

QUÍMICA MINERAL E CONDIÇÕES DE COLOCAÇÃO DO BATÓLITO TRONDHJEMÍTICO NORDESTINA, NÚCLEO SERRINHA, BAHIA

BASÍLIO E. CRUZ FILHO^{1,2}, HERBET CONCEIÇÃO^{1,2}, MARIA DE LOURDES DA SILVA ROSA^{1,2,3}, DÉBORA CORREIA RIOS^{1,2,4}, MOACYR MOURA MARINHO^{2,5}

Abstract *MINERAL CHEMISTRY AND EMPLACEMENT CONDITIONS OF THE NORDESTINA TRONDHJEMITIC BATHOLITH, SERRINHA NUCLEUS (BAHIA STATE)* The Nordestina Trondhjemitic Batholith (NTB; 720 km²) is a ellipsoidal intrusion, exposed in the central part of Serrinha Nucleus, an Archaean-Paleoproterozoic segment of the São Francisco Craton at the eastern of the Bahia State. It intrudes the gneissic-migmatitic Archaean- Paleoproterozoic basement along its western margin and the Paleoproterozoic volcano-sedimentary sequences of the Rio Itapicuru Greenstone Belt along the southern and eastern contacts. Its north-south elongated shape, associated with concentric internal foliation, which becomes more intense toward the border, and crystallization age of 2.15 Ga, are interpreted as result of syn-tectonic emplacement during the compressional Transamazonian event and concomitant to the closure of the Rio Itapicuru Basin (2.2-2.1 Ga). The NTB is composed of zoned oligoclase (An₁₇-An₂₆), quartz, calcic amphibole (Fe-hornblende and Mg-hornblende), biotite (Fe-rich), microcline, epidote (pistacite Ps₂₃ mole %), titanite, zircon and apatite. Iron oxides are rare to absent and the epidote occurs as eudral to subhedral magmatic grains included in biotite. Magnetic susceptibility, electron microprobe analyses of Al content in hornblende (aluminum-in-hornblende barometry), coexisting hornblende-plagioclase (hornblende-plagioclase thermometry) and the presence of magmatic epidote were used to constrain the oxygen fugacity (fO_2), P and T during the crystallization of the magma. The NTB crystallized from low fO_2 magmas (between NNO and FMQ buffers), at ~ 5kbar pressure under narrow range of temperature (651-673°C).

Keywords: Serrinha Nucleus, Nordestina Trondhjemitic Batholith, mineral chemistry

Resumo O Batólito Trondhjemitico de Nordestina (BTN; 720 km²) é uma intrusão elipsoidal, exposta na parte central de Núcleo Serrinha - segmento arqueano-paleoproterozóico do Cráton do São Francisco situado na parte leste do Estado de Bahia. Ele intrude o embasamento gnáissico-migmatítico arqueano-paleoproterozoico ao longo de sua margem leste e a seqüência vulcanossedimentar do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru ao longo de seus contatos a sul e a leste. Sua forma alongada NS, associada à presença de foliação interna concêntrica, que se intensifica em direção a sua periferia, e à idade de cristalização de 2,15 Ga, são interpretadas como produzida por colocação sintectônica durante o evento compressional transamazônico e concomitante ao fechamento da bacia Rio Itapicuru (2,2-2,1 Ga). O BTN é composto por oligoclásio zonado (An₁₇-An₂₆), quartzo, anfibólio cálcico (Fe-hornblenda e Mg-hornblenda), biotita ferrosa, microclina, epidoto (com fração molar de pistacita Ps₂₃), titanita, zircão e apatita. Óxidos de ferro são raros a ausente e o epidoto ocorre como uma fase magmática eudral a subedral inclusa na biotita. Suscetibilidade magnética, análises de microsonda eletrônica de conteúdo de Al em hornblenda (barômetro alumínio-em-hornblenda) e do par hornblenda-plagioclásio coexistentes (termometria hornblenda-plagioclásio), bem como a presença de epidoto magmático permitiram estimar que o BTN cristalizou a partir de um magma com baixa fO_2 (entre os tampões NNO-FMQ), a pressões em torno de 5kbar sob uma estreita faixa de temperatura (651-673°C).

Palavras-chave: Núcleo Serrinha, Batólito Trondhjemitico Nordestina, geocronologia, química mineral

INTRODUÇÃO As assembléias e as composições químicas de minerais presentes em rochas ígneas estão intimamente relacionadas à composição e as condições físico-químicas dos magmas nos quais cristalizaram (e.g. Abbott & Clarke 1979, Abott 1985). Com base nesta premissa recorre-se ao estudo mineraloquímico e a ocorrência de minerais-chaves para decifrar os parâmetros físico-químicos (pressão e temperatura de cristalização, fugacidade de oxigênio), que prevaleceram durante a cristalização do magma. No caso das rochas graníticas (senso lato) as composições de hornblenda, feldspato e mica são de grande significado petrológico. Por exemplo, o conteúdo de Al em hornblenda e o quimismo do par mineral hornblenda-plagioclásio são indicadores respectivamente de pressão (Hammarstrom & Zen

1986) e de temperatura (Holland & Blundy 1994). Além disto, minerais que têm Fe em sua composição (minerais máficos, óxidos de Fe-Ti, epidoto) são bastante sensíveis às condições de fugacidade de oxigênio (fO_2) em que se deu a cristalização dos magmas.

Na parte centro-sul do Núcleo Serrinha (NSer), entidade geotectônica arqueana do Cráton do São Francisco (Almeida *et al.* 2000), localizada no leste do Estado da Bahia, ocorre uma volumosa granitogênese paleoproterozóica com termos cálcio-alcálicos (de baixo e médio potássio) e alcalinos que representam cerca de 30% da área deste núcleo (Rios *et al.* 1998). Apesar da ampla distribuição destes granitóides, com estruturas ígneas preservadas, até o momento as composições dos minerais formadores des-

1 - Laboratório de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral - IG/UFBA, Rua Caetano Moura 123, CEP: 40210-340, Salvador-Bahia, Brasil, (e-mails: basilio@ufba.br, herbet@ufba.br, debora@cpgg.ufba.br, lourdes@cpgg.ufba.br)

2 - Curso de Pós-Graduação em Geologia

3 - Pesquisadora do CAPES - PRODOC - UFBA

4 - Pesquisadora PRODOC - FAPESB

5 - Companhia Baiana de Pesquisa Mineral - CBPM, 4ª AV. CAB, CEP: 41745-000, Salvador-Bahia (cbpmdt@cbpm.com.br)

tas rochas (e.g. hornblenda, feldspatos, micas, titanitas e óxidos de Fe-Ti) não foram alvos de estudos petrológicos sistemáticos. Apenas recentemente os artigos de Nascimento *et al.* (2004), voltado para o estudo da anisotropia de susceptibilidade magnética e das microestruturas magmáticas dos maciços de Teofilândia e Barrocas, situados no extremo sul do NSer, e de Plá Cid *et al.* (2004), que apresenta e discute a mineralogia dos lamprófiros do sienito de Morro do Afonso, abordam o quimismo de minerais.

Este artigo trata da química dos minerais constituintes do Batólito Trondhjemítico Nordestina (BTN), que é o maior corpo granítico (s.l.) da parte leste do Estado da Bahia, e tem como principais objetivos: (1) descrever as composições dos minerais e (2) investigar as condições físico-químicas (fugacidade de oxigênio, pressão e temperatura de cristalização) reinantes durante a cristalização do BTN.

