

CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E ISÓTOPICA DAS ROCHAS SUBVULCÂNICAS NEOPROTEROZOÍCAS A CAMBRIANAS, FAIXA PAJEÚ-PARAÍBA, NE BRASIL

Ignez Pinho Guimarães^{1,2} ;
Adejardo F. da Silva Filho^{1,2}

¹Departamento de Geologia – CTG – UFPE

². Bolsista CNPq

RESUMO Rochas subvulcânicas ocorrem como exames de diques, no Domínio Estrutural Central da Província Borborema. Constitui magmatismo bimodal, co-magmático com o Complexo granítico Prata com idade Rb-Sr de 512 ± 30 Ma e assinatura geoquímica de granitos tipo – A, pós-orogênicos. Outros plutons graníticos com assinatura de granitos tipo-A, datados no DEC, mostram idade U-Pb em zircão variando de 512 a 540Ma.

Os dados geoquímicos e isotópicos das rochas máficas, diabásios e noritos, sugerem que as mesmas foram originadas de fontes distintas. As rochas máficas mostram teores de SiO_2 variando de 48% a 53% e teores de K_2O variados. Os diabásios quando comparados aos noritos mostram teores mais elevados de K_2O -Ba-Sr-Rb-ETRL, teores mais baixos de MgO (4,0–5,0%), razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais elevadas (0.706462 – 0.707727) e valores mais negativos de $\epsilon\text{Nd}_{(512\text{ Ma})}$ (-14.95 a -11.48), sugerindo como fonte o manto metassomatizado. Os noritos mostram composições químicas e isotópicas variadas, refletindo as interações com o magma que gerou os granitoides do Complexo Prata. As amostras “menos contaminadas” mostram baixos teores de LILE and teores elevados de MgO (7%-8%), valores positivos de $\epsilon\text{Nd}_{(512\text{ Ma})}$ ($\sim +4.7$), sugerindo uma origem a partir da fusão parcial de manto astenosférico. Os teores de HFSE nos diabásios são semelhantes aos observados em basaltos intraplacas enquanto os dos noritos são semelhantes aos valores do MORB.

As rochas félsicas (riolitos e riodacitos) mostram valores negativos de ϵNd (-18,42 a -10,8) e ϵSr (-18), baixos teores de Ba, Sr e Eu. Os dados isotópicos e geoquímicos sugerem que as rochas félsicas estudadas, foram geradas por fusão de fonte granulítica, da qual magmas com elevadas concentrações em Ba, Sr e Eu tenham sido previamente extraídos.

Processos de mistura parcial de magmas envolvendo diabásio, riodacito e o granito Prata, sugerem que estas rochas tem a mesma idade de cristalização 512 ± 30 Ma. O magmatismo estudado é contemporâneo com a deposição de pequenas bacias sedimentares dos domínios estruturais norte e central da Província Borborema e também ao evento de rifte, associado à separação dos continentes Laurentia, Báltica e Gondwana.

Palavras-chaves: Rochas subvulcânicas, Cambriano, Província Borborema, Coexistência de Magmas.

ABSTRACT Subvolcanic rocks occur as dyke swarms in the Central Tectonic Domain of the Borborema Province. They comprise bimodal magmatism, comagmatic with the Prata Granitic Complex which have Rb-Sr age of 512 ± 30 Ma and A-type post-orogenic extension signature. Small A-type granitic plutons in the area, have U-Pb zircon ages ranging from 512 to 540Ma.

The mafic rocks are diabase and norite. The diabbases occur as dykes cutting gneisses, migmatites and also as enclaves partially mixed with the Prata granitic complex. The norites occur only as enclave in the Prata Complex.

The mafic rocks have SiO_2 varying from 48% to 53% and show a wide range in K_2O values, ranging from calc alkaline medium-K, high-K and shoshonite. When compared to the norites, the diabbases are K_2O - Ba- Sr- Rb- LREE rich, MgO-poor (4,0–5,0%) have higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratios (0.706462 – 0.707727) and negative values of $\epsilon\text{Nd}_{(512\text{ Ma})}$ (-14.95 a -11.48), suggesting a metasomatized lithospheric mantle source. The norites show a significant range in their chemical and isotopic compositions, reflecting interactions with the Prata granitic magma. The less “contaminated” samples are LILE-poor and MgO- rich (7%-8%), show positive values of $\epsilon\text{Nd}_{(512\text{ Ma})}$ (~+4.7), and may reflect an asthenospheric mantle source. The HFSE content are similar to those recorded in WPB.

The felsic rocks (rhyolite and rhyodacite) show negative values of $\epsilon\text{Nd}_{(512\text{ Ma})}$ (- 18,42 to - 10,8) and $\epsilon\text{Sr}_{(512\text{ Ma})}$ (-18), and low Ba, Sr and Eu contents. A granulitic source, from which magmas Ba-, Sr-, Rb- and Eu- rich had previously been extracted, could be the source of these rocks. The residue left after their extractions, could be the granulitic source required as the source of the felsic volcanic rocks.

Field evidence that magma mingling processes involving diabase, rhyodacite and the A-type post-orogenic extension related granites had occurred, suggests that the subvolcanic bimodal magmatism show a crystallization age of 512 ± 30 Ma. The studied magmatism is contemporaneous with the deposition of small sedimentary basin from north and central Tectonic Domain of the Borborema Province and also, to the event of rifting related to the break up that took place separating Laurentia and Baltica from Gondwana.

Keywords: Subvolcanic rocks, Cambrian, Borborema province, magma mingling.

INTRODUÇÃO

A Província Borborema (Almeida et al., 1977) representa um grande cinturão, que se estende do nordeste do Brasil à porção central da África. Este cinturão foi formado em consequência da convergência e colisão dos cratons São Francisco – Congo, Amazônico e Oeste Africano (Van Schmus et al. 1995). É constituído por embasamento paleoproterozóico, com pequenos núcleos arqueanos (Hackspacher, et al., 1990; Van Schmus et al., 1995; Dantas, 1997; Fetter, 1999) e faixas metavolcano-metasedimentares com idade de sedimentação

variando de meso a neoproterozóica (Brito Neves et al. 1995; Van Schmus et al, 1995; Fetter, 1999).

Van Schmus et al, 1995 dividiram a Província Borborema em três domínios tectônicos: Norte, Central e Sul. Segundo o modelo tectônico proposto por Brito Neves (1981) as rochas subvulcânicas estudadas estão inseridas na Faixa Pajeú – Paraíba.

Neste trabalho, são apresentados e discutidos os dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos das rochas subvulcânicas da área de Monteiro – Sumé, estado da Paraíba.

CONTEXTO GEOLÓGICO

A área estudada está situada no Domínio Tectônico Central da Província Borborema, NE do Brasil, ao sul da zona de cisalhamento Coxixola, na Faixa Pajeú-Paraíba (Fig. 1). Rochas subvulcânicas máficas e félsicas ocorrem como enxames de diques, com largura variando de 20 cm a mais de 50 m, cortando gnaisses e migmatitos dos Complexos Sertânia e Sumé, da Faixa Pajeú - Paraíba. As rochas máficas são: a) diabásios, que ocorrem como diques com espessuras variando de 10cm a até 1m, principalmente a sul da cidade de Monteiro-PB, próximo à borda sul do complexo granítico Prata (Fig. 2a); b) dioritos e noritos que ocorrem como enclaves e diques sin-plutônicos.

