

VULCANISMO DACÍTICO CÁLCIO-ALCALINO
MESOARQUEANO NO "GREENSTONE BELT"
IDENTIDADE, SUDESTE DO PARÁ, BRASIL

Z.S. de Souza

Departamento de Geologia, CCE/UFRN, Natal, RN

R. Dall'Agnol

Centro de Geociências/UFPA, Belém, PA

ABSTRACT

The Identidade greenstone belt is a metavolcanic sequence of Mesoproterozoic age, formed by metakomatiites and low-K tholeiites at the base and metadacites at the top. The latter display a porphyritic texture, with phenocrysts of quartz, hornblende, titanite and apatite in a recrystallized matrix of fine grained quartz, alkali-feldspar, titanite and opaque minerals, besides mafic aggregates of biotite + epidote + chlorite + opaques ± hornblende. The less evolved dacitic samples are enriched in hornblende and titanite, and impoverished in alkali-feldspar and quartz, when compared to the most evolved ones. Geochemically, these rocks are calc-alkaline, following the Na-enrichment trend (trondhjemitic). Modeling of major and trace elements suggests an evolution in two stages: (i) partial melting of a metasomatized tholeiitic basalt source transformed into garnet amphibolite, which originates a dacitic / trondhjemitic liquid and leaves behind a residue of hornblende, plagioclase, clinopyroxene and garnet; (ii) at low pressure, this liquid evolves by fractional crystallization of plagioclase, quartz, biotite, hornblende, K-feldspar, magnetite and titanite. The appearance of the dacitic volcanism represents a shift concerning the source of magma in the greenstone belt evolution, which passes from mantelic (komatiites and tholeiites) to crustal one (dacites).

RESUMO

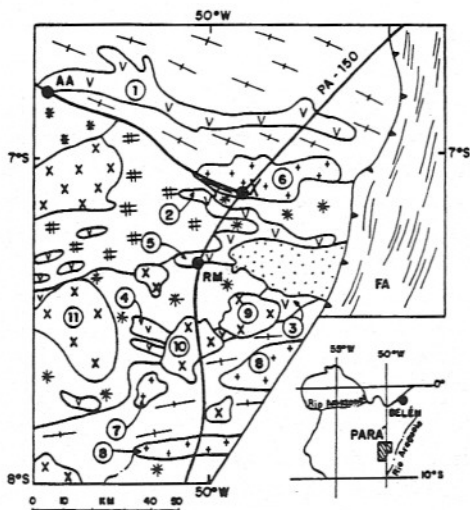
O "greenstone belt" Identidade corresponde a uma pilha metavulcânica de idade Mesoproterozoica, formada por metakomatiitos e toleítos de baixo potássio, na base, e metadacitos, no topo. Estes têm textura porfírica, com fenocristais de quartzo, titanita e apatita numa matriz fina recristalizada, composta por quartzo, feldspato alcalino, titanita e minerais opacos, além de nódulos máficos contendo biotita + epidotos + opacos ± hornblenda. As amostras menos evoluídas dos metadacitos são enriquecidas em hornblenda e titanita, e empobrecidas em feldspato alcalino e quartzo, em comparação às mais evoluídas. Geoquimicamente, estas rochas são cálcio-alcálicas, seguindo a tendência de enriquecimento em sódio (trondhjemitico). Modelagens envolvendo elementos maiores e traço indicam uma evolução em dois estágios. O primeiro compreende a fusão parcial de uma fonte do tipo basalto toleítico metassomatizado e transformado em granada anfibólito, originando um líquido dacítico / trondhjemitico e deixando um resíduo com hornblenda, plagioclásio, clinopiroxênio e granada. No segundo estágio, a baixas pressões, este líquido evolui por cristalização fracionada de plagioclásio, quartzo, hornblenda, K-feldspato, magnetita e titanita. A gênese do magma dacítico representa uma mudança em termos de fonte na evolução do "greenstone belt", que passaria de mantélica (geração de komatiitos e toleítos) a crustal (dacitos).

INTRODUÇÃO

O *greenstone belt* Identidade (**gbI**) situa-se no terreno granito - *greenstone* da região de Rio Maria, porção sul da Província Mineral de Carajás / PA, no extremo SE do Cráton Amazônico (Figura 1), fazendo parte do Supergrupo Andorinhas (Docegeo, 1988; Huhn et al., 1988). Compõe-se, da base para o topo, de rochas metaultramáficas, metabasálticas/metagabróides e metadacíticas, sendo intrudido por metagranitoides de composições quartzo-

diorítica a granítica (Huhn et al., 1988; Souza et al. 1988, 1990; Souza 1994). A faixa supracrustal está metamorfizada em baixo grau (Souza & Dall'Agnol, 1994), mostra-se alongada na direção WNW-ESE, com espessura aparente, em mapa, de 4 km, com suas feições estruturais interpretadas como resultantes de transpressão dextrogira (Souza et al., 1988; Souza, 1994). A idade mínima do Supergrupo Andorinhas, estimada com base nas datações de intrusões metaplutônicas, é de cerca 2,88-2,87 Ga

(Macambira, 1992; Lafon, et al. 1994; Pimentel & Machado, 1994), sendo a idade mais provável do vulcanismo dacítico compreendida no intervalo de 2,94-2,90 Ga (Macambira, 1992; Souza, 1994). O Tonalito Arco Verde (Althoff et al., 1991, 1994; ca. 2,96 Ga - Macambira, 1992), maciços graníticos anorogênicos (ca. 1,90 Ga; Machado et al. 1991), intrusivos no Grupo Rio Fresco (sedimentos terrígenos) e a Faixa de Dobramentos Araguaia (Ciclo Brasileiro) compõem as outras unidades geológicas (Figura 1).



LEGENDA

FAIXA DE DOBRAMENTOS ARAGUAIA (FA) (CICLO BRASILIANO)
NÃO CONFORMIDADE

GRANITOS ANOROGÊNICOS:

9 JAMON 10 MUSA (1,88 GA, U/Pb; Machado *et al.* 1991) 11 BANNACH

NÃO CONFORMIDADE

GRUPO RIO FRESCO (NEOARQUEANO OU PALEOPROTEROZÓICO?)
? NÃO CONFORMIDADE ?

METAGRANITÓIDES:

LEUCOGRANITOS (2,88 GA, Pb/Pb; Lafon *et al.* 1994)

6 XINGUARA 7 MATA SURRÃO 8 GUARANTÃ

TRONDHJEMITO MOGNO (2,87 GA, U/Pb; Pimentel & Machado 1994)

GRANODIORITO RIO MARIA (2,87 GA, U/Pb; Macambira 1992)

"GREENSTONE BELTS" (SUPERGRUPO ANDORINHAS) (Docegeo 1988):

1 SAPUCAIA 2 IDENTIDADE 3 LAGOA SECA/BABAÇU

4 PEDRA PRETA 5 SERRINHA

? NÃO CONFORMIDADE ?

TONALITO ARCO VERDE (Althoff *et al.* 1991)

(2,96 Ga, U/Pb; Macambira 1992)

CIDADES: AA ÁGUA AZUL X XINGUARA RM RIO MARIA

PA-150: RODOVIA ESTADUAL ASFALTADA

Figura 1 - Mapa geológico da região do rio Maria, modificado de Huhn et al. (1988) e Souza (1994).

O vulcanismo félsico dos *greenstones* da região de Rio Maria ressurte-se da falta de estudos de caracterização textural, petrológica e petrogenética mais aprofundada. Assim, o presente trabalho pretende preencher parte desta lacuna no **gbI**, complementando um estudo similar concernente aos tipos metaultramáficos (komatiitos) e metabasálticos/metagabróides (toleitos de baixo potássio) (Souza & Dall'Agnol, 1995a). Por outro lado, como os metagranitóides adjacentes também são tardios na evolução do **gbI**, inclusive com tipos trondhjemiticos petrográfica e estruturalmente semelhantes aos metadacitos, enfoca-se parte daquela associação (Medeiros, 1987).

PETROGRAFIA E TEXTURAS

Os metadacitos subdividem-se em três fácies principais. A predominante (**DAC**) corresponde aos tipos mais evoluídos, desprovidos de fenocristais de hornblenda (*Hb*). Subordinadamente, encontram-

se fácies menos evoluídas, com *Hb* (**HbDAC**), e outras enriquecidas em minerais máficos - *Hb*, biotita (*Bt*), epidotos (*Ep*) e minerais opacos (*Op*) (**DACm**). Observa-se, também, a ocorrência de concentrações máficas lenticulares, de dimensões submilimétricas, e compostas de diferentes combinações de *Bt*, *Ep*, *Op*, clorita (*Cl*), titanita (*Tit*), *Hb* e apatita (*Ap*), e, às vezes, quartzo (*Qz*), turmalina (*Tu*), muscovita (*Ms*), plagioclásio (*Pl*) e carbonatos (*Cb*). De modo restrito, ocorrem brechas metadacíticas, caracterizadas por uma matriz félsica muito fina, hipohialina, com orientação de lamelas e micrólitos de *Cl*, *Hb*, *Ep* e *Ms*, envolvendo fragmentos de rocha (basalto) e fenocristais quebrados de *Pl*, *Qz*, *Hb*, *Tit* e *Ap*.