CONTEXTO GEOLÓGICO O arcabouço geotectônico do Cráton do São Francisco no Estado da Bahia para o Paleoproterozóico segundo a concepção de Mascarenhas (1979) é formado por três núcleos arqueanos gnáissico-migmatíticos (Serrinha, a leste; Remanso, na parte central; e Guanambi, a oeste) separados por cinturões móveis que marcam zonas de colisões entre eles durante a Orogênese Transamazônica (Fig. 1A). O setor centro-sul do NSer (Fig. 1B) é formado por um embasamento gnáissico-migmatítico arqueano com presença de enclaves gabróticos, associações básico-ultrabásicas e domos granítico-granodioríticos (e.g. maciços de Ambrósio, Pedra Alta, Araci) com idades compreendidas entre 3,1 e 2,8 Ga (Rios *et al.* 2003). Sobre este embasamento repousa a seqüência vulcanossedimentar paleoproterozóica do Greenstone Belt do Rio Itapicuru (GBRI; 2,2-2,1 Ga, Silva 1996). Intrusivo no embasamento e no GBRI ocorre um volumoso magmatismo granítico que foi reunido por Rios *et al.* (2003) em dois episódios distintos. O primeiro, com idades entre 2,16-2,13 Ga, é relacionado ao fechamento da bacia do GBRI, sendo representado por duas suítes: uma de natureza Cálcio-Alcalina Típica (Médio-Potássio) e constituída pelos maciços de Eficéas, Lagoa dos Bois, Quinjingue, Trilhado, e Cipó e diversos corpos menores; e outra de natureza Trondhjemítica (Cálcio-Alcalina de Baixo-Potássio) que tem como representantes mais expressivos o BTN e os maciços de Teofilândia e Barrocas. O segundo episódio magmático (2,10-2,07 Ga) apresenta assinatura alcalina, sendo composto por sienitos potássicos associados à lamprófiros ultrapotássicos, monzonitos shoshoníticos e granitos potássicos peraluminosos que representam a expressão final do magmatismo no NSer (Rios *et al.* 2003).

GEOLOGIA DO BATÓLITO TRONDHJEMÍTICO NORDESTINA O Batólito Trondhjemítico Nordestina (720 km²) está localizado na parte central do NSer, na interface entre os metabasaltos paleoproterozóicos do GBRI, metamorfizados na Fácies Xisto-Verde, e os terrenos gnáissico-migmatíticos arqueanos do embasamento, que apresentam paragêneses na Fácies Anfíbolito. O contato intrusivo com as rochas do embasamento são transicionais, por outro lado os contatos com as rochas do GBRI não foram observados devido à presença de uma cobertura arenosa. Uma amostra da porção central datada pelo método Pb-Pb_{zircão} forneceu idade mínima de cristalização de 2.155±9 Ma (Cruz Filho *et al.* 2005).

O BTN tem uma forma ligeiramente elipsoidal alongada na direção norte-sul. Ele exibe uma foliação magmática incipiente na parte central definida pelo alinhamento dos fenocristais de plagioc-

clásio e pelas palhetas de biotita, que progredi em direção às margens para uma foliação gnáissica. A disposição da foliação interna no BTN tende a ser concêntrica com a sua geometria e, ao mesmo tempo, parece estar condicionada a foliação regional N-S do NSer. As foliações são próximas à direção N-S e apresentam fortes mergulhos (>60°). Estas características apontam para um estilo de colocação do tipo diapírico, sob a atuação de tensores regionais, provavelmente correlacionados à fase deformacional D2 descrita

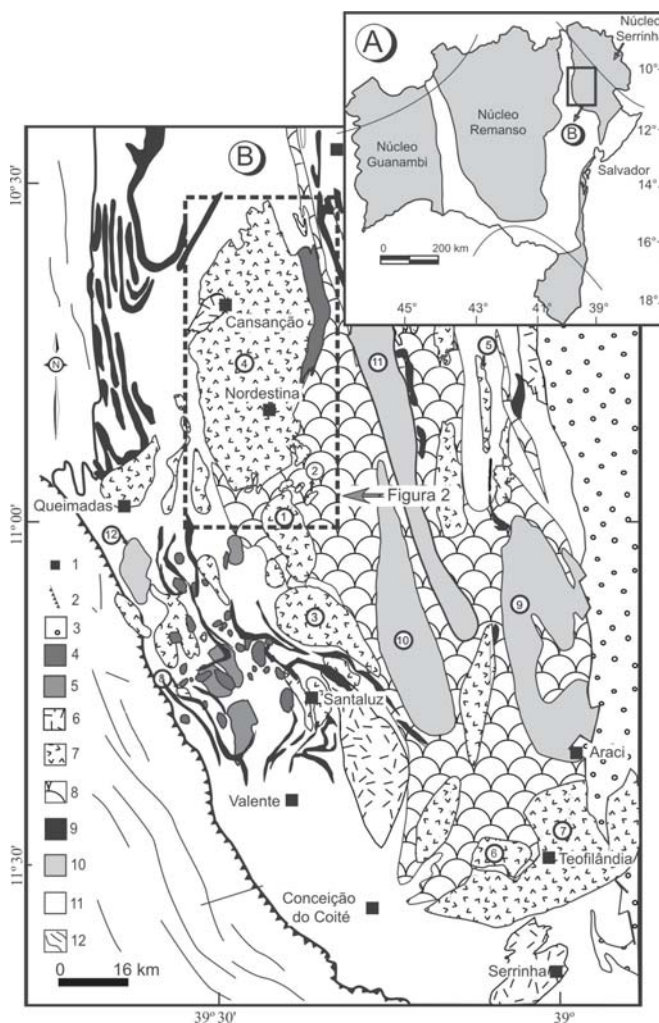


Figura 1 - (A) Estruturação dos terrenos do embasamento do Cráton São Francisco no Estado da Bahia para o período Paleoproterozóico [Mascarenhas (1979) com limites modificados por Conceição (1990)]. (B) Mapa geológico simplificado do setor centro-sul do NSer apresentando a proposta de sucessão estratigráfica de Rios *et al.* (2003) para a granitogênese. Legenda: 1. Cidades; 2. Falhas de empurrão; 3. Coberturas; 4. Granitos potássicos peraluminosos; 5. Sienitos potássicos associados à lamprófiros ultrapotássicos; 6. Monzonitos shoshoníticos; 7. Granitos cálcio-alcalinos (1. Eficéas, 2. Trilhado, 3. Lagoa dos Bois, 4. Nordestina, 5. Quinjingue, 6. Barrocas, 7. Teofilândia, 8. Cipó); 8. GBRI; 9. Anfíbolitos; 10. Magmatismo Arqueano: [9. Araci, 10. Ambrósio, 11. Pedra Alta, 12. Requeijão]; 11. Embasamento gnáissico-migmatítico; 12. Cinturão Móvel Salvador-Curaçá.

por Alves da Silva (1994) como responsável pelo fechamento da bacia do GBRI.

O BTN é formado por dois conjuntos de rochas: Fácies Fanerítica Média (FFM) e Fácies Porfirítica (FP), ocorrendo ainda, em menor proporção, diques de trondhjemito e granodiorito, enclaves microgranulares e diques sinplutônicos máficos. A FFM é constituída por rochas de cor cinza, homogêneas e com granulometria média. A FP, localizada no centro do batólito, difere da anterior pela presença de fenocristais de plagioclásio. Filões de pegmatitos e de aplitos são observados, como também localmente zonas de cisalhamentos dúcteis dextrais.

PETROGRAFIA E TEXTURAS A composição das rochas do BTN é bastante homogênea, sendo representadas essencialmente por trondhjemitos (Cruz Filho *et al.* 2003) segundo a proposta modal da IUGS (Le Maitre 2002) ou normativa em diagrama An-Ab-Or (O'Connor 1965, Barker 1979). As texturas dominantes são hipidiomórfica e alotriomórfica que, em direção às bordas, passam a textura protomilonítica, que se marca pelo desenvolvimento de subgrãos em quartzo, encurvamento das palhetas de biotita, e cominuição das bordas e arqueamento da geminação do plagioclásio. A paragênese essencial das rochas do BTN compõe-se de plagioclásio e quartzo, que perfazem em torno de 90% da composição modal, com quantidades subordinadas de biotita, feldspato alcalino e hornblenda. Os minerais acessórios comuns nestas rochas são: epidoto, apatita, zircão, titanita, allanita e muito raramente minerais opacos. Mica branca, clorita, epidoto e carbonato são as fases secundárias.

O plagioclásio ocorre como cristais subédricos a anédricos, geminados segundo as leis Albita e Albita-Carlsbad (ocasionalmente). Zoneamento oscilatório com limites retos e euedrais entre as zonas é frequentemente observado, principalmente nas rochas da borda do batólito. Em outros cristais o zoneamento se expressa pela presença de núcleos alterados e bordas preservadas. Alguns cristais, particularmente aqueles com menores tamanhos e anédricos, apresentam textura mirmecítica em sua periferia quando em contato com os cristais de feldspato alcalino. Os cristais de plagioclásio exibem pouca alteração e encontram-se, ocasionalmente, desestabilizado para pistacita e minerais de argila. É comum em cristais de plagioclásio a presença de inclusões de biotita marrom, zircão e apatita euedricas.

