Química mineral e condições de cristalização do Plúton Granítico Barcelona, extremo nordeste da Província Borborema, Nordeste do Brasil

Rogério CAVALCANTE^{1,2}, Antonio C. GALINDO^{2,3}, Fernando C. ALVES DA SILVA^{2,3} & Raquel F. de SOUZA³

1. Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Núcleo de Apoio de Natal (NANA). Rua Antônio Henrique de Melo, 2010, Capim Macio, CEP 59.078-580, Natal, RN, Brasil. E-mail: rogerio.cavalcante@cprm.gov.br.

2. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Caixa Postal 1.596, CEP 59.078-970, Natal, RN, Brasil. E-mail: galindo@geologia.ufrn.br, fernando@geologia.ufrn.br.

3. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Caixa Postal 1.596, CEP 59.078-970, Natal, RN, Brasil. E-mail: raquel@geologia.ufrn.br.

Recebido em 05/2014. Aceito para publicação em 11/2014.

Versão online publicada em 04/12/2014 (www.pesquisasemgeociencias.ufrgs.br)

Resumo - O Plúton Granítico Barcelona (PGB) localiza-se na porção extremo nordeste da Província Borborema, oeste do Domínio São José do Campestre, com idade Ediacarana presumida. O PGB é formado por três fácies petrográficas/texturais distintas, a fácies granito porfirítico dominante no PGB, a partir da análise de micropetrografia associada às análises de química mineral. A fácies granito porfirítico (biotita monzogranito) possui plagioclásio (oligoclásio com $An_{25-20\%}$), K-feldspato (microclina peritítica) e quartzo compondo sempre (> 70 % modal). O anfibólio é a hastingsita com moderadas razões $Mg/(Mg+Fe)$, pressões de cristalização entre 5,0-6,0 kbar e temperatura de 700°C, finalizando com 3,0-5,0 kbar e 500°C no eutético ternário granítico. O conteúdo de Al^{IV} do anfibólio, os valores de pistacita $Ps = 28$ no epidoto e o processo de martitização da magnetita é indicativa de ambiente com fO_2 moderada a elevada. As biotitas possuem *trend* com leve tendência para o pólo da annita, denotando reequilíbrio em estágio subsolidus/tardi-magmático. Em diagramas discriminantes de séries magmáticas as biotitas se comportam como às de afinidade geoquímica subalcalina, coerentes com a cálcio-alcalina médio a alto K dos granitos porfiríticos. Zonagem em cristais de plagioclásio, K-feldspato e allanita, é indicativo da importância do processo de cristalização fracionada na evolução/cristalização da fácies porfirítica deste plúton. A atuação de fluidos ricos em H_2O e CO_2 propicia a transformação tardia de biotita e feldspatos, além de geração de mirmequitas. A presença de agregados de pequenos cristais de plagioclásio mirmequíticos exibindo contatos com ângulos de 120° indica cristalização em equilíbrio eutético.

Palavras-chave: Plúton Granítico Barcelona, química mineral, condições de cristalização.

Abstract - MINERAL CHEMISTRY AND CRYSTALLIZATION CONDITIONS OF GRANITIC BARCELONA PLUTON, EXTREME NORTHEAST OF THE BORBOREMA PROVINCE, NORTHEASTERN BRAZIL. The Barcelona Granitic Pluton (BGP) is located at the extreme northeastern portion of the Borborema Province, west of São José do Campestre Domain, and is presumed to be older Ediacaran. The BGP is formed by three distinct petrographic/textural facies, the dominant porphyritic granite facies, from the examination micropetrographic, associated with mineral chemistry analyses. The porphyritic granite facies (biotite monzogranite) has plagioclase (oligoclase with $An_{25-20\%}$), K-feldspar (perthitic microcline) and quartz always >70 % modal. The amphibole is a hastingsite with moderate $Mg/(Mg + Fe)$ ratios, crystallization pressures between 5,0-6,0 kbar, and 700°C temperature, ending with 3,0-5,0 kbar and 500°C in the ternary granite eutectic. The Al^{IV} content of the amphibole, the pistacite values $Ps = 28$ in the epidote, and the magnetite martitization process are indicative of a moderate to high fO_2 environment. The biotites have a trend with a slight tendency to the annite pole, denoting rebalancing in a subsolidus/tardi-magmatic stage. In magmatic series' discriminant diagrams the biotites behave like those of sub-alkaline geochemical affinity, consistent with the medium to high K calc-alkaline of porphyritic granites. Plagioclase, K-feldspar and allanite crystals zonation is indicative of the importance of the fractional crystallization process in the evolution/crystallization of the porphyritic facies of this pluton. The action of fluids rich in CO_2 and H_2O promotes late transformation of biotite and feldspars, as well as generation of myrmekites. The presence of aggregates of small myrmekite crystals of plagioclase with contact angles of 120° indicates eutectic equilibrium crystallization.

Keywords: Barcelona Granitic Pluton, mineral chemistry, crystallization conditions.

1 Introdução

A Província Borborema, localiza-se no extremo NE do Brasil, é formada por um conjunto de maciços e sistemas de dobramentos e estruturada durante a Orogênese Brasileira (600 Ma). Essa Província foi palco de

intenso, volumoso e variado magmatismo granitoide durante a orogênese Neoproterozoica Brasileira (Jardim de Sá, 1994; Neves & Mariano, 1999). A área estudada encontra-se inserida na porção extremo nordeste dessa Província, na região limítrofe entre os Domínios Rio Piranhas-Seridó (DPS) e São José do Campestre (DJC).

O Domínio Rio Grande do Norte (DRN) segundo (Almeida *et al.*, 1981; Brito Neves, 1983; Jardim de Sá, 1994; Santos, 2000; Brito Neves *et al.*, 2001) é marcado por uma extensa trama de zonas de cisalhamento transcorrentes NE-SW com movimento predominantemente dextral, as quais delimitam dois diferentes segmentos crustais. Assim de oeste para leste temos: (i) o Domínio Rio Piranhas-Seridó (DPS) - onde predominam ortognaisses de idade paleoproterozoica; os metassedimentos neoproterozoicos da Faixa Seridó (micaxistos, quartzitos, paragnaisses, mármore e calcissilicáticas); e (ii) Domínio São José do Campestre (DJC) - formado por rochas de idade arqueana a paleoproterozoica (Dantas, 1997; Dantas *et al.*, 2004), onde dominam ortognaisses e metasupracrustais subordinadas (Fig. 1).

Intrusivos nestas unidades ocorrem uma extensa gama de corpos granitoides, de idade neoproterozoica (na sua maioria ediacaranos), de diferentes aspectos texturais e petrográficos, e com distintas linhagens geoquímicas (Almeida *et al.*, 1967; Jardim de Sá *et al.*, 1981; Ferreira *et al.*, 1998; Nascimento *et al.*, 2000, 2008; Angelim *et al.*, 2006).

O Plúton Granítico Barcelona (PGB), objeto deste estudo, está inserido no contexto dos granitóides tipo Itaporanga, os quais são compostos predominantemente por rochas graníticas porfiríticas, de afinidade geoquí-

mica com rochas da série subalcalina - cálcio alcalina de alto potássio.

O objetivo desse trabalho é, através de dados petrográficos e de química mineral, inferir os parâmetros internos de cristalização (pressão, temperatura e fugacidade de oxigênio) pertinentes à geração, evolução e colocação do magma que deu origem ao Plúton Granítico Barcelona.

