al^I content in amphibole suggest a range from the middle to the upper crust for the emplacement of the Bravo Pluton. The liquidus temperature according to Zr and SiO₂ contents range from 847 to 893°C and for the crystallization, calculated by amphibole-plagioclase pairs range from 589-867°C. They show T_{DM} model ages ranging from 2.35 to 2.18 and $\epsilon_{Nd(580 Ma)} = -18.32$ to -17.03. A crystallization age of 581 ± 2 Ma was obtained for the granite from LA-MC-ICP-MS U-Th-Pb method in zircon. The relationship between the crystallization age (~ 580 Ma), A-type geochemical characteristics of the granitoids, Nd model-ages greater than 2.1 Ga and association with the strike-slip regime contrasts with other similar granitoids, furthermore, slight younger in age (~ 570 Ma), which occur in Central, Rio Grande do Norte Domains and in eastern Nigeria. In this sense, the

¹Serviço Geológico do Brasil, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, Superintendência Regional de Recife – SUREG-RE, Recife (PE), Brasil. E-mails: geysson.lages@cprm.gov.br; marcelo.marinho@cprm.gov.br; vladimir.medeiros@cprm.gov.br

²Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN, Natal (RN), Brasil. E-mail: marcos@geologia.ufrn.br

³Instituto de Geociências, Campus Universitário Darcy Ribeiro, Universidade de Brasília – UnB, Brasília (DF), Brasil. E-mail: elton@unb.br

*Autor correspondente.

Manuscrito ID: 20150033. Recebido em: 19/09/2015. Aprovado em: 22/02/2016.

Isso sugere que a transição do regime compressional para direcional/componente extensional precedeu no caso deste corpo evidenciando o caráter episódico e diacrônico da Orogênese Brasileira. Conclui-se que o Pluton Bravo constitui um bom exemplo de magmatismo pós-colisional transalcalino no Domínio Central, que, com outros exemplos no Domínio Rio Grande do Norte e no leste da Nigéria, sugere um afinamento convectivo da litosfera subcontinental entre 580 e 570 Ma durante a consolidação do Supercontinente Gondwana.

PALAVRAS-CHAVE: Granitos ferrosos; Geocronologia; Mistura de magmas; Afinamento convectivo; Litosfera subcontinental.

transition of the compressional to the directional regime (with an extensional component) has occurred just before in the case of this body showing an episodic and diachronic character of the Brazilian orogeny. We conclude that Bravo Pluton constitutes a good example of trans-alkaline post-collisional magmatism within Central Domain which together with other examples from Rio Grande do Norte Domain and in eastern Nigeria suggest a convective thinning of subcontinental lithosphere between 580-570 Ma during amalgamation of Gondwana Supercontinent.

KEYWORDS: Ferroan granitoids; Geochronology; Magma mixing; Convective thinning; Subcontinental lithosphere.

INTRODUÇÃO

O período pós-colisional de um ciclo orogênico compreende o intervalo de tempo entre o principal evento de colisão continental e o desenvolvimento de um ambiente intraplaca (Liegeois 1998). Tal período é marcado pelo aumento nos gradientes geotermiais, pelo desenvolvimento de extensa tectônica transcorrente a distensional e pela produção de uma grande variedade de episódios magmáticos (Liegeois 1998; Bonin 2004; Nardi e Bitencourt 2009). O magmatismo associado a esse período apresenta uma maior complexidade entre as suítes ígneas, as quais incluem a interação entre magmas coexistentes, sugerindo fontes distintas entre a crosta e o manto litosférico e uma composição potássica a ultrapotássica como termo mais comum (Conticelli e Peccerillo 1992). Contudo, granitoides peraluminosos ricos em minerais de Al-Fe-Mg e suítes metaluminosas de características bimodais a granitoides alcalino-peralcalinos com componentes juvenis podem ocorrer com menor frequência (Bonin 2004).

No Domínio Central da Província Borborema, Nordeste do Brasil, o cenário pós-colisional da Orogênese Brasileira (tardi-neoproterozoica) foi marcado pelo desenvolvimento de uma complexa rede de zonas de cisalhamento direcionais, associadas a um extenso magmatismo ediacarano (Vauchez *et al.* 1995; Jardim de Sá 1994). Na região, esse magmatismo pode ser dividido entre um estágio transicional e um estágio pós-colisional propriamente dito. O primeiro estágio é representado principalmente por extensos granitoides (monzogranitos a monzonitos) de suítes cálcio-alcálicas de alto K a shoshoníticas associados a K-dioritos com características de granitos tipo-I e intrusivos entre 595 e 576 Ma (Guimarães *et al.* 2004; Van Schmus *et al.* 2011). Tal transição marca a passagem de um regime de deformação compressional para predominantemente transcorrente (Van Schmus *et al.* 2011; Guimarães *et al.* 2004). Nesse caso, as intrusões possuem variado conteúdo de SiO₂, alto conteúdo de K₂O (> 4%), #Fe [FeO_t/FeO_c + MgO] (0,49 – 0,62), ausência de anomalia negativa de Eu, pequena depleção de Sr e idades-modelo T_{DM} variando de 2,1 a 1,7 Ga (Van Schmus *et al.* 2011; Guimarães *et al.* 2004).

O estágio pós-colisional está mais bem representado nos granitos com ca. 570 Ma, que possuem características

geoquímicas marcantes, como alto #Fe (0,77 – 0,95), fortes anomalias negativas de Eu, Sr e P, tendem a plotar no campo de granitos intraplaca e apresentam idades-modelo entre 2,5 e 2,0 Ga (Van Schmus *et al.* 2011; Guimarães *et al.* 2004). Zircões herdados são comuns nos granitos desse estágio (Guimarães *et al.* 1998). É possível observar que esses corpos plutônicos refletem a mistura de diferentes fontes, sendo que nos granitoides transicionais da Província Borborema há uma maior interação de fontes mais jovens do que a dos granitos pós-colisionais.

Este artigo objetivou tratar dos aspectos estruturais, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos do Pluton Bravo, buscando a sua contextualização no quadro tectônico da Província Borborema.

MATERIAIS E MÉTODOS

As amostras de rocha coletadas para litoquímica foram analisadas pelo *Acme Analytical Laboratories Ltd.* A abertura das rochas foi via fusão de metaborato de lítio e água-régia e as análises multielementares foram efetuadas por ICP-MS e ICP-AES (elementos traços e de terras-raras) e fluorescência de raios-X (elementos maiores) conforme grupo de elementos definidos pelo laboratório.

Os dados de química mineral foram obtidos para uma amostra do sienogranito (fácies grossa a porfirítica), da porção interna do pluton, utilizando-se a microssonda eletrônica JEOL, modelo JXA-8900RL, do Laboratório de Microanálises da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG). As calibrações utilizadas foram 15 kV de voltagem de aceleração e 20 nA de corrente. O tempo de contagem em cada cristal disponível (TAP, PETJ, LIF) foi de 10,0 s e os padrões utilizados para os elementos analisados (F, Cl, Fe, Na, K, Mg, Ca, Al, Ti, Si, Mn) foram, respectivamente: fluorita, Cl-apatita, magnetita, jadeita, microclima, MgO, wollastonita, Al₂O₃, rutilo, quartzo e rodonita.

As análises isotópicas de Sm-Nd foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB) e seguiram o método descrito por Góia e Pimentel (2000).

Os dados isotópicos U-Pb em zircão analisados por LA-MC-ICP-MS foram realizados no Laboratório de Geocronologia da UnB. Para esta análise, utilizou-se uma amostra do sienogranito (fácies grossa a porfírica) coletada na entrada do Lajedo do Pai Mateus. Os concentrados de minerais pesados foram separados por meio de separação gravimétrica utilizando bateias; feito isso, os concentrados de zircões foram separados por intermédio de separador magnético (*Frantz isodynamic separator*). Os grãos de zircão foram separados por catação manual, utilizando-se lupa binocular. Seguiram-se os métodos e procedimentos analíticos descritos por Bühn *et al.* (2009) e Matteini *et al.* (2009).

Imagens por retroespalhamento foram efetuadas utilizando um microscópio eletrônico de varredura com EDS acoplado, modelo FEI Quanta 450, utilizando os parâmetros WD ~ 10 mm e a voltagem de aceleração de 20 kV pertencentes à Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM)/UnB.

GEOLOGIA REGIONAL E SÍNTESES SOBRE A GRANITOGÊNESE

A Província Borborema constitui uma unidade geotectônica consolidada no Ediacarano durante a Orogenia Brasileira/Pan-africana. É composta por exposições de embasamento paleoproterozoico, com fragmentos restritos de crosta arqueana, separados entre si por sequências supracrustais de idade meso e neoproterozoica e corpos plutônicos de idade e quimismo diverso (Almeida *et al.* 1977; Santos e Medeiros 1999). Em função da heterogeneidade dos blocos crustais que compõem a província, Santos (1995, 1996, 2000) propôs um modelo evolutivo acrescionário para a região, pautado na amalgamação de diversos terrenos tectonoestratigráficos no decorrer de dois grandes ciclos orogênicos, o Evento Cariris Velhos (1,1 – 0,95 Ga) e o Evento Brasileiro/Pan-africano (0,6 – 0,5 Ga). Nesse âmbito, o autor propôs uma divisão da província em 19 terrenos, agrupados em 5 domínios ou superterrenos: Externo, Central ou Zona Transversal, Rio Grande do Norte, Cearense e Médio Coreaú. Um modelo alternativo considera que a província consolidou-se durante a orogênese Riacciana-Orosiriana (2,2 – 2,0 Ga) e manteve-se relativamente coesa até o Neoproterozoico (Mariano *et al.* 1999; Neves e Mariano 2001; Neves 2003). Eventos tafrogênicos posteriores foram responsáveis apenas pelo desenvolvimento de riftes e/ou bacias oceânicas restritas, o que implicaria que toda deformação meso e/ou neoproterozoica ocorreu em ambiente intracontinental.

O Domínio Central ou Zona Transversal é limitado a norte pelo Domínio Rio Grande Norte e a sul pelo Domínio

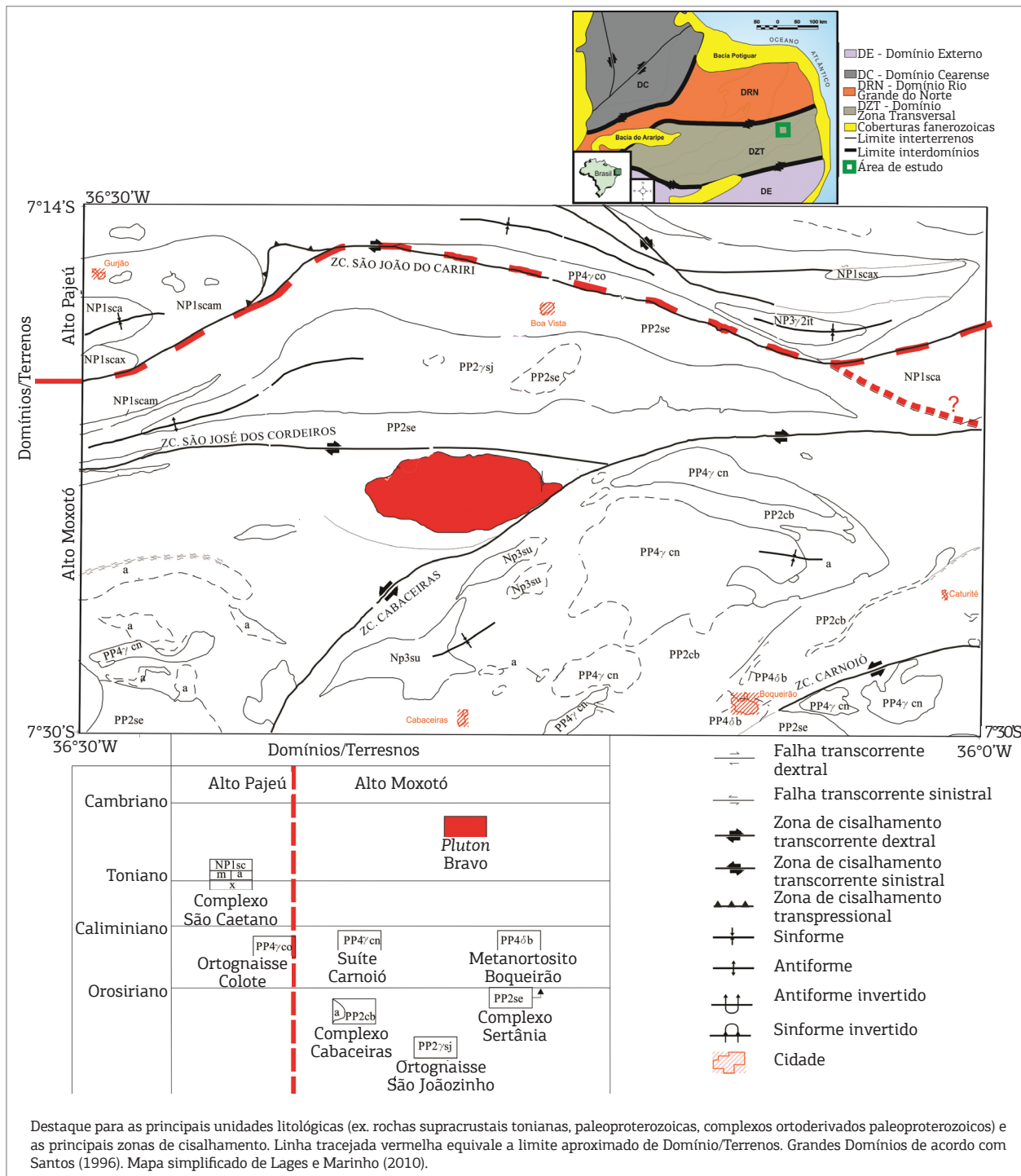
Externo. Compreende um mosaico de segmentos crustais orientados segundo a direção NE-SW que apresentam características geológicas e assinaturas isotópicas distintas entre si. Esses segmentos correspondem aos terrenos Alto Moxotó, Alto Pajeú, Piancó-Alto Brígida e Rio Capibaribe (Santos 1996, 2000; Santos e Medeiros 1999).