A sul da cidade de Sumé - PB, riolitos e riodacitos constituem um expressivo volume de rochas. Alguns diques de riodacitos, os quais não serão aqui abordados,

aflorantes na localidade de Sucuru são caracterizados pela presença de megacristais de plagioclásio e ortoclásio em uma matriz milonítica. Fenocristais de quartzo azuis são abundantes. Estas rochas são exploradas comercialmente como "rocha" ornamental.

O complexo Prata tem a forma de um "bumerangue" sendo constituído por sienogranitos grossos, porfiríticos a equigranulares, metaluminosos a ligeiramente peraluminosos, geoquimicamente classificados como granitos tipo-A (Melo et al., 1995). Diagrama isocrônico Rb-Sr em rocha total fornece idade de 512 ± 30 Ma para os granitóides do complexo Prata (Melo et al., 1996). Apesar do erro ser grande, esta idade obtida para os granitos do complexo Prata é coerente com idades U/Pb em zircões obtidas para outras intrusões graníticas, com assinaturas de granitos tipo-A, na Faixa Pajeú Paraíba (540 ± 6 Ma e 538 ± 23 Ma; Guimarães et al. 1998).

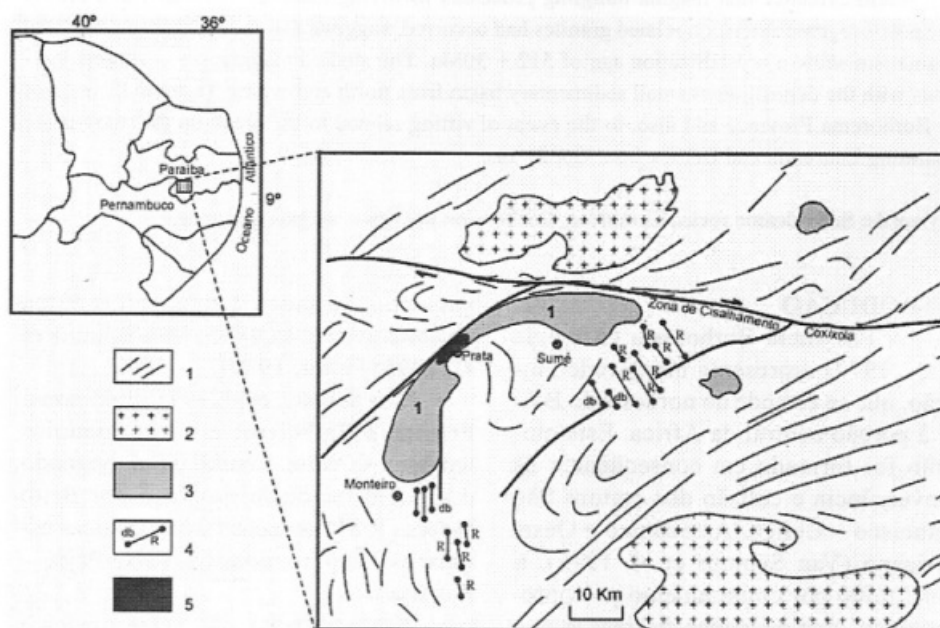


Figura 1 - Mapa geológico esquemático da região de Monteiro Sumé (PB), Modificado de Medeiros et al. (1997). 1 Gnaisses e migmatitos com traços principais de lineamento. Granitos de idade Brasiliana; 3 Granitos tipo A (1 = complexo Prata); 4 Enxames de diques de diabásio (db) e riolitos e dacitos (R); 5 Norito

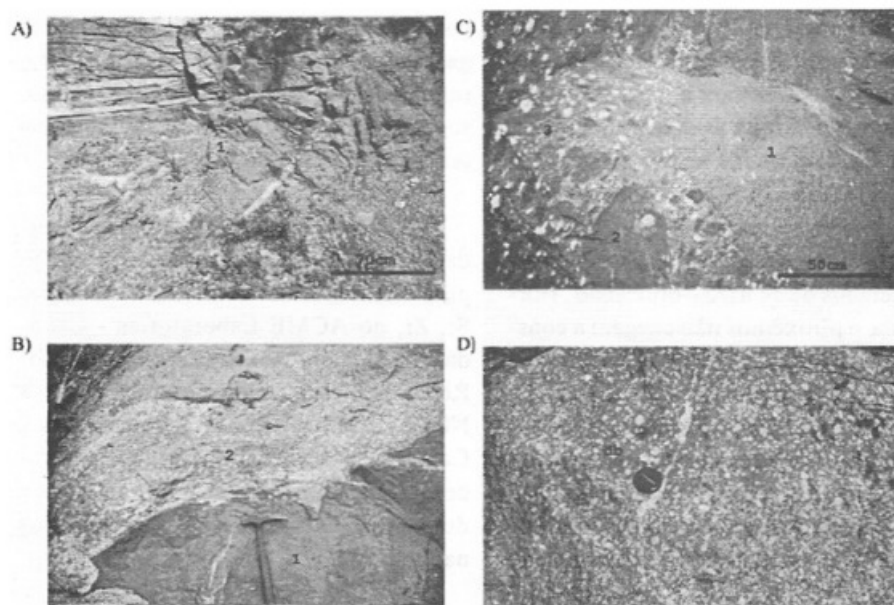


Figura 2 A - Dique de diabásio (1) cortando gnaisses a sul da cidade de Monteiro; B - rocessos de coexistência e mistura de magmas na borda sudeste do Complexo Prata, (1) dique de diorito sin-plutônico e (2) mistura entre o granito Prata e diorito; C - Região de magma mingling, mostrando enclaves de diorito ovalados menos misturado (2) em rochas contendo fenocristais de feldspato potássico, resultantes da mistura entre o magma máfico e o granito Prata (3), sendo cortado por dique tardio de diorito (1); D- Enclaves de diabásios (db) nos riódacitos à sul de Monteiro

CONSIDERAÇÕES PETROGRÁFICAS

Os diabásios são constituídos por augita, $\pm$ flogopita, plagioclásio e minerais opacos, com textura subofítica a ligeiramente porfírica. Os fenocristais de plagioclásio mostram bordas corroídas e de reação, evidenciando desequilíbrio com o magma. Esta textura sugere que o magma iniciou a cristalização em profundidade tendo ascendido rapidamente para câmaras mais rasas.

Enxames de enclaves e diques sinplutônicos de dioritos (Fig. 2B-C) ocorrem próximo ao limite sudeste do complexo Prata (Melo et al., 1995). Os enclaves mostram bordas crenuladas e lobadas (Figs. 2A e 2B), contém fenocristais ovalados de ortoclásio e localmente, são observados prismas de

hiperstênio alongados, com mais de 1cm de comprimento e razão comprimento/largura > 10 , circundados por augita e hornblenda. Cristais poiquilíticos de ortoclásio são comuns. Estas feições texturais sugerem que os dioritos foram gerados por processos de coexistência e mistura parcial ("mingling") entre os magmas granítico e basáltico

Norito ocorre como um enxame de enclaves, em uma área de cerca de 6 km², em torno da cidade de Prata – PB. Olivina de composição hialosiderita, com corona de hiperstênio, sugere mistura parcial entre magma basáltico toleítico e o magma aluminoso que deu origem ao complexo Prata.