2 Área, materiais e métodos

2.1 Contexto geológico sobre o Plúton Granítico Barcelona (PGB)

O PGB constitui um batólito com aproximadamente 260 km² de área aflorante (Cavalcante, 2003), localizado na porção leste do estado do Rio Grande do Norte. Geologicamente está inserido na Província Borborema, no Domínio São José do Campestre, porção leste do Domínio Rio Grande do Norte. O corpo granitoide possui forma alongada e geometria *en cornue* com direção aproximadamente NNE-SSW, exibindo relevo dominado por serras (Inês, Tapuia e São Pedro) e serrotes com altitudes moderadas (cotas máximas da ordem de 400-500 m) (Fig. 2).

Figura 1. Domínios geológicos da porção NE da Província Borborema (Modificado de Medeiros, 2004), com a localização do Plúton Granítico Barcelona.

O PGB é delimitado nas bordas oeste pela zona de cisalhamento Lajes Pintadas (ZCLP) e leste pela zona de cisalhamento Sítio Novo (ZCSN). Ambas são zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NE-SW de idade brasileira e cinemática dextrógiro. A ZCLP trata-se de uma provável subsidiária da zona de cisalhamento Picuí-João Câmara (ZCPJ), esta última possui expressão regional, com mesma direção e cinemática da primeira delimitando o contato entre os terrenos gnáissicos do Complexo Caicó com as metapracrustais do Grupo

Seridó, contato este, marcado por um componente de empurrão com topo para noroeste (Jardim de Sá, 1994; Jardim de Sá *et al.*, 1998). Na porção leste do plúton, o mesmo é controlado pela ZCSN, uma zona de cisalhamento transcorrente cartografada pela primeira vez por esse trabalho. As zonas de cisalhamento (ZCLP e ZCSN) imprimem nas bordas deste corpo granítico um *fabric* milonítico marcado pela presença de estruturas do tipo S-C, caudas de recrystalização assimétricas em feldspatos.

Figura 2. Mapa geológico da área de trabalho ressaltando o PGB e suas rochas encaixantes.

Em campo, três principais fácies texturais são identificadas: i) granitos porfiríticos; ii) granitos finos (microgranitos); e, iii) rochas máficas-intermediárias. As duas últimas não têm expressão areal aflorante passíveis de serem cartografadas na escala de trabalho. Os granitos porfiríticos (os tipos dominantes, compondo mais de 90 % do plúton) possuem granulometria média a grossa com fenocristais de K-feldspato sempre maiores do que 1,5 cm e chegando comumente a 5,0-6,0 cm (mais raramente 10,0-12,0 cm), sendo comum estes fenocristais apresentarem zonação, textura *rapakivi* e cumulática, podendo exibir ainda orientação por fluxo magmático ou cisalhamento. Os granitos finos (microgranitos) exibem textura equigranular e ocorrem como diques e/ou bolsões intrusivos nos granitos porfiríticos. As rochas de composição máfica a intermediária, possuem coloração escura e ocorrem essencialmente como enclaves de formas elipsoidais a circulares e tamanhos variados (de centimétrico a métrico), por vezes compondo enxames com orientação herdada do

fluxo magmático, e apresentando ainda texturas dos tipos *mingling* e *mixing* com as rochas graníticas (Fig. 3).

Composicionalmente, segundo a classificação de Streckeisen (1976), os granitos porfiríticos (objetos deste trabalho) são essencialmente biotita monzogranitos leucocráticos (M=7,3 – 22,9 %), enquanto os granitos finos são biotita granodioritos leucocráticos (M=8,7 – 11,8 %), e os enclaves máficos-intermediários são biotita-anfibólio quartzo dioritos (M= 64,1-69,1) (Fig. 4).

Os granitos porfiríticos são compostos essencialmente por microclina (23,3-41,6 %), plagioclásio (18,9-34,2 %), quartzo (20,0-40,5 %) e biotita (4,9-18,5 %). Como acessórios ocorrem hornblenda (0,7-3,6 %), titanita (0,4-3,2 %), opacos (0,1-0,9 %), epídoto (0,1-0,9 %), allanita (0,1-0,8 %), zircão (tr-0,3 %), apatita (tr-0,3 %) e minerais secundários como clorita, mica branca e carbonatos, que juntos não somam mais do que 0,3 %.

Figura 3. Feições texturais e estruturais da fácies granito porfirítico. A) Textura cumulática de megacristais de K-feldspato; B) Enxames de enclaves máficos orientados e compondo texturas *mingling* e *mixing* com o granito porfirítico, e finos veios leucograníticos em textura tipo *stockwork*; C) Detalhe de fenocristais de K-feldspato com textura tipo *rapakivi*; D) Textura milonítica (protomilonito da porção oeste do plúton) ao longo da zona de cisalhamento Lajes Pintadas.

Figura 4. Diagramas modais QAP e QA+PM (Streckeisen, 1976) para as rochas do Plúton Granítico Barcelona.

2.2 Materiais e métodos

Para esse trabalho foram descritas seções delgadas e polidas visando caracterização mineralógica da facies granito porfírico. Com auxílio de seções bipoladas foram elaborados estudos no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) acoplado com um sistema de microanálise EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*), onde foram geradas imagens de elétrons retroespalhados, as quais podem ser melhor visualizadas através dos mapas de elementos químicos. Análises de química mineral foram produzidas por microsonda eletrônica em anfibólio, biotita, feldspatos, minerais opacos, epidoto e titanita realizadas no laboratório da Universidade de Queensland, na Austrália. A microsonda utilizada foi a de modelo JEOL-8200L com as seguintes condições de operação: voltagem de 15 kV e corrente de 15nA.

A fórmula estrutural adotada para os elementos analisados foi calculada considerando-se as seguintes bases de oxigênio: (32) plagioclásios, (32) K-feldspatos, (23) anfibólios, (24) biotitas, (5) titanitas, (32) magnetitas e (12,5) epidoto. Para os três primeiros minerais foi utilizado o método de Schumacher (1997).

O geobarômetro usado foi o de Al em hornblenda de acordo com a calibração de Schmidt (1992). O geotermômetro foi o de Al em hornblenda de Blundy & Holland (1990) calibrado por Anderson (1996); o *solvus* em feldspato de Furrman & Lindsley (1988) e o de saturação em zircão de Watson & Harrison (1983). A classificação utilizada para os anfibólios é aquela utilizada por Leake *et al.* (1997).

3 Resultados: Petrografia e química mineral dos granitos porfíricos

3.1 Feldspatos

São identificados neste granito K-feldspato e plagioclásio. O primeiro ocorre como cristais xeno-hipidiomórficos típicos de cristais de microclinas com o padrão *tartan* da composição das maclas albíta-periclina. Apresenta textura pertítica (pertitas fios e filetes de albíta), poiquilítica com inclusões de plagioclásio (dominantes), biotita e quartzo, esse último com extinção ondulante. Zonação é evidenciada pela presença de inclusões de pequenos cristais idiomórficos de plagioclásios dispostos paralelamente às faces do K-feldspato (Fig. 5A). Foram realizadas análises químicas pontuais, três ao todo, em dois fenocristais de K-feldspato, os quais apresentam composições relativamente homogêneas com $Or_{93-90}\%$ e um perfil com cinco análises em outro fenocristal que também mostra composições homogêneas com $Or_{94-92}\%$ (Fig. 6 e tab. 1).