O terreno Alto Moxotó na parte leste da Província Borborema (Fig. 1) é representado majoritariamente por unidades paleoproterozoicas e é limitado a norte pelo terreno Alto Pajeú e a sul pelo terreno Rio Capibaribe. É composto predominantemente por ortognaisses, além de sequências supracrustais geralmente migmatizadas. Na área de estudo, os termos ortoderivados correspondem a gnaisses de composição intermediária a ácida e rochas metamáficas associados ao Complexo Cabaceiras (idade de 2055 Ma — Lages e Marinho 2012; Neves *et al.* 2015) e *augen* gnaisses de composição sienogranítica a monzogranítica, representados pelo Ortognaisses São Joãozinho (idade de 2109 Ma — Lages e Marinho 2012; Neves *et al.* 2015) (Fig. 2). As idades-modelo T_{DM} para essas rochas variam entre 3,3 e 2,5 Ga, indicando a presença de crosta arqueana retrabalhada (Lages *et al.* 2010; Lages 2012; Lages e Marinho 2012; Neves *et al.* 2015). Esses dados contrastam com as idades-modelo T_{DM} obtidas para o terreno Alto Pajeú, que mostram valores característicos entre 1,0 e 2,0 Ga (Rodrigues e Brito-Neves 2008). Ocorrem ainda na área granitoides de idade calimínia e características intraplaca associados à Suíte Carnoió (Lages *et al.* 2013; Brasilino *et al.* 2009) e leucognaisses, metapiroxenitos e rochas metamáficas atribuídas ao Complexo Sumé. As sequências supracrustais são representadas na área por granada paragnaisses do Complexo Sertânia e, em menor extensão, paragnaisses e rochas calcissilicáticas associadas ao Complexo Sumé.

O plutonismo granítico neoproterozoico no Domínio Central da Província Borborema apresenta grande diversidade, seja do ponto de vista da assinatura geoquímica, seja de sua inserção no ciclo orogênico ediacarano. Em função dessa diversidade, várias classificações de cunho petrográfico, geoquímico e geocronológico foram propostas para a região (Almeida *et al.* 1967; Sial 1984; Ferreira *et al.* 1998; Santos e Medeiros 1999; Brito-Neves *et al.* 2000; Ferreira *et al.* 2004; Guimarães *et al.* 2004). Embora não exista uma classificação consensual, os dados geocronológicos existentes levaram Ferreira *et al.* (2004) a definir três eventos principais de magmatismo nesse domínio. O primeiro evento ocorreu entre 650 e 610 Ma e está associado a *plutons* de assinatura cálcio-alcalina, cálcio-alcalina de alto K e shoshonítica. Os dois primeiros destacam-se pela presença de epidoto magmático. Esses corpos normalmente exibem foliação de baixo ângulo e são anteriores ou contemporâneos aos eventos de migmatização e ao pico metamórfico do Domínio Central

(Guimarães *et al.* 2004; Neves *et al.* 2006). O segundo evento se deu entre 590 e 570 Ma e está representado por um volumoso magmatismo que inclui as rochas cálcio-alcalinas de alto-K associadas a K-dioritos, sienitoides potássicos peralcalinos a ultrapotássicos, em grande parte pertencentes ao *syenitoid line* (Ferreira *et al.* 2004), e sienitoides metaluminosos de alto-K. Esse magmatismo registra a transição

entre a tectônica tangencial e a transcorrente/transpressiva que se desenvolveu na província (Guimarães *et al.* 2004). O último evento se estendeu do final do Neoproterozoico III ao início do Cambriano (545 a 512 Ma) e está relacionado à colocação de *plutons* cálcio-alcalinos com assinaturas de granitos do tipo-A e diques peralcalinos, ambos representantes do estágio pós-orogênico. O trabalho de Guimarães



Destaque para as principais unidades litológicas (ex. rochas supracrustais tonianas, paleoproterozoicas, complexos ortoderivados paleoproterozoicos) e as principais zonas de cisalhamento. Linha tracejada vermelha equivale a limite aproximado de Domínio/Terrenos. Grandes Domínios de acordo com Santos (1996). Mapa simplificado de Lages e Marinho (2010).

Figura 1. Contexto geotectônico do Pluton Bravo na porção central da Província Borborema.

et al. (2004) indica um quarto evento de magmatismo, em parte coincidente aos estágios finais do segundo evento (ca. 570 Ma). Esse evento seria responsável pela formação de magmas com assinatura ferrosa, de afinidade anidra e reduzida e com assinaturas semelhantes a granitoides tipo-A. Esse fato contrasta com os magmas cálcio-alcálicos e shoshoníticos presentes nos eventos pretéritos. A colocação desses magmas ocorreu em sítios extensionais desenvolvidos durante a fase transcorrente no estágio pós-colisional (Almeida et al. 2002; Guimarães et al. 2004).

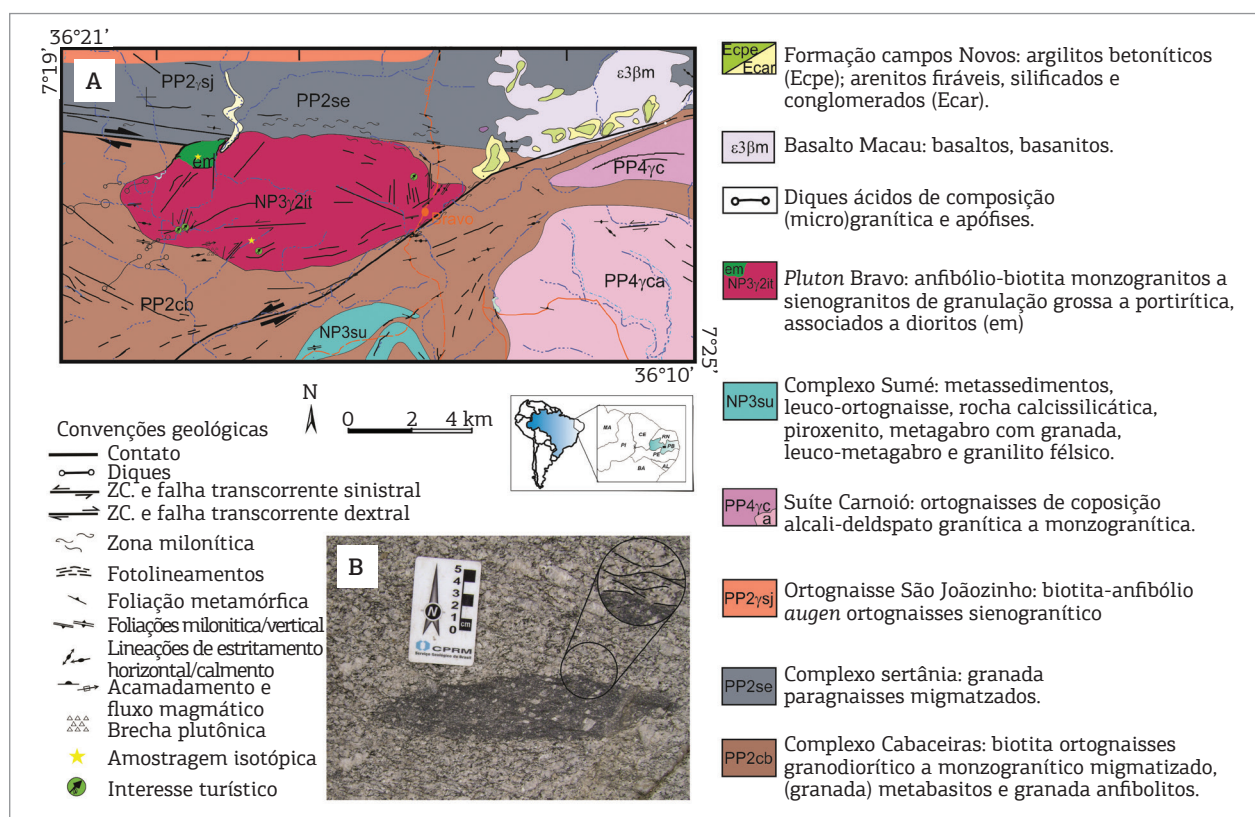
O magmatismo no terreno Alto Moxotó é considerado restrito, em comparação aos demais terrenos do Domínio Central (Brito Neves et al. 2000; Ferreira et al. 2004). Os corpos foram alojados em importantes zonas de cisalhamento ou próximos aos limites do terreno, o que refletiu em sua orientação geral NE-SW ou E-W. Os principais representantes correspondem a plutons cálcio-alcálicos de alto-K, cujas idades variam entre 618 Ma (Pluton Aroeira — Neves et al. 2010) até 550 Ma (Pluton Marinho — Brasilino et al. 2012). Estão presentes também nesse domínio os granitoides ferrosos pós-colisionais de idade ca. 570 Ma (Plutons Queimadas e

Serra Branca — Almeida et al. 2002; Guimarães et al. 2004) e os granitoides tipo-A pós-tectônicos com idades entre 512 e 545 Ma (Plutons Prata, Pereiro e Velho Zuza — Guimarães et al. 2004; Guimarães et al. 2005).

O Pluton Bravo, objeto deste estudo, aflora no centro-leste do Estado da Paraíba, na localidade de Bravo, município de Cabaceiras. O corpo ocorre no contexto do terreno Alto Moxotó (Fig. 1), próximo ao limite do terreno Alto Pajeú, e foi alojado em ortognaisses graníticas de alto grau metamórfico do Complexo Cabaceiras. O quimismo da rocha encaixante remete a granitos, granodioritos e tonalitos (subordinados), cálcio-alcálicos de médio K com características de arco vulcânico (Lages et al. 2009; Neves et al. 2015).

ASPECTOS ESTRUTURAIS E PETROGRÁFICOS DE CAMPO

O Pluton Bravo constitui um *stock* com área de aproximadamente 40 km² com forma elipsoidal orientada



segundo a direção E-W. O corpo foi posicionado em um diedro agudo formado pela junção de duas zonas de cisalhamento direcionais conjugadas (Fig. 2A), as quais possuem orientações NE-SW (Zona de Cisalhamento Cabaceiras) e E-W (Zona de Cisalhamento São José dos Cordeiros) e cinemáticas sinistral e dextral, respectivamente. O arranjo cinemático desses cisalhamentos indica que o *pluton* foi posicionado em uma zona de dilatação associada ao regime tectônico transcorrente. Essas estruturas foram responsáveis pelo desenvolvimento de foliações miloníticas (Fig. 2B) nas bordas do corpo que, por vezes, afetaram uma foliação magmática de borda anterior.

O *stock* é composto por três fácies distintas. A fácies predominante é leucocrática, definida por biotita monzogranitos a sienogranitos de coloração cinza e textura inequigranular grossa a porfírica. Apresenta megacristais de feldspato com tamanho médio de 1,5 cm. Essas rochas são compostas essencialmente por feldspato potássico (17 – 32%), plagioclásio (17 – 32%), quartzo (22 – 30%), biotita (7 – 15%), anfibólio (1-5%), titanita (3%), apatita, allanita, minerais opacos e zircão como acessórios. O plagioclásio possui zonação normal e está comumente saussuritizado. O K-feldspato microclínio é o mais abundante e quase sempre exibe textura peritítica. O quartzo ocorre como agregados policristalinos e mostra contatos irregulares.

A segunda fácies corresponde a anfibólio-biotita-quartzo-dioritos e monzodioritos. Possui textura equigranular e granulação fina a média. Os litotipos são compostos essencialmente por hornblenda (30 – 40%), biotita (20 – 25%), plagioclásio (20 – 30%), quartzo (8 – 10%) e K-feldspato (5 – 7%). Os minerais acessórios são os mesmos observados para fácies monzogranítica. Sua maior concentração ocorre próxima às bordas do *pluton* e chega a ter expressão cartográfica na sua porção NNW (Fig. 2). Sua ocorrência se dá na forma de pequenos corpos ou mais comumente associada a zonas de hibridização magmática. Essas zonas híbridas incluem enclaves máficos e diques imersos na fácies monzogranítica. Os enclaves possuem formas elipsoidais e em alguns locais formam enxames (Fig. 3). Os diques são mais raros e comumente mostram contatos irregulares e difusos com a fácies monzogranítica, o que sugere uma intrusão na encaixante parcialmente cristalizada. Esse caráter sin-magmático é reforçado pela presença de xenocristais de feldspato assimilados, os quais também são observados nos enclaves magmáticos (Fig. 3).

A terceira fácies foi observada na porção SSW do corpo e mais comumente sob a forma de diques aplíticos e pequenos corpos ou bolsões na parte W do corpo. Essa fácies aplítica possui textura inequigranular fina a média e é representada por biotita monzogranitos cuja assembleia félsica

é composta por plagioclásio, quartzo e K-feldspato. Biotita é o mineral máfico principal, e os minerais opacos e zircão são os acessórios.

Na borda sul do *pluton* é possível observar brechas magmáticas definidas por uma matriz fina de composição predominantemente granodiorítica a diorítica e fragmentos compostos por autólitos de granitoides e dioritos, além de xenólitos de gnaisses encaixantes, principalmente do Complexo Cabaceiras (Fig. 4A). Trata-se de um processo de fraturamento e assimilação de fragmentos da rocha encaixante nas bordas do magma em ascensão. Em alguns locais a brecha apresenta caráter cataclástico a milonítico, indicando processos deformacionais superpostos (Fig. 4B).

Em geral, a trama observada no *pluton* é isotrópica no centro do corpo, enquanto nas bordas observam-se tramas protomiloníticas associadas às zonas de cisalhamento transcorrentes (Figs. 2 e 5A). O acervo das estruturas compreende foliações do tipo S/C dextrais e sinistrais, por vezes afetando enclaves, xenólitos e diques. Na porção SSW do corpo observam-se foliações C/C' de caráter dextral. Microestruturas comuns são: formação de extinção ondulante no quartzo, texturas manto-núcleo nos feldspatos (Fig. 5B) e recristalização nos cristais de quartzo.

Em todo o *pluton* é comum a ocorrência de enclaves magmáticos e cristais de feldspatos (raros *augens*) orientados segundo a deformação, que denota o fluxo magmático concomitante ao cisalhamento. Os enclaves ocorrem alongados entre E-W e ESE-WNW, o que mostra paralelismo com a direção de estiramento (σ_3) prevista para as zonas de cisalhamento transcorrentes (Fig. 2B).



