

Número: 367/2007



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS**

JOSÉ PAULO DONATTI FILHO

**REAValiação DO CONTEXTO TECTÔNICO DOS
BASALTOS DO GREENSTONE BELT DO RIO ITAPICURU
(BAHIA), COM BASE NA GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS-
TRAÇO**

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Geociências – Área de Geologia e Recursos Naturais.

Orientador: Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

**CAMPINAS – SÃO PAULO
MARÇO – 2007**

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA CENTRAL DA UNICAMP

Bibliotecário: Helena Joana Flipsen – CRB-8ª / 5283

D715r	Donatti Filho, José Paulo. Reavaliação do contexto tectônico dos basaltos do greenstone belt do Rio Itapicuru (Bahia), com base na geoquímica de elementos-traço / José Paulo Donatti Filho. -- Campinas, SP : [s.n.], 2007. Orientador: Elson Paiva de Oliveira. Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências. 1. Geoquímica - Itapicuru, Rio (BA). 2. Petrogênese. 3. Tectônica (Geologia). 4. Greenstone belt. I. Oliveira, Elson Paiva de. I. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. III. Título.
-------	--

Título e subtítulo em inglês: Tectonic setting of basalts from the Rio Itapicuru greenstone belt revisited (Bahia, Brazil) by trace-element geochemistry.

Palavras-chave em inglês (Keywords): Geochemistry, Petrogenesys, Tectonic, Greenstone belt.

Área de Concentração: Geologia e Recursos Naturais.

Titulação: Mestre em Geociências.

Banca examinadora: Roberto Perez Xavier, Sérgio Valente.

Data da Defesa: 12-03-2007.

Programa de Pós-Graduação em Geociências.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM
GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

AUTOR: JOSE PAULO DONATTI FILHO

REAVALIAÇÃO DO CONTEXTO TECTÔNICO DOS BASALTOS DO
GREENSTONE BELT DO RIO ITAPICURU (BAHIA), COM BASE NA
GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS-TRAÇO

ORIENTADOR: Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

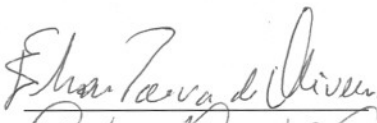
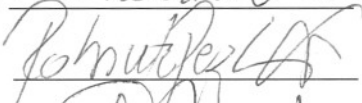
Aprovada em 12/03/07

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

Prof. Dr. Sérgio de Castro Valente

 - Presidente



Campinas, 12 de março de 2007

*" (...) o sorriso que tenho nos lábios é um sorriso geológico -
o sorriso de quem sabe, olha, vê e compreende (...)"*

Monteiro Lobato

-O poço do Visconde-

Aos meus queridos pais...

José Paulo e Roseli

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a todos aqueles que colaboraram de alguma forma para o desenvolvimento desta dissertação. Mas quero deixar aqui um obrigado especial ao Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira por ter me acolhido durante meu ingresso na UNICAMP, por ser meu amigo e mestre em todos os momentos, por me ensinar a ver a beleza da geologia por outros ângulos, e por me apresentar, em minha opinião, a região mais bonita do Brasil que é o nosso caloroso sertão. Agradeço aos meus pais por me apoiarem de todas as formas, serem compreensivos em minhas decisões e nas minhas atitudes em todos os momentos. À toda minha família pela compreensão de todas as minhas decisões. À minha querida Juliana S. Belinello por me acompanhar, me apoiar e participar de todos os meus objetivos. Ao meu querido mestre Prof. Dr. Asit Choudhuri agradeço por tudo o que fez por mim, por me ajudar na teoria e na prática, por ser companheiro sempre presente nos mais variados momentos, pelos bate papos transcendentais e muito proveitosos, pelos ensinamentos teóricos e espirituais, pelas estrelas e constelações, enfim, por ser meu primeiro grande amigo da UNICAMP. Ao prof. Dr. Roberto Perez Xavier pelas correções do texto da qualificação e pelas boas piadas “mogimirianas”. Aos meus companheiros de pesquisa e trabalhos de campo Juliana Bueno, Rosemeri Nascimento, Felipe Costa e Alberto Ruggiero, obrigado por me ajudarem e me apoiarem em todos os sentidos, por serem companheiros até o fim, e pelos papos geológicos. À super Valdirene muito obrigado pelos auxílios, sempre presente no decorrer do meu mestrado, me lembrando de algum documento importante e etc. À Edinalva, por sempre me auxiliar em minhas brigas com a máquina de xérox e senha de acesso. À Lúcia por me acompanhar e me ajudar no laboratório durante a preparação das amostras e pissetas de acetona. Ao prestativo e alegre Sr. Aníbal. Ao Cristiano pelas inúmeras lâminas confeccionadas. Aos meus grandes amigos de pós-graduação que tive o prazer de conhecer, Aloísio Cotta, Sergio Tagliaferri, Rodriguinho, Rafael Alemão, César Kazzuo, Wagner Lobinho. Ao pessoal da república Matias, Roger, João, Rodrigo, Clóvis, Mário e André, pela convivência e companheirismo. À FAPESP, CNPq e PROAP, pelos recursos cedidos. Desculpem-me aqueles que não foram lembrados.

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO	1
2 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	2
3 – OBJETIVOS	3
4 – ESTRUTURAÇÃO DA DISSERTAÇÃO	3
5 – MATERIAIS E MÉTODOS	3
6 – GEOLOGIA REGIONAL	4
7 – GEOLOGIA DOS BASALTOS	7
8 – PETROGRAFIA	10
9 – GEOQUÍMICA	12
<i>9.1. Técnicas Analíticas</i>	12
<i>9.1.1. Fluorescência de Raios-X (XRF)</i>	12
<i>9.1.1. Espectrometria de Massa com Ionização por Plasma Acoplado (ICP-MS)</i>	13
10 – GEOQUÍMICA DOS BASALTOS	19
<i>10.1. Mobilidade dos Elementos</i>	19
<i>10.2. Classificação Geoquímica</i>	21
<i>10.3. Distribuição Espacial</i>	24
<i>10.4. Contaminação Crustal</i>	25
<i>10.5. Modelagem Geoquímica</i>	27
<i>10.5.1. Cristalização Fracionada</i>	27
<i>10.5.2. Fonte Mantélica</i>	28
<i>10.5.3. Fusão Parcial</i>	30
11 – CONTEXTO TECTÔNICO	32
12 – DISCUSSÕES	35
13 – CONCLUSÕES	37
14 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	40

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização e principais vias de acesso ao Greenstone Belt do Rio Itapicuru, nordeste do Estado da Bahia -----	2
Figura 2: A) Posicionamento do Cráton São Francisco na Plataforma Sul-Americana. B) Configuração dos terrenos do embasamento da porção centro norte, e o posicionamento do Greenstone Belt do Rio Itapicuru no Bloco Serrinha (modificado de Mascarenhas, 1979). C) Mapa geológico simplificado do terreno- <i>greenstone belt</i> do Rio Itapicuru, nordeste do estado da Bahia. (modificado de Pimentel e Silva, 2003) -----	5
Figura 3: Aspectos de campo e estruturas primárias preservadas do metamorfismo. A) Lavas almofadadas mostrando topo para leste. B) Textura vesicular estirada. C) Basalto porfíritico com fenocristais de plagioclásio apresentando uma orientação metamórfica incipiente. D) Basaltos em fácies anfibolito com uma foliação verticalizada ($S_n \sim 80^\circ$), no contato com plutões granodioríticos do tipo Eficéas. E) Apófise de granito no basalto. F) Injeções graníticas no basalto -----	9
Figura 4: Aspectos petrográficos. A) Textura esferulítica, parcialmente preservada pelos cristais de plagioclásio/tremolita. B) Fenocristal de piroxênio preservado. C) Fenocristal de andesina imerso em uma massa fina de albita e clinozoizita. D) Intensa epidotização presente na matriz e em veios de carbonatos tardios -----	11
Figura 5: Comparação entre os dados geoquímicos de estudos anteriores, em termos de suas razões Zr/Nb e Zr/Y, com dados de ICPMS deste estudo. deste estudo, obtidos por ICP-MS, com os dados na literatura sobre os basaltos do Greenstone Belt do Rio Itapicuru. A) Dados de Kishida (1979), obtidos por Fluorescência de Raios-X (XRF). B) Dados de Silva (1987), obtidos por Fluorescência de Raios-X (XRF). C) Dados de Espectrometria de Massa com Ionização por Plasma Acoplado (ICP-MS) obtidos neste estudo -	19
Figura 6: Diagramas Zr x Cs/Na indicando alteração da geoquímica original dos basaltos do Greenstone Belt do Rio Itapicuru por processos de interação com água do mar durante sua formação. (●) Basaltos deste estudo -----	20
Figura 7: Diagramas de variação entre elementos incompatíveis tendo o Mg* como índice de diferenciação. A/B) Dispersão caótica dos dados em relação aos teores de Ba, Rb, sugerindo expressiva de Ba e Rb após a cristalização ígnea dos basaltos e relativa imobilidade dos demais. C/D) Homogeneidade no comportamento dos elementos-traço menos móveis indicando menos mobilidade desses elementos, separando os dados em duas populações distintas. (●) Basaltos deste estudo -----	21

- Figura 8:** Diagramas de classificação para os basaltos do GBRI. A) Diagrama TAS ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$) para a classificação de basaltos (Le Maitre, 1979B) Diagrama para a diferenciação das séries toleíticas e cálcio-alcálicas (Jensen, 1976). C) Diagrama de classificação de rochas ígneas (Winchester & Floyd, 1977). D) Diagrama de classificação petrotextônica Ti (ppm) x Cr (ppm) (Winchester & Floyd 1977). (●) Basaltos deste estudo ----- 22
- Figura 9:** Diagramas de variação para os basaltos do *greenstone belt* do Rio Itapicuru utilizando Mg^* como índice de diferenciação versus elementos incompatíveis menos móveis (HFSE) e elementos maiores, mostrando a divisão geoquímica em dois grupos de basaltos distintos em relação aos teores em TiO_2 , P_2O_5 , Fe_2O_3 , Th, Zr e Zr/Nb. Símbolos na figura A ----- 23
- Figura 10:** A) Diagrama de multi-elementos normalizados aos condritos de Sun & McDonough (1989) exibindo uma distribuição plana de REE. B) Diagrama de multi-elementos normalizado ao manto primitivo de Sun e McDonough (1989), mostrando assinatura geoquímica de basaltos gerados a partir de fontes enriquecidas tipo T-MORB. Dados da literatura (OIB: Jolli & Lidiak, 2006; T-MORB: Chazot et al, 2005; N-MORB: Smith & Humphris, 1998). Símbolos na Figura A ----- 24
- Figura 11:** Distribuição espacial dos dois grupos de basaltos ao longo do Greenstone Belt do Rio Itapicuru. Notar a dispersão E-W predominantemente dos grupos ThI e ThII na confluência do rios Itapicuru com o Rio do Peixe ----- 25
- Figura 12:** Diagrama de multi-elementos normalizados ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989), mostrando anomalia negativa de Nb dos basaltos (ThI e ThII) do GBRI. Símbolos na Figura ----- 26
- Figura 13:** Diagramas de variação entre elementos-traço, com os respectivos vetores de cristalização para os minerais essenciais que deram origem aos basaltos do GBRI. (Plag: plagioclásio; Ol: Olivina; Opx: ortopiroxênio; Cpx: clinopiroxênio; CF: cristalização fracionada). O tamanho dos vetores corresponde a cristalização de 90% do mineral especificado. Valores dos coeficientes de partição dos minerais (K_d), retirados de Rollinson (1993). Símbolos na figura A ----- 28
- Figura 14:** A) Ce/Yb versus Sm normalizados aos condritos de Sun & McDonough (1989) para os dados dos metabasaltos do GBRI. Curvas indicam fusão parcial em equilíbrio para (1) granada hartzburgito (10% grt, 45% ol, 45% opx); (2) granada lherzolito (3% grt, 10% cpx, 43% ol, 44% opx); (3) lherzolito (55% ol, 25% opx, 20% cpx) e (4) plagioclásio lherzolito (15% pl, 50% ol, 20% opx, 15% cpx). Traços representam taxas de fusão parcial em equilíbrio (0,1-30%). Setas indicam 50% de fracionamento de plagioclásio, olivina, clinopiroxênio, eclogito EC1 (5% grt, 95% cpx) e eclogito EC2 (40% grt e 60% cpx) compilado de Oliveira & Tarney (1995) ----- 29

- Figura 15:** Diagrama La/Nb x Zr indicando uma procedência na transição da astenosfera para a litosfera da fonte dos basaltos do GBRI (Kerr *et al.*, 2000). Símbolos na figura A ----- 30
- Figura 16:** Modelagem geoquímica utilizando REE para estimar a taxa de fusão do magma progenitor dos basaltos do GBRI, utilizando as fontes lherzolíticas estimadas. Diagrama normalizado ao condritos de Sun & McDonough (1989). Valores de Kd retirados de Rollinson (1993) ----- 31
- Figura 17:** Diagramas discriminantes para os basaltos do GBRI. A) Diagrama $(La/Nb)^* \times (Th/Nb)^*$, mostrando a similaridade geoquímica entre os basaltos do GBRI com basaltos de derrames continentais (CFB). B) Diagrama de multi-elementos normalizados ao manto primitivo de Sun & McDonough (1989) para comparação entre dos basaltos com suítes continentais e oceânicas. C) Diagrama $Mg^* \times TiO_2$ mostrando a semelhança geoquímica dos basaltos do GBRI com os basaltos da bacia do Paraná LPT. Dados das suítes vulcânicas obtidos na literatura (Bellieni *et al.*, 1984; Fodor e Vetter, 1984; Mantovani *et al.*, 1985b; Peate *et al.*, 1988; Piccirillo *et al.*, 1988a); Smith & Humphris, 1998; Haase *et al.*, 1999; Leat *et al.*, 2000; Mincato, 2000; Shukla *et al.*, 2000; Jicha *et al.*, 2004). Símbolos na Figura A. (*) Valores normalizados ao manto primitivo de Sun & McDonough (1989) ----- 33
- Figura 18:** Diagramas discriminantes entre basaltos continentais, transicionais, oceânicos e de arco. A) Diagrama $(Nb/Ta)^* \times (Zr/Sm)^*$, indicando a similaridade dos basaltos do GBRI com basaltos transicionais T-MORB e basaltos tipo N-MORB. B) Diagrama Nb/Yb x Th/Yb, indicando a similaridade dos basaltos do GBRI com basaltos transicionais T-MORB. C) Diagrama La/Sm x Y/Nb mostrando semelhança geoquímica dos basaltos do GBRI com os T-MORB da margem continental da Galícia e da Bacia de Campos. D) Diagrama de multi-elementos normalizados aos condritos de Sun & McDonough (1989), mostrando a semelhança no padrão dos REE com os T-MORB da Galícia. Dados das suítes vulcânicas obtidos na literatura (Fodor e Vetter, 1984; Smith & Humphris, 1998; Haase *et al.*, 1999; Leat *et al.*, 2000; Mincato, 2000; Jicha *et al.*, 2004; Chazot *et al.*, 2005). Símbolos na Figura A. (*) Valores normalizados ao manto primitivo de Sun & McDonough (1989) ----- 34
- Figura 19:** Diagrama esquemático ilustrativo da provável história petrogenética dos dois grupos de toleióitos dos basaltos do Greenstone Belt do Rio Itapicuru. Símbolos na figura ----- 36
- Figura 20:** Apresentação simplificada da evolução do modelo petrotectônico de formação do domínio vulcânico máfico do terreno granito-*greenstone belt* do Rio Itapicuru. A) Situação inicial de pré-quebra continental; B) Adelgaçamento litosférico e início da quebra continental. Fusão parcial do manto sublitosférico gerando o magmatismo básico que corta a litosfera (colocação de diques e derrames), representados pelos ThII com predominância dos derrames concentrados à oeste do GBRI. Esses basaltos interagem com a crosta gerando uma assinatura geoquímica de basaltos continentais (CFB); C)

Descompressão do manto astenosférico e início da Fusão Parcial (FP) e da Cristalização Fracionada (CF) do líquido residual (tipo E-MORB), que dá origem ao assoalho oceânico do GBRI. D) Espalhamento do assoalho oceânico, desenvolvimento da bacia oceânica e individualização do Bloco Serrinha ----- **39**



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

**REAVALIAÇÃO DO CONTEXTO TECTÔNICO DOS BASALTOS DO
GREENSTONE BELT DO RIO ITAPICURU (BAHIA), COM BASE NA
GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS-TRAÇO**

JOSÉ PAULO DONATTI FILHO

RESUMO

O Greenstone Belt Paleoproterozóico do Rio Itapicuru, nordeste do Cráton do São Francisco, está inserido integralmente no Bloco Serrinha e possui um domínio vulcânico máfico com um contexto geodinâmico de formação em debate, se arco, bacia de retro-arco ou rifte intracontinental. Dados geoquímicos dos basaltos deste domínio foram obtidos com o intuito de reavaliar a geoquímica e o contexto tectônico de formação dessas rochas com base principalmente na geoquímica de elementos-traço de elevado poder interpretativo (e.g. Low Field Strength Element (LFSE), High Field Strength Element (HFSE), e Rare Earth Element (REE)). Este domínio é composto de lavas almofadadas, basaltos variolíticos, basaltos maciços e porfíricos, bem expostos no curso médio do Rio Itapicuru. A paragênese metamórfica indica condições variando de fácies xisto verde a fácies anfibolito. O domínio é composto basicamente por basaltos Fe-toleíticos subalcalinos, que são divididos geoquimicamente em dois grupos: ThI – enriquecidos em Ti-P e elementos-traço incompatíveis, e outro, representado pelos toleítos tipo II (ThII) que exibem baixas concentrações nesses elementos. Os ThII são mais primitivos geoquimicamente, exibindo valores relativamente mais elevados em Mg, Ni e Cr. Espacialmente os dois grupos distribuem-se em dois domínios distintos, um a leste (ThI), e outro a oeste (ThII). O enriquecimento seletivo e a alta mobilidade de alguns elementos litófilos (e.g. Rb, Ba, Na, Cs) indicam que os basaltos passaram por processos de metassomatismo em ambiente oceânico. A lacuna composicional entre elementos incompatíveis dos dois grupos (e.g. P, Ti, Zr, Th, Nb) indica que a petrogênese não pode ser explicada por cristalização fracionada isoladamente. Provavelmente, diferentes estágios de fusão parcial seguido de cristalização fracionada foram suficientes para gerar líquidos basálticos distintos. A modelagem geoquímica sugere taxas de fusão variando entre 10-25% de uma mesma fonte sublitosférica ($La_N/Nb_N \geq 1$) sem a presença de granada ($La_N/Lu_N \sim 1$). A composição sugerida da fonte mantélica dos basaltos foi um lherzolito ou plagioclásio lherzolito, que passou por um primeiro estágio de fusão (10-15%) dando origem aos ThI, e sucessivamente um segundo estágio de fusão (15-25%) que gerou os ThII. A presença de uma nítida anomalia negativa de Nb e a semelhança geoquímica com basaltos continentais (e.g. Paraná e Deccan), indicam uma significativa assinatura crustal. Os resultados geoquímicos de elementos-traço sugerem para os basaltos do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru uma semelhança petrotectônica com basaltos transicionais (T-MORB) de ambiente continental a oceânico, similar nos dias de hoje com a margem continental Atlântica.

Palavras-chave: Paleoproterozóico, Geoquímica, Tectônica, Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Basaltos, Rifte Intracontinental.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

**TECTONIC SETTING OF BASALTS FROM THE RIO ITAPICURU
GREENSTONE BELT (BAHIA, BRAZIL) REVISITED BY TRACE-ELEMENT
GEOCHEMISTRY**

JOSÉ PAULO DONATTI FILHO

ABSTRACT

The Paleoproterozoic Rio Itapicuru Greenstone Belt, situated in the Serrinha Block - northeast São Francisco Craton, has a sequence of basaltic rocks whose tectonic setting is under discussion, i.e. whether a back arc setting or intracontinental rift. The basalt geochemistry was revisited on the basis of incompatible trace elements data, such as high field strength elements (HFSE), low field strength element (LFSE) and the rare earth elements (REE). The basalts are well exposed along the Itapicuru River where the study is concentrated. They are composed of massive and pillowed flows with occasional variolitic to porphyritic structures; they show metamorphic paragenesis indicative of greenschist to amphibolite facies. The basalts are essentially Fe-rich tholeiites that can be separated into two groups: ThI – with high abundances of Ti-P and other trace elements, and ThII – with low abundances of Ti-P and other trace elements. The ThII group is geochemically more primitive than ThI and is relatively enriched in compatible elements (e.g. Mg, Ni e Cr) and show higher mg-number. The two basalt groups crop out in geographically distinct areas: ThI dominates in the eastern part of the basalts exposure area, whereas ThII is restricted to the western part of it. Selective enrichment in some large ion lithophile elements (LILE), such as Rb, Ba, Na and Cs indicates that the basalts were affected significantly by post-magmatic processes (low-grade metamorphism and ocean water interaction). The large variation of some trace element ratios (e.g. Ti, P, Zr, Nb, Th), indicate that the two basalt groups cannot be linked by fractional crystallization of a single parental magma. Instead, the two groups are likely to have derived from liquids resulting from different degrees of partial melting from a similar mantle source, followed by shallow level fractional crystallization. Geochemical modelling suggests melt rates around 10-25% of the same lithospheric mantle source ($La_N/Nb_N \geq 1$), with no garnet in the residue ($La_N/Lu_N \sim 1$). The suggested source is a lherzolite or plagioclase lherzolite that experienced a first stage of partial melting (10-15%) to give the ThI, and later the ThII group by higher partial melting rates (15-25%). The negative Nb anomaly on mantle-normalised multi-element diagrams and the geochemical similarities with continental flood basalts (e.g. Paraná and Deccan) indicate a significant crustal signature. The combined mode of field occurrence and the trace-element data indicate petrotectonic similarities with transitional-type basalts, thus rendering support to a tectonic setting transitional between continent and ocean, probably similar to the present-day Atlantic continental margin.