O plagioclásio, por sua vez, ocorre em quatro tipos texturais distintos: o Pl-1 é representado pelos cristais da trama principal das rochas. No geral são hipidiomórficos com tamanhos entre 0,5-2,5 mm, possuem maclas polissintéticas bem desenvolvidas (tanto albíta quanto periclina), por vezes deformadas/vergadas e/ou descontínuas, exibem extinção ondulante, podem apresentar inclusões de biotita e titanita. Alguns cristais mostram zonação normal com núcleos mais alterados (saussuritizados) e/ou textura tipo *synneusis* (Fig. 5B). Os Pl-2 ocorrem essencialmente como pequenos cristais ($\leq 0,5$ mm), no geral idiomórficos, inclusos no

K-feldspato, podendo ou não revelar zonação, e com maclas tipo albíta bem desenvolvidas (vide Fig. 5A). O Pl-3 ocorre compondo textura mirmequítica. Os cristais de Pl-3 no geral situam-se nos contatos com os fenocristais de K-feldspato (Fig. 5C). Estas mirmequitas geralmente apresentam-se como do tipo bulbosa (Phillips, 1974, 1980) e por vezes ocorrem constituindo agregados de cristais idiomórficos com contatos em ponto tríplices. Já os Pl-4 ocorrem como pequenos cristais ($\leq 0,5$ mm), no geral idiomórficos, sem zonação aparente, compondo agregados nas interfaces dos fenocristais de K-feldspato, em típica textura mosaico de

contatos em ponto tríplice (Fig. 5D).

Foram analisados cristais de três tipos de plagioclásios. Em um perfil transversal realizado num fenocristal de Pl-1 as análises (cinco pontos analisados) apresentam composição oligoclásica com fraca zonação em $An_{24,3-20,2}\%$. Outro cristal (apenas uma análise pontual) mostra $An_{20,5}\%$; para os Pl-2 um cristal analisado exibe um núcleo com $An_{23,0}\%$ e uma fina borda albítica, irregular, com $An_{7,0}\%$, e um outro cristal com $An_{22,0}\%$; já para os Pl-3 quatro análises pontuais em dois cristais expressam composições homogêneas no campo do oligoclásio com $An_{21,6-20,3}\%$ (Tab. 2 e fig. 6).

Figura 5. Aspectos micropetrográficos dos feldspatos. A) Detalhe de fenocristal de K-feldspato com macla simples e inclusões de Pl-2 marcando/definido a zonação do K-feldspato; B) Cristal idiomórfico de Pl-1 no arcabouço da lâmina apresentando zonação; C) Fenocristal de microclina (Mc) com textura pertítica, e com mirmequitas (Pl-3) bulbosas nas bordas; D) Agregado de pequenos cristais de Pl-4 em textura mosaico ao lado de allanita zonada (All).

Figura 6. Diagrama composicional Or-Ab-An para os feldspatos da fácies granito porfirítico. As isothermas foram calculadas utilizando-se o software SOLV CALC® versão 2.0. Curvas do solvus para $P_{total} = 6$ kbar, de acordo com o modelo de Fuhrman & Lindsley (1988). Símbolos como na fig. 3.

Tabela 1. Análises obtidas por microsonda de K-feldspato representativo da fácies granito porfirítico. <L.D.: valor abaixo do limite de detecção; n: núcleo do cristal analisado; b: borda do cristal analisado.

Cristal	Fenocristal 1		Fenocristal 2					Fenocristal 3
	P-162	P-163	P-185	P-188	P-190	P-192	P-189	P-170
Posição			b	n	n	n	b	n
SiO ₂	64,93	65,05	64,69	63,83	63,87	64,37	64,34	64,35
Al ₂ O ₃	18,48	18,54	18,48	18,18	18,63	18,46	18,47	18,63
CaO	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0,02	0,02
FeO	<L.D.	0,06	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0,02	0,06
BaO	0,37	0,43	0,42	0,42	0,80	0,72	0,46	0,73
Na ₂ O	1,00	1,08	0,87	0,73	0,83	0,69	0,80	0,77
K ₂ O	15,46	15,37	16,13	16,06	16,00	16,08	15,89	16,01
Total	100,26	100,53	100,60	99,25	100,15	100,34	100,02	100,58
Si	11,974	11,967	11,940	11,949	11,881	11,935	11,937	11,906
Al	4,016	4,019	4,021	4,012	4,085	4,033	4,038	4,063
Soma T	15,99	15,99	15,96	15,96	15,97	15,97	15,98	15,97
Ca	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,000	0,003	0,004
Fe	0,001	0,009	0,001	0,002	0,000	0,003	0,009	0,010
Ba	0,027	0,031	0,030	0,030	0,058	0,052	0,033	0,053
Na	0,359	0,384	0,313	0,266	0,301	0,248	0,287	0,275
K	3,637	3,607	3,799	3,836	3,797	3,802	3,760	3,778
Soma M	4,03	4,03	4,14	4,14	4,16	4,11	4,09	4,12
Soma-Cátions	20,02	20,02	20,11	20,10	20,13	20,07	20,07	20,09
Soma-O	32	32	32	32	32	32	32	32
Ab (% mol)	9,0	9,6	7,6	6,5	7,3	6,1	7,1	6,8
An (% mol)	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1
Or (% mol)	91,0	90,4	92,4	93,5	92,6	93,9	92,8	93,1

Tabela 2. Análises obtidas por microsonda do plagioclásio representativo da fácies granito porfirítico. <L.D.: valor abaixo do limite de detecção; n: núcleo do cristal analisado; b: borda do cristal analisado.

Cristal	Fenocristal (PI 1)					Plagioclásio mirm. (PI 3)				Plagioclásio de inclusão (PI 2)			Plag. Matriz (PI 4)
	P-153	P-154	P-155	P-156	P-157	P-158	P-159	P-160	P-161	P-171	P-172	P-191	P-180
Posição	b	b	n	n	b					n	b	n	
SiO ₂	63,59	62,63	62,64	62,52	62,58	62,89	63,13	63,25	63,43	61,79	66,71	63,04	63,28
Al ₂ O ₃	23,13	23,67	23,69	23,76	24,05	23,33	23,3	23,2	23,54	23,35	20,49	23,59	22,88
CaO	4,3	5,14	5,08	4,99	5,1	4,46	4,46	4,28	4,51	4,77	1,54	4,69	4,3
FeO	0,02	0,06	0,02	0,11	0,02	0,07	0,02	0,14	0,01	0,05	0,03	0,05	0,23
BaO	0,15	0,04	<L.D.	0,01	0,12	0,04	0,12	0,05	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0,04	0,000
Na ₂ O	9,29	8,7	8,87	8,77	8,69	9,01	9,12	9,13	8,93	8,7	11,16	9,06	9,08
K ₂ O	0,15	0,25	0,21	0,19	0,24	0,17	0,12	0,22	0,19	0,19	0,11	0,18	0,18
Total	100,64	100,50	100,50	100,36	100,8	99,97	100,28	100,29	100,61	98,86	100,04	100,65	99,95
Si	11,189	11,056	11,05	11,046	11,02	11,14	11,147	11,168	11,147	11,072	11,716	11,098	11,204
Al	4,797	4,925	4,928	4,948	4,99	4,869	4,849	4,828	4,876	4,932	4,241	4,895	4,775
Soma T	15,99	15,98	15,98	15,99	16,01	16,01	16,00	16,00	16,02	16,00	15,96	15,99	15,98
Ca	0,81	0,972	0,96	0,945	0,963	0,846	0,845	0,809	0,849	0,916	0,291	0,884	0,816
Fe	0,003	0,01	0,002	0,016	0,002	0,011	0,003	0,021	0,002	0,008	0,004	0,008	0,034
Ba	0,01	0,003	<L.D.	0,001	0,009	0,003	0,009	0,004	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0,003	0,000
Na	3,17	2,976	3,034	3,005	2,967	3,092	3,124	3,125	3,043	3,024	3,8	3,094	3,118
K	0,035	0,057	0,046	0,044	0,053	0,038	0,026	0,05	0,043	0,043	0,024	0,04	0,04
Soma M	4,03	4,02	4,04	4,01	3,99	3,99	4,01	4,01	3,94	3,99	4,12	4,03	4,01
Soma-Cátions	20,01	20,00	20,02	20,00	20,0	19,99	20,00	20,01	19,96	20,00	20,08	20,02	19,99
Soma-O	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32
Ab (% mol)	79,0	74,3	75,1	75,3	74,5	77,8	78,2	78,4	77,3	75,9	92,4	77,0	78,5
An (% mol)	20,0	24,3	23,8	23,7	24,0	21,0	21,0	20,0	22,0	23,0	7,0	22,0	21,0
Or (% mol)	0,9	1,4	1,1	1,1	1,3	1,0	0,7	1,3	1,1	1,1	0,6	1,0	1,0