DAC, **HbDAC** e **DACm** possuem textura inequigranular, porfirítica (bimodal ou seriada), com proporção de fenocristais (0,6-7 mm) inferior à matriz, a qual perfaz de 52 a 76%. Modalmente, são classificados como fenodacitos ou fenoandesitos (Streckeisen, 1978). No entanto, a abundância de fenocristais de *Qz*, a ma-

triz quartzo - feldspática e a grande proporção de *Bt* e de texturas granofíricas são coerentes com uma natureza dacítica/riolítica, e não andesítica. A matriz é equigranular, fina, rica em intercrescimentos granofíricos, englobando microfeno-cristais (0,2-0,5 mm) de *Qz*, *Pl*, *Tit*, *Ap* e *Hb*. Em várias amostras, nota-se uma orientação preferencial de grânulos de *Ep* e *Qz*, e de ripas e micrólitos de *Pl*, definindo texturas pilotaxíticas ou traquitóides.

Os fenocristais e microfeno-cristais de *Qz* são comumente monocristalinos, com extinção ondulante. Possuem formas hexagonais, triangulares, arredondadas ou irregulares, evidenciando reabsorção pelo líquido magmático. Podem ter inclusões de *Hb*, *Ap*, zircão (*Zir*), *Tit* e *Op*. Em terminações e sombras de pressão, recristalizam para grãos de quartzo poligonais, euédricos, semelhantes àqueles da matriz granoblástica fina. O *Pl* é tabular, euédrico ou subeuédrico, em parte arredondado ou corroído, e intensamente saussuritizado. Aparece em cristais isolados ou formando textura

glomeroporfirítica. Os menos transformados mostram composições no limite oligoclásio-andesina (An32-28), e podem ter uma fina borda menos cálcica (An17-18). Engloba inclusões de *Op* e de matriz desvitrificada ou cloritizada. A *Hb* ($Z^c=15-20$; Z =verde amarelado; X =incolor) é subeuédrica ou anédrica, em seções retangulares alongadas ou aciculares. Apresenta-se como monocristais ou policristais, contornando *Pl* e *Qz*, e altera para combinações de *Clo*, *Op*, *Tit*, *Bt* e *Ms*.

Completando os microfenocristais, têm-se *Ap* euédrica, hexagonal ou retangular, e *Tit*. Esta é marrom, subédrica, losangular, quadrática ou subarredondada, em geral com lamelas e grânulos de *Op* nas suas partes centrais. Ocorre isolada, em pórfiros quebrados ou em policristais alongados. Um tipo secundário se forma em clivagens e terminações de *Hb* e *Bt*. Citam-se, ainda, porfiroblastos (0,5 mm) anédricos de pirita. A *Bt* é um dos componentes principais das concentrações máficas. É lamelar, anédrica, pleocróica (Z =verde ou amarelo alaranjado, X =amarelo), desestabilizando para *Clo*, *Tit*, *Ep*, *Op* e *Ms*. Dentre os *Ep*, tem-se pistacita (amarela, euédrica), às vezes zonada (alanita marrom no núcleo). A *Tu* é subeuédrica, verde azulada, ocorrendo em fraturas ou inclusa em *Ms* e *Pl*. O *Cb* é intersticial ou associado à saussuritização do *Pl*.

As variações petrográficas dos metadacitos são sugestivas de diferenciação magmática, com as fácies menos evoluídas (**HbDAC** e **DACm**) correspondendo às rochas mais ricas em minerais máficos (*Hb*, *Bt*, *Tit*, *Ap*), e as mais evoluídas (**DAC**), tendo menos máficos, desprovidas de *Hb* e possuindo maiores quantidades de *Qz* e *Pl*.

As concentrações máficas, descritas anteriormente, são interpretadas como produtos de fases cumuláticas (*Hb*, *Bt*, piroxênios?), variavelmente transformadas por fluidos tardiomagmáticos.

A textura porfirítica e a matriz, via de regra, holocristalina evidenciam a evolução em, pelo menos, dois estágios. No primeiro, seriam gerados os fenocristais (*Hb*, *Pl*, *Bt*, *Qz*, *Tit*, *Ap*), e, no segundo, sob condições de resfriamento mais rápido e a baixas pressões, a matriz. A presença conspícua de *Tit* sugere que o magma era hidratado e formou-se, possivelmente, em condições oxidantes (Nakada, 1991), pelo menos na fase inicial de cristalização. Posteriormente, na etapa final de resfriamento, as condições devem ter sido menos oxidantes, conforme se deduz pela presença de porfiroblastos de pirita. A abundância de minerais hidratados, sejam como fases magmáticas preservadas (*Hb*), sejam como pseudomorfos ou como produtos de transformação (*Bt*, *Clo*, *Cb*, *Ep*, *Ms*, *Tu*), mostra que o magma dacítico era rico em voláteis (H_2O , CO_2 , B, S). Isto justificaria a alteração (autometasomática ou metamórfica?) generalizada de feldspatos e *Bt*, a formação de porfiroblastos de sulfetos e a não preservação de possíveis fenocristais de piroxênios (?).

CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E MECANISMO PETROGENÉTICO

Caracterização Geoquímica

As análises químicas utilizadas foram obtidas no

CRPG/Nancy (espectrometria de emissão atômica, acoplada a uma fonte de excitação a plasma - ICP) e CG / UFPA (fluorescência de raios-X e absorção atômica). No primeiro caso, os erros analíticos são inferiores a 5% para os elementos maiores, menores que 10% para os elementos-traço e em torno de 5% para os terras raras - TR (exceto aqueles de abundância inferior a 1 ppm, onde o erro analítico pode chegar a 15%). No segundo caso, os erros são de 2-4% para SiO_2 , 0,2-0,5% para TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , K_2O e P_2O_5 , $\pm 1\%$ para FeO , MnO , MgO e Na_2O , e menor que 5% para os elementos-traço. Os resultados encontram-se na Tabela 1.

Os metadacitos mostram uma variação em SiO_2 de 66,2 a 71,7%, e $Mg\#$ de 0,47 a 0,37. Seguem a tendência cálcio-alcalino clássico em diagrama A-F-M e comportam-se como as séries trondhjemiticas no diagrama K-Na-Ca (Figura 2). Em termos do terreno granitogreenstone de Rio Maria, assemelham-se ao Trondhjemitito Mogno (Medeiros, 1987) e ao Tonalito Arco Verde (Althoff et al., 1994) e são bem distintos do Granodiorito Rio Maria, este comparativamente enriquecido em K_2O (Figura 3). Os metadacitos são ligeiramente peraluminosos (0-2% de coríndon normativo), enquanto os granodioritos são metaluminosos. Os metadacitos são similares geoquimicamente aos tonalitos - trondhjemitos - dacitos (**ttDs**) cenozóicos de Drummond & Defant (1990) e às vulcânicas félsicas de greenstones neoarqueanos da Finlândia (Blais, 1989). Os espectros de TR dos metadacitos não apresentam anomalia significativa de Eu e são fortemente fracionados, com razões

Tabela 1 - Análises químicas de metadacitos do *greenstone belt* Identidade, SE Pará.