Key-words: Paleoproterozoic, Geochemistry, Tectonic setting, Rio Itapicuru Greenstone Belt, Basalts.

1. INTRODUÇÃO

O terreno Paleoproterozóico granito-*greenstone belt* do Rio Itapicuru (GBRI) é uma seqüência vulcano-sedimentar intrudida por granitos e foi definido nos trabalhos de Kishida (1979) e Kishida & Riccio (1980). Este se encontra inserido no embasamento Arqueano do Bloco Serrinha definido por Mascarenhas (1979), que por sua vez localiza-se no nordeste do Cráton do São Francisco definido por Almeida (1977). O GBRI possui uma orientação preferencial N-S, com 170 km de extensão e 70 km de largura. Esta é uma das regiões mais bem estudadas do nordeste do Estado da Bahia porque lá são conhecidas várias jazidas auríferas alojadas em zonas de cisalhamento (Silva *et al.* 2001). A evolução geotectônica dos ambientes de arco magmático e ambiente colisional associados aos domínios das rochas vulcânicas intermediárias e graníticas do GBRI foram bem definidos nos trabalhos de Silva (1992), Alves da Silva *et al.* (1993); Barrueto *et al.* (1998), Lacerda (2000), Barrueto (2002), Carvalho & Oliveira (2003), Oliveira *et al.* (2004) e Costa (2005). Porém, o contexto tectônico de formação dos basaltos, ou seja, o evento geotectônico inicial na formação do Oceano Itapicuru, é matéria de controvérsia. O contexto geotectônico dos basaltos fora definido inicialmente no trabalho de Silva (1992) como sendo toleióitos gerados em bacias de retro-arco, semelhantes aos toleióitos que ocorrem no Complexo Rocas Verdes no Chile (Tarney *et al.*, 1976) e Scotia Sea (Weaver *et al.*, 1979). Entretanto, Alves da Silva (1993) em estudos sobre os granitóides sin-tectônicos e controle das mineralizações auríferas do GBRI propõe um modelo diferente, onde o contexto geotectônico de formação dos basaltos se assemelha ao modelo tectônico de bacia marginal ou de rifte-intracontinental. Recentemente, Oliveira *et al.*, (2006) mostraram que o Complexo Peridotítico de Santa Luz a oeste do GBRI, possui característica de remanescentes ofiolíticos tipo transicionais (Windley, 2005), gerados em ambiente de rifte-intracontinental que evolui para uma margem continental passiva pobre em magmatismo, e propõem que este complexo pode estar relacionado aos basaltos do GBRI.

A reavaliação da geoquímica destes basaltos, principalmente com ênfase nos elementos-traço de alto poder interpretativo (e.g. HFSE, LFSE, REE), é uma das melhores maneiras para se obter informações sobre a história petrotectônica que deu origem a esse domínio de rochas. Este estudo se diferencia dos demais estudos geoquímicos sobre os basaltos do GBRI (e.g. Kishida 1979, Silva 1983, Silva 1990 e Silva 1992), por incluir elementos de baixa detecção (ppb) e de alto poder interpretativo, obtidos por metodologias mais avançadas. Desta forma, foram

analisadas 41 amostras dos basaltos do GBRI (Tabela 2), selecionados conforme sua exposição e preservação do metamorfismo, para análises geoquímicas de elementos maiores e menores por Fluorescência de Raios-X (XRF) e elementos-traço por Espectrometria de Ionização Induzida por Plasma Acoplado (ICP-MS). Os dados foram tratados com ferramentas de geoquímica teórica, como a modelagem geoquímica de processos magmáticos (e.g. cristalização fracionada e fusão parcial), e também foram comparados com suítes basálticas cujos contextos tectônicos são bem definidos.

2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo localiza-se na porção nordeste do Cráton do São Francisco, ao norte de Feira de Santana, Bahia, entre a serra de Jacobina e a Bacia Sedimentar do Tucano (Figura 2). O acesso à área de pesquisa tem como principal rota (partindo de Salvador) a BR-324 com destino à cidade de Feira de Santana, por cerca de 120 Km. Em Feira de Santana, toma-se a BR-116 com destino à cidade de Serrinha, por cerca de 200 Km, e a partir daí toma-se a BR-324 com destino a Santa Luz e Nordestina, que são as cidades mais próximas do greenstone.

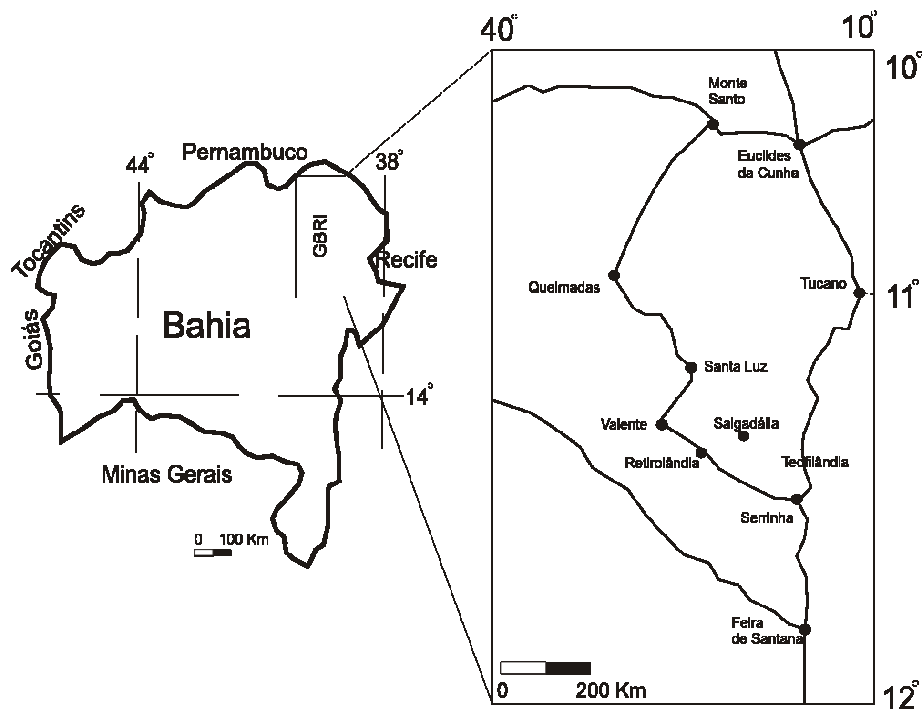


Figura 1: Mapa de localização e principais vias de acesso ao Greenstone Belt do Rio Itapicuru, nordeste do Estado da Bahia.

3. OBJETIVOS

O objetivo da pesquisa é reavaliar a geoquímica e a petrogênese dos basaltos do domínio vulcânico máfico do GBRI com técnicas analíticas mais precisas (i.e. Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry – ICPMS), de modo a contribuir com o modelo geotectônico de formação do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru.

4. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação foi desenvolvida seguindo-se o modelo de artigo científico para a publicação, como é permitido pelas normas do curso de pós-graduação do Instituto de Geociências da UNICAMP. O artigo tem o mesmo nome desta dissertação: “Reavaliação do contexto tectônico dos basaltos do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (Bahia), com base na geoquímica de elementos-traço”, será submetido à Revista Brasileira de Geociências ou algum periódico de circulação internacional.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

Para a execução da pesquisa foram realizadas três etapas de campo, num total de 50 dias. Nas etapas de campo foram realizadas as coletas de amostras para geoquímica, reconhecimento das principais feições e relações de campo entre os litotipos que compõem o GBRI. Para a realização da etapa de campo foram utilizadas as folhas topográficas do IBGE de Santa Luz, Nordeste na escala 1:100.000, mapa geológico na escala 1:100.000 CPRM e imagens Landsat ETM⁺ com todas as bandas do espectro refletivo da imagem (RGB bandas 3-2-1 + 8). Nesta fase foram observadas as relações espaciais, metamórficas, estruturais e de contato entre os principais litotipos que compõem o GBRI, representados pelas unidades vulcânicas máficas, vulcânicas félsicas, sedimentares e vulcanoclásticas. A partir dos dados de campo foram coletadas amostras para análises geoquímicas de elementos maiores, menores e elementos-traço, além de análises petrográficas. Foram coletadas, para a pesquisa, um total de 45 amostras de metabasaltos para análise geoquímica (Tabela 2) e confecção de lâminas petrográficas de 15 amostras pré-selecionadas. As lâminas foram confeccionadas no Instituto de Geociências da UNICAMP, e serviram para classificar os metabasaltos e selecionar as amostras para estudos posteriores de

geoquímica. As lâminas foram analisadas em microscópio de luz transmitida e refletida (minerais transparentes e opacos), no Instituto de Geociências da Universidade de Campinas (IG-UNICAMP). As razões entre elementos-traço incompatíveis e com incompatibilidades semelhantes foram preferencialmente utilizadas, devido a sua capacidade de filtrar processos petrogenéticos. Os dados foram tratados em diagramas discriminatórios de ambientes geotectônicos, de razões entre elementos com elevado potencial iônico – High Field Strength Element (HFSE) e *spidergrams*, para testar mecanismos qualitativos e quantitativos dos processos magmáticos que provavelmente afetaram o magma basáltico.

6. GEOLOGIA REGIONAL

O GBRI se assenta estruturalmente sobre um embasamento de gnaisses e migmatitos, sendo constituído por um domínio inferior basáltico, sucedido por um domínio intermediário de vulcânicas ácidas e por um domínio superior de rochas sedimentares químicas e clásticas (Silva, 1992) (Figura 2). Toda essa seqüência encontra-se intrudida por stokes e batólitos graníticos de idade proterozóica, além de corpos plutônicos de composição básica (Kishida, 1979; Kishida & Riccio, 1980; Mello, 1999; Mello *et al.*, 2001; Silva *et al.*, 2001; Oliveira *et al.*, 2004). Batólitos graníticos com assinatura trondjemítica cortam os basaltos na porção ocidental do GBRI, e constituem granodioritos fracamente deformados, com estrutura de fluxo magmático verticalizada e bordas pouco gnaissificadas representados pelos plutões de Nordestina (Cruz Filho *et al.*, 2003), Trilhado (Mello *et al.*, 2000), Eficéas (Rios, 2002) e Nego Val (Costa, 2005). Os mais expressivos são domos granito-gnáissicos sin-colisionais, consistindo de núcleos graníticos menos deformados e bordas gnáissicas, como os domos do Ambrósio (Matos e Davison, 1987; Lacerda, 2000) e Pedra Vermelha (Rios *et al.*, 2005). Rochas ultramáficas ocorrem esporadicamente e são representadas apenas por corpos relativamente pequenos de peridotitos, restritos em sua distribuição entre as rochas do greenstone. O contato entre as rochas supracrustais do GBRI e seu embasamento aparentemente é tectônico. Entretanto, essa observação é pouco conhecida devido a exposição restrita desta feição geológica.

A cronologia de eventos magmáticos durante a formação do terreno granito-*greenstone belt* e seu fechamento é ilustrado na tabela 1 seguir:

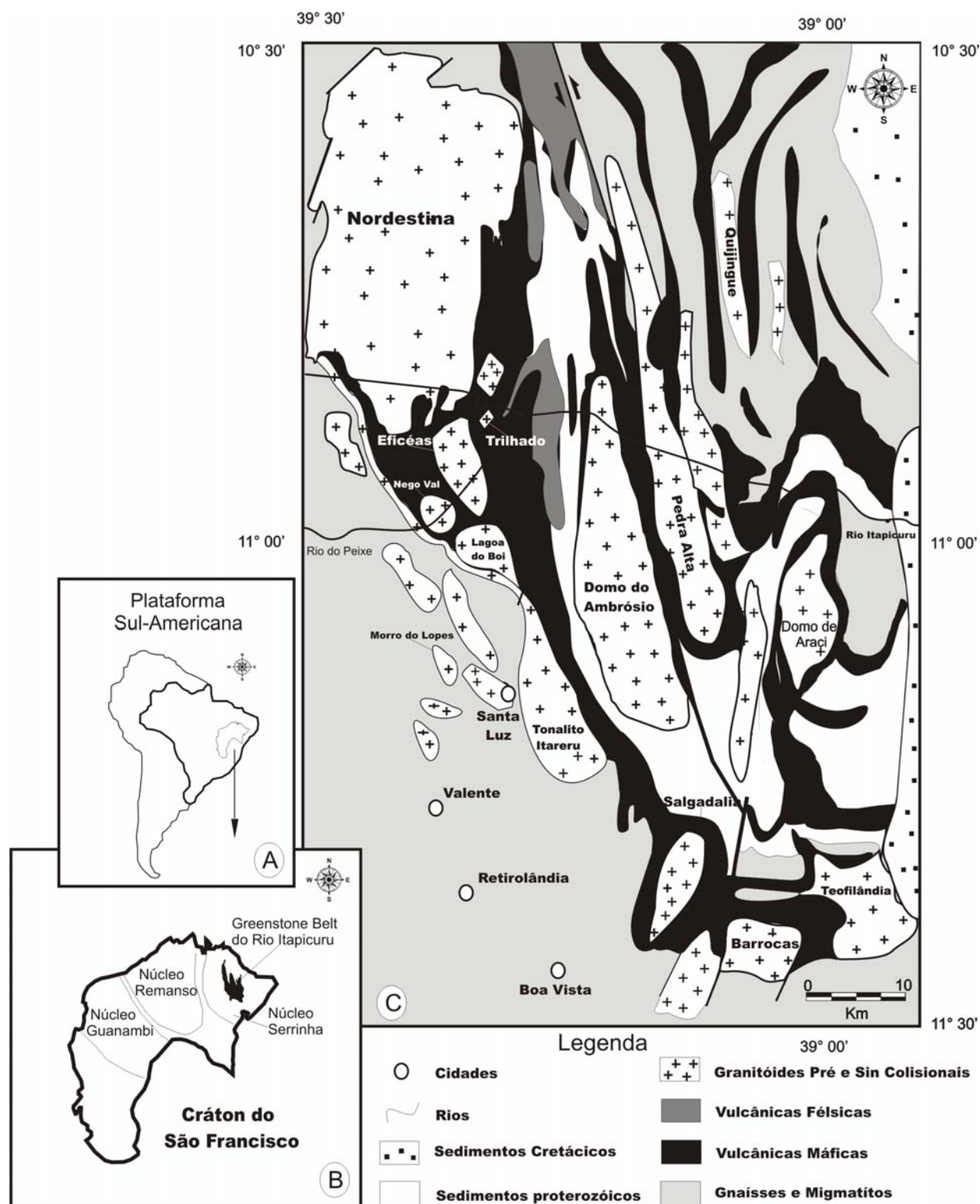


Figura 2: A) Posicionamento do Crátón São Francisco na Plataforma Sul-Americana. B) Configuração dos terrenos do embasamento da porção centro norte do Crátón do São Francisco, e o posicionamento do Greenstone Belt do Rio Itapicuru no Bloco Serrinha (modificado de Mascarenhas, 1979). C) Mapa geológico simplificado do terreno *greenstone belt* do Rio Itapicuru, nordeste do estado da Bahia. (modificado de Pimentel e Silva, 2003).

Tabela 1: Dados geocronológicos para o Greenstone Belt do Rio Itapicuru.

Idade	Rocha	Metodologia	Autor
2.209 ± 60			
Ma	Vulcânicas máficas	isócrona Pb-Pb em rocha total	Silva <i>et al.</i> , 2001
2.170 ± 60			
Ma	Vulcânicas félsicas	isócrona Pb-Pb em rocha total	Silva <i>et al.</i> , 2001
2.163 ± 5			
Ma	Granitóide Eficéas	U-Pb diluição isotópica em zircões	Rios 2002
2.155 ± 9			
Ma	Batólito Nordestina	Pb-Pb evaporação em zircões	Cruz Filho <i>et al.</i> , 2003b
2.155 ± 3			
Ma	Granito Quijingue	U-Pb diluição isotópica em zircões	Rios <i>et al.</i> , 2002
2.152 ± 6			
Ma	Granodiorito Trilhado	U-Pb SHRIMP em monazita	Mello <i>et al.</i> , 2000
2.142 ± 47	Gabro da Fazenda		
Ma	Brasileiro	isócrona Sm-Nd	Pimentel & Silva 2003
2.130 ± 7	Granodiorito		
Ma	Teofilândia	U-Pb SHRIMP em zircões	Mello <i>et al.</i> , 2000
2.127 ± 5			
Ma	Granodiorito Barrocas	evaporação de Pb em zircões	Chauvet <i>et al.</i> , 1997
2.109 ± 5			Carvalho & Oliveira,
Ma	Granodiorito Itareru	U-Pb SHRIMP em zircões	2003
2.080 ± 2	Granodiorito		
Ma	Ambrósio	U-Pb SHRIMP em xenotima	Mello <i>et al.</i> , 1999
2.080 ± 8	Granodiorito Pedra		
Ma	Vermelha	U-Pb diluição isotópica em zircões	Rios <i>et al.</i> , 2005
2.072 ± 1	Granito Morro do		
Ma	Lopes	U-Pb diluição isotópica em zircões	Rios <i>et al.</i> , 2000
2.076 ± 10	Metamorfismo		
Ma	Regional	U-Pb SHRIMP em zircões	Mello <i>et al.</i> , 2006
2.054-2049	Mineralização		
Ma	aurífera	Ar-Ar muscovita	Mello <i>et al.</i> , 2006

Do ponto de vista estrutural, o GBRI apresenta orientação preferencial N-S nas porções setentrional e central, e E-W na porção meridional, exibindo uma sucessão de antiformes e sinformes com eixos orientados segundo tais direções. Zonas de cisalhamento paralelas ao acamamento (S_0) e à foliação regional (S_1) são comuns nas duas porções. Segundo Alves da Silva (1994), a deformação no GBRI é resultado de dois principais eventos deformacionais (D_1 e D_2), ambos ocorrendo sob condições metamórficas de fácies xisto-verde a anfibolito. O evento D_1 está preservado na porção sul do GBRI e é caracterizado por foliação de baixo ângulo mergulhando para SE, associada a cavalgamentos com vergência para NW. A esse evento associa-se a colocação de granitóides sin-tectônicos como o de Barrocas (Alves da Silva, 1994). O evento D_2 é mais intensamente marcado na região e pode ser dividido em duas fases: F_1 de fechamento da bacia vulcanossedimentar, quando foram desenvolvidos empurrões para E e SE; e F_2 de natureza transcorrente, caracterizado por cisalhamento dúctil sinistral ao longo de zonas de cisalhamento verticais de direção aproximadamente N-S; simultaneamente a D_2 ocorreram as intrusões dos granodioritos tipo Ambrósio (Alves da Silva, 1994).

Silva (1983) e Silva (1987) definiram três principais eventos metamórficos para o GBRI: 1) O evento inicial seria de natureza hidrotermal (M_1), de fundo oceânico, que espilitizou parcialmente as rochas vulcânicas. Em seguida, um evento regional (M_2), progressivo de fácies xisto verde a anfibolito, foi gerado durante o fechamento da bacia sedimentar e concomitantemente com a colocação dos granitos sin-tectônicos. E o terceiro e último evento (M_3) seria de natureza termal.

7. GEOLOGIA DOS BASALTOS

A porção basal do GBRI é constituída de um pacote de lavas básicas com aproximadamente 5 km de espessura, representando aproximadamente 50% da área, e é composta de basaltos maciços, basaltos almofadados, basaltos porfíricos, basaltos variolíticos e amigdaloidais. Os basaltos situam-se nos flancos dos sinclinais e possuem uma ampla distribuição espacial ao longo do curso médio do Rio Itapicuru e Rio do Peixe, onde se encontram os afloramentos mais preservados do metamorfismo.

Neste setor podem ser observadas estruturas ígneas preservadas, como lavas almofadadas, basaltos porfíricos e variolíticos. As almofadas das lavas almofadadas não ultrapassam 1,5m de diâmetro (Figura 3A), e apresentam uma intensa cloritização nas bordas,

onde se observa uma textura afanítica. Localmente apresentam fraturas de resfriamento rápido que se partem em ângulo de 90°.

