

# GEOCRONOLOGIA E ASSINATURA ISOTÓPICA (Rb-Sr e Sm-Nd) DO BATÓLITO TRONDHJEMÍTICO NORDESTINA, NÚCLEO SERRINHA, NORDESTE DO ESTADO DA BAHIA

**BASÍLIO E. CRUZ FILHO<sup>1,2</sup>, HERBET CONCEIÇÃO<sup>1,2</sup>, MARIA DE LOURDES DA SILVA ROSA<sup>1,2,3</sup>, DÉBORA CORREIA RIOS<sup>1,2,4</sup>, MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA<sup>5</sup> & MOACYR MOURA MARINHO<sup>2,6</sup>**

**Resumo** O Batólito Trondhjemítico Nordestina (BTN) é um corpo com 720 km<sup>2</sup> alongado segundo NS, situado na região centro-sul do Núcleo Serrinha, leste do Estado de Bahia. A intrusão se situa na interface tectônica entre os terrenos gnáissico-migmatíticos arqueanos e as unidades vulcanossedimentares paleoproterozóicas do *Greenstone Belt* Rio Itapicuru. Dados de campo e estruturais mostram padrões de deformação típicos de interferência entre colocação plutônica e tectônica transpressional, provavelmente induzida pelo evento compressional NW-SE que conduziu ao fechamento da bacia do Itapicuru. Determinação geocronológica pelo método de evaporação Pb/Pb em monozircão forneceu idade de 2155±9 Ma para a colocação/cristalização do BTN. Dados geoquímicos, como conteúdos altos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e baixos de Y e de Yb<sub>N</sub>, e altas razões de Sr/Y e (La/Yb)<sub>N</sub>, sugerem que o BTN resultou da fusão parcial de metabasalto, com granada e hornblenda no resíduo. Resultados isotópicos Sr e Nd mostram 0,7012 < <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr inicial<sub>(2155)</sub> < 0,7016, 0,39 < ε<sub>Nd(2155)</sub> < 1,99 e idades modelos T<sub>DM</sub> em torno de 2,2 Ga. Estes resultados permitem interpretar as rochas do BTN como derivadas a partir da fusão parcial de uma fonte toleíítica paleoproterozóica com curta residência crustal.

*Palavras-chave:* Núcleo Serrinha, Batólito Trondhjemítico Nordestina, geocronologia, geoquímica isotópica

**Abstract** *GEOCHRONOLOGY AND ISOTOPIC SIGNATURE (Rb-Sr and Sm-Nd) OF NORDESTINA TRONDHJEMITIC BATHOLITH, SERRINHA NUCLEUS, NORTHEAST BAHIA STATE* The Nordestina Trondhjemitic Batholith (BTN) is a N-S elongated igneous body, with an exposed area of 720 km<sup>2</sup>, located in the central-southern region of the Serrinha Nucleus, northeastern of the Bahia State. It intrudes the gneissic-migmatitic Archaean basement and the Paleoproterozoic volcano sedimentary sequences of the Rio Itapicuru Greenstone Belt. Structural and field studies show deformation patterns typical of interference between pluton emplacement and transpressional tectonics like the one induced by the NW-SE compression which led to the closure of the Itapicuru basin. Geochronological determination using the Pb/Pb single-zircon evaporation method yielded an age of 2155±9 Ma for the emplacement/crystallization of the BTN. Geochemical data (e.g. high-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, low Y and Yb<sub>N</sub> contents and high Sr/Y and (La/Yb)<sub>N</sub> ratios) suggested that the BTN resulted from partial melt of metabasalt, leaving garnet and hornblende as a residue. Sr-Nd isotopic data show 0.7012 < initial<sub>(2155)</sub><sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr < 0.7016, 0.39 < ε<sub>Nd(2155)</sub> < 1.99 and T<sub>DM</sub> of 2,2 Ga. These results led to interpret the BTN rocks as derived from partial melting of a Paleoproterozoic tholeiitic juvenile source.

*Keywords:* Serrinha Nucleus, Nordestina Trondhjemitic Batholith, geochronology, isotope geochemistry

**INTRODUÇÃO** O magmatismo da Série Trondhjemítica, também denominada de Série Cálcio-alcálica de baixo-potássio, inclui rochas silicosas e sódicas, e distingue-se da Série Cálcio-Alcálica “normal” pelo aumento em Na<sub>2</sub>O e decréscimo em K<sub>2</sub>O (Barker & Arth 1976). A composição deste magmatismo é predominantemente tonalítico-trondhjemítica, mas inclui granodioritos, e forma a associação ou suíte TTG. Esta associação é um importante componente de muitos terrenos gnáissicos e granito-*greenstone* arqueanos, onde ocorre em maior volume (Condie 1981). Nos períodos pós-arqueanos (< 2,5 Ga) há uma diminuição expressiva do volume de magmas trondhjemíticos, o que sugere fundamental diferença no processo de gênese de magmas félsicos, em decorrência de importantes mudanças nas condições físico-químicas da Terra (e.g. Martin 1999).

A gênese dos magmas trondhjemítico e tonalítico tem sido foco de muitas contribuições recentes na perspectiva de esclarecer os processos de sua geração. Os estudos têm revelado que estes magmas podem se formar pela fusão parcial de toleíitos transformados em anfíbolito a granada ou eclogito (Drummond & Defant

1990, Rapp *et al.* 1991, Wolf & Wyllie 1994, Rapp & Watson 1995). Entretanto, o contexto geodinâmico da origem destes magmas a partir de fusões de protólitos toleííticos é assunto controverso. Duas principais hipóteses têm sido argüidas: [1] fusão parcial de crosta oceânica hidratada subductada (e.g. Drummond & Defant 1990, Martin 1999) ou [2] fusão parcial de material basáltico hidratado na base de crosta espessada magmática ou tectonicamente, ao final de um evento orogênico (e.g. Johnson *et al.* 1997, Smithies 2000). A primeira hipótese baseia-se, principalmente, nas semelhanças composicionais entre rochas félsicas cenozóicas relacionadas à subducção, chamadas adakitós, e associações tonalito, trondhjemito e granodiorito (TTG) arqueanas, indicando que ambas as suítes devem ter fonte e petrogênese semelhantes (Martin 1999, Smithies 2000). Isto é bem exemplificado na cordilheira andina no Chile, onde zonas de subducção modernas reproduzem condições termais elevadas, supostamente similares às reinantes no Paleoarqueano (Defant & Drummond 1990). A segunda hipótese admite que os trondhjemitos fanerozóicos resultam da fusão parcial de material basáltico hidratado na base

1 – Instituto de Geociências, 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 PRODOC-CAPEs-UFBA

4 – Pesquisadora PRODOC/FAPESB

5 - Centro de Geociências, Caixa Postal 1611, Universidade Federal do Pará, CEP 66059, Belém, PA, Brasil (moamac@ufpa.br)

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

de crosta espessada magmática ou tectonicamente (América do Norte - Johnson *et al.* 1997, América do Sul - Artherton *et al.* 1993, e Nova Zelândia - Muir *et al.* 1995).

