IDADES U/Pb EM ZIRCÃO E IDADES MODELO (Sm/Nd) DE ORTOGNEISSES E ENCLAVES METAMÁFICOS DA ÁREA DE BARRO VERMELHO-PE, TERRENO ALTO MOXOTÓ, PROVÍNCIA BORBOREMA, NORDESTE DO BRASIL

OTACIEL DE OLIVEIRA MELO¹, IGNEZ DE PINHO GUIMARÃES², ALLAN FETTER³ & HARTMUT BEURLÉN²

ABSTRACT *U/Pb ZIRCON AGES AND MODEL AGES (Sm/Nd) OF ORTHOGNEISSES AND METAMAFIC ENCLAVES OF THE BARRO VERMELHO AREA (PE), ALTO MOXOTÓ TERRAINE, BORBOREMA PROVINCE, NORTHEASTERN BRAZIL* The Barro Vermelho area is located in the border between municipalities of Custódia and Sertânia – PE, Pajeu-Paraíba Fold Belt, Borborema Province. Geological mapping at 1/25.000 scale allowed to distinguish two metamorphic domains respectively built up of orthoderivated rocks and paraderivated ones. The orthoderivated domain is formed mainly by augen gneisses more or less migmatized of granitic, monzogranitic, granodioritic, tonalitic and quartz-dioritic composition inside of which are found metamafic enclaves of leucogabbros, gabbronorites, gabbros/diorites, and anorthosites, apart from banded amphibolites, with a small occurrence of Fe-Ti ore enclosed by some of these enclaves. In addition, inserted in the orthogneisses are found also others enclaves and intrusions (some apparently concordant and others certainly discordant in relation to the prominent foliation of the area, S_n) of metric to hectometric dimensions, built up of amphibolites/metadiorites, metapelite, calcissilicate rocks of mafic ultramafic protholiths, weakly deformed granites and diorites, and two hectometric bodies of olivine diabase to troctolite. Field relations and similarities in terms of composition, texture and lithogeochemistry allowed to place the lithotypes of the orthoderivated domain in the following groups, considering them in a relative sequence of events from the older to the newest ones: a) anorthositic-gabbros xenoliths; b) tonalite (protolith of the orthogneisse of equal composition); c) enclaves/dikes of amphibolites/metadiorites, synplutonic in relation to tonalite and comagmatic to the xenoliths; d) granitic orthogneisses formed from migmatization of tonalite; e) enclaves/dikes of amphibolites/metadiorite, synplutonic in relation to migmatization of tonalites; f) granites and diorites late to post migmatization and g) olivine diabase to troctolite post the last tectonic-metamorphic event recorded in the area.

Concordia diagrams U/Pb with colinear regression of three zircon fractions to tonalitic and granitic orthogneisses, respectively, display ages of cristallization 2.44 Ga and 2.01 Ga to their protoliths. Model ages Sm/Nd (T_{DM}) were determined in seven different lithotypes. However, only two yield meaningful ages, 2.30 and 2.73 Ga, respectively. These data suggest that some older Archean crustal material was incorporated during the genesis of the 2.44 Ga tonalitic gneisses, while the mafic enclaves appear to have been derived from a Paleoproterozoic source region.

Keywords: Barro Vermelho, metamafic enclaves, orthogneisses, Sm/Nd (T_{DM}) model ages, U/Pb in zircon ages.

RESUMO A área de Barro Vermelho está localizada na divisa entre os municípios de Custódia e Sertânia, na faixa de dobramentos Pajeú-Paraíba, Província da Borborema. Mapeamento geológico na escala de 1/25.000 realizado na citada área permitiu distinguir dois domínios de rochas metamórficas, um orto- e um outro paraderivado. O domínio ortoderivado é constituído principalmente de *augen* gnaisses variavelmente migmatizados, de composição granítica, monzogranítica, granodiorítica, tonalítica e quartzo diorítica, contendo enclaves metamáficos de leucogabro, gabbronorito, gabro/diorito, anortosito e anfibolito bandado, com pequena ocorrência de minério de Fe-Ti encaixada em alguns deles. Além disso, os ortogneisses comportam outros enclaves e intrusões (algumas aparentemente concordantes e outras discordantes da foliação proeminente da área, S_n) de dimensões métricas a hectométricas, constituídos de metadiorito/anfibolito, metapelite, rochas cálcio-silicáticas de protólito máfico-ultramáfico, diorito e granito fracamente deformados, além de dois corpos hectométricos de olivina diabásio a troctólito. Relações de campo e semelhanças composicionais, texturais e litogeoquímicas permitiram agrupar os litotipos do domínio ortoderivado nos seguintes grupos, já posicionados numa sequência relativa de eventos do mais antigo para o mais recente: a) xenólitos gabro-anortosíticos; b) tonalito (protólito dos ortogneisses de igual composição); c) enclaves e diques sin-plutônicos ao tonalito, comagmáticos com os xenólitos; d) ortogneisses graníticos formados a partir da migmatização dos ortogneisses tonalíticos; e) enclaves e diques sin-plutônicos à migmatização dos ortogneisses tonalíticos; f) intrusões *tardi* a pós-migmatização, e g) olivina diabásio a troctólito após último evento tectono-metamórfico registrado na área.