Figura 3. Corredor de enclaves máficos em granitoides do Pluton Bravo, sendo possível observar a assimilação de megacristais de K-feldspato da fácies félsica pelos enclaves dioríticos.

RESULTADOS

Litoquímica

Foram analisadas 11 amostras do *Pluton* Bravo, das quais 8 compreendem a fácies monzogranítica porfirítica, 2, a fácies diorítica, e 1, a fácies aplítica. Embora o número de amostras seja reduzido para os dioritos e o aplito, estes serão apresentados com a finalidade de compará-los aos monzogranitos porfiríticos. Os resultados obtidos para os elementos maiores, traços e terras raras estão apresentados na Tabela 1 e foram parcialmente apresentados em Lages *et al.* (2011) e Lages *et al.* (2014).

A fácies monzogranítica a sienogranítica porfirítica é composta por rochas félsicas (72,7 – 68,4% de SiO_2), caracterizadas como metaluminosas a levemente peraluminosas, com $0,95 \leq (A/CNK) \leq 1$ (Fig. 6A). A fácies mais evoluída é a aplítica, com $\text{SiO}_2 = 73,5\%$. A fácies diorítica corresponde a rochas intermediárias (~ 55% de SiO_2) e metaluminosas. Todas as fácies exibem rochas com alto conteúdo de álcalis e enriquecimento em K, com razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$ e possuem elevado valor de Fe# ($\text{FeO}_t/\text{FeO}_t + \text{MgO}$), entre 0,86 e 0,94. Os dioritos destacam-se pelo conteúdo mais elevado em Fe. De acordo com os critérios de Middlemost (1997), as rochas estudadas enquadram-se como transalcalinas, exceto a fácies aplítica. As fácies sieno/monzogranítica, aplítica e

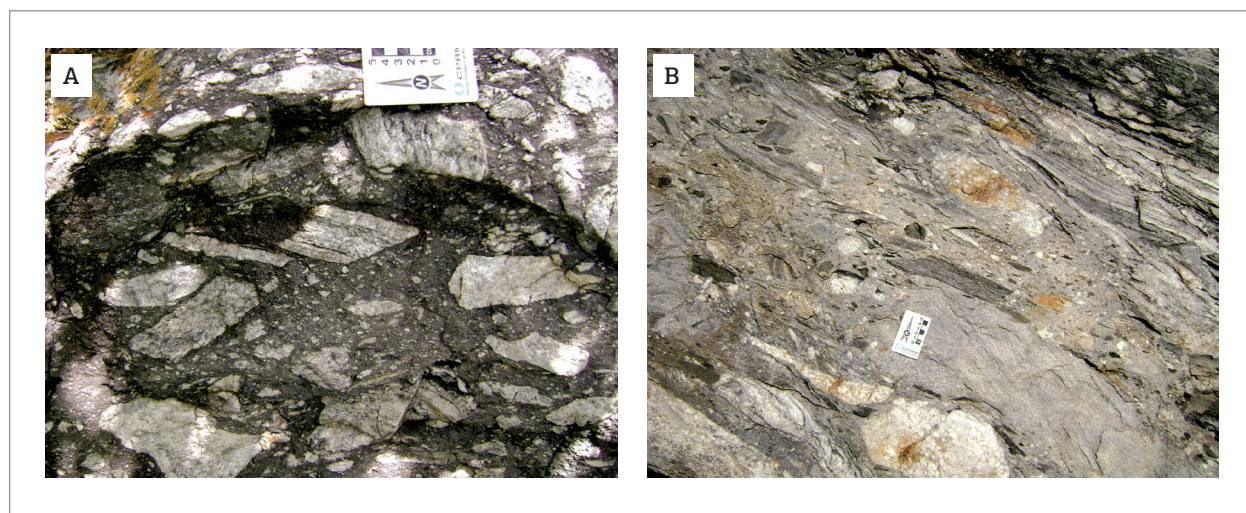


Figura 4. Aspectos das brechas magmáticas próximas ao contato das rochas graníticas do *Pluton* Bravo e o ortogneisse encaixante. (A) Brecha magmática com matriz diorítica portando xenólitos do Complexo Cabaceiras. (B) Brecha magmática exhibe fragmentos (autólitos e xenólitos) orientandos e com textura protocataclástica.

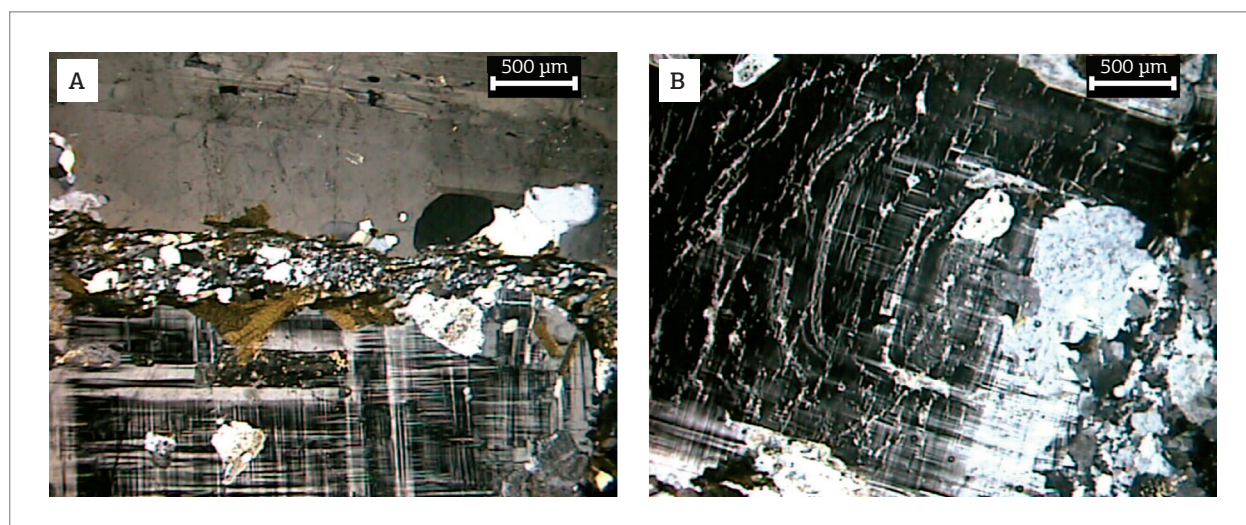


Figura 5. Fotomicrografia do granito porfirítico mostrando: (A) matriz milonítica quartzo-feldspática desenvolvida entre dois megacristais de feldspatos. (B) Microclínio hipidiomórfico zonado com textura *Mortar* na borda direita.

Tabela 1. Composição química de elementos maiores (% em peso) e traços (ppm) para amostras do Pluton Bravo.

Amostra	Fácies Monzo/Sienogranítica porfíricas								Fácies aplítica	Fácies diorítica	
	GL-196	GL-199	GL-202B	GL-472	GL-477	GL-482	GL-483	GL-484	GL-474	GL-202A	GL-473
SiO ₂	71,21	68,42	70,6	69,52	70,02	69,42	70,64	72,77	73,53	55,11	55,94
TiO ₂	0,37	0,71	0,48	0,51	0,47	0,55	0,43	0,23	0,23	1,68	1,64
Al ₂ O ₃	13,89	14,09	13,48	13,75	13,91	14,11	13,56	13,33	13,42	14,74	14,36
Fe ₂ O _{3t}	3,36	4,68	4,23	4,01	3,74	4,14	3,86	2,58	2,38	12,61	12,26
MnO	0,05	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,03	0,03	0,17	0,16
MgO	0,39	0,67	0,48	0,49	0,46	0,51	0,43	0,16	0,38	1,72	1,71
CaO	1,5	2,17	1,67	1,85	1,69	1,79	1,6	1,16	1,68	4,64	4,51
Na ₂ O	3,29	3,23	2,91	3,09	3,06	3,1	3,01	3,02	3,37	3,48	3,32
K ₂ O	5,28	5,14	5,4	5,32	5,49	5,4	5,18	5,72	4,05	4,06	4,23
P ₂ O ₅	0,12	0,27	0,15	0,19	0,15	0,18	0,15	0,06	0,09	0,82	0,79
PF	0,3	0,2	0,3	0,9	0,6	0,4	0,8	0,7	0,7	0,4	0,5
Soma	99,76	99,65	99,75	99,67	99,65	99,67	99,69	99,77	99,85	99,42	99,41
A/CNK*	1,00	0,95	0,98	0,97	0,99	0,99	1,01	1,00	1,03	0,79	0,78
K ₂ O/Na ₂ O	1,6	1,59	1,86	1,72	1,79	1,74	1,72	1,89	1,2	1,16	1,27
#Fe**	0,89	0,87	0,89	0,89	0,89	0,89	0,89	0,94	0,86	0,87	0,87
Ni	2,2	3,6	10	2,8	2,6	2,8	2,2	1,2	2,9	1,4	3,4
Co	3,5	6,3	5,5	4,7	4,6	5,1	4,5	1,9	3,2	20	18,9
V	12	25	17	26	21	24	19	< 8	17	69	68
Cu	2,9	12,5	5	8,1	7,8	6,8	5	3	5,7	33,4	28,8
Pb	13,4	14,4	14,7	13	13,6	21,3	14,6	13,8	11,6	14,5	12,1
Zn	73	81	75	74	73	73	73	56	46	129	126
Rb	195,9	190,3	168,3	183,5	178,2	184,2	203,9	190,2	149,2	129,6	129,2
Cs	2	1,5	1,2	1,6	1,3	1,4	1,5	0,9	0,6	0,7	0,6
Ba	858	1135	1028	1149	1152	1204	1115	649	786	2013	1900
Sr	133,5	202,5	157,5	181,1	172,9	190,1	166,1	102,1	168,6	378,4	384,4
Ga	23,1	24,1	20,2	21,7	22	24	24,3	23,5	23,4	27,3	26,6
Ta	1,4	1,8	1,4	1,6	1,3	1,8	2,1	0,7	0,4	2,4	2,1
Nb	24,8	31,9	26,9	27,8	25,7	28,9	28,9	17,6	18,5	55	49,2
Hf	10,7	14,7	11,9	13,1	13,2	13,9	13	9,2	5,1	28,7	25,7
Zr	428,5	593,6	452,9	463,7	504,5	512	498,1	322,3	164,6	1248,3	1134,1
Y	43,7	57,3	56,2	58,9	56,3	64,6	63,8	43,1	18,9	91,1	86,4
Th	44,5	39	43,8	40,1	45,2	49	51,4	54,1	21,4	17,5	18,9
U	5,6	3,8	2,8	3,3	3,2	3,1	4,4	5,4	2,6	2,3	2,1
La	104,6	121,6	125,8	133	135,5	139,3	135,3	110,4	31,1	145,9	138,3
Ce	210,8	238,8	241,7	259,5	271,1	278,3	266,7	220,8	64,6	304,3	286,4

Continua...

Tabela 1. Continuação.

Amostra	Fácies Monzo/Sienogranítica porfíricas								Fácies aplítica	Fácies diorítica	
	GL-196	GL-199	GL-202B	GL-472	GL-477	GL-482	GL-483	GL-484	GL-474	GL-202A	GL-473
Pr	23,14	26,39	27,82	28,26	29,56	30,58	29,25	24,4	7,46	35,95	33,66
Nd	84,6	95,6	102,7	101,5	109,1	112	108,4	86,6	28,7	141,6	134
Sm	13,97	15,6	16,67	15,63	16,4	17,71	17,21	13,51	5,2	23,23	22,31
Eu	1,28	1,76	1,62	1,5	1,55	1,74	1,61	1,16	0,99	4,57	4,18
Gd	11,34	13,21	12,64	12,72	13,43	14,6	14,49	10,67	4,36	20,03	19,14
Tb	1,68	2,01	2,05	1,92	1,95	2,21	2,2	1,56	0,7	3,05	2,87
Dy	9,06	10,87	11,31	10,34	10,81	12,16	12,14	8,68	3,45	18,04	15,85
Ho	1,7	2,15	2,12	2,05	2,01	2,31	2,26	1,6	0,66	3,41	3,09
Er	4,57	5,87	5,77	5,71	5,34	6,47	6,49	4,31	1,73	9,58	8,61
Tm	0,72	0,94	0,86	0,9	0,83	0,99	0,96	0,68	0,25	1,46	1,31
Yb	4,35	5,81	4,93	5,21	4,69	5,73	5,77	4,04	1,4	9,1	7,92
Lu	0,62	0,87	0,69	0,74	0,67	0,81	0,81	0,58	0,21	1,35	1,17
ΣETR	472,43	541,48	556,68	578,98	602,94	624,91	603,59	488,99	150,81	721,57	678,81

*A/CNK ($Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$); **#Fe ($FeO/(FeO + MgO)$)(%).

diorítica estão inseridas na série ferrosa de Frost *et al.* (2001) e exibem assinaturas alcali-cálcica, cálcioalcalina e alcalina, respectivamente, considerando os campos propostos por Frost *et al.* (2001) (Figs. 6B e 6C). Embora o número de amostras seja reduzido, observa-se que as fácies monzogranítica e diorítica apresentam comportamentos diferentes nos diagramas químicos, o que indica a participação de magmas com origens distintas na formação do *pluton*.

Ao analisar os elementos traços, a fácies monzogranítica exibe teores baixos a médios de Sr (102 a 202 ppm) e de Rb (149 a 203 ppm) e moderados a altos de Ba (649 a 1.204 ppm), quando comparada a granitos tipo-A (e.g. Whalen *et al.* 1987; Eby 1990). As razões (Y/Nb) variam entre 1,7 e 2,4. Os dioritos exibem altos teores de Ba (1.900 a 2.013 ppm), Nb (49 a 55 ppm), Y (86 a 91 ppm), TiO_2 (- 1,68%), muito altos de Zr (1.134 a 1.268 ppm) e razão (Y/Nb) ~ 1,7. O espectro multielementar normalizado por Thompson (1982) (Fig. 7A) mostra, nos monzogranitos, o fracionamento dado pela razão dos elementos LILE/HFSE, com anomalias positivas em Th e La, altos valores normalizados de Nb e Ta, fortes anomalias negativas em P, Ti e anomalias menos pronunciada em Sr. Os dioritos distinguem-se pela presença de anomalias positivas mais pronunciadas em Zr e Hf e por um pico menos pronunciado de elementos móveis Th, K e Rb. Essas características são comuns a granitos tipo-A (Whalen *et al.* 1987; Eby 1990).