Recentemente foram identificadas, no leste da Bahia, associações tonalítico-trondhjêmicas paleoproterozóicas [Batólito Trondhjêmico Nordestina, Cruz Filho 2000; maciços de Teofilândia e Barrocas - Rios 2002, Barrueto 2002] relacionadas à Orogênese Transamazônica (2,15-1,90 Ga, Almeida *et al.* 2000). Neste artigo são apresentados e discutidos dados geocronológicos Pb-Pb em monocristais de zircão e isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd do Batólito Trondhjêmico Nordestina (BTN), visando o melhor entendimento dos processos petrogenéticos e geodinâmicos envolvidos no do magmatismo trondhjêmico paleoproterozóico do Cráton do São Francisco.

**GEOLOGIA REGIONAL** O Cráton do São Francisco (CSF) no Estado da Bahia (Fig. 1A), segundo Mascarenhas (1979), consiste de três núcleos arqueanos gnáissico-migmatíticos separados por cinturões móveis que marcam zonas de colisões entre eles durante a Orogênese Transamazônica. O Núcleo Serrinha (NSer), situado no leste do Estado da Bahia (Fig. 1A), é um destes fragmentos de crosta arqueana e teve comportamento relativamente rígido ao cavalgamento a oeste do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá durante a colisão paleoproterozóica (Mascarenhas 1979, Melo *et al.* 1995). A porção centro-sul do NSer (Fig. 1B) compreende gnaisses e migmatitos da fácies anfibolito alto (Inda *et al.* 1976, Rios 2002). Este conjunto, de protólito ígneo predominantemente, possui enclaves gabríticos, associações básico-ultrabásicas e domos granítico-granodioríticas (maciços de Ambrósio, Pedra Alta, Araci) com idades de *ca.* 3,1-2,8 Ga (Rios 2002), e contém subordinadas rochas de protólitos sedimentares (formações manganíferas e cálcio-silicáticas, Melo *et al.* 1995). Estas rochas, reunidas sob a terminologia Complexo Santa Luz (Davison *et al.* 1988), são o embasamento do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (GBRI) e de volumoso magmatismo granítico, ambos de idade paleoproterozóica.

A base do GBRI compreende basaltos toleíticos, localmente com *pillows*, similares aos de assoalhos oceânicos recentes, seguidos de vulcanitos félsicos (andesito, dacito e tufo), com assinaturas geoquímicas semelhantes às de rochas cálcio-alcalinas de margem continental, e sedimentos clásticos no topo (Kishida 1979, Silva 1983). As idades obtidas para o GBRI situam-se entre 2,2 e 2,1 Ga. Os basaltos toleíticos têm idades Pb-Pb e modelo Nd ( $T_{DM}$ ) de 2,2 Ga (Silva 1996). Os andesitos foram datados por meio de U-Pb em zircão em 2.178 ± 23 Ma (Gaal *et al.* 1987) e geraram idades Pb-Pb em rocha total e modelo Nd ( $T_{DM}$ ) de 2,1 Ga (Silva 1996). Silva (1983, 1992), em base a dados petrológicos e geoquímicos de rochas do GBRI sugere que a sua formação ocorreu em ambiente transicional arco/back-arc. Ressalte-se que a coincidência entre as idades Pb-Pb e as idades modelos Nd obtidas em rochas vulcânicas do GBRI (entre 2,1 e 2,2 Ga), com valores positivos de *epsilon* neodímio (entre +2 e +4), apontam para um dos raros exemplos de acreção crustal de caráter juvenil no Transamazônico no Cráton do São Francisco.

Rios (2002) e Rios *et al.* (2003), a partir de idades Pb-Pb e U-Pb em cristais de zircão, análises geoquímicas e dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd, subdividem o magmatismo paleoproterozóico do NSer em dois conjuntos (Fig. 1B): maciços cálcio-alcalinos (2,16-2,12 Ga) e maciços alcalinos (2,10-2,07 Ga). O magmatismo cálcio-alcalino paleoproterozóico é representado por oito corpos mais expressivos (Eficéas, Lagoa dos Bois, Nordestina, Quinjingue, Barrocas, Teofilândia, Trilhado e Cipó; Fig. 1B), e diversos corpos

satélites menores. Eles são intrusivos tanto rochas gnáissico-migmatíticas do embasamento do NSer, quanto terrenos vulcanosedimentares do GBRI onde desenvolvem metamorfismo de contato de fácies anfibolito (Conceição & Otero 1996). São predominantemente corpos alongados segundo NW-SE e possuem orientação interna concordante com as estruturas tectônicas mais jovens das rochas hospedeiras. Suas composições são, em geral, tonalítico-granodiorítica a granítico-granodiorítica (Rios 2002). Apre-

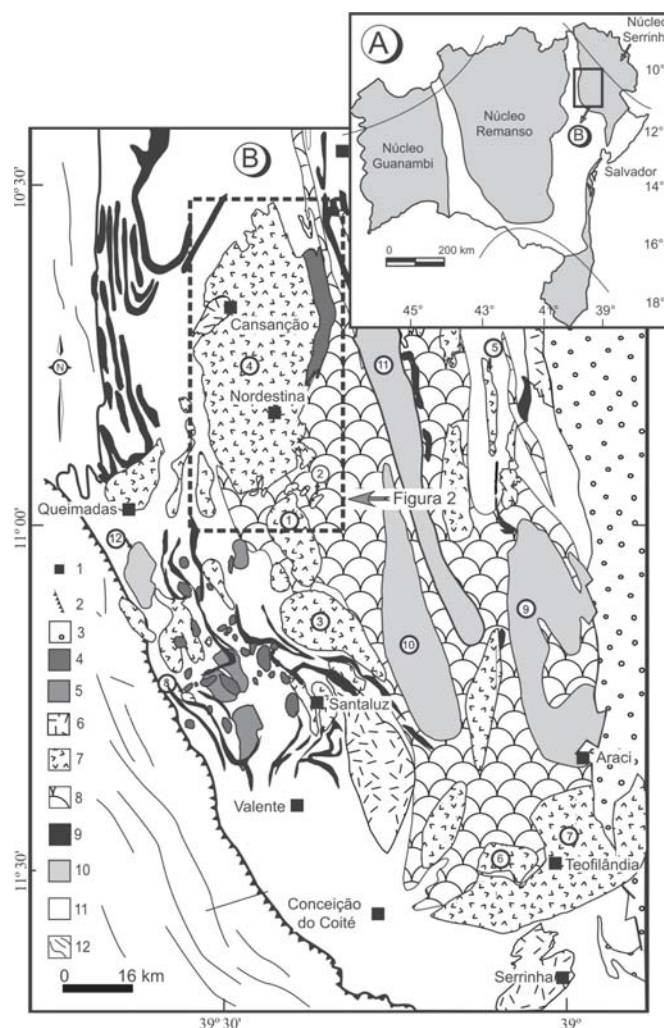


Figura 1. (A) Estruturação dos terrenos do embasamento do Cráton São Francisco no Estado da Bahia para o período Paleoproterozóico [Mascarenhas (1979) com limites modificados por Conceição (1990)]. (B) Mapa geológico simplificado do setor centro-sul do NSer apresentando a proposta de sucessão estratigráfica de Rios (2002) para a granitogênese. Legenda: 1. Cidades; 2. Falhas de empurrão; 3. Coberturas; 4. Granitos potássicos peraluminosos; 5. Sienitos potássicos associados a lamprófiro 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. Magmatismo Archaico; [9. Araci, 10. Ambrósio, 11. Pedra Alta, 12. Requeijão]; 9. GBRI; 10. Anfibolitos; 11. Embasamento gnáissico-migmatítico; 12. Cinturão Móvel Salvador-Curaçá.