3.2 Biotita

A biotita constitui a fase mineral máfica dominante. Ocorre como cristais idio-hipidiomórficos de 0,4 a 5,0 mm, de coloração verde-amarelada e pleocroísmo em tons castanhos. Pode apresentar bordas esqueléticas em textura simplectítica com quartzo. Os contatos são retos a serrilhados com os feldspatos e quartzo, e preferencialmente retos com o anfibólio. Inclusões de

pequenos cristais, no geral idiomórficos, de opacos, epidoto, allanita, titanita, apatita e zircão são comuns. Estes cristais são interpretados como primários/magmáticos, porém microtexturas relacionadas a transformações tardi-magmáticas/subsolidus, tais como cloritização e/ou oxidação, mais raramente muscovitização, que usualmente se desenvolvem ao longo de planos de clivagens da biotita, são comuns, mas não muito extensivas (Figs. 7AB).

Figura 7. Aspecto micropetrográfico da biotita. A) cristal de biotita (Bt) hipidiomórfica, com pequenos cristais de opacos nas clivagens, além de um cristal idiomórfico de opaco (Op); B) cristais lamelares e hipidiomórficos de biotita (Bt), levemente orientados, envolvendo cristal idiomórfico de epidoto (Ep) com núcleo de allanita (Al). Símbolos como na fig. 3.

Os quatro cristais de biotita analisados (análises pontuais) não apresentaram variações significativas nos teores de FeO_T (23,36-25,25 %) e MgO (8,03-8,94 %), porém com pequenas variações em Al_2O_3 (13,73-15,02 %) e TiO_2 (1,66-3,31 %) (Tab. 3). No diagrama Al^{IV} vs. $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ (Deer *et al.*, 1992) observa-se um *trend* com maior variação nos teores de Al^{IV} (2,34-2,46 %) do que na razão $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, em torno de 0,60. Desta forma, os pontos analisados plotam próximo à faixa de transição entre a composição da flogopita e da annita, com ligeira tendência para o campo da annita (Fig. 8A). Já no diagrama de Nachit *et al.* (1985) as com-

posições dos cristais de biotita analisados definem um *trend* verticalizado do campo das biotitas primárias para os das biotitas primárias reequilibradas, sempre com valores de TiO_2 maiores do que aqueles das biotitas secundárias ($>1,0$) (Fig. 8B). Estas análises foram ainda projetadas em diagramas que utilizam composições de biotita como fatores discriminantes de séries magmáticas (Figs. 8CDEF). Nesses gráficos observa-se que os cristais analisados mostram afinidades com biotita da série subalcalina (diagrama de Nachit *et al.*, 1985) e/ou transicional cálcio-alcalina/alcalina (diagramas de Abdel-Rahman, 1994).

Figura 8. Diagramas para os cristais de biotita analisados. A) o quadrilátero composicional de (Speer, 1984); B) Diagrama de Nachit (1986); (C) Diagrama de Nachit *et al.* (1985); D-E-F) Diagramas de Abdel-Rahman (1994). Símbolos como na fig. 3.

Tabela 3. Análises obtidas por microsonda representativas da biotita da fácies porfirítica do PGB. <L.D.: valor abaixo do limite de detecção; n: núcleo do cristal analisado; b: borda do cristal analisado.

Cristal	1	2	3		4
Nº Análise	P-177	P-167	P-175	P-176	P-169
Posição	n	n	b	n	n
SiO ₂	36,04	36,27	35,69	35,56	34,94
TiO ₂	1,66	2,25	2,26	2,18	3,31
Al ₂ O ₃	15,02	14,75	14,84	14,66	13,73
FeO	23,36	23,83	23,39	24,03	25,26
MnO	0,24	0,30	0,31	0,28	0,25
MgO	8,83	8,55	9,84	8,91	8,03
CaO	0,05	0,01	0,02	0,02	0,01
Na ₂ O	<L.D.	0,03	<L.D.	0,03	<L.D.
K ₂ O	9,21	9,77	9,98	9,84	9,77
Cl	0,02	0,03	0,04	0,05	0,02
F	0,31	0,94	0,49	0,75	0,49
H ₂ O	3,65	3,36	3,57	3,42	3,52
Soma	98,39	100,08	100,42	99,73	99,32
O=F=Cl	0,13	0,40	0,22	0,33	0,21
Total	98,26	99,68	100,21	99,41	99,11
Si	5,647	5,601	5,512	5,537	5,517
Al ^{IV}	2,353	2,399	2,488	2,463	2,483
Soma T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Ti	0,196	0,262	0,262	0,256	0,392
Al ^{VI}	0,422	0,285	0,213	0,227	0,072
Fe	3,062	3,078	3,021	3,129	3,335
Mn	0,031	0,039	0,040	0,036	0,034
Mg	2,063	1,968	2,266	2,068	1,889
Soma M	5,77	5,63	5,80	5,72	5,72
Ca	0,009	0,002	0,003	0,004	0,002
Na	<L.D.	0,009	<L.D.	0,008	<L.D.
K	1,842	1,924	1,966	1,954	1,967
Soma I	1,85	1,94	1,97	1,97	1,97
Cl	0,004	0,009	0,009	0,012	0,005
F	0,152	0,457	0,241	0,371	0,245
H	3,817	3,459	3,674	3,554	3,711
Soma	3,97	3,92	3,92	3,94	3,96
Soma-Cát.	19,60	19,49	19,70	19,62	19,65
Soma-O	23,8	23,5	23,7	23,6	23,7
Fe/Fe+Mg	0,597	0,610	0,571	0,602	0,638

3.3 Anfibólio

Depois da biotita, o anfibólio é o máfico principal nos granitos porfiríticos (0,2 – 3,6 % modal). Ocorrem como cristais no geral xeno-hipidiomórficos em seções longitudinais, mais raramente idiomórficos em seções basais (Figs. 9AB), tamanho variado (0,3 a 3,0 mm)

apresentando coloração verde, com pleocroísmo em tons de marrom a verde claro. É relativamente comum a presença de geminação simples, e localmente alguns cristais mostram textura simplectítica com quartzo. No geral compõem aglomerados junto com a biotita, secundariamente com titanita e minerais opacos. Inclusões de pequenos cristais, no geral idiomórficos, de titanita, zircão e apatita são encontradas.

Figura 9. Aspectos micropetrográficos do anfibólio. A) Anfibólio idiomórfico em seção basal com indicação de um perfil com três pontos analisados (vide tab.4, cristal 1); B) Cristais hipidiomórficos de anfibólio (Anf) em seção longitudinal e basal.