Os derrames estão inclinados para E como se pode observar nas relações topo e base das almofadas (Davison *et al.* 1988). Os basaltos variolíticos possuem variolas com no máximo 2 cm de diâmetro, e consistem em agregados de plagioclásio + quartzo (Figura 2B), interpretados como o resultado de imiscibilidade de líquidos (Silva, 1983). Os basaltos porfiríticos são os mais raros e ocorrem em uma faixa restrita na borda do plutão de Nordestina, e são constituídos por fenocristais de plagioclásio cálcico (andesina) e matriz de anfibólio (Figura 3C).

Em geral, os metabasaltos exibem uma foliação pouco penetrativa, gerada pela deformação e pelo metamorfismo de baixo grau (M1) que não chegaram a afetar as estruturas primárias. Nas porções marginais às bordas dos plutões que cortam todo o GBRI, os basaltos mostram características de anfibolito gerado em grau metamórfico mais elevado chegando a fácies epidoto-anfibolito. Nestas localidades, os basaltos podem apresentar foliação verticalizada (~80°), provavelmente originada durante a colocação dos plutões graníticos (Figura 3D). Xenólitos de basaltos (Figura 3E) foram encontrados associados às intrusões dos plutões Nordestina e Eficéas. Localmente, os basaltos porfiríticos possuem apófises de granitos espacialmente restritos (Figura 3F). Estas relações são indicações importantes na cronologia dos eventos magmáticos, evidenciando em campo a origem pretérita ou concomitante dos basaltos em relação aos granitos do GBRI.

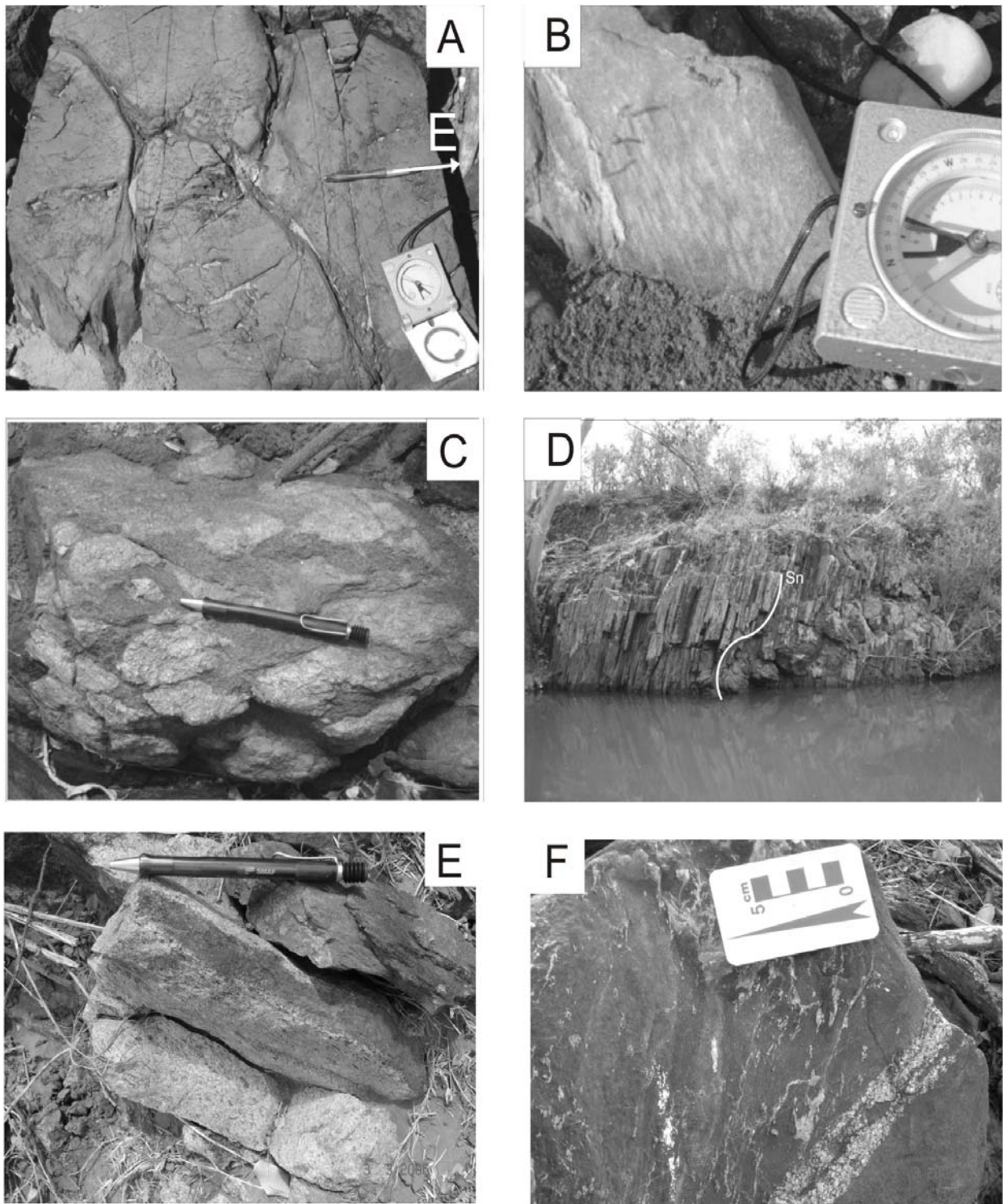


Figura 3: Aspectos de campo e estruturas primárias preservadas do metamorfismo. A) Lavas almofadadas mostrando topo para leste. B) Textura vesicular estirada. C) Basalto porfirítico com fenocristais de plagioclásio apresentando uma orientação incipiente. D) Basaltos em fácies anfibolito com uma foliação verticalizada ($S_n \sim 80^\circ$), no contato com plutões granodioríticos do tipo Eficéas. E) Apófise de granito no basalto. F) Injeções graníticas no basalto.

8. PETROGRAFIA

Em geral, os basaltos do GBRI foram afetados por metamorfismo em fácies xisto-verde chegando até fácies epidoto-anfibolito nas bordas dos plutões graníticos, mas às vezes apresentam textura ígnea preservada, incluindo intergranular, esferulítica e variolítica. A textura esferulítica ou de resfriamento rápido ou textura de recristalização metamórfica estática, é parcialmente preservada pelos cristais de plagioclásio/tremolita (Figura 4A).

Os basaltos podem ser divididos em metabasaltos (que ainda mostram textura ígnea original preservada), e anfibolitos (com textura e mineralogia de fácies anfibolito). O domínio vulcânico máfico consiste na paragênese hornblenda + plagioclásio + clinozoizita + clorita + calcita + titanita + ilmenita + magnetita e, em geral, formam textura granolepidoblástica a lepidoblástica. Esses basaltos exibem granulação média a grossa, cor verde escura, estrutura xistosa, e localmente apresenta bandamento contínuo marcado por pequenas lentes composta de quartzo, carbonatos e epidoto.

A substituição de cristais originais de piroxênio por anfibólios sem nenhuma modificação no formato original foi observada, sugerindo uma mudança isoquímica e substituição do volume também isotrópica (Figura 4B). O plagioclásio é, em sua maior parte, oligoclásio-andesina (An_{30-50}) e pode estar sericitizado e/ou epidotizado em uma massa de actinolita/tremolita quando em fácies xisto-verde; e muitas vezes aparecem como fenocristais (Figura 4C). Hornblenda, o anfibólio mais freqüente, é anedral e apresenta pleocroísmo forte com cor castanha, verde oliva a verde azulada. Pode constituir porfiroblastos, às vezes, poiquiloblastos (inclusões de plagioclásio, quartzo, clinozoizita e opacos). A actinolita é produto da transformação retrometamórfica da hornblenda e aparece sob forma de cristais anedrais submilimétricos. A ilmenita aparece como mineral acessório na matriz. Quartzo e calcita cristalizam em veios hidrotermais que cortam a foliação principal. Os opacos ocorrem como micro-fenocristais em todas as amostras, e alcançam de 1,5% a 2,5% da composição modal da rocha. A clinozoizita é subedral e submilimétrica, ocorrendo parcialmente orientada. Possui coloração verde pálido a amarelo, podendo em algumas amostras ultrapassar 5% do volume modal, constituindo epidoto anfibolitos (Figura 4D).

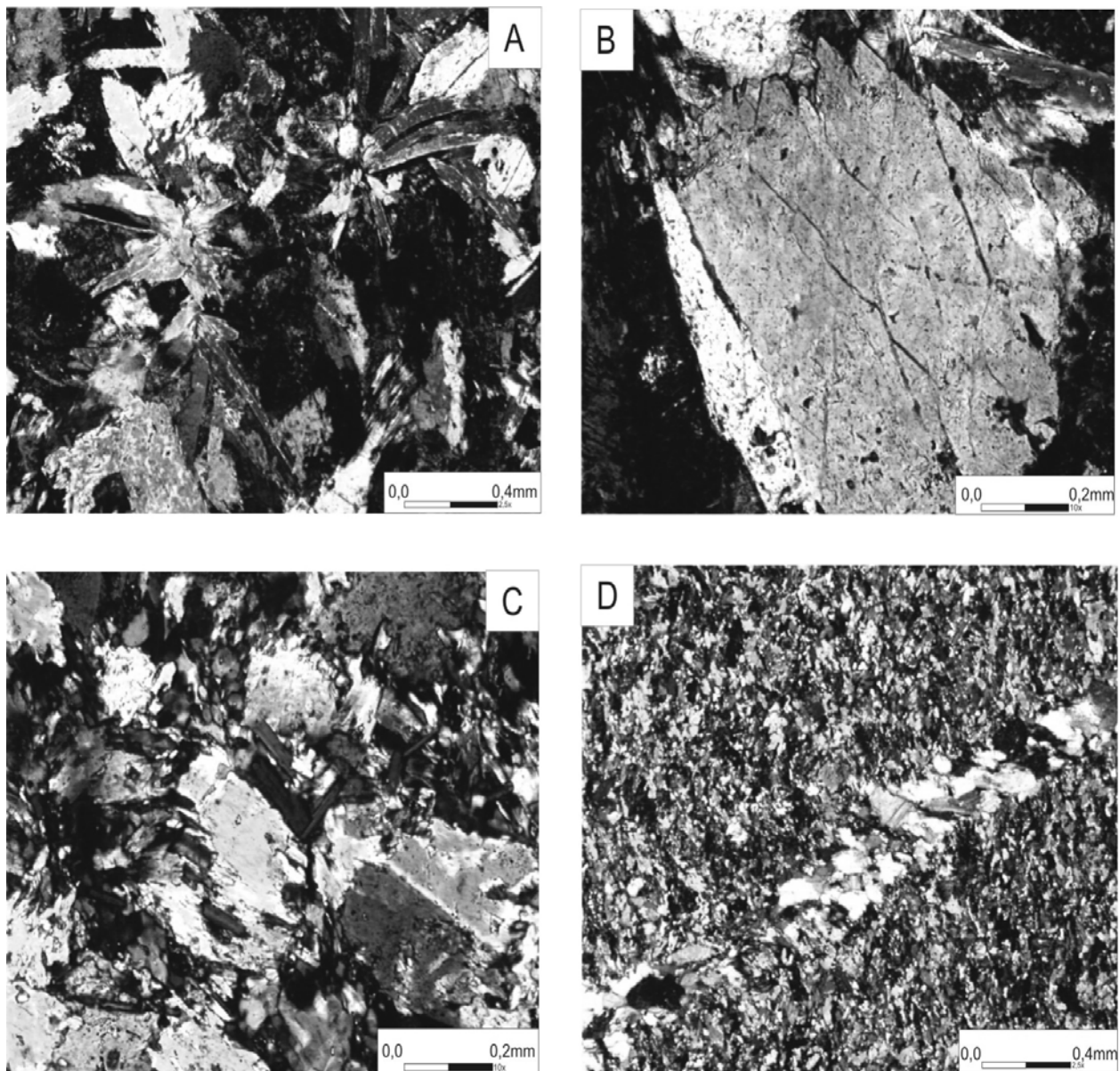


Figura 4: Aspectos petrográficos dos basaltos do domínio vulcânico máfico do GBRI. A) Textura esferulítica ou de resfriamento rápido ou textura de recristalização metamórfica estática, parcialmente preservadas por cristais de plagioclásio e tremolita. B) Seção basal de um fenocristal de piroxênio preservado. C) Fenocristal de andesina imerso em uma massa fina de albita e clinozoisita. D) Intensa epidotização presente na matriz e em veios de carbonatos tardios dos basaltos que chegaram a metamorfismo de fácies anfibolito.

9. GEOQUÍMICA

9.1. Técnicas Analíticas

As amostras coletadas para as análises geoquímicas foram selecionadas a partir de sua melhor exposição em campo, e principalmente da sua preservação do metamorfismo e deformação regional. Por esse motivo os pontos de amostragem ficaram concentrados na porção centro-oeste do GBRI, ao longo do curso médio do rio Itapicuru, que corta todo o terreno granito *greenstone-belt* de leste a oeste, e à jusante do curso do Rio do Peixe predominantemente a oeste.

9.1.1. Fluorescência de Raios-X (XRF)

A Fluorescência de Raios-X é uma técnica analítica clássica na determinação de elementos maiores e traço em rocha total em porcentagens e partes por milhão (ppm). De acordo com Rollison (1993), este é o método mais versátil, podendo-se analisar cerca de 80 elementos com baixos níveis de detecção, além de ser rápido e possuir ótima precisão para elementos maiores e alguns menores, e as análises podem ser feitas em um curto período de tempo. Este método consiste na excitação dos elétrons das amostras por raios-X primários, os quais produzirão raios-X secundários com energias e comprimentos de onda característicos dos elementos constituintes.

As rochas basálticas do GBRI foram britadas e pulverizadas no Laboratório de Tratamento de amostras do IG-UNICAMP, que possui um britador de mandíbulas Frish (modelo II – Alemanha), e moinho de bolas planetário Fritsh (modelo 5/4 – Alemanha) para cominuir as amostras em um pó de granulação de 75µm. Para as análises de XRF foram confeccionadas pastilhas prensadas para elementos traço, e pastilhas fundidas para elementos maiores. As pastilhas prensadas foram preparadas pela mistura de 9,0g de amostra com 1,5g de cera em pó (Hoeschst/Alemanha), prensadas durante um minuto com pressão de 119 MPa, em prensa hidráulica HTP 40 (Herzog/Alemanha). As pastilhas fundidas foram preparadas à partir da fusão do pó da amostra, com uma mistura de metaborato e tetraborato de lítio (80/20 p/p – Spectroflux 100B Johnson Matthey/USA), na proporção de 6:1 (fundente/amostra) em um equipamento de fusão Fluxy 300 (Claisse). As dosagens químicas dos elementos maiores, menores e traço foram

realizadas pelo Espectrômetro de Fluorescência de Raios-X, Philips modelo PW-2404, no Laboratório de XRF do IG-INICAMP.

O controle de qualidade dos resultados foi feito pela duplicação de 2 amostras (JPMS-70 e JPMS-123) desde a etapa de britagem até moagem. A verificação do procedimento analítico foi feita com análise de amostras de referência internacional (WSE e RGM-1) e amostras de referência interna do laboratório (BAC). Para os óxidos maiores foram usadas as amostras de referência BAC, WSE e RGM-1 e para os elementos-traço foram utilizadas as amostras de referência WSE e RGM-1. Os resultados obtidos para elementos maiores diferem do padrão interno BAC em torno de 1% estão dentro do desvio padrão (1σ) das referência internacionais WSE e RGM-1.

Os resultados geoquímicos de elementos maiores, menores e traços obtidos neste estudo por XRF estão expressos na Tabela 2 a seguir.

9.1.2. Espectrometria de Massa com Ionização por Plasma Acoplado (ICP-MS)

A espectrometria de Plasma (ICP) é uma técnica com um grande potencial geoquímico de detecção, capaz de detectar elementos em baixos níveis de detecção, chegando a níveis de partes por bilhão (ppb). Torna-se mais eficaz quando acoplado a um espectrômetro de massa (ICP-MS), resultando em análises com uma precisão mais elevada e precisa, podendo chegar a precisões em partes por trilhão (ppt).

Análises de elementos traço (e.g. U, Th, Hf, Ta, Nb, Zr e outros) e elementos terras raras (REE) foram realizadas no Laboratório de ICP-MS do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP), seguindo os procedimentos de Navarro (2004). O laboratório é equipado com ICP-MS ERLAN 6100 DRC da Perkin Elmer que trabalha com um nebulizador tipo Meinhard acoplado a bomba peristáltica e câmara ciclônica em quartzo. A qualidade dos dados foi monitorada por amostras de referência internacional do laboratório BHVO-2 (basalto), BHVO-II e BR (basalto) e pela duplicação de 2 amostras (JPMS-70 e JPMS-134). Todos os resultados obtidos estão dentro do desvio padrão das referências internacionais. Os resultados obtidos para elementos maiores diferem do padrão interno BAC em torno de 1% estão dentro do desvio padrão (1σ) das referência internacionais BHVO, BHVO-II e BR.

Os resultados geoquímicos de elementos menores e traços obtidos neste estudo por ICP-MS estão expressos na Tabela 2 a seguir.

Tabela 2: Dados geoquímicos para as rochas vulcânicas máficas do GBRI. Elementos maiores expressos em porcentagem de peso (%) e elementos traço e elementos terras raras expressos em parte por milhão (ppm).

Amostra	JP-MS-23 Basalto ThI	JP-MS-39 Basalto ThI	JP-MS-43a Basalto ThI	JP-MS-64 Basalto ThI	JP-MS-69 Basalto ThI	JP-MS-72 Basalto ThI	JPMS-95 Basalto ThI	JPMS-98 Basalto ThI	JPMS-100A Basalto ThI	JPMS-100B Basalto ThI
Óxidos Maiores (wt.%) por FRX										
SiO ₂	50.31	48.87	47.22	49.61	46.47	47.63	46.62	49.53	48.37	47.04
TiO ₂	1.58	1.65	1.76	2.07	1.74	1.95	1.84	1.81	1.72	1.61
Al ₂ O ₃	13.57	12.71	13.75	14.98	14.38	14.31	14.16	13.62	13.45	13.03
Fe ₂ O _{3t}	13.76	14.92	15.65	14.00	15.58	16.08	17.39	15.17	15.61	14.94
MnO	0.22	0.25	0.23	0.20	0.26	0.23	6.79	5.78	5.65	5.54
MgO	6.91	5.13	5.88	5.17	4.81	5.89	8.98	8.96	5.65	5.54
CaO	10.22	11.11	10.74	9.50	12.37	10.73	8.53	9.81	11.72	13.57
Na ₂ O	2.09	2.91	1.98	2.99	1.77	2.06	2.18	2.07	1.54	1.45
K ₂ O	0.16	0.19	0.07	0.21	0.21	0.19	0.16	0.11	0.09	0.13
P ₂ O ₅	0.15	0.17	0.17	0.20	0.17	0.20	0.17	0.17	0.16	0.16
L.O.I	0.68	1.55	2.30	0.59	1.70	0.53	2.08	2.20	1.95	3.07
Total	99.6	99.5	99.7	99.5	99.4	99.8	100.1	100.5	100.5	100.8
Mg*	53.0	43.6	45.8	45.4	41.0	45.2	53.7	57.0	44.9	45.5
Elementos-traço (ppm) por FRX										
V	415	446	448	431	482	453	299	404	390	367
Cr	189	117	167	173	169	160	184	132	121	104
Ni	81	60	81	87	78	90	98	76	76	71
Cu	212	193	224	76	213	136	143	160	202	187
Zn	101	110	122	117	98	120	85	111	116	106
Ga	22	16	21	18	22	18	17	22	20	20
Rb	2	3	0	2	4	1	<0.5	1	<0.5	<0.5
Sr	125	117	160	105	156	140	121	117	149	145
Y	33	30	34	35	29	38	28	50	31	29
Zr	99	112	113	138	112	131	63	111	109	107
Nb	4	4	4	5	5	5	4	9	4	4
Ba	112	112	0	0	159	41	81	204	59	86
Pb	1	3	1	1	4	1	2	3	2	2
Ce	14	22	14	18	27	20	14	17	21	24
Nd	12	16	15	20	16	19	<8	13	8	11
Sc	44	42	44	41	48	40	40	47	44	45
Elementos-traço (ppm) por ICP-MS										
Y	32.8	29.5	33.9	34.7	29.3	37.9	—	—	30.9	29.5
Zr	95.8	100	113	138	99.4	131	—	—	103	105
Nb	3.86	4.28	4.17	5.03	4.55	4.81	—	—	4.15	4.04
Cs	<0.01	0.22	0	0	0.08	0	—	—	0.02	0.03
La	5.55	6.65	5.83	5.46	6.39	5.86	—	—	6.55	5.88
Ce	14.16	16.78	14.9	13.4	15.63	14.3	—	—	16.14	14.88
Pr	2.33	2.66	2.38	2.55	2.56	2.53	—	—	2.58	2.37
Nd	12.13	13.58	12.0	13.1	13.06	12.9	—	—	13.19	12.11
Sm	3.85	4.22	3.77	4.13	4.12	4.09	—	—	4.15	3.82
Eu	1.42	1.18	1.21	1.28	1.37	1.32	—	—	1.41	1.25
Gd	4.40	4.70	4.37	4.61	4.67	4.83	—	—	4.72	4.34
Tb	0.91	0.97	0.84	0.88	0.97	0.93	—	—	0.98	0.90
Dy	5.69	5.98	5.35	5.40	5.97	5.71	—	—	6.03	5.59
Ho	1.33	1.38	1.21	1.24	1.39	1.33	—	—	1.41	1.30
Er	3.74	3.88	3.37	3.34	3.92	3.59	—	—	3.96	3.68
Tm	0.55	0.58	0.49	0.49	0.58	0.54	—	—	0.59	0.55
Yb	3.59	3.72	3.09	3.02	3.75	3.23	—	—	3.79	3.51
Lu	0.55	0.58	0.49	0.46	0.58	0.51	—	—	0.59	0.54
Hf	2.67	2.95	2.79	3.23	2.98	3.10	—	—	3.01	2.94
Ta	0.28	0.15	0.28	0.33	0.48	0.31	—	—	0.31	0.30
Th	0.51	0.75	0.83	0.73	0.80	0.72	—	—	0.71	0.78
U	0.12	0.17	0.19	0.17	0.18	0.16	—	—	0.17	0.20

Tabela 2: Continuação.