	381	352B	176	173Z	232	105C	178E	364Z	178Z	6A
SiO ₂ (%)	66,2	66,5	69,09	70,29	70,38	70,64	70,93	71,1	71,3	71,72
Al ₂ O ₃	15,16	15,31	15,57	15,58	15,88	15,51	15,32	15,98	15,68	15,72
Fe ₂ O ₃	2,27	2,86	1,09	0,93	1,07	0,92	0,62	0,97	0,79	1,23
FeO	1,19	1,4	0,58	0,76	1,09	0,9	0,82	0,98	0,85	0,88
MnO	0,02	0,07	0,03	0	0,03	0,01	0,03	0,02	0,04	0,03
MgO	1,64	1,93	0,61	0,71	0,71	0,78	0,7	0,68	0,68	0,66
CaO	3,87	2,74	1,63	2,4	1,94	2,04	1,66	1,36	1,33	2,67
Na ₂ O	3,77	4,89	4,99	4,98	5,25	5,84	5,58	5,91	6,06	4,81
K ₂ O	1,98	3,44	2,41	2,4	2,1	1,6	2,12	2,09	1,81	2,82
TiO ₂	0,48	0,55	0,2	0,17	0,2	0,2	0,19	0,21	0,2	0,19
P ₂ O ₅	0,29	0,21	0,05	0,17	0,05	0,16	0,17	0,05	0,05	0,05
PF	2,58	0,78	0,89	1,27	0,61	1,0	1,33	0,67	0,97	0,93
Total	99,45	100,68	97,14	99,66	99,31	99,6	99,47	100,02	99,76	101,71
K ₂ O/Na ₂ O	0,53	0,7	0,48	0,48	0,4	0,27	0,38	0,35	0,3	0,59
Mg#	0,47	0,46	0,48	0,44	0,38	0,45	0,47	0,4	0,44	0,37
Sc (ppm)	6	nd	nd	3	nd	4	4	nd	nd	nd
V	61	nd	nd	18	nd	31	12	nd	nd	nd
Cr	39	33	50	15	27	23	14	66	12	35
Rb	50	103	65	47	63	42	42	53	51	62
Sr	633	551	363	338	433	596	371	538	295	436
Ba	1313	nd	nd	464	nd	771	806	nd	nd	nd
Y	9	tr	tr	3	tr	4	5	tr	tr	tr
Zr	135	167	109	71	108	76	76	110	105	107
Nb	<5	10	<8	<5	<8	<5	<5	<8	<8	<8
Th	7,66	nd	nd	0,36	nd	0,3	0,38	nd	nd	nd
U	2,13	nd	nd	0,98	nd	0,63	0,85	nd	nd	nd
La	36,51	nd	nd	4,26	nd	4,22	6,48	nd	nd	nd
Ce	72,91	nd	nd	9,1	nd	9,5	17,69	nd	nd	nd
Nd	29,55	nd	nd	4,28	nd	3,69	7,28	nd	nd	nd
Sm	4,99	nd	nd	0,83	nd	0,99	1,5	nd	nd	nd
Eu	1,22	nd	nd	0,26	nd	0,26	0,41	nd	nd	nd
Gd	3,25	nd	nd	0,67	nd	0,77	1,22	nd	nd	nd
Dy	1,63	nd	nd	0,47	nd	0,55	0,78	nd	nd	nd
Er	0,79	nd	nd	0,28	nd	0,32	0,44	nd	nd	nd
Yb	0,61	nd	nd	0,21	nd	0,26	0,35	nd	nd	nd
Lu	0,12	nd	nd	0,02	nd	0,04	0,08	nd	nd	nd
Σ	151,58	nd	nd	20,38	nd	20,6	36,23	nd	nd	nd
(La/Sm) _N ⁽¹⁾	4,5	nd	nd	3,1	nd	2,6	2,6	nd	nd	nd
(Gd/Yb) _N ⁽²⁾	4,3	nd	nd	2,6	nd	2,4	2,8	nd	nd	nd
Eu*	0,88	nd	nd	1,04	nd	0,89	0,91	nd	nd	nd

⁽¹⁾Valores de normalização segundo Jahn *et al.* (1980): La=0,315, Ce=0,813, Nd=0,597, Sm=0,192, Eu=0,0722, Gd=0,259, Dy=0,325, Er=0,213, Yb=0,208, Lu=0,0323.

⁽²⁾Eu*=anomalia de Eu = $Eu_N / ((Sm+Gd)_N / 2)$; nd = não determinado.

(La/Sm)_N de 2,6 a 4,5 (menos evoluído), (Gd/Yb)_N de 2,4 a 4,3 e (La/Yb)_N de 10,7 a 39,5 (Tabela 1 e Figura 4).

A ausência de descontinuidade significativa em todos os diagramas geoquímicos, incluindo os óxidos e os traços

(em particular os elementos terras raras), sugere que os padrões atualmente observados podem ser interpretados como repre-

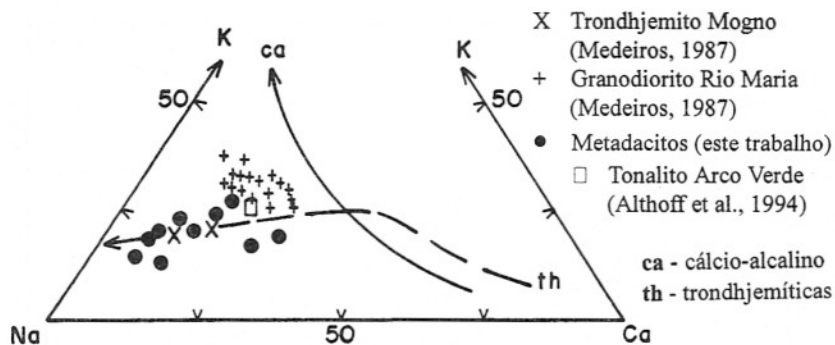


Figura 2 - Diagrama catiônico K-Na-Ca (Nockolds & Allen 1953, adaptado por Barker & Arth 1976).

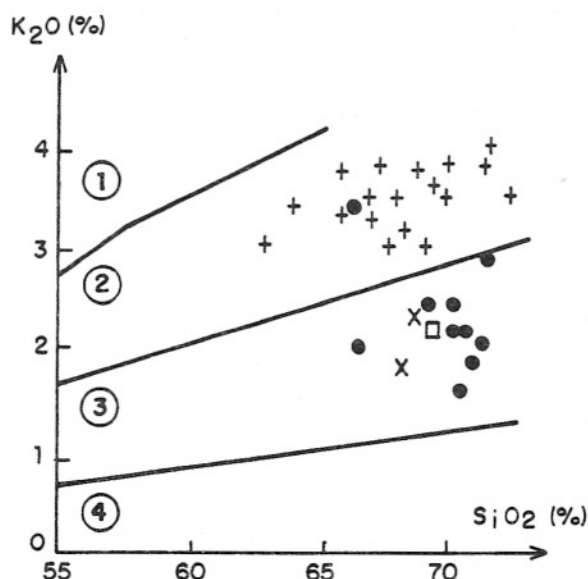


Figura 3 - Gráfico K_2O vs. SiO_2 (Peccerillo & Taylor 1976, modificado por Ewart 1979), mostrando o enriquecimento em potássio do Granodiorito Rio Maria com respeito aos metadacitos, Trondhjemito Mogno e Tonalito Arco Verde (mesmos símbolos da Figura 2).

1 Shoshonito; 2 Alto potássio; 3 Médio potássio; 4 Baixo potássio.

sentativos do quimismo original dos metadacitos. Processos de remobilização induzida pela ação de fluidos tardi-magmáticos e/ou metamórficos não provocaram modificações expressivas, de modo que o sistema como um todo permaneceu isoquímico, exceto, naturalmente, em zonas de cisalhamento dúcteis (Souza & Dall'Agnol, 1995b). Portanto, consideram-se como coerentes as deduções feitas a seguir so-

bre o mecanismo de fracionamento e a modelagem da gênese do magma.

Usando SiO_2 como índice de diferenciação em diagramas de Harker (Figura 5), nota-se acréscimo leve em Al_2O_3 e forte em Na_2O , e decréscimo pronunciado em Fe_2O_3 , MgO e CaO , com TiO_2 e P_2O_5 diminuindo acentuadamente até em torno de 69% de SiO_2 e suavemente após. Os teores de K_2O mostram-se variáveis. Estes pa-

drões podem ser explicados pelo fracionamento de *Hb*, *Pl*, *Tit*, *Bt*, magnetita (*Mgt*) e *Ap*, o que é coerente com as deduções feitas no estudo petrográfico. A relativa colinearidade dos pontos na maioria dos diagramas de Harker sugere que a composição modal do cumulado permaneceu mais ou menos constante durante a diferenciação. As tendências de F_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 e P_2O_5 são comparáveis àquelas de séries cálcio-alcálicas arqueanas, tanto vulcânicas (Blais, 1989), quanto plutônicas (Graviou, 1984; Martin, 1987). O comportamento compatível de certos elementos-traço se deve, em parte, ao fracionamento das fases principais (*Eu* e *Sr* - *Pl*; *Y* - *Hb*), bem como dos acessórios *Zir* (*Zr*, *Th*, *U*), *Mgt* (*V*, *Cr*, *Ti*) e, talvez, clinopiroxênio (*V*, *Sc*). Os padrões de TR podem ser explicados por fracionamento, ou retenção na fonte, de minerais enriquecidos em terras raras pesadas (TRP), tais como *Zir* e *Hb* (Hanson, 1980).