sentam bordas gnáissificadas ricas em enclaves e filões (Matos & Conceição 1993), que evoluem para núcleos isotrópicos. Esta estruturação é interpretada como resultado de colocação sincrônica ao fechamento da Bacia Itapicuru (Matos & Conceição 1993, Alves da Silva 1994, Rios *et al.* 1998). Os dados geoquímicos disponíveis sobre este magmatismo revelaram natureza cálcio-alkalina e apontam a existência de duas suítes distintas, uma com assinatura trondhjemítica (cálcio-alkalina de baixo-K) representada pelos maciços de Nordeste, Teofilândia e Barrocas e, outra, cálcio-alkalina normal (ou de médio-K) constituída pelos maciços de Eficás, Lagoa dos Bois, Quinjingue, Trilhado e Cipó (Rios 2002).

O magmatismo alcalino é representado por vários maciços localizados, sobretudo na porção SW do NSer. São constituídos por rochas predominantemente isotrópicas e as foliações magmáticas, quando presente, truncam as estruturas das rochas do embasamento granito-gnáissico, sendo por isso classificados como intrusões tardias a pós-tectônicas (Rios *et al.* 1998). Este plutonismo é constituído por sienitos potássicos associados a lamprófiros ultrapotássicos (2,10-2,08 Ga), monzonitos shoshoníticos (2,10-2,07 Ga) e granitos potássicos peraluminosos (~ 2,07 Ga) que representam a expressão final do magmatismo no NSer (Rios 2002).

Devido à deformação que afetou o embasamento (Complexo Santa Luz) e o GBRI, as relações entre ambos não são, até o presente, bem compreendidas (Melo *et al.* 1995). Devido a isto, há interpretações divergentes sobre a evolução do GBRI. Silva (1992 e 1996), a partir de dados petrológicos e isotópicos, propõe que os basaltos toleíticos (2,2 Ga) do GBRI foram gerados em back-arc ensialico associado a uma margem continental ativa localizada a oeste do GBRI, com subducção de placa oceânica para leste, que terminou com a colisão do arco magmático com o NSer durante a Orogênese Transamazônica (2,2-2,0 Ga). A autora advoga a existência do arco de margem continental ativa devido à presença do vulcanismo (andesitos e riódacitos) e plutonismo félsico cálcio-alkalino paleoproterozóico (2,16-2,13 Ga) geoquimicamente correlacionáveis entre si e interpretados como resultantes de fusão da placa oceânica subductante. Em contraste, Alves da Silva (1994) defende que a formação da bacia do GBRI ocorreu a partir de 2,3 Ga por “*underplating* magmático” na base de crosta continental arqueana delgada que resultou no rifteamento intracratônico e na geração de incipiente e estreita faixa de crosta oceânica. Esta bacia foi posteriormente fechada, em resposta à compressão NW-SE, com subducção de crosta oceânica oblíqua para NW, em dois eventos sucessivos, D1 e D2, e colocação de granitos, provavelmente gerados a partir desse fechamento.

**BATÓLITO TRONDHJEMÍTICO NORDESTINA** O Batólito Trondhjemítico Nordeste (BTN, 720 km<sup>2</sup>) se situa na porção central do NSer, limite entre os terrenos gnáissico-migmatíticos arqueanos do Complexo Santa Luz (a norte e oeste) e rochas metavulcânicas básicas paleoproterozóicas do GBRI (a leste e sul; Figs. 1B e 2). As rochas do BTN são cinza e isotrópicas na parte central, e com feições gnáissicas em direção às bordas. Com base em dados de campo, duas fácies distintas foram reconhecidas e mapeadas, uma com textura fanerítica média (FFM), e outra com textura porfirítica (FP), limitada à sua porção central (Fig. 2). A FP difere da FFM pelo aumento do tamanho e do volume de fenocristais de plagioclásio. Diques trondhjemíticos e graníticos ocorrem de forma subordinada no batólito. A parte sul do BTN é caracterizada pela abundância de rochas máficas, ora como enclaves microgranulares elipsoidais e ora como diques sinplutônicos, ambos orientados segundo a sua foliação magmática.

As rochas do BTN são constituídas por cristais de oligoclásio zonados, quartzo e biotita, subordinadamente K-feldspato e hornblenda. Dados petrográficos revelam que a razão microclina/plagioclásio aumenta das bordas para o centro do batólito, interpretado como reflexo do sentido da diferenciação magmática (Cruz Filho 2000). Apatita, zircão, allanita e titanita, são acessórios e minerais opacos são ausentes. Minerais secundários são ocasionais e compreendem, em algumas amostras, clorita, epídoto e mica branca. As relações texturais evidenciaram a seguinte ordem de cristalização: (zircão, apatita) → oligoclásio → (anfíbólio, mica) → quartzo → feldspato alcalino. Posteriormente, ocorreram processos de substituição da mineralogia-*liquidus*, com a formação de titanita, mica branca, epídoto e clorita.

Segundo a nomenclatura de Le Maître *et al.* (2002) as rochas do BTN são trondhjemitos (tonalitos com índice de cor <10%). As rochas máficas são petrograficamente dioritos mesocráticos a melanocráticos com termos leucocráticos subordinados.

As análises químicas de amostras félsicas do BTN (Cruz Filho *et al.* 2003) revelaram estreita variação nos conteúdos de SiO<sub>2</sub> (68,8-72,7%), baixos conteúdos em Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* + MgO + MnO + TiO<sub>2</sub>, em geral <4,5%, e baixo Mg# (0,28-0,48), traduzindo o alto grau de fracionamento das rochas do batólito. São metaluminosas a levemente peraluminosas (A/CNK <1,1), com teores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 15 e 18%, e, segundo a classificação de Barker & Arth (1976), pertencem ao grupo dos trondhjemitos de alto-Al (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> >15% para SiO<sub>2</sub> ≅70%). No diagrama An-Ab-Or coincidem com o campo dos trondhjemitos (Fig. 3A), e, no diagrama catiônico K-Na-Ca (Fig. 3B), se disseminam na extremidade mais evoluída do *trend* trondhjemítico, sem mostrar afinidade com o *trend* cálcio-alkalino.

