PETROGÊNESE DE ROCHAS PLUTÔNICAS FÉLSICAS E MÁFICAS NA PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL: O COMPLEXO CÁLCIO-ALCALINO DE ALTO-K DE CAMPINA GRANDE

CÍCERA NEYSI DE ALMEIDA, IGNEZ DE PINHO GUIMARÃES & ADEJARDO FRANCISCO DA SILVA FILHO

ABSTRACT *PETROGENESIS OF FELSIC AND MAFIC PLUTONIC ROCKS OF THE BORBOREMA PROVINCE, NE BRAZIL: THE CAMPINA GRANDE HIGH-K CALC-ALKALINE COMPLEX* The Campina Grande Granitic Complex comprises felsic facies with composition ranging from monzodiorite, granodiorite to quartz monzonite and mafic facies of dioritic composition. The presence of microgranular enclaves within the felsic rocks is interpreted as the products of mingling between coeval granitic and dioritic magmas. A U/Pb zircon age of 581 ± 1.6 Ma was obtained from the felsic rocks. The Campina Grande Complex rocks show high-K calc-alkaline chemistry. The low contents of SiO_2 (45.66% – 54.48%) associated to high MgO (2.78%–4.40%) and CaO (4.92% – 7.69%), high HFSE/LILE, ETRL/ETRP and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7069 – 0.7071) ratios and low values of ENd_{600} (-9.3 to -12.3) recorded in the diorites and gabbro suggest that their source was an enriched mantle. The mantle enrichment could be due to an incompatible-element rich component, remobilized from an oceanic crust during subduction. The chemistry and isotopic similarities between felsic and mafic facies suggest that they share similar source. The age of the complex suggest that it is associated to the evolution of the Seridó Belt.

Keywords: granite, high-K, calc-alkaline, Brasiliano, Seridó Belt.

RESUMO O Complexo Granítico de Campina Grande compreende fácies félsicas com composição monzodiorítica, granodiorítica a quartzo-monzonítica e fácies máficas diorítica, com evidências de coexistência e mistura parcial de magmas. Idade U/Pb em zircão de 581 ± 1.6 Ma foi obtida na fácies félsica. As rochas do complexo são quimicamente cálcio-alcálinas de alto-K. Os baixos teores de SiO_2 (45.66-54.48 %) associados a teores relativamente elevados de MgO (2.78-4.40 %) e CaO (4.92-7.69 %), elevadas razões HFSE/LILE, ETRL/ETRP e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7069-0.7071) e baixos valores de ENd_{600} (-9.3 a -12.34) em dioritos e gabros sugerem origem a partir de manto enriquecido pela adição de elementos incompatíveis remobilizados de crosta oceânica durante subducção. Semelhanças químicas e isotópicas entre as rochas félsicas e máficas sugerem fontes similares para essas rochas. A idade do complexo sugere intrusão associada à evolução da Faixa Seridó.

Palavras-chave: granito, cálcio-alcálcino de alto-K, Brasiliano, Faixa Seridó

Introdução A Província Borborema (Almeida *et al.* 1977) no Nordeste do Brasil, compreende a parte central de uma larga faixa orogenética formada como consequência de convergência e colisão dos crátons São Luís-Oeste Africano e São Francisco-Congo-Kasai, iniciadas no Arqueano e com superposições de vários eventos evolutivos, culminando no Neoproterozóico Superior com uma grande colagem orogênica (Ciclo Brasiliano/Pan-Africano; 0.75-0.55 Ga) responsável pelo estabelecimento da atual estruturação da província (Van Schmus *et al.* 1995a, Brito Neves *et al.* 1995a).

Essa estruturação tem sido interpretada como um mosaico de micropalacas que representam terrenos distintos, cuja evolução envolve acreção e colagem durante os eventos Cariris Velhos (0.95-1.1 Ga) e Brasiliano (Santos 1995, Oliveira & Santos 1996, Santos & Medeiros 1997) (Fig. 1).

Alguns autores (Mariano *et al.* 1999, 2000, Neves *et al.* 2000, Guimarães & Da Silva Filho 2000) contestam essa interpretação e consideram o Ciclo Cariris Velhos apenas um ambiente extensional, tendo a Orogênese Brasileira se desenvolvido em um ambiente intracontinental, visto que: i) presença de rochas máficas metamorizadas a alto grau que seriam representantes da crosta oceânica subductada não foram ainda identificadas; ii) o manto litosférico sob os diferentes terrenos propostos na Província Borborema possui assinaturas geoquímicas e isotópicas semelhantes; iii) zonas de cisalhamento consideradas limites desses terrenos, como por exemplo, o Lineamento Pernambuco, não mostram continuidade lateral e grandes

deslocamentos; iv) dioritos cálcio-alcálinos de alto-K originados por fusão parcial do manto litosférico e distribuídos nos diversos terrenos, apresentam idade modelo T_{DM} entre 1.5-2.0 Ga e as mesmas características geoquímicas.

Entretanto, a porção norte da Província Borborema pode ter experimentado uma evolução diferenciada, na qual o Lineamento Patos marcaria o limite entre dois blocos distintos, caracterizados por metamorfismo e assinaturas isotópicas contrastantes (Hackspacher *et al.* 2000, Costa *et al.* 2000).

Na Província Borborema, o Ciclo Brasiliano/Pan-Africano é marcado por intensa granitogênese e desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento (Vauchez *et al.* 1995) e seqüências supracrustais metamorizadas na fácies anfibolito alto (Bittar & Campos Neto 1999). Os granitóides Brasileiros apresentam características petrográficas e químicas diversas, tendo sido agrupados nas suítes cálcio-alcálcina de alto-K, cálcio-alcálcina, trondhjemitica, peralcalina (Sial 1984a) e transicional shoshonítica-alcálcina (Guimarães *et al.* 1998). Dados analíticos de rocha total e química isotópica indicam que os vários grupos de rochas graníticas foram gerados em diversos eventos tectônicos sin a pós a Orogênese Brasileira (Guimarães *et al.* 1998).