Quantificação do Fracionamento Magmático

Diagramas relacionando um elemento compatível vs. outro incompatível (*V* vs. *Rb*, na Figura 5) sugerem que o fracionamento magmático foi o principal mecanismo petrogenético controlador da evolução dos dacitos. Partindo-se desta premissa e da discussão do item anterior, aplicou-se, então, o programa XLFRAC (Stormer Jr. & Nicholls, 1978) para quantificar o fracionamento, usando-se elementos maiores e menores. Para o ajuste de elementos-traço e TR, aplicou-se a equação de cristalização fracionada em equilíbrio (CF) (Shaw, 1970) e os coeficientes de partição (Tabela 4), compi-

lados por Martin (1985), no programa TRACES (H. Martin, Université Blaise Pascal, França). Seleccionaram-se as amostras menos ($L_0=381$) e mais evoluídas ($L_1=178E$) e realizaram-se diversos testes combinando-se diferentes proporções de *Pl* (An50), clinopiroxênio (Cpx), *Hb*, *Mgt*, *Bt*, *Qz*, *Kf* (K-felspató), *Tit* e *Ap*. As composições dos minerais utilizados podem ser vistas na Tabela 2. O cumulado que melhor se ajustou aos dados disponíveis (menor erro estatístico, $\Sigma r=0,07$) refere-se a uma taxa de cristalização de 62% e compõe-se de *Pl* (An50) (45,2%),

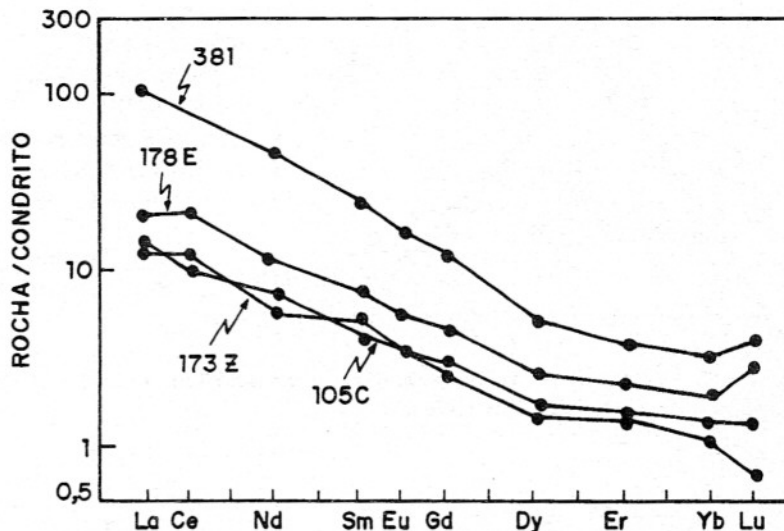


Figura 4 - Espectros de terras raras de metadacitos, normalizados de acordo com valores definidos por Jahn et al. (1980).

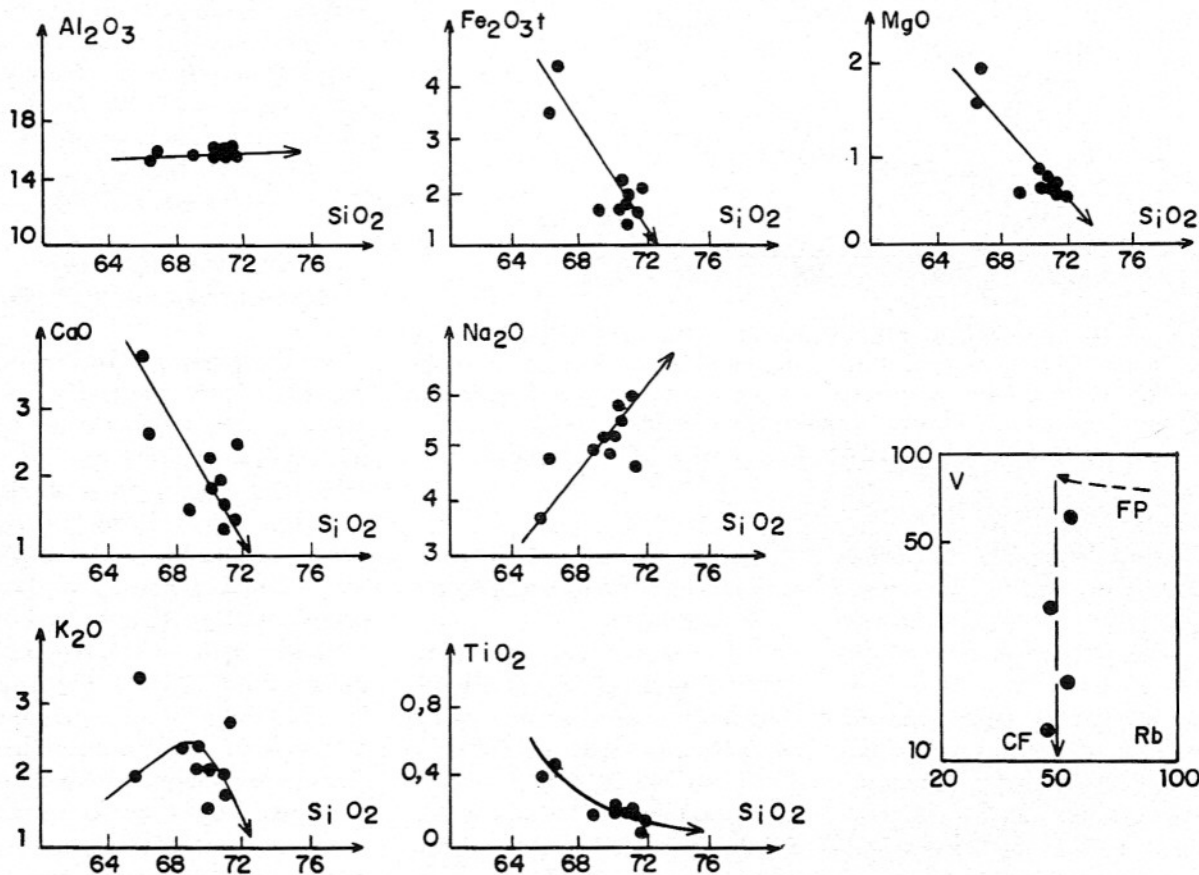


Figura 5 - Diagramas de Harker para os metadacitos, usando SiO_2 como índice de diferenciação. Acrescentou-se um gráfico relacionando um elemento incompatível (Rb) vs. outro compatível (V), bem como as tendências de Cristalização Fracionada (CF) e Fusão Parcial (FP), conforme definidos por Hanson (1978).

Tabela 2 - Composições químicas de minerais usados na modelagem de cristalização fracionada de metadacitos.

	Qz (1)	Kf (1)	Pl(An50) (1)	Cpx (2)	Hb (2)	Bt (2)	Tit (2)	Mgt (2)	Ap (1)
SiO ₂	100,0	64,9	56,15	52,4	47,44	37,64	30,67	0,79	0
Al ₂ O ₃	0	19,59	27,68	0,84	7,11	13,66	1,19	1,36	0
Fe ₂ O _{3t}	0	0,34	0,25	9,55	16,34	19,91	1,61	91,22	0,24
MgO	0	0	0,06	13,1	13,48	13,93	0	1,2	0,57
CaO	0	0,48	9,71	22,9	11,76	0	27,87	0,21	55,66
Na ₂ O	0	2,77	5,48	0,94	1,53	0,85	0	0	0
K ₂ O	0	11,91	0,62	0	0,85	9,37	0	0	0
TiO ₂	0	0	0,04	0,27	1,49	4,64	38,66	5,22	0
P ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0	0	0	43,53
Total	100,0	99,99	99,99	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

(1) DEER *et al.* (1983); (2) NAKADA (1991). Qz = Quartzo; Kf = K-feldspato; Pl = Plagioclásio; Cpx = Clinopiroxênio; Hb = Hornblenda; Bt = Biotita; Tit = Titanita; Mgt = Magnetita; Ap = Apatita.

Qz (28,6%), Bt (8,5%), Hb (8,1%), Kf (7,3%), Mgt (2,1%) e Tit (0,2%) (Figura 6A e Tabela 3). O ajuste de TRP requereu, todavia, a adição de pequenas quantidades de alanita (Al - 0,2%), Tit (0,25%) e Zir (0,25%), com taxas de cristalização entre 50 e 70% (Figura 6B). O modelo mostrou-se coerente com os demais elementos-traço, sendo observadas discrepâncias apenas com respeito a Ba e Zr.