Enclaves e diques máficos revelaram afinidade geoquímica com a série toleítica, e os diques félsicos têm assinaturas trondhjemítica (Figs. 3A e 3B) e cálcio-alkalina.

Em diagramas binários, as rochas do centro do batólito (FP) tendem a ser mais ricas em K<sub>2</sub>O, Rb, Sr e Ba, e mais pobres no somatório MgO+MnO+TiO<sub>2</sub>+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Cruz Filho *et al.* (2003) interpretam este comportamento como resultado da diferenciação magmática.

As rochas do BTN exibem moderados a altos conteúdos de Sr (368-820 ppm), Ba (350-1043 ppm), baixas razões Rb/Sr (<0,15), altas de Sr/Y (>80) e baixos teores de elementos de transição (Cr <41 ppm, V <34 ppm, Ni <33 ppm, Co <10 ppm) e dos HFSE (Zr =124-199 ppm, Y <8 ppm). Em diagrama multielementar, normalizado pelo manto primitivo, mostram um padrão bastante regular, destacando-se as fortes anomalias positivas de Sr e Zr e negativas de P e Ti (Cruz Filho 2004). Estes padrões se assemelham aos de TTGs arqueanos de alto-Al, exceto pelas anomalias positivas de Sr, mais comuns nos adakitos (Smithies 2000).

Os padrões de elementos terra raras (ETR), normalizados pelo condrito, mostram enriquecimento em ETR leves (La<sub>N</sub>=16,49-72) e depleção em ETR pesadas (Yb<sub>N</sub>=0,62-2,0). Eles exibem fracas a moderadas anomalias positivas em Eu (Eu/Eu\* = 1,06-1,51). Os espectros de ETR apresentam geometrias muito próximas, sendo que os padrões das rochas da FP posicionam-se dentro do envelope das rochas da FFM. Esta semelhança entre as curvas encontradas para as diferentes amostras é interpretada como indicativo de comagmaticidade entre as fácies petrográficas. Em diagrama (La/Yb)<sub>N</sub> versus Yb<sub>N</sub> de Martin (1994), as rochas trondhjemíticas do BTN alocam-se no campo definido para os trondhjemitos arqueanos (La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> =15-73; Cruz Filho *et al.* 2003), isto indica que as condições de geração do magma parental paleoproterozóico do BTN foram análogas às dos magmas



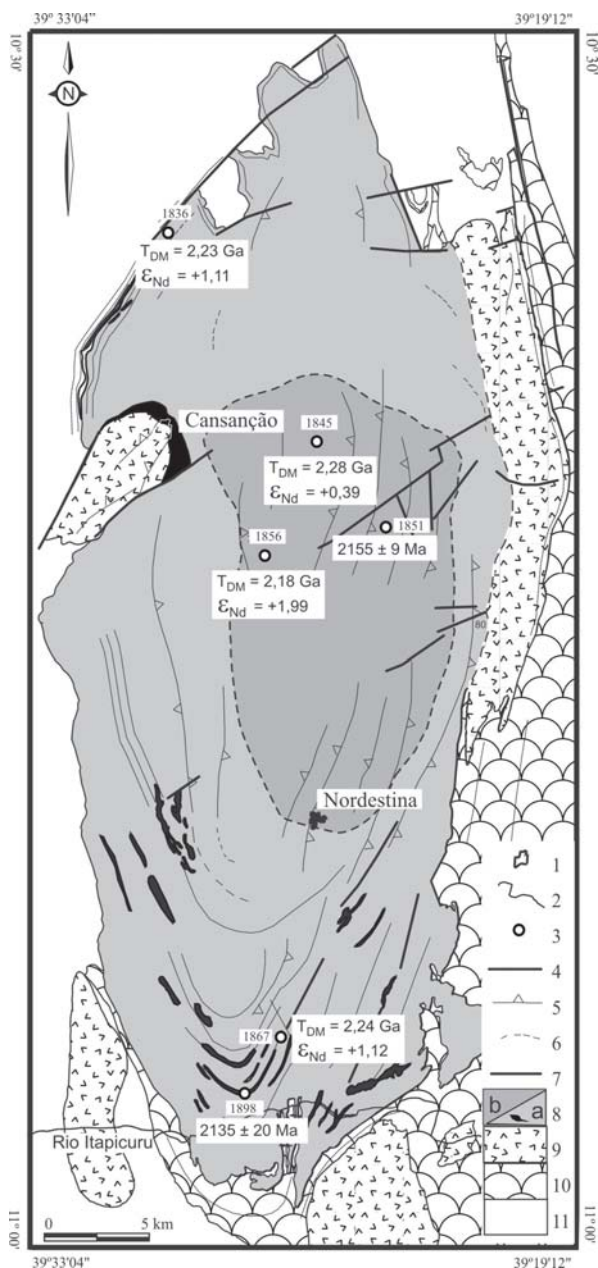


Figura 2 - Mapa geológico simplificado do Batólito Trondhjemitico Nordestina mostrando a localização das amostras. Legenda: 1. Cidades; 2. Rios; 3. Amostras com resultados isotópicos; 4. Falhas e Fraturas; 5. Foliações; 6. Foliação Inferida; 7. Contato inferido; 8. Corpo estudado: (a) Fácies Fanerítica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

arqueanos.

Os modelamentos petrogenéticos efetuados permitiram explicar a formação dos trondhjemitos porfíricos do centro do batólito a partir da cristalização fracionada [(1-F) < 17%] de plagioclásio, hornblenda, magnetita e ilmenita, com pequenas quantias de allanita, zircão e apatita, a partir de líquidos trondhjemiticos com composições similares às das rochas das bordas do corpo (Cruz

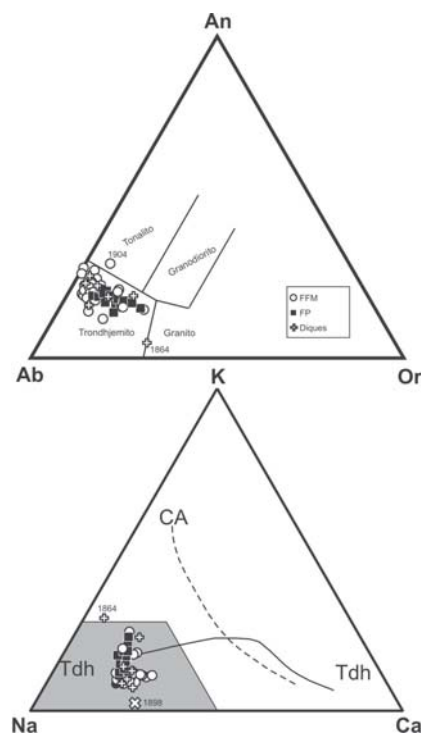


Figura 3. (A) Triângulo normativo An-Ab-Or (O'Connor 1965), com campos de Barker (1979), aplicado às rochas do Batólito Trondhjemitico Nordestina. (B) Triângulo catiônico K-Na-Ca segundo Barker & Arth (1976). A área em cinza representa o campo dos TTGs arqueanos (Tdh; Martin 1994). CA = linha cálcio-alcalina e Tdh = linha trondhjemitica clássica. Os símbolos são os mesmos da figura 3A.