Amostra	JP-MS-101-A	JP-MS-101-B	JPMS-102	JPMS-103	JPMS-104	JPMS-105	JPMS-106	JPMS-107	JPMS-108	JP-MS-09
	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto
	ThI	ThI	ThI	ThI	ThI	ThI	ThI	ThI	ThII	ThII
Óxidos Maiores (wt.%) por FRX										
SiO ₂	46.08	46.29	47.98	48.76	47.10	48.08	48.37	46.83	47.40	50.31
TiO ₂	1.78	1.85	1.83	1.81	1.80	1.85	1.17	1.87	0.79	1.00
Al ₂ O ₃	13.77	14.01	13.70	13.75	13.87	13.58	14.30	13.61	10.83	13.15
Fe ₂ O _{3t}	16.24	16.22	15.79	15.49	15.44	16.40	12.82	17.52	12.49	12.31
MnO	5.38	6.13	6.21	5.69	6.41	5.72	7.06	6.50	13.40	0.20
MgO	5.38	6.13	6.21	5.69	6.41	5.72	7.06	6.5	13.4	3.93
CaO	12.91	10.85	10.01	9.10	9.64	9.33	11.18	8.59	12.69	15.92
Na ₂ O	1.40	2.24	2.08	2.96	2.42	2.54	2.17	2.11	1.22	0.55
K ₂ O	0.08	0.10	0.17	0.12	0.08	0.12	0.09	0.19	0.29	0.10
P ₂ O ₅	0.17	0.17	0.17	0.16	0.16	0.16	0.10	0.17	0.08	0.11
L.O.I	2.45	2.10	2.23	2.11	2.84	2.38	2.87	2.53	1.23	2.29
Total	100.5	100.2	100.4	100.2	100.0	100.4	100.3	100.2	100.6	99.8
Mg*	42.7	45.9	46.9	45.2	48.3	43.9	55.3	45.5	70.7	41.8
Elementos-traço (ppm) por FRX										
V	406	418	402	405	396	423	393	421	254	361
Cr	117	124	113	78	133	69	78	76	1211	160
Ni	74	83	77	56	71	55	64	62	632	62
Cu	199	206	141	189	207	191	199	191	16.5	128
Zn	112	122	111	113	109	109	130	128	95	81
Ga	18.2	24.4	21.2	17.8	22.7	21.5	21.2	24.6	10.4	19.7
Rb	<0.5	<0.5	1.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.8	<0.5	7	0.80
Sr	164	122	115	126	122	110	99	89	129	82.7
Y	48	47	42	33.68	32.82	33.21	49	31.28	32	20.4
Zr	113	113	109	113	107	106	107	105	66	53.0
Nb	7	8.6	7.5	4.74	4.53	4.22	7.1	4.30	3.1	2.19
Ba	130	36	49	35	167	116	42	67	71	0.06
Pb	2.9	<1	1.4	1.07	1.57	1.09	2.8	1.18	5	0.56
Ce	14	17	17	12	13	18	9	14	27	25
Nd	22	12	13	8	13	10	11	11	14	15
Sc	48	51	45	46	47	48	45	53	32	42
Elementos-traço (ppm) por ICP-MS										
Y	—	—	—	33.7	32.8	33.2	—	31.3	—	20.4
Zr	—	—	—	115	109	110	—	111	—	53.0
Nb	—	—	—	4.74	4.53	4.22	—	4.30	—	2.19
Cs	—	—	—	0.07	0.07	0.07	—	0.13	—	0
La	—	—	—	6.76	6.45	6.69	—	6.47	—	4.28
Ce	—	—	—	16.66	15.74	15.52	—	15.72	—	9.43
Pr	—	—	—	2.67	2.54	2.53	—	2.52	—	1.43
Nd	—	—	—	13.62	12.98	13.05	—	12.92	—	7.03
Sm	—	—	—	4.32	4.15	4.14	—	4.09	—	2.08
Eu	—	—	—	1.44	1.48	1.43	—	1.43	—	0.76
Gd	—	—	—	4.88	4.74	4.80	—	4.70	—	2.58
Tb	—	—	—	1.02	0.98	0.98	—	0.96	—	0.47
Dy	—	—	—	6.27	6.13	6.04	—	5.87	—	2.97
Ho	—	—	—	1.46	1.42	1.41	—	1.36	—	0.68
Er	—	—	—	4.10	4.00	3.96	—	3.77	—	1.89
Tm	—	—	—	0.62	0.61	0.59	—	0.56	—	0.28
Yb	—	—	—	3.93	3.83	3.78	—	3.61	—	1.76
Lu	—	—	—	0.61	0.60	0.58	—	0.55	—	0.27
Hf	—	—	—	3.23	3.07	2.98	—	3.02	—	1.40
Ta	—	—	—	0.30	0.33	0.31	—	0.31	—	0.15
Th	—	—	—	0.87	0.79	0.68	—	0.71	—	0.38
U	—	—	—	0.20	0.18	0.13	—	0.16	—	0.15

Tabela 2: Continuação.

Amostra	JP-MS-14b	JP-MS-29	JP-MS-70	JP-MS-73	JP-MS-41	JP-MS-61	JPMS-121	JPMS-122	JPMS-123	JPMS-124
	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto
	ThII	ThII	ThII	ThII	ThII	ThII	ThII	ThII	ThII	ThII
Óxidos Maiores (wt.%) por FRX										
SiO ₂	46.98	48.81	48.62	48.78	48.01	49.88	48.29	49.35	48.69	50.73
TiO ₂	1.02	0.98	1.32	1.16	1.09	1.02	1.14	1.01	1.07	1.15
Al ₂ O ₃	14.59	14.33	13.91	14.13	13.92	14.50	14.75	14.32	14.76	13.20
Fe ₂ O _{3t}	12.80	13.09	15.47	14.52	14.22	12.89	14.17	13.28	13.46	13.39
MnO	0.20	0.19	0.22	0.21	0.21	0.20	0.20	0.21	0.20	0.21
MgO	6.78	7.62	6.72	6.89	6.51	6.87	6.81	5.47	6.65	5.69
CaO	11.56	8.58	9.73	9.52	11.62	10.23	10.55	10.59	10.02	11.28
Na ₂ O	1.73	2.22	2.43	2.78	1.35	2.49	2.11	2.38	2.77	1.69
K ₂ O	0.08	0.09	0.30	0.21	0.11	0.15	0.08	0.07	0.11	0.09
P ₂ O ₅	0.09	0.09	0.12	0.10	0.10	0.08	0.10	0.09	0.10	0.11
L.O.I	3.27	3.60	0.82	1.08	2.74	0.99	2.33	3.96	2.25	2.73
Total	99.1	99.6	99.7	99.4	99.9	99.3	100.5	100.7	100.1	100.3
Mg*	54.4	56.7	49.4	51.6	50.7	54.5	51.9	48.1	52.6	48.9
Elementos-traço (ppm) por FRX										
V	297	333	367	355	339	302	321	300	314	315
Cr	236	165	150	174	162	205	134	182	166	86
Ni	81	110	93	99	107	72	103	91	93	78
Cu	143	175	173	114	140	97	157	119	157	154
Zn	75	86	92	92	93	85	89	88	85	83
Ga	20.5	19.5	22.1	18.3	20.6	20	19.5	14.4	17.3	15.9
Rb	2.06	1.98	6.05	4	1.08	0.37	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sr	149	89.8	97.3	120	120	411	123	91	131	134
Y	20.0	19.4	26.7	22.4	22.9	21.1	26.2	19.27	20.89	20.82
Zr	52.9	48.6	73.0	60	58.6	51.5	64	56	61	69
Nb	2.10	1.90	3.00	3.4	2.22	2.07	4.3	2.15	2.31	2.49
Ba	0.05	0.02	0.11	38	0.05	0.05	86	14.7	625	146
Pb	0.66	2.63	0.30	3.8	0.38	3.98	1.4	0.63	2.77	5.12
Ce	6	5	14	9	9	9	6	10	10	16
Nd	<8	8	11	<8	14	11	10	11	<8	13
Sc	39	44	45	49	39	44	46	41	40	37
Elementos-traço (ppm) por ICP-MS										
Y	20.0	19.4	26.4	—	22.9	21.1	—	19.3	20.9	20.8
Zr	52.9	48.6	72.0	—	58.6	51.5	—	56.0	58.9	63.1
Nb	2.10	1.90	2.83	—	2.22	2.07	—	2.15	2.31	2.49
Cs	0	0	0	—	0	0	—	0.09	0.02	<0.01
La	3.15	2.85	3.18	—	6.71	2.04	—	3.10	4.67	3.79
Ce	7.72	7.10	8.36	—	11.1	4.01	—	7.82	9.33	9.14
Pr	1.25	1.17	1.55	—	2.04	0.98	—	1.26	1.52	1.48
Nd	6.51	6.10	8.15	—	9.34	5.31	—	6.69	7.72	7.68
Sm	2.11	1.97	2.75	—	2.65	1.91	—	2.20	2.43	2.49
Eu	0.75	0.72	0.92	—	0.92	0.69	—	0.78	1.03	0.99
Gd	2.57	2.41	3.28	—	3.02	2.39	—	2.57	2.86	2.91
Tb	0.49	0.45	0.63	—	0.56	0.48	—	0.52	0.57	0.59
Dy	3.17	3.02	4.03	—	3.69	3.21	—	3.35	3.63	3.73
Ho	0.71	0.69	0.93	—	0.83	0.75	—	0.77	0.84	0.86
Er	1.99	1.94	2.55	—	2.29	2.07	—	2.19	2.41	2.46
Tm	0.28	0.28	0.38	—	0.33	0.31	—	0.31	0.35	0.36
Yb	1.85	1.82	2.37	—	2.09	1.97	—	2.11	2.30	2.35
Lu	0.28	0.28	0.37	—	0.32	0.30	—	0.31	0.35	0.36
Hf	1.44	1.33	1.93	—	1.58	1.40	—	1.54	1.65	1.77
Ta	0.15	0.14	0.20	—	0.16	0.14	—	0.16	0.18	0.18
Th	0.33	0.28	0.57	—	0.41	0.29	—	0.39	0.43	0.52
U	0.08	0.06	0.14	—	0.11	0.05	—	0.11	0.10	0.12

Tabela 2: Continuação.

Amostra	JPMS-125 Basalto ThII	JPMS-126 Basalto ThII	JPMS-127 Basalto ThII	JPMS-128 Basalto ThII	JPMS-129 Basalto ThII	JPMS-130 Basalto ThII	JPMS-131 Basalto ThII	JP-MS-133-A Basalto ThII	JPMS-134 Basalto ThII	JPMS-135 Basalto ThII
Óxidos Maiores (wt.%) por FRX										
SiO ₂	44.97	48.91	47.65	47.91	46.38	49.00	47.76	48.02	48.73	49.06
TiO ₂	1.27	1.02	1.10	1.12	1.18	1.03	1.11	1.12	1.10	1.31
Al ₂ O ₃	14.10	14.66	14.36	14.42	14.73	14.44	14.54	14.88	14.58	14.53
Fe ₂ O _{3t}	14.39	13.08	14.10	14.22	14.59	12.99	14.38	14.65	14.28	15.16
MnO	0.20	0.20	0.21	0.22	0.21	0.19	0.21	0.22	0.22	0.22
MgO	6.50	7.42	6.93	7.1	6.78	7.38	7.09	8.32	7.39	6.43
CaO	10.34	9.57	11.63	10.51	7.60	11.00	10.40	9.57	11.14	10.70
Na ₂ O	2.01	2.95	2.03	1.96	2.70	1.82	2.07	2.12	2.20	2.10
K ₂ O	0.05	0.13	0.07	0.06	0.07	0.08	0.08	0.24	0.21	0.23
P ₂ O ₅	0.12	0.09	0.10	0.10	0.10	0.09	0.10	0.10	0.10	0.12
L.O.I	6.41	2.15	1.98	2.30	5.32	2.44	2.44	1.49	0.61	0.75
Total	100.4	100.2	100.2	99.9	99.7	100.5	100.2	100.7	100.6	100.6
Mg*	50.4	56.1	52.5	52.9	51.1	56.1	52.6	56.1	53.8	48.8
Elementos-traço (ppm) por FRX										
V	314	291	305	308	349	296	313	335	336	390
Cr	99	196	163	128	132	239	129	178	164	22
Ni	84	105	91	107	109	114	113	101	99	34
Cu	156	117	121	168	120	109	143	67	80	114
Zn	100	86	93	95	99	81	94	99	94	100
Ga	18.7	16.4	15.6	18.3	19.9	16.4	16	13.7	14	19.1
Rb	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	2.2	1.4	1.4
Sr	94	101	125	96	66	114	97	96	113	84
Y	23.03	18.23	21.96	27.7	26.9	25.8	25.6	26.3	26.4	31
Zr	74	56	64	62	61	55	63	63	63	69
Nb	2.95	2.05	1.92	6	4.2	1.80	2.04	1.98	2.74	2.75
Ba	147	37	75	41	277	312.00	105.00	90.00	228.00	35.00
Pb	1.13	0.63	0.71	2.3	2.8	0.57	0.59	0.66	0.98	1.62
Ce	6	11	7	7	7	13	7	12	12	13
Nd	9	<8	<8	8	5	<8	<8	<8	9	9
Sc	44	39	43	43	47	43	43	46	45	52
Elementos-traço (ppm) por ICP-MS										
Y	23.0	18.2	22.0	—	—	20.1	22.8	23.3	22.6	28.6
Zr	74.2	53.3	66.1	—	—	54.3	62.4	66.3	63.8	74.7
Nb	2.95	2.05	1.92	—	—	1.80	2.04	1.98	2.74	2.75
Cs	0.03	0.04	<0.01	—	—	<0.01	<0.01	0.21	0.02	0.03
La	4.36	3.06	3.47	—	—	3.98	3.87	3.82	3.69	5.48
Ce	10.34	7.63	9.29	—	—	8.96	9.22	9.40	9.39	11.47
Pr	1.67	1.24	1.38	—	—	1.38	1.40	1.45	1.40	1.87
Nd	8.58	6.52	7.38	—	—	7.13	7.41	7.65	7.37	9.59
Sm	2.74	2.13	2.40	—	—	2.21	2.38	2.47	2.35	2.99
Eu	0.95	0.73	0.81	—	—	0.84	0.85	0.79	0.86	0.96
Gd	3.13	2.44	2.58	—	—	2.39	2.62	2.70	2.64	3.27
Tb	0.64	0.50	0.51	—	—	0.46	0.52	0.53	0.52	0.65
Dy	4.04	3.17	3.61	—	—	3.25	3.63	3.72	3.65	4.40
Ho	0.93	0.73	0.82	—	—	0.75	0.84	0.86	0.85	1.04
Er	2.65	2.08	2.27	—	—	2.06	2.30	2.34	2.32	2.81
Tm	0.39	0.30	0.33	—	—	0.30	0.34	0.35	0.35	0.43
Yb	2.55	2.00	2.25	—	—	2.04	2.28	2.29	2.32	2.75
Lu	0.39	0.30	0.35	—	—	0.31	0.35	0.35	0.36	0.44
Hf	1.93	1.46	1.63	—	—	1.39	1.60	1.66	1.72	2.03
Ta	0.23	0.14	0.12	—	—	0.11	0.15	0.15	0.19	0.19
Th	0.54	0.38	0.40	—	—	0.23	0.32	0.37	0.41	0.54
U	0.12	0.09	0.10	—	—	0.06	0.08	0.13	0.10	0.16

Tabela 2: Continuação.

Amostra	JPMS-160		WS-E (FRX)		RGM-1 (FRX)		BHVO-2 (ICP-MS)		BR (ICP-MS)	
	Basalto		Valor		Valor		Valor		Valor	
	ThII		obtido	recomendado	obtido	recomendado	obtido	recomendado	obtido	recomendado
Óxidos Maiores (wt.%) por FRX										
SiO ₂	52.2		50.7	50.7+0.58	72.73	73.4+0.53	—	—	—	—
TiO ₂	1.3		2432.0	2.40+0.08	0.279	0.27+0.02	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	13.6		13.7	13.78+0.28	13.64	13.7+0.19	—	—	—	—
Fe ₂ O _{3t}	14.8		13.2	13.15+0.37	1.81	1.86+0.03	—	—	—	—
MnO	0.2		0.2	0.17+0.01	0.035	0.036+0.004	—	—	—	—
MgO	5.76		5.6	5.55+0.21	0.28	0.28+0.03	—	—	—	—
CaO	9.7		9.1	8.95+0.25	1.18	1.15+0.07	—	—	—	—
Na ₂ O	2.3		2.4	2.47+0.14	4.03	4.07+0.15	—	—	—	—
K ₂ O	0.1		1.0	1.00+0.06	4.29	4.30+0.10	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0.1		0.3	0.30+0.04	0.049	0.048	—	—	—	—
L.O.I	0.6		—	—	—	—	—	—	—	—
Total	100.6		—	—	—	—	—	—	—	—
Mg*	46.7		—	—	—	—	—	—	—	—
Elementos-traço (ppm) por FRX										
V	332		394	340+31.8	16.7	13±2	—	—	—	—
Cr	96		93	99+9.9	6.2	3.7	—	—	—	—
Ni	83		53	55+7.5	<1	4.4	—	—	—	—
Cu	150		57	65+10.8	8.7	12+1.4	—	—	—	—
Zn	100		106	117+0.2	33	32	—	—	—	—
Ga	16.4		26.4	23+2.4	15.3	15±2	—	—	—	—
Rb	<0.5		25.7	25+4.9	146.5	149±8	—	—	—	—
Sr	93		398	410+25.6	104	110±10	—	—	—	—
Y	30		33	30.4+3.6	23	25	—	—	—	—
Zr	72		195	195+10.9	228	220±20	—	—	—	—
Nb	4.4		15	18+2.5	8.7	8.9+0.6	—	—	—	—
Ba	147		356	338+27.5	808	810±46	—	—	—	—
Pb	1.8		11.7	13.8+2.3	26.1	24±3	—	—	—	—
Ce	12		58	61+5.9	53	47±4	—	—	—	—
Nd	9		32	33+2.5	20	19±1	—	—	—	—
Sc	45		26	28+3.3	4	4.4+0.3	—	—	—	—
Elementos-traço (ppm) por ICP-MS										
Y	—		—	—	—	—	25.3	26.0	27.0	30.0
Zr	—		—	—	—	—	171.4	172.0	266	260
Nb	—		—	—	—	—	16.7	18.0	103	98
Cs	—		—	—	—	—	0.11	—	0.81	0.80
La	—		—	—	—	—	14.2	15	88.8	82.0
Ce	—		—	—	—	—	34.3	38	157	151
Pr	—		—	—	—	—	5.12	—	18.4	17
Nd	—		—	—	—	—	24.0	25	69.8	65.0
Sm	—		—	—	—	—	6.00	6.2	12.9	12.2
Eu	—		—	—	—	—	2.00	—	3.74	3.70
Gd	—		—	—	—	—	5.65	6.3	10.2	9.50
Tb	—		—	—	—	—	0.91	0.9	1.37	1.25
Dy	—		—	—	—	—	5.05	—	6.73	6.40
Ho	—		—	—	—	—	0.99	1.04	1.13	1.10
Er	—		—	—	—	—	2.44	—	2.74	2.50
Tm	—		—	—	—	—	0.30	—	0.30	0.30
Yb	—		—	—	—	—	1.82	2	1.68	1.80
Lu	—		—	—	—	—	0.26	0.28	0.24	0.25
Hf	—		—	—	—	—	4.35	4.1	5.90	5.60
Ta	—		—	—	—	—	1.81	1.4	6.06	6.20
Th	—		—	—	—	—	1.19	1.2	10.4	11.0
U	—		—	—	—	—	0.41	—	2.48	2.50

10. GEOQUÍMICA DOS BASALTOS

A geoquímica e a petrogênese dos basaltos do domínio vulcânico máfico do GBRI foram investigadas nos trabalhos de Kishida (1979), Kishida e Riccio (1980), Silva (1983) e Silva (1987), os basaltos foram classificados como basaltos Fe-toleííticos, que se assemelham geoquimicamente a basaltos toleííticos de assoalho oceânico tipo P-MORB, a toleíitos de arcos de ilha (IAT), e são divididos em dois grupos: toleíitos tipo I (ThI) com assinatura geoquímica enriquecida em elementos incompatíveis, e os toleíitos tipo II (ThII) com assinatura geoquímica empobrecida relativamente nesses elementos.

