

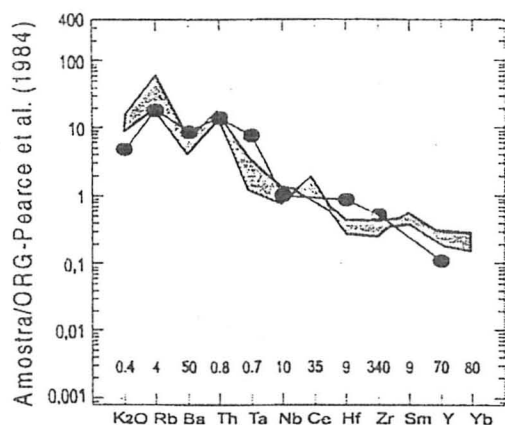


Fig. 2 - Espectros dos elementos traços das médias das rochas do BGN, normalizadas pelos valores dos ORG (Ocean Ridge Granites) de Pearce et al. (1984). (●) Granito Nordestina. O campo em cinza representa o padrão dos granitos pós-colisionais, segundo Pearce et al. (1984).

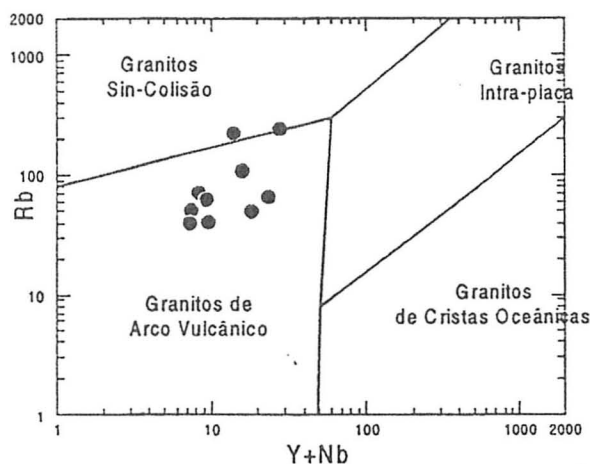


Fig. 3 - Diagrama Rb versus Y+Nb propostos por Pearce et al. (1984) para discriminação de ambientes tectônicos.

MAGMATISMO PRE-OROGÊNICO NO CINTURÃO RIBEIRA (SE DO BRASIL): GEOQUÍMICA DOS ANFIBOLITOS NA REGIÃO DE BOISSUCANGA, SP

C.M. DIAS NETO¹; T. PALACIOS²; J.M.U. MUNHÁ²;
C.C.G. TASSINARI¹; C.T. CORREIA¹

1. coridias@usp.br - Depto. de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo
2. Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa

O Cinturão Ribeira, na região leste-sudeste do Estado de São Paulo evoluiu, durante o Proterozóico, através da colagem de terrenos alóctons, separados por falhamentos transcorrentes e de empurrão (Tassinari et al, 1989). O Complexo Costeiro, a leste neste conjunto, se encontra entre a linha de costa e o Domínio Embu, onde foram caracterizados eventos geodinâmicos formadores de rochas em 2.500, 1.500 e 750 Ma (Tassinari, 1988).

Litologicamente o Complexo Costeiro é constituído, preferencialmente, por rochas paraderivadas síltico-argilosas e, subordinadamente, calcissilicáticas e quartzitos arcossianos, tendo sofrido intenso processo de quartzo-feldspatização durante o metamorfismo de médio a alto grau, que o afetou durante o Ciclo Brasileiro, no final do Proterozóico. Núcleos de rochas máficas-ultramáficas, centimétricos a métricos, com estruturas de "boudinagem", ocorrem no interior dos para-gnaisses, em diversos pontos, como assinalam Coutinho et al. (1991) e Campanha e Ens (1996).

Batólitos graníticos, como o de Natividade da Serra e o de Caraguatubá, e corpos menores, como o charnoquito de Ubatuba, são encontrados no âmbito deste domínio. Na maioria, são corpos graníticos porfiríticos, tardi-tectônicos, com composição álcali-cálcica (Coutinho e Tassinari, 1991).

As principais estruturas presentes nas rochas metamórficas da área definem um "trend" ENE-WSW,

com uma forte e penetrativa xistosidade e/ou foliação gnáissica em todas as escalas. Padrões de deformação impostos pelas grandes zonas de cisalhamento NE-SW, que afetaram a região, favorecem figuras anastomosadas que reorientam e paralelizam as estruturas. Zonas de cisalhamento dúctil, gerando estruturas em leque, em regime transpressivo destrai, durante a evolução do Cinturão Ribeira, tem sido assinaladas por diversos autores (Machado & Endo, 1993; Campanha & Ens, 1996).