Diagramas concórdia U/Pb com regressão colinear de três frações de zircão de ortogneisse tonalítico e granítico, respectivamente, forneceram idades de cristalização dos protólitos destes litotipos de 2,44 Ga e 2,01 Ga. Idades modelo Sm/Nd (T_{DM}) foram determinadas em sete amostras de rochas. Porém, só aquelas com idades 2,30 (xenólito) e 2,73 Ga (ortogneisse tonalítico) são passíveis de interpretação. Estes dados sugerem que material crustal arqueano foi incorporado durante a gênese do ortogneisse tonalítico, e que os enclaves máficos comagmáticos parecem ter derivado de fonte paleoproterozóica.

Palavras-chaves: Barro Vermelho, enclaves metamáficos, ortogneisses, idades modelo Sm-Nd (T_{DM}), idades U-Pb em zircão.

INTRODUÇÃO Até o começo da década passada o conhecimento sobre a geocronologia da Província Borborema era limitado às idades obtidas pelos métodos K-Ar e Rb-Sr, que são sus-

ceptíveis a reequilíbrios em eventos tectono-metamórficos (Van Schmus *et al.* 1995). As primeiras datações pelo método K-Ar forneceram idades principalmente brasileiras, levando a mode-

1 Departamento de Geologia da UFC, Campus do Pici, Bloco 914. E-mail: otaciél@ufc.br

2 Centro de Tecnologia da UFPE, Av. Acadêmico Hélio Ramos, S/N, Cidade Universitária, Recife-PE. E-mail: beurlén@npd.ufpe.br

3 Department of Geology, University of Kansas, Lawrence, Kansas, 66045 USA

los simples nos quais toda a deformação era atribuída a um tectonismo monocíclico que teria afetado os litotipos supracrustais e seus embasamentos (Caby 1984, Caby & Arthaud 1986). Aparentemente poucas rochas da Província Borborema deixaram de ser deformadas e metamorfizadas durante o Ciclo Brasileiro. Porém, os resultados obtidos pelo método Rb-Sr sugeriam que algumas rochas supracrustais apresentavam histórias policíclicas. Segundo a interpretação de alguns autores (Macedo *et al.* 1984, Jardim de Sá 1984, Bertrand & Jardim de Sá 1990), algumas seqüências supracrustais teriam sido deformadas durante orogênese do Paleoproterozóico (Ciclo Transamazônico) e posteriormente retrabalhadas no Ciclo Brasileiro.

Outros pesquisadores (Brito Neves *et al.* 1990, 1993, Santos *et al.* 1993, Jardim de Sá 1994, Santos 1995, Leite *et al.* 1996) dataram rochas ortoderivadas, incluindo *augen* gnaisses, dos sistemas de dobramentos Pajeú-Paraíba, Piancó-Alto Brígida, Serpiano e Riacho do Pontal pelo método U/Pb em zircão e obtiveram idades entre 1,1 e 0,9 Ga que sugerem a ocorrência de um evento acrescional importante naquele período com posterior retrabalhamento no Brasileiro, concordando com uma evolução policíclica para a região. Brito Neves *et al.* (1996) sintetizaram as informações sobre o assunto que, segundo eles, permitem advogar a ocorrência de importante orogênese durante o Mesoproterozóico, com a convergência de placas litosféricas (subducção tipo B e colisão) em torno de 1,0-0,97 Ga. Este evento orogênico foi denominado de Cariris Velhos.