A fácies monzogranítica possui um conteúdo total de elementos terras-raras (ΣETR) inferior a fácies diorítica, com valores entre 624 e 472 ppm e 724 e 678 ppm, respectivamente, e ΣETR ~ 151 ppm para a fácies aplítica. O diagrama de ETR, normalizado pelo condrito (Boynnton 1984) (Fig. 7B), indica razões $(La/Yb)_N$ entre 19 e 14, evidenciando um segmento plano com altos teores de ETR pesados, bem como uma forte anomalia negativa de Eu para os monzogranitos e o aplito, com $(Eu/Eu^*)_N$ entre 0,37 e 0,31. Os dioritos são enriquecidos em ETR pesados, com razões $(La/Yb)_N < 10$, e anomalias negativas de Eu menos pronunciadas ($Eu_N/Eu^*_N \sim 0,63$). Os padrões normalizados para os elementos terras-raras também são sugestivos de rochas compatíveis com granitos tipo-A (Whalen *et al.* 1987; Eby 1990).

O *trend* paralelo ao lado $(Na_2O + K_2O)$ -FeOt do diagrama AFM (Irvine e Baragar 1971) para as amostras dos sieno/monzogranitos e enclaves dioríticos estudados evidencia um comportamento comum a granitos do tipo-A (Fig. 8A) e reflete cristalização sob baixa fO_2 (Sial 1989; Almeida *et al.* 2002). No diagrama discriminante de ambientes tectônicos de Pearce *et al.* (1996), as amostras plotam no campo de granitos pós-tectônicos/intraplaca (Fig. 8B). No diagrama de Eby (1992) para granitos tipo-A, as amostras do granitoide plotam no campo A2, que é consistente com derivação a partir de fontes crustais (Fig. 8C).

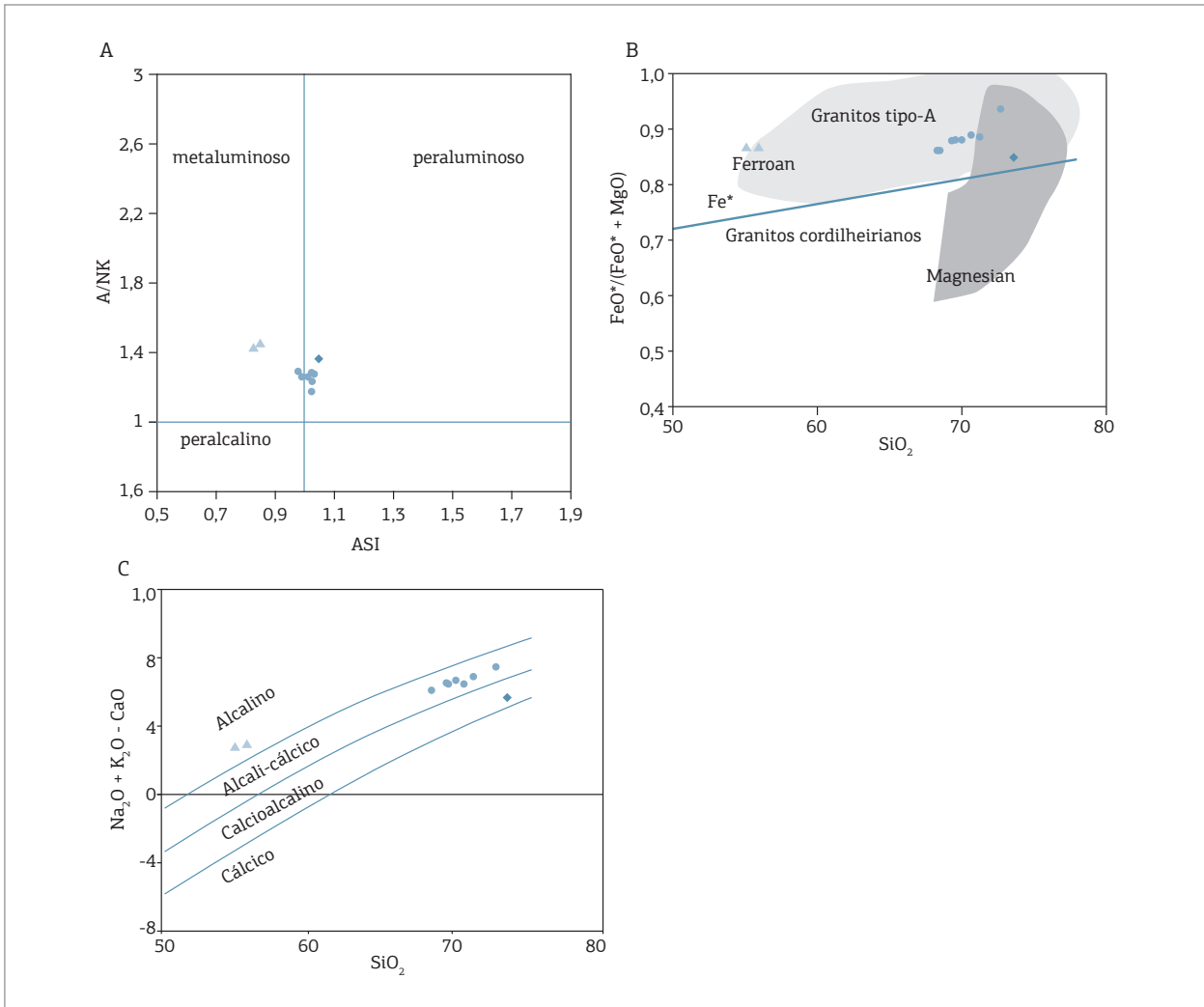


Figura 6. Diagramas de classificação para amostras do Pluton Bravo (fácies monzogranítica = círculo, diorítica = triângulo e aplítica = losango). (A) Diagrama A/CNK x A/NK de Maniar e Picoli (1989). (B) Diagrama de classificação entre granitos ferrosos e magnesianos (Frost et al. 2001). (C) Diagrama do índice MALI versus sílica (Frost et al. 2001) para as amostras estudadas, mostrando o controle dos minerais ígneos como feldspatos e quartzo fracionados e extraídos da fusão.

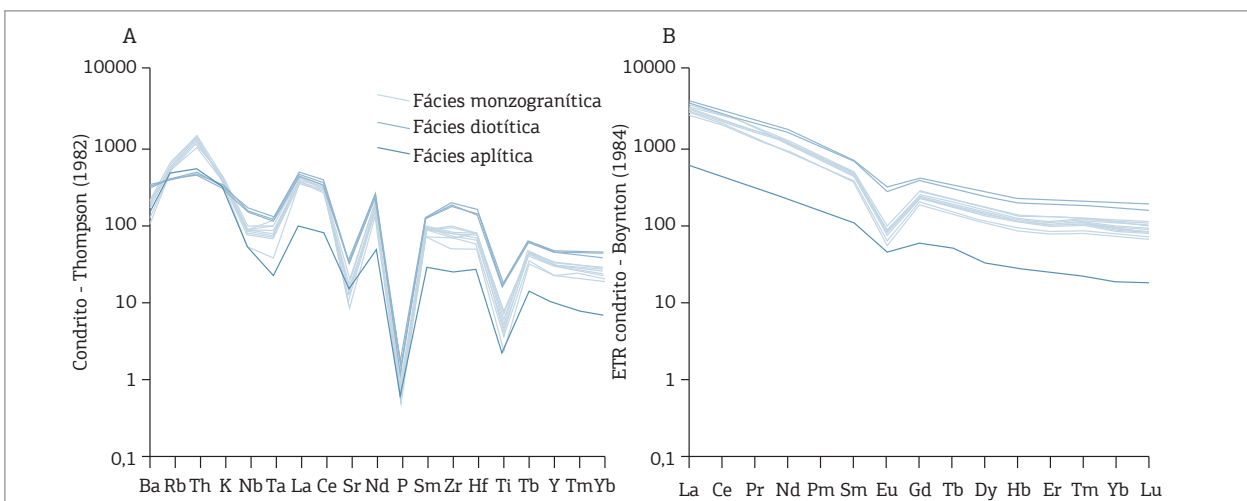


Figura 7. (A) Diagrama multielementar normalizado, segundo Thompson (1982). (B) Espectro de ETR normalizado, segundo Boynton (1984).

Química Mineral e Geotermobarometria

Foram realizadas 11 análises em plagioclásio e 8 em anfibólio na fácies sienogranítica porfírica (Tab. 2). Essas análises foram realizadas nos contatos entre os minerais em equilíbrio, permitindo aplicar geotermobarômetros específicos para os pares correspondentes.

Os anfibólios possuem fórmula estrutural calculada com base em 23 oxigênios, enquanto o conteúdo de Fe^{3+} foi estimado com base em Schumacher (1997) utilizando-se uma estimativa máxima de 13 cátions excluindo (Ca, Na e K) que se mostrou precisa para anfibólios cálcicos (Gualda e

Vlach 2005). Segundo a classificação de Leake *et al.* (1997), baseada no conteúdo de Si e pela razão $Mg/(Fe^{+2} + Mg)$ para uma relação $Ca > 1,50$; $(Na + K) > 0,50$; $Ti < 0,50$, os anfibólios correspondem a ferro edenitas (C1-3, C1-4 e C3-2), ferro pargasitas (C2-1 e C2-2) e hastingsitas (C3-1, C4-3 e C4-4) (Fig. 9A). Os plagioclásios, com fórmula calculada para 32 oxigênios, apresentam composição oligoclásica com teores de anortita entre 14 e 18% (Fig. 9B).

As estimativas de pressão de cristalização do *Pluton* Bravo foram realizadas com base no conteúdo de Al^I de hornblendas, utilizando as recalibrações discutidas na formulação

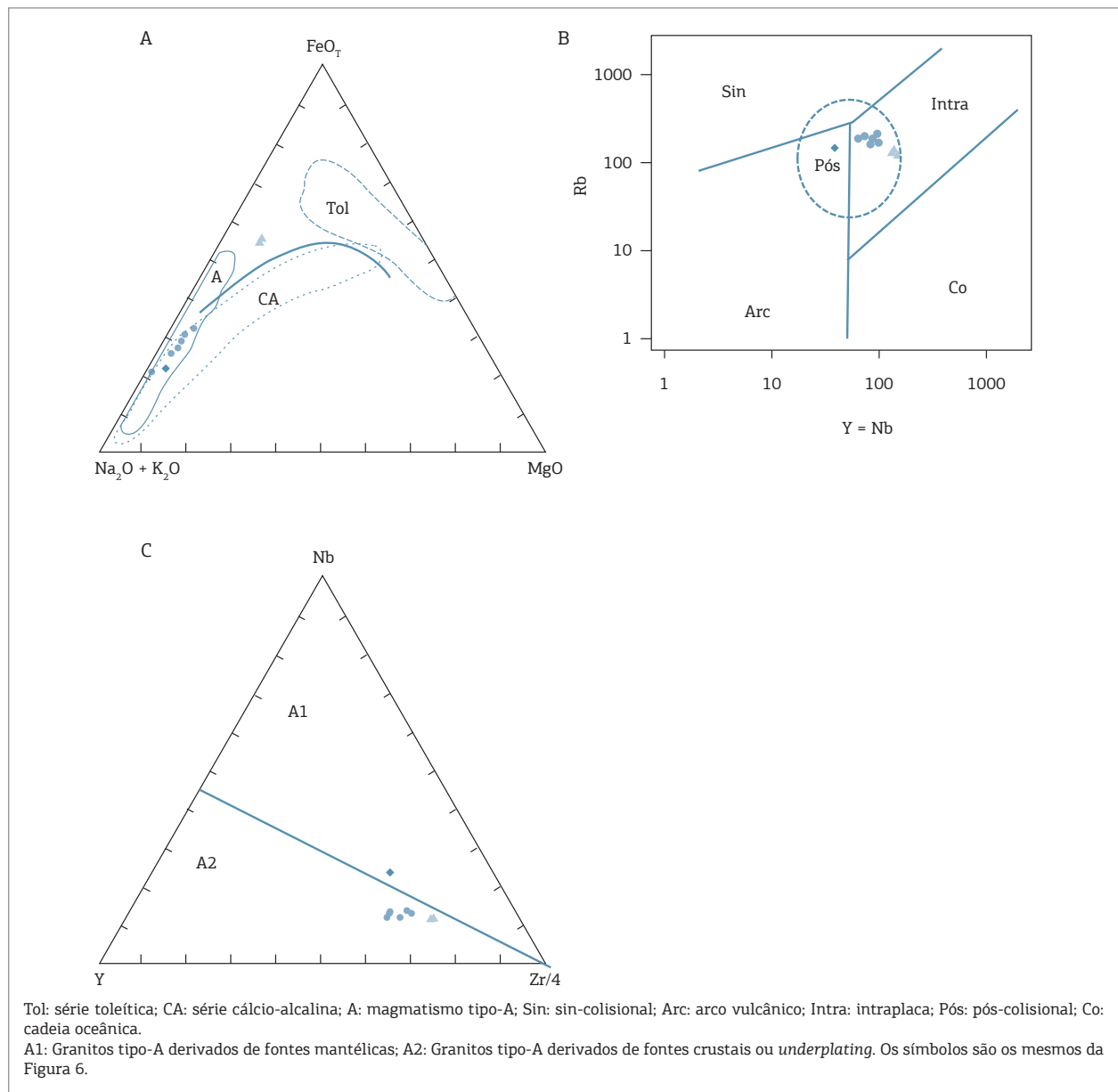


Figura 8. (A) Diagrama AFM (Irvine e Baragar 1971) para as amostras do *Pluton* Bravo. (B) Diagrama discriminante de ambiente tectônico de Pearce *et al.* (1996) mostrando que as amostras do *Pluton* Bravo plotam no campo de granitos pós-colisionais/intraplaca. (C) Diagrama Nb-Y-Zr/4 para as amostras estudadas (Eby 1992).

empírica de Hammarstrom e Zen (1986) e nas formulações experimentais de Schmidt (1992) e Johnson e Rutherford (1989). O geotermobarômetro integrado de Anderson e Smith (1995), que incorpora a temperatura e considera a fugacidade de oxigênio como outras variáveis, não pode ser aplicado para essas rochas porque os anfibólios extrapolam os valores recomendados (calibrados para rochas cristalizadas em ambiente de alta a média fO_2) de $Fe_t/(Fe_t + Mg) > 0,81$ (recomendado: 0,40 – 0,65) e plagioclásio com teor de $A_n < 21$ (recomendado: 25 – 35). Os resultados indicaram

pressões estimadas entre 7,4 e 5,4 (± 3) Kbar para primeira, 7,7 e 5,8 ($\pm 0,6$) Kbar para a segunda e 6,0 e 4,4 ($\pm 0,5$) Kbar para a última calibração (média = 5,1 Kbar). Adotou-se a última calibração por esta ser experimental com regressão linear $r^2 = 0,99$, possuir o menor erro associado ($\pm 0,5$) Kbar (Johnson e Rutherford 1989) e ter sido integrada no geotermobarômetro de Anderson e Smith (1995). Considerando uma densidade da crosta entre 2,65 e 2,8 g/cm³ (Best 2008), essas pressões indicariam uma colocação entre 13 e 21 km de profundidade.