Filho *et al.* 2003).

As rochas do BTN exibem composições químicas [altos conteúdos de Al (= 15%) e Sr (> 300 ppm), associados aos elevados valores de Sr/Y (> 40) e (La/Yb)<sub>N</sub> (> 12)] similares às de magmas derivados de fusões de placa oceânica sob condições eclogíticas como apontado por Drummond & Defant (1990) ou, mais geralmente, conforme Rapp & Watson (1995) de fusões de protólitos máficos com presença de resíduo com granada e anfibólio/clinopiroxênio, mas nenhum plagioclásio, refletindo portanto condições de altas pressões.

#### PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS Geocronologia Pb-Pb em Monocristais de Zircão

Dois amostras (1851 e 1898) do BTN foram datadas pelo método de evaporação de Pb em monozircão (Köber 1986). Os concentrados de zircões foram obtidos usando as técnicas convencionais de moagem e separação mineral (bateria mecânica, separador magnético e líquidos densos) no Laboratório de Separação de Minerais do Instituto de Geociências da UFBA.

Os cristais de zircão foram escolhidos da fração menos magnética e carregados em um filamento de Rênio em forma de canoa. As análises de evaporação de Pb em monozircão foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (PARÁ-ISO) por ionização termal em um espectrômetro de massa de marca Finnigan MAT 262, utilizando-se do sistema detector de contagem de íons para os isótopos <sup>204</sup>Pb, <sup>206</sup>Pb, <sup>207</sup>Pb e <sup>208</sup>Pb, que permite medidas precisas para baixas razões <sup>206</sup>Pb/

$^{204}\text{Pb}$ . As calibrações foram feitas usando o padrão NBS 983. A média das idades foi calculada segundo Gaudette *et al.* (1998). Elas foram calculadas com precisão de  $2\sigma$  ( $\pm 95\%$  de precisão). Cada grão foi analisado em diferentes etapas de temperatura (1450 °C, 1500°C e 1550 °C). Todas as idades foram calculadas usando as constantes de decaimento e abundâncias isotópicas listadas por Steiger & Jäger (1977).

**Diluição Isotópica de Rb-Sr e Sm-Nd** Os conteúdos e composições isotópicas de Rb-Sr e de Sm-Nd para as rochas do BTN (quatro amostras de biotita-trondhjemitos) foram igualmente obtidas no PARÁ-ISO por técnicas de diluição isotópica que se encontram descritas em detalhe em Cruz Filho (2004). As medidas dos conteúdos e razões isotópicas do Sr e do Nd foram obtidas com um espectrômetro de massa, modelo Finnigan MAT 262, por ionização termal, com sistemas de coletores simples e múltiplos. As razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  foram normalizadas pelos valores de  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$  e  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$  e, posteriormente, ajustadas pelos padrões NBS987 e La Jolla, respectivamente. Durante o período de aquisição de dados, o padrão NBS987 forneceu  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710226 \pm 0,000024$  [ $n=3$ ;  $2\sigma$ ], enquanto o padrão La Jolla forneceu  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511835 \pm 0,000035$  [ $n=3$ ;  $2\sigma$ ]. A precisão das leituras, tanto para a razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , quanto para razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  das amostras foi de 1 sigma, ou seja, nível de confiança de 65%. As constantes de decaimento usadas nos cálculos de idades e demais parâmetros geoquímicos são aquelas recomendadas por Steiger & Jäger (1977),  $^{87}\text{Rb} = 0,0142 \text{ Ga}^{-1}$ , e Lugmair & Marti (1978),  $^{147}\text{Sm} = 0,00654 \text{ Ga}^{-1}$ .

As idades modelo Nd para o manto empobrecido ( $T_{\text{DM}}$ ) são consideradas como representantes do tempo a partir do qual os materiais do manto superior foram segregados para a crosta. As amostras trondhjemíticas do BTN tiveram o cálculo de idade  $T_{\text{DM}}$  segundo o modelo de estágio único, uma vez que apresentaram de valores  $f_{\text{Sm/Nd}}$  entre -0,42 a -0,50, que segundo Sato & Siga Junior (2000) indicam pouco ou nenhum fracionamento de Sm/Nd durante a gênese deste magma.

**RESULTADOS Geocronologia Pb-Pb em Monocristais de Zircão** Com a finalidade de se estabelecer a idade do BTN e a das injeções tardias foram analisadas duas amostras (1851 e 1898).

A amostra 1851 é biotita-trondhjemito e a 1898 uma injeção trondhjemítica que transecta um dique diorítico sin-plutônico (Fig. 2). A amostra 1851 foi coletada na vila de Sítio das Flores na parte central do BTN e tem coordenada UTM: 455893 e 8816834. Ela exibe textura fanerítica média com presença de fenocristais de plagioclásio de até 4 cm. Contém 60% de oligoclásio, 30% de quartzo, 4% de biotita, 5% de microclina e 1% de minerais acessórios (titanita, apatita e zircão). Os cristais de zircão desta amostra possuem cor castanho mel, são subédricos a euédricos, translúcidos a transparentes mostrando uma combinação simples de prisma e pirâmide, com predomínio dos tipos alongados (comprimento/largura 3:1) e, subordinadamente, de tipos curtos (comprimento/largura 2:1). O tamanho destes cristais varia de 150 a 300  $\mu\text{m}$ . Verifica-se em alguns deles a presença de um zoneamento cíclico estreito e inclusões de cristais prismáticos (apatita?). Microfraturas ou bordas translúcidas indicativas da alteração metamórfica incipiente foram observadas em alguns cristais. Nove dos melhores grãos foram selecionados para serem estudados. Três deles não forneceram chumbo suficiente para análise. Dentre os seis cristais de zircão analisados apenas quatro apresentaram bons resultados analíticos, todos obtidos durante a primeira etapa de aquecimento

(1450 °C), fornecendo idades muito próximas umas das outras entre 2,14 e 2,16 Ga (Tabela 1). Estes quatro cristais analisados forneceram 106 razões isotópicas que foram usadas para calcular uma idade média de  $2,155 \pm 9 \text{ Ma}$  (MSWD = 3,3; Fig. 4A), que é considerada a idade mínima de cristalização da parte central de BTN (Fig. 2).