GÊNESE DO MAGMA DACÍTICO

Fonte de Magma e Ambiente Tectônico

Uma hipótese admitida para geração de líquidos dacíticos é a diferenciação a partir de um magma basáltico, com fracionamento de anfibólio, clinopiroxênio e, a grande profundidade, granada (Green & Ringwood, 1968; Barker & Arth, 1976). Esta al-

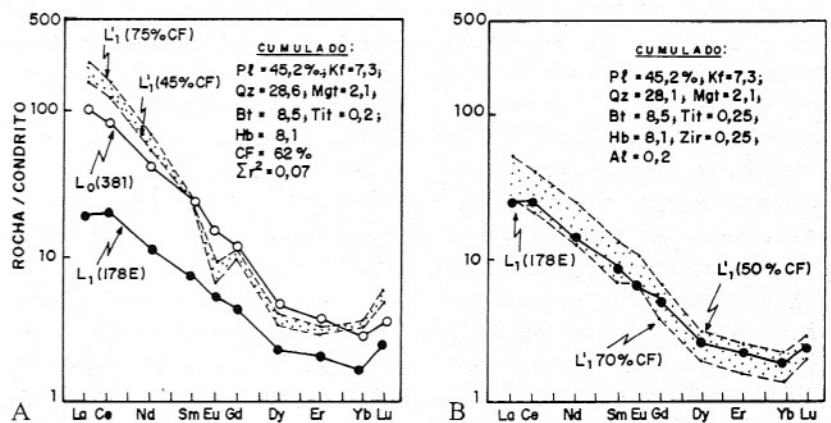


Figura 6 - Modelagem geoquímica de cristalização fracionada de metadacitos. (A) Padrões de terras raras para o cumulado calculado a partir de elementos maiores e menores (Tabela 3). (B) Adição de alanita e zircão ao cumulado de (A). Foram usados os coeficientes de partição da Tabela 4. L₀(381) = amostra menos evoluída; L₁(178E) = amostra mais evoluída; L₁(45%CF, 75%CF) = líquidos diferenciados calculados para 45 e 75% de cristalização fracionada. Os símbolos dos minerais estão nas Tabelas 2 e 4.

ternativa foi descartada no caso dos metadacitos do **gbI** porque: (i) deveria resultar uma série expandida, com dominância de rochas intermediárias, e não bimodal, tal como ocorre na região estudada; (ii) as taxas de cristalização necessárias para

gerar o magma dacítico são muito elevadas (83-93%); (iii) os líquidos obtidos na modelagem apresentam espectros de TR pouco fracionados, contrariamente ao observado nos metadacitos.

Por outro lado, as carac-

Tabela 3 - Resultados obtidos na modelagem de cristalização fracionada de metadacitos. Os símbolos dos minerais usados estão na Tabela 2.

	L ₀ (381)	L ₁ (178E)	L ₁ ' (*)	Δ(L ₁ - L ₁ ')	CUMULADO
SiO ₂	68,27	72,24	72,21	0,03	65,91
Al ₂ O ₃	15,63	15,6	15,57	0,03	15,69
Fe ₂ O _{3t}	3,7	1,56	1,53	0,03	5,04
MgO	1,69	0,71	0,68	0,03	2,33
CaO	3,99	1,69	1,66	0,03	5,43
Na ₂ O	3,89	5,68	5,64	0,04	2,87
K ₂ O	2,04	2,16	2,13	0,03	2,01
TiO ₂	0,49	0,19	0,16	0,03	0,72
P ₂ O ₅	0,3	0,17	0,41	-0,24	0
Total	100,0	100,0	99,99	-	100,0

(*) Líquido produzido a partir da extração do CUMULADO (Pl (An50) 45,2%; Qz 28,6%; Bt 8,5%; Hb 8,1%; Kf 7,3%; Mgt 2,1%; Tit 0,2%). Taxa de cristalização fracionada (CF) = 62%. Erro estatístico (Σr^2) = 0,07.

terísticas petrológicas dos metadacitos (fracionamento de fases hidratadas - Hb, Bt, com acessórios indicando alta fO_2 - Mgt, Tit) são típicas de magmas gerados em zonas de subducção. Assumindo-se tal ambiente tectônico, poderia se admitir a fusão parcial de uma fonte toleítica, metamorfizada em fácies granada anfíbolito ou eclogito, deixando um resíduo com hornblenda e/ou granada e produzindo um líquido dacítico / trondhjemitico, o qual evolui subsequente por cristalização fracionada polibaro-métrica (Green & Ringwood, 1968; Barker & Arth, 1976; Martin, 1986; Wilson, 1989). Daí

resultaria uma série diferenciada *ttg* (Arth & Hanson, 1972; Barker & Arth, 1976; Martin, 1986, 1987) ou *ttd* (Drummond & Defant, 1990). Como a crosta subduccionada pode conter intercalações de sedimentos terrígenos, os processos de desidratação e fusão parcial da mesma podem acrescentar contribuições desses materiais ao líquido dacítico (Maaløe & Peterson, 1981; Sorensen & Grossman, 1989; Stern et al., 1991).

A afinidade geoquímica dos metadacitos do **gbI** com aqueles gerados em zona de subducção é denotada por diagramas multielementos (Figura

7A) e Rb vs. (Y+Nb) (Figura 7B). Em ambos, os metadacitos comportam-se de modo análogo a granitos e vulcânicas de arco insular. No último, nota-se, ainda, a concentração, no mesmo campo, das amostras de Trondhjemitito Mogno e Granodiorito Rio Maria (Medeiros 1987), com este situando-se mais próximo dos granitóides sincolisionais.

Modelamento Geoquímico da Fonte

As feições discutidas anteriormente levam a admitir uma origem similar àquela interpretada para os *ttgs* e *ttds*, ou seja, a fonte do magma corresponderia a uma crosta oceânica hidratada e metamorfizada na fácies granada anfíbolito ou eclogito. Com base no exposto, assumiu-se que a fonte do magma dacítico seria composicionalmente equivalente aos metabasaltos toleíticos presentes no **gbI** (Souza, 1994; Souza & Dall'Agnol, 1995). Testou-se essa hipótese, tomando-se a composição média dos meta-basaltos do **gbI** (C_0) e avaliando-se outras rochas com tais características, que

Tabela 4 - Coeficientes de partição utilizados na modelagem de cristalização fracionada de metadacitos. (Valores compilados por Martin 1985).

	Qz	Kf	Pl	Cpx	Hb	Bt	Tit	Mgt	Ap	Al	Zir
La	0	0,054	0,4	0,3	0,74	0,034	36	0,22	25,0	960	2,0
Ce	0	0,043	0,27	0,5	1,52	0,037	53	0,26	31,0	940	2,64
Nd	0	0,027	0,21	1,1	4,26	0,045	88	0,3	50,0	750	2,2
Sm	0	0,018	0,13	1,67	7,77	0,058	102	0,35	64,0	620	3,14
Eu	0	1,13	2,15	1,56	5,14	0,14	101	0,26	30,0	56	3,14
Gd	0	0,011	0,097	1,85	10,0	0,09	102	0,32	65,0	440	12,0
Dy	0	0,0094	0,064	1,93	13,0	0,08	80	0,28	50,0	200	55,0
Er	0	0,0078	0,055	1,66	12,0	0,074	59	0,22	43,0	100	140,0
Yb	0	0,0065	0,049	1,58	8,4	0,065	37	0,18	24,0	54	280,0
Lu	0	0,006	0,046	1,5	6,0	0,062	27	0,18	16,0	41	345,0

Qz = Quartzo, Kf = K-feldspato, Pl = Plagioclásio, Cpx = Clinopiroxênio, Hb = Hornblenda, Bt = Biotita, Tit = Titanita, Mgt = Magnetita, Ap = Apatita, Al = Alanita, Zir = Zircão.