No presente trabalho será abordado o estudo de dois corpos graníticos situados no limite de terrenos no Domínio Estrutural Central (DEC) da Província Borborema (Fig. 1), o qual é delimitado por duas extensas zonas de cisalhamento, os lineamentos Patos e Pernambuco com direção E-W, e engloba os terrenos Piancó-Alto Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Capi-

Figura 1 – Mapa geológico simplificado dos terrenos e granitóides Brasileiros do Domínio Estrutural Central (DEC) – modificado de Santos (1996). 1. Coberturas Fanerozoicas; 2. Granitóides Brasileiros; TPB – Terreno Piancó-Alto Brígida; TAP – Terreno Alto Pajeú; TAM – Terreno Alto Moxotó; TRC – Terreno Rio Capibaribe; ZCJB – Zona de Cisalhamento Jesus Belém; ZCAI – Zona de Cisalhamento Afogados da Ingazeira; ZCC – Zona de Cisalhamento de Coxixola; o área estudada.

baribe de Santos & Medeiros (1997).

RELAÇÕES DE CAMPO E PETROGRAFIA Na porção nordeste do DEC, próximo ao limite com o Maciço Caldas Brandão, aflora o Complexo Granítico de Campina Grande (CCG), constituído pelo Granito de Campina Grande (GCG), um corpo de forma arredondada abrangendo uma área total de 90 Km² e o Granito de Serra Redonda (GSR), um corpo de forma tabular, alongado na direção NE-SW com cerca de 70 Km² de superfície, ambos intrudidos em terrenos gnáissico-migmatíticos de alto grau (Fig. 2).

O CCG se insere no domínio da Zona de Cisalhamento de Campina Grande, cujas estruturas registram movimento dextral e uma mudança progressiva de direção do segmento transcorrente E-W para o segmento NE-SW de caráter transpressivo (Amaro *et al.* 1991, Corsini *et al.* 1991, 1992, Vauchez *et al.* 1995).

No CCG foram identificadas quatro fácies petrográficas. Uma fácies porfirítica que apresenta composição variando de monzodiorito, quartzo-monzodiorito a quartzo-monzonito caracterizada pela presença de fenocristais de K-feldspato (2.0–8.0 cm; Fig. 3a) imersos em uma matriz constituída por plagioclásio, biotita, anfibólio, microclina e quartzo ($\pm$ apatita $\pm$ epidoto magmático $\pm$ titanita $\pm$ alanita $\pm$ zircão $\pm$ magnetita), que grada para uma fácies equigranular grossa de composição quartzo-monzonítica a granodiorítica; uma fácies máfica de composição diorítica a quartzo-diorítica ocorrendo principalmente como enclaves microgranulares inclusos nas rochas mais félsicas e uma fácies híbrida caracterizada por rochas mesocráticas equigranulares e porfiríticas finas variando de monzodioritos a granodioritos.

Alguns aspectos de campo e texturais observados no CCG são considerados como indicadores de coexistência e mistura de magmas. O contato entre as rochas das fácies porfirítica e equigranular grossa é gradual sendo marcado pela diminuição no tamanho dos cristais de feldspato potássico, enquanto que

o contato entre as fácies porfirítica e equigranular grossa com a fácies máfica é brusco, observando-se localizadamente superfícies crenuladas, sugerindo contração de um material resfriado bruscamente (Hibbard 1995; Fig. 3b, 3c). Na transição entre as fácies félsicas e a fácies máfica pode-se também observar estrutura estromática, definida por bandas de rochas já bastante enriquecidas em fenocristais de K-feldspatos intercaladas por bandas de rochas félsicas (Fig. 3d), cuja origem está associada à injeção de um magma máfico dentro de um magma félsico parcialmente cristalizado (Neves & Vauchez 1994).

Enclaves microgranulares máficos (EMM) apresentando, em geral, formas arredondadas e elípticas com dimensões variando de 5,0 cm a 1,0 m e excepcionalmente constituindo lentes extremamente alongadas de até 2,0 m, são amplamente distribuídos nas rochas das fácies equigranular grossa e porfirítica (Fig. 4a). O contato entre os EMM e os granitos encaixantes na sua maioria é brusco, entretanto contornos crenulados ou com reentrâncias definem feições tipo *like-wispy* (Walker & Skelhorn 1966). Nos seus bordos os EMM apresentam uma auréola constituída essencialmente por minerais máficos, feição esta interpretada como margens resfriadas em consequência do resfriamento rápido de um magma máfico ao entrar em contato com um magma félsico mais frio (Wager & Bailey 1953, Didier 1973, Barbarin & Didier 1981), podendo ser tomado como critério primário de coexistência entre dois líquidos.

Cristais de feldspato potássico que cortam transversalmente o contato EMM/rocha hospedeira ou cristais de feldspato potássico e fragmentos de rochas porfiríticas e equigranular grossa inclusos nos EMM (Fig. 4b, 4c), indicam que os mesmos foram capturados pelo magma máfico que se cristalizava, permitindo assim vários graus de hibridização.

Nos locais onde é dominante, a fácies máfica pode ocorrer como corpos métricos levemente arredondados envoltos por vênulos da rocha equigranular grossa, constituindo *net-veined complex* (Fig. 4d), que se formam quando rochas graníticas envolveram rochas máficas parcialmente solidificadas (Marshall &

Figura 2 - Mapa geológico simplificado do Complexo Granítico de Campina Grande. 1. Fácies porfírtica; 2. Fácies equigranular grossa; 3. Fácies máfica; 4. Fácies granodiorítica fina; 5. Granito de Queimadas.

Figura 3 – (A) Fácies porfírtica caracterizada pela presença de fenocristais de feldspato potássico; (B) fácies máfica mantendo contatos crenulados entre a fácies equigranular grossa; (C) fácies porfírtica mantendo contatos crenulados com a fácies máfica parcialmente hibridizada; (D) textura tipo estromática marcada pela intercalação de bandas da fácies máfica já enriquecida em cristais de feldspato potássico e bandas da fácies porfírtica.

Sparks 1984, Wiebe 1991).