Tabela 2. Dados de química mineral de amostra de sienogranito obtidos por microsonda eletrônica (WDS).

Mineral	Plagioclásio											Hornblenda							
	C1-1	C1-2	C1-5	C1-6	C1-7	C2-3	C2-4	C3-3	C3-4	C4-1	C4-2	C1-3	C1-4	C2-1	C2-2	C3-1	C3-2	C4-3	C4-4
SiO ₂	64,48	64,04	65,55	65,25	65,23	65,4	64,9	63,91	65,29	63,53	65,14	41,89	39,52	40,03	41,33	40,88	41,09	39,64	39,46
Al ₂ O ₃	21,81	22,46	22,51	21,86	22,16	22,44	22,3	22,09	22,57	21,7	22,43	9,94	9,77	11,6	10,8	10,45	9,98	12,08	11,36
TiO ₂	0	0	0,01	0	0	0	0,03	0,04	0	0,04	0,01	1,34	1,2	0,6	0,61	1,82	2,27	0,43	0,58
MgO	0,01	0	0,01	0,02	0,01	0	0	0,01	0	0	0,03	3,27	3,21	3,1	2,95	3,35	3,67	2,8	2,79
FeO	0,11	0,06	0,07	0,11	0	0,08	0,08	0,08	0,08	0,15	0,14	26,71	25,33	26,83	26,28	27,31	25,99	28,14	29,15
Na ₂ O	8,69	8,31	8,3	8,72	8,63	8,21	8,08	8,19	8,56	7,98	8,29	1,06	0,9	1,16	0,79	0,94	1,29	1,25	1,09
K ₂ O	0,1	0,17	0,25	0,13	0,08	0,12	0,18	0,14	0,13	0,24	0,15	1,51	1,47	1,79	1,73	1,85	1,66	1,91	1,72
CaO	2,74	3,43	3,23	2,84	2,95	3,34	3,6	3,45	3,41	2,92	3,36	11,31	13,44	11,31	11,36	10,38	10,97	11,22	11,18
MnO	0	0	0,06	0	0	0	0	0,03	0	0,01	0,03	0,66	0,61	0,6	0,51	0,69	0,56	0,64	0,61
F	0	0	0,03	0,05	0,06	0,03	0,05	0,07	0,15	0,08	0,02	0,25	0,44	0,17	0,34	0	0,49	0,69	0,52
Cl	0,03	0	0	0	0,02	0	0,01	0	0,02	0,01	0	0,14	0,09	0,1	0,08	0,16	0,17	0,11	0,12
Total	97,97	98,47	100	98,96	99,11	99,6	99,21	97,99	100,15	96,62	99,58	97,95	95,75	97,19	96,62	97,78	97,89	98,57	98,32
Si	11,52	11,40	11,48	11,55	11,52	11,49	11,46	11,44	11,44	11,51	11,46	6,61	6,55	6,37	6,61	6,40	6,50	6,25	6,23
Al	4,60	4,72	4,65	4,56	4,61	4,65	4,64	4,66	4,66	4,64	4,65	1,85	1,91	2,17	2,03	1,93	1,86	2,24	2,11
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,16	0,15	0,07	0,07	0,21	0,27	0,05	0,07
Fe ²⁺	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	3,36	3,51	3,20	3,40	2,88	3,27	3,11	3,02
Fe ³⁺												0,16	0,00	0,37	0,12	0,69	0,16	0,60	0,83
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,09	0,08	0,07	0,09	0,07	0,09	0,08
Mg	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,77	0,79	0,74	0,70	0,78	0,86	0,66	0,66
Ca	0,52	0,65	0,61	0,54	0,56	0,63	0,68	0,66	0,64	0,57	0,63	1,91	2,39	1,93	1,95	1,74	1,86	1,90	1,89
K	0,02	0,04	0,06	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,05	0,03	0,32	0,29	0,36	0,24	0,29	0,40	0,38	0,33
Na	3,01	2,87	2,82	2,99	2,95	2,79	2,77	2,84	2,91	2,80	2,83	0,30	0,34	0,36	0,35	0,37	0,33	0,38	0,35
Ab	0,85	0,81	0,81	0,84	0,84	0,81	0,79	0,80	0,81	0,82	0,81								
Or	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01								
Anortita	0,15	0,18	0,17	0,15	0,16	0,18	0,20	0,19	0,18	0,17	0,18								
Al ^{IV}												1,39	1,54	1,63	1,39	1,60	1,50	1,75	1,77
Al ^{VI}												0,46	0,34	0,54	0,64	0,33	0,35	0,49	0,34
P (kbars)	Johnson e Rutherford 89											4,4	4,5	5,7	5,1	4,7	4,4	6,0	5,5

A temperatura que expressa as condições da formação do magma foi estimada com base nos conteúdos de Zr e SiO₂ em rochas graníticas de acordo com proposição de Watson e Harrison (1983), já a temperatura de solidificação ou cristalização do granitoide a partir desse magma é sugerida pelo geotermômetro hornblenda-plagioclásio de Blundy e Holland (1990) e Holland e Blundy (1994). No primeiro caso, a correlação negativa entre o elemento Zr e o conteúdo de SiO₂ em rochas graníticas reflete a saturação precoce do Zr no magma e, conforme demonstrado por Watson e Harrison (1983), permite estimar a temperatura do *liquidus* evidenciando as condições de formação do magma. Segundo essa abordagem, foram obtidas temperaturas *liquidus* por meio da fórmula $T^{\circ}\text{C} = -273 + [12.900/17,8 - \ln(\text{Zr})]$, obtendo-se de 893 a 847°C para os monzogranitos e de 905 a 896°C para os dioritos. O parâmetro $M = [\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}]/[\text{Si}^*\text{Al}]$ foi de 1,62 a 1,48 para os monzo/sienogranitos.

Para utilização do geotermômetro hornblenda-plagioclásio de Blundy e Holland (1990) e Holland e Blundy (1994), foram utilizados dados de Química Mineral do sienogranito. A aplicação desse geotermômetro tem como base a variação do teor de Al na estrutura de hornblenda e plagioclásio em

função da temperatura. Os cálculos de temperatura foram realizados levando em consideração as pressões calculadas a partir da hornblenda pelo geobarômetro de Johnson e Rutherford (1989) e calibrados para uma reação com quartzo livre: edenita + 4 quartzo = tremolita + albita (Blundy e Holland 1990; Holland e Blundy 1994). Aplicando as equações dos respectivos trabalhos para cada par mineral [hornblenda/plagioclásio], obtiveram-se os valores de 785 a 712 °C (± 75) [pares C1-4/C1-7; C2-2/C2-3] e 694 a 581°C (± 75) [pares C4-2/C4-2; C2-2/C2-3]. Para a pressão média calculada, as temperaturas médias estimadas são, respectivamente, de 720 e 668°C.

Geocronologia U-Pb e Geoquímica Isotópica

Foram coletadas, para este fim, uma amostra do sienogranito (GL-472 – UTM 798078; 9183495), na porção centro-sul do *Pluton*, e uma amostra de quartzo-diorito (GL-202A – UTM 796203; 9186433), na extremidade noroeste do corpo. O sienogranito exibe idade-modelo $T_{\text{DM}} = 2,35$ Ga e $\epsilon_{\text{Nd}(580 \text{ Ma})} = -18,32$, e o quartzo-diorito forneceu idade-modelo $T_{\text{DM}} = 2,18$ Ga e parâmetro $\epsilon_{\text{Nd}(580 \text{ Ma})} = -17,03$. Os dados encontram-se na Tabela 3.

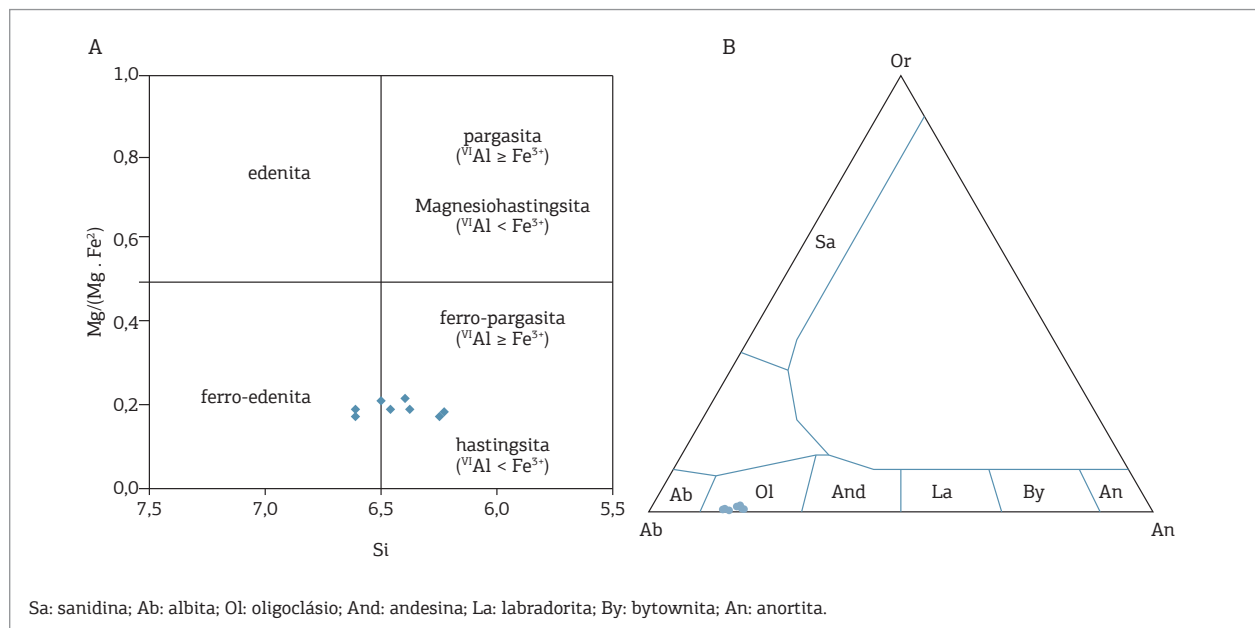


Figura 9. (A) Composições dos anfibólios para amostra da fácies sienogranítica porfírica baseada no conteúdo de Si e pela razão $\text{Mg}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ para uma relação $\text{Ca} > 1,50$; $(\text{Na} + \text{K}) > 0,50$ e $\text{Ti} < 0,50$ (Leake et al. 1997). (B) Composição dos feldspatos da amostra GL-472 — sienogranito do *Pluton* Bravo.

Tabela 3. Dados analíticos isotópicos Sm/Nd para amostra de quartzo-diorito e sienogranito do *Pluton* Bravo.

Litologia	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(580)}$	T_{DM}
				($\pm 2\text{SE}$)			(Ga)
GL-202A-Quartzo-diorito	27,391	166,753	0,0993	0,511396 \pm 11	-24,22	-17,03	2,18
GL-472-Sienogranito	17,045	98,493	0,1046	0,511350 \pm 17	-25,12	-18,32	2,35

Vinte e nove análises foram efetuadas em zircões da amostra do sienogranito (GL-472) (Tab. 4). Os grãos de zircão possuem hábito prismático e são euédricos a subédricos, mostrando formas com pronunciadas zonações oscilatórias

(Fig. 10A). Separou-se uma segunda fração de zircões de cor amarela portando muitas inclusões.

Uma idade-concórdia de 581 ± 2 Ma ($n = 4$; MSWD = 0,51) foi obtida para o sienogranito, interpretada como a

Tabela 4. Resultados LA-ICPMS U-Th-Pb para zircões do Pluton Bravo, parte central da Província Borborema.