Na presente pesquisa foram realizadas datações pelo método U/Pb em zircões de ortognaisses tonalíticos e graníticos, supostamente do Complexo Floresta, coletados em torno da ocorrência de Fe-Ti de Barro Vermelho. O referido complexo foi inicialmente definido por Lima *et al.* (1985) na região de Floresta-PE, como “uma seqüência de rochas metaplutônicas diferenciadas de composição ultrabásica-básica a intermediária, variando de termos predominantemente dioríticos para tonalíticos-granodioríticos, incluindo anortositos e piroxenitos metamorfizados na fácies anfibolito, secundados por metas-sedimentos tipificados por granada-biotita gnaisses com grafita e quartzitos com sillimanita”. Os autores correlacionaram este Complexo ao Maciço Ulungu de Santos (1977), situado a sul da área de Barro Vermelho, admitido por este último como pré-brasiliano na evolução pré-cambriana da região de Arcoverde-Ibimirim-PE. Em gnaisses situados a leste da cidade de Floresta e a norte do lineamento Pernambuco, Lima *et al.* (1985) dataram o Complexo Floresta (2.700 ± 100 Ma) a partir de um diagrama isocrônico de referência Rb/Sr com três pontos.

Ainda na região de Floresta, Santos (1995) redefiniu o Complexo Floresta como constituído por metagranitoides mesocráticos de granulação média a grossa, geralmente maciços, levemente foliados ou com bandamento ganáissico. Inserido neste Complexo o autor identificou ainda rochas metamáficas distribuídas ao longo de três trends principais de “intrusão” (as aspas são daquele autor) que foi denominado de suíte toleítica Malhada Vermelha. Padrões aeromagnéticos revelaram que o trend mais importante possuía extensão de aproximadamente 67 km mas que as anomalias geofísicas prosseguiram para leste, descontinuamente, até a “intrusão” de Barro Vermelho, numa extensão total superior a 120 km. Santos (1995) considerou o

que denominou de complexo Gabro-anortosítico de Barro Vermelho, objeto de estudo da presente pesquisa, como extensão da suíte toleítica Malhada Vermelha. Por outro lado, a ocorrência de Fe-Ti de Barro Vermelho, situada a 12 km a este de Custódia-PE, a de Riacho da Posse em Floresta, 120 km a sudoeste de Barro Vermelho, e as de Itatuba-PB, a 200 km a noroeste de Barro Vermelho, estão alinhadas ao longo do mesmo trend estrutural regional, seguindo uma anomalia gravimétrica positiva (Rand & Manso 1990, Fig. 1) que possivelmente corresponde a uma sutura continental (Beurlen *et al.* 1992). Por sua vez, a suíte Malhada Vermelha de Santos é essencialmente metamáfica e formada por quartzo dioritos, biotita tonalitos, anortositos gabróicos ou dioríticos, que englobam lentes de corpos máficos, mais restritamente ultramáficos, especialmente anfibolitos com ou sem granada, metabasitos e hornblenditos. Dispersos irregularmente no interior das rochas máficas ocorrem fragmentos de minério maciço constituído principalmente de titano-magnetita. São comuns ainda rochas metabásicas de origem não definida, com mineralogia dos metagabros ou metagabro-anortositos, ocorrendo tipos com granada essencial e tipos com pouca ou sem granada, e tipos com simplectitas de granada-plagioclásio e anfibólio-plagioclásio-opacos resultantes da desestabilização do piroxênio e da granada. Também ocorrem rochas cálcio-silicáticas, possivelmente produtos metassomáticos de metabasitos e metanortositos, actinolitos e xistos actinolíticos. Ainda segundo Santos (1995), a suíte Malhada Vermelha teria se originado durante um magmatismo orogênico precoce associado a episódio contraccional importante. Como esta suíte ocorre na forma de corpos tabulares, às vezes dobrados cortando principalmente o Complexo Floresta mas também as supracrustais, o citado autor sugere que esses corpos tenham se colocado na crosta como intrusões intraplaca (talvez na forma de dique) ou como fatias tectônicas ligadas à tectônica contraccional. No primeiro caso seriam intrusões relacionadas com o episódio de rifteamento mesoproterozóico, enquanto que no segundo seriam alóctones posicionados durante os episódios orogênicos. Porém, esta questão ainda está em aberto. Uma concórdia U/Pb em zircão, obtida em metatonalito por Santos (1995) forneceu idade de cristalização do Complexo Floresta de $2,115 \pm 30$ Ma e, portanto, paleoproterozóica.