Os resultados geoquímicos de ICP-MS obtidos neste estudo (Tabela 3) e os dados geoquímicos dos trabalhos de Kishida (1979) e Silva (1987) mostram variações entre elementos incompatíveis menos móveis (HFSE) dentro de um mesmo espectro nas razões, em relação as razões Zr/Nb (7-28) e Zr/Y (2-4), indicando semelhança entre os resultados e confiabilidade para a reavaliação geoquímica dos basaltos do GBRI (Figura 5).

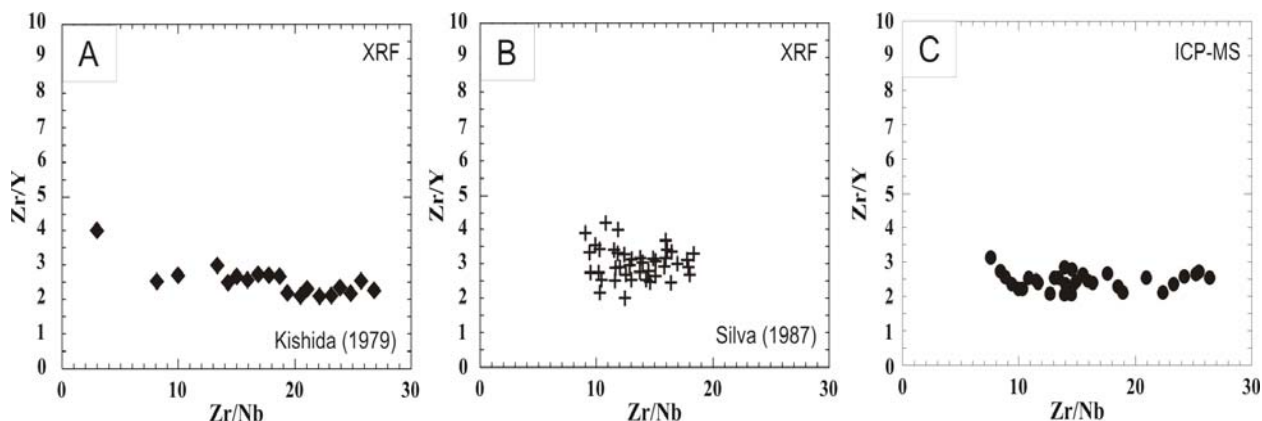


Figura 5: Comparação entre os dados geoquímicos de estudos anteriores, em termos de suas razões Zr/Nb e Zr/Y, com dados de ICPMS deste estudo. deste estudo, obtidos por ICP-MS, com os dados na literatura sobre os basaltos do Greenstone Belt do Rio Itapicuru. A) Dados de Kishida (1979), obtidos por Fluorescência de Raios-X (XRF). B) Dados de Silva (1987), obtidos por Fluorescência de Raios-X (XRF). C) Dados de Espectrometria de Massa com Ionização por Plasma Acoplado (ICP-MS) obtidos neste estudo.

10.1. Mobilidade dos Elementos

A composição química original das rochas pode ser modificada por interação com fluidos, metamorfismo e intemperismo (Rollinson, 1993). Desta forma, antes de tecer quaisquer

considerações sobre a geoquímica dos basaltos do GBRI, é necessário verificar o grau de mobilidade dos elementos nos processos pós-magmáticos. Um estudo feito por Petrini *et al.*, (1988) em basaltos transicionais (T-MORB) na ilha de Zagabard no Mar Vermelho mostrou que a interação de lavas basálticas com a água do mar altera as razões Cs/Na dessas rochas. Na Figura 5 é mostrado como esse processo pode ter afetado o domínio vulcânico máfico do GBRI. Os basaltos em geral apresentam um nítido enriquecimento nessa razão ($Cs/Na > 2 \times 10^{-6}$), indicando uma alteração dos basaltos devido à interação com a água do mar (Figura 6).

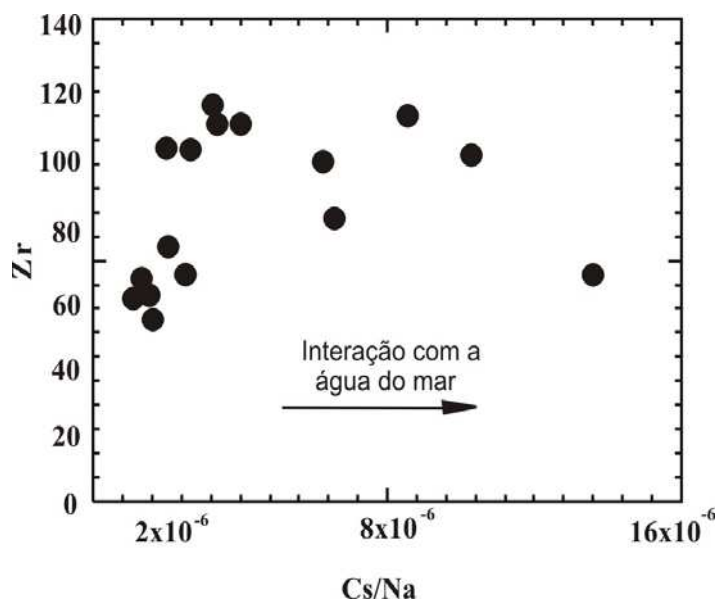


Figura 6: Diagramas Zr x Cs/Na indicando alteração da geoquímica original dos basaltos do Greenstone Belt do Rio Itapicuru por processos de interação com água do mar durante sua formação. (●) Basaltos deste estudo.

Nos diagramas de variação a seguir, utilizando Mg^* como índice de diferenciação, dado pela expressão $Mg^* = Mg/(Fe+Mg)$ proporções moleculares com $Fe_2O_{3t}/FeO = 0,15$, é indicado, para os basaltos do GBRI, uma maior mobilidade dos elementos de baixo potencial iônico - LFSE (ex. Ba e Rb) em relação aos de alto potencial iônico - HFSE (ex. Ti e Zr) (Figura 7). Desta forma, serão considerados apenas os elementos incompatíveis menos móveis (e.g. Zr, Nb, Th, Ta, La, Yb, Y) para a modelagem e a classificação geoquímica dos basaltos, com o intuito de evitar interpretações que não representem a realidade geológica.

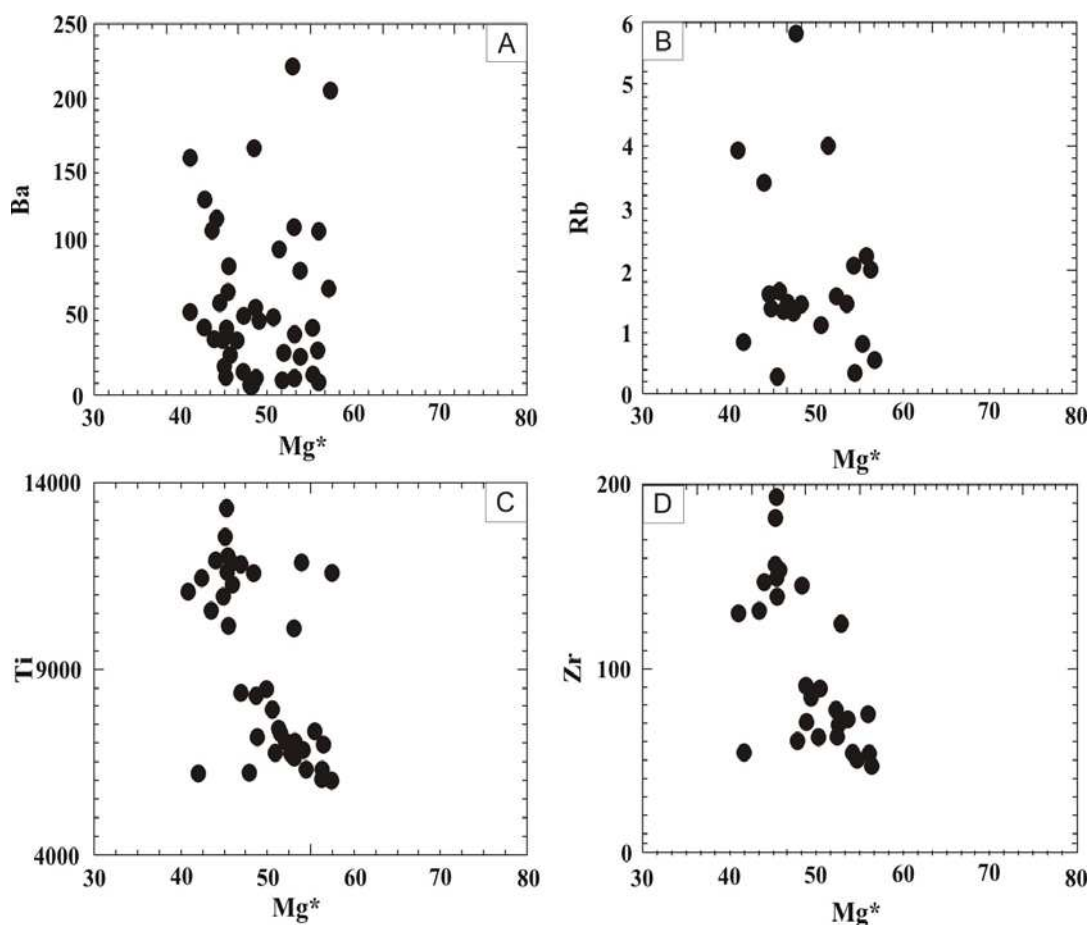


Figura 7: Diagramas de variação entre elementos incompatíveis tendo o Mg^* como índice de diferenciação. A/B) Dispersão caótica dos dados em relação aos teores de Ba, Rb, sugerindo expressiva de Ba e Rb após a cristalização ígnea dos basaltos e relativa imobilidade dos demais. C/D) Homogeneidade no comportamento dos elementos-traço menos móveis indicando menos mobilidade desses elementos, separando os dados em duas populações distintas. (●) Basaltos deste estudo.

10.2. Classificação Geoquímica

De acordo com o diagrama TAS (SiO_2 x Na_2O+K_2O) recomendado pela *International Union of Geological Science* (IUGS) para a classificação de rochas vulcânicas (Le Maitre, 1989) (Figura 8A), os basaltos do GBRI são classificados como “basaltos” e exibem uma variação ampla em relação aos teores de Na_2O+K_2O em consequência da mobilidade desses elementos, como discutido anteriormente. No diagrama ternário $(FeO+TiO_2)$ x Al_2O_3 x MgO de Jensen (1976), os basaltos mostram uma assinatura toleítica rica em ferro (Figura 7B). Ao utilizar elementos menos móveis no diagrama $(Zr/(TiO_2 \times 0,0001))$ x Nb/Y de Winchester & Floyd (1977), os dados ocupam o campo dos “basaltos andesíticos a andesitos-basalto subalcalinos”

(Figura 8C), com assinatura geoquímica de basaltos de assoalho oceânico (OFB), como mostra o diagrama binário Ti x Cr de Winchester & Floyd (1977) (Figura 8D).

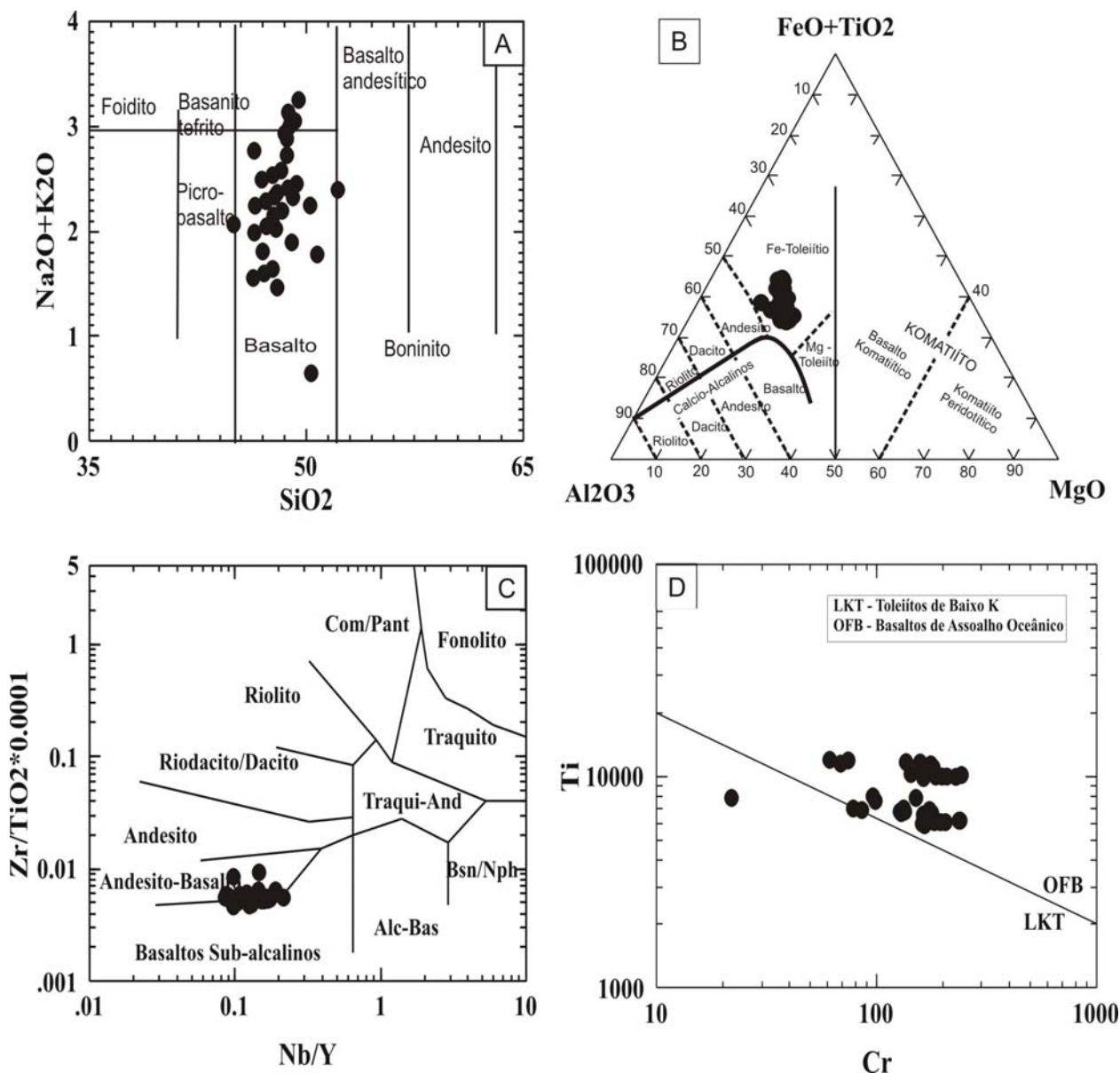


Figura 8: Diagramas de classificação para os basaltos do GBRI. A) Diagrama TAS ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ x SiO_2) para a classificação de basaltos (Le Maitre, 1979B) Diagrama para a diferenciação das séries toleíticas e cálcio-alcinalas (Jensen, 1976). C) Diagrama de classificação de rochas ígneas (Winchester & Floyd, 1977). D) Diagrama de classificação petrotextônica Ti (ppm) x Cr (ppm) (Winchester & Floyd 1977). (●) Basaltos deste estudo.

Em relação aos teores de TiO_2 , P_2O_5 e Fe_2O_3 e elementos-traço, os basaltos do GBRI podem ser divididos em dois grupos geoquimicamente distintos correspondentes aos toleíitos dos grupos I e II de Kishida (1979), Silva (1983) e Silva (1987). O primeiro grupo de toleíitos (ThI)

possui teores relativamente mais elevados em TiO_2 (1,5-2,2%), P_2O_5 (0,15-0,2%), Fe_2O_{3t} (14-18%), Th (0,7-0,9%) e enriquecimento nas razões Zr/Nb (20-35) (Figura 9D/E/F). O segundo grupo de toleítos (ThII) é empobrecido relativamente em TiO_2 (1-1,5%), P_2O_5 (0,05-0,12%), Fe_2O_{3t} (12-15%), Th (0,2-0,6ppm) e nas razões Zr/Nb (10-20) (Figura 9A/E). No entanto os ThII apresentam enriquecimento relativo em alguns elementos-traço compatíveis (e.g Ni > 100 ppm - Figura 9F).

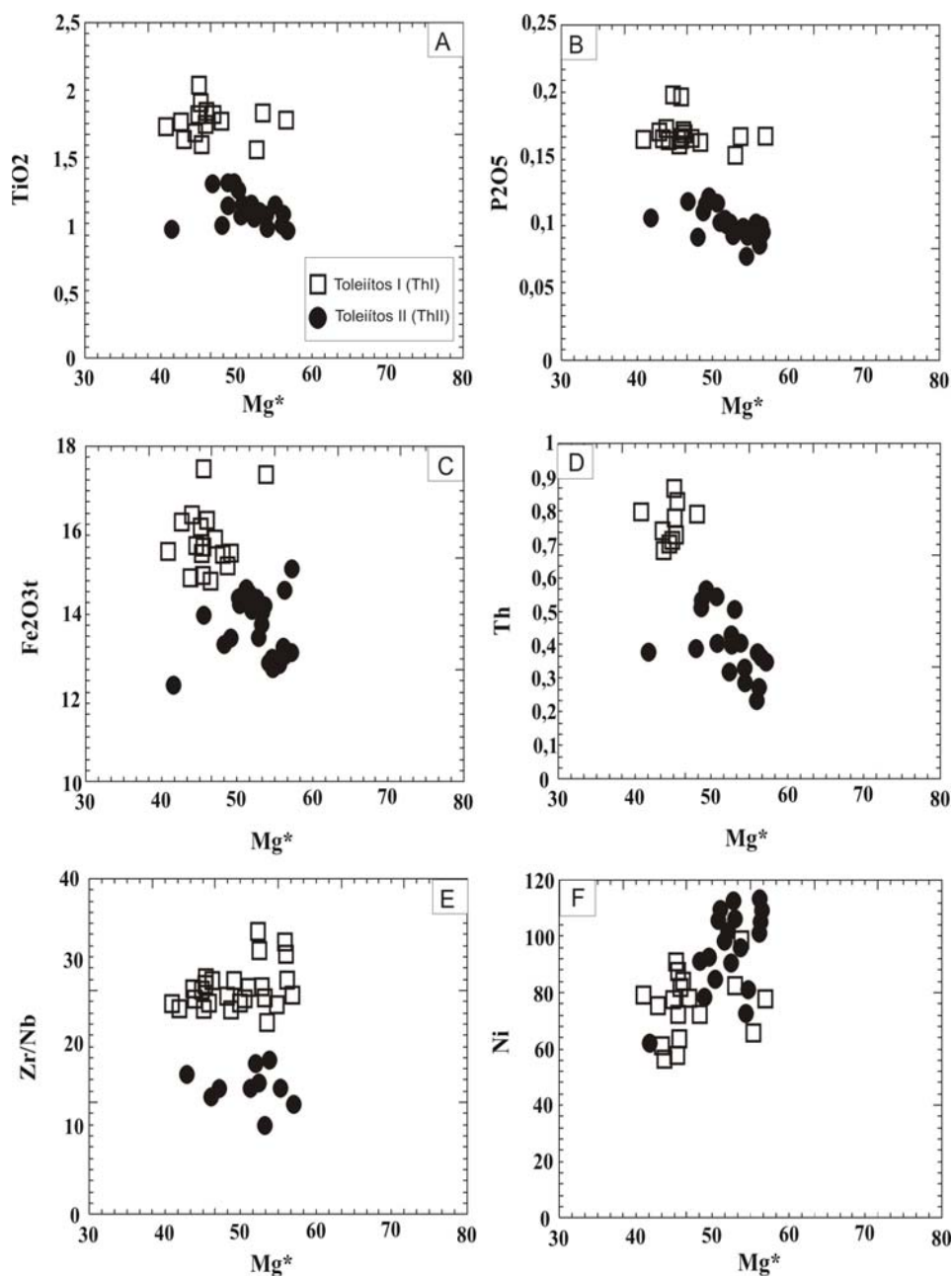


Figura 9: Diagramas de variação para os basaltos do *greenstone belt* do Rio Itapicuru utilizando Mg^* como índice de diferenciação versus elementos incompatíveis menos móveis (HFSE) e elementos maiores, mostrando a divisão geoquímica em dois grupos de basaltos distintos em relação aos teores em TiO_2 , P_2O_5 , Fe_2O_3 , Th, Zr e Zr/Nb. Símbolos na figura A.