As rochas subvulcânicas félsicas estudadas são petrograficamente classificadas

como riolitos, riolitos e granófiros. Os riolitos constituem os diques de maiores espessuras (chegam a mais 100 m de espessura) e ocorrem principalmente a sul da cidade de Sumé. Enclaves microgranulares de diabásio (Fig. 2d) são comuns nos diques próximos a cidade de Monteiro. Os riolitos são porfíricos e contêm aglomerados de quartzo e ortoclásio. Hornblenda e piroxênios não chegam a constituir 5% da moda. Alanita ocorre em todas as rochas subvulcânicas félsicas estudadas, como cristais eudrais, frequentemente zonados, formando aglomerados nos diques de granófiros, chegando a constituir até 3% da moda. Alanita é também comum e abundante nos granitos do

complexo Prata (Melo et al., 1995). Agregados de cristais ovalados de zircão, foram observados em algumas amostras, sugerindo tratar-se de fase residual resultante do processo de fusão.

GEOQUÍMICA As rochas estudadas foram analisadas por ICP-AES, para elementos maiores, menores e Ba, Sr, Zr, no ACME Laboratories - Canadá. Os elementos Terras Raras, Th, Hf, Rb e Ta foram analisados por INAA e Nb por XRF no ACT - Laboratories - Canadá. A qualidade das análises foi controlada com padrões internacionais e duplicatas. Os resultados são mostrados na tabela 1.

Tabela 1. Análises químicas representativas das rochas sub-vulcânicas da região Monteiro - Sumé-PB.

AMOSTRA	IG-36E ^D	IG-36L ^D	IG-05 ^N	PR-1G ^N	IG-88 ^D	SU-03 ^{DR}	SU-10 ^R
SiO ₂	49,90	53,00	48,33	49,06	48,96	76,89	75,30
TiO ₂	2,74	2,45	1,63	1,09	1,44	0,13	0,09
Al ₂ O ₃	15,26	14,63	18,80	12,90	15,09	11,61	12,67
Fe ₂ O ₃	11,90	11,03	10,43	14,03	10,57	1,61	1,19
MnO	0,17	0,17	0,14	0,14	0,17	0,01	0,01
MgO	4,22	3,79	7,30	9,62	8,02	0,10	0,03
CaO	6,47	6,47	7,71	11,17	9,71	0,69	0,60
Na ₂ O	3,90	3,45	3,39	2,20	2,48	2,69	3,55
K ₂ O	2,05	2,46	1,56	0,77	0,85	4,98	4,78
P ₂ O ₅	1,00	0,93	0,71	0,07	0,23	0,03	0,01
LOI	1,20	1,00	0,54	0,63	2,30	0,90	1,50
TOTAL	99,14*	99,50*	100,54	100,51	100,02	99,98	99,73

Tabela 1 continuação. Análises químicas representativas das rochas sub-vulcânicas da região Monteiro - Sumé-PB.

ELEMENTOS TRAÇOS EM PPM

BA	1072	1133	590	90	180	205	50
SR	570	470	610	400	350	30	10
RB	45	75	20	15	10	200	520
TH	6,40	10,30	ND	0,20	0,90	46,9	ND
CR	40	70	130	220	400	ND	ND
NI	46	40	110	130	140	15	
Y	43	47	34	21	20	41	95
NB	23	26	19	6	4	22	44
ZR	408	322	310	73	74	175	130
HF	9,9	10,6	ND	1,5	2,8	7,1	7,0
TA	1,2	1,8	ND	0,3	0,5	1,6	4,9
LA	81	93	46	40	14	139	52
CE	150,0	171	101	9	29	246	103
ND	65	71	41	6	15	79	41
SM	13,30	14,80	7,7	2,33	4,16	13,7	11,0
EU	3,52	3,45	ND	0,80	1,36	0,60	0,22
TB	1,80	1,90	ND	0,50	0,60	1,3	1,70
YB	5,25	5,69	ND	2,23	2,48	5,44	13,20
LU	0,80	0,86	ND	0,34	0,36	0,81	1,97

nd = Não analisado; d = diabásio; n = norito; rd = riódacito e r = riolito * = Ba, como BaO, adicionado ao total.

As rochas estudadas mostram composições variando de basaltos a basaltos andesíticos mostrando variação considerável nos teores de K_2O (2,46% a 0,85%), caindo nos campos das rochas calcioalcalinas de médio e alto - K e no campo das rochas shoshoníticas no diagrama SiO_2 versus K_2O com campos de Peccerillo & Taylor (1976) (Fig. 3). Entretanto, as rochas que caem no campo das rochas shoshoníticas, mostram teores de TiO_2 (>2,4%) elevados, bem acima daqueles propostos para as rochas da série shoshonítica (<1,3%) por Morrison (1980). As rochas félsicas plotam no campo dos riolitos, mostram elevados teores de (> 75%). Composições com valores intermediárias de SiO_2 não foram observadas. As rochas máficas mostram teores em SiO_2 variando de 48%-53%, teores mais elevados foram observados em alguns enclaves de dioritos, refletindo os processos de mistura com o magma granítico. Os teores de MgO, Ni e Cr dividem as rochas máficas estudadas em dois grupos: (Grupo 1) teores mais baixos de MgO, Ni e Cr (3,8% - 4,9% <80 ppm e <100 ppm,

respectivamente) e teores mais elevados de TiO_2 e P_2O_5 , sendo classificadas como basaltos de alto Ti (Erlank et al. 1988); grupo 2 - caracterizado por rochas com teores mais elevados de MgO, Ni e Cr (7,3% a 8,0%, >100ppm e >100ppm respectivamente) e, teores mais baixos de TiO_2 e P_2O_5 (Fig. 4). O grupo 2 inclui os noritos e um dique de diabásio aflorantes a sul da cidade de Monteiro. As rochas de ambos os grupos, mostram teores moderados de Fe_2O_3 (10,6% - 14,0%). As rochas do grupo 1 são enriquecidas em elementos traços, os quais são incompatíveis durante fusão de peridotito (Thompson et al, 1984). Os teores de Ba, Rb, Sr, LREE, Zr e Nb são comparáveis aos teores observados em basaltos alcalinos relacionados a ambiente de rifte, como por exemplo os basaltos alcalinos do Graben Sapucaia - Assunção (Comin-Chiaromonti et al., 1993). As rochas do grupo 2, mostram teores de elementos incompatíveis mais baixos quando comparadas as rochas do grupo 1, sendo semelhantes aos teores observados em basaltos toleíticos.