Os diagramas isocrônicos Rb-Sr indicam idades, para o Complexo Costeiro, entre 650 - 600 Ma. Os corpos graníticos tardi-orogênicos, mais novos, apresentaram idades de instalação ao redor de 550 Ma. Valores elevados de razões iniciais de Sr, normalmente acima de 0.712, juntamente com valores fortemente negativos de ϵ_{Nd} , entre -14 e -8, conseguidos tanto nas rochas metamórficas, quanto nos corpos graníticos, sugerem processos de fusão parcial e remobilização de materiais crustais mais antigos. Idades modelo Sm-Nd (T_{DM}), ao redor de 2000 Ma, sugerem que os protolitos crustais do Complexo Costeiro se originaram no Paleoproterozóico (Tassinari et al., 1989).

Durante a investigação de paragneisses migmatíticos que caracterizam as sequências Brasileiras do Cinturão Ribeira na região de Boissucanga (São Sebastião, SP), observaram-se intercalações máficas (anfíbolitos) cujas relações geométricas com a



encaixante sugerem que correspondam a diques ou sills, de composição basáltica, boudinados e paralizadas com a estrutura gnaissica, representando atividade magmática contemporânea com a sedimentação regional. Contudo, a intensa deformação e o metamorfismo regional Brasileiro (atingindo localmente o fácies granulítica) apagaram totalmente quaisquer vestígios da textura e mineralogia ígnea originais. Neste contexto, a geoquímica de elementos (relativamente) imóveis é utilizada no presente estudo para obter informação sobre a afinidade magmática e o ambiente geotectônico do magmatismo máfico pre-orogênico na região de Boissucanga.

Os resultados analíticos mostram que os anfíbolitos têm composição exclusivamente básica ($48\% < \text{SiO}_2 < 51\%$) e as correlações positivas FeO^* , $\text{Ti} - \text{FeO}^*/\text{MgO}$, bem como os valores de Nb/Y ($0.2 - 0.3$), indicam que as rochas originais corresponderiam a basaltos/doleritos (não orogênicos) de natureza toleítica.

Muito embora a gama das concentrações de elementos compatíveis ($211 \text{ ppm} < \text{Ni} < 18 \text{ ppm}$; $332 \text{ ppm} < \text{Cr} < 57 \text{ ppm}$) e dos valores de $\text{mg\#}$ ($44 - 59$) impliquem a atuação de processos de cristalização fracionada, variações significativas nas razões entre elementos incompatíveis ($\text{Zr/Nb} = 11 - 23$) sugerem que os anfíbolitos analisados tenham derivado de diferentes magmas basálticos primários.

Os padrões de terras raras (TR) mostram ligeiro enriquecimento em TR leves relativamente às pesadas ($\text{La/Sm}_{\text{cn}} = 1.0 - 1.4$; $\text{La/Yb}_{\text{cn}} = 1.5 - 2.4$) quando comparados com os padrões condriticos, sendo semelhantes aos dos basálticos das dorsais meso-oceânicas, tipo MORB-P (Sun et al. 1979) e de alguns toleitos continentais (Dupuy & Dostal, 1984); estas inferências são suportadas pelas relações Ti-Zr e Ti-Zr-Y ilustradas nas figs. 1 e 2, onde os anfíbolitos analisados se projetam preferencialmente nas áreas definidas por Pearce & Cann (1973) como características dos basaltos oceânicos, já que se reconhece a impossibilidade de discriminar os toleitos continentais neste tipo de diagramas (Holm, 1982). Contudo, os espectros elementares representados na fig. 3 mostram anomalias negativas nos elementos de alto potencial iônico (HFSE, exp. Nb, Ti) relativamente aos litófilos (LILE, exp. Th, La), $\text{La/Nb} = 1.0 - 1.4$, $\text{Th/Nb} = 0.07 - 0.16$, permitindo caracterizar os anfíbolitos de Boissucanga como representativos de toleitos continentais. De fato, a crosta continental menos refratária é enriquecida em LILE relativamente aos HFSE e a contaminação crustal de um magma MORB-P pode facilmente produzir os espectros característicos dos toleitos continentais ilustrados na fig. 3. A correlação positiva $\text{Ni} - \text{Th/Nb}$ na fig. 4 elimina a intervenção significativa de ACF (DePaolo, 1982), sugerindo que o processo de contaminação tenha envolvido um mecanismo de mistura simples entre os magmas basálticos e materiais supra-crustais; neste caso, os magmas mais primitivos teriam certamente maior potencial energético para proceder à assimilação de crosta continental, sendo por isso os mais contaminados, como se demonstra nas figuras 3 e 4.