Em diagrama de multi-elementos normalizados pelos condritos (Sun & McDonough, 1989) os dois grupos de basaltos exibem um padrão plano de elementos terras raras, onde os ThI são mais enriquecidos em REE em relação aos ThII (Figura 10A). Na Figura 10B os dois grupos de basaltos do GBRI apresentam semelhança geoquímica ao padrão dos basaltos oceânicos transicionais de fontes enriquecidas, tipo T-MORB, além de uma nítida anomalia negativa de Nb. Estas características geoquímicas também são comumente observadas em basaltos oceânicos modernos (e.g. MORB: Smith & Humphris, 1998; T-MORB: Charzot et. al. 2005; IAB: Jolly & Lidiak, 2006), e em alguns tipos de tholeiítos pré-cambrianos (e.g. Jharol Belt: Hamatteh, 2004; Kushtgi-Hungund Belt: Naqvi *et al.* 2005), como no caso do greenstone alvo deste estudo.

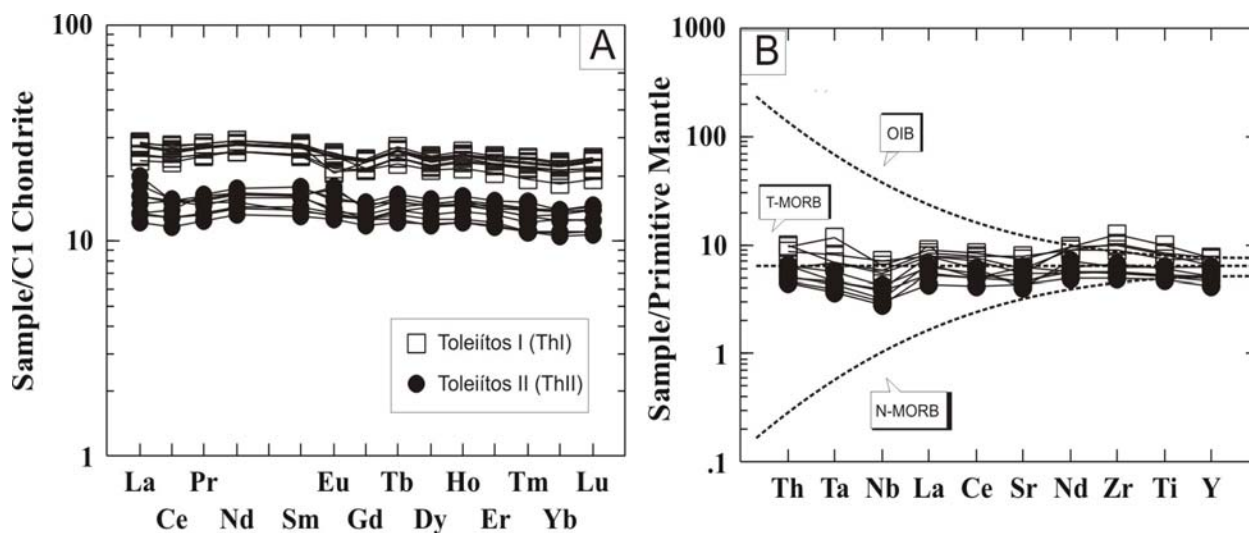


Figura 10: A) Diagrama de multi-elementos normalizados aos condritos de Sun & McDonough (1989) exibindo uma distribuição plana de REE. B) Diagrama de multi-elementos normalizado ao manto primitivo de Sun e McDonough (1989), mostrando assinatura geoquímica de basaltos gerados a partir de fontes enriquecidas tipo T-MORB. Dados da literatura (OIB: Jolly & Lidiak, 2006; T-MORB: Chazot et al, 2005; N-MORB: Smith & Humphris, 1998). Símbolos na Figura A.

10.3. Distribuição Espacial

A distribuição espacial destes dois grupos de basaltos ao longo da área pode ser dividida em dois setores distintos: um a leste do GBRI representados pelos ThI, e outro a oeste, no contato e próximo dos plutões graníticos Nordestina, Eficéas, Trilhado e Nego Val, representados pelos ThII (Figura 11).

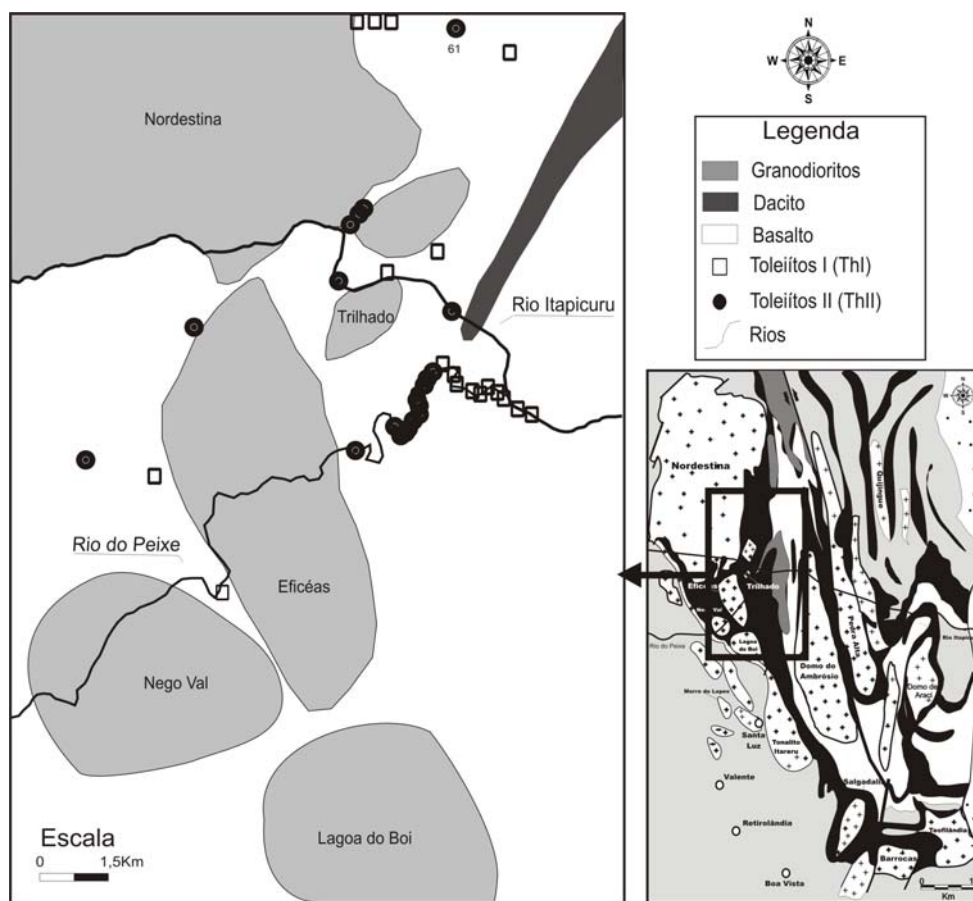


Figura 11: Distribuição espacial dos dois grupos de basaltos ao longo do Greenstone Belt do Rio Itapicuru. Notar a dispersão E-W predominantemente dos grupos ThI e ThII na confluência dos rios Itapicuru com o Rio do Peixe. Símbolos na Figura.

10.4. Contaminação Crustal

Magma derivados do manto podem ser afetados por algum grau de contaminação crustal durante sua ascensão (Cox, 1980; Campbell, 1985). Isto é frequentemente utilizado para explicar, por exemplo, os elevados teores em LILE em derrames de basaltos continentais (Condie, 2005). Entretanto, Tarney & Weaver (1987) apontaram as dificuldades de distinguir os efeitos da contaminação crustal, que podem ser inerente à contaminação da fonte por sedimentos ou fluidos em zonas de subducção. DePaolo (1981) demonstrou matematicamente os efeitos geoquímicos e isotópicos causados pela assimilação de material crustal e da cristalização fracionada dos magmas, chamados de processo de assimilação com cristalização fracionada (ACF). Silva (1993) obteve a partir de 8 amostras dos basaltos do GBRI valores de ϵ_{Nd} positivos (+4), sugerindo uma fonte sublitosférica. Entretanto uma dessas amostras mostrou valores

negativos ϵNd (-3,5) implicando na possibilidade de ter havido algum grau de contaminação crustal. Existem muitas dúvidas sobre os mecanismos de contaminação em basaltos continentais, sendo de difícil identificação com base apenas na geoquímica de elementos-traço (Barlin *et al.* 1994).

No diagrama de multi-elementos normalizados ao manto primitivo de Sun & McDonough (1989) os dois grupos de basaltos exibem uma nítida anomalia negativa de Nb, mais intensificada nos ThII (Figura 12). Esta anomalia é desenvolvida primariamente em zonas de subducção (Saunders *et al.* 1980), porém é observada também em basaltos continentais que assimilaram crosta continental ou que foram derivados diretamente do manto litosférico (Weaver & Tarney 1984, Rudnick *et al.* 1998). Em geral, essa anomalia é uma característica da litosfera continental (Weaver & Tarney 1984, Rudnick *et al.* 1998), isto indica uma importante assinatura litosférica nos basaltos do GBRI.

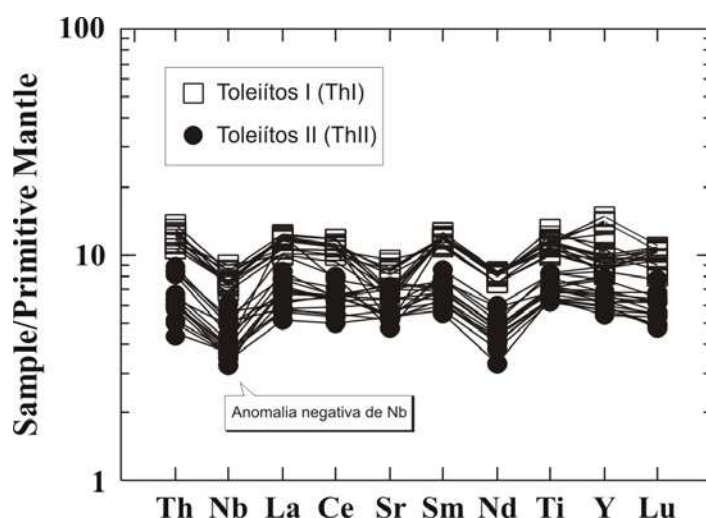


Figura 12: Diagrama de multi-elementos normalizados ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989), mostrando anomalia negativa de Nb dos basaltos (ThI e ThII) do GBRI. Símbolos na Figura.

Desta forma, isto pode ser um indicativo de que os dois grupos de basaltos do GBRI podem ter interagido com uma crosta continental durante sua ascensão e/ou temporal residência na câmara magmática, através de processos semelhantes aos que geraram os derrames de basaltos continentais da Bacia do Paraná (Bellieni *et al.*, 1984; Mantovani *et al.*, 1985b; Piccirillo *et al.*, 1988a).

10.5. Modelagem Geoquímica

Se dois elementos incompatíveis e com graus de incompatibilidade semelhantes (ex. Th, Ta, La, Yb, Y, Nb, Zr) forem tratados como razões, então a fusão parcial e a cristalização fracionada podem ser filtradas e, com isso, pode-se visualizar outras características dos magmas originais, tais como a assinatura geoquímica do magma progenitor e a caracterização das fontes mantélicas (Rollison, 1993). O tratamento geoquímico e a modelagem dos processos petrogenéticos que deram origem aos basaltos serão abordados no capítulo a seguir.

10.5.1. Cristalização Fracionada

Para que os dados representem a realidade geológica é necessário que as rochas não tenham sido envolvidas em quaisquer processos sub-sólidos, de natureza metamórfica ou metassomática e intemperismo. Para isso, foi estimado para o modelamento geoquímico composições iniciais teóricas, para assim testar os processos de geração dos basaltos do GBRI, como a fusão parcial e a cristalização fracionada. A modelagem geoquímica de cristalização fracionada obedece a equação da teoria de Rayleigh (Equação 1), que relaciona a concentração de um elemento traço no líquido inicial e no líquido remanescente após a cristalização de uma ou mais fases minerais. A variação da concentração de um elemento no líquido durante a cristalização fracionada é dada pela relação:

$$Cl = C_0 F^{D-1} \quad \text{Equação (1)}$$

onde Cl é a concentração do elemento em um líquido final, C_0 é a concentração do elemento em um líquido inicial, F é a taxa de fracionamento mineral (ex. 10%, $F=0,9$) e D é o coeficiente de partição do elemento entre o sólido e o líquido. Os diagramas de variação representados na Figura 13, referentes aos elementos traços, ilustram os vetores de cristalização das principais fases minerais envolvidas na gênese do magma obtidos através da equação mencionada. Nestes diagramas, o comprimento dos vetores de fracionamento indica variações de 0 a 90% de cristalização. Fica claro nesses diagramas a participação principalmente de olivina (Ol), clinopiroxênio (Cpx) > ortopiroxênio (Opx) e plagioclásio (Pl) como principais fases minerais durante a cristalização fracionada do magma basáltico, condizente com o volume modal

sugerido por Green & Ringwood (1967) de 55% de olivina, 25% de clinopiroxênio e 20% de ortopiroxênio. A cristalização fracionada pode explicar as variações de abundância em cada grupo de basaltos, porém a lacuna composicional de Zr, Nb, P e Ti entre os dois grupos é difícil explicar simplesmente por este processo, porque demandaria taxas de cristalização acima de 100% dos minerais normalmente fracionados em basaltos.

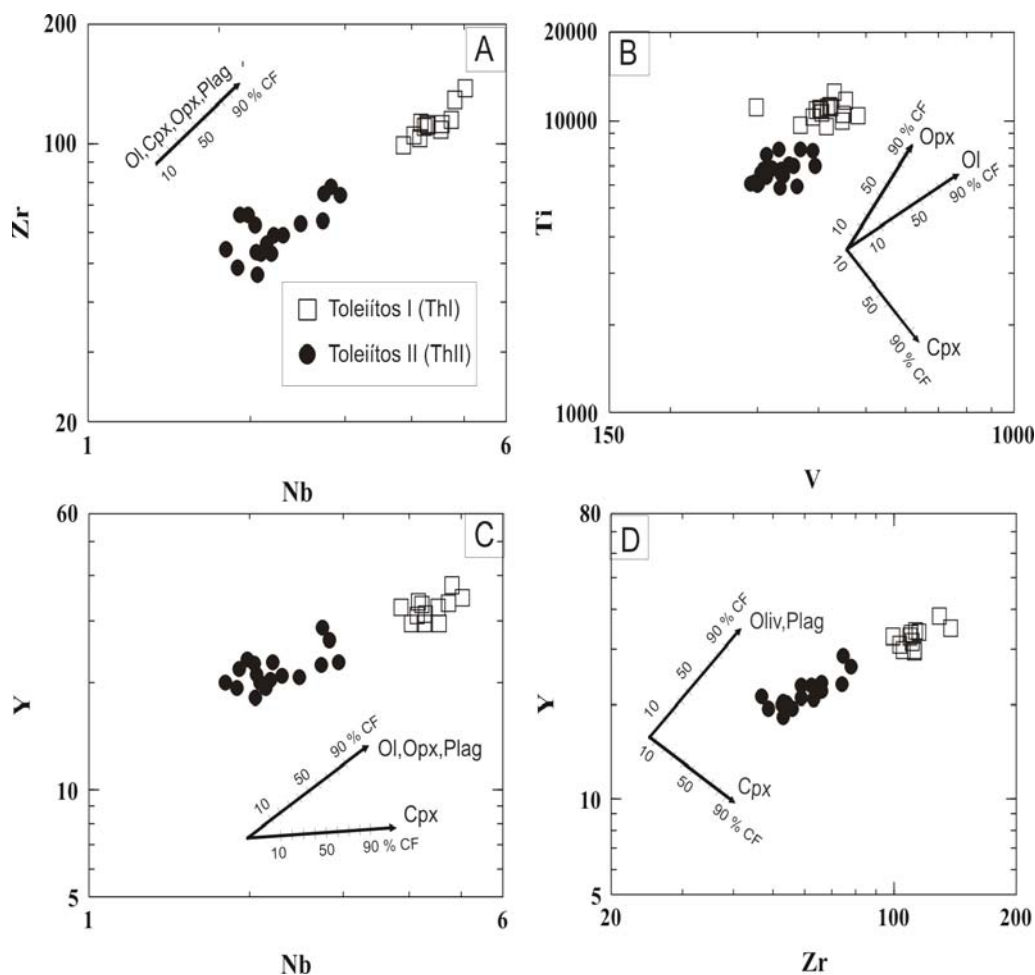


Figura 13: Diagramas de variação entre elementos-traço, com os respectivos vetores de cristalização para os minerais essenciais que deram origem aos basaltos do GBRI. (Plag: plagioclásio; Ol: Olivina; Opx: ortopiroxênio; Cpx: clinopiroxênio; CF: cristalização fracionada). O tamanho dos vetores corresponde a cristalização de 90% do mineral especificado. Valores dos coeficientes de partição dos minerais (K_d), retirados de Rollinson (1993). Símbolos na figura A.

10.5.2. Fonte Mantélica

Trajetórias de cristalização e fusão parcial podem ser distinguidas em diagramas para classificação de rochas vulcânicas utilizando elementos-traço incompatíveis, onde é sugerido que

suítes de rochas geradas a partir de diferentes graus de fusão da uma mesma fonte podem gerar padrões geoquímicos distintos (Condie, 1987). Oliveira & Tarney (1995), em estudos sobre os enxames de diques máficos no vale do Rio Curaçá, desenvolveram um diagrama com base nas razões $(Ce/Yb)_N$ versus $(Sm)_N$, onde curvas de fusão parcial em equilíbrio de diferentes fontes mantélicas com e sem granada foram testadas para aquelas rochas.

Desta forma, foi utilizado este diagrama para testar a possível fonte dos basaltos do GBRI, onde é sugerido uma fonte mantélica, sem granada, que se fundiu diferentemente nos dois grupos de toleióticos, de composição lherzolítica (55% de olivina + 25% de ortopiroxênio + 20% de clinopiroxênio), ou plagioclásio lherzolítico (15% de plagioclásio + 50% de olivina + 20% ortopiroxênio + 15% de clinopiroxênio). O diagrama indica também taxas de fusão mais elevadas para os ThII (~25%) em relação aos ThI (~15%) da fonte mantélica. A cristalização fracionada também teve um papel importante nesta fase fracionando do Sm, tendo como principais fases a olivina, o plagioclásio e o clinopiroxênio (Figura 14).

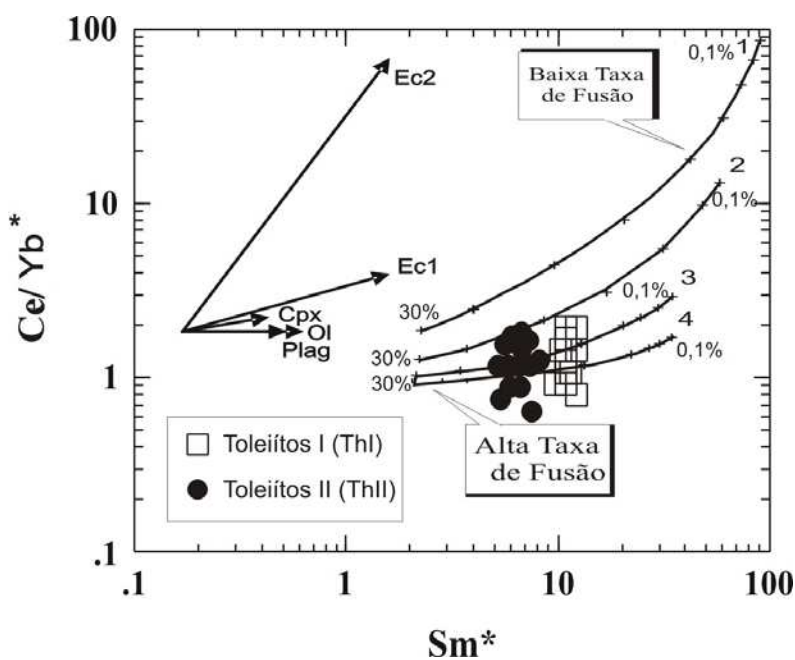


Figura 14: A) Ce/Yb versus Sm normalizados aos condritos de Sun & McDonough (1989) para os dados dos metabasaltos do GBRI. Curvas indicam fusão parcial em equilíbrio para (1) granada hazburgito (10% grt, 45% ol, 45% opx); (2) granada lherzolito (3% grt, 10% cpx, 43% ol, 44% opx); (3) lherzolito (55% ol, 25% opx, 20% cpx) e (4) plagioclásio lherzolito (15% pl, 50% ol, 20% opx, 15% cpx). Traços representam taxas de fusão parcial em equilíbrio (0,1-30%). Setas indicam 50% de fracionamento de plagioclásio, olivina, clinopiroxênio, eclogito EC1 (5% grt, 95% cpx) e eclogito EC2 (40% grt e 60% cpx) compilado de Oliveira & Tarney (1995). (*) normalizados ao manto primitivo de Sun & McDonough (1989).

As razões entre os elementos utilizadas no estudo são relativamente insensíveis a graus de fusão parcial e cristalização fracionada moderado a elevado, e podem aproximadamente representar a composição da fonte. O manto litosférico possui razões La/Nb geralmente maiores que 1, enquanto fontes de magmas astenosféricos possuem baixos valores nessas razões (La/Nb ~ 0,7) (DePaolo & Daley, 2000). Os basaltos do GBRI possuem razões La/Nb variando entre 1 – 2,2, indicando que a fonte mantélica dessas rochas, provavelmente foi o manto litosférico (Figura 15). A procedência mais exata da fonte mantélica dos basaltos fica limitada devido a ausência de dados isotópicos de Sr e Nd.