A partir do começo dos anos 90, a Província Borborema vem sendo considerada por alguns autores como colagem de blocos tal como ocorreu com a Cordilheira Americana e Apalaches (Oliveira & Santos 1993, Santos *et al.* 1993, Santos 1995, Santos 1996, Santos & Medeiros 1999). De acordo com Santos (1996), os segmentos crustais ou terrenos possuem individualidade que os diferenciam dos terrenos vizinhos dos quais são separados por falhas ou zonas de cisalhamento de grande expressão. Segundo o autor, evidências estruturais e geocronológicas têm demonstrado a importância dos Ciclos Cariris Velhos (1,1-0,95 Ga) e Brasileiro (0,75-0,54 Ga) no desenvolvimento de tal colagem orogênica. Santos (1995), identificou inicialmente três terrenos: Alto Moxotó, Alto Pajeú e Pernambuco-Alagoas. Posteriormente, Santos e Medeiros (1999) identificaram no domínio da Zona Transversal (região entre os lineamentos Patos e Pernambuco) os terrenos Piancó-Alto Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Capibaribe. É no terreno Alto Moxotó que se en-

Figura 1 – Mapa de localização das ocorrências de minério de Fe-Ti de Floresta, Barro Vermelho e Itatuba sobre base geológica gravimétrica (modificado de Brito Neves 1983, Rand & Manso 1990, Manso, inédito)

contra a suíte toleítica Malhada Vermelha (Floresta-PE), o Complexo Gabro-anortosítico de Barro Vermelho (Custódia-PE) e as metamáficas de Itatuba-PB, ocorrendo o minério de Fe-Ti associado a alguns litotipos de cada unidade.

GEOLOGIA DA ÁREA DE BARRO VERMELHO Na área pesquisada ocorrem dois domínios bem distintos de rochas, um para- e outro ortoderivado.

O domínio paraderivado consiste de sillimanita-cordierita-granada-biotita gnaisses, localmente migmatizados a granitos

róseos de anatexia, com intercalações de cálcio-silicáticas e anfibolitos, gnaisses estes derivados de uma sequência pelítica-psamítica metamorfizada no limite das fácies anfibolito/granulito de pressão média (Melo 1998).

O domínio ortoderivado é constituído principalmente de ortognaisses variadamente migmatizados, de composição granítica, granodiorítica, tonalítica e, raramente, quartzo-diorítica. Os termos graníticos a granodioríticos quase sempre apresentam porfiroclastos de microclina (< 7 cm) e neste caso são gnaisses facoidais. Os ortognaisses apresentam intercalações de meta-

máficas na forma de corpos de dimensões centimétricas a decamétricas com algumas delas atingindo extensão de algumas centenas de metros. São enclaves (na concepção de Didier 1987) cujas formas variam de elipsoidais a sub-esféricas, losangulares a tabulares, as duas primeiras mais ou menos arredondadas. Em termos de composição modal (Streckeisen 1976) eles podem ser classificados de anortositos, leucogabros/leucodioritos, gabros, gabronoritos e dioritos, todos variadamente deformados/metamorfizados, encontrando-se além disso cálcio-silicáticas de protólito máfico-ultramáfico e anfibolitos, com o minério de Fe-Ti de Barro Vermelho inserido principalmente nos leucogabros. Os ortognaisses comportam ainda enclaves e intrusões, algumas aparentemente concordantes e outras seguramente discordantes com relação à foliação proeminente na área (Sn), de dimensões métricas a hectométricas e de várias gerações, constituídos de metatrandjemitos, metaplitos, meta-dioritos e granitos fracamente deformados, além de dois corpos hectométricos de olivina diabásio/troctolito. Os grupos de rochas identificados no domínio ortoderivado foram, já posicionando-os numa sequência relativa de eventos e do mais antigo para o mais recente, os seguintes: a) Grupo dos xenólitos gabro-anortosíticos; b) enclaves e diques sin-plutônicos à intrusão de tonalitos (protólito dos ortognaisses de igual composição); c) ortognaisses tonalíticos; d) ortognaisses graníticos (formados a partir da migmatização dos ortognaisses tonalíticos); e) enclaves e diques sin-plutônicos à migmatização dos ortognaisses tonalitos e f) grupo das intrusões tardi a pós-migmatização.