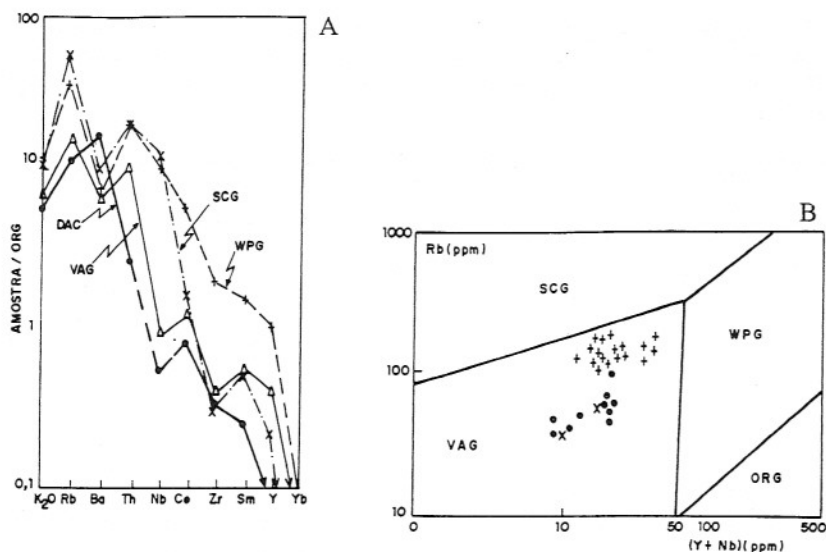


Figura 7 - Determinação de ambiente tectônico. (A) Diagrama multi-elementos dos metadacitos (**DAC**, média de 4 amostras). Para efeitos comparativos, incluíram-se espectros de granitos de arco insular (**VAG**), granitos sincolisionais (**SCG**) e granitos intraplacas (**WPG**) (Pearce et al., 1984). (B) Diagrama Rb vs. (Y+Nb) e os respectivos campos de **VAG**, **SCG**, **WPG** e granitos de cadeia oceânica (**ORG**) (Pearce et al., 1984). Os outros símbolos são os mesmos da Figura 2.

poderiam gerar, por fusão parcial, o magma dacítico, considerado como sendo a amostra menos evoluída ($L_0=381$). Para o balanço de massa de elementos maiores e menores, usou-se o programa XLFRAC (Stormer Jr. & Nicholls, 1978). Para os elementos-traço e TR, aplicou-se a equação de fusão parcial (FP) em equilíbrio (Shaw, 1970) e o programa TRACES (H. Martin, Université Blaise Pascal, França). As composições dos minerais e os coeficientes de partição usados no modelagem encontram-se nas Tabelas 5 e 7, respectivamente.

O ajuste obtido através do XLFRAC para os elementos maiores e menores mostrou a possibilidade de haver três resíduos (Tabela 6): (i) **E** - granada eclogito - 7% FP, $\Sigma r=2,24$, $Cpx=53,6\%$, $Gra=44,9\%$, $Ilm=1,5\%$; (ii) **A** - anfíbolito - 17% FP, $\Sigma r=1,66$, $Hb=75,9\%$, $Pl(An60)=15,3\%$, $Cpx=8,8\%$;

(iii) **GA** - granada anfíbolito - 4% FP, $\Sigma r=0,21$, $Hb=43,3\%$, $Pl(An50)=33,6\%$, $Cpx=11,9\%$, $Gra=11,2\%$. Todavia, os espectros de TR dos líquidos em equilíbrio com esses resíduos, calculados a partir do modelamento, não se ajustam àquele de L_0 (Figura 8A). O resíduo **E**

conduz a líquido comparativamente empobrecido em TR e, principalmente, em TRP. No caso do resíduo **A**, o espectro é côncavo e comparativamente enriquecido em TRP e empobrecido em terras raras leves (TRL). Para o resíduo **GA**, nota-se uma certa justaposição entre Dy e Yb, porém há empobrecimento relativo no restante dos TR. Um ajuste satisfatório pôde, no entanto, ser obtido apenas ao se considerar aquela fonte toleítica enriquecida em TRL, admitindo-se, hipoteticamente, que nessa fonte alternativa a razão $(La/Yb)_N$ passaria de 1,5 ($La_N=13,0$) a 3,4 ($La_N=30,0$). O resultado obtido na modelagem estatística foi excelente, sendo necessária uma taxa de fusão parcial de 10-15% para gerar o magma dacítico (Figura 8B). Os conteúdos de outros elementos-traço também são coerentes com o resíduo do tipo granada anfíbolito.

A solução encontrada, ou seja, um toleito transformado em granada anfíbolito e enriquecido em elementos incompatíveis, é coerente com o ambiente de subducção. Fluidos

Tabela 5 - Composição química de minerais (Deer et al., 1983) usados na modelagem da gênese do magma dacítico.

	Pl (An60)	Pl (An50)	Cpx	Hb	Gra	Ilm
SiO ₂	53,08	56,16	54,43	45,08	39,55	0,11
Al ₂ O ₃	29,71	27,68	10,35	8,83	22,52	0,51
Fe ₂ O _{3t}	0,23	0,25	10,04	17,75	15,12	51,48
MgO	0,2	0,06	6,35	13,71	11,75	0,53
CaO	12,3	9,71	12,83	10,12	10,77	0,62
Na ₂ O	4,38	5,48	5,27	2,02	0	0
K ₂ O	0,1	0,62	0,34	0,63	0	0
TiO ₂	0	0,04	0,39	1,56	0,29	46,75
P ₂ O ₅	0	0	0	0,3	0	0
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Pl = Plagioclásio, Cpx = Clinopiroxênio, Hb = Homblenda, Gra = Granada, Ilm = Ilmenita.

Tabela 6 - Resultados obtidos na modelagem de fusão parcial de fonte do tipo toleito (S_0 = média de metabasaltos do *greenstone belt* Identidade) metamorfozados em fácies eclogito (**E**), granada anfíbolito (**GA**) e anfíbólio (**A**), deixando os respectivos resíduos **RESDAC1**, **RESDAC2** e **RESDAC3** na geração do magma dacítico. L_1^I , L_1^{II} e L_1^{III} correspondem aos respectivos líquidos derivados da fusão parcial de **E**, **GA** e **A**.

	S_0	$L_0(381)$	L_1^I	RESDAC1 (E)	L_1^{II}	RESDAC2 (GA)	L_1^{III}	RESDAC3 (A)
SiO ₂	48,9	68,27	68,72	46,92	68,35	48,86	68,63	44,5
Al ₂ O ₃	15,59	15,63	15,55	15,67	15,66	15,77	16,04	15,09
Fe ₂ O _{3t}	13,02	3,7	4,43	12,95	3,8	11,84	3,88	14,71
MgO	7,96	1,69	1,46	8,69	1,72	7,99	2,35	8,45
CaO	11,57	3,99	4,4	11,72	4,03	11,41	4,05	13,05
Na ₂ O	1,79	3,89	2,78	2,82	4,09	2,73	3,16	2,24
K ₂ O	0,24	2,04	1,96	0,18	1,68	0,49	1,57	0,44
TiO ₂	0,81	0,49	0,29	1,0	0,52	0,77	0,15	1,29
P ₂ O ₅	0,12	0,3	0,4	-0,1	0,16	0,13	0,18	0,23
Total	100,0	100,0	99,99	99,9	100,01	99,99	100,01	100,0
Os símbolos de minerais usados são os mesmos da Tabela 5.			FP = 7%; RESDAC1: Cpx 53,56%; Gra 44,93%; Ilm 1,52%.	$\Sigma\Delta^2 = 2,24$	FP = 4%; RESDAC2: Hb 43,31%; Pl (An50) 33,64%; Cpx 11,88%; Gra 11,17%.	$\Sigma\Delta^2 = 0,21$	FP = 17%; RESDAC3: Hb 75,88%; Pl (An60) 15,34%; Cpx 8,78%.	$\Sigma\Delta^2 = 1,66$

quentes, liberados pela desidratação de material terrígeno, são ricos em elementos incompatíveis (TRL, U, Th), alcalinos (Na, Cs, K, Rb, Sr, Ba) e de alto potencial iônico (Zr, Ti, Hf, Nb, Ta) (Sorensen & Grossman, 1989). Pode-se, portanto, admitir que materiais terrígenos associados aos basaltos na zona de subducção poderiam ter contribuído para o enriquecimento nos elementos mencionados na fonte basáltica. Além disso, estes materiais poderiam contribuir, também, como fonte de minerais residuais não fundidos (Westercamp, 1988). Metagrauvas presentes em *greenstone belts* do sul do Pará (Cordeiro, 1982), seriam os componentes terrígenos adequados para se misturarem aos toleitos, pois contêm *Pl*, *Qz*, *Bt*, *Ap*, *Zir*, *Tit* e *Al* detríticos (Dall'Agnol et al., 1985). Modelamentos de elementos maiores e menores da mistura metagrauvas (análises químicas em Gama Jr. et al., 1982) + toleitos (como acima), corroboram a possibilidade de ter havido contaminação por quantidades ínfimas (0,1-0,05%) de metagrauvas na

geração do líquido dacítico. A presença de zircões herdados em metadacitos do Grupo Lagoa Seca do Supergrupo Andorinhas (Pimentel & Machado, 1994) é coerente com tal hipótese.