O quartzo constitui cristais anedrais usualmente apresentando extinção ondulante, cuja intensidade aumenta em direção às bordas. Localizadamente observa-se o desenvolvimento de subgrãos ao longo dos contatos quartzo-quartzo. Contêm inclusões de zircão, apatita, anfibólio e biotita.

A biotita, máfico dominante (5-10% volume), ocorre como cristais subédricos tabulares e como agregados que bordejam o anfibólio e plagioclásio. Este cristal exibe cor castanho-amarronzada ou castanho-esverdeada com pleocroísmo variando, respectivamente, de castanho-amarronzado claro a escuro ou de castanho-esverdeado claro a escuro. Observam-se como inclusões em biotita cristais de: epidoto euedrico a subédrico (Fig. 3); zircão, subédrico a euedrico e com zonas; apatita, subédrica a euedrica e ocasionalmente fraturada. Os cristais de titanita anédricos e granulares se localizam em suas clivagens, fraturas e na periferia indicando cristalização tardia. A alteração da biotita é incipiente e marcada pela substituição pseudomórfica para clorita e muscovita.

A microclina representa menos de 5% do volume da rocha e se mostra geralmente como cristais anédricos e intersticiais, com

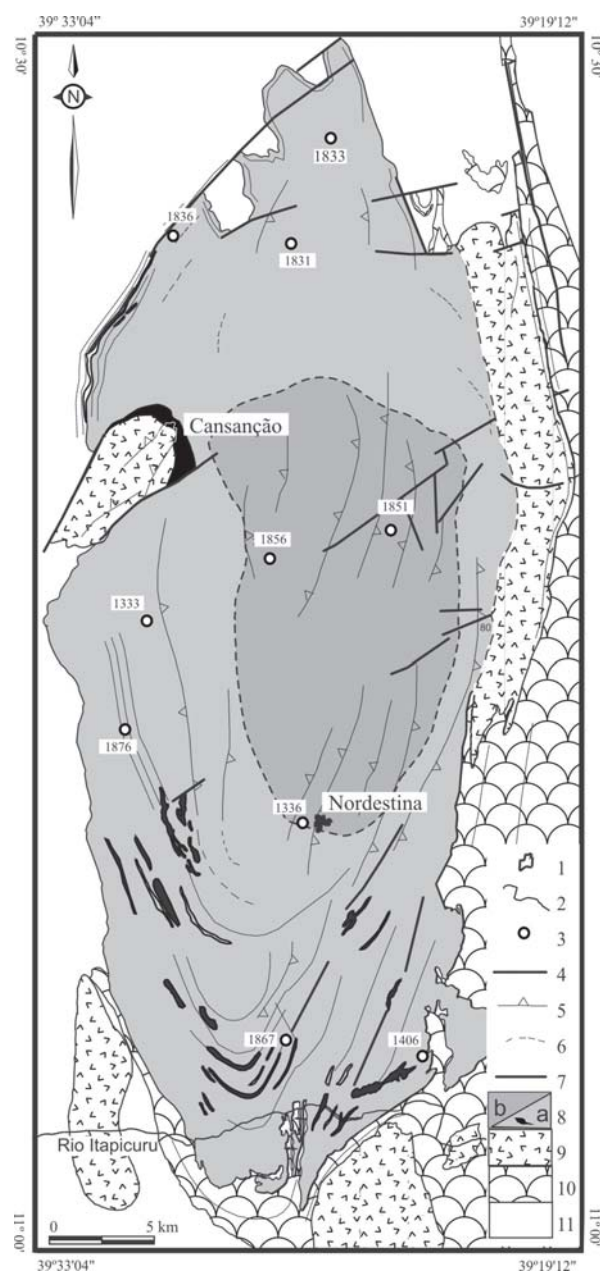


Figura 2 - Mapa geológico simplificado do Batólito Trondhjemítico Nordestina mostrando a localização das amostras. Legenda: 1. Cidades; 2. Rios; 3. Amostras com dados de química mineral; 4. Falhas e Fraturas; 5. Foliações; 6. Foliação Inferida; 7. Contato inferido; 8. Corpo estudado: (a) Fácies Fanerítica Média (FFM) com enclave e diques máficos, (b) Fácies Porfirítica (FP); 9. Outros granitos paleoproterozóicos; 10. GBRI; 11. Embasamento.

geminação bem desenvolvida segundo as leis Albita-Periclina. Ocorre o aumento do conteúdo de microclina da periferia para o centro do batólito.

O anfibólio é verde-acastanhado a verde-escuro, subédrico e ocorre associado à biotita ou como cristais dispersos. Localmente, contém pequenas palhetas de biotita dispostas segundo seus planos de clivagem e nas bordas, sugerindo que pelo menos parte

da biotita se formou à custa do anfibólio. O anfibólio não é frequente nas rochas do BTN, estando presente apenas em alguns afloramentos com volume modal inferior a 3%. As fases minerais inclusas nos cristais de anfibólio são: apatita, euédrica a subédrica, e quartzo anédrico.

O epídoto ocorre não apenas a partir da alteração sub-*solidus* do plagioclásio, mas também tem sido observado como cristais: (i) euédricos, de cor verde-limão, inclusos na biotita; (ii) euédricos a subédricos, incolor e verde-limão, parcialmente envolvidos pela biotita, algumas vezes contendo núcleos de allanita. Os cristais de epídoto mostram faces bem desenvolvidas quando em contato com a biotita e irregulares quando bordejados por minerais félsicos. Estas características texturais e associações minerais têm sido apontadas como uma boa indicação da origem magmática dos cristais de epídoto (e.g. Zen & Hammarstron 1984; Schmidt & Poli 2004). Em todas as amostras estudadas a abundância modal de epídoto magmático é baixa (= 1,5 %).

Cristais euédricos de apatita e zircão (< 0,1 mm) são inclusos nos minerais essenciais. A titanita ocorre geralmente como agregados granulares ao longo dos planos de clivagem e das bordas da biotita, entretanto foram observados alguns raros cristais de titanita euédricos a subédricos nas amostras mais evoluídas. Esta relação de contato sugere que a titanita tenha se formado à custa da biotita. Allanita ocorre como cristais euédricos isolados metamictizados. Os minerais opacos são bastante raros a ausentes, sendo encontrados ocasionalmente associados à biotita em quantidades traços em poucas amostras na parte central do batólito. Diminutos cristais de magnetita (0,001 mm) estão presentes como inclusões em cristais de quartzo (Nascimento 2004).

QUÍMICA MINERAL As análises químicas de minerais foram realizadas por microsonda eletrônica no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Utilizou-se o equipamento JEOL JXA-8600S com sistema de automação acoplado sob as seguintes condições analíticas: aceleração de voltagem de 15 kV e corrente de feixe de 20 nA. Os padrões analíticos empregados foram minerais e compostos sintéticos e as correções para os efeitos de matriz seguiram a sistemática PROZA. Os resultados analíticos apresentados neste trabalho são referidos ao intervalo de confiança de 2σ (95%). As fórmulas estruturais para os cristais de anfibólio foram calculadas na base de 23 átomos de oxigênio utilizando-se o esquema de normalização de 13 e NK (Σ de cátions = 13, excluindo-se Ca, Na e K) recomendado pelo IMA97 (Leake *et al.* 1997). As fórmulas estruturais de biotitas foram calculadas com base em 22 átomos de oxigênios equivalentes em base anidra, assumindo-

se todo o ferro presente como Fe²⁺ segundo as recomendações de Dymek (1983). As fórmulas estruturais dos feldspatos foram calculadas na base de 32 átomos de oxigênio. A fórmula estrutural de uma análise de epídoto foi calculada na base de 25 átomos de oxigênio com conteúdo de ferro férrico estimado segundo o método de Droop (1987). O conjunto completo de análises mineraloquímicas pode ser obtido pelos interessados mediante pedidos ao e-mail do primeiro autor.

Feldspatos As análises químicas representativas e fórmulas estruturais de plagioclásio e feldspato alcalino são apresentadas na Tabela 1. Os dados químicos dos cristais de plagioclásio têm composição de oligoclásio (An₁₇-An₂₆) (Fig. 4) nas duas fácies petrográficas. A variação de composição da zonação cíclica observada opticamente tem no geral um comportamento normal (Tabela 1). O feldspato alcalino nas rochas da FFM e da FP mostra variação composicional restrita (95 < Or < 97%; Fig. 3) e seus conteúdos de BaO estão compreendidos entre 0,46 e 1,28%.