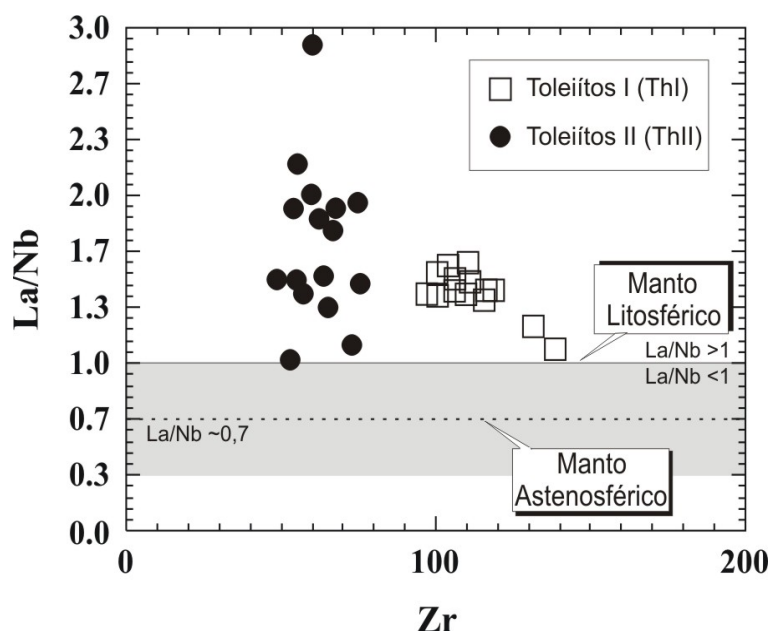


Figura 15: Diagrama La/Nb x Zr indicando uma procedência na transição da astenosfera para a litosfera da fonte dos basaltos do GBRI (Kerr *et al.*, 2000). Símbolos na figura A.

10.5.3. Fusão Parcial

Estudos petrológicos experimentais sugerem que para a formação de magmas basálticos, a fonte mantélica peridotítica se funde com taxas variando entre 10-30% (Ringwood, 1975; Yoder, 1976). A fusão parcial é um dos processos que mais expressivamente pode explicar a concentração de REE e outros elementos incompatíveis nos magmas. Para testar esse processo, foram utilizadas as fontes mantélicas sugeridas no diagrama da Figura 14, sem a presença de

granada, como indicado pelo padrão plano dos REE. Para testar a fusão parcial em equilíbrio dessas rochas foi utilizada a equação de Shaw (1987) (Equação 2) a seguir:

$$Cl = C_0 / (D + F(1 - D)) \quad \text{Equação (2)}$$

onde Cl é a concentração do elemento traço no líquido, C_0 é a concentração inicial da fonte, D é o coeficiente de partição total do elemento no sólido inicial e F é taxa de fusão (1%=0,01; 5%=0,05; 20%=0,2), D é calculado como somatório das proporções dos minerais no sólido (fonte) inicial multiplicado pelo coeficiente de partição mineral/líquido para o elemento em questão em cada mineral. Para esse tratamento serão utilizados La, Nd e Yb, que caracterizam o padrão geral do fracionamento entre os LREE e HREE. Foram utilizadas as amostras mais primitivas e mais diferenciadas geoquimicamente de cada grupo para os testes de modelagem, ou seja, para se obter uma variação que represente o espectro geoquímico total dos dois grupos de basaltos. Desta forma, a separação dos dois grupos por estágios de fusão diferentes pode ser explicada em dois estágios, onde é sugerido baixas taxas de fusão parcial para a geração dos ThI, variando em torno de 10% a 15% de uma fonte plagioclásio lherzolítica sem granada (figura 16A), enquanto para os ThII associam-se taxas de fusão mais elevadas, em torno de 20% a 25% de uma fonte lherzolítica sem granada (Figura 16B).

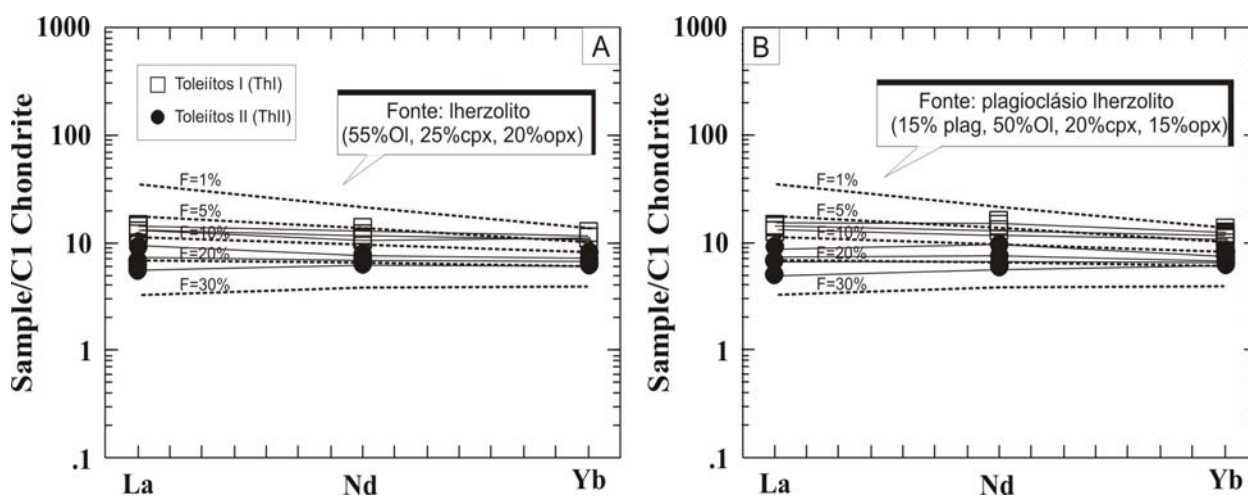


Figura 16: Modelagem geoquímica utilizando REE para estimar a taxa de fusão do magma progenitor dos basaltos do GBRI, utilizando as fontes lherzolíticas estimadas. Diagrama normalizado ao condritos de Sun & McDonough (1989). Valores de Kd retirados de Rollinson (1993).

11. CONTEXTO TECTÔNICO

Nesta sessão será abordada a relação geoquímica dos basaltos do GBRI com a de suítes basálticas bem contextualizadas geoquimicamente. Para isto, foi investigado na literatura o que existe de mais recente em termos de análises químicas de suítes basálticas continentais e oceânicas, sendo utilizado preferencialmente dados obtidos por ICP-MS. Diagramas discriminantes de ambiente tectônico foram gerados para a comparação dos dados com basaltos de ambientes continentais, arco, retro-arco e oceânicos.

Os basaltos do GBRI possuem razões $(La/Nb)_N$ (1,1-3,1) e $(Th/Nb)_N$ (1,2-2,9), e um padrão de fracionamento principalmente dos elementos-traço mais incompatíveis, semelhante aos basaltos de derrames continentais (CFB) da bacia do Paraná e do Deccan (Figura 17A/B). Os basaltos da Bacia do Paraná foram divididos em três grupos distintos em relação ao teor em P e Ti, sendo eles: LPT ($P_2O_5 < 0,35\%$ e $TiO_2 < 2,0\%$); HPT ($P_2O_5 > 0,4\%$ e $TiO_2 > 3,0\%$); IPT apresentando teores intermediários em P_2O_5 e TiO_2 (Bellieni *et al*, 1984a; Mantovani *et al*, 1985b). No diagrama Ti/Zr-Zr/Y é mostrado uma semelhança geoquímica com esse grupo de derrames continentais, exibindo teores compatíveis em TiO_2 (1,5-2,2%) e P_2O_5 (0,15-0,2%) (Figura 17C). Entretanto, no diagrama Mg^*-TiO_2 os ThI e ThII caem no campo dos basaltos da Bacia do Paraná tipo IPT, e os ThII são mais semelhantes aos basaltos LPT (Figura 17D), que ocorrem ao sul da Bacia do Paraná, e foram caracterizados como derrames contaminados por crosta continental (Fodor *et al.*, 1985).

Toleióitos relacionados a arcos de ilha oceânicos (IAT) possuem anomalia positiva de Sr e mostram uma diminuição nas razões Nb/Ta (< 17) (Stolz *et al*, 1996; Plank & White, 1995), devido ao fracionamento de Nb entrando em fases minerais residuais durante a subducção de crosta oceânica. Os basaltos do GBRI não possuem anomalia positiva de Sr (Figura 17B) e exibem razões $(Nb/Ta)_N$ (0,7-0,98) e $(Zr/Sm)_N$ (0,93-1,4). sugerindo pouca semelhança com toleióitos gerados em ambiente de retro-arco (Figura 18A). O mesmo acontece com as razões Th/Yb (0,1-0,3), Nb/Yb (1-2,2), que também não mostram semelhanças geoquímicas com esse tipo de ambiente (Figura 18B).

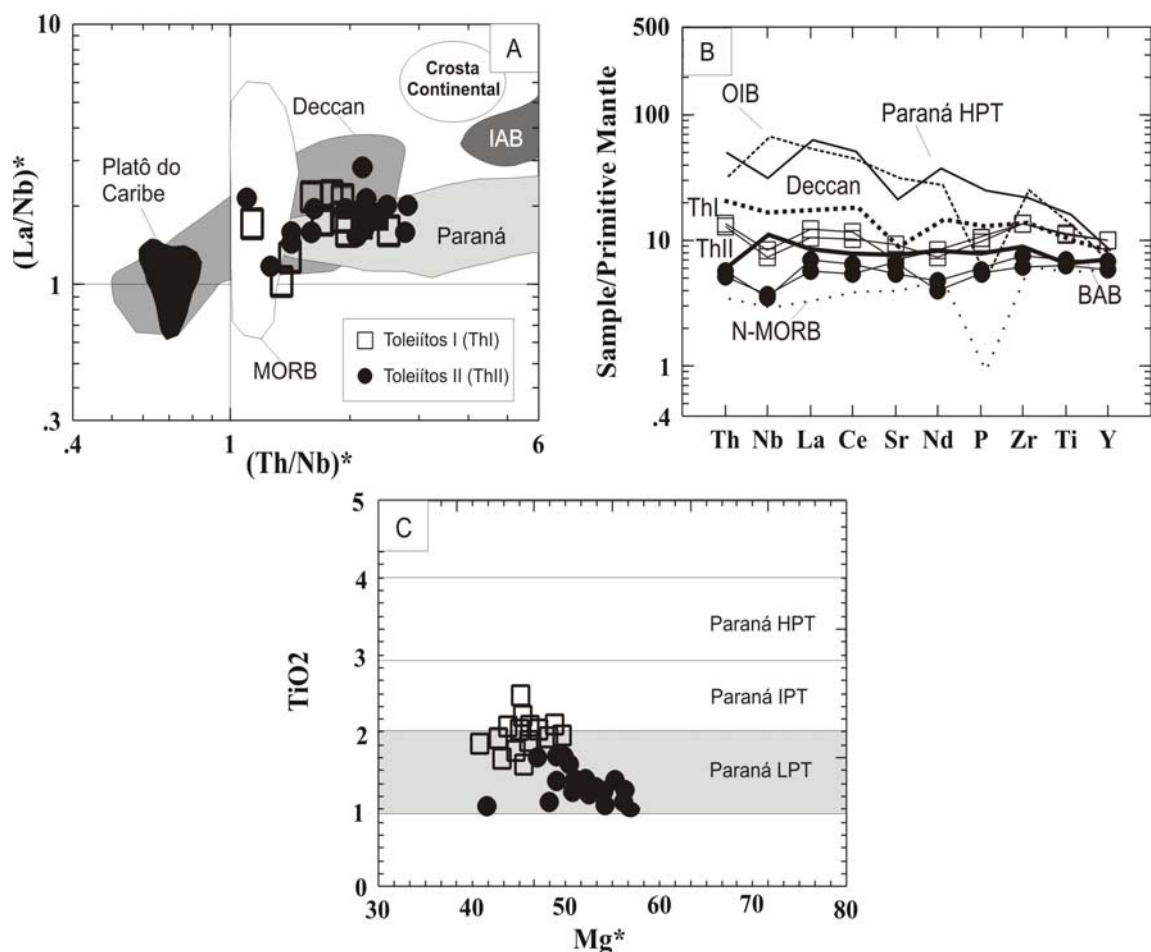


Figura 17: Diagramas discriminantes para os basaltos do GBRI. A) Diagrama $(La/Nb)^*$ x $(Th/Nb)^*$, mostrando a similaridade geoquímica entre os basaltos do GBRI com basaltos de derrames continentais (CFB). B) Diagrama de multi-elementos normalizados ao manto primitivo de Sun & McDonough (1989) para comparação entre dos basaltos com suítes continentais e oceânicas. C) Diagrama Mg^* x TiO_2 mostrando a semelhança geoquímica dos basaltos do GBRI com os basaltos da bacia do Paraná LPT. Dados das suítes vulcânicas obtidos na literatura (Bellieni et al, 1984; Fodor e Vetter, 1984; Mantovani et al, 1985b; Peate et al, 1988; Piccirillo et al, 1988a); Smith & Humphris, 1998; Haase et al., 1999; Leat et al. 2000; Mincato, 2000; Shukla *et al.*, 2000; Jicha et al., 2004). Símbolos na Figura A. (*) Valores normalizados ao manto primitivo de Sun & McDonough (1989).

Os enxames de diques básicos que cortam toda a margem continental do oeste da Ibéria (Bacia da Galícia) e a margem continental do sudeste brasileiro (Bacia de Campos), foram classificados nos estudos de Fodor & Vetter (1984) e Chazot *et al.* (2004) respectivamente como lavas geradas durante a quebra continental que antecedeu o rifteamento do supercontinente Pangea, transicionando para um ambiente de margem continental passiva durante a abertura do Oceano Atlântico. Nos diagramas da Figura 18C basaltos do GBRI possuem uma semelhança geoquímica com T-MORB da Galícia e da Bacia de Campos em relação as suas razões La/Sm

(1-2,6) e Y/Nb (6-11). Em diagrama de multi-elementos normalizados aos condritos de Sun e McDonough (1989), os basaltos do GBRI possuem um padrão plano de REE compatível com os T-MORB da Galícia, mais evidenciado nos ThII em relação aos HREE (Figura 18D).

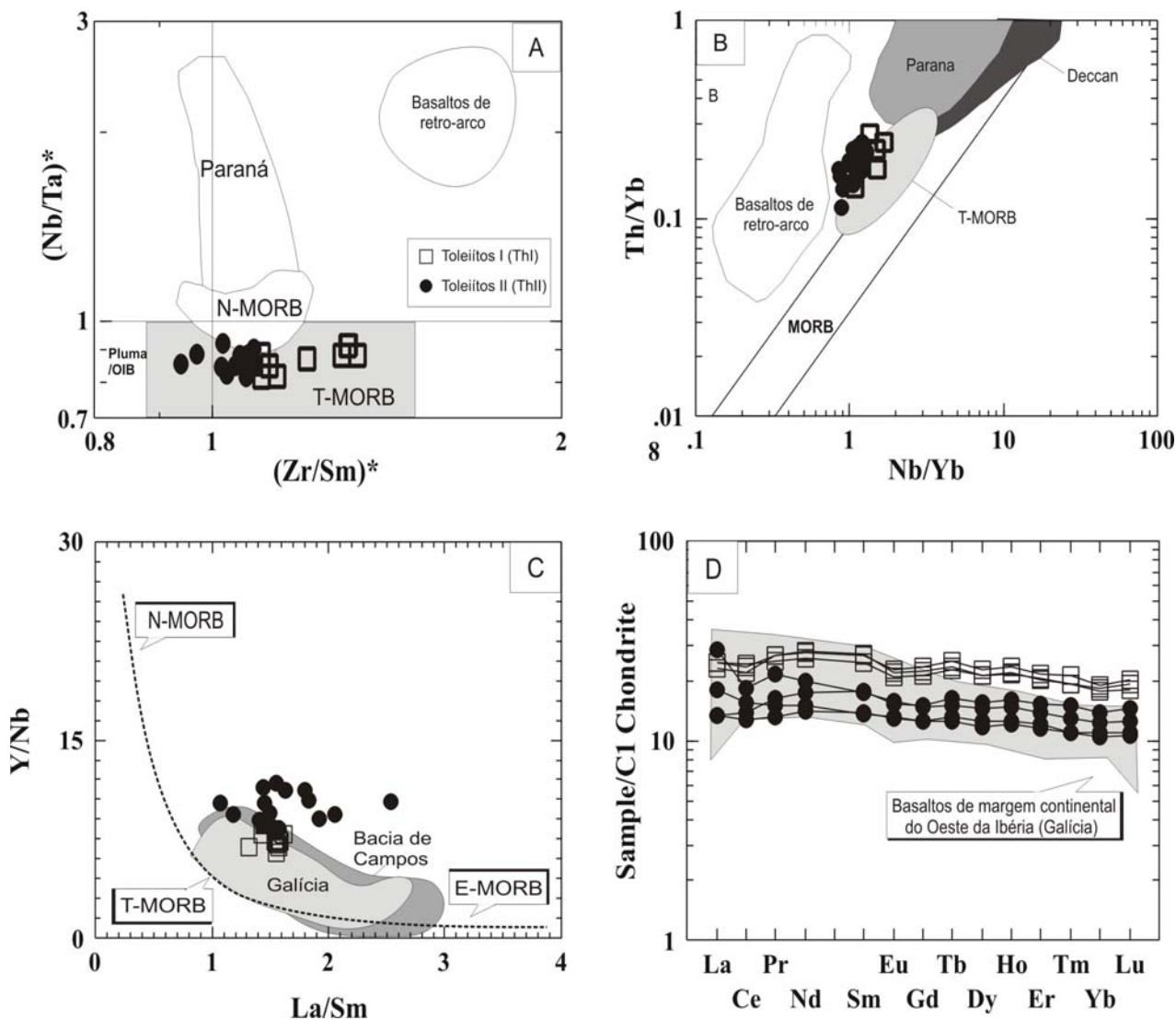


Figura 18: Diagramas discriminantes entre basaltos continentais, transicionais, oceânicos e de arco. A) Diagrama $(Nb/Ta)^* \times (Zr/Sm)^*$, indicando a similaridade dos basaltos do GBRI com basaltos transicionais T-MORB e basaltos tipo N-MORB. B) Diagrama $Nb/Yb \times Th/Yb$, indicando a similaridade dos basaltos do GBRI com basaltos transicionais T-MORB. C) Diagrama $La/Sm \times Y/Nb$ mostrando semelhança geoquímica dos basaltos do GBRI com os T-MORB da margem continental da Galícia e da Bacia de Campos. D) Diagrama de multi-elementos normalizados aos condritos de Sun & McDonough (1989), mostrando a semelhança no padrão dos REE com os T-MORB da Galícia. Dados das suítes vulcânicas obtidos na literatura (Fodor e Vetter, 1984; Smith & Humphris, 1998; Haase et al., 1999; Leat et al. 2000; Mincato, 2000; Jicha et al., 2004; Chazot *et al.*, 2005). Símbolos na Figura A. (*) Valores normalizados ao manto primitivo de Sun & McDonough (1989).

12. DISCUSSÕES

Silva (1990) propõe que os basaltos tipo I são produto da fusão parcial do manto a partir de 8% de uma fonte com granada (~2%) em profundidades superiores a 60 km, e para os basaltos tipo II é sugerido porcentagem de fusão parcial em torno de 15%, em profundidades inferiores a 60 km, e que os ThI sucederam os ThII. Esta modelagem indica inconsistência em relação à presença de granada na fonte mantélica, devido ao padrão plano do fracionamento dos REE, além de que o manto começa a se fundir sob baixas taxas de fusão e posteriormente com alçamento litosférico o magma se funde em taxas mais elevadas, sendo os ThI sucessores dos ThII. As profundidades mantélicas tornam-se incoerentes quando se trata da ausência da granada. As sucessões das lavas podem ser especuladas com base na orientação do topo das lavas almofadadas, sendo o ThI predominantemente a leste e que sucederam os ThII provavelmente mais antigos situados a oeste do GBRI. Porém esta interpretação carece de mais observações e ferramentas geoquímicas como isótopos de Sr e Nd.

A variação entre alguns elementos-traço de incompatibilidades semelhantes (e.g. Ti, Zr, P, Nb, etc.) e Mg*, definem uma lacuna composicional entre os dois grupos de basaltos que não podem ser explicados por simples cristalização fracionada. Para se obter esse tipo de comportamento durante a cristalização fracionada seria necessário taxas de cristalização acima de 100% dos minerais fracionados em rochas basálticas. Os valores de Sm* indicam uma necessidade de pelo menos dois estágios de fusão diferentes de uma mesma fonte lherzolítica e/ou por misturas de líquidos de composição diferentes na câmara magmática (Figura 19). Alternativamente, possuindo menor probabilidade, essa diferença pode ter sido gerada a partir da cristalização fracionada de fases minerais acessórios (e.g. ilmenita, magnetita, titanita). O fracionamento dos REE e as proporções de $TiO_2 > 1$ nos ThI e ThII sinalizam um manto previamente enriquecido, que consequentemente pode ter originado a fonte enriquecida dos basaltos do GBRI.