A amostra 1898 corresponde a uma injeção trondhjemítica que trunca um dique sinplutônico máfico situado na borda sul do BTN, tem coordenada UTM: 450118 e 8790884. A rocha desta amostra apresenta textura fanerítica média, sendo constituídas por oligoclásio e quartzo, tendo como silicato ferromagnésiano a hornblenda (< 10% em volume modal). O concentrado de zircão obtido exibiu cristais subédricos a euédricos, alongados no geral, translúcidos a transparentes, de coloração castanho mel, com alguns cristais apresentando núcleos internos e outros com partes esbranquiçadas, provavelmente como resultado dos efeitos de metamictização. Nove dos melhores cristais foram selecionados para análise. Destes, oito forneceram chumbo suficiente para análise (Tabela 1). Estes forneceram resultados relativamente dispersos (Tabela 1) caracterizados por: (i) idades mais antigas próximas a 2,15 Ga [segunda etapa de aquecimento (1500 °C) do zircão 2] e 2,16 Ga [primeira etapa de aquecimento (1450 °C) do zircão 7]; (ii) idades intermediárias entre 2,10 e 2,12 Ga fornecidas em duas etapas sucessivas de aquecimento (1450 °C e 1500 °C) para o zircão 8, e para uma única etapa de aquecimento (1450 °C) para os zircões 6 e 9; e (iii) idades jovens próximas a 2,0 Ga e 2,05 Ga foram fornecidas pelos zircões 1, 3 e 5 em uma única etapa de aquecimento (1450 °C) e pelo zircão 2 na primeira etapa de aquecimento. A perda de chumbo radiogênico pode ser considerada como uma explicação plausível para essas idades jovens. Diante disto, uma idade média de cristalização de  $2135 \pm 25 \text{ Ma}$  (MSWD = 11,3; Fig. 4B) foi calculada para esta amostra, não levando em conta os resultados obtidos pelos cristais que forneceram as idades mais jovens.

**Geoquímica Isotópica** Quatro amostras representativas do BTN (FFM: 1836, 1867; FP: 1845, 1856) foram selecionadas para estudo isotópico pelos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd. As razões iniciais de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $I_{\text{Sr}}$ ) e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ( $I_{\text{Nd}}$ ), e os valores de epsilon estrôncio ( $\epsilon_{\text{Sr}(t)}$ ) e neodímio ( $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ ) foram calculados para 2,155 Ma, idade admitida como a mínima para a cristalização do BTN (Tabela 2).

As amostras do BTN exibem  $I_{\text{Sr}}$  relativamente baixos entre 0,7012 e 0,7016 (com exceção da amostra 1856 que foge deste conjunto de dados por apresentar  $I_{\text{Sr}}$  de 0,7023, sugerindo alguma transformação), valores de  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  positivos (+0,39 a +1,99) e idades  $T_{\text{DM}}$  paleoproterozóicas (2,18 a 2,29 Ga).

No diagrama  $\epsilon_{\text{Sr}(t)}$  x  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  (Fig. 5) as amostras do BTN situam-se no segundo quadrante e dentro do *trend* do *Mantle Array*, próximas da origem, apontando como protólito o manto empobrecido e sugerindo tempo de residência crustal relativamente curto.

**DISCUSSÕES E CONCLUSÕES** A idade Pb-Pb em monozircão obtida para o Batólito Trondhjemítico Nordestina neste trabalho, de  $2,155 \pm 9 \text{ Ma}$ , é admitida como a idade mínima da cristalização deste magma trondhjemítico. Esta idade está inserida dentro do intervalo de tempo atribuído a formação e fechamento da bacia do Itapicuru (2,2-2,0 Ga).

Os estudos desenvolvidos por Cruz Filho *et al.* (2003), com base em argumentos geológicos, petrográficos e geoquímicos, apontaram para o caráter cogenético entre as rochas do BTN e os diques trondhjemíticos presentes. A obtenção da idade Pb-Pb em monozircão de  $2,135 \pm 20 \text{ Ma}$ , situando-se no intervalo do erro

Tabela 1 - Idades aparentes  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  para cristais de zircão da amostra 1851 e 1898. Incertezas são dadas em  $2\sigma$ . Descrição dos cristais de zircão: Eu = euédrico; Se= subeuédrico; prc = prismático curto ( $c/l = 2$ ); prl = prismático longo ( $c/l = 3$ ); tl = translúcido; tr = transparente; #  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$ , \* etapa não considerada para cálculo da idade; ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ )c= corrigida para contaminação de Pb comum.

Zircão	Descrição	Temp. de Evaporação	Nº de Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ )c	Idade (Ma)
1851/1	Eu,prl,tl	1450	38/38	0,000448	0,07374	0,14069	0,13466	2.160 ± 4
1851/2	Se,prc,tl	*1450	0/40	0,001298	0,15478	0,14384	0,12645	2.051 ± 6
1851/3	Eu,prl,tl	*1450	0/40	0,002540	0,12176	0,16151	0,13060	2.111 ± 31
		*1500	0/40	0,000692	0,08322	0,14566	0,13692	2.189 ± 7
1851/4	Eu, prl, tl	1450	32/32	0,000834	0,09597	0,14464	0,13339	2.143 ± 7
1851/7	Se, prc,tl	1450	32/32	0,000845	0,08917	0,14381	0,13282	2.136 ± 10
1851/8	Eu, prl,tl	1450	4/4	0,000968	0,11601	0,14705	0,13436	2.156 ± 7
			106/226				<b>Média</b>	<b>2.155 ± 9</b>
1898/1	Eu,prl,tr	*1500	0/32	0,000120	0,05868	0,13031	0,12856	2.079 ± 6
1898/2	Se,prl,tr	*1450	0/16	0,000358	0,07086	0,13399	0,12903	2.085 ± 7
		1500	26/26	0,000095	0,09024	0,13534	0,13410	2.153 ± 5
1898/3	Eu,prl,tr	*1450	0/4	0,000146	0,07722	0,12479	0,12284	1.998 ± 11
1898/5	Eu,prl,tr	*1450	0/8	0,000000	0,06651	0,12552	0,12552	2.036 ± 34
1898/6	Eu,prc,tr	1500	40/40	0,000033	0,05088	0,13215	0,13169	2.121 ± 3
1898/7	Se,prl,tr	1450	40/40	0,000174	0,08619	0,13704	0,13465	2.160 ± 3
1898/8	Se,prl,tr	1450	34/34	0,000103	0,06060	0,13161	0,13017	2.101 ± 5
		1500	04/04	0,000163	0,08455	0,13375	0,13161	2.120 ± 13
1898/9	Se,prc,tr	1450	32/32	0,000183	0,08573	0,13363	0,13108	2.113 ± 8
			176/236				<b>Média</b>	<b>2.135 ± 20</b>