Epídoto Tem fração molar de pistacita Ps = 23 (Fe³⁺ / (Fe³⁺+Al) x 100) que cai dentro da faixa dos valores observados para epídoto ígneo (Ps = 20-30, Johnston & Wyllie 1988). Do mesmo modo, o conteúdo de TiO₂ = 0,10% (Tabela 1) deste epídoto confirma sua origem magmática (TiO₂ < 0,2%; Evans & Vance 1987).

Biotita As análises representativas dos cristais de biotita revelaram composição muito próxima de cristais das diferentes amostras, com relação aos conteúdos de FeO, MgO e Al₂O₃ (20,95 a 22,97%, 7,59 a 9,49 e 14,15 a 16,29%, respectivamente).

De acordo com o diagrama Fe/(Fe+Mg) *versus* Si, utilizando os critérios de Rieder *et al.* (1998), as micas do BTN posicionam-se no campo da biotita (Fig. 5A). Neste diagrama, elas exibem uma tendência evolucionar aproximadamente horizontal, em razão de uma maior variação nos conteúdos de Si (5,514-5,721) em relação a razão Fe/(Fe+Mg) (0,55 < [Fe₂/(Fe₂+Mg)] < 0,62). Devido a este enriquecimento moderado em ferro, as micas do BTN posicionam-se no diagrama de Foster (1960) no campo de biotita ferrosa (Fig. 5B).

Segundo Speer (1984) os cristais de biotita de rochas plutônicas são frequentemente afetados por reequilíbrio pós-magmático. No diagrama TiO₂-FeO+MnO-MgO (Nachit 1986), as biotitas do BTN exibem evolução vertical que se estende do campo de biotita primária para o de biotita reequilibrada (Fig. 6A). No diagrama Al₂O₃-FeO-MgO (Fig. 6B), os cristais de biotita da FFM e da FP posicionam-se nitidamente nos campos I (biotita associada com

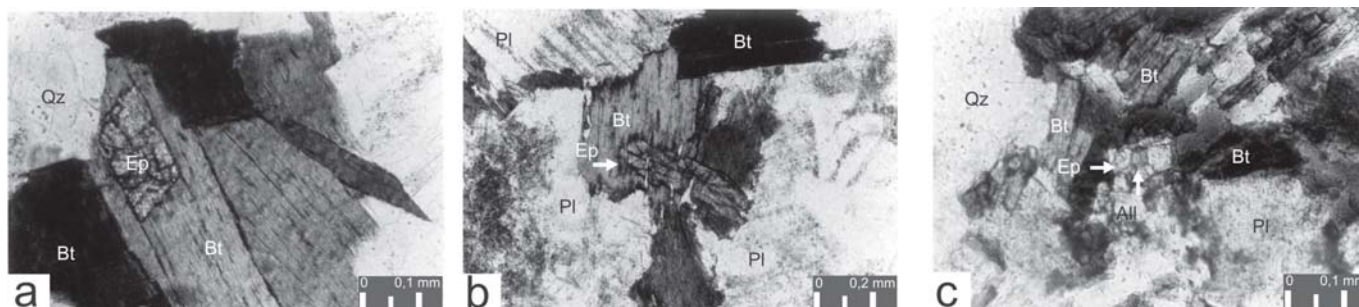


Figura 3 - Relações texturais de epídoto magmático do BTN. a. epídoto euédrico incluído na biotita paralelo a clivagem; b. epídoto euédrico incluído na biotita discordante da clivagem; c. epídoto com núcleo de allanita bordejado pela biotita.

Tabela 1 - Análises químicas representativas de feldspatos e de epidoto das rochas do BTN. Pl = plagioclásio, FA = feldspato alcalino, Ep = epidoto.

Amostra	Fácies Fanerítica Média												Fácies Porfírica											
	1333	1406	1406	1831	1831	1833	1836	1836	1867	1876	1876	1876	1336	1336	1851	1851	1851	1856	1856					
Análise Mineral	36	51	34	128	129	17	116	118	72	113	108	38	44	62	63	63	26	28						
Localização	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Borda	Borda	Borda	Pl	FA	Borda	Centro	FA	Borda	FA	Borda	Borda						
SiO ₂	62,30	63,33	61,46	60,25	63,01	62,85	63,23	62,61	62,23	61,74	62,83	63,68	64,01	64,28	64,42	64,28	63,08	63,52						
TiO ₂	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,06	0,04	0,04	0,05	0,04	0,17	0,02						
Al ₂ O ₃	22,96	18,12	24,02	24,57	22,60	22,78	22,99	23,29	23,78	23,47	18,35	22,51	18,20	23,19	18,50	23,07	23,07	18,38						
Fe ₂ O ₃	0,03	0,03	0,15	0,01	0,07	0,04	0,17	0,16	0,07	0,03	0,04	0,06	0,22	0,22	0,05	0,17	0,17	0,02						
FeO											9,71													
MnO	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02			0,03	0,01	0,01	0,03	0,03						
MgO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01							0,01						
CaO	4,56	5,24	6,15	4,26	4,21	4,10	4,64	4,61	4,63	4,80	0,01	3,61		4,13	0,01	4,24	4,24	0,40						
Na ₂ O	9,08	8,53	8,13	9,20	9,25	9,17	9,10	8,73	9,10	8,89	0,87	9,48	0,58	9,19	0,34	9,28	9,28	0,40						
K ₂ O	0,24	16,26	0,12	0,08	0,26	0,32	0,28	0,16	0,14	0,15	15,71	0,12	16,18	0,23	16,02	0,15	16,39	16,39						
SrO						0,11	0,08									0,12	0,03	0,03						
BaO	0,05	0,91	0,01	0,10	0,10	0,14	0,10	0,05	1,09	0,01	1,19	0,46	0,10	0,41	0,41	0,12	0,03	0,85						
Cr ₂ O ₃																								
Total	99,22	99,07	99,54	99,21	99,52	99,32	99,80	99,88	99,98	99,09	99,02	99,45	99,41	101,41	99,79	100,10	99,64	99,64						
Si	11,132	11,929	10,955	10,801	11,217	11,209	11,223	11,126	11,035	11,046	11,862	11,299	11,962	11,216	11,958	11,163	11,902	11,902						
Ti	0,003	0,002	0,002	0,001	0,001	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004	0,013	0,001	0,001	0,005	0,006	0,006	0,006	0,006						
Al	4,835	4,023	5,045	5,192	4,741	4,752	4,764	4,814	4,914	4,948	4,083	4,706	4,008	4,768	4,047	4,812	4,058	4,058						
Fe ³⁺	0,003	0,005	0,020	0,001	0,010	0,006	0,063	0,023	0,022	0,008	0,005	0,007	0,007	0,028	0,007	0,022	0,002	0,002						
Fe ²⁺																								
Mn	0,001	0,003	0,002	0,002	0,005	0,005	0,002	0,002	0,004	0,004	0,044	0,005	0,005	0,005	0,002	0,002	0,005	0,005						
Mg	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,003	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001						
Ca	0,873	1,182	0,812	0,812	0,805	0,779	0,883	0,884	0,879	0,920	0,001	0,687	0,771	0,771	0,771	0,803	0,803	0,803						
Na	3,146	0,141	2,948	2,824	3,174	3,199	3,155	3,030	3,129	3,083	0,319	3,261	0,208	3,110	0,122	3,183	0,146	0,146						
K	0,055	3,907	0,026	0,017	0,058	0,072	0,063	0,037	0,032	0,034	3,782	0,028	3,856	0,050	3,793	0,033	3,917	3,917						
Sr						0,011	0,008									0,012	0,004	0,004						
Ba	0,003	0,067	0,007	0,007	0,007	0,010	0,010	0,007	0,003	0,081	0,088	0,033	0,007	0,030	0,030	0,012	0,004	0,063						
Cr																								
Soma Cátions	20,049	20,077	19,998	20,023	20,023	20,048	20,005	20,038	19,974	20,072	20,145	19,989	20,067	19,961	19,966	20,028	20,099	20,099						
X	15,97	15,96	16,02	15,99	15,97	15,97	15,99	15,97	16,02	15,96	15,95	16,01	15,97	16,02	16,02	16,00	15,96	15,96						
Z	4,08	4,12	3,98	4,03	4,05	4,08	4,02	4,07	3,95	4,11	4,20	3,98	4,10	3,94	3,95	4,03	4,14	4,14						
Ab	77,14	3,43	74,15	70,12	78,28	78,39	78,52	76,99	76,72	4,32	77,37	82,02	5,08	78,86	3,10	78,95	3,53	3,53						
An	21,44	0,02	25,18	29,45	20,12	19,84	19,66	21,94	22,38	0,11	21,86	17,28	19,69	19,69	0,05	20,23	0,25	0,25						
Or	1,43	96,55	0,67	0,43	1,60	1,77	1,82	1,07	0,90	95,58	92,26	0,70	94,92	1,45	96,85	0,82	96,22	96,22						