Em todas as fácies do CCG, feldspatos formando textura rapakivi, plagioclásio com núcleos constituídos por cristais esqueléticos ou reabsorvidos ricos em inclusões de biotita e apatita são comuns (Fig. 5a, 5b), sugerindo que a entrada de

magma máfico mais quente teria promovido a dissolução de núcleos mais alcalinos e cristalização de um manto provavelmente mais cálcico, onde o aporte de ferro, magnésio e fósforo em um sistema rico em potássio permitiu a cristalização de longos cristais de biotita e apatita (Hibbard 1981, Bussy 1990, Castro *et al.*

Figura 4 – (A) enxames de EMM inclusos em rocha da fácies porfirítica; (B) detalhe de um EMM com forma arredondada rico em fenocristais de feldspato potássico consequência de processos de hibridização; (C) enclave da fácies porfirítica na fácies híbrida sugerindo que o CCG sofreu vários estágios de hibridização; (D) Fácies máfica e equigranular grossa constituindo textura net-veined.

1990). Outras texturas de desequilíbrio, tais como, clinopiroxênios e anfibólios manteados, titanita com bordos reabsorvidos são também observadas (Fig. 5c, 5d).

QUÍMICA MINERAL As amostras foram analisadas em microsonda eletrônica modelo CAMECA SX (Laboratório de Microsonda Eletrônica-UnB), onde se efetuou análises pontuais de núcleo e bordo dos diversos minerais estudados. Os resultados analíticos estão disponíveis aos interessados..

Feldspato Na fácies porfirítica, o plagioclásio é oligoclásio ($An_{19}-An_{25}$), enquanto na fácies equigranular é mais cálcico ($An_{25}-An_{30}$) (Fig. 6). Na fácies máfica, o plagioclásio varia de oligoclásio a andesina, com as bordas de $An_{25}-An_{32}$ e núcleos de $An_{27}-An_{30}$ atingindo, eventualmente, composição da labradorita ($An_{58}-An_{62}$). Ausência de variação composicional entre os fenocristais e cristais da matriz nas diversas fácies e ausência de zoneamento sistemático nos cristais das fácies porfirítica e equigranular grossa, indicam que a cristalização fracionada não teve grande participação na evolução das rochas do CCG.

O feldspato potássico tem composição de $Or_{85}Ab_{15}An_0$ a $Or_{95}Ab_5An_0$, é zonado, embora não siga comportamento sistemático. Da mesma forma que os elementos maiores, o Bário também mostra um comportamento irregular, ora o núcleo é mais rico, ora a borda. Esse comportamento parece refletir uma longa história de cristalização do feldspato. Isto é, quando a biotita é uma fase cristalizada simultânea ao feldspato, o Ba é fracionado entre as duas fases. Quando o feldspato é cristalizado sem

cristalização simultânea de biotita, será mais rico em bário.

Anfibólio Os anfibólios analisados nas diferentes fácies do CCG mostram $(Ca+Na)_B \geq 1.0$ e $Na_B \leq 0.50$ sendo classificados como anfibólios cálcicos, segundo a nomenclatura de Leake (1997). Os anfibólios da fácies porfirítica têm composição Mg-hornblenda e tschermakítica, e mais raramente, edenita ou ferro-edenítica, enquanto nos dioritos mostram maior variação composicional, sendo classificados como Mg-hornblenda, Fe-hornblenda, pargasita, Fe-pargasita, edenita, Fe-edenita, tschermakita e Fe-tschermakita (Fig. 7). Estas são mais ricas em Al e Ti e mais pobres em K quando comparadas aos anfibólios das rochas mais félsicas. A razão $Fe/(Fe+Mg)$ não varia muito nos anfibólios dos dioritos (0.48-0.58) para os de rochas mais silicosas (0.38-0.56), indicando que as rochas mais máficas e as mais félsicas formaram-se sob condições de fO_2 relativamente altas, condizente com um ambiente propício à formação de suítes cálcio-alcálicas (Czamanske & Wones 1973).

Piroxênio O piroxênio é comum nas rochas máficas, diminuindo nas mais félsicas, sendo raro nos quartzo-monzodioritos porfiríticos. Está parcialmente substituído por anfibólio e opacos. Possui composição salítica ($Wo_{45}En_{45}Fs_{20}$), entretanto, piroxênios pertencentes à fácies máfica do Granito de Campina Grande é augita ($Wo_{30}En_{50}Fs_{20}$) (Fig. 8A), indicando que as rochas máficas do Granito de Serra Redonda poderiam ter sido submetido a maior grau de mistura com o granito hospedeiro. A ausência de variação composicional do piroxênio pode refletir

Figura 5 – (A) Fenocristal de feldspato potássico constituindo textura rapakivi; (B) fenocristal de plagioclásio com núcleo constituído por cristais esqueléticos; (C) relitos de piroxênio remanescentes da destabilização para anfibólio e biotita; (D) cristal de titanita com os bordos reabsorvidos. K-F (feldspato potássico); Plg (plagioclásio); Anf (anfibólio); Cpx (clinopiroxênio); Bi (biotita); (titanita).

Figura 6 – Diagrama albita-ortoclásio-anortita mostrando a variação composicional dos feldspatos das rochas do CCG. (A) rochas da fácies equigranular grossa; (B) rochas da fácies porfirítica; (C) rochas da fácies máfica.

processos de substituição ocorridos nesse mineral ou que fracionamento não foi o principal processo envolvido na evolução dessas rochas.

Nas rochas shoshoníticas, a composição do piroxênio varia de augita a salita, com um leve aumento na molécula de ferrosilita (Morrison 1980). Os piroxênios analisados do Complexo de Campina Grande, caem fora dos campos das rochas de associações shoshoníticas (Fig. 8B). O *trend* observado pode ser interpretado como resultante de cristalização sob elevadas condições de a_{H_2O} , favorecendo a precipitação de anfibólio, levando o magma a sair precocemente do campo de estabilidade do piroxênio (Frost & Lindsley 1991, Elliot *et al.* 1998).

Figura 7 – Diagrama de Leake (1997) mostrando a classificação dos anfibólios das rochas do CCG. Símbolos: ● (fácies porfirítica do GCG-núcleo); ○ (fácies porfirítica do GCG-borda); ■ (fácies porfirítica do GSR-núcleo); □ (fácies porfirítica do GCG-borda); ◆ (fácies equigranular grossa do GCG-núcleo); ◇ (fácies equigranular grossa do GCG-borda); ▲ (fácies máfica do GCG-núcleo); △ (fácies máfica do GCG-borda); * (fácies máfica do GSR-núcleo); + (fácies máfica do GSR-borda).