A discriminação geoquímica da situação geotectônica contemporânea com o magmatismo máfico na região de Boissucanga indica um ambiente "intra-placa" continental. A residência temporária

na base da crosta terá permitido a cristalização parcial dos magmas primários, que posteriormente sofreram contaminação crustal (na razão inversa do grau de diferenciação infra-crustal) durante o seu percurso para a superfície. O magmatismo toleítico nos continentes é frequentemente relacionado com processos de fragmentação continental. A natureza peraluminosa dos paragneisses encaixantes dos anfíbolitos de Boissucanga indica que a sedimentação contemporânea ao magmatismo foi de natureza pelítica, implicando o desenvolvimento de zonas deprimidas no nível do embasamento, provavelmente condicionadas pela formação de "rifts" intra-continetais. Neste contexto regional, os anfíbolitos de Boissucanga representam a atividade magmática associada a um regime tectônico em extensão (fragmentação continental $\Rightarrow$ oceanização?), que teria caracterizado os estágios iniciais da evolução geodinâmica no Ciclo Brasileiro.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à FAPESP e à CAPES/ICCTI pelo apoio financeiro para o desenvolvimento da pesquisa- Processos FAPESP nº 97/07269-0 e nº 98/00404-2; CAPES/ICCTI nº 042/99.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CAMPANHA, G.A.C. & ENS, H.H. (1996) Estruturação geológica da Serra de Juqueriquerê, São Sebastião, SP. Bol. IG- USP, Sér. Cient., 27:41-49.
- COUTINHO, J.M.V. & TASSINARI, C.C.G. (1991) The Embu And Costeiro Metamorphic Complexes: Southeastern Brazil. Geological Excursion; International Seminar New Trends in Geology. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- COUTINHO, J.M.V.; ENS, H.H.; RODRIGUES, E.P.; TASSINARI, C.C.G. (1991) Mafic dyke swarms in the northern coast of São Paulo, Brazil (a preliminary report). In: Intern. Symp. Mafic Dykes. São Paulo, 1991. Extended Abstracts, SBGq/Soc. Geol. Portugal:111-115.
- DEPAOLO, D.J. (1981) Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. Earth Planet. Sci. Letters, 53:189-202.
- DUPUY, C. & DOSTAL, J. (1984) Trace element geochemistry of some continental tholeiites. Earth Planet. Sci. Letters, 67:61-69.
- HOLM, P.E. (1982) Non-recognition of continental tholeiites using the Ti-Y-Zr diagram. Contrib Mineral Petrol, 79:308-310.
- MACHADO, R. & ENDO, I. (1993) A mega estrutura em flôz positiva do vale do rio Paraíba do Sul no Rio de Janeiro e suas implicações tectônicas regionais. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 3º, Rio de Janeiro, 1993, Atas, SBG, 208-213.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planet. Sci. Letters, 19:290-300.
- SUN, S. & NESBITT, R.W. (1979) Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. Earth Planet. Sci. Letters, 44:119-138.
- TASSINARI, C.C.G. (1988) As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção Sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 236p.
- TASSINARI, C.C.G.; CAMPOS NETO, M.C.; VIDAL, P. (1989) Idades e natureza da crosta continental primitiva da região Leste do Estado de São Paulo: evidências a partir dos isótopos de Nd, Sr e Pb. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 1, Rio de Janeiro, 1990; SBG/NSP/NRJ, Atas, 103-104.