DISCUSSÕES

Os metadacitos do **gBI** apresentam feições petrográficas, texturais e geoquímicas de magmatismo cálcio-alcalino evoluído sob condições hidratadas e alta fO_2 . A fonte crustal (toleito em fácies granada anfíbolito) e o ambiente de arco

insular assumido têm implicações sobre a evolução do **gBI** e do próprio terreno granito-*greenstone* de Rio Maria. A similaridade estrutural e geoquímica entre os metadacitos estudados e os trondhjemitos intrusivos no **gBI** (Trondhjemitito Mogno) e o posicionamento anterior dos metadacitos em relação aos metagranitóides permitem visualizar a existência de ligações genéticas entre tais rochas. Essa hipótese baseia-se no caráter sintectônico do magmatismo cálcio-alcalino, com a fusão de crosta toleítica gerando uma li-

Tabela 7 - Coeficientes de partição para terras raras utilizados na gênese do magma dacítico (valores sugeridos por Martin, 1985). Os símbolos de minerais usados são os mesmos da Tabela 5.

	Qz	Pl	Cpx	Hb	Gra	Ilm
La	0	0,13	0,1	0,2	0,04	0,005
Ce	0	0,11	0,2	0,3	0,08	0,006
Nd	0	0,07	0,4	0,8	0,2	0,008
Sm	0	0,05	0,6	1,1	1,0	0,01
Eu	0	1,3	0,6	1,3	0,98	0,007
Gd	0	0,04	0,7	1,8	3,8	0,017
Dy	0	0,031	0,7	2,0	11,0	0,028
Er	0	0,026	0,6	1,9	16,0	0,046
Yb	0	0,024	0,6	1,7	21,0	0,077
Lu	0	0,023	0,6	1,5	21,0	0,1

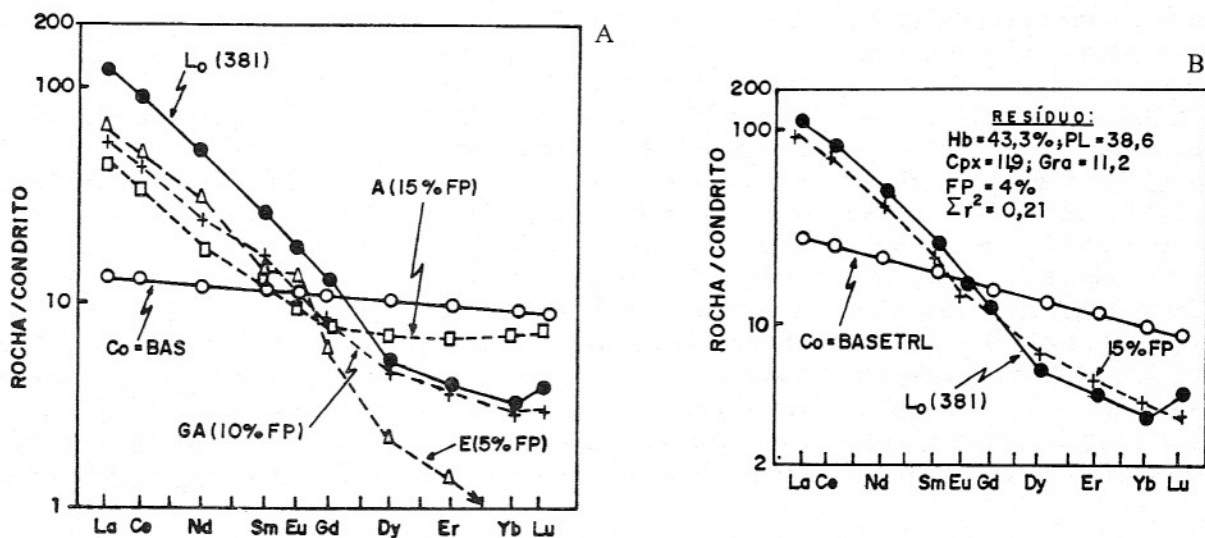


Figura 8 - Modelagem da fonte do magma dacítico ($L_0=381$) a partir da fusão parcial (FP) de toleito normal (BAS) (A) e toleito enriquecido em terras raras leves (Basetrl) (B). Os coeficientes de partição estão na Tabela 7. Fontes: A - Anfibolito, GA - granada anfibolito, E - eclogito. Os símbolos de minerais usados estão na Tabela 5.

nhagem sódica (dacítica - trondjemítica), ligeiramente anterior ou sincrônica à vertente potássica (Granodiorito Rio Maria), cuja evolução não está sendo discutida no presente trabalho. Este episódio magmático se daria durante o estágio de encurtamento crustal do arco insular, fechando a bacia marginal onde havia se alojado, anteriormente, o magmatismo toleítico - komatiítico (Souza, 1994; Souza & Dall'Agnol, 1995).

A título de hipótese, a crosta oceânica que serviu de fonte para o magmatismo cálcio-alcálico poderia estar representada atualmente pelo *greenstone belt* Sapucaia, situado a norte do **gBI** (Figura 1). Seria necessário determinar as idades dos metabasaltos de ambos os *greenstones*, bem como dos metadacitos de Sapucaia, para testar a hipótese acima. De qualquer modo, o modelo genético admitido para o magmatismo dacítico do **gBI** requer que a sua fonte seja relativamente jovem (cerca de 30-20 Ma quando começou a fu-

são parcial) e quente, de modo que ela sofra fusão parcial antes de se desidratar, condição essa necessária para gerar um líquido "trondjemítico" e deixar um resíduo do tipo granada anfibolito (Martin, 1986). De acordo com este modelo, as idades dos toleitos de Identidade e Sapucaia não deveriam ser muito maiores do que a dos metadacitos (ca. 2,94-2,90 Ga; Macambira, 1992; Souza, 1994) e, conseqüentemente, apenas um pouco mais jovens do que aquelas dos metagrani-tóides tonalíticos - trondjemíticos do suposto embasamento (Tonalito Arco Verde, Althoff et al., 1991; ca. 2,96 Ga, Macambira, 1992).

Recentemente Pimentel & Machado (1994) reportaram uma idade U/Pb (por abrasão) de cerca 2,97 Ga para metadacitos do *greenstone* Lagoa Seca (na continuidade SE do **gBI**, a sul da Serra das Andorinhas), a qual é cerca de 70 Ma mais antiga do que a obtida em metadacitos da mesma área e unidade por Macambira (1992; U/Pb por abrasão). Esta diferen-

ça de idade merece investigação futura, inclusive com controle estrito de campo para definir se existem realmente duas gerações de metadacitos no mesmo *greenstone* ou se o mais antigo estaria associado ao Tonalito Arco Verde e não aos *greenstones*, ou se os resultados refletem apenas discrepâncias laboratoriais. Aparentemente, existira um embasamento mais antigo ainda não cartografado. Isto é sugerido pelas idades de $\pm 3,2$ Ga, obtidas em zircões herdados encontrados no maciço Musa (Machado et al., 1991), bem como em metagrauvacas (Macambira, 1992) e metadacitos (Pimentel & Machado, 1994) do *greenstone belt* Lagoa Seca.

CONCLUSÕES

O modo de ocorrência e as feições petrográficas e geoquímicas do vulcanismo dacítico do **gBI** permitiram concluir que: (i) gerou-se um magmatismo cálcio-alcálico

sódico, sintectônico, em ambiente de arco insular, iniciando com vulcanismo dacítico (2,94-2,90 Ga) e finalizando com plutonismo tonalítico-trondhjemitico e granodiorítico (2,88-2,87 Ga); (ii) a evolução se daria em dois estágios, a saber: 1^o fusão parcial (10-15%) de crosta toleítica (\pm materiais terrígenos), transformada em granada anfíbolito, e enriquecida em elementos incompatíveis; 2^o cristalização fracionada a baixas pressões de *Pl*, *Qz*, *Bt*,

Hb, *Kf*, *Mgt*, *Tit*, *Zir* e *Al*. Os processos acima foram posteriores à constituição do embasamento síalico ($\geq 2,96$ Ga) e ao rifteamento crustal que ensejou o vulcanismo komatiítico - toleítico do Supergrupo Andorinhas. Depreende-se daí que o magmatismo cálcio-alcálico representou uma mudança na natureza da fonte (e ambiente tectônico?) dos magmas do terreno granito - *greenstone*. Ela passou de mantélica (komatiitos e toleitos), no iní-

cio, a crustal (dacitos), no final.