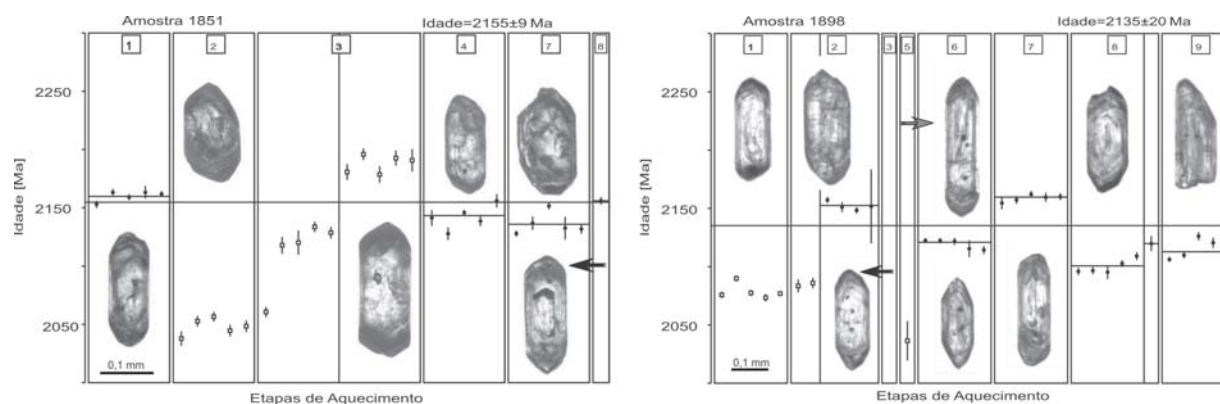


Figura 4 - Diagramas Idade versus Etapa de Aquecimento para cristais de zircão das amostras 1851[A] e 1898[B]. Círculo cheio= bloco de razões isotópicas utilizado para o cálculo da idade; quadrado= bloco eliminado subjetivamente; barra vertical= desvio experimental a  $2\sigma$ ; 1 = número do zircão analisado.

daquela obtida para as rochas do BTN, vem suportar esta hipótese.

Além do Batólito Nordestina, com idade de  $2155 \pm 9$  Ma (Pb-Pb em monozircão), ocorrem também outros corpos de natureza trondhjêmítica no NSer, a saber, os maciços de Barrocas e Teofilândia no sul do NSer com idades de  $2127 \pm 5$  Ma (Pb-Pb em monozircão; Alves da Silva 1994) e  $2130 \pm 5$  Ma (U-Pb em zircão, Mello 2000), respectivamente. Estes dados sugerem que o magmatismo trondhjêmítico no Núcleo Serrinha tenha ocorrido entre  $2127 \pm 5$  Ma e  $2155 \pm 9$  Ma, ou seja, por um período de aproximadamente  $28 \pm 14$  Ma.

De acordo com os dados geoquímicos disponíveis para o BTN,

este batólito é de natureza trondhjêmítica com assinatura de magma gerado a partir da fusão parcial de um protólito máfico sobre condições de alta pressão e temperatura, condições similares às presentes em processo de subducção ou na base de uma crosta inferior espessada. Por outro lado, as características isotópicas do BTN (valores de  $I_{\text{Sr}}$  compatíveis com os do manto superior de mesma idade, valores positivos de  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  e idades  $T_{\text{DM}}$  variando de 2,29 Ga até 2,18) indicam que seus magmas parentais se originaram da fusão parcial do manto empobrecido, ou mais provavelmente, de protólitos máficos paleoproterozóicos com pouco (ou nenhum) tempo de residência crustal (e.g. Martin 1994). Estes dados tornam remota a possibilidade dessas rochas terem origem na crosta infe-



Tabela 2 - Dados de Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total de algumas amostras do Batólito Trondhjemítico Nordestina.

Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	I <sub>Sr</sub>	ε <sub>Sr(t)</sub>	f <sub>(Rb/Sr)</sub>	Sm (ppm)	Nd (ppm)	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	I <sub>Nd</sub>	f <sub>(Sm/Nd)</sub>	T <sub>DM</sub>	ε <sub>Nd(t)</sub>
1836	48,91	458	0,3092	0,71100	0,7014	-7,68	-7,06	1,43	8,83	0,098180	0,511296	0,5099	-0,50	2,23	1,11
1845	47,81	547	0,2530	0,70943	0,7016	-5,18	-6,34	1,25	6,86	0,109890	0,511426	0,5099	-0,44	2,29	0,39
1856	53,67	495	0,3138	0,71208	0,7023	5,74	-6,53	1,22	6,88	0,106780	0,511463	0,5099	-0,46	2,18	1,99
1867	36,66	404	0,2623	0,70937	0,7012	-10,11	-6,09	1,19	6,34	0,113910	0,511520	0,5099	-0,42	2,24	1,12

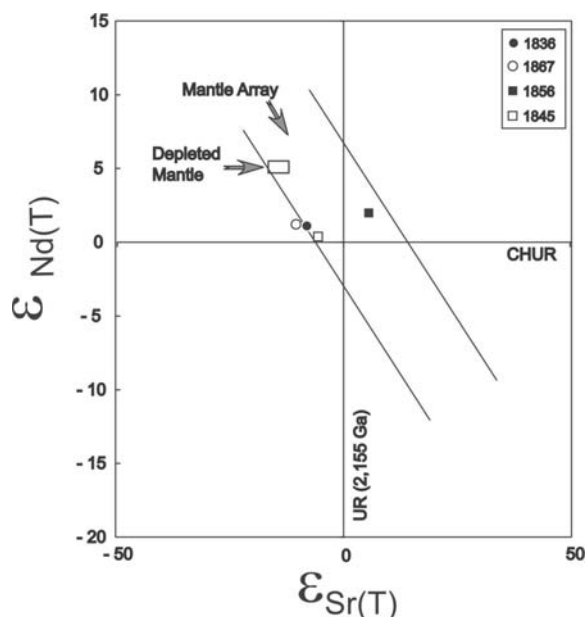


Figura 5 - Correlação Sr-Nd (notação epsilon) para as rochas do BTN. O ε<sub>Sr(t)</sub> e ε<sub>Nd(t)</sub> foram calculados usando os seguintes valores para o Bulk Earth: <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0,7045; <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr = 0,0827; <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0,5122638; <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd=0,1967. DM= Depleted Mantle; CHUR= CHondritic Uniform Reservoir.

rior pré-existente, a não ser que essa crosta tenha se formado imediatamente antes da geração dos granitóides. Estes mesmos dados isotópicos não evidenciaram a presença significativa de processos de assimilação crustal quando da cristalização do Magma Nordestina.

Inventariando os dados isotópicos disponíveis para o magmatismo félsico associado ao GBRI (Rios 2002, Barrueto 2002) constata-se que os maciços de Barrocas e Teofilândia apresentam igualmente assinaturas isotópicas primitivas e idades modelos em torno de T<sub>DM</sub> 2,2. Situação similar é reportada também para lavas e tufo piroclásticos andesíticos cálcio-alcalinos do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru por Silva (1996), que fornecem idades entre T<sub>DM</sub> 2,1 e 2,2 Ga. Neste contexto, caso a hipótese proposta por Alves da Silva (1994) - de que a colocação dos granitos cálcio-alcalinos (no sentido amplo do termo) ocorreu concomitante ao fechamento da bacia do Itapicuru, com subducção de crosta oceânica oblíqua para NW-, seja aceita, ela exige que as rochas básicas toleíticas do GBRI, formadas em 2,2 Ga, sejam a provável fonte dos magmas trondhjemíticos do NSer.