Amostra	Th/U	Razões								ρ	Idades aparentes						Conc. (%)
		206Pb	207Pb	+ 1 σ	207Pb	+ 1 σ	206Pb	+ 1 σ	207Pb		(Ma)	207Pb	(Ma)	206Pb	(Ma)		
		204Pb	206Pb		235U		238U		206Pb			235U		238U			
GL-472																	
Z11	0,57	81534	0,05959	1,17	0,7399	1,30	0,09006	0,57	0,59	589	25	562	6	556	3,04	94	
Z20	0,22	179063	0,05834	0,48	0,7599	0,75	0,09447	0,59	0,72	542	10	574	3	582	3,26	107	
Z9	0,30	10255	0,05946	0,45	0,7635	0,70	0,09312	0,54	0,70	584	10	576	3	574	2,94	98	
Z29	0,34	1749	0,05892	0,88	0,7702	1,15	0,09481	0,74	0,61	564	19	580	5	584	4,15	104	
Z19	0,44	44218	0,05960	0,63	0,7745	1,04	0,09425	0,82	0,77	589	14	582	5	581	4,58	99	
Z15	0,26	262749	0,05971	0,80	0,7755	1,03	0,09420	0,65	0,76	593	17	583	5	580	3,60	98	
Z26	0,24	56428	0,05970	0,92	0,7766	1,17	0,09435	0,72	0,74	593	20	584	5	581	3,99	98	
Z23	0,95	38814	0,06128	0,94	0,7728	1,24	0,09146	0,81	0,62	649	20	581	5	564	4,37	87	
Z18	1,11	266	0,05662	1,71	0,6931	2,56	0,08877	1,78	0,88	477	37	535	11	548	10,02	115	
Z12	0,74	6155	0,06399	1,00	0,7891	1,23	0,08943	0,72	0,54	741	21	591	6	552	3,79	74	
Z25	1,14	8350	0,06274	0,88	0,7698	1,16	0,08898	0,75	0,61	700	19	580	5	549	3,94	79	
Z22	1,25	5260	0,06390	14,13	0,7986	14,18	0,09063	1,20	0,16	738	299	596	64	559	6,45	76	
Z27	1,07	6194	0,06406	2,16	0,8043	3,04	0,09105	2,14	0,70	744	46	599	14	562	11,52	76	
Z5	1,08	3060	0,06311	0,78	0,8203	1,20	0,09427	0,92	0,74	712	17	608	6	581	5,08	82	
Z8	0,82	9414	0,06460	1,92	0,8209	2,03	0,09217	0,68	0,30	761	40	609	9	568	3,68	75	
Z24	0,63	1000	0,07685	5,01	0,8731	7,63	0,08240	5,75	0,75	1117	100	637	36	510	28,22	46	
Z1	0,98	6875	0,07355	1,03	0,8830	1,48	0,08707	1,07	0,70	1029	21	643	7	538	5,51	52	
Z4	0,64	3818	0,07210	1,29	0,9113	1,40	0,09167	0,56	0,34	989	26	658	7	565	3,01	57	
Z3	0,99	5410	0,07959	2,63	0,9671	2,99	0,08813	1,42	0,71	1187	52	687	15	544	7,43	46	
Z28	0,65	1295	0,07648	1,06	0,9886	2,04	0,09376	1,74	0,85	1108	21	698	10	578	9,64	52	
Z13	1,14	1151	0,08087	0,76	1,0154	1,10	0,09106	0,79	0,69	1218	15	712	6	562	4,25	46	
Z14	0,99	5459	0,08907	1,83	1,1375	2,26	0,09262	1,33	0,58	1406	35	771	12	571	7,27	41	
Z6	1,01	773	0,08640	2,39	1,1464	2,68	0,09624	1,21	0,44	1347	46	776	15	592	6,87	44	
Z10	0,37	343	0,09675	2,62	1,1683	2,83	0,08758	1,07	0,36	1562	49	786	16	541	5,56	35	
Z16	1,09	819	0,09155	4,66	1,2325	4,84	0,09764	1,33	0,27	1458	89	815	27	601	7,63	41	
Z21	1,11	534	0,10176	2,30	1,3105	2,93	0,09341	1,82	0,62	1656	43	850	17	576	10,04	35	
Herança																	
Z7	0,90	206	0,21496	7,98	2,6867	9,03	0,09065	4,22	0,72	2943	129	1325	67	559	22,63	19	
Z2	0,46	71266	0,12593	0,58	5,2251	0,82	0,30094	0,58	0,65	2042	10	1857	7	1696	8,66	83	
Z17	0,47	40918	0,13969	0,61	8,4887	0,88	0,44072	0,63	0,66	2223	11	2285	8	2354	12,36	106	

idade de cristalização do *Pluton* Bravo (Fig. 10B). Essa idade é similar, considerando o erro, à idade média ponderada Pb^{207}/Pb^{206} de 585 ± 6 Ma ($n = 5$; MSWD = 1,5). Três zircões da fração amarela apresentaram muita variação no sinal analítico, devido às inclusões, e foram considerados como herança de idade paleoproterozoica, cujo único zircão obtido com concordância aceitável sem perda de chumbo perfaz uma idade em torno de 2,2 Ga (Tab. 4).

DISCUSSÕES

O *Pluton* Bravo foi formado durante o Ciclo Orogenético Brasileiro, dada a sua idade de cristalização próxima de 581 Ma. O acervo de estruturas magmáticas e deformacionais indica que a colocação do corpo ocorreu em regime transtrativo, associado a zonas de cisalhamento conjugadas. As características geoquímicas dos litotipos estudados remetem à similaridade dessas rochas com granitos tipo-A, conforme discriminado em Whalen *et al.* (1987) (Fig. 11).

As hornblendas analisadas expressam baixas razões $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+}) \ll 0,20$ e possuem alto $\#Fe (> 0,81)$, contrastando com anfibólios de granitos cálcio-alcálicos normais e outros granitos cristalizados em ambiente com alta e média fO_2 , cujos experimentos idealizam valores entre $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+}) > 0,20$ e $\#Fe (0,40 - 0,65)$. (Schmidt 1992; Anderson e Smith 1995). As razões acima apresentadas pelas análises do *Pluton* Bravo sugerem a ocupação do sítio estrutural M2 das hornblendas por ^{VI}Al em detrimento de Mg e Fe^{3+} , o que é compatível com cristalização em ambiente com baixa fO_2 (Anderson e Smith 1995). Tais substituições, passíveis de

ocorrer em granitos anorogênicos e outros cristalizados em ambiente de baixa fO_2 , formam anfibólios ferrosos anormalmente enriquecidos em Al. O Al excedente, por sua vez, tende a superestimar os valores de pressão para os geobarômetros clássicos. Portanto, as pressões estimadas entre 4,4 e 6 kbar sugerem as pressões máximas possíveis para o alojamento do corpo, sendo preferencial adotar o limite inferior obtido, que, com as feições de *stopping* magmático, remete à interface da crosta superior com a crosta média.

O fracionamento de K-feldspatos é outra importante característica atribuída à gênese de granitos tipo-A. No caso desse corpo, a correlação positiva entre as razões Rb/Sr e Rb/Ba é sugestiva de fracionamento de K-feldspatos (Fig. 12A), enquanto o aumento da razão Ga/Al associado à diminuição da razão $(Eu/Eu^*)_N$ sugere fracionamento de plagioclásio a partir da estabilidade de Ga em magmas ricos em flúor (Fig. 12B). As anomalias negativas de Sr e Eu nos *spidergrams* também são um indicativo de que o fracionamento de plagioclásio foi um processo importante durante a cristalização do corpo.

O fornecimento de F^2 dado pela fusão por desidratação de biotita é outra característica evocada para a evolução de magma granítico tipo-A (Frost e Frost 2011). Nesse caso, o baixo conteúdo de água estrutural ($PF < 0,8$), aliado às altas temperaturas estimadas para o *liquidus* ($> 847^\circ C$) do magma, é compatível com tal mecanismo.

Desde a concepção dos granitos tipo-A, definida por Loiselle e Wones (1979), e posterior expansão para um amplo grupo de granitoides com características similares e origens diversas, sintetizados em Collins *et al.* (1982) e Whalen *et al.* (1987), há uma constante controvérsia em

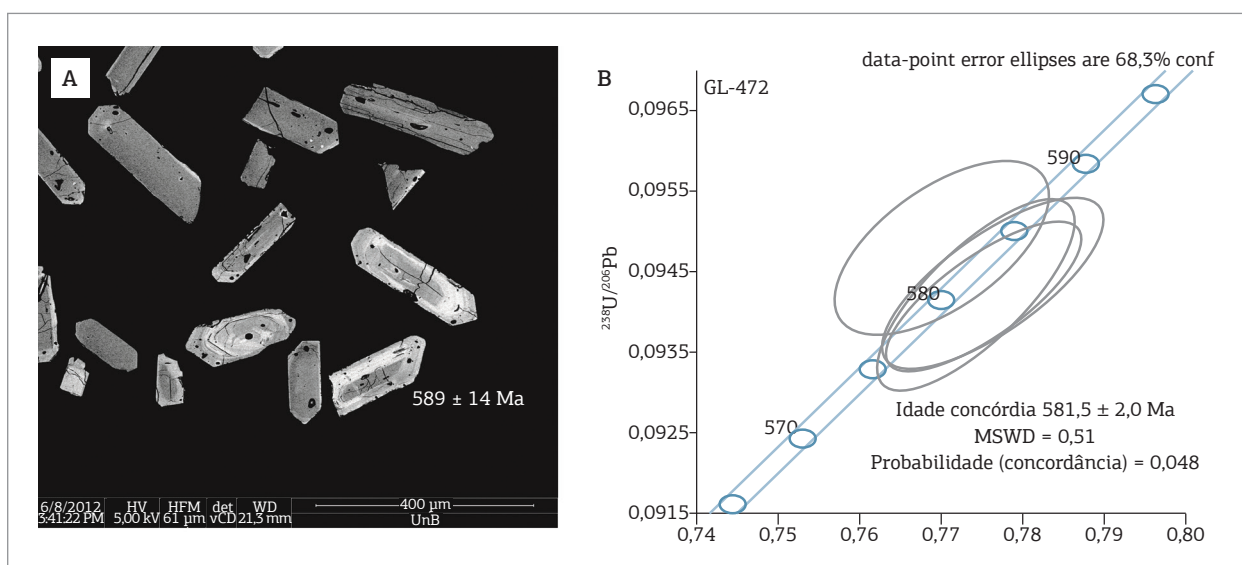


Figura 10. (A) Imagem por retroespalhamento de elétrons obtidas a partir de MEV para população de zircões euédricos com pronunciada zonação oscilatória. (B) Diagrama Concórdia com idade aparente obtida de 581 ± 2 Ma ($n = 4$; MSWD = 0,51) para uma amostra sienogranítica do *Pluton* Bravo.

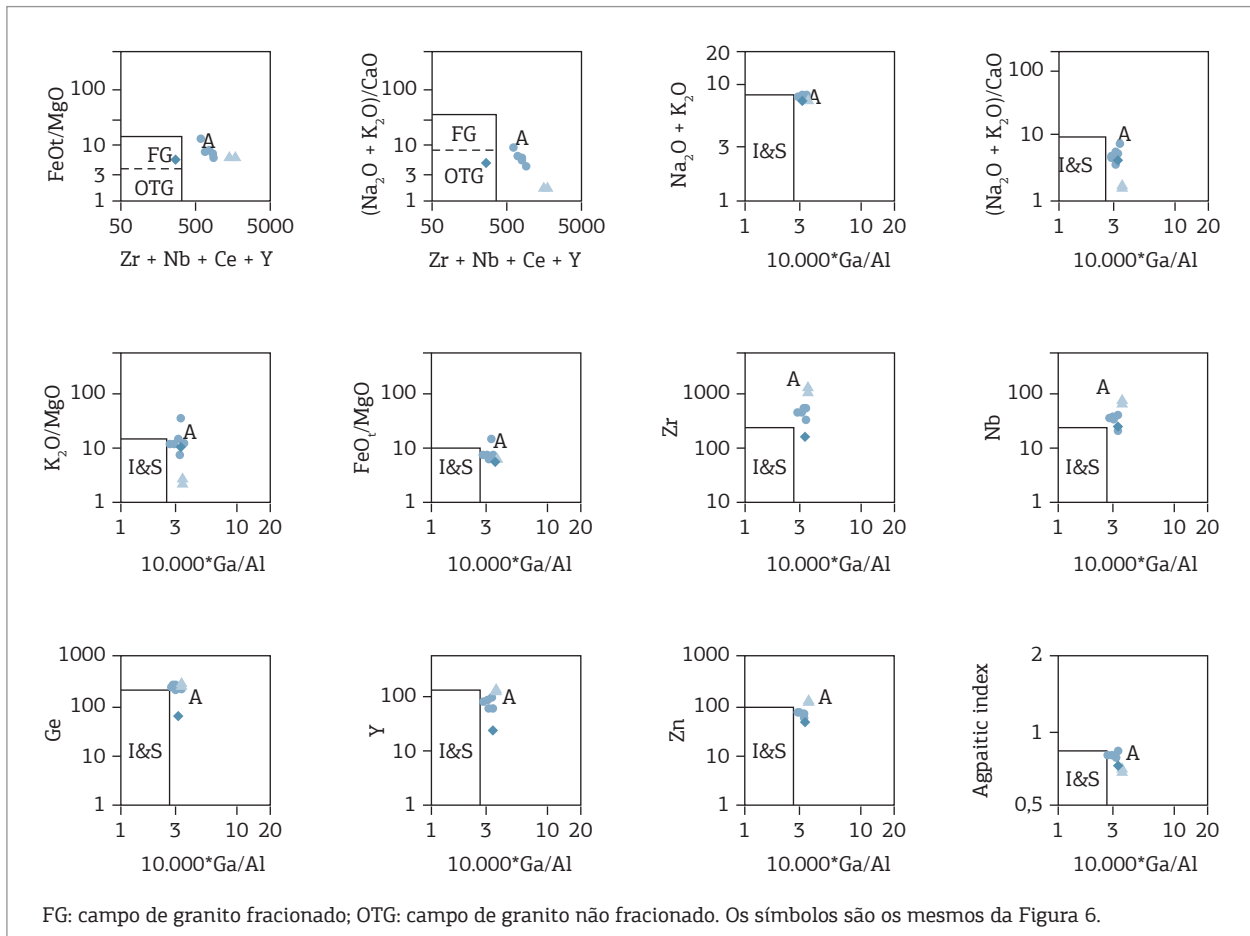


Figura 11. Diagramas de elementos traços e razões discriminantes de ambiente tectônico de Whalen *et al.* (1987) evidenciando o comportamento químico similar das amostras do Pluton Bravo com granitos tipo-A. I-, S- e A: granitoides tipo I, S e A.