Três análises realizadas em um mesmo cristal (Fig. 9A) mostram composições bastante homogêneas, com $Al^T \approx 1,85\%$, $Fe^T \approx 3,06\%$, $Mg \approx 1,52\%$ e $Ca \approx 1,83\%$, o que acarreta em razões $Mg/Mg+Fe$ também homogêneas ($Mg/Mg+Fe^{2+} \approx 0,41$; $Mg/Mg+Fe^T \approx 0,33$). Estas composições quando projetadas no diagrama de classificação para os anfibólios cálcicos (Leake *et al.*, 1997) caem no

campo da hastingsita ($Fe^{3+} > Al^{VI}$) (Fig. 10A). Da mesma forma, a determinação da pressão e da temperatura de cristalização, utilizando estas composições do anfibólio (calibração de Schmidt, 1992, e o geotermômetro de Blundy & Holland, 1990) mostra valores homogêneos da ordem de 5,4 kbar e 712°C. (Fig. 10B e tab.4).

Figura 10. Dados dos cristais de anfibólio analisados e plotados nos diagramas de (A) Leake *et al.* (1997) e (B) Anderson & Smith (1995). Símbolos como na fig. 3.

Tabela 4. Análises obtidas por microsonda representativa de anfibólio da fácies granito porfíritico. <L.D.: valor abaixo do limite de detecção. ¹Baseado no geotermômetro de Blundy & Holland (1990) e ²geobarômetro de Schmidt (1992). n: núcleo do cristal analisado; b: borda do cristal analisado.

Cristal	1		
Nº Análise	P-164	P-165	P-166
Posição	b	n	b
SiO ₂	41,56	41,33	41,66
TiO ₂	0,89	0,83	0,83
Al ₂ O ₃	10,15	10,18	10,32
Cr ₂ O ₃	<L.D.	0,01	0,01
Fe ₂ O ₃	7,38	7,16	7,21
FeO	17,42	17,65	17,36
MnO	0,41	0,34	0,38
MgO	6,70	6,54	6,69
CaO	11,04	11,11	11,07
Na ₂ O	1,39	1,35	1,38
K ₂ O	1,48	1,36	1,36
Total	98,42	97,86	98,26
Si	6,383	6,386	6,395
Al ^{IV}	1,617	1,614	1,605
Soma T	8,000	8,000	8,000
Ti	0,102	0,096	0,095
Al ^{VI}	0,220	0,239	0,262
Cr	<L.D.	0,001	0,001
Fe ^{III}	0,853	0,833	0,833
Fe	2,237	2,280	2,229
Mn	0,054	0,045	0,050
Mg	1,534	1,506	1,530
Soma C	5,000	5,000	5,000
Ca	1,817	1,839	1,821
NaB	0,183	0,161	0,179
Soma B	2,000	2,000	2,000
NaA	0,232	0,243	0,231
K	0,290	0,267	0,266
Soma A	0,522	0,510	0,497
Soma-Cát.	15,522	15,510	15,497
Soma-O	23,000	23,000	23,000
mg#	0,41	0,40	0,41
Al#	0,14	0,15	0,16
T° (C) ¹	704,7	703,1	700,5
P (kbar) ²	5,7	5,8	6,0

3.4 Titanita

São observados dois tipos texturais de titanita. A titanita-I, interpretada como primária/magmática, apresenta-se em cristais frequentemente idiomórficos, losangulares a prismáticos alongados, coloração marrom clara, contatos retos, por vezes mostrando geminação simples ou lamelar, com tamanho oscilando da ordem de 0,4- 4,0 mm (Fig. 11). Possui inclusões de opacos, epidoto, allanita e zircão e está comumente inclusa em biotita e anfibólio. A Titanita-II forma coroas finas e irregulares sobre cristais de minerais opacos, usualmente xenomórficos, marcando processo de esfenitização destes. Esta titanita é interpretada como tardi-magmática, produto de alteração dos opacos pela

ação de fluidos deutéricos (Galindo *et al.*, 2000, 2012).

Três cristais de titanita tipo-I foram analisados. Os resultados analíticos mostram composições bastante homogêneas para os três cristais. São, no geral, relativamente empobrecidas em alumínio ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 1,59\text{-}1,67\%$), porém com valores similares aos encontrados em titanita magmática e bem diferentes daqueles de titanita secundária que geralmente apresenta valores acima de 6,0 % (Tulloch, 1979; Enami *et al.*, 1993). Da mesma forma, os teores de titânio, ferro e cálcio são similares àqueles de titanita magmática ($\text{TiO}_2 = 35,71\text{-}36,26\%$, $\text{FeO} = 1,36\text{-}1,40\%$, $\text{CaO} = 27,49\text{-}27,83\%$), embora o cristal relativamente mais enriquecido em ferro ($\text{FeO} = 1,40\%$) já mostra, teores de Cr e Zn mensuráveis ainda que baixos ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,06\%$ e $\text{ZnO} = 0,09\%$) (Tab. 5).

Tabela 5. Análises obtidas por microsonda de titanita, magnetita e epidoto, representativas da fácies granito porfirítico. <L.D. - valor abaixo do limite de detecção; N.A.- não analisado. Todo Fe = Fe^{3+} ; n: núcleo do cristal analisado; b: borda do cristal analisado.

Minerais	Titanita			Magnetita					Epídoto
Cristal	1	2	3	1	2	3	4	1	
Nº Análise	P-151	P-181	P-184	P-168	P-173	P-174	P-182	P-183	P-179
Posição	n	n	n	n	n	b	b	n	n
SiO ₂	30,0144	30,5074	29,5781	0,0190	0,0763	<L.D.	0,0280	0,0891	36,05
TiO ₂	35,7125	36,2350	35,9387	0,0379	0,0832	0,0613	0,0108	0,0215	0,07
Al ₂ O ₃	1,6326	1,6672	1,5955	0,0177	0,0643	0,0355	0,0728	0,0445	22,61
Cr ₂ O ₃	0,0589	<L.D.	<L.D.	0,0471	0,1083	0,0560	0,1104	0,0158	-
V ₂ O ₃	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0,1196	0,1590	0,1540	0,2441	0,2054	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	67,8624	67,5676	69,2773	68,9370	68,7772	-
FeO	1,3971	1,3744	1,3611	30,5992	30,6138	31,2496	31,1380	30,9413	13,38
MnO	0,0289	<L.D.	0,0165	0,0349	0,0203	0,0795	<L.D.	0,0786	0,18
MgO	0,0202	0,0296	0,0052	<L.D.	0,0061	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.
CaO	27,4875	27,8303	27,7675	<L.D.	0,0007	<L.D.	<L.D.	<L.D.	22,96
ZnO	0,0883	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0,0844	0,0032	<L.D.	<L.D.	-
Na ₂ O	<L.D.	0,0038	<L.D.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	<L.D.
K ₂ O	<L.D.	0,0127	<L.D.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	0,01
H ₂ O	<L.D.	1,7928	1,7623	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	1,7692
TOTAL	96,4404	99,4532	98,0249	98,7378	98,7840	100,9164	100,5411	100,1734	95,26
Si	1,0178	0,9812	0,9677	0,0059	0,0238	<L.D.	0,0086	0,0274	2,964
Al ^{IV}	-	-	-	-	-	-	-	-	0,036
Soma T	-	-	-	-	-	-	-	-	3,000
Ti	0,9108	0,8765	0,8843	0,0089	0,0195	0,0141	0,0086	0,0050	0,0095
Al ^{VI}	0,0653	0,0632	0,0615	0,0065	0,0236	0,0128	0,0262	0,0161	-
Fe ^{III}	-	-	-	-	-	-	-	-	0,828
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	0,012
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	<L.D.
Soma M	-	-	-	-	-	-	-	-	3,000
Cr	0,0016	<L.D.	<L.D.	0,0116	0,0267	0,0135	0,0267	0,0038	-
V	-	-	-	0,0247	0,0327	0,0310	0,0493	0,0417	-
Fe ⁺³	-	-	-	15,9274	15,8363	15,9014	15,8642	15,8907	-
Fe ⁺²	-	-	-	7,9813	7,9741	7,9714	7,9635	7,9448	-
Fe	0,0396	0,0370	0,0372	-	-	-	-	-	1,897
Mn	0,0008	-	0,0005	0,0092	0,0054	0,0205	-	0,0204	0,026
Mg	0,0010	0,0014	0,0003	-	0,0028	-	-	-	-
Ca	0,9988	0,9591	0,9734	-	0,0002	-	-	-	2,022
Zn	0,0022	-	-	-	0,0194	0,0006	-	-	-
Na	-	0,0002	-	-	-	-	-	-	<L.D.
K	-	0,0005	-	-	-	-	-	-	0,001
OH ⁻	-	0,3840	0,3845	-	-	-	-	-	-
TOTAL	3,0379	3,3031	3,3094	23,9755	23,9645	23,9653	23,9471	23,9499	16,658
Cr/Cr+Al	0,0239	-	-	0,6409	0,5308	0,5133	0,5047	0,1910	-
Fe ⁺² /(Fe ⁺² Fe ⁺³)	-	-	-	0,3338	0,3349	0,3339	0,3342	0,3333	-
Fe ⁺³ /(Fe ⁺³ Fe ⁺²)	-	-	-	0,6662	0,6651	0,6661	0,6658	0,6667	-
Ps=Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Al ^{VI})	-	-	-	-	-	-	-	-	0,278