Indispensável para uma comparação com a suíte toleítica Malhada Vermelha é a descrição do modo de ocorrência do que é denominado no presente trabalho de grupo dos xenólitos gabro-anortosíticos. Com esta denominação foram agrupados enclaves que têm em comum uma granulação média a grossa, textura flaser (ou mais raramente isotrópica) composta por facóides ou agregados lenticulares de plagioclásio com 1 a 5 cm de comprimento, e agregados máficos intersticiais de anfibólio e clinopiroxênio. A variação na proporção entre os agregados de plagioclásio e dos máficos faz com que tais enclaves tenham composição variando de gabro a anortosito. Os enclaves decimétricos dos litotipos ora em discussão mostram contatos mais ou menos gradativos principalmente com os ortognaisses tonalíticos, talvez por terem reagido parcialmente com o magma de igual composição, para não citar as mudanças na forma de contato original provocadas pela deformação. Tais enclaves exibem uma foliação interna Si que é truncada pela foliação externa Sn (Figs. 2 e 3), e isto mostra que são xenólitos que cristalizaram precocemente em relação ao magma tonalítico protólito dos ortognaisses de igual composição. Eles estão também inseridos nos ortognaisses de composição granítica produtos da migmatização dos ortognaisses tonalíticos.

Com relação aos ortognaisses do suposto Complexo Flores na área de Barro Vermelho (Santos 1995), observações de campo sugerem que os ortognaisses tonalíticos (formados na fase de deformação aqui denominada de Dn-1) foram, como já citado, migmatizados dando origem aos de composição granítica. A migmatização aparentemente foi sincrônica à Dn, fase de deformação ocorrida no Paleoproterozóico, a 2,01 Ga (este artigo), durante a qual se desenvolveu Sn, foliação pervasiva que

Figura 2 – Xenólito decimétrico de leucodiorito mostrando foliação interna (Si) truncada por foliação externa do ortognaisse tonalítico hospedeiro.

Figura 3 – Xenólito decimétrico de leucogabro mostrando foliação interna Si (aproximadamente paralela à caneta) truncada pela foliação externa do ortognaisse tonalítico hospedeiro.

se encontra impressa na grande maioria dos litotipos dos dois domínios mapeados e geralmente paralelizada a Sn-1. Ambas foliações seriam originalmente tangenciais mas teriam sido retrabalhadas/verticalizadas no Ciclo Brasileiro (Medeiros 1995). Aparentemente este retrabalhamento deu origem também a dois conjuntos de estreitas e discretas zonas de cisalhamento transcorrente (Melo 1998), uma sinistral e outra dextral, de direção em torno de 115° e 145° Az, respectivamente.

DADOS GEOCRONOLÓGICOS Os dados geocronológicos gerados na presente pesquisa incluem duas datações U/Pb pelo método da concórdia em zircões, feitas em ortognaisses de composição tonalítica e granítica, respectivamente (Figs. 4 e

5), e sete idades modelo com relação ao manto empobrecido ($Sm/Nd-T_{DM}$) determinadas em três amostras de xenólitos (incluindo metagabronorito com granada), uma de enclave sin-plutônico ao tonalito, uma de calcio-silicática, uma de ortognaisse

tonalítico e outra de troctolito (Tabela 1, Fig. 6).

Método analítico Os dados analíticos foram obtidos no Laboratório de Geoquímica Isotópica da Universidade de Kansas

Figura 4 – Diagrama concórdia U/Pb com regressão linear de três frações de ortognaisse tonalítico da área de Barro Vermelho (afloramento 56) com idade de intercepto superior de 2.440 ± 18 Ma. A idade do intercepto inferior não tem significado geológico.

Figura 5 – Diagrama concórdia U/Pb com regressão linear de três frações de ortognaisse granítico da área de Barro Vermelho (afloramento 36), com idade de intercepto superior de 2.010 ± 32 Ma. A idade do intercepto inferior não tem significado geológico.

Tabela 1 – Dados isotópicos Sm/Nd e idades modelo de alguns litotipos de Barro Vermelho.