Biotita A biotita do CCG não apresenta variação nos teores de Al^{IV} e pertence à série siderofilita-anita com razões Fe/(Fe+Mg) entre 0.45-0.53 nas rochas máficas e entre 0.45-0.53 nas félsicas (Fig. 9), sugerindo que não houve mudanças significativas nas condições de temperatura e de f_{O_2} durante a evolução desse complexo.

Figura 8 – (A) Classificação de clinopiroxênios no sistema $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ - $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ - $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (Poldevaart & Hess 1951). Símbolos: ● (fácies porfírica do GCG); ▲ (fácies máfica do GCG); △ (fácies máfica do GSR); (B) Comparação dos piroxênios das rochas constituintes do Granito de Campina Grande com piroxênios de rochas de associações shoshoníticas (álcali-basaltos japoneses; Complexo Guadalupe; séries alcalinas das Ilhas Gough (Best & Mercier 1967).

Figura 9 – Classificação das biotitas do CCG. Símbolos: ● (fácies porfírica do GCG); ■ (fácies porfírica do GSR); ◆ (fácies equigranular grossa do GCG); ▲ (fácies máfica do GCG).

Nos diagramas $\text{MgO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{FeO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{FeO} \times \text{MgO}$ e $(\text{FeO}/\text{MgO}) \times \text{Al}_2\text{O}_3$ (Fig. 10), a biotita projeta sempre nos campos das séries cálcio-alcálicas com *trend* $\text{MgO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$ levemente negativo e *trend* $\text{FeO} \times \text{MgO}$ negativo com forte declividade, indicando substituição $\text{Mg} \rightarrow \text{Al}$ pouco operante, com moderada

troca $\text{Fe} \leftrightarrow \text{Mg}$ (anita $\leftrightarrow$ flogopita) típica de magmas cálcio-alcálicos (Abdel Rahman 1994).

Epidoto No CCG o epidoto primário ocorre nas rochas equigranulares grossas de composição granodiorítica a quartzomonzonítica, nas híbridas em monzodiorítica a granodiorítica e, mais raramente, em monzodioritos a quartzomonzodioritos porfíricos. Ocorre como cristais idiomórficos a subidiomórficos (0.1-0.4 mm) com ou sem núcleo de alanita, preenchendo interstícios entre lamelas de biotita, ou ainda, no contato biotita-plagioclásio. O mineral não foi observado em dioritos.

O campo de estabilidade magmática do epidoto é função de P, T, e f_{O_2} , onde condições mais oxidantes ampliam o intervalo de temperatura e diminuem a pressão nas quais epidoto é estável, com limites máximos entre 790 °C/13 Kbar e mínimos de 550-680 °C/3-5 Kbar em magmas cálcio-alcálicos (Schmidt & Thompson 1996).

Os dados analíticos mostram que os epidotos das diversas fácies do CCG, apresentam moderados teores de ferro, com valores da molécula de pistacita variando de Ps_{25} - Ps_{29} , o que de acordo com Tulloch (1979) e Zen (1986) sugerem condições de f_{O_2} entre os limites dos tampões NiNiO e HM. A presença de epidoto em rochas onde o clinopiroxênio é uma fase rara, indica que a $a_{\text{H}_2\text{O}}$ é um fator determinante na sua cristalização. Essas rochas seriam então formadas a partir de um líquido subsaturado, com cristalização de clinopiroxênio enriquecendo o líquido residual em água, e consequentemente promovendo a formação de anfibólio e de epidoto rico em Fe^{3+} . Assim, seria possível cristalização de biotita rica em Fe^{2+} em estágio mais tardio, na ausência de magnetita, visto que esse mineral constitui a fase estável contendo Fe^{3+} , a baixas pressões e a temperaturas acima do campo de estabilidade do epidoto (Drinkwater *et al.* 1991). Provavelmente, as rochas com epidoto teriam iniciado a sua história de cristalização em níveis mais elevados da crosta (3-5 kb; Almeida 1999), enquanto que, os magmas dioríticos teriam ascendido ainda livres de cristais, quando se misturaram com os magmas félsicos e começaram a se resfriar e cristalizar.

LITOGEOQUÍMICA Vinte e duas amostras, abrangendo as diferentes fácies do CCG foram analisadas para elementos maiores e alguns traços (Ba, Sr, Zr, Y e Sc) por ICP-AES no ACME Analytical Laboratories Ltd. (Vancouver, Canadá), enquanto que, Nb, Hf, Rb, Th e ETR (La, Ce, Nd, Sm, Tb, Yb e Lu) foram analisados por ativação neutrônica no Activation Laboratories (Ontário, Canadá).

Corpos graníticos de grandes dimensões (> 100 km²), relacionados à série cálcio-alcálica de alto-K, distribuem-se em uma ampla área geográfica na Província Borborema, incluindo a Faixa Seridó (Batólito de Acari, Jardim de Sá *et al.* 1981); a Faixa Piancó-Alto-Brígida (Batólitos de Itaporanga e Serra da Lagoinha (Mariano, 1989, Sobreira 1999); e Faixa-Pajeú-Paraíba (Granito de Fazenda Nova-Taquaritinga, Neves & Vauchez 1995a; Granito de Bezerros, Mariano e Silva, 1996). Todos esses corpos apresentam um comportamento químico semelhante. No diagrama AFM projetam-se no campo das séries não toleíticas (Fig. 11), descrevendo trends curvilíneos com enriquecimento em álcalis; são metaluminosas a levemente peraluminosas e no diagrama TAS cruzam o campo alcalino-subalcalino.

Na maioria dos diagramas de Harker observa-se sobreposição das rochas pertencentes às séries cálcio-alcálica de alto-K e shoshonítica (Nardi 1986, Lima & Nardi 1988a, Guimarães & Da

Figura 10 – Diagramas $\text{FeO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{MgO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{FeO} \times \text{MgO}$, $\text{FeO} \times \text{MgO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$ (Abdel-Rahman 1994) discriminante de biotita de suítes alcalinas (A), Cálcio-alcalinas (C) e peraluminosas (P). Símbolos: ● (fácies porfírtica do GCG); ■ (fácies porfírtica do GSR); ▲ (fácies máfica do GCG); * (fácies máfica do GSR).