Figura 11. Titanita idiomórfica, magmática (titanita-I). Tit (titanita), Qz (quartzo) e Pl (plagioclásio).

3.5 Epídoto

Os cristais de epídoto são idiomórficos a hipidiomórficos, prismáticos, por vezes em seções hexagonais, com tamanhos no geral $\leq 1,0$ mm, incolores a levemente coloridos em tons de amarelo claro, com cores fortes de birrefringência, sendo comum apresentarem núcleos de allanitas (avermelhadas a alaranjadas). Estes cristais ocorrem preferencialmente inclusos em biotita, e quando no arcabouço geral da rocha mostram contatos irregulares/corroídos com feldspatos e/ou quartzo. Os cristais de epídoto são interpretados como tipicamente magmáticos (Fig. 7B). Ocorrem ainda como pequenos cristais granulares, xenomórficos, associados à desestabilização de plagioclásio (saussuritização).

Foi realizada análise química em um desses cristais magmáticos, incluso em biotita, o qual mostra teores de $\text{FeO} \approx 13,4\%$, $\text{CaO} \approx 22,9\%$ e $\text{Al}_2\text{O}_3 \approx 22,3\%$. O conteúdo de pistacita ≈ 28 (Ps = molar $[\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{\text{VI}})] \times 100$) e $\text{TiO}_2 < 0,2$ (Tab. 5), é também indicativo que trata-se de um epídoto magmático (Tulloch, 1979; Evans & Vance, 1987).

3.6 Minerais opacos

Ao microscópio, os minerais opacos foram estudados em luz transmitida (seções delgadas) e luz refletida (seções polidas). Os cristais dominantes, interpretados como primários/magmáticos, se apresentam com granulação entre 0,1 a 0,3 mm, geralmente idiomórficos a hipidiomórficos, em seções quadrática e/ou losangular à alongada. Mostram contatos retos com a biotita e quartzo, e comumente estão inclusos em allanita, biotita, quartzo, plagioclásio, microclina e titanita, e podem apresentar inclusões de zircão. Os opacos são essencialmente magnetita, exibindo as faces cristalográficas triangulares [111] com penetração de fluidos nos planos de clivagem da mesma ocasionando transformação para hematita (martitização). São cristais isotrópicos,

cor cinza claro a branco, pleocroísmo ausente, refletância baixa e sem reflexões internas (Figs. 12AB). Cristais são no geral xenomórficos e podem mostrar finas e irregulares bordas/coroas de titanita denotando o processo tardio de esfenitização (Cavalcante *et al.*, 2004). Ocorrem ainda finos cristais secundários desenvolvidos ao longo de planos de clivagens de biotitas cloritizadas e/ou oxidadas (Fig. 7A).

A hematita, que ocorre essencialmente como lamelas submilimétricas que se desenvolvem da borda para o centro dos cristais de magnetita, apresenta em luz refletida cor branca, pleocroísmo ausente e refletância baixa a média. É anisótropa, evidencia reflexões internas com tonalidade indo do branco ao creme claro. Esta associação magnetita-hematita é explicada pelo processo denominado de martitização, processo esse que, segundo Haggerty (1981), ocorre sobre os cristais de magnetita deficientes em titânio segundo a reação: $2 \text{Fe}_3\text{O}_4 + \frac{1}{2} \text{O}_2 \rightarrow 3 \text{Fe}_2\text{O}_3$, e pode resultar ou da alteração hipógena ou supérgena da magnetita.

A martitização da magnetita, ainda que incipiente, foi observada, sendo evidenciada por cristais de magnetita (Mgt) com borda de hematita (Hm). Estes cristais compõem um agregado máfico com cristais de titanita (Tit) e apatita (Ap), onde observa-se ainda o desenvolvimento de zonação na titanita, evidenciado pela variação dos diferentes tons de cinza a cinza azulado, observada em direção às bordas dos cristais (Figs. 12C, 12D).

Foram analisados quimicamente quatro cristais de magnetita (Tab. 5). Os resultados expressam que a magnetita apresenta composição pobre em Ti ($\text{TiO}_2 < 0,1\%$). Os teores de Fe_2O_3 , em todos os cristais, possuem sempre valores duas vezes mais elevados do que os de FeO (média de 68,0 e 31,0 %), com razões $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ evidenciando valor médio de 0,66, e $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ com média de 0,56. Como traços têm-se vanádio ($\text{V}_2\text{O}_5 \leq 0,24\%$), cromo ($\text{Cr}_2\text{O}_3 \leq 0,11\%$) e manganês ($\text{MnO} \leq 0,08$).

Figura 12. Feições gerais dos minerais opacos. A) fotomicrografia de um cristal de magnetita (Mgt) idiomórfica com lamelas de hematita (Hm); B) croqui esquemático da foto anterior; C) Foto em imagem do MEV com magnetita, hematita, titanita (Tit) (linhas brancas mostrando zonação composicional na titanita) e apatita (Ap); D) croqui esquemático da foto anterior.

4 Discussão

Textura macroscópica de cumulos de K-feldspato, no geral zonados, juntamente com microtexturas de plagioclásio, K-feldspato, allanita e titanita que também mostram zonação (Figs. 3, 5ACD e 12CD), são indicativa de que a evolução do magma dos granitos porfiríticos deu-se principalmente por cristalização fracionada. Por outro lado texturas tipos *mingling* e *mixing* (vide fig. 3B, por exemplo) são sugestivas de mistura de magmas. Observa-se ainda, em seções delgadas, texturas tipo mosaico exibidas por pequenos cristais de plagioclásio (Fig. 5D) ou ainda quartzo, indicando que cristalização em equilíbrio, a temperaturas de eutético do sistema granítico, foi predominantemente estabelecida nos estágios finais de evolução do magma.