Amostra	Nd ppm	Sm ppm	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2 \sigma$	Epsilon Nd (hoje)	Epsilon Nd (600 Ma)	Epsilon Nd (1.000 Ma)	$T_{(DM)} Ga$
OM - 49 N (Xenólito)	3,66	1,01	0,16714	$0,512126 \pm 9$	- 10,0	- 7,7	- 6,2	3,08
OM - 164 A (Xenólito)	13,93	1,74	0,07560	$0,510967 \pm 11$	- 32,6	- 23,3	- 17,1	2,30
OM - 139 (Metagabro-norito c/ granada)	12,51	4,01	0,19371	$0,512714 \pm 12$	1,5	1,7	- 1,9	2,56
OM - 46 A (Enclave sin-plutônico)	18,38	4,07	0,13407	$0,511646 \pm 8$	- 19,4	- 14,6	- 11,4	2,70
OM - 153 B (Ortognaisse tonalítico)	12,37	1,50	0,07307	$0,510544 \pm 17$	- 40,9	- 31,4	- 25,1	2,73
OM - 63 D (Cálcio-silicática)	27,71	5,94	0,12969	$0,511374 \pm 8$	- 24,7	- 19,5	- 16,1	3,07
OM - 38 D (Troctolito)	14,42	3,11	0,13022	$0,511755 \pm 9$	- 17,2	- 12,1	- 8,7	2,36

Figura 6 – Idades Modelo (Sm/Nd_{TDM}). Diagrama elaborado com vários litotipos de Barro Vermelho utilizando valores de ϵ_{Nd} para hoje, 600 Ma e 1.000 Ma (ver Tabela 1). Notar que a maioria das idades é arquana. Contudo, somente as amostras OM-153B e OM-164 apresentam idades modelo confiáveis.

(EUA). Para o caso do método U-Pb em zircão, estes minerais foram preparados/dissociados e depois U e Pb extraídos usando-se os procedimentos de Krogh (1973,1982) e Parrish (1987), modificados. As soluções traçadoras de ^{205}Pb e ^{235}U foram adicionadas antes da dissolução. Razões isotópicas foram medidas por meio de um espectômetro de massa VG equipado com Detector Daly. Tanto as composições isotópicas de Pb quanto as de U foram analisadas em filamento único de Re, usando-se sílica gel e ácido fosfórico. O fracionamento de U foi monitorado pela repetição das análises do padrão SRM U500. Procedimentos do branco total sobre o curso das análises variaram de 2 a 25 pg para chumbo e de 0,5 a 4 pg para urânio. As incertezas nas razões U/Pb devido aos erros do fracionamento e do espectrômetro de massa foi de 0,5%. As constantes de decaimento e razões isotópicas usadas no cálculo das idades foram aquelas listadas por Steiger & Jager (1977).

A separação e purificação dos isótopos de Sm e Nd a partir de rocha total foram feitas usando o procedimento de Patchett & Ruiz (1987), modificado. Os isótopos foram analisados em espectrômetro de massa VG. As amostras de Sm foram colocadas em um filamento simples de tântalo contendo ácido fosfó-

rico 0,25 M e analisada como Sm^{+} em multicoletor estático. As amostras de Nd foram colocadas em um filamento simples de rênio com resina catiônica AG50W-X8 e ácido fosfórico 0,25 M, e analisadas como Nd^{+} em multicoletor dinâmico. Procedimento do branco total sobre o curso das análises variou de 500 a <100 pg para Nd e de 100 a < 50 pg para Sm. As idades modelo (T_{DM}) foram calculadas segundo DePaolo (1981).

Discussão sobre os dados geocronológicos A figura 4 mostra diagrama concórdia U/Pb com regressão colinear de três frações de zircão de ortognaisse tonalítico (amostra OM-56). A idade definida pelo intercepto superior é de 2.440 ± 18 Ma (quando forçada para zero) e este valor é interpretado como a idade de cristalização do tonalito, originalmente a rocha hospedeira dos xenólitos gabro-anortosíticos e enclaves sin-plutônicos.

A figura 5 mostra o diagrama concórdia U/Pb com regressão colinear de três frações de zircões de ortognaisse granítico (amostra OM-36 B). A idade definida pelo intercepto superior é de 2.010 ± 32 Ma e é interpretada como a idade de cristalização do granito, protólito do ortognaisse de igual composição.