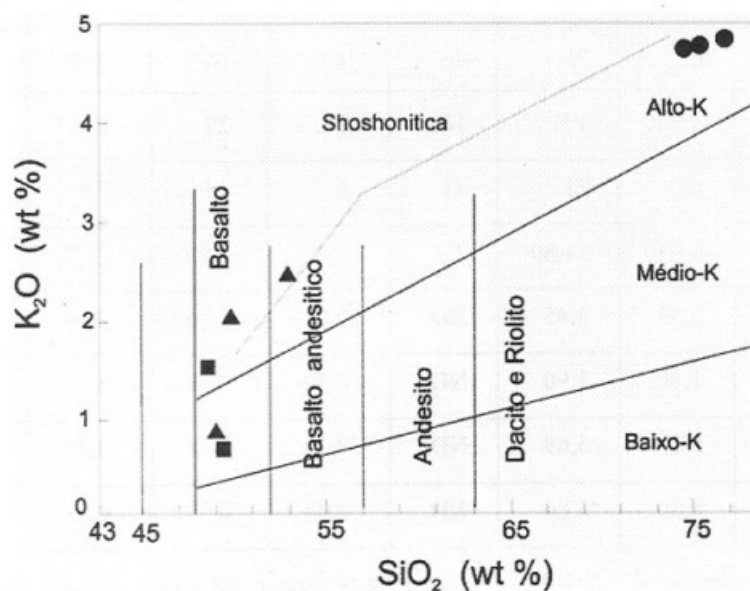


Figura 3 Diagrama SiO_2 versus K_2O com os campos de Peccerillo & Taylor (1976). Triângulo cheio = Diabásio; Quadrado cheio = norito; Círculo = riólito e riodacito

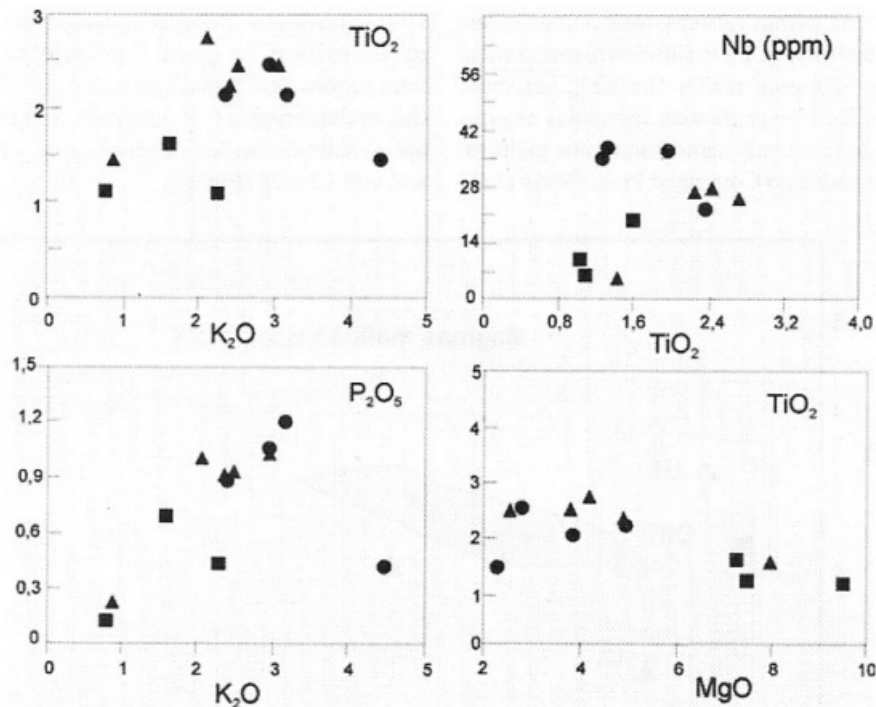


Figura 4 - Diagramas de variação para as rochas sub-vulcânicas máficas da região de Monteiro-Sumé (triângulo cheio = diabásio; quadrado cheio = norito), mostrando as similaridades geoquímicas com os dioritos que ocorrem como enclaves (círculo cheio) no Complexo Prata. Símbolos como na figura 3.

As rochas máficas mostram dois padrões distintos de ETR (Fig. 5A) normalizados em relação ao condrito: Padrões caracterizados pelo enriquecimento em ETRL, com

razões $(La/Yb)_N$ variando entre 8 e 11 (grupo 1) e, padrões horizontalizados, com razões $(La/Yb)_N$ variando entre 1 e 4, similar aos padrões da média dos MORB (grupo 2).

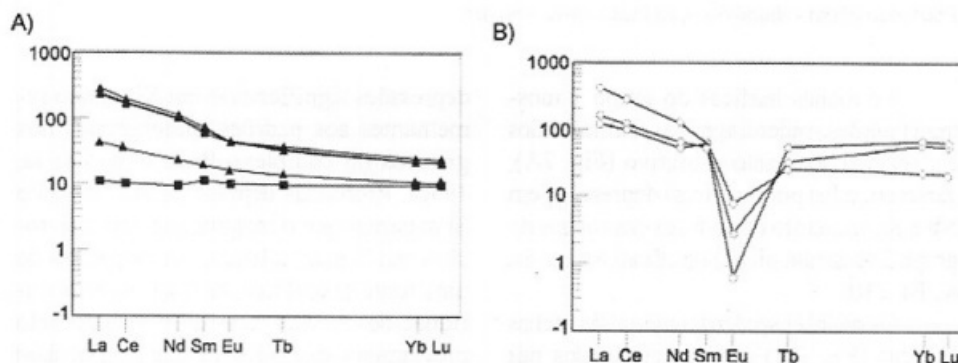


Figura 5 - Padrões de ETR normalizados em relação ao padrão condrito (Sun, 1982). A) Diabásio (triângulo cheio) e Norito (quadrado cheio) e B) riolito e riódacito

As rochas félsicas são caracterizadas por padrões de ETR sub- horizontalizados (Fig. 5B), com razões $(La/Yb)_N$ variando entre 2 e 17 e profundas anomalias negativas de Eu, sendo semelhantes aos padrões observados no Complexo Prata (Melo et al.

1995). Razões La/Ta também distinguem as rochas máficas do grupo 1, as quais mostram razões La/Ta mais elevadas (50 -70) das rochas máficas do grupo 2, as quais apresentam razões La/Ta mais baixas, variando de 12 a 28 (Fig. 6)