Figura 11 – Diagrama AFM (curva de Irvine & Baragar 1971) mostrando os campos de rochas da associação cálcio-alcalina de alto-K da Província Borborema (■) e de rochas shoshoníticas da literatura (□) e amostras de rochas constituintes do CCG. Símbolos: ▼ (fácies porfírtica), ▲ (fácies equigranular grossa); ■ (fácies máfica), ● (fácies híbrida), ○ (gabro).

Silva Filho,) exceto para TiO_2 , Rb e Sr. Os teores de TiO_2 das rochas shoshoníticas são quase sempre inferiores a 1.0 %, enquanto que nos membros mais máficos das calcioalcalinas de alto-K, esses valores atingem até 2.0 %. Nos diagramas Rb e Sr

x SiO_2 , novamente verifica-se uma grande dispersão na distribuição dos dados das rochas shoshoníticas, que mostram-se ora enriquecidas, ora empobrecidas nesses elementos quando comparadas às rochas da série cálcio-alcalina de alto-K, como também podem se sobrepor a essas.

Elevadas razões ETRL/ETRP e ausência de significantes anomalias de Eu são também características de magmatismo shoshonítico e calcioalcalino de alto-K (Jakes & White 1972, Nardi 1989). Contudo, os membros mais félsicos das séries shoshoníticas apresentam padrões menos fracionados quando comparados àqueles da associação cálcio-alcalina de alto-K.

As rochas do CCG englobam dioritos, quartzo-monzo-dioritos, monzonitos, granodioritos e granitos, e em todos os casos acima descritos apresentam aspectos de campo e comportamento químico semelhantes às demais rochas calcioalcalinas de alto-K da Província Borborema, o que nos faz concluir que também pertençam a essa série magmática.

Trends lineares observados nos diagramas de variação de Harker (Figs. 12 e 13) também sugerem que mistura de dois magmas de composições contrastantes foi o principal processo magmático na evolução do CCG. Os membros máficos menos evoluídos (dioritos) e os mais félsicos (granodioritos e granitos equigranulares) poderiam representar as composições aproximadas dos magmas originais envolvidos na mistura, entretanto as rochas da fácies porfírtica apresentam características químicas similares às das rochas híbridas, sugerindo que as rochas porfírticas já se cristalizaram a partir de um magma parcialmente hibridizado, e sua composição não reflete a composição do

Figura 12 - Diagramas de variação SiO_2 x óxidos de elementos maiores (Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O , TiO_2 e P_2O_5) para as rochas do CCG. Símbolos como na figura 11.

Figura 13 – Diagramas de variação SiO_2 x elementos menores e traços (Ba, Rb, Sr, Hf, Nb, Y e Zr) para as rochas do CCG. Símbolos como na figura 11.

magma félsico original. Embora, uma ampla dispersão de dados semelhante à observada nesses diagramas tenha sido interpretada como resultante de um envolvimento de outros processos na gênese de granitóides portadores de EMM (Read *et al.* 1983, Dodger & Kistler 1990, Barbarin 1991), essa feição poderia estar relacionada a trocas químicas promovidas pela interação entre os componentes básicos e ácidos (Corcica *et al.* 1989, Zorpi *et al.* 1988).

Nos diagramas discriminantes de ambientes tectônicos (Pearce *et al.* 1984, Harris *et al.* 1986) as rochas do CCG são projetadas no campo de granitóides de arco vulcânico. Os padrões spiderdiagrams são caracterizados por depressões em Nb, Ti e Hf, picos em Ba e elevadas razões LILE/HFSE (Fig. 14), feições típicas de magmas relacionados a ambientes de subducção (Pearce 1982, Pearce *et al.* 1984, Wilson 1989). Entretanto, os granitóides estudados foram colocados após a última fase de deformação regional, e não existe evidências na região indicando subducção de litosfera oceânica contemporânea ao alojamento desses corpos. Assim, a assinatura VAG poderia ter sido herdada de ciclos orogênicos mais antigos (Almeida *et al.* 1998, Guimarães *et al.* 2000).

Padrões de ETR (Fig. 15) não distinguem os enclaves máficos dos granitóides hospedeiros e são caracterizados por elevadas razões LREE/HREE* (18 a 45), sugerindo o não fracionamento de fases acessórias tais como alanita, associado a um baixo grau de fusão parcial ou alto grau de fusão parcial de uma fonte previamente enriquecida. Ausência de significantes anomalias de Eu sugerem cristalização sob elevadas condições de f_{O_2} .

GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Os resultados analíticos de isótopos radiogênicos (Rb-Sr e Sm-Nd) e geocronologia U-Pb em zircão foram obtidos no Laboratório de Geoquímica Isotópica da Universidade do Kansas (EUA), seguindo a metodologia descrita por Van Schmus *et al.* (1995).

As rochas máficas (dioritos) e félsicas (quartzo-monzodioritos porfiríticos) do CCG apresentam idade modelo T_{DM} de 1.78 a 1.90 Ga e baixos valores de $ENd^{(600)}$ (-10.96 a -12.34) e elevados valores de $ESr^{(600)}$ (44.54 a 48.16). As rochas mais félsicas (quartzo-monzonitos e granodioritos equigranulares) forneceram idade modelo T_{DM} entre 1.78-1.81 Ga e valores ainda mais baixos de $ENd^{(600)}$ (-12.81 a -14.04) e mais elevados de $ESr^{(600)}$ (42.75 a 95.33). No diagrama $ESr \times ENd$ as rochas do CCG são projetadas no IV Quadrante caracterizado por altas razões Rb/Sr e baixas razões Sm/Nd, típicas de rochas derivadas da crosta inferior ou de fonte mantélica enriquecida.

Rochas gabróicas que cortam os gnaisses-migmatitos encaixantes, representando as rochas menos diferenciadas da região, apresentam características químicas e isotópicas semelhantes aos dioritos do CCG com valores de $ENd^{(600)}$ e de $ESr^{(600)}$ iguais a -9.28 e 32.68, respectivamente.

GEOCRONOLOGIA A idade de cristalização do CCG foi determinada pelo método U/Pb em zircão em uma amostra representativa do quartzo-monzonito porfirítico. Uma única população de zircões foi identificada sendo constituída de grãos idiomórficos prismáticos de coloração rosa. Quatro frações magnéticas, cada uma contendo no mínimo quatro cristais, foram analisadas fornecendo uma idade de intercepto superior de 581 ± 1.6 Ma quando forçada para 0 Ma (Fig. 16).