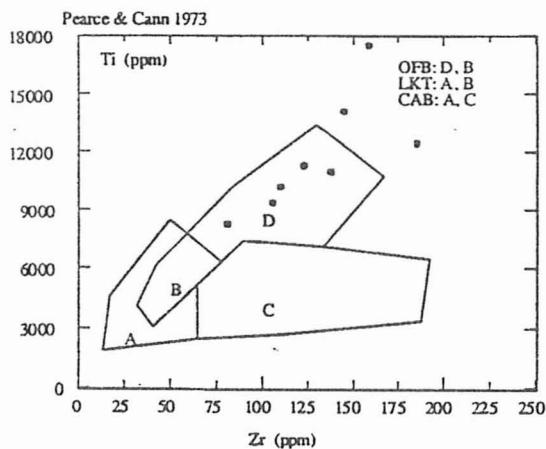


Figura 1

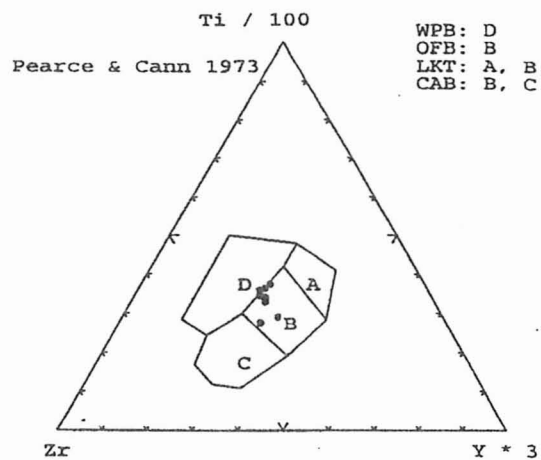


Figura 2

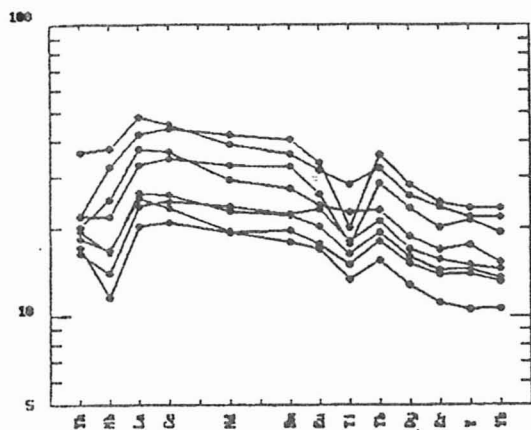


Figura 3

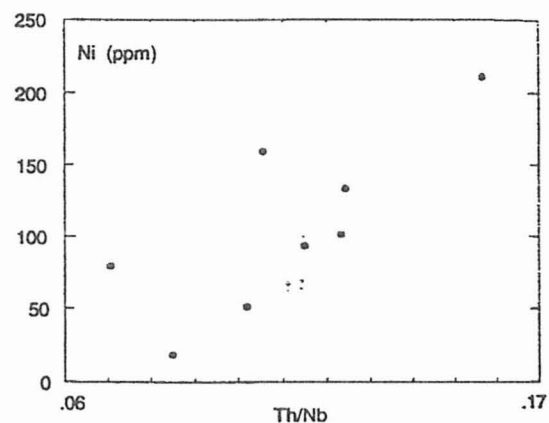


Figura 4

MODELAMENTO PETROGENÉTICO PARA AS ROCHAS DO COMPLEXO JUIZ DE FORA, SETOR CENTRAL DA FAIXA RIBEIRA

B. P. DUARTE¹ & S. C. VALENTE²

1. e-mail: biapasch@uerj.br; Tektos - DGRG/FGEL, UERJ.

2. e-mail: sergio@ufrj.br; GEP - DG/UFRJ

INTRODUÇÃO

Na região SE de Minas Gerais, o Complexo Juiz de Fora (CJF) é constituído de ortogranulitos básicos a ácidos de idade pré-1,8 Ga.. Estas rochas ocorrem ao longo de escamas tectônicas interdigitadas a lascas de rochas metassedimentares de posicionamento estratigráfico duvidoso (Duarte *et al.*, 1994 e Duarte, 1998). A complexa história evolutiva do CJF, envolvendo dois pulsos metamórficos de alto grau (facies granulito e facies anfibolito) e intenso processo de milonitização, levou à total obliteração das paragéneses minerais, texturas e estruturas originais. A configuração atual mostra granulitos básicos como bandas, lentes e/ou *boudins*, de tamanhos centimétricos

a métricos, encaixados nos demais granulitos (intermediários a ácidos). Corpos charnockíticos, de variadas dimensões, mostram contatos intrusivos com os demais ortogranulitos do CJF.

GEOQUÍMICA

Trinta e sete amostras do CJF foram analisadas para elementos maiores e vários traços, incluindo terras raras (ETR) (Duarte *et al.*, 1997 e Duarte 1998). Dada a complexidade tectono-estrutural dos litotipos estudados e a falta de claras evidências da presença de agrupamentos distintos, todas as amostras foram inicialmente tratadas como se pertencentes a um único grupo. As figuras 1 e 2 apontam para