A presença de cristais de magnetita euédricos a subédricos associados a titanita losangular como fases precoces indica que o magma progenitor era relativamente oxidado, o que é corroborado pela presença da associação primária magnetita+titanita+quartzo, em equilíbrio. A freqüente presença de cristais de epídoto como coroas e/ou com núcleos de allanita, além de biotita com razões $Fe/(Fe+Mg)$ em torno de 0,6, são indicativos de cristalização com fO_2 intermediária a alta

(Wones & Eugster, 1965; Wones, 1989; Frost, 1991; Anderson & Smith, 1995; Galindo *et al.*, 2012). Reforçando estas condições de mais alta fugacidade de oxigênio nos estágios terminais de cristalização do facie granitos porfiríticos do PGB, têm-se as freqüentes texturas de esfenitização e de martitização das magnetitas primárias (Fig. 12).

A presença de texturas mirmequíticas em abundância reflete um volume de fluidos tardi-magmáticos enriquecido em voláteis, o que é sugestivo de uma fase composta por H_2O (Hibbard, 1979). Os fluidos tardios ricos em CO_2 são evidenciados pela carbonatação e saussuritização dos plagioclásios, e, os compostos por H_2O e O_2 , desencadearam os processos de cloritização e/ou oxidação da biotita respectivamente.

As pressões de cristalização sugeridas para as rochas graníticas porfiríticas foram calculadas baseadas no geobarômetro de Al na hornblenda (Schmidt, 1992). Os valores de Al^T obtidos mostram que as rochas graníticas porfiríticas foram cristalizadas a pressões elevadas que oscilaram entre 5,1 a 6,0 kbar (Fig. 10B). A temperatura de cristalização dessas rochas oscila entre 700,5 e 734,3°C, de acordo com o geotermômetro hornblenda-plagioclásio de Blundy & Holland (1990). Estas temperaturas se coadunam com aquelas obtidas pelo

geotermômetro de saturação em zircônio (Watson & Harrison, 1983; Watson, 1987), com teor médio em rocha de 174,8 ppm, sendo calculada pela fórmula $T(^{\circ}\text{C}) = -273 + 12900 / (17,18 - \text{Ln}_{\text{Zr}})$. Assim a temperatura mínima de liquidus foi estimada em cerca de $\approx 780^{\circ}\text{C}$.

A composição dos cristais de biotita analisados caracteriza para magmas transicionais entre os campos cálcio alcalino-alcalino, sendo compatível com o caráter cálcio alcalino de alto potássio/subalcalino definido para o magma pertencente a facies granito porfirítico do PGB (Galindo et al., 2005).

A dissolução do epidoto é um processo que se dá de forma relativamente rápida (Brandon et al., 1996). Assim, considerando-se a preservação desse mineral nas rochas graníticas cálcio-alcalinas alojadas na crosta superior pode ser admitido uma rápida colocação do magma ao longo de zonas de cisalhamento.

O teor de pistacita ($\text{Ps} = 28$) está de acordo com os valores propostos por Johnston & Wyllie (1988) e por Tulloch (1979) para o epidoto magmático, corroborado pelas suas microtexturas (idiomórficas, com ou sem núcleos de allanita). O transporte do epidoto magmático durante a ascensão de um plúton indica que os mesmos podem ser reabsorvidos. No caso do PGB, frequentemente os epidotos estão blindados (inclusos) na biotita.

A análise realizada no epidoto mostra teores de SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , CaO , MnO e conteúdo de Ps similares aos encontrados por Tulloch (1979) e Sial et al. (2008) em outros corpos graníticos. Particularmente, o plúton granítico de São Rafael, localizado na Faixa Seridó (RN), estudado por Sial et al. (2008) é similar ao PGB. Adicionalmente o conteúdo de pistacita (Ps_{28}) (correspondente às curvas do tampão HM de Liou, 1973), e os teores de TiO_2 (0,07) corroboram com os teores apresentados por Evans & Vance (1987), com esses autores sugerindo que o epidoto magmático normalmente possui teores de $\text{TiO}_2 < 0,2\%$. Sial et al. (2008) mostraram que a variação do teor de pistacita acompanha os tipos texturais de epidoto: (a) em epidotos inclusos nos feldspatos, o valor fica em torno de Ps_{21} em suas bordas; (b) para epidoto coroando a allanita, Ps_{25-27} , e (c) para epidoto bordejado por biotita Ps_{21-23} . O epidoto analisado no PGB é Ps_{25} do tipo que se encontra incluso na biotita coroando ou não a allanita.

5 Considerações finais

O Plúton Granítico Barcelona-PGB é um corpo batolítico ($\sim 260 \text{ km}^2$ de área aflorante) de idade Ediacarana presumida, constituído por três fácies petrográficas texturais distintas: os granitos porfiríticos, fácies dominante e objeto principal deste trabalho, microgranitos que ocorrem como diques e *sheets* intrusivos nos granitos porfiríticos, e rochas de composição máfica a intermediária (dioríticas a quartzo-dioríticas) que ocorrem essencialmente como enclaves.

O trabalho aqui apresentado indica que o estudo

conjunto de feições macro e micropetrográficas, associados à química mineral, permite estabelecer com propriedade as condições de cristalização de rochas graníticas. Para o caso dos granitos porfiríticos do PGB o conjunto de dados denota que:

i) cristalização fracionada foi o processo dominante durante a evolução do magma do PGB;

ii) as condições de evolução/cristalização do magma deram-se sob $f\text{O}_2$ moderada a elevada, acima do tampão FMQ;

iii) houve, relativamente, intensa atuação de fluidos tardios ricos em H_2O e CO_2 , principalmente, propiciando a alteração/transformação tardia de fases minerais como biotita e feldspatos, além da geração de mirmequitas;

iv) as condições termobarométricas inerentes a cristalização do PGB foram, de 5,0-6,0 kbar (geobarômetro de Schmidt, 1992), finalizando com pressão entre 3 e 5 kbar no sistema *subsolvus* granito, e temperaturas da ordem de 700°C (geotermômetro de Blundy & Holland, 1990), terminando com temperaturas da ordem de 500°C no eutético ternário granítico.

Agradecimentos- Este trabalho é baseado, em parte, na dissertação de mestrado desenvolvida pelo autor sênior no Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Os autores agradecem a Zorano S. de Souza pelo auxílio quando das análises em microsonda eletrônica no Laboratório da Universidade de Queensland na Austrália; a Jaziel M. Sá, Frederico C.J. Vilalva (DEGEO-UFRN), e Vladimir C. de Medeiros (CPRM) pelas sugestões na primeira versão desse trabalho. O autor sênior agradece ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM), particularmente a Adeilson Alves Wanderley (GEREMI-SUREG/RE) e Maria da Guia Lima (NANA) por todo apoio prestado durante o desenvolvimento do seu mestrado.

Referências

- Abdel-Rahman, A.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35: 525-541.
- Almeida, F.F.M., Leonardos Jr., O.H. & Valença, J. 1967. Review on granitic rocks of Northeast South America. IUGS/UNESCO SYMPOSIUM, Recife. *Special Publication*, Recife, 41 p.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Review*, 17:1-29.
- Anderson, J.L. 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 87:125-138.
- Anderson, J.L. & Smith, D.R. 1995. The effects of temperature and $f\text{O}_2$ on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80: 549-559.
- Angelim, L.A.A., Nesi, J.R., Torres, H.H.R., Medeiros, V.C., Santos, C.A., Veiga Júnior, J.P. & Mendes, V.A. 2006. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte*. Recife: CPRM. 119p.
- Blundy, J.D. & Holland, T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 104: 208-224.