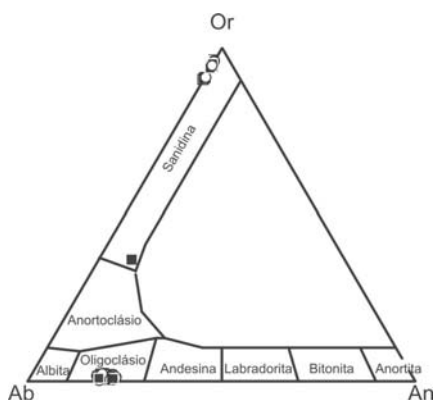


Figura 4 - Classificação química dos feldspatos de rochas do BTN no diagrama Or-Ab-An. Ortopoclásio (Or); albita (Ab); anortita (An). Símbolo: Círculo vazio (FFM); Quadrado preenchido (FP).

hornblenda) e II (biotita como único mineral máfico), e a interface entre ambos, com ligeiro predomínio no campo II. Estes resultados estão de acordo com aqueles observados na petrografia.

Diversos estudos têm mostrado que a composição química da biotita é dependente da natureza do magma em que ela se originou. No diagrama Al_2O_3 -MgO de Abdel-Rahman (1994) as micas estudadas posicionam-se no campo dos granitos cálcio-alcalinos (Fig. 7).

Anfibólio Todos os anfibólios do BTN possuem $(Ca+Na)_B > 1$ e $Na_B < 0,5$ e pertencem ao grupo dos anfibólios cálcicos (Leake *et al.* 1997), com composições de magnésio e ferrohornblendas (Fig. 8A). Estes anfibólios mostram razões $Fe/(Fe+Mg)$ entre 0,47 e 0,56 e conteúdos de Al_{total} de 1,34 a 1,94 (Tabela 2). Os cristais analisados não apresentam variações de composição significativas, tanto intergrão ou intragrão: SiO_2 (42,5 a 46,7%), TiO_2 (0,30 a 1,11%), Al_2O_3 (8,7 a 10,8%), FeO (19,7 a 20,9%), MgO (7,91 a 9,03%), CaO (11,23% a 11,75%), Na_2O (0,86 a 1,17%) e K_2O (0,92 a 1,09%).

Equilíbrio químico entre anfibólio e biotita A distribuição de

elementos entre os cristais de anfibólio e biotita coexistentes é um tópico de estudo de grande interesse para avaliar o grau de equilíbrio existente entre eles. O parâmetro petrológico mais utilizado para esta avaliação é a razão $Fe/(Fe+Mg)$. A figura 8B revela que existe uma boa relação linear entre essas razões (próximo da linha

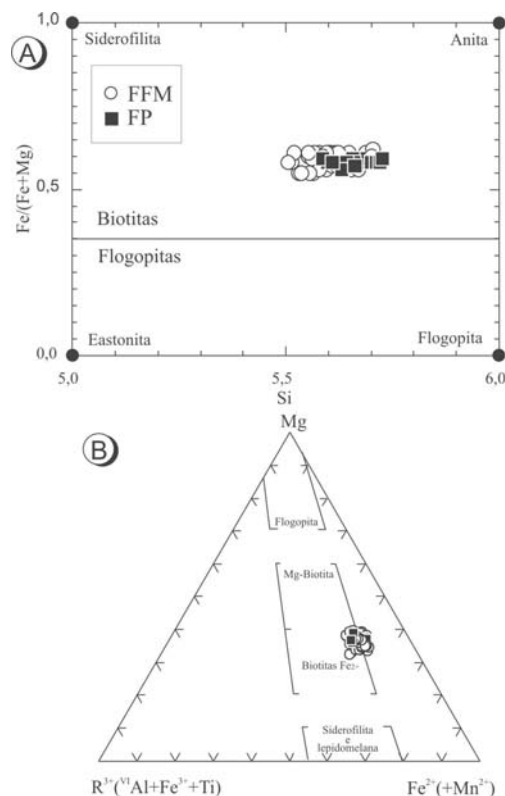


Figura 5 - Diagramas de classificação com a distribuição das biotitas do BTN estudadas: (A) quadrilátero flogopita-annita-eastonita-siderofilita (Deer *et al.* 1992). (B) $Mg-R^{3+}-Fe^{2+}$ (Foster 1960). Os símbolos são os mesmos da figura 4.

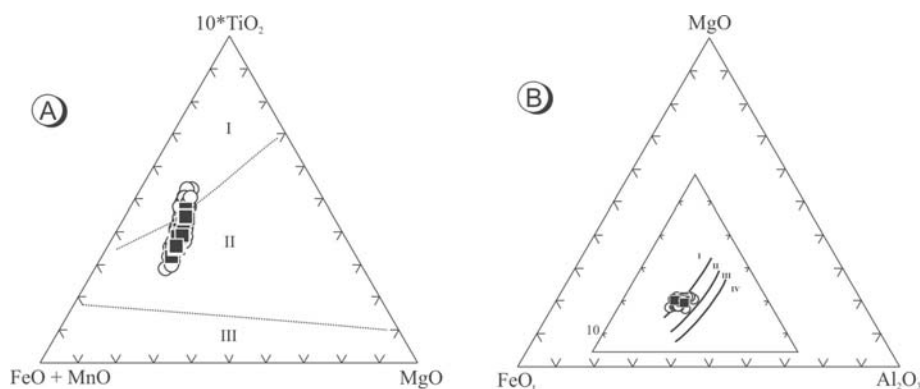


Figura 6 - (A) Diagrama $TiO_2-FeO+MnO-MgO$ (Nachit 1986, óxidos em % peso). I – Biotita primária (marrom), II - Biotita reequilibrada (verde/marrom) e III – Biotita secundária (verde). (B) Diagrama triangular $Al_2O_3-FeO-MgO$ (apud De Albuquerque 1973) aplicado os cristais de biotita de rochas do Batólito Nordestina e do seu embasamento. Campo I: biotita cristalizando em equilíbrio com anfibólio; campo II: biotita como única fase mineral máfica; campo III: biotita co-existindo com muscovita; campo IV: biotita co-existindo com aluminossilicato. Símbolos são os mesmos da figura anterior. Os símbolos são os mesmos da figura 4.

Tabela 2 - Análises de microsonda representativas de anfibólios das rochas do Batólito Trondhjemítico Nordestina. P é a pressão estimada através do geobarômetro alumínio em hornblenda usando a calibração de Schmidt (1992; $P(\pm 0,6 \text{ kbar}) = 4,6 \text{ Alt} - 3,46$). X_{ab} é a fração molar de albita do plagioclásio usada no cálculo da temperatura do par Hb-Plag. T °C é a temperatura calculada através do geotermômetro A de Holland & Blundy (1994) utilizando as pressões obtidas pelo geobarômetro de Schmidt (1992).