As idades modelo (Sm/Nd) para os enclaves máficos (incluindo três amostras de xenólitos e uma de enclave sin-plutônico ao tonalito) variam de 2,3 a 3,1 Ga. Esta faixa tão larga se deve a variações na razão Sm/Nd atribuídas a diferentes proporções de minerais máficos e granada nos litotipos analisados, minerais estes que são preferencialmente enriquecidos em Sm em relação aos minerais félsicos. Uma vez que as equações de idades modelo T_{DM} foram desenvolvidas para ajudar a compreender a evolução da crosta félsica, dados provenientes de rochas máficas devem ser interpretados cautelosamente. Rochas com razões Sm/Nd altas ($^{147}Sm/^{144}Nd > 0,12$) fornecem altos valores de idade modelo T_{DM} que devem ser descartados. Logo, somente as amostras T_{DM} OM-164 e OM-153 B (xenólito e ortognaisse tonalítico) apresentam idades modelo confiáveis, quais sejam 2,30 e 2,73 Ga, respectivamente (ver Tabela 1 e Fig. 6). Estas idades, associadas a valores de ϵ_{Nd} menores do que -10, sugerem que algum material crustal Arqueano mais velho foi incorporado durante a gênese do protólito do ortognaisse tonalítico (idade de cristalização 2,44 Ga) e que os enclaves máficos coma-gmáticos parecem ter derivado de fonte paleoproterozóica.

COMPARAÇÃO ENTRE O COMPLEXO GABRO-ANORTOSÍTICO DE BARRO VERMELHO E A SUITE MALHADA VERMELHA

Santos (1995) considerou o Complexo Anortosítico de Barro Vermelho como uma extensão da suíte toleítica Malhada Vermelha e tanto o primeiro quanto esta última estariam inseridos em litotipos do Complexo Floresta. Sem dúvida a associação de litotipos que Santos (1995) descreveu como suíte toleítica Malhada Vermelha se assemelha àquela de rochas máficas inserida em ortognaisses graníticos a quartzodiorítico encontradas na área de Barro Vermelho, embora nesta última localidade faltem os actinolitos e xistos actinolíticos encontrados em Floresta. Os litotipos máficos de Barro Vermelho são principalmente xenólitos gabro-anortosíticos ou enclaves sin-plutônicos (anfíbolitos *lato sensu*), precoces ou sincrônicos ao protólito dos ortognaisses tonalíticos encaixantes de idade

2,44 Ga (presente trabalho), sendo portanto rochas arqueanas ou paleoproterozóicas, situação portanto diferente da admitida por Santos (1995) para a suíte toleítica Malhada Vermelha em relação às rochas encaixantes do Complexo Floresta no município homônimo. Segundo aquele autor os litotipos da citada suíte teriam se colocado na crosta como intrusões intraplaca durante um episódio de rifteamento mesoproterozóico ou como fatias tectônicas ligadas à tectônica contracional, tornando a correlação entre as rochas máficas de Barro Vermelho e as daquela suíte questionável. Posteriormente, Santos & Medeiros (1999) consideraram as rochas máficas de Barro Vermelho como rochas intrusivas do Ciclo Cariris Velhos.

CONCLUSÕES Os dados geocronológicos apresentados mostram que na área de Barro Vermelho os eventos geológicos mais importantes ocorreram no intervalo entre o final do Arqueano e o Paleoproterozóico, culminando com a formação

dos ortognaisses graníticos do provável Complexo Floresta no Paleoproterozóico. Por outro lado, a natureza pré a sin-plutônica dos xenólitos e enclaves comagmáticos com a cristalização do tonalito, determinada inicialmente com base em relações de campo, é também admitida com os dados isotópicos. Contudo, os litotipos mais antigos da área de Barro Vermelho foram retrabalhados num ciclo tectôno-metamórfico pós-transamazônico, supostamente brasileiro, durante o qual foliações originalmente tangenciais foram verticalizadas e se desenvolveram dois importantes conjuntos de estreitas e discretas zonas de cisalhamento transcorrente. Aparentemente a área não foi afetada pela orogênese meso-neoproterozóica Cariris Velhos.

Agradecimentos Aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito.