Observa-se que os granitos situados no limite norte do DEC,

como por exemplo, Campina Grande e Esperança, são aproximadamente 10 Ma mais jovens que granitos situados ao sul, entre os quais Fazenda Nova (590 Ma; Guimarães *et al.* 1998). Idades relativamente mais jovens são também registradas em granitóides calcio-alcálicos de alto-K na Faixa Seridó (Jardim de Sã 1994), que mantém contato ao norte com o DEC, indicando que na porção nordeste da PB, os eventos tectônicos magmáticos associados à Orogênese Brasileira poderiam ter-se processado em um intervalo de tempo posterior ao das demais áreas.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES A composição básica com SiO_2 (45.66-54.48) e teores de MgO (2.78-4.40) e de CaO (4.92-7.69) nas rochas máficas do CCG são compatíveis com uma origem mantélica. Além disso, a assinatura geoquímica dessas rochas, marcadas pelas altas razões LILE/HFSE e LREE/HREE, requer a adição de um componente rico em K, Rb, Ba e LREE provavelmente remobilizados de uma crosta oceânica e incorporados aos manto durante processos de subducção (Wilson 1989, Hawksworth *et al.* 1994). As elevadas razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7069-0.7071) são também consistentes com derivação de um manto enriquecido em Sr radiogênico derivado da crosta subductada (Thorpe *et al.* 1984). Por outro lado, teores de SiO_2 obtidos para os membros mais félsicos dessa associação, são indicativos de que uma fonte crustal teve papel fundamental na gênese dessas rochas. Padrões semelhantes de elementos traços e ETR para as rochas félsicas e máficas, como também idades T_{DM} semelhantes, sugerem que essas rochas têm fontes similares. Semelhanças químicas e isotópicas observadas entre dioritos e gabros são sugestivas de cogeneticidade, entretanto, a ausência de relações de campo entre gabros e o CCG não permite uma constatação das mesmas.

Segundo Roberts & Clemens (1993) granitóides calcio-alcálicos de alto-K são gerados pela fusão parcial de rochas metaígneas máficas a intermediárias, calcio-alcálicas a calcio-alcálicas de alto-K na crosta inferior derivadas de um manto litosférico subcontinental enriquecido. Considerando esse modelo, alto grau de fusão parcial de uma crosta anfibolítica que teve como protólito um manto litosférico enriquecido, fonte das rochas dioríticas, poderia gerar rochas com características químicas e isotópicas semelhantes àquelas observadas no CCG. Para testar uma possível origem a partir de rochas anfibolíticas, rochas do CCG com teores de SiO_2 maior que 65% foram projetadas nos diagramas de Patiño Douce (1995) e verificou-se que as mesmas caem no campo de granitóides calcioalcálicos.

Idades T_{DM} variando entre 2.0 - 1.8 Ga têm sido comumente registradas em outros granitóides Brasileiros calcioalcálicos potássicos situados no Domínio Estrutural Central da Província Borborema (Guimarães *et al.* 1998) e foram interpretadas como representativas de evento de metassomatismo mantélico. Índícios de que processos de subducção ocorreram nessa área são dados pela ocorrência de um trend de rochas metabásicas com idade T_{DM} entre 2.5-2.2 Ga coincidentes com um trend de anomalias gravimétricas positivas marcando provavelmente uma zona de sutura (Beurlen *et al.* 1992, Almeida *et al.* 1997b). Essas rochas compreendem granadas-piroxenitos metamorfizadas a alto grau (fácies granulito-eclogito) e apresentam assinatura geoquímica de toleitos oceânicos, podendo assim representar remanescentes do arco de ilhas de idade Paleoproterozóica formado durante a Orogênese Transamazônica que metassomatizou o manto litosférico sob a Faixa Pajeú-Paraíba.

Petrogênese de rochas plutônicas félsicas e máficas na província Borborema, NE do Brasil. O complexo cálcio-alcálico de alto-K de Campina Grande

Figura 14 – Spiderdiagrams com valores normalizados ao manto primitivo (Wood 1979) para as rochas do CCG. Símbolos como na figura 11.

Figura 15 – Padrões de elementos terras raras normalizados para o condrito (Sun 1982) para as rochas do CCG. Símbolos como na figura 11.

Agradecimentos À FACEPE (Fundação de Amparo à Ciência do Estado de Pernambuco) pelo financiamento deste trabalho

(Proc. APQ-072.1.07/96), ao Prof. Gorki Mariano e aos revisores da RBG pelas sugestões e críticas.

Referências

- Abdel-Rahman A.F.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *J. Petrol.*, **35**: 525-541.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras, 1977. In: SBG/NE, Simp. Geol. NE, 8. Campina Grande, Atas, 363-391.
- Almeida C.N., Beurlen H., Guimarães I.P., Sampaio A.S.S. 1997b. High pressure metamorphosed Fe-Ti ore hosting island-arc tholeiites at Itatuba (Paraíba) as an indication of a proterozoic suture in the Pajeú-Paraíba fold belt, Borborema Province, Northeastern Brazil. *Intern. Geol. Rev.*, **30**:578-588.

Figura 16 – Diagrama concórdia U/Pb para uma amostra da fácies equigranular grossa (NA-26A) do CCG.