Amostra	Fácies Fanerítica Média												
	1831	1831	1831	1831	1831	1831	1831	1831	1831	1831	1867	1867	1867
Análise	151	152	153	154	155	156	157	158	159	160	73	74	85
Localização	Centro	Borda	Centro	Borda	Borda	Centro	Centro	Borda	Borda	Centro	Centro	Borda	Centro
SiO ₂	43,93	44,01	42,92	42,53	44,02	43,42	43,64	43,84	43,80	43,12	46,69	45,40	44,21
TiO ₂	0,94	1,00	0,99	0,51	1,11	1,06	1,02	1,12	1,11	0,99	0,46	0,38	0,34
Al ₂ O ₃	8,73	8,95	9,33	10,84	9,30	9,48	9,30	9,01	9,01	9,30	7,58	8,91	9,31
FeO	19,79	19,89	20,05	21,15	19,73	19,92	20,22	19,79	19,82	19,77	20,11	20,91	20,83
MnO	0,53	0,41	0,50	0,47	0,42	0,50	0,55	0,46	0,50	0,44	0,81	0,68	0,74
MgO	9,03	8,88	8,55	7,95	8,77	8,62	8,71	9,02	8,82	8,70	8,81	8,05	7,91
CaO	11,34	11,43	11,54	11,58	11,29	11,28	11,32	11,41	11,23	11,34	11,65	11,64	11,75
Na ₂ O	0,90	0,90	0,86	0,88	0,95	0,89	0,92	0,90	0,98	0,94	1,04	1,07	1,17
K ₂ O	0,92	0,96	1,01	1,09	1,06	1,02	1,06	0,98	0,95	1,04	0,73	0,89	0,95
F	0,23									0,23			
Cl													
Total	96,34	96,43	95,75	97,00	96,65	96,19	96,74	96,53	96,22	95,87	97,88	97,93	97,21
O=F=Cl	0,10									0,10			
Total	96,24	96,43	95,75	97,00	96,65	96,19	96,74	96,53	96,22	95,77	97,88	97,93	97,21
Fórmula estrutural na base de 23 átomos de oxigênio													
TSi	6,689	6,690	6,596	6,458	6,675	6,616	6,618	6,652	6,668	6,619	7,009	6,843	6,740
TAI	1,311	1,310	1,404	1,542	1,325	1,384	1,382	1,348	1,332	1,381	0,991	1,157	1,260
Soma T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
CAI	0,254	0,292	0,285	0,396	0,335	0,317	0,279	0,262	0,283	0,300	0,349	0,425	0,412
CTi	0,108	0,114	0,114	0,058	0,127	0,121	0,116	0,128	0,127	0,114	0,052	0,043	0,039
CFe3	0,697	0,615	0,636	0,792	0,584	0,679	0,715	0,667	0,657	0,639	0,348	0,401	0,401
CMg	2,050	2,012	1,959	1,800	1,982	1,958	1,969	2,040	2,002	1,991	1,972	1,809	1,798
CFe2	1,823	1,914	1,941	1,894	1,917	1,859	1,849	1,844	1,866	1,898	2,176	2,235	2,255
CMn	0,068	0,053	0,065	0,060	0,054	0,065	0,071	0,059	0,064	0,057	0,103	0,087	0,096
Soma C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
BCa	1,850	1,862	1,900	1,884	1,834	1,842	1,839	1,855	1,832	1,865	1,874	1,880	1,919
BNa	0,150	0,138	0,100	0,116	0,166	0,158	0,161	0,145	0,168	0,135	0,126	0,120	0,081
Soma B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
ACa	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ANa	0,116	0,127	0,156	0,143	0,113	0,105	0,110	0,120	0,121	0,145	0,176	0,193	0,265
AK	0,179	0,186	0,198	0,211	0,205	0,198	0,205	0,190	0,185	0,204	0,140	0,171	0,185
Soma A	0,294	0,313	0,354	0,354	0,318	0,303	0,315	0,309	0,306	0,348	0,316	0,364	0,450
Soma Cátions	15,294	15,313	15,354	15,354	15,318	15,303	15,315	15,309	15,306	15,348	15,316	15,364	15,450
Cl													
F	0,111									0,112			
Fe ₂ /Fe ₂ +Mg	0,47	0,49	0,50	0,51	0,49	0,49	0,48	0,47	0,48	0,49	0,52	0,55	0,56
Al _{total}	1,57	1,60	1,69	1,94	1,66	1,70	1,66	1,61	1,62	1,68	1,34	1,58	1,67
P (± 0,6 kbar)		4,6			4,9			4,7	4,7			4,5	
X _{ab}		0,78			0,78			0,78	0,78			0,78	
T (± 28 °C)		664			651			673	671			634	

1:1) para as amostras em que biotita e hornblenda coexistem (1831 e 1867). Esta regularidade sugere partição muito equilibrada entre o Fe e Mg entre estas duas fases minerais. Este comportamento pode ser interpretado com sendo o resultado de cristalização em equilíbrio durante a formação das rochas do BTN.

DISCUSSÕES Estimativa de f_{O_2} Ishihara (1977, 1981) propôs que os granitos podem ser subdivididos nas séries Magnetita (alta f_{O_2}) e Ilmenita (baixa f_{O_2}), com os limites aproximadamente entre os tampões NNO (Ni-NiO) e FMQ (Faialita-Quartzo-Magnetita). A classificação de rochas graníticas em uma destas séries baseia-se em valores de susceptibilidade magnética (SM) (série Ilmenita < 3 x 10⁻³ SI < série Magnetita; Takahashi *et al.* 1980) e nos conteúdos de magnetita (principal fase responsável pela resposta magnética).

Os baixos valores de SM (entre 0,045 a 0,126 x 10⁻³ SI, com valor médio de 0,075 x 10⁻³ SI, Nascimento 2004) e a escassez modal de magnetita sugerem que o BTN pertence aos granitóides da série Ilmenita de Ishihara (1977) indicando, portanto, cristalização sob baixas condições de f_{O_2} . Isto é consistente com a composição do epidoto (Ps₂₃), que também sugere cristalização sob con-

dições de f_{O_2} baixas, próximas à curva tampão NNO (acima do tampão QFM) de acordo com Liou (1973).

Estimativa da pressão Tem sido demonstrada por estudos empíricos (e.g. Hammarstrom & Zen 1986, Hollister *et al.* 1987) e experimentais (e.g. Johnson & Rutherford 1989, Schmidt 1992) que a mudança do conteúdo de Al em hornblenda de granitos cálcio-alcalinos, quando tamponado pela assembléia: quartzo, plagioclásio (oligoclásio ou andesina), feldspato alcalino, biotita, hornblenda, titanita e magnetita (ou ilmenita), é controlada, em grande parte, pela pressão de cristalização. A utilização deste geobarômetro deve ser restrita a sistemas graníticos com hornblenda possuindo razões Fe/(Fe+Mg) na faixa 0,40-0,65 (Anderson & Smith 1995). Outra restrição importante ao emprego deste geobarômetro é que, apenas os valores de Al_{Total} provenientes de análises realizadas nas bordas de cristais inalterados devem ser utilizados no cálculo da pressão, desde que este foi o procedimento adotado para a obtenção das curvas de calibração (Hollister *et al.* 1987).

As amostras do BTN estudadas têm paragenese similar à assembléia considerada ideal para o emprego deste geobarômetro.

As pressões calculadas através do geobarômetro Al em hornblenda utilizando a calibração de Schmidt (1992) indicam que o BTN solidificou entre 4,5 e 4,9 kbar com valor médio de 4,7 ($\pm 0,6$) kbar

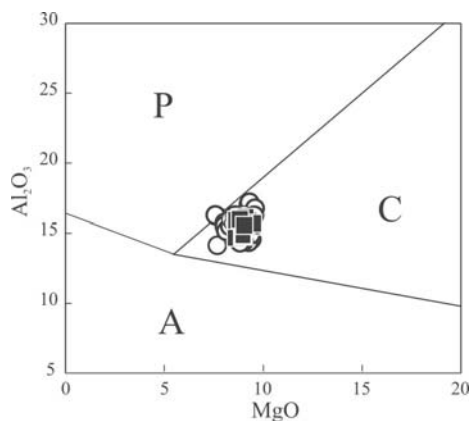


Figura 7 - Diagrama discriminante Al_2O_3 versus MgO proposto por Abdel-Rahman (1994) para definir diferentes séries magmáticas a partir de análises de cristais de biotita aplicado às rochas do Batólito Nordestina. Campo A: biotitas de suítes alcalinas anorogênicas; campo P: biotita de suítes peraluminosas (incluindo tipo S); campo C: biotita de suítes orogênicas cálcio-alcalinas. Os símbolos são os mesmos da figura 4.