Referências

- Bertrand J.M. & Jardim de Sá E.F. 1990. Where are the eburnian - transamazonian collisional belts?. *Can. J. Earth Sci.*, **27**:1382-1393.
- Beurlen H., Pessoa R.R., Guimarães I.P., Almeida C.N., Alencar S.G.S. 1992. Dados litoquímicos preliminares de rochas metamórficas associadas às ocorrências de Ti-Fe em Itabuba-PB. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 37, *Anais*, 1:443-445.
- Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Basei M.A.S. 1990. Contribuição ao estudo da evolução geocronológica do Sistema de Dobramentos Piancó-Alto Brígida. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 36, Natal, *Anais*, 6:2697-1710.
- Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Santos E.J., Campos Neto M.C., Kozuch M. 1996. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: Integração de dados, perspectivas e implicações. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, 6:19-22.
- Caby R. 1984. Rapport de fin mission dans N.E. Bresil. Rapport interne, 19p. Inédito.
- Caby R. & Arthaud M.H. 1986. Major Precambrian nappes of the brazilian belt, Ceará Northeast Brazil. *Geology*, **14**:871-874.
- DePaolo D.J. 1981. Neodymium isotopes of the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, **291**:193-196.
- Didier J. 1987. Contribution of enclaves studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geol. Rundsch.*, **76**:41-50.
- Jardim de Sá E.F. 1984. Evolução policíclica e contexto tectônico da Faixa Seridó, NE do Brasil. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 5:3319-3324.
- Jardim de Sá E.F. 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana*. UnB, Tese de Doutorado, Brasília, 803p.
- Krogh T.E. 1973. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**:485-494.
- Krogh T.E. 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**:637-649.
- Leite P.R.B., Bertrand J.M., Lima E.S., Leterrier J. 1996. Dados Preliminares de Idades U - Pb em Zircão para granitóides de Faixa de Dobramentos Pajeú-Paraíba, NE Brasileiro. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, 6:129-132.
- Lima M.I.C., Gava A., Fernandes P.E.C.A., Pires J.L., Siga JR. O. 1985. *Projeto ferro titano de Floresta*. Minérios de Pernambuco/Radambrasil, vol. I, Geologia, 314 p.
- Macedo M.H.F., Jardim de Sá E.F., Sá J.M. 1984. Datações Rb/Sr em ortognaisses e a idade do Grupo Seridó. In: SBG, Simp. Geol. Nordeste, 11, Recife, *Atas*, pp. 253-262.
- Medeiros V.C. 1995. *Sensoriamento Remoto e Petrologia de granitóides brasileiros no domínio da Zona Transversal, NE do Brasil*. UFPE, Centro de Tecnologia e Geociências. Dissertação de Mestrado, 148p.
- Melo O. O. 1998. *Petrologia e Geoquímica das Rochas Gabro-Anortosíticas e Mineralizações de Fe e Ti Associadas, de Barro Vermelho - Custódia-PE, Nordeste do Brasil*. UFPE, Centro de Tecnologia e Geociências, Tese de Doutorado, 216 p.
- Oliveira R.G. & Santos E.J. 1993. Secção geológica-geofísica e interferências tectônicas na porção centro-sul da Província Borborema. In: SBGf, Congr. Intern. Geof., 3, *Anais*, 1:643-647.
- Parrish R.R. 1987. An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Isotop. Geosc.*, **66**: 99-102.
- Patchett P.J. & Ruiz J. 1987. Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. *Contr. Mineral. Petrol.*, **96**:523-528.
- Rand H. & Manso V.A. 1990. Mapas gravimétricos e magnetométricos da faixa cfosteira do Nordeste do Brasil. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 36, Natal, *Anais*, 5:2431-2438.

- Santos E.J. 1977. Síntese da geologia precambriana da Folha Arcoverde. *In: SBG, Simp. Geol. Nordeste, 8, Campina Grande, Atas*, p.225-245.
- Santos E.J. 1993. O episódio magmático de 1,1-0,9 Ga. do Domínio Extremo Nordeste. *In: SBG, Simp. Geol. Nordeste, 15, Resumos*, p.322-323.
- Santos E.J. 1995. *O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província da Borborema*. USP/IG, Tese de Doutorado, 219p.
- Santos E.J. & Medeiros V.C. 1999. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the transverse zone, Borboreme Province, NE Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **29**:73-84.
- Santos E.J., Wanderley A.A., Veiga Jr. J.P., Barbosa A.G., Rocha D.A. 1993. Diversidade de magmatismo e compartimentação tectônica no domínio extremo Nordeste da Província Borborema. *In: SBG, Simp. Geol. Nordeste, 15, Natal, Resumos*, p.320-321.
- Santos E.J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. *In: SBG, Cong. Bras. Geol., 39, Salvador, Anais*, **6**:47-50.
- Steiger R.H. & Jager E. 1977. Subcomission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth Plan. Sci. Let.*, **36**: 359-362.
- Streckeisen A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**:1-23.
- Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Hackspacher P., Babinski M. 1995. U/Pb and Sm/Nd Geochronologic Studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.*, **8**:267-288.

Manuscrito A-1223

Recebido em 12 de abril de 2001

Revisão dos autores em 28 de março de 2002

Revisão aceita em 2 de abril de 2002