Silva, (1987), Silva (1991) e Silva (1992) sugerem que os basaltos se formaram em uma bacia do tipo retro-arco sobre crosta arqueana. A localização do arco foi sugerida estar a oeste, enquanto a subducção de crosta oceânica a leste, proposta esta concebida a partir da distribuição de lavas félsicas, predominando a oeste, e rochas piroclásticas e epiclásticas predominando a leste (Silva 1991, Silva *et al.* 2001). Esse modelo padece de consistência, todavia, porque uma bacia de retro-arco pressupõe a existência de um arco, o qual até agora não foi identificado, pelo

menos com a idade indicada para os basaltos (cerca de 2,209 Ba, cf. Silva 1996, Silva *et al.* 2001). O arco proposto por Silva (1987, 1991), ao qual estaria associada a bacia de retro-arco, seria representado pelo Complexo Caraíba (Barbosa 1970), o qual, é sabido hoje, ser bem mais antigo que a idade atribuída aos basaltos do GBRI. De fato, Silva *et al.* (1997) encontraram idades U-Pb SHRIMP entre 2695-2634 Ma para os protólitos ígneos dos granulitos do Complexo Caraíba, enquanto dados inéditos de Oliveira & Armstrong (U-Pb SHRIMP em zircões) indicaram idade de 2573 ± 6 Ma para o protólito de ortognaisse granulítico do vale do Rio Curaçá, área tipo do Complexo Caraíba.

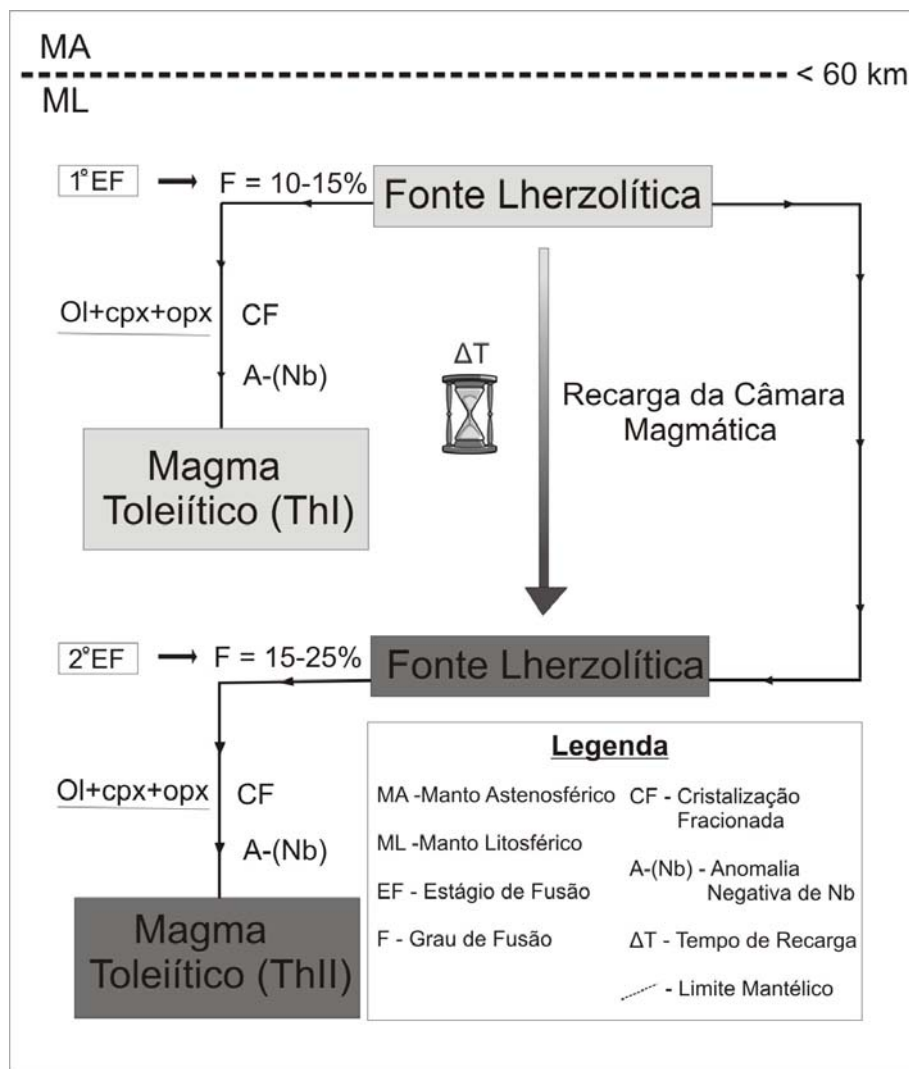


Figura 19: Diagrama esquemático ilustrativo da provável história petrogenética dos dois grupos de toleítos dos basaltos do Greenstone Belt do Rio Itapicuru.

Embora não sejam encontradas evidências de campo que sugiram ambiente tipo rifte-intracontinental, como associação dos basaltos a sedimentos clásticos e químicos ou derrames basálticos sobre crosta continental, não significa que os basaltos do GBRI não possam ter sido gerados em ambiente transicional entre continental-oceânico. Os basaltos de retro-arco como os que compõem o complexo Rocas Verdes (Stern, 1980) e Scotia Sea (Alabaster & Storey, 1990; Leat *et al.*, 1999) possuem assinatura geoquímica similar aos basaltos tipo MORB. Em comparação com a geoquímica de suítes basálticas bem definidas, os basaltos do GBRI não possuem afinidade geoquímica com basaltos de back arc (IAT) e basaltos de cadeias meso-oceânicas (N-MORB), principalmente em relação aos elementos-traço com incompatibilidades semelhantes (e.g. Th/Ta) e ao padrão de fracionamento dos REE respectivamente.

Os basaltos do GBRI possuem uma forte assinatura crustal indicada pela nítida anomalia negativa de Nb e a semelhança com basaltos de derrames continentais (Deccan e Paraná LPT). Além disso, são semelhantes a basaltos transicionais de margem continental passiva (e.g. Galícia e Campos). Embora o domínio vulcânico máfico do GBRI possua estruturas exclusivamente oceânicas evidenciadas em campo (e.g. lavas almofadadas), não exclui a possibilidade de um ambiente transicional, pois a ocorrência de lavas almofadadas tem sido descritas em cadeias meso-oceânicas, margem continental e em bacia de retro-arco.

13. CONCLUSÕES

As relações de campo, as evidências geocronológicas e os resultados geoquímicos deste estudo suportam as seguintes conclusões para o domínio vulcânico máfico do GBRI:

(1) A petrogênese dos basaltos pode ser explicada por taxas de fusão parcial um pouco diferentes de uma mesma fonte lherzolítica de uma fonte gerada provavelmente no manto litosférico.

(2) A geoquímica indica que os basaltos não mostram semelhança com ambiente de retro-arco. Além disso, as evidências de campo e a geocronologia não suportam um ambiente de arco magmático correlato à formação dos basaltos. Estes exibem uma marcante assinatura crustal evidenciada pela nítida anomalia negativa de Nb e uma semelhança geoquímica com basaltos de derrames continentais (CFB) do Deccan e da Bacia do Paraná tipo LPT, e basaltos transicionais T-MORB, semelhantes aos basaltos da Bacia da Galícia e da Bacia de Campos.

(3) Com base nas evidências geoquímicas apresentadas, este estudo propõe que, provavelmente, o modelo geotectônico de formação dos basaltos do GBRI é de ambiente tipo rifte-intracontinental que evolui para um oceano, similar nos dias de hoje com a margem continental Atlântica. Iniciando com os basaltos sendo gerados a partir da fusão parcial do manto lherzolítico subcontinental produzindo líquidos distintos em diferentes estágios de extrusões. A ruptura do bloco continental inicia-se e o assoalho oceânico do GBRI é formado, gerando os basaltos com assinatura geoquímica de T-MORB e gerados a partir de baixas taxas de fusão (10-15%). Durante a sua ascensão, o magma basáltico pode ter interagido com crosta continental. O adelgaçamento litosférico continua e o manto atinge profundidades mais rasas, e funde novamente em taxas mais elevadas (15-25%), originando os ThII (Figura 20).

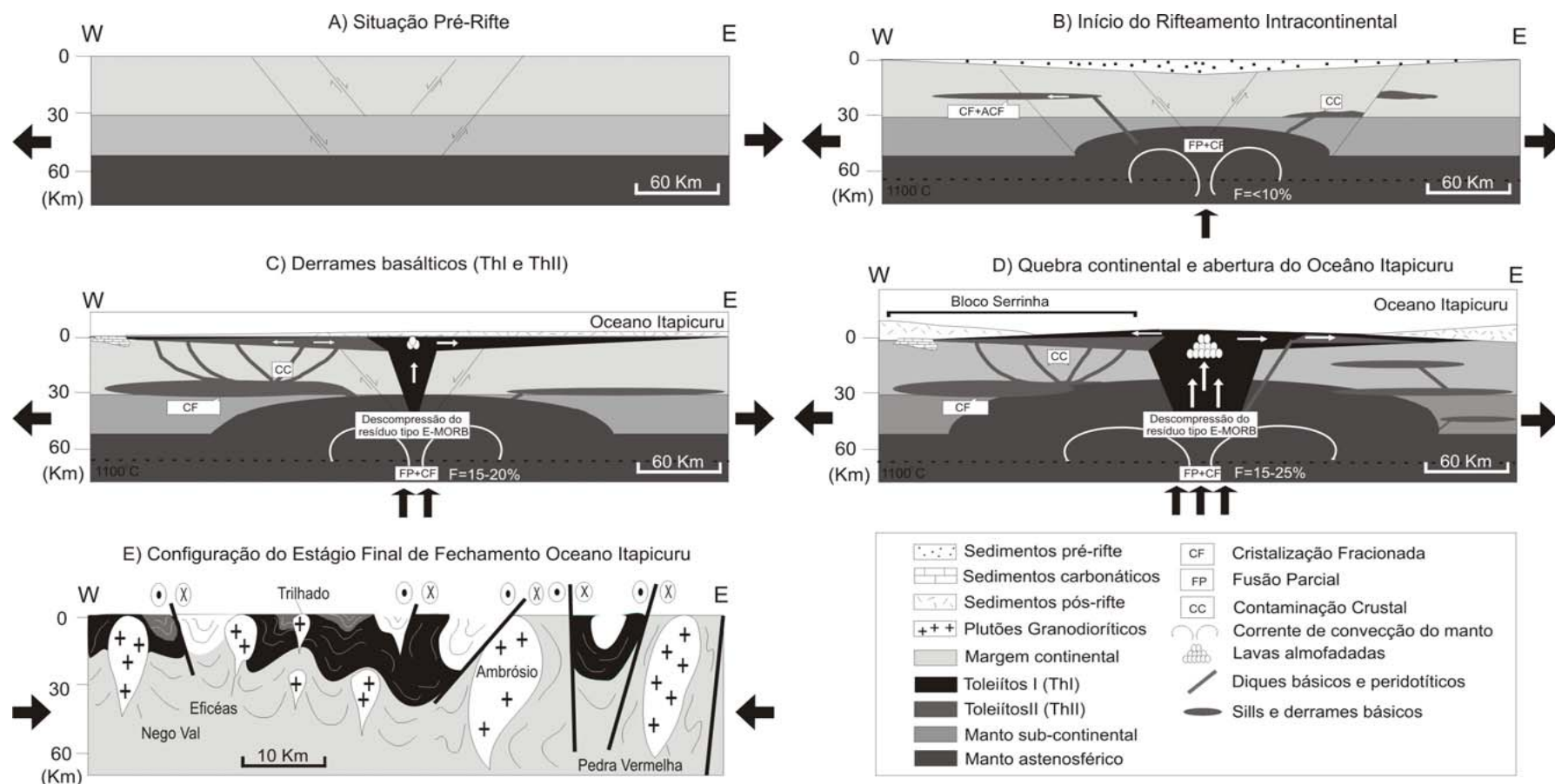


Figura 20: Apresentação simplificada da evolução do modelo petro-tectônico de formação do domínio vulcânico máfico do terreno *granito-greenstone belt* do Rio Itapicuru. A) Situação inicial de pré-quebra continental; B) Adelgaçamento litosférico e início da quebra continental. Fusão parcial do manto sublitosférico gerando o magmatismo básico que corta a litosfera (colocação de diques e derrames), representados pelos ThII com predominância dos derrames concentrados à oeste do GBRI. Esses basaltos interagem com a crosta gerando uma assinatura geoquímica de basaltos continentais (CFB); C) Descompressão do manto astenosférico e início da Fusão Parcial (FP) e da Cristalização Fracionada (CF) do líquido residual (tipo E-MORB), que dá origem ao assoalho oceânico do GBRI. D) Espalhamento do assoalho oceânico, desenvolvimento da bacia oceânica e individualização do Bloco Serrinha. E) Modificado de Alves da Silva (1994): Inversão da bacia vulcano-sedimentar e intrusão dos plutões graníticos.

14. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABU-HAMATTEH Z.S.H. Geochemistry and petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol Belt, Índia: geodynamic implication. *Journal of Asian Earth Sciences* (25): 557-581. 2004.
- ALABASTER T., STOREY B.C. Modified Gulf of California model for South Georgia, north Scotia Ridge, and implications for Rocas Verdes back-arc basin, southern Andes. *Geology*. (18):497-500. 1990.
- ALMEIDA F.F.M. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*. 7(4): 349-364. 1977.
- ALVES DA SILVA F.C., MATTOS F.M.V. Economic geology and structural controls of orebodies from the medium Itapicuru gold district: Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. In: SYMP. BRAZIL GOLD' 91. Belo Horizonte. Proceedings... p. 629-635. 1991.
- ALVES DA SILVA F.C., CHAUVET A., FAURE M. Thrusting, wrench-type tectonics and granite emplacement during an early Proterozoic basin closure: the example of the Rio Itapicuru Greenstone Belt (RIGB) NE-Brazil. II Simpósio do Craton do São Francisco. Soc. Bras. Geol. Salvador (BA). 63-66. 1993.
- ALVES DA SILVA F.C. Etude structurale du Greenstone Belt Paleoproterozoique du Rio Itapicuru (Bahia, Brésil). Orleans. 340p. (Tese de Doutorado, Géosciences, Université d'Orleans). 1994.
- BARBOSA O. Geologia econômica de parte da região do Médio São Francisco, Nordeste do Brasil. DNPM, Div. Fom. Prod. Min., Boletim 140, 97 pp. 1970.
- BARLING J., GOLDSTEIN S.L., NICHOLS I.A. Geochemistry of Heard Island (southern Indian Ocean): characterization of an enriched mantle component and implications for the enrichment of the sub-Indian Ocean mantle. *Journal of Petrology* (35): 1017-1053. 1994.
- BARRUETO H.R., OLIVEIRA E.P., DALL'AGNOL R. Trace element and Nd isotope evidence for juvenile, arc-related granitoids in the southern portion of the Paleoproterozoic Rio Itapicuru Greenstone Belt (RIGB), Bahia, Brazil. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 40, B. Horizonte, Anais, 520. 1998.
- BELLIENI G., COMIN-CHIARAMONTE P., MARQUES L.S., MELFI A.J., PICCIRILLO E.M., NARDY A.J.R., ROINSENBBER A High and Low TiO₂ flood basalts from the

- Parana Plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neves. Jb. Mineral. Abh.* (150): 273-306. 1984a.
- CAMPBELL I.H. The difference between oceanic and continental tholeiites: A fluid dynamic explanation: *Contributions to Mineralogy and Petrology.* (91):37-43. 1985.
- CARVALHO M.J., OLIVEIRA E.P. Geologia do Tonalito Itareru, bloco Serrinha, Bahia: uma intrusão sin-tectônica do início da colisão continental no segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. *Revista Brasileira de Geociências* 33 (suplemento): 55-68. 2003.
- CHAUVEL A., GUERROT C., ALVES DA SILVA F.C., FAURE M. Géochronologie $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des granites paléoproterozoïques de la ceinture de roches vertes du Rio Itapicuru (Bahia, Brésil). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris II*, 324: 293-300. 1997.
- CHAUVEL A., ALVES DA SILVA F.C., FAURE M., GUERROT C. Structural evolution of the paleoproterozoic Rio Itapicuru Greenstone Belt (Bahia, Brazil): the role of synkinematic plutons in the regional tectonics. *Precambrian Research* (84): 139-162. 1997.
- CHAZOT G., CHARPENTIER S., KORNPROBST J., VANNUCCI R., LUIS B. Lithospheric mantle evolution during continental break-up: The West Iberia Non-Volcanic Passive Margin. *Journal of Petrology* 46(12):2527-2568. 2005.
- CONDIE K.C., BOBROW D.J., CARD K.D. Geochemistry of Precambrian mafic dikes from the southern Superior province of the Canadian shield. In: Srivastava et al. (2003). 1987.
- CONDIE, K.C. Geochemical characteristics of Precambrian basaltic greenstones. In: Hall, R. P. & Hughes, D. J. (Eds.), *Early Precambrian Basic Magmatism*. Glasgow, Blackie. p. 40-55. 1990.
- CONDIE K.C. *Mantle plumes and their record in Earth history*. Cambridge University Press, 306 p. 2001.
- CONDIE K.C. *Earth as an evolving planetary system*. Elsevier Academic press. 2005.
- COSTA F.G. Geologia e geoquímica do granitóide Eficás, greenstone belt do Rio Itapicuru, Bahia. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências IG – UNICAMP. 2005.
- COX K.G. A model for flood basalts volcanism. *Journal of Petrology.* (21): 629-650. 1980.
- CRUZ FILHO B.E., CONCEIÇÃO H., RIOS D.C., ROSA M.L.S., MARINHO M.M. Geologia, petrografia e litogeoquímica do batólito trondhjemitico Nordestina, Núcleo Serrinha,

- Nordeste da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências* 33:175-186. 2003a.
- CRUZ FILHO B.E., ROSA M.L.S., CONCEIÇÃO H., MACAMBIRA M.J.B., SCHELLER T., RIOS D.C., MARINHO M.M. New Pb-Pb evaporation age on zircon of Nordestina batholith, northeast of Bahia state, Brazil. IV South American Symposium on Isotope Geology, vol.II, 532-534. 2003b
- DAVISON I., TEIXEIRA J.B.G., SILVA M.G., ROCHA NETO M.B., MATOS F.M.V. The Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil: structure and stratigraphical outline. *Precambrian Research* 42: 1-17. 1988
- DEPAOLO D.J. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.* (53):189-202. 1981
- DEPAOLO D.J., DALEY E.E. Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. *Chem. Geol.* (169): 157–185. 2000.
- FIGUEIREDO M.C.H., BARBOSA J.S.F. Terrenos metamórficos de alto grau do Cráton do São Francisco. In: Dominguez JML e Misi A (eds). *O Cráton do São Francisco*. SBG, Bahia, Sergipe. Reunião preparatória, 63-84. 1993.
- FODOR R.V., VETTER S.K. Rift-zone magmatismo: Petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, southeastern Brazil margin. *Contrib. Mineral. Petrol.* (88): 307-321. 1984
- FODOR R.V., CORVINI C., ROISENGERG A. Petrology of Serra Geral (Paraná) continental flood basalts, southern Brazil: crustal contamination, source material, and south atlantic magnetism. *Contrib. Mineral. Petrol.* (91):54-65. 1985
- FOLEY S., TIEPOLO M., VANNUCCI R. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature* (417):837-840. 2002
- GORTON M.P., SCHANDL E.S. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist.* (38): 1065-1073. 2000
- GREEN D.H., RING WOOD A.E.. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transition and its petrological applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31:767-833. 1967

- HAASE K.M., MUHE R., STOFFERS P. Magmatism during extension of the lithosphere: geochemical constraints from lavas of the Shaban Deep, northern Red Sea. *Chemical Geology* (166): 155-239. 1999
- JENSEN L.S. A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks. Ontario Division of Mines, Misc., Paper 66, 22 p. 1976
- JICHA B.R., SINGER B.S., BROPHY J.G., FOURNELLE J.H., JOHNSON C.M., BEARD B.L., LAPEN T.J., MAHLEN N.J. Variable Impact of the Subducted Slab on Aleutian Island Arc Magma Sources: Evidence from Sr, Nd, Pb, and Hf Isotopes and Trace Element Abundances. *Journal of Petrology*. (45);9: 1845-1875. 2004
- JOLLY W.T., LIDIAK E.G. Role of crustal melting in petrogenesis of the Cretaceous Water Island Formation (Virgin Islands, northeast Antilles Island Arc). *Geological Acta*. (4):7-33. 2006
- KERR A.C. Oceanic Plateaux. In: *Treatise on Geochemistry: Volume 3: Geochemistry of the Earth's Crust* (in press). 2003
- KERRICH R., WYMAN D.A. Review of developments in trace-element fingerprinting of geodynamic settings and their implications for mineral exploration. *Australian J. Earth Sciences* 