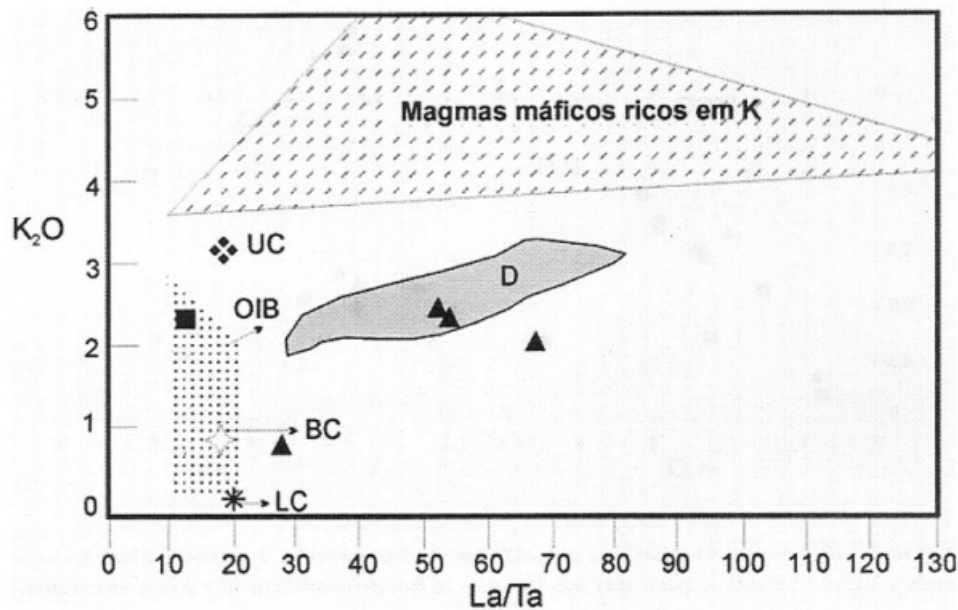


Figura 6 - Variação de K_2O e La/Ta nas rochas máficas da região Monteiro-Sumé. Composições médias da crosta superior (UC), crosta inferior (LC) e crosta total (BC) são de Taylor & McLennan (1985). Campo dos basaltos de ilhas oceânicas (OIB) de Thompson et al. (1993). D- Campo dos basaltos da porção oeste do Rift Rio Grande - Colorado (Gibson et al. 1993) e o campo das rochas máficas ricas em K de Uganda e e NW do Colorado (Leat et al, 1988 e Thompson et al., 1984) Triângulo cheio - diabásio; quadrado cheio - norito.

As rochas máficas do grupo 1 mostram padrões spiderdiagramas normalizados em relação ao manto primitivo (Fig. 7A), caracterizados por pequenas depressões em Nb e Sr, enquanto os padrões das rochas do grupo 2 mostram picos significativos em Sr, K, Ba e Rb.

Os padrões spiderdiagramas das rochas félsicas (Fig. 7B) são caracterizados por depressões profundas em Ba, Sr, Eu e Ti, pequenas depressões em Zr, e não mostram

depressões significativas em Nb, sendo semelhantes aos padrões spidergramas dos granitos do complexo Prata (Melo et al, 1996). Profundas depressões em Ba, Eu e Sr sugerem que o magma que gerou as rochas vulcânicas félsicas, foi originado de uma fonte granulítica, da qual magmas enriquecidos nestes elementos tenham sido previamente extraídos, ou que plagioclásio e biotita foram fases residuais do processo de fusão.

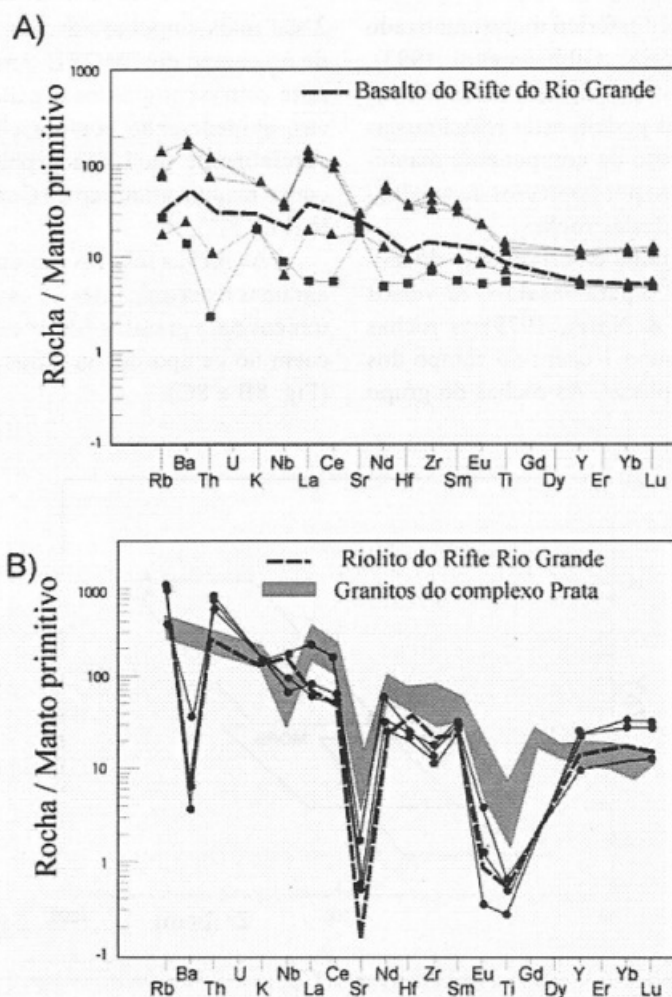


Figura 7 Elementos incompatíveis normalizados em relação ao manto primitivo, A) rochas máficas (símbolos como na figura 6). Análise de basalto do rifte do Rio Grande de Thompson et al. (1984); B) riolito e riodacito. Dados do granito Prata são de Melo et al. (1996) e riolito do rifte Rio Grande de Thompson et al. (1984).

Os padrões spiderdiagramas das rochas máficas estudadas são semelhantes aos padrões de rochas vulcânicas originadas em ambiente de rifte continental da Escócia (Kerr et al, 1999), exceto pela presença de anomalias negativas de Nb. Basaltos associados a ambiente de rifte, mostram geralmente anomalias positivas de Nb. Anomalias negativas em Nb são típicas de magmas associados a ambiente

de subducção (Wilson, 1989). Entretanto, anomalias negativas de Nb tem sido registradas em basaltos do rifte Rio Grande – EUA (Gibbson et al. 1993; Leat et al. 1988) e basaltos alcalinos do Graben Pós-Paleozóico do Paraguai Centro-Oriental (Comin-Chiaramonti et al., 1993). A fonte proposta para os basaltos Cenozóicos do Rifte Rio Grande, enriquecidos em LILE e com anomalias negativas de

Nb é o manto litosférico metasomatizado (Leat et al., 1988; Gibbison et al., 1993). As depressões em Nb observadas nas rochas estudadas podem estar relacionadas ao envolvimento de componente mantélico modificado por processos de subducção, na fonte destas rochas.

No diagrama discriminante de ambiente tectônico para basaltos, Zr versus Zr/Y (Pearce & Norry, 1979) as rochas máficas do grupo 1 caem no campo dos basaltos intraplacas. As rochas do grupo

2 são mais empobrecidas em Zr, plotando no campo dos MORB, próximo ao limite com o campo dos basaltos intraplacas, evidenciando composição toleítica, parcialmente modificada pela interação com o magma granítico do Complexo Prata (Fig. 8A).

As rochas félsicas projetadas nos diagramas discriminantes de ambientes tectônicos para granitos (Pearce et al. 1984), caem no campo dos granitos intraplacas (Fig. 8B e 8C).