AGRADECIMENTOS

Os autores são gratos ao CNPq e ao CAPES, por bolsas de estudo (ZSS); ao FINEP/PADCT (projeto 4/3/87/0911/00, RD), por apoio financeiro; ao CRPG/Nancy e ao CG/UFGA, por resultados analíticos; ao CVRD-DOCEGEO/AM, por cessão de dados inéditos e a revisores anônimos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S. (1991) Região de Marajoara - SE do Pará: prolongamento dos terrenos Arqueanos de Rio Maria ou retrabalhamento? In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3, Belém, Anais, p.130-141.
- ALTHOFF, F.J.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M.; DALL'AGNOL, R. (1994) Regime tectônico e composição dos granitóides arqueanos da região de Marajoara. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4, Belém, Bol. Res. Exp., p.291-294.
- ARTH, J.G. & HANSON, G.N. (1972) Quartz diorite derived by partial melting of eclogite or amphibolite at mantle depths. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 37:161-174.
- BARKER, F. & ARTH, J.G. (1976) Generation of trondhjemitic - tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemitic - basalt suites. *Geology*, 4:596-600.
- BLAIS, S. (1989) Les ceintures de roches vertes archéennes de Finland orientale - géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. Tese de Doutorado, Université de Rennes I, Rennes, França. (Mém. Doc. CAESS, Rennes, 22.), 256p.
- CORDEIRO, A.A.C. (1982) Geologia preliminar da região de Andorinhas. In: *Simp. Geol. Amaz.*, 1, Belém. Atas, 1:45-49.
- DALL'AGNOL, R.; SCHENATO, C.A.; CORDEIRO, A.A.C.; SCHELLER, T. (1985) Efeitos de contato do maciço granítico Jamon na seqüência Lagoa Seca (sudeste do Pará). In: *Simp. Geol. Amaz.*, 2, Belém, Anais, 2:33-52.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. (1983) An introduction to the rock-forming minerals. Hong Kong, Longman. (14^a reimpressão), 528p.
- DOCEGEO (RIO DOCE GEOLOGIA E MINERAÇÃO) (1988) Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, Pará. In: *Congr. Bras. Geol.*, 35, Belém. Anexo, Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e Principais Depósitos Minerais, p. 11-54.
- DRUMMOND, M.S. & DEFANT, M.J. (1990) A model for trondhjemitic - tonalite - dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.*, 95: 21503-21521.
- GAMA Jr., T.G.; MACAMBIRA, J.B.; KOTSCHUBEY, B. (1982) Contribuição à litoestratigrafia da região da Serra das Andorinhas - sudeste do Pará. In: *Simp. Geol. Amaz.*, 1, Belém, Atas, 1:111-127.
- GRAVIOU, P. (1984) Pétrogenèse de magmas calco-alcálicos: exemple des granitóides cadomiens de la région trégorroise (Massif Armoricaín). Tese de Terceiro Ciclo, Université de Rennes I, Rennes, França, 236p.
- GREEN, T.H. & RINGWOOD, A.E. (1968) Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 18:105-162.
- HANSON, G.N. (1978) The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38:26-43.

- HANSON, G.N. (1980) Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Ann. Re. Earth Planet. Sci.*, **8**:371-406.
- HUHN, S.R.B.; SANTOS, A.B.S.; AMARAL, A.F.; LEDSHAM, E.J.; GOUVEIA, J.L; MARTINS, L.P.B.; MONTALVÃO, R.M.G.; COSTA, V.G. (1988) O terreno "granito greenstone" da região de Rio Maria - sul do Pará. In: *Congr. Bras. Geol.*, 35, Belém, Anais, **3**:1438-1453.
- JAHN, B.M.; AUVRAY, B.; BLAIS, S.; CAPDEVILA, R.; CORNICHE, J.; VIDAL, F.; MAEURT, J. (1980) Trace element geochemistry and petrogenesis of finnish greenstone belts. *J. Petrol.*, **21**:201-244.
- LAFON, J.M.; RODRIGUES, E.; DUARTE, K.D. (1994) Le granite Mata Surrão: un magmatisme monzonitique contemporain des associations tonalitiques - trondhjemitiques - granodioritiques archéennes de la région de Rio Maria (Amazonie orientale, Brésil). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **318**:643-649.
- MAALØE, S. & PETERSON, T.S. (1981) Petrogenesis of oceanic andesites. *J. Geophys. Res.*, **86**:10273-10286.
- MACAMBIRA, M.J.B. (1992) Chronologie U-Pb, Rb-Sr, K-Ar et croissance de la croûte continentale dans l'Amazonie du sud-est; exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajás, Brésil. Tese de Doutorado, Université de Montpellier II, Montpellier, França, 212p.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROUGH T.E.; LINDENMAYER, D. (1991) U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precamb. Res.*, **49**:329-354.
- MARTIN, H. (1985) Nature, origin et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne: contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finland orientale. Tese de Doutorado, Université de Rennes I, Rennes, França, (Mém. Doc. CAESS, Rennes, 1.), 392p.
- MARTIN, H. (1986) Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction - zone magma. *Geology*, **14**:753-756.
- MARTIN, H. (1987) Petrogenesis of Archean trondhjemitic, tonalitic, and granodioritic from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *J. Petrol.*, **28**:921-953.
- MEDEIROS, H. (1987) Petrologia da porção leste do batólito granodiorítico de Rio Maria, sudeste do Pará. Tese de Mestrado, CPGG/UFGA, Belém/PA, 184p.
- NAKADA, S. (1991) Magmatic processes in titanite - bearing dacites, central Andes of Chile and Bolivia. *Am. Mineral.*, **76**:548-560.
- NOCKOLDS, S.R. & ALLEN, R. (1953) The geochemistry of some igneous rock series, Part I. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **4**:105-142.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**:956-983.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**:63-81.
- PIMENTEL, M.M. & MACHADO, N. (1994) Geocronologia U-Pb dos terrenos granito - greenstone de Rio Maria, Pará. In: *Congr. Bras. Geol.*, 38, São Paulo, Res. Ext., **2**:390-391.
- SHAW, D.M. (1970) Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**:237-243.
- SORENSEN, S.S. & GROSSMAM, J.N. (1989) Enrichment of trace elements in garnet amphibolites from a paleo - subduction zone: Catalina schist, southern California. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**:3155-3177.
- SOUZA, Z.S. (1994) Geologia e petrogênese do "greenstone belt" Identidade: implicações sobre a evolução geodinâmica do terreno granito - "greenstone" de Rio Maria, SE do Pará. Tese de Doutorado, CPGG/UFGA, Belém/PA, 1:434p.; 2:435-625.
- SOUZA, Z.S. & DALL'AGNOL, R. (1994) Metamorfismo de baixo grau no "greenstone belt" de Identidade, região de Xinguara - Rio Maria, SE do Pará. In: *Simp. Geol. Amaz.*, 4, Belém, Bol. Res. Exp., p.387-390.
- SOUZA, Z.S. & DALL'AGNOL, R. (1995a) Geochemistry of metavolcanic rocks in the Archean greenstone belt of Identidade, SE Pará, Brazil. *Anais Acad. Bras. Ciênc.*, (no prelo).
- SOUZA, Z.S. & DALL'AGNOL, R. (1995b) Blastomilonitos xistosos e maciços derivados de rochas ígneas no "greenstone belt" Identidade, SE do Pará. In: *Simp. Nac. Est. Tect.*, 5, Gramado, Bol. Res. Exp., p.169-170.

- SOUZA, Z.S.; MEDEIROS, H.; ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R. (1990) Geologia do terreno granito - "greenstone" arqueano da região de Rio Maria, sudeste do Pará. In: Congr. Bras. Geol., 36, Belém, Anais, 6:2913-2928.
- SOUZA, Z.S.; SANTOS, A.B.; LEDSHAM, E.J.; MARTINS, L.P.B.; HUHN, S.R.B.; COSTA, V.G. (1988) Feições geológicas e estruturais do "greenstone belt" de Identidade, região de Xinguara - Rio Maria, sul do Pará. In: Congr. Bras. Geol., 35, Belém, Anais, 3:1453-1467.
- STERN, R.J.; MORRIS, J.; BLOOMER, S.H.; HAWKINS, Jr., J.W. (1991) The source of the subduction component in convergent margin magmas: trace element and radiogenic isotope evidence from Eocene boninites, Mariana forearc. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55:1467-1481.
- STORMER, Jr., J.C. & NICHOLLS, J. (1978) XLFRAC: a program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Comput. Geosci.*, 4:143-159.
- STRECKEISEN, A.L. (1978) Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. *N. Jb. Miner. Abh.*, 134:1-14.
- WESTERCAMP, D. (1988) Magma generation in the Lesser Antilles: geological constraints. *Tectonophysics*, 149:145-163.
- WILSON, M. (1989) *Igneous petrogenesis*. London, Academic Press, 466p.