**Agradecimentos** À 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 é bolsista de doutorado do CNPq (Proc. 141210/00-1), D.C. Rios é pesquisadora do PRODOC/FAPESB (Proc. 76/2002) e M.L.S. Rosa (Proc. 381651/2004-5) e H. Conceição (Proc. 550483/2002-0) são pesquisadores CNPq. Aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito. Esta é a contribuição de nº 171 do Laboratório de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral da UFBA.

### Referências

- 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'Orleans, França, 307 p.
- Atherton M.P. & Petford N. 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust, *Nature*, **362**: 144-146.
- Barker F. 1979. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: F. Barker (ed.) *Trondhjemites, dacites, and related rocks*. Amsterdam, Elsevier, pp.:1-12.
- Barker F. & Arth J.G. 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trothjemite-basalt suites. *Geology*, **4**:596-600.
- Barrueto H. R. 2002. *Petrogênese das intrusões graníticas compostas de Teofilândia e Barrocas, Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia, Brasil*. Tese de Doutorado, Universidade Estadual de Campinas, 188 p.
- 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.
- Conceição H. & Otero O.M.F. 1996. *Magmatismo granítico e alcalino no Estado da Bahia: uma epitome ao tema*. Salvador-BA, SGM, 133 pp.
- Condie K.C. 1981. *Archaean Greenstone Belts*. Amsterdam, Elsevier, 434 pp.
- Cruz Filho B.E. 2000. *Batólito Trondhjemítico de Nordestina: Geologia, Petrologia e Litogeoquímica de uma Intrusão Paleoproterozóica*. Dissertação de Mestrado, IG/UFBA, 171 p.
- Cruz Filho B.E., Conceição H., Rios D.C., Silva Rosa M.L., Marinho M.M. 2003. Geologia, Petrografia e Litogeoquímica do Batólito Trondhjemítico Nordestina, Núcleo Serrinha, Nordeste da Bahia-Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **33**:175-186.
- Cruz Filho B.E. 2004. *Magmatismo Trondhjemítico Paleoproterozóico No Núcleo Serrinha (Leste Da Bahia): Batólito Nordestina*. Tese de Doutorado, IG/UFBA, ahia, 144 p.

- Davison I., Teixeira J.B.G., Silva M.G. 1988. The Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil: Structure, and Stratigraphical Outline. *Prec. Res.*, **42**:1-17.
- Drummond M.S. & Defant M.J. 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journ. of Geoph. Res.*, **95**:21503-21521.
- Gaál G., Teixeira J.B.G., Silva M.G., Del Rey J.M.H. 1987. New U-Pb data from granitoids, reflecting Early-Proterozoic crustal evolution in northeast Bahia-Brazil. In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations. Salvador, Bahia, Brazil, 2p.
- Gaudette H.E., Lafon J.M., Macambira M.J.B., Moura C.A.V., Scheller T. 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: Examples from the Precambrian of Brazil. *J. South. Amer. Earth. Sc.*, **11**:351-363.
- Inda H.A.V., Souza A.G., Silva Filho A.A., Pires A.B., Portela A.C.P., Cavendon A.D., Sanchez B.A., Santos E.Z., Pereira F.S., Gonçalves J.C., Braga Neto L.F., Costa M.R.A., Damião R.N., Mossman R., Oliveira V. 1976. *Projeto rochas básicas e ultrabásicas de Euclides da Cunha*. Relatório final. Rio de Janeiro, PROSPEC, SME/BA. 12 volumes.
- Johnson K., Barnes C.G., Miller C.A. 1997. Petrology, geochemistry, and genesis of high-Al tonalite and trondhjemites of the Cornucopia Stock, Blue Mountains, North-eastern Oregon. *J. Petrol.* **38**:1558-1611.
- Kishida A. 1979. *Caracterização Geológica e Geoquímica das Seqüências Vulcano-sedimentares do Médio Rio Itapicuru (Bahia)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 152 p.
- Köber B. 1986. Whole-grain evaporation for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age investigations on single zircons using a double filament thermal ion source. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **93**:482-490.
- 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.
- Lugmair G.W. & Marti K. 1978. Lunar initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **39**:349-357.
- Martin H. 1994. The Archean grey gneisses and the genesis of the continental crust. In: K.C. Condie (ed.) *The Archean Crustal Evolution*. Amsterdam, Elsevier, pp. 205-259.
- Martin H. 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*, **46**: 411-429.
- 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.
- Matos F.M.V. & Conceição H. 1993. Granitogênese associada à parte oeste do Cráton Serrinha e o "Greenstone Belt" do Rio Itapicuru: geologia e tipologia. In: SBG/SGM/CNPq, Núcleo Bahia-Sergipe, Simp. Cráton do São Francisco. Salvador-BA, 2, *Anais*, pp. 60-62.
- Melo R.C., Loureiro H.S.C., Pereira L.H.M. 1995. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGGB). Folha Serrinha (SC.24-YD). Escala 1:250.000. Estado da Bahia*. Brasília-DF, CPRM/MME, 80 p.
- Mello E.F. 2000. *Estudos isotópicos do greenstone belt do Rio Itapicuru, Ba: evolução crustal e metalogenia do ouro*. Tese de Doutorado, IG/UNICAMP, 162 p.
- Muir R.J., Weaver S.D., Bradshaw J.D., Eby G.N., Evans J.A. 1995. The Cretaceous Separation Point batholith, New Zealand: granitoid magmas formed by melting of lithosphere. *J. Geol. Soc. Lond.* **152**:689-701.
- 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.
- 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.
- Rios D.C. 2002. *Granitogênese no Núcleo Serrinha, Bahia, Brasil: Geocronologia e Litogeoquímica*. Tese de Doutorado, IG/UFBA, 238 p.
- 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*. SBG/Núcleo Bahia Sergipe, Publicação Especial, 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 lithochemical data. In: IV South Am. Symp. Isotope Geology, CBPM-IRD, Salvador, *Short Papers*, **1**:264–267.
- Sato K. & Siga Junior O. 2000. Evidence of the superproduction of the continental crust during paleoproterozoic in South American platform. Implications regarding the interpretative value of the Sm-Nd model ages. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:126-129.
- Silva M.G. 1983. *A seqüência vulcanossedimentar do médio Itapicuru, Bahia: caracterização petrográfica, considerações petrogenéticas preliminares e zoneografia metamórfica*. Dissertação de Mestrado, IG/UFBA, 88 p.
- Silva M.G. 1992. O Greenstone Belt do Rio Itapicuru: uma bacia do tipo back-arc fóssil. *Rev. Bras. Geoc.*, **22**:157-166.
- 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.
- Smithies R.H. 2000. The Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. *Earth Planet. Sci. Letters*, **182**(1):115-125.
- Steiger R.H. & Jager E. 1977. Subcommission on geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and comochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**:359-362.
- Wolf M.B. & Wyllie P.J. 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. *Contr. Mineral. Petrol.*, **115**:369-383.

Manuscrito A-1529

Recebido em 10 de setembro de 2004

Revisão dos autores em 10 de novembro de 2005

Revisão aceita em 20 de dezembro de 2005