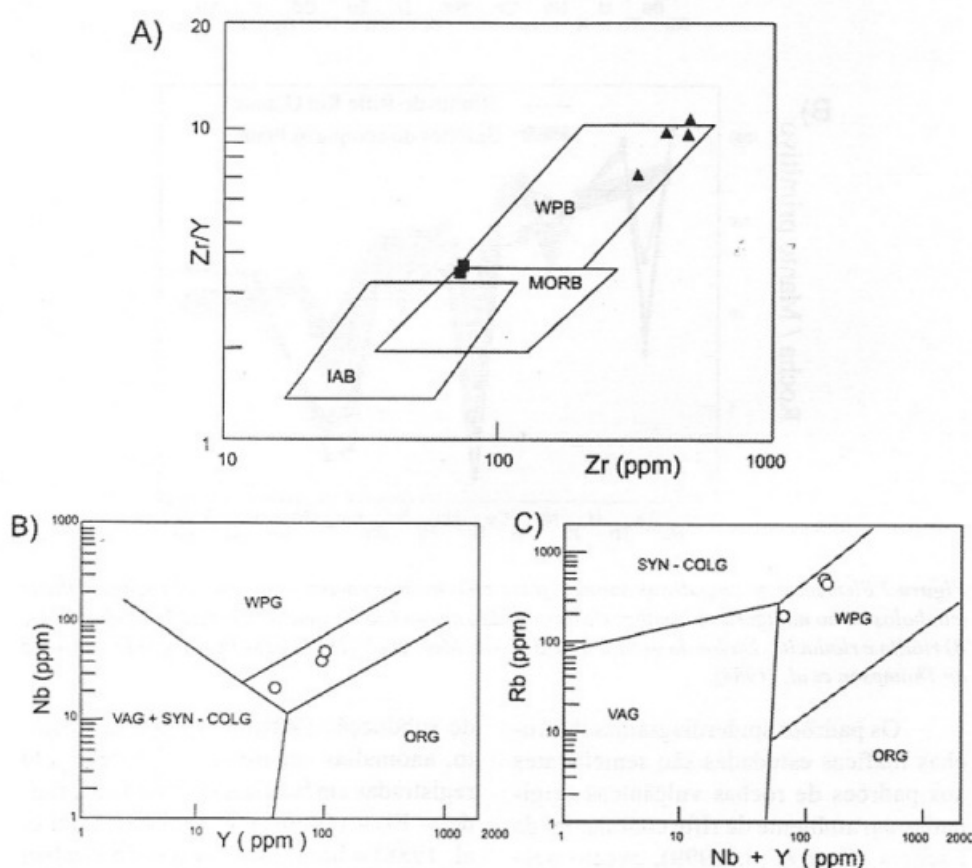


Figura 8 A) Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos para as rochas máficas (Pearce & Norry, 1979) e B) e C) para os riolitos e riodacitos (Pearce et al., 1984). Símbolos como na figura 3.

VARIAÇÕES ISOTÓPICAS

Sm-Nd E Rb-Sr

Duas amostras de riolito, três amostras de diabásio e duas amostras de noritos foram analisadas isotopicamente para Sm-Nd; uma amostra de riolito e três amostras de diabásio foram analisadas para Rb-Sr no Laboratório de Geologia Isotópica IGL - Universidade do Kansas, utilizando um Espectrômetro de Massa VG Sector-5, usando os procedimentos descritos por Van Schmus et al. (1995). Os resultados são mostrados na tabela 2.

As rochas máficas estudadas mostram duas assinaturas isotópicas distintas: 1) as rochas máficas enriquecidas em LILE (grupo 1) com valores de $\epsilon Nd_{(512 Ma)}$ baixos (-14,95 a -11,48), T_{DM} variando entre 1,9 e 2,2 Ga, similares aos valores registrados nos dioritos potássicos (K - dioritos) associados aos granitóides cálcio-alcálicos do Domínio Tectônico Central da Província Borborema (Guimarães et al., 2001) e, razões ($^{87}Sr / ^{86}Sr$) elevadas (0,706462-0,707727); 2) As rochas do grupo 2 com valores mais elevados de $\epsilon Nd_{(512 Ma)}$ (-1,0 a 4,7). Processos de mistura entre o magma basáltico e o granítico (Com-

plexo Prata) parecem terem sido responsáveis pelos valores mais baixos de $\epsilon Nd_{(512 Ma)}$ observados em algumas amostras de norito (tabela 2). As diferenças entre os dois grupos de rochas máficas podem ser melhores visualizadas no diagrama idade T_{DM} versus ϵNd mostrado na figura 9. As rochas do grupo 1, os enclaves máficos do complexo Prata, granitos do complexo Prata e riolacito, mostram valores de $\epsilon Nd_{(512 Ma)}$ similares, enquanto as rochas do grupo 2 mostram valores positivos a levemente negativos de $\epsilon Nd_{(512 Ma)}$. No grupo 2, as diferenças observadas entre os valores de $\epsilon Nd_{(512 Ma)}$ para as amostras analisadas, refletem os processos de mistura com os granitos do complexo Prata. Além disso, os valores bem superiores a 0,1 (tabela 2) para a razão $^{147}Sm / ^{144}Nd$ nos noritos, tornam os valores de T_{DM} sem significado. O mesmo pode ser concluído para uma amostra de riolito (SU-2A, com razão $^{147}Sm / ^{144}Nd = 0,20358$) e outra de riolacito (SU-10), com razão $^{147}Sm / ^{144}Nd = 0,05647$, indicando tratar-se de rocha bastante fracionada, ou que foi originada de fonte que já sofreu processos anteriores de fusão e extração.

Tabela 2 - Dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd para as rochas sub-vulcânicas da região Monteiro-Sumé, PB

AMOSTRA	IG-36E ^d	IG-36L ^d	IG-65A ^d	PR-01G ⁿ	PR-05C ⁿ	SU-10 ^r	SU-02A rd
RB (PPM)	46	64	50	*****	*****	461	*****
SR (PPM)	600	490	705	*****	*****	10	*****
$^{87}Rb / ^{86}Sr$	0,2200	0,3847	0,2046	*****	*****	154,68	*****
$^{87}Sr / ^{86}Sr_i$	0,706461	0,707727	0,706505	*****	*****	0,702678	*****
$\epsilon Sr_{(520 Ma)}$	36	54	37	*****	*****	-18	*****
ND (PPM)	68,38	73,71	61,24	6,81	33,60	102,15	20,59
SM (PPM)	12,62	12,55	11,36	2,20	6,81	9,54	6,93
$^{143}Nd / ^{144}Nd$	0,511380	0,511202	0,511262	0,512211	0,511830	0,511413	0,511028
$^{147}Sm / ^{144}Nd$	0,1115	0,1111	0,1122	0,1953	0,1225	0,0565	0,2036
$\epsilon Nd_{(H2O)}$	-17,12	-20,62	-19,39	-4,75	-7,63	-20,16	-17,87
$\epsilon Nd_{(520 Ma)}$	-11,48	-14,95	-13,79	4,74	-2,70	-10,80	-18,35
TDM (Ma)	1913	2249	2100	*****	1329	*****	*****

d = diabásio; *n* = norito; *r* = riolito e *rd* = riolacito

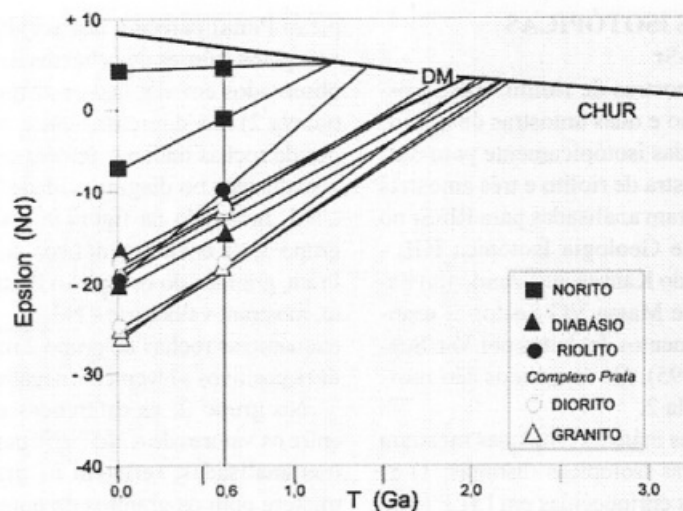


Figura 9 - Diagrama de evolução de Nd para as rochas sub-vulcânicas da região de Monteiro - Sumé e granitos e dioritos do Complexo Prata. DM= Curva do manto empobrecido. (De Paolo, 1981)