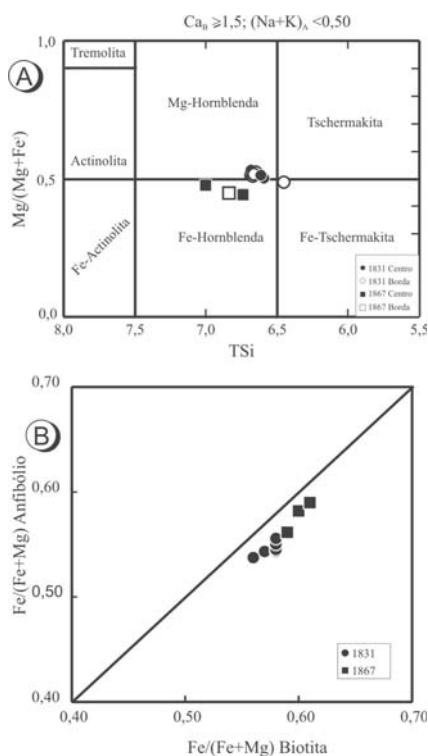


Figura 8 - (A) Diagramas de classificação de anfibólios (Leake et al. 1997) das rochas do Batólito Trondhjemítico Nordestina. Símbolo preenchido (centro); símbolo vazio (borda); (B) Diagrama $Fe/(Fe+Mg)$ de pares anfibólios-biotitas coexistentes das rochas do BTN.

(Tabela 2).

Como discutido acima os baixos valores de SM do BTN, acarretado pela quase ausência de minerais opacos, refletem condições de fO_2 baixas próximas à curva tampão NNO. Estudos experimentais realizados por Schmidt & Thompson (1996) mostraram que a cristalização de epidoto magmático em plutões cálcio-alcalinos sob estas condições são indicativas de pressões mínimas de cristalização em torno de 5 kbar, mostrando boa concordância com as estimativas de pressão obtidas pelo barômetro Al em hornblenda para o BTN.

Estimativas de Temperatura A presença de inclusões de apatita e zircão euédricos nos minerais precoces tais como plagioclásio, biotita e hornblenda sugerem que o magma trondhjemítico Nordestina foi saturado nestes minerais no tempo de sua intrusão. Assim os termômetros de solubilidade de apatita (Harrison & Watson 1984) e de zircão (Watson & Harrison 1983) podem ser utilizados para estimar temperaturas magmáticas próximas daquelas do *liquidus*. As temperaturas saturação de apatita e de zircão calculadas para o BTN variam de 830 a 900 °C. Esses valores são comparáveis com as temperaturas em que fundidos tonalítico e trondhjemítico são produzidos a partir anfibolitos por fusão de desidratação experimental (e.g. Rapp et al. 1991, Rapp & Watson 1995).

As estimativas de temperatura *solidus* foram realizadas através da geotermometria hornblenda-plagioclásio empregando a calibração edenita-tremolita (para rochas com quartzo; incerteza de $\pm 28^\circ C$) de Holland & Blundy (1994). A aplicação deste termômetro, usando as pressões estimadas pelo barômetro Al em hornblenda (Schmidt 1992), forneceram temperaturas de 651-673 °C e 634 °C para as amostras 1831 e 1867, respectivamente (Tab. 3). A última amostra apresentou uma temperatura bem inferior a da faixa de temperatura da amostra 1831 e, neste caso, pode estar refletindo um reequilíbrio sofrido pelo anfibólio. As temperaturas obtidas com a amostra 1831 encontram-se abaixo da temperatura do *solidus* admitida para sistemas graníticos afins (em torno de 700 °C, Naney 1983, Johannes & Holtz 1996). Estas baixas temperaturas do *solidus* sugerem que o magma Nordestino foi rico em H_2O . Esta hipótese é sustentada pela presença de epidoto magmático que em magmas graníticos cálcio-alcalinos indica conteúdos de 4% de água (Naney 1983) e pela abundância de pegmatitos e veios de quartzo cortando os afloramentos do BTN.

CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES O Batólito Trondhjemítico de Nordestina (BTN) localizado na porção centro sul do Núcleo Serrinha é um representante do magmatismo cálcio-alcalino paleoproterozóico deste núcleo. Internamente no BTN com base na abundância de cristais de plagioclásio identificaram-se dois conjuntos litológicos maiores (FP na região central, e FFM nas regiões de borda) cujos dados de química mineral de mica e feldspatos das rochas destas fácies revelaram composições similares, sugerindo uma ligação genética e temporal entre elas.

A relativamente alta faixa de temperatura (830-900 °C) sugerida pela termometria de saturação do zircão e da apatita foi considerada como a temperatura próxima a temperatura *liquidus*. Esta hipótese é apropriada visto neste intervalo de temperatura fusões experimentais de anfibolitos, sob condições eclogíticas, produzem vidros de composição trondhjemítica. Esta informação é de grande importância no estudo da petrogênese do magma Nordestina.

A biotita do BTN é ferrosa, distribue-se no campo de biotita de granitos cálcio-alcalinos e mostra sinais de reequilíbrio, refletindo

possivelmente a ex-solução de titanita nos estágios tarde a pós-magmáticos.

O anfibólio que varia de Fe-hornblenda a Mg-hornblenda com razões Fe/(Fe+Mg) entre 0,47 e 0,56. Seus conteúdos de Al_{total} sugerem cristalização entre 4,5 a 4,9 ± 6 Kbar, indicando que a colocação do magma Nordestina ocorreu em níveis mesocrustais (14-16 km) em concordância com as relações de campo que mostram contatos intrusivos do batólito com rochas metamórficas de alto grau do embasamento.

Observações de texturas microscópicas mostram a presença de epidoto como um mineral primário no BTN, cristalizando precocemente no magma depois da hornblenda, mas antes da biotita. Foi visto também que os baixos valores de SM, em consequência dos conteúdos desprezíveis de magnetita modal, permitiram classificar essas rochas como granitóides da série ilmenita, indicando a presença de condições de baixa de fO_2 (próximas às do tampão Ni-NiO) durante a cristalização do BTN. A baixa temperatura *solidus* [651-673 °C (± 28°C)] estimada pelo geotermômetro anfibólio-plagioclásio indica que o magma trondhjêmico Nordestina foi rico em água e saturado em temperaturas acima do *solidus*.

Os resultados de pressão, fO_2 e temperatura *solidus* obtidos neste estudo são consistentes com os experimentos de Schmidt & Thompson (1996). Estes pesquisadores mostraram a importância da fO_2 na estabilidade de epidoto em magmas cálcio-alcalinos saturados em água. Quando a fO_2 é baixa, próxima ao tampão

NNO, o epidoto tem um amplo campo de estabilidade com pressões mínimas de cerca 5 kbar à temperaturas em torno de 660 °C. Estes experimentos e observações de campo (e.g. Hammarstrom & Zen 1992) evidenciaram também que o epidoto magmático e os óxidos de ferro são mutuamente exclusivos. Este comportamento foi também reportado por Sial *et al.* (1999) nos granitóides neoproterozóicos situados na província Borborema, NE do Brasil, com baixos valores de SM (granitóides da série Ilmenita; baixa fO_2). Nestes corpos como sugerido pelos experimentos o epidoto é a principal fase contendo Fe³⁺, enquanto a ocorrência da magnetita é restrita.

Agradecimentos Ao apoio da Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM), Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq, Proc. 521592/97-6) e PRONEX-2003 (FAPESB-CNPq), B.E. Cruz Filho (Proc. 151678/2004-9), H. Conceição (Proc. 550483/2002-0) e M.L.S. Rosa (Proc. 381651/2004-5) e são pesquisadores CNPq. D.C. Rios é pesquisadora do PRODOC/FAPESB (Proc. 76/2002). Ao Dr. Sílvia Roberto Farias Vlach e ao Sr. Marcus Mansueto pela disponibilidade do Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da USP para os trabalhos de química mineral. Aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito. Esta é a contribuição de nº 200 do Laboratório de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral da UFBA.