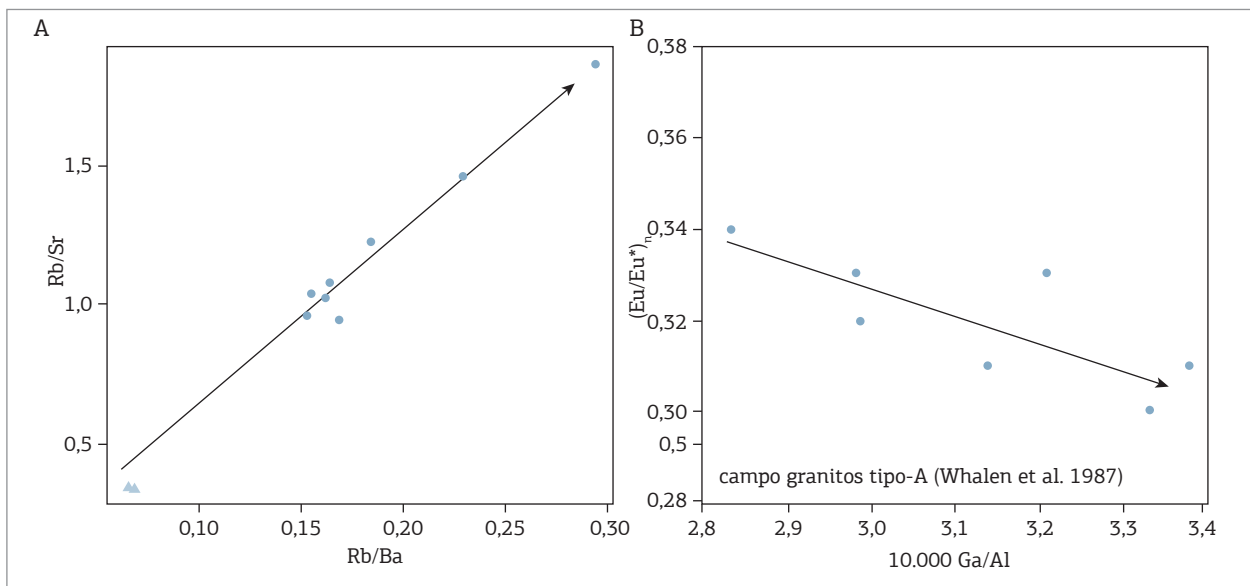


Figura 12. Diagramas de Rb/Ba x Rb/Sr (A) e $(Eu/Eu^*)_N$ x 10.000 Ga/Al (B) que apontam para a importância do fracionamento de feldspatos na evolução dos granitos do Pluton Bravo.

torno da utilização do termo “tipo-A” como sinônimo de “anorogênico, aluminoso, anidro, alcalino, ambíguo, etc”. De acordo com a classificação proposta por Frost *et al.* (2001) e Middlemost (1997), os sienogranitos porfiríticos do *Pluton* Bravo podem ser classificados como granitos transalcalinos ferrosos, álcali-cálcicos metaluminosos a levemente peraluminosos. Os dioritos diferenciam-se por apresentarem assinaturas geoquímicas similares às de basaltos alcalinos, consoante a outras intrusões do gênero descritas na Província Borborema (Guimarães *et al.* 2011). No caso do *Pluton* Bravo, a relação com as zonas de cisalhamento transcorrentes, a assinatura pós-colisional de acordo com o diagrama de Pearce *et al.* (1996) e a idade de cristalização permitem-nos correlacioná-lo com litotipos que apresentam característica de granitos tipo-A sem, contudo, associá-los diretamente a rochas derivadas em ambiente anorogênico.

Uma possibilidade de geração de granitos com características do tipo-A evoca o modelo clássico de uma fonte residual granulítica (Collins *et al.* 1982; Clemens *et al.* 1986; Whalen *et al.* 1987). Nesse modelo, o *Pluton* Bravo se formaria a partir de um restito félsico granulítico, resultante da extração prévia de granitoides tipo-I de alto K e com assinaturas similares a ambientes de subducção (período entre 590 e 580 Ma), tal qual apresentado para outros exemplos do Domínio Central da Província Borborema (Almeida *et al.* 2002; Guimarães *et al.* 2004; Guimarães *et al.* 1998; 1999). Contudo, a idade obtida de 581 Ma limita essa possibilidade. O alto teor de K_2O das rochas estudadas também desfavorece a fusão de um resíduo que tenha gerado previamente granitoides do tipo-I enriquecidos em K.

As idades-modelo maiores que 2,1 Ga, que são mais comuns nos granitoides de 570 a 575 Ma (Guimarães *et al.* 2004; Van Schmus *et al.* 2011), indicam a importância de fontes crustais paleoproterozoicas na formação desses magmas ou metassomatismo relacionado à subducção do manto litosférico subcontinental de idade paleoproterozoica. No caso da participação de fontes crustais, os dados de Sm-Nd, em conjunto com a idade de cristalização obtida, favorecem a hipótese de fusão parcial direta de rochas paleoproterozoicas metamorfizadas na fácies granulito. Regionalmente, tais litologias, que incluem componentes graníticas a granodioríticas e, em menor parte, tonalíticas, estão presentes no Complexo Cabaceiras, encaixante do *pluton*, que possui características anídras, portando, em parte, paragêneses de fácies granulito. Dentre essas paragêneses minerais pode-se citar forsterita-hercinita-diopsídio metacarbonatos (Carmona 2006; Marinho *et al.* 2008; Ventura Santos *et al.* 2013; Santos *et al.* 2013; Lages 2012) e granada granulito charnoquítico mesopertítico (Neves *et al.* 2015; Lages 2012).

A associação com rochas máficas apresentando similaridades geoquímicas e isotópicas com os sienogranitos,

tais como comportamento dos ETRs, baixo ϵ_{Nd} e idade-modelos próximas, e a presença de zircões herdados podem indicar que houve algum processo de diferenciação entre o magma máfico (*underplated?*) enriquecido em álcalis, Zr, Nb, Y e Σ ETR e a fusão de crosta inferior paleoproterozoica. Um manto litosférico metassomatizado durante processos de subducção paleoproterozoica é proposto como área-fonte de magmas que deram origem a enclaves máficos na parte central da Província Borborema (Neves e Mariano 1997; Guimarães e Da Silva Filho 1998; Mariano *et al.* 2001).

Segundo Frost e Frost (2011), a associação de magmas máficos e as elevadas temperaturas observadas para granitoides ferrosos ($> 900^\circ C$) sugerem a atuação em conjunto dos mecanismos de diferenciação de magmas basálticos alcalinos e a assimilação de crosta félsica.

No caso do *Pluton* Bravo, as temperaturas *liquidus* baseadas na saturação de zircão de 893 a $847^\circ C$ para os monzogranitos e de 905 a $896^\circ C$ para os dioritos são próximas das temperaturas necessárias para a geração de magmas ferrosos (a partir da fusão parcial de crosta tonalítica a granodiorítica) capazes de gerar granitos tipo-A em ausência de fases vaporizadas. A coexistência de magmas máficos e as pressões estimadas de colocação da ordem de 13 e $<< 21$ km de profundidade (levando em consideração o patamar inferior) são aspectos sugestivos de um modelo de afinamento da litosfera subcontinental enriquecida por remoção convectiva com ascensão da astenosfera quente, que elevou a temperatura o suficiente para fundir-se em um *melt* rico em elementos incompatíveis. Modelo sugerido é proposto para os granitos pós-colisionais do Orógeno Svecofennian (Väisänen *et al.* 2000).

Para Frost e Frost (2011), o decréscimo de pressão é um fator controlador de assimilação/fusão da crosta félsica, onde o caráter metaluminoso a levemente peraluminoso de algumas amostras pode ocorrer em função da mistura incompleta dessas fontes (máficas e félsicas) ou assimilação de diferentes quantidades de crosta félsica. Patiño Douce (1997) demonstrou ser possível a geração de granitos com assinatura do tipo-A metaluminosos pela fusão de granitoides cálcio-alcalinos (granodiorítico e tonalítico) a baixa pressão de formação ($P \leq 4$ Kbar e parcialmente por $P < 8$ Kbar) e pelo baixo conteúdo de H_2O da fonte.

Frost e Frost (2011) advogam, a partir da petrologia experimental, que a fusão de rochas tonalíticas irá produzir granitoides ferrosos com elevado conteúdo de sílica e assinatura cálcio-alcalina, sendo necessário elevado grau de fusão parcial para gerar magmas de composição álcali-cálcica. Já a produção de magmas de caráter metaluminoso a levemente peraluminosos está restrita a baixas pressões, ao passo que elevadas pressões dão origem a magmas fortemente peraluminosos. Sendo assim, a gênese do *Pluton* Bravo exigiu

elevado grau de fusão parcial de rochas quartzo-feldspáticas (não tonalíticas?) para formar granitoides ferrosos com algumas amostras com conteúdo de sílica < 70% e composição álcali-cálcica, e o caráter metaluminoso a levemente peraluminoso é compatível com a pressão estimada > 4 e < 8 kbar.

As fortes características químicas similares às de granito tipo-A aluminosos, de King *et al.* (1997), do *Pluton* Bravo e as idades-modelo maiores que 2,1 Ga são mais parecidas com os granitos de ca. 570 Ma da Zona Transversal (estágio IV de Van Schmus *et al.* 2011; grupo 3 de Guimarães *et al.* 2004); entretanto, a idade obtida de 581 Ma equivale à faixa dos granitos transicionais do regime compressivo para o transcorrente registrado na Zona Transversal (estágio III de Van Schmus *et al.* 2011; grupo 2 de Guimarães *et al.* 2004).

O *Pluton* Bravo é notadamente comparável ao granitoide transalcalino de Solânea no Domínio Rio Grande do Norte (Guimarães *et al.* 2009), que também é similar aos granitos transalcalinos ferro-potássicos do leste da Nigéria (Ferré *et al.* 1998). Essa correspondência também se estende ao comportamento químico das fácies dioríticas, tais como Zr >> (400 ppm), TiO₂ ~ 1,8% e Nb > (30 ppm) e presença de ferro-hornblendas. O magmatismo transalcalino encontrado na Borborema e em parte da Nigéria pode ser atribuído a um evento extensivo (Guimarães *et al.* 2009) na consolidação do Supercontinente Gondwana entre 580 e 570 Ma.

CONCLUSÕES

O caráter conjugado e a cinemática sinistral e dextral das zonas de cisalhamento transcorrentes, respectivamente de direção NE-SW e E-W, devem ter fornecido paleotensões

extensionais propícias para a colocação do *Pluton* Bravo. Esse fato é reforçado pelas feições que indicam que o magmatismo foi contemporâneo à deformação, conforme expresso no paralelismo entre a trama magmática e a trama deformacional. Dessa forma, a idade de 581 ± 2 Ma marca a idade mínima de ativação dessas zonas de cisalhamento.

As rochas porfíricas do *Pluton* Bravo são geoquimicamente similares a granitos do tipo-A e sua intrusão está associada ao estágio magmático pós-colisional, originado pela combinação de alto grau de fusão parcial de porção félsica (granodiorítica, monzodiorítica a tonalítica) da parte inferior de crosta paleoproterozoica com importante participação de magma de origem mantélica anormalmente enriquecido. O magma máfico deu origem a monzonitos e dioritos com alto Zr, Nb e ETR que são geoquimicamente similares e mais enriquecidos que os sienogranitos estudados. Eles também compartilham semelhanças isotópicas, tais como baixo ε_{Nd} e idades-modelo > 2,1 Ga.

A relação entre a idade e as características geoquímicas e isotópicas deste *pluton* destoa de outros granitos similares na Zona Transversal. Nesse sentido, a transição do regime compressional para eminentemente direcional com componente extensional se deu um pouco antes (~ 580 Ma) para esta porção do Domínio Central da Província Borborema evidenciando o caráter episódico e diacrônico do Evento Orogénico Brasileiro.

Esse granitoide constitui um bom exemplo de magmatismo pós-colisional transalcalino no Domínio Central, que, com outros exemplos no Domínio Rio Grande do Norte e no leste da Nigéria, sugere um afinamento convectivo da litosfera subcontinental entre 580 e 570 Ma na consolidação do Supercontinente Gondwana.

REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M. (1967). *Origem e evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro: DNPM-DGM, Boletim, 241, 36 p.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R. (1977). Províncias estruturais brasileiras. In: *VIII Simpósio de Geologia do Nordeste*, Campina Grande: SBG, p. 363.
- Almeida C.N. de, de Pinho Guimarães I., da Silva Filho A.F. (2002). A-Type Post-Collisional Granites in the Borborema Province - NE Brazil: The Queimadas Pluton. *Gondwana Research*, 5:667-681. doi:10.1016/S1342-937X(05)70637-7.
- Anderson L.A., Smith D.R. (1995). The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80:549-559.
- Best M.G. *Igneous and Metamorphic Petrology*. (2008). 2nd ed. Malden: Blackwell Science Ltd., 729 p.
- Blundy J.D., Holland T.J.B. (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104:208-224.
- Bonin B. (2004). Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos*, 78:1-24.
- Boynton W.V. (1984). Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (Ed.). *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, p. 63-114.
- Brasilino R.G., Miranda A.W.A., Lages G.A., Medeiros V.C. (2009). Caracterização Geoquímica dos Ortognaisses da Suíte Carnoió-Caturité, ao Norte da Folha Santa Cruz do Capibaribe (SB-24-Z-D-VI) e Sul da Folha Boqueirão (SB-24-Z-D-III), Província Borborema. In: *XII Congresso Brasileiro de Geoquímica*, 2009, Ouro Preto. Ouro Preto: Ufop, 2009. Resumo.
- Brasilino R.G., Miranda A.W.A., Lages G.A., Rodrigues J.B. (2012). Petrography, Geochemistry and Geochronology (U-Pb) of Metamafic Rocks From Cabaceiras Complex, Northeast, Brazil: Geodynamic Implication. In: *VIII South-American Symposium on Isotopic Geology*, 2012, Medellín. Boletim de resumos.