- Brandon, A.D., Creaser, R.A. & Chacko, T. 1996. Constraints on rates of granitic magma transport from epidote dissolution kinetics. *Science*, 271: 1845–1848.
- Brito Neves, B.B. 1983. *O mapa geológico do nordeste oriental do Brasil escala 1/100.000*. São Paulo, 177p. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Brito Neves B.B., Campos Neto, M.C., Van Schmus W.R. & Santos, E.J. 2001. O Sistema Pajeú- Paraíba e o Maciço São José do Campestre no Leste da Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*, 31: 173-184.
- Cavalcante, R. 2003. *Magmatismo granítico no Maciço São José do Campestre (porção leste da Faixa Seridó): geologia e petrografia do Plúton Barcelona*. Natal, 72p. Relatório de Graduação, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Cavalcante, R., Galindo, A. C., Lima, R.F.S. & Alves da Silva, F.C. 2004. Petrografia de minerais opacos no plúton granítico Barcelona, NW do Maciço São José de Campestre, leste da Faixa Seridó: implicações petrogenéticas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 17, 2004, Araxá. *Anais...*, Minas Gerais
- Dantas, E. L. 1997. *Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil*. Rio Claro, 206p. Tese de doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade do Estado de São Paulo.
- Dantas, E.L., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., BritoNeves, B.B., Cordani, U.G., Nutman, A.P. & Williams, I.S., 2004. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research*, 130: 113–137.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. 1992. *Rock-forming minerals*. London, Longman Group Limited, 696p.
- Enami, M., Suzuki, K., Liou, J.G. & Bird, D.K. 1993. Al-Fe³⁺ and F-OH substitutions in titanite and constraints on their P-T dependence. *European Journal of Mineralogy*, 5: 219–231.
- Evans, B.W. & Vance, J.A. 1987. Epidote phenocrysts in dacitic dikes, Boulder Country, Colorado. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 96: 178-185.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N. & Jardim de Sá, E.F. 1998. Geochemical and isotopic signature of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 439-455.
- Frost, R.B. 1991. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. In: Lindsley, D.H. (Ed.). *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance*. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 25, p. 1-10.
- Fuhrman, M.L. & Lindsley, D.H. 1988. Ternary-feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, 73: 201-215.
- Galindo, A.C., Jardim de Sá, E.F., Montel J.M., Antunes A.F. & Nascimento, M.A.L. 2000. Titanitas de granitóides “tipo Itaporanga” na Faixa Seridó: implicações geodinâmicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 18, Recife, Resumo..., p. 16.
- Galindo, A.C., Alves da Silva, F.C., Plácido Jr., J.S., Cavalcante, R. & Jardim de Sá, E.F. 2005. Diques Micrograníticos da Região de Angicos (RN): Aspectos Geológicos, Petrográficos e Litogeoquímicos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 21, Atas, Recife, Resumo..., p. 147-149.
- Galindo, A.C., Silva, F.C.A. & Souza, Z.S. 2012. Química Mineral de leucomicrogranitos Neoproterozoicos do Domínio Rio Grande do Norte. *Geochimica Brasiliensis*, 26: 19-28.
- Haggerty, S.E. 1981. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: Rumble III, D. (Ed.) *Oxide Minerals*. 2ª ed., Washin gton, Mineralogical Society of America, p. 101-300 (Short course notes).
- Hibbard, M.J. 1979. Myrmekite as a marker between pre-aqueous and post-aqueous phase saturation in granitic system. *Geological Society of America Bulletin*, 90: 1047-1062.
- Jardim de Sá, E.F. 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Brasília, 803p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade de Brasília.
- Jardim de Sá, E.F., Legrand, J.M. & McReath, I. 1981. Estratigrafia das rochas granitóides da região do Seridó (RN-PB) com base em critérios estruturais. *Revista Brasileira de Geociências*, 11: 50-57.
- Jardim de Sá, E.F., Matos, R.M.D. & Oliveira, D.C. 1998. *Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte*. Brasília: MME-DNPM/Governo do Estado do Rio Grande do Norte, 1998 (Mapa geológico).
- Johnston, A.D. & Wyllie, P.J. 1988. Constraints on the origin of Archean trochjemitites based on phase relationships of Nùk gneiss with H₂O at 15kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100: 35-46.
- Lameyre, J. & Bowden, P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoids series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14: 169-186.
- Leake, B.E., Wooley, A.R., Arps, C.E.S, Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H, Schumacher, J., Smith, J.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. & Youzhi, G. 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, 61: 295-321.
- Liou, J.G. 1973. Synthesis and Stability Relations of Epidote, Ca₂Al₂FeSi₃O₁₂(OH). *Journal of Petrology*, 14: 381-413.
- Medeiros, V.C. 2004. *Evolução Geodinâmica e Condicionamento Estrutural dos Terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil*. Natal, 200p. Tese de doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Nachit, H. 1986. *Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques*. Brest, França, 181p. Tese de Doutorado. Université de Bretagne Occidentale.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M. & Carron, J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *Centre Recherche Académie des Sciences de Paris*, 301: 813-818.
- Nascimento, M.A.L., Antunes, A.F., Galindo, A.C., Jardim de Sá, E.F. & Souza, Z.S. 2000. Geochemical signatures of the Brasiliano-age plutonism in the Seridó belt, Northeastern Borborema Province (NE Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 161-164.
- Nascimento, M.A.L., Medeiros, V.C. & Galindo, A.C. 2008. Magmatismo Ediacarano a Cambriano no Domínio Rio Grande do Norte, Província Borborema, NE do Brasil. *Estudos*

- Geológicos*, 18(1): 4-29.
- Neves, S.P. & Mariano, G. 1999. Assessing the tectonic significance of a large scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*, 21: 1369-1383.
- Phillips, E.R. 1974. Myrmekite – one hundred years later. *Lithos*, 7: 181-194.
- Phillips, E.R. 1980. On polygenetic myrmekite. *Geological Magazine*, 177: 29-36.
- Santos, E.J. 2000. Contexto Tectônico Regional. In: Medeiros, V.C. (ed.) Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. *Aracaju NE, Folha SC.24-X*. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM. 2, CD-ROM.
- Schmidt, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalites as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 110: 304-310.
- Schumacher, J.C. 1997. Appendix 2, the estimate of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. *The Canadian Mineralogist*, 35: 238-246.
- Sial, A.N., Vasconcelos, P.M., Ferreira, V.P., Pessoa, R.R., Brasilino, R.G. & Morais Neto, J.M. 2008. Geochronological and mineralogical constraints on depth of emplacement and ascension rates of epidote-bearing magmas from north-eastern Brazil. *Lithos*, 105:225–238.
- Speer, J.A. 1984. Micas in igneous rocks. In: Bailey, S.W. (ed.). *Micas. Reviews in Mineralogy*, 13: 299-356.
- Streckeisen, A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, 12: 1-33.
- Tulloch, A.J. 1979. Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 69: 105-117.
- Watson, E.B. 1987. The role of accessory minerals in granitoids geochemistry. In: *Hutton Conference of The Origin of Granites*. University of Edinburgh, p. 209-211.
- 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.
- Wones, D.R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74: 744-749.
- Wones, D.R. & Eugster, H.P. 1965. Stability of biotite: experiment, theory, and application. *American Mineralogist*, 50: 1228-1272.

Manuscrito 545.

Editores: Lauro S. Nardi & Maria do Carmo Lima e Cunha.