Referências

- Abbott Jr R.N. 1985. Muscovite-bearing granites in the AFM liquidus projection. *Can. Min.*, **23**:553-561.
- Abbott Jr. R.N. & Clarke D.B. 1979. Hypothetical liquidus relationships in the subsystem Al₂O₃-FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for a (H₂O) = 1. *Can. Min.*, **17**:549-560.
- Abdel-Rahman A.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *J. Petrol.*, **35**:525-541.
- Almeida F.F. M., Brito Neves B.B., Carneiro C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Ear. Sci. Rev.*, **50**:77-111.
- Alves da Silva F.C. 1994. *Étude structural du "Greenstone Belt" Paleoproterozoïque du Rio Itapicuru (Bahia, Brésil)*. Thèse Doc., Université d'Orléans, França, 307 p.
- Anderson J.L. & Smith D.R. 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *Am. Mineral.*, **80**:549-559.
- Barker F. 1979. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: F. Barker (ed.) *Trondhjemites, dacites, and related rocks*. Amsterdam, Elsevier, pp.:1-12.
- Conceição H. 1990. *Pétrologie du massif syénitique d'Itiúba: contribution à l'étude minéralogique des roches alcalines dans l'État de Bahia (Brésil)*. Thèse Doct, Université Paris-Sud, Centre d'Orsay-France. 395p.
- Cruz Filho B.E., Conceição H., Rios D.C., Silva Rosa M.L., Marinho M.M. 2003. Geologia, Petrografia e Litogeoquímica do Batólito Trondhjêmico Nordestina, Núcleo Serrinha, Nordeste da Bahia-Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **33**:175-186.
- Cruz Filho B.E. 2004. *Magmatismo Trondhjêmico Paleoproterozóico No Núcleo Serrinha (Leste Da Bahia): Batólito Nordestina*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 144 p.
- Cruz Filho B.E., Conceição H., Rios D.C., Silva Rosa M.L., Macambira M.J.B., Marinho M.M. 2005. Geocronologia e assinatura isotópica (Rb-Sr e Sm-Nd) do Batólito Trondhjêmico Nordestina, Núcleo Serrinha, Nordeste do Estado da Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, (neste fascículo).
- De Albuquerque C.A.R. 1973. Geochemistry of biotites from granitic rocks, northern Portugal. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, **37**: 1779-1802.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. *Rock-forming minerals*. 2ª Ed. Longmans, London, 696 p.
- Dymek R.F. 1983. Titanium, aluminium and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *Am. Mineral.*, **68**:880-899.
- Droop G.T.R. 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineral. Magaz.*, **51**:431-435.
- Evans B.W. & Vance J.A. 1987. Epidote phenocrysts in dacitic dikes, Boulder County, Colorado. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**: 178-185.
- Foster M.D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper*, **354**:1-49.
- Hammarstrom J.M. & Zen E.A. 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.*, **71**:1297-1313.
- Hammarstrom J.M. & Zen E. 1992. Petrological characteristics of magmatic epidote-bearing granites of the western cordillera of America (abs.). *Trans. Royal Soc. of Edinburgh: Ear. Sci.*, **83**:490-491.
- Harrison T.M. & Watson E.B. 1984. The behavior of apatite during crystal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. *Geoch. et Cosm. Acta*, **48**:1467-1477.

- Holland T.J.B. & Blundy J.D. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**:433-447
- Hollister L.S., Grisson G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Mineral.*, **72**:231-239.
- Ishihara S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Min. Geol.*, **27**:293-305.
- Ishihara S. 1981. The granitoid series and mineralization. In: Skinner B.J. (ed) *Economic Geology Seventy-fifth Anniversary-volume*. Lancaster. Econ. Geol., pp.: 458-484.
- Johannes W. & Holtz F. 1996. *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks*. Springer, Berlin, 335 pp.
- Johnson M.C. & Rutherford M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**:837-841.
- Johnston A.D. & Wyllie P.J. 1988. Constraints on the origin of Archean trondhjemites based on phase relationships of Nuk gneiss with H₂O at 15 kbar. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **100**:35-46.
- Leake B.E., Woolley 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., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.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. *Am. Mineral.*, **82**:1019-1037.
- Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova J., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmidt R., Sørensen H., Woolley A.R. 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the systematics of igneous rocks*. Cambridge University Press, Cambridge, 252 pp.
- Liou J.G. 1973. Synthesis and stability relations of epidote, Ca₂Al₂FeSiO₃O₁₂(OH). *J. Petrol.*, **14**:381-413.
- Mascarenhas J.F. 1979. Evolução geotectônica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia. In: H.A.V. Inda (ed.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Textos Básicos 2. Salvador-BA, SME/com, pp.:57-165.
- Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.M., Carron J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **301**:813-818.
- Nachit H. 1986. *Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques*, Tese de doutoramento, Université de Bretagne Occidentale, 181 pg.
- Naney M.T. 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Am. Jour. Sci.*, **283**:993-1033.
- Nascimento H.S. 2004. *Étude Géologique, Magnétique et Paleomagnétique des Granitoïdes du Bloc Serrinha (Craton de São Francisco, Bahia, Brésil)*. Thèse Doc., Université de Toulouse III, France, et Université Fédérale Bahia, Brésil, 176 p.
- Nascimento H. S., Bouchez J. L., Nédélec A., Sabaté P. 2004. Evidence of an early NS magmatic event in the Paleoproterozoic Teofilândia granitoids (São Francisco Craton, Brazil): a combined microstructural and magnetic fabric study. *Prec. Res.*, **134**: 41-59.
- O'Connor J.I. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **525**: B:79-84.
- Plá Cid J., Rios D.C., Conceição H. 2004. Mafic minerals and geochemical aspects of mica-amphibole bearing lamprophyres associated to the Paleoproterozoic Morro do Afonso syenitic intrusion, Bahia, northeastern Brazil. *J. S. Am. Ear. Sci.*, (no prelo).
- Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F. 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Prec. Res.*, **51**:1-25.
- Rapp R.P. & Watson E.B. 1995. Dehydration melting of metabasalts at 8–32 kbars: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol.*, **36**:891-931.
- Rieder M., Cavazzini G., D'Yakonov Y. S., Frank-Kamenetskii V. A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P. V., Muller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E. W., Robert J-L, Sassi F. P., Takeda H., Weiss Z., Wones D. R. 1998. Nomenclature of the Micas. *Can. Mineral.*, **36**:905-912.
- Rios D.C., Conceição H., Macambira M.J.B., Burgos C.M.G., Peixoto A.A., Cruz Filho B.E., Oliveira L.L., Lisboa M.P. 1998. Granitogênese da Parte Meridional-Oriental do Núcleo Serrinha: Idade, Petrografia e Geoquímica. In: H. Conceição, M.J.M. Cruz, H.J.S. Sá, P. Sabaté (eds.) *Contribuição ao Estudo dos Granitos e Rochas Correlatas*. Publicação Especial da Sociedade Brasileira de Geologia. Salvador-BA, Núcleo Bahia-Sergipe, 5:91-113.
- Rios D.C., Conceição H., Davis D.W., Rosa M.L.S., Macambira M.J.B., Dickin A.P. 2003. A new proposal for the subdivision of granitic rocks at Serrinha nucleus, Bahia, Brazil, based on U-Pb and Pb-Pb geochronological and litho-geochemical data. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, CBPM-IRD, Salvador, *Short Papers*, vol. 1, pp. 264-267.
- Schmidt M.W. 1992. Amphibole composition in tonalites as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**:304-310.
- Schmidt M.W. & Thompson A.B. 1996. Epidote in calc-alkaline magmas: an experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in Magmatic evolution. *Am. Mineral.*, **81**:424-474.
- Schmidt M. W. & Poli S. 2004. Magmatic Epidote. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **56**(1): 399 - 430.
- Sial A.N, Toselli A.J, Saavedra J, Parada M.A, Ferreira V.P.1999. Emplacement, petrological and magnetic susceptibility characteristics of diverse magmatic epidote-bearing granitoid rocks in Brazil, Argentina and Chile. *Lithos*, **46**:367-392.
- Silva M.G. 1996. Síntese e interpretação dos dados geocronológicos do terreno granito-greenstone do rio Itapicuru (BA). In: SBG, Congr. Bras. Geol., Salvador-BA, 39, *Anais* 6: 544-547.
- Speer J.A. 1984. Micas in igneous rocks. In: Bailey, S. W. (ed.), *Micas. Reviews in Mineralogy*, **13**, pp.: 299-356.
- Takahashi M., Aramaki S., Ishihara S. 1980. Magnetite series/ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids. *Min. Geol. Spec. Issue*, **8**: 13-28.
- Watson E.B. & Harrison T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **64**:295-304.
- Zen E. & Hammarstron J.M. 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*, **12**:515-518.

Manuscrito A-1616

Recebido em 18 de julho de 2005

Revisão dos autores em 10 de dezembro de 2005

Revisão aceita em 20 de dezembro de 2005