- Almeida C.N., Guimarães I.P., Da Silva Filho A.F. 1999. Magmatismo brasileiro na porção leste do terreno Pajeú-Paraíba, NE do Brasil. In: SBGq, Cong. Geoq. dos Países de Língua Portuguesa, 5, Cong. Bras. Geoq., 7. Porto Seguro, Anais, 297-299.
- Amaro V., Jardim de Sá E.F., Vauchez A. 1991. Foto-análise preliminar dos lineamentos brasileiros da porção central da Província Borborema. In: SBG/NE, Simp. Geol. NE, 14. Recife, Boletim, 306-309.
- Barbarin B. 1991. Enclaves of the Mesozoic calc-alkaline granitoids of the Sierra Nevada batholith, California. In: Didier J. & Barbarin B. (eds). *Enclaves and granite petrology*. Development in Petrology, 13. Amsterdam, Elsevier, 23-29.
- Best M.G. & Mercier E.L. 1976. Composition and crystallization of mafic minerals in the Guadalupe igneous complex, California. *Am. Mineral.*, 52:437-474.
- Beurlen H., Da Silva Filho A.F., Guimarães I.P., Brito S.B. 1992. Proterozoic C-type eclogites hosting unusual Ti-Fe-Cr-Cu in northeastern Brazil. *Prec. Res.*, 58:1-19.
- Bittar S.M.B. & Campos Neto M.C. 1999. Condições metamórficas das metabásicas do Complexo Riacho Gravatá, na área de Serra Talhada, faixa Piancó-Alto Brígida, PE-Brasil: evidência de uma subducção neoproterozóica? In: SBGq, Cong. Geoq. dos Países de Língua Portuguesa, 5, Cong. Bras. Geoq., 7. Porto Seguro, Anais, 452-454.
- Bruto Neves B.B., Van Schmus W.R., Hackspacher P.C., Santos E.J. 1995a. Geocronologia da Borborema, 1995: os fatos e as questões abertas. In: SBG/NE, Simp. Geol. NE, 16. Recife, Boletim, 14:410-413.
- Bussy F. 1990. The rapakivi texture of feldspars in a plutonic mixing environment: a dissolution-recrystallization process? *Geol. Journal*, 25: 319-324.
- Castro A., Moreno-Ventas I., De La Rosa J.D. 1990. Microgranular enclaves as indicators of hybridization processes in granitoid rocks, Hercinian Belt, Spain. *Geol. Jour.*, 25:391-404.
- Corcica C., Orsini J.B., Coulon C. 1989. Un exemple de mélange de magmas en contexte plutonique: les enclaves des tonalites-granodiorites du massif de bono (Sardaigne Septentrionale). *Can. J. Earth. Sci.*, 26:1264-1281.
- Corsini M., Vauchez A., Archanjo C.J., Jardim de Sá E.F. 1991. Strain transfer at a continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: the Patos-Seridó system (northeastern Brazil). *Geology*, 19:586-589.
- Costa A.C.D., Hackspacher P., Dantas E.L., Neves B.B.B., Sato K.

2000. Sm/Nd isotopic data from the Patos region, Borborema Province: implications for Neoproterozoic Terrane amalgamation. In: SBG, Int. Congr. Geol., 31, Rio de Janeiro, CDROM.
- Czamanske G.K. & Wones D.R. 1973. Oxidation during magmatic differentiation, Finnmark complex, Oslo Area, Norway: part 2, the mafic silicates. *J. Petrol.*, 14:349-380.
- Czamanske G.K., Ishihara S., Atkin S.A. 1991. Chemistry of rock forming minerals of the Cretaceous-Paleocene batholith in southwestern Japan and implications for magma genesis. *J. Geophys. Res.*, 86:10431-10469.
- De Paolo D.P. 1988. *Neodymium isotope geochemistry. An introduction*. Springer Verlag, 178p.
- Didier J. 1973. *Granites and their enclaves: the bearing of enclaves on the origin of granites*. Development in Petrology, 3. Amsterdam, Elsevier, 393p.
- Didier J. & Barbarin B. 1991. The different types of enclave in granites – Nomenclature. In: Didier J. & Barbarin B. (eds). *Enclaves and granite petrology*. Development in Petrology, 13. Amsterdam, Elsevier, 23-29.
- Drinkwater J.L., Ford A.B., Brew D.A. 1991. Magnetic susceptibilities and iron content of plutonic rocks across the Coast Plutonic-Metamorphic Complex near Juneau, Alaska. In: Braddley D.C. & Dusel-Bacon C. (eds). *Geological studies in Alaska*. U.S. Geological Survey, *U.S. Geological Survey Bulletin*, 2041:125-139.
- Dodge F.C.W. & Kistler R.W. 1990. Some additional observations on inclusions in the granitic rocks of the Sierra Nevada. *J. Geophys. Res.*, 95:17841-17848.
- Elliot B.A., Råmo O.T., Nironen M. 1998. Mineral chemistry constraints on the evolution of the 1.88-1.87 Ga post-kinematic granite plutons in the Central Finland Granitoid Complex. *Lithos*, 45:109-129.
- Frost B.R. & Lindsley D.H. 1991. Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. *Min. Soc. Am. Ver. Mineral.* 25:433-468.
- Guimarães I.P. & Da Silva Filho A.F. 2000. Caracterização geoquímica e isotópica do Complexo Granítico Itapetim. In: SBG/NE, Simp. Geol. NE, 16, Boletim, 96.
- Guimarães I.P., Da Silva Filho A.F., Almeida C.N., Melo E.B., Araújo J.M.M., Sales A. 1998. Sm-Nd isotopic geochemistry and U/Pb zircon ages of the Brazilian granitoids from the Pajeú-Paraíba Terrain, Borborema Province, Northeastern Brazil. In: South Am. Symp. Isotope Geology, 2. Córdoba, Anais, 300-301.
- Guimarães I.P., Almeida C.N., Da Silva Filho A.F. 2000. Granitoids marking the end of Brasiliano (Pan-African) Orogeny within the Central Tectonic Domain of the Borborema Province. *Rev. Bras. Geol.*, 30:177-181.
- Hackspacher P.C., Costa A.C.D., Almeida H.L. 2000. Deslocamento vertical associado ao escape pós-colisional (Orogênese Brasileira) na Província Borborema: exemplo da Zona de Cisalhamento Patos. In: SBG/NE, Simp. Geol. NE, 16, Boletim, 134.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Conward M.P. & Ries A.C. (eds). *Collision Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Publ., 19. Blackwell, Oxford, 415p.
- Hawthornthwaite C.J., Gallagher K., Hergt J.M., McDermott F. 1994. Destructive plate margin magmatism: geochemistry and melt generation. *Lithos*, 33:169-188.
- Hibbard M.J. 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76:158-170.
- Hibbard M.J. 1995. *Petrography to petrogenesis*. New Jersey, Prentice Hall, 587p.
- Irvine T.N. & Baragar W.P.A. 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8:523-548.
- Jardim de Sá E.F. 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, Ne do*

- Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. São Paulo. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 803p.
- Jardim de Sá E.F., Legrand J.M., Galindo A.C., Sá J.M., Hackspacher P.C. 1986. Granitogênese Brasileira no Serisó: o maciço de Acari (RN). *Rev. Bras. Geoc.*, **16**:95-105.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne C., Kato A. and others. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Am. Mineral.*, **82**:1019-1037.
- Lima E.F. & Nardi L.V.S. 1998. The Lavras do Sul shoshonitic association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in southernmost Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **11**:67-77.
- Mariano G. 1989. *Magma mixing origin of a potassic calc-alkalic pluton: the Itaporanga batholith, state of Paraíba, northeastern Brazil*. University of Georgia, Athens, PhD thesis.
- Mariano G. & Silva J.M.R. 1996. Geoquímica do batólito potássico calcioalcalino de Bezerros, PE. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, 370-372.
- Mariano G., Neves S.P., Da Silva Filho A.F. 1999. Dioritos da associação potássica cálcio-alcálica, Província Borborema, NE do Brasil: geoquímica do manto litosférico e implicações para o conceito de terrenos. In: SBGq, Cong. Geoq. dos Países de Língua Portuguesa, 5, Cong. Bras. Geoq., 7. Porto Seguro, *Anais*, 543-545.
- Marshall L.A. & Sparks R.S.J. 1984. Origin of some mixed-magma and net-vein ring intrusion. *J. Geol. Soc. London*, **141**:171-182.
- Neves S.P. & Vauchez A. 1995a. Successive mixing and mingling of magmas in a plutonic complex of Northeast Brazil. *Lithos*, **34**:275-299.
- Neves S.P., Mariano G., Guimarães I.P., Da Silva Filho A.F. 2000. Geoquímica do manto litosférico e acreção de terrenos tectônicos na Província Borborema. In: SBG/NE, Simp. Geol. NE, 16, Recife, Boletim, **16**:99.
- Oliveira R.G. & Santos E.J. 1993. Seção geológica-geofísica e inferências geotectônicas na porção centro-sul da Província Borborema. In: Congr. Intern. SBGf, 3. Res. Expand., **1**:643-747.
- Patiño Douce A.E. 1995. Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high Al basalt with metamorphic rocks. *Jour. Geophys. Res.*, **100**:15623-15639.
- Pearce J.A. 1982. Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (ed). Andesites: orogenic andesites and related rocks. Chichester, J. Wiley, 525-548.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**:956-983.
- Poldevaart A. & Hess H.H. 1951. Pyroxenes in crystallization of basaltic magma. *J. Geol.*, **59**:472.
- Reid J.B., Evans O.C., Fates D.G. 1983. Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **66**:243-261.
- Roberts M.P. & Clemens J.D. 1991. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, **21**: 825-828.
- Santos E.J. 1995. *O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema*. São Paulo, 219p. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Santos E.J. & Medeiros V.C. 1997. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Zona Transversal Domain, Borborema Province, NE Brazil. In: International Symposium on Granites and Associated Mineralization, 2. Salvador. *Extended Abstracts*, 237-239.
- Schmidt M.W. & Thompson A. 1996. Epidote in calc-alkaline magmas: a experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. *Am. Mineral.*, **81**:462-474.
- Shand S.J. 1943. *Eruptive rocks*. T. Murby and Co., London, 444p.
- Sial A.N. 1984a. Litogeoquímica de elementos terras raras na caracterização de granitóides no espaço Cachoeirinha, Nordeste do Brasil. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 33. Rio de Janeiro, *Anais*, 2697-2709.
- Simpson C. & Wintsh R.P. 1989. Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *J. Metamorph. Geol.*, **7**:503-511.
- Sobreira M.N.M. 1995. *O batólito potássico alcálico-alcálico de Serra da Lagoinha, estado da Paraíba, Nordeste do Brasil: petrologia e geoquímica*. Recife Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Dissertação de Mestrado, 95p.
- Sun S.S. 1982. Chemical compositional origin of the Earth's primitive mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **46**:179-192.
- Thorpe R.S., Francis P.W., O'Callaghan L. 1984. Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks. *Phil. Trans. R. Soc. London*, **310**:675-691.
- Tulloch A.J. 1979. Secondary Ca-Al silicates as low grade alteration products of granitoids biotite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**:105-117.
- Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Hackspacher P., Babinski M. 1995a. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *J. South Am. Earth Sci.*, **8**:267-288.
- Vauchez A., Neves S.P., Caby R., Corsini M., Egydio-Silva M., Arthaud M., Amaro V. 1995a. The Borborema Shear Zone. *J. South Am. Earth Sci.*, **8**:247-266.
- Vernon R.H. 1991. Questions about myrmekite in deformed rocks. *J. Struct. Geol.*, **13**:979-985.
- Vernon R.H., Williams V.A., D'Arcy W.F. 1983. Grain-size reduction and foliation development in a deformed granitoid batholith. *Tectonophysics*, **92**:123-1454.
- Wager L.R. & Bailey E.B. 1953. Basic magma chilled against acid magma. *Nature*, **172**:68-72.
- Walker G.P.L. & Skelhorn R.R. 1966. Some associations of acid and basic igneous rocks. *Earth. Sci. Rev.*, **2**:93-109.
- Wiebe R.A. 1991. Commingling of contrasted magmas and generation of mafic enclaves in granitic rocks. In: J. Didier & B. Barbarin (eds). *Enclaves and granite petrology*. Development in Petrology, 13. Amsterdam, Elsevier, p. 393-402.
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London, Unwin Hyman, 466p.
- Wood D.A. 1979. A variably veined suboceanic upper mantle-genetic significance for mid-ocean ridges basalts from geochemical evidence. *Geology*, **7**:499-503.
- Zhou J.X. 1987. An occurrence of shoshonites near Kilmelford in the Scottish Caledonides and its tectonic implications. *J. Geol. Soc. London*, **144**:699-706.
- Zen E.A. & Hammarstrom J.M. 1984. Magmatic epidote and petrologic significance. *Geology*, **12**:515-518.
- Zorpi M.J., Coulon C., Orsini J.B., Corcica C. 1989. Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. *Tectonophysics*, **157**:315-329.

Manuscrito A-1229

Recebido em 29 de maio de 2001

Revisão dos autores em 20 de maio de 2002

Revisão aceita em 25 de maio de 2002