Na projeção $\epsilon_{Nd(512\text{ Ma})}$ versus $\epsilon_{Sr(512\text{ Ma})}$ (Fig. 10) as rochas máficas enriquecidas em LILE são projetadas no quadrante IV, sugerindo fonte enriquecida em Rb e empobrecida em Sm/Nd em relação aos reservatórios de Nd e Sr.

As rochas félsicas apresentam valores $\epsilon_{Nd(512\text{ Ma})}$ baixos (-18,1 a 10,8). Dados isotópicos Rb-Sr foram obtidos somente

para uma amostra, a qual apresentou razão $(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_i$ baixa (0,702678), sendo projetada no quadrante III do diagrama $\epsilon_{Nd(512\text{ Ma})}$ versus $\epsilon_{Sr(512\text{ Ma})}$ (Fig. 10).

Os diabásios de alto Ti (grupo 1), mostram assinatura Sm-Nd similar àquelas registradas nos enclaves de composição diorítica do Complexo Prata (Fig. 9).

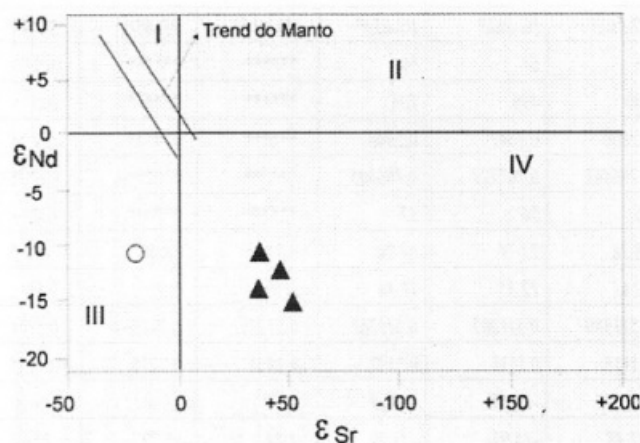


Figura 10 - Diagrama de correlação Nd versus Sr para os diabásios (Triângulo cheio) e riolitos (círculo aberto) da região de Monteiro - Sumé

DISCUSSÕES SOBRE A FONTE

As características isotópicas e geoquímicas das rochas máficas estudadas, podem ser explicadas como proveniente de: 1) mistura entre manto astenosférico e crosta continental; 2) mistura de manto litosférico e manto astenosférico e 3) manto litosférico metassomatizado.

Durante sua ascensão um magma pode sofrer interações com a crosta continental e as evidências são refletidas na sua química. Concentrações elevadas em elementos incompatíveis (Ba, Rb e K), altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e baixas razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, como observadas nos diabásios estudados são características típicas de magmas básicos que assimilaram material da crosta superior.

Na tentativa de avaliar possíveis contaminações crustais, as rochas máficas estudadas foram projetadas no diagrama K_2O versus La/Ta (Fig. 6), juntamente com a média da crosta superior, crosta inferior e crosta total (Taylor & McLennan, 1985). Todas as composições crustais mostram razões La/Ta mais baixas que os diabásios (grupo 1) estudados, os quais caem no campo dos basaltos do Rife Rio Grande-Colorado. As rochas do grupo 2 mostram razões La/Ta mais baixas, similares aos observados em basaltos de ilhas oceânicas (Thompson et al., 1993).

Os teores elevados de K_2O , Ba, Sr e Zr e as razões isotópicas observadas nas rochas máficas do grupo 1 poderiam ser explicados pela assimilação de grande volume de material crustal. Entretanto, tal assimilação implicaria em um aumento significativo nos teores de SiO_2 , o que não é observado nos diabásios estudados. Apesar de que alguma assimilação deve ter ocorrido, os elevados teores de LILE associados às razões isotópicas nas rochas menos evoluídas, e a similaridade das razões isotópicas destas rochas com dioritos e sienitos máficos neoproterozóicos,

observados em outras áreas da Faixa Pajeú - Paraíba (Guimarães et al. 2000; 2001) devem refletir a composição do manto litosférico na região. As razões isotópicas elevadas poderiam ser interpretadas como resultantes da homogeneização isotópica entre os enclaves e os granitóides encaixantes ou, entre os diques e suas encaixantes. Entretanto, devemos salientar que as rochas do grupo 2, não mostram esta homogeneização, apesar das evidências de campo e petrográficas de que ocorreu processos de mistura parcial entre os magmas que geraram os granitos do complexo Prata $\epsilon\text{Nd}_{(512\text{Ma})} \sim -19$ e os noritos $\epsilon\text{Nd}_{(512\text{Ma})}$ variando de $+4,5$ a $-3,0$. Estas evidências isotópicas constituem forte argumento contra a hipótese dos valores negativos de ϵNd observados nas rochas máficas do grupo 1, estarem relacionados a processos de interação com as rochas encaixantes. Estes valores possivelmente refletem a assinatura do manto litosférico sob a Província Borborema.

As razões isotópicas e características químicas das rochas do grupo 2, sugerem como fonte destas rochas, o manto astenosférico. As variações isotópicas e químicas observadas nestas rochas podem ser explicadas pelos processos de interação com o magma granítico do Complexo Prata.

As rochas félsicas mostram teores de ETR elevados e baixos teores de Ba, Sr e Eu. Fusão de fonte granulítica, da qual magmas enriquecidos nestes elementos tenham sido previamente extraídos, poderia gerar magmas quimicamente similares aos riódacitos e riolitos estudados.

CONCLUSÕES

Processos de mistura parcial de magmas envolvendo diabásio, riódacito e o granito Prata, sugerem que estas rochas têm aproximadamente a mesma idade de cristalização ($512 \pm 30\text{Ma}$).

Os dados geoquímicos e isotópicos sugerem que as rochas máficas estudadas foram originadas de duas fontes distintas. A fonte mais provável para as rochas máficas ricas em LILE (grupo 1), com idade modelo T_{DM} Sm-Nd de ~2.0Ga é o manto litosférico enriquecido. Guimarães & Da Silva Filho (1998) propõem que o principal, e talvez o único evento responsável pelo enriquecimento do manto litosférico no Domínio Estrutural Central da Província Borborema, foi a Orogênese Transamazônica (~2.0 Ga). Evidências de metassomatismo mantélico associado à Orogênese Transamazônica são também reportadas no cinturão sienítico do Domínio Tectônico Central da Província Borborema (Ferreira & Sial, 1993).