- Brasilino R.G., Miranda A.W.A., Marinho S.M. (2012). Programa Geologia do Brasil. Carta Geológica Escala 1:100.000: Folha SB.24-Z-D-VI, Santa Cruz do Capibaribe. CPRM Serviço Geológico do Brasil. Disponível em: <http://geobank.cprm.gov.br/pls/publico/geobank.download.downloadlayouts?p_webmap=N&p_usuario=1>. Acesso em 08 de fev. de 2016.
- Brito Neves B.B., Santos E.J., Van Schmus W.R. (2000). Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress. p. 151-182.
- Buhn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E L. (2009). High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **81**:1-16.
- Carmona L.C.M. (2006). *Estudo geológico e geoquímico da região compreendida entre Fagundes e Itatuba (PB), Terreno Alto Moxotó, Nordeste do Brasil*. Tese (Doutorado) – Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 337 p.
- Clemens J.D., Holway J.R., White A.J.R. (1986) Origin of in the A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist*, **71**:317-324.
- Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappel B.W. (1982) Nature and origin of the A-types granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **80**:189-200.
- Corticelli S., Peccerillo A. (1992). Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism from Central Italy: inferences on its genesis and on the mantle source evolution. *Lithos*, **28**:221-240.
- Droop G.T.R. (1987). A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, **51**:431-435.
- Eby G.N. (1990). The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, **26**:115-134.
- Eby G.N. (1992). Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenic and tectonic implications. *Geology*, **20**:641-644.
- Ferré E.C., Caby R., Peucat J.J., Capdevila R., Monié P. (1998). Pan-African, postcollisional, ferro-potassic granite and quart-monzonite plutons of Eastern Nigeria. *Lithos*, **45**:255-279.
- Ferreira V.P., Sial A.N., Jardim de Sá E.F. (1998). Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terranes of Borborema province, northeastern Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, **11**:439-455.
- Ferreira V.P., Sial A.N., Pimentel M.M., Moura C.A.V. (2004). Intermediate to acidic magmatism and crustal evolution in the Transversal Zone, Northeastern Brazil. In: Mantesso Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (Eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: A evolução da obra de Fernando Flávio de Almeida*. São Paulo: Editora Beca, p. 189-201.
- Frost B.R., Barnes C., Collins W, Arculus R., Ellis D., Frost C. (2001). A chemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42**:2033-2048.
- Frost C.D., Frost B.R. (2011). On Ferroan (A-type) Granitoids: their Compositional Variability and Modes of Origin. *Journal of Petrology*, **52**:39-53.
- Góia S.M.C.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**:220-245.
- Gualda G.A.R., Vlach S.R.F. (2005). Stoichiometry-based estimates of ferric iron in calcic, sodic-calcic and sodic amphiboles: a comparison of various methods. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **77**(3):521-534.
- Guimarães I.P., da Silva Filho A.F. (1998). Nd- and Sr- isotopic and U-Pb geochronologic constraints for the evolution of the shoshonitic Brasileiro Bom Jardim and Toritama complexes: evidence for a Transamazonian enriched mantle under Borborema tectonic province, Brazil. *International Geology Review*, **40**:500-527.
- Guimarães I.P., da Silva Filho A.F., Almeida C.N., Araújo J.M.M., Sales A., Melo S.C. (1998). The Brasileiro Granitoids from the Pajeú Paraíba Belt and Teixeira High: Sm-Nd Isotope Geochemistry and U/Pb in Zircon Ages. In: *XL Congresso Brasileiro de Geologia*, Belo Horizonte, p. 48.
- Guimarães I.P., da Silva Filho A.F., Almeida C.N., Melo E.B., Araújo J.M.M., Sales A. (1999). Sm-Nd isotopes geochemistry and U/Pb zircon ages of the Brasileiro granitoids from the Pajeú-Paraíba Terrain, Borborema Province, northeastern Brazil. In: *II South American Symp. Isotope Geology*, Córdoba, p. 300-30.
- Guimarães I.P., da Silva Filho A.F., Almeida C.N., Van Schmus W.R., Araújo J.M.M., Melo S.C., Melo E.B. (2004). Brasileiro (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: An isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research*, **135**:23-53. doi:10.1016/j.precamres.2004.07.004
- Guimarães I.P., da Silva Filho A.F., Melo S.C., Macambira M.B. (2005). Petrogenesis of A-type Granitoids from the Alto Moxoto and Alto Pajeú Terranes of the Borborema Province, NE Brazil: Constraints from Geochemistry and Isotopic Composition. *Gondwana Research*, **8**(3):347-362.
- Guimarães I.P., da Silva Filho A.F., de Araújo D.B., de Almeida C.N., Dantas E. (2009). Trans-alkaline magmatism in the Serrinha-Pedro Velho Complex, Borborema Province, NE Brazil and its correlations with the magmatism in eastern Nigeria. *Gondwana Research*, **15**:98-110. doi:10.1016/j.gr.2008.06.011
- Guimarães I.P., da Silva Filho A.F., Almeida C.N., Macambira M.B., Armstrong R. (2011). U-Pb SHRIMP data constraints on calc-alkaline granitoids with 1.3–1.6 Ga Nd T_{DM} model ages from the central domain of the Borborema province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **31**:383-396. doi:10.1016/j.jsames.2011.03.001
- Hammarstron J.M., Zen E-An. (1986). Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, **71**:1297-1313.
- Holland T.J.B., Blundy J.D. (1994). Non-ideal interaction in calcic-amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **116**:433-447.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**:523-548.
- Jardim de Sá E.F. (1994). *A Faixa Seridó (Província da Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Tese (Doutorado) – Universidade de Brasília.
- Johnson M.C., Rutherford M.J. (1989). Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application of Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**:837-841.
- King P.L., White A.J.R., Chapell B.W., Allen C.M. (1997). Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Journal of Petrology*, **38**:371-391.

- Lages G.A. (Org.). (2012). *Geologia e recursos minerais da Folha Boqueirão SB.24-Z-D-III*: Estado da Paraíba. 1ª ed. Recife: CPRM, 248p.
- Lages G.A. (2013). *Geologia e recursos minerais da folha Boqueirão, estado da Paraíba*. Recife: CPRM. 248 p.
- Lages G.A., Brasilino R.G., Miranda A.W.A., Marinho M.S., Medeiros V.C. (2009). Caracterização geoquímica dos ortognaisses do Complexo Cabaceiras (CCB), no Domínio Alto Moxotó, NE do Brasil. In: *XII C.B de Geoquímica*, Ouro Preto.
- Lages G.A., Dantas E.L., Rodrigues J.B., Santos L.M.L. (2013). O magmatismo estateriano/calimíniano e os ortognaisses Coloete: indício geoquímico de granito orogênico no leste da Província Borborema. In: *XXV Simpósio de Geologia do Nordeste*, Gravataá, p. 509-510.
- Lages G.A., Marinho M.S. (2010). *Programa Geologia do Brasil*. Carta Geológica Escala 1:100 000: Folha SB.24-Z-D-III, Boqueirão. CPRM Serviço Geológico do Brasil. Disponível em <http://geobank.sa.cprm.gov.br/pls/publico/geobank.documents.open_zipfile?id_sessao=20150827181910&file=boqueirao.zip>. Acesso em 01 de jan. de 2015.
- Lages G.A., Marinho M.S., Brasilino R.G. (2011). Pluton Bravo: Granito trans-alcalino pós-colisional, sin a tardi-transcorrência, Província Borborema. In: *XIII Congresso Brasileiro de Geoquímica*, Gramado, p. 130.
- Lages G.A., Marinho M.S., Nascimento M.A.L., Medeiros V.C., Dantas E.L., Fialho D. (2014). Mar de Bolas do Lajedo do Pai Mateus, Cabaceiras, PB: Campo de matações graníticas gigantes e registros rupestres de civilização pré-colombiana. In: Winge M., Schobbenhaus C., Souza C.R.G., Fernandes A.C.S., Berbert-Born M., Sallun Filho W., Queiroz E.T. (Org.). *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. 1ª ed. Brasília: CPRM, v. 3, p. 99-112.
- Lages G.A., Marinho M.S., Rodrigues J.B., Medeiros V.C., Rodrigues S.W. de O., Viery J.F. (2010). Sm-Nd isotopic patterns and new paleoproterozoic nuclei basement on boundary between Alto Pajeú and Alto Moxotó domains, Borborema Province, NE-Brazil. In: *VII SSAGI - South American Symposium on Isotope Geology*, Brasília: Unb, 2010. v. 1. p. 20-23.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Canada J.A.M., Maresch W.V., Schumacher J.C., France D.C.S., Stephenson N.C.N., Whittaker E.J.W. (1997). Nomenclature of amphiboles. *Canadian Mineralogist*, **35**:219-246.
- Liegeois J.P. (1998). Preface: Some words on post-collisional magmatism. *Lithos*, **45**:15-17.
- Loiselle N.C., Wones D.R. (1979). Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America - Search Meetings & Abstracts*, **11**:468.
- Maniar P.D., Piccoli P.M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**(5):635-643.
- Mariano G., Neves S.P., Silva Filho A.F. da., Guimarães I.P. (2001). Diorites of the high-K calc-alkalic Association: Geochemistry and Sm-Nd Data and Implications for the evolution of the Borborema Province, Northeast Brazil. *International Geology Review*, **10**(10):921-929.
- Marinho M.S., Lages G.A., Cruz R.F., Medeiros V.M. (2008). Aspectos de campo e petrográficos de diopsídio-mármore da região de Cabaceiras-Boqueirão (PB). In: *XLIV Congresso Brasileiro de Geologia*. Curitiba: SBG, p. 1035.
- Mateinni M., Junges S.L., Dantas E.L., Pimentel M.M., Buhn B.M. (2009). In situ zircon U-Pb and Lu-Hf isotope systematic on magmatic rocks: Insights on the crustal evolution of the Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Brasília belt, Central Brazil. *Gondwana Research*, **16**:200-212.
- Middlemost E.A.K. (1997). *Magmas, rocks and planetary development*. Harlow: Longman.
- Nardi L.V.S., Bitencourt M.F. (2009) A-type granitic rocks in post-collisional settings in southernmost Brazil: their classification and relationship with tectonics and magmatic series. *Canadian Mineralogist*, **47**(6):1493-1503.
- Neves S.P. (2003). Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics*, **22**(4):1031-1045.
- Neves S.P., Bruguier O., Vauchez A., Bosch D., Silva J.M.R., Mariano G. (2006). Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): Implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*, **149**:197-216.
- Neves S.P., Lages G.A., Brasilino R.G., Miranda A.W.A. (2015). Paleoproterozoic accretionary and collisional processes and the build-up of the Borborema Province (NE Brazil): Geochronological and geochemical evidence from the Central Domain. *Journal of South American Earth Sciences*, **58**:165-187. doi:10.1016/j.jsames.2014.06.009
- Neves S.P., Mariano G. (1997). High-K calc-alkalic plutons in Northeast Brazil: origin of the biotite diorite/quartz monzonite to granite association and implications for the evolution of the Borborema Province. *International Geology Review*, **39**:621-638.
- Neves S.P., Mariano G. (2001). Província Borborema: orógeno acrescionário ou intracontinental? *Estudos Geológicos*, **11**:26-36.
- Neves S.P., Mariano G., Silva J.M.R. (2010). *Programa Geologia do Brasil*. Carta Geológica Escala 1:100.000: Folha SB.25-Y-C-IV, Surubim. CPRM – UFPE. Disponível em: <http://geobank.cprm.gov.br/pls/publico/geobank.download.downloadlayouts?p_webmap=N&p_usuario=1>. Acesso em 08 de fev. de 2016.
- Patiño Dolce A.E. (1997). Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, **25**(8):743-746.
- Pearce J.A. (1996). Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19**(4):120-125.
- Rodrigues S.W.O., Brito Neves B.B. (2008). Padrões isotópicos Sm-Nd no limite entre os terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó (PB). *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(1):209-225.
- Santos E.J. (1996). Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: *XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador: SBG, 7v., il., v.6, p. 47-50.
- Santos E.J. (2000). Contexto Tectônico Regional. In: Medeiros, V. C. (Ed.) Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Aracaju NE, Folha SC.24-X. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM. CD-ROM.
- Santos E.J., Souza Neto J.A., Carmona L.C.M., Armstrong R., Santos L.C.M.L., Mendes L.U.D.S. (2013). The metacarbonate rocks of Itatuba (Paraíba): A record of sedimentary recycling in a Paleoproterozoic collision zone of the Borborema province, NE Brazil. *Precambrian Research*, **224**:454-471. doi:10.1016/j.precamres.2012.09.021
- Santos E.J., Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Oliveira R.G., Medeiros V.C. (1999). Terrane and their boundaries in the Proterozoic Borborema Province, Northeast Brazil. In: *VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET)*, p. 121-124.
- Schmidt M.W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende-barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **110**:304-310.

- Schumacher J.C. (1997). Appendix 2: the estimate of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. *Canadian Mineralogist*, **35**:238-246.
- Sial A.N. (1986). Granites types of northeast Brazil: current knowledge. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(1):54-72.
- Sial A.N. (1989). *Petrologia, geoquímica de elementos maiores, traços, terras raras e isótopos nos Batólitos de Meruoca e Mocambo, Ceará*. Recife, Thesis (for Full Professor) – Department of Geology, Federal University of Pernambuco, 284 p.
- Thompson R.N. (1982). Magmatism of the British Tertiary volcanic Province. *Scottish Journal of Geology*, **18**:50-107.
- Väisänen M., Mänttari I., Kriegsman L.M., Hölttä P. (2000). Tectonic setting of post-collisional magmatism in the Paleoproterozoic Svecofennian Orogen, SW Finland. *Lithos*, **54**:63-81.
- Van Schmus W.R., Kozuch M., Brito Neves B.B. (2011). Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. *Journal of Geotechnical Earthquake Engineering*, **31**:227-252.
- Vauchez A., Neves S., Cabry R., Corsini M., Egydio-Silva M., Arthaud M., Amaro V. (1995). The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**:247-266.
- Ventura Santos R., dos Santos E.J., Souza Neto J.A.D., Carmona L.C.M., Sial A.N., Mancini L.H., Santos L.C.M. de L., do Nascimento G.H., Mendes L.U.S., Anastácio E.M.F. (2013). Isotope geochemistry of Paleoproterozoic metacarbonates from Itatuba, Borborema Province, Northeastern Brazil: Evidence of marble melting within a collisional suture. *Gondwana Research*, **23**(1):380-389. doi:10.1016/j.gr.2012.04.010
- Watson E.B., Harrison T.M. (1983). Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, **64**:295-304.
- Whalen, J. B., Currie, K. L., Chappell, B. W. (1987). A-types granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**:407-419.

[Arquivo digital disponível on-line no site www.sbgeo.org.br](http://www.sbgeo.org.br)