As rochas máficas do grupo 2 representam material juvenil acrescido à crosta durante o Brasiliano. Interações entre o magma basáltico e o magma granítico (complexo Prata) parecem ter modificado a composição original do magma fonte das rochas do grupo 2, como evidenciado pela petrografia, geoquímica de rocha total (spidergramas) e geoquímica isotópica Sm-Nd.

A geoquímica de rocha total e isotópica das rochas subvulcânicas félsicas sugere que as mesmas não estão relacionadas aos basaltos por cristalização fracionada. As rochas félsicas foram originadas a partir de uma fonte com baixos teores em Ba, Sr, Eu e H_2O , e enriquecida em Sm. Fusão de fonte, da qual magmas enriquecidos nestes elementos tenham sido previamente extraídos, podem gerar composições semelhantes aos riolitos e riolitos estudados. Esta hipótese é corroborada pela presença de intenso magmatismo granítico de alto-K, enriquecido em Ba e Sr, padrões de ETR caracterizados pela ausência de anomalias de Eu e idades no intervalo 590-580Ma, no domínio Central da Província Borborema.

As rochas subvulcânicas da Faixa Pajeú - Paraíba representam magmatismo bimodal extensional que sucedeu a Orogênese Brasileira. O magmatismo estudado é contemporâneo com a deposição de pequenas bacias sedimentares dos domínios estruturais norte e central da Província Borborema e também ao evento de rifte, associado à separação dos continentes Laurentia, Báltica e Gondwana.

Agradecimentos

Nossos agradecimentos ao Dr. W. R. Van Schmus, por permitir a utilização do Laboratório de Geoquímica Isotópica (IGL) da Universidade do Kansas. Os dados isotópicos apresentados neste trabalho, foram obtidos durante o programa de Pós-Doutorado de I.P.G no IGL- Kansas, com bolsa da CAPES Proc. BEX0742/96.

REFERÊNCIAS

- Black, R., Latouche, L., Liégeois, J.P., Caby, R., Bertrand, J.M., 1994. Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (central Shara). *Geology*: 641-644.
- Brito Neves, B.B., 1983. O mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil, escala 1/1.000.000. Livre Docência Thesis, University of São Paulo, São Paulo, Brazil. 177p.
- Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., Campos Neto, M.C., Kozuch, M., 1995. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados implicações e perspectivas. *Rev. Brás. de Geoc.*, **25**:279-296.
- Comin-Chiaromonte, P., Gomes, C.B. A., De Min, P., Censi, Rotolo, S.G., Velázquez, V.F., 1993. Geoquímica do magmatismo Pós-paleozóico no Paraguai Centro-Oriental. *Geochimica Brasiliensis*, **VII(1)**:19-34.

- Dantas, E.L., 1997. Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UESP, Tese de Doutorado, 206p.
- De Paolo, D.J., 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges. California, J. Geophys. Res. **86**: 10470-10488.
- Erlank, A.J., Warters, F.G., Hawkesworth, C.J., Haggerty, S.E., Allsop, H.L., Rickard, R.S., Menzies, M.A., 1988. Evidence Poços de Caldas Brazil. Lithos, **45**: 255-279.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N., 1993. Mica pyroxenite as probable source for ultrapotassic and potassic magmas in Northeastern Brazil. Anais da Acad. Brasileira de Ciências. **65**(1):51-62
- Fetter, A. A., 1999. U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil; implications for the assembly of Gondwana. Tese de PhD, University of Kansas, 164p.
- Gibson, S. A., Thompson, R.N., Leat, P.T., Morisson, M.A., Hendry, G.L., Mitchell, J.G., 1993. Ultrapotassic magmas along the flanks of the Oligo-Miocene Rio Grande Rift, USA: Monitors of the zone of lithospheric mantle extension and thinning beneath a continental rift. Journal of Petrology. **34**(1):173-186.
- Guimarães, I.P., Da Silva Filho, A.F., 1998. Nd- and Sr- isotopic and U-Pb geochronologic constraints for the evolution of the shoshonitic brasileiro Bom Jardim and Toritama Complexes: Evidence for a Transamazonian enriched mantle under Borborema Tectonic Province, Brazil. International Geology Review, **40**:500-527.
- Guimarães, I.P., Almeida, C.N., Da Silva Filho, A.F., 2000. Granitoids marking the end of Brasiliano (Pan-African) Orogeny within the Central Tectonic Domain of the Borborema Province. Rev. Bras. Geoc., **30**(1):177-181.
- Guimarães, I.P., Da Silva Filho, A.F., Almeida, C.N., 2001. Caracterização geoquímica e isotópica dos dioritos da Faixa Pajeú – Paraíba – Província Borborema – NE do Brasil. In: VI Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa. Faro - Algarve, Portugal. Boletim de Resumos expandidos: 81-84.
- Hackspacher, P. C., Van Schmus, W. R., Dantas, E.L., 1991. Um embasamento Transamazônico na Província Borborema. In: 36 Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, Anais 6: 2683-2696.
- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences. **8**:523-548.
- Kerr, A.C., Kent, R.W., Thomson, B.A., Seedhouse, J.K., Donaldson, C.H., 1999. Geochemical evolution of the Tertiary Mull volcano, Western Scotland. Journal of Petrology, **40**(6):873-908.
- Le Bas, M.J., Streckeisen, A.L., 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. Journal of Geological Society of London, **148**: 825-833.
- Medeiros, V. C., Torres, H. H. F., Wanderley, A., 1997. Novos dados sobre a porção Centro-Leste do Domínio da Zona Transversal: O Mapa Geológico

- co da Folha Sumé (Sb.24-Z-D-V) In: XVII Simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza, 15:63-68.
- Melo, S. C., Guimarães, I. P., Lima, E. S., Silva Filho, A. F., Vannucci, R., Mazzuchelli, M., 1995. Caracterização geoquímica do Complexo Prata: Magmatismo bimodal pós tectônico do Proterozóico superior no NE do Brasil. In: III Cong. de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa e V Congresso Brasileiro de Geoquímica. Niterói, RJ. Anais em CD-ROM
- Melo, S. C., Guimarães, I. P., Silva Filho, A.F., Macambira, M., Lima, E. S., 1996. Geochemical and Rb/Sr data of the Neoproterozoic bimodal anorogenic magmatism in the Borborema Province, NE Brazil: The Prata Comple. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador BA. Anais 6:607-610.
- Pearce, J.A., Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* **69**: 38-47.
- Pearce, J., Harris, N. B. W., Tindle, A., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* **25**(4): 956-983.
- Peccerillo, A., Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastmonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* **58**: 63-81.
- Sun, S. S., 1982. Chemical Compositional origin of the Earth's primitive mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**: 179-192.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. The continental crust: Its composition and evolution. Boston, MA: Blackwell Scientific, 312p.
- Thompson, R.N., Morrison, M. A., Hendry, G.L., Parry, S., 1984. An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans. Royal. Geol.ogical Society of. London.* **A310**: 549-590.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Harkspacher, P., Babinsky, M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: Initial conclusions. *Jour. of South Amer. Earth Sci.* **8**: 267-288.
- Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach. Unwin Hyman Ltd London. 446p.
- Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonocmagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Letters.* **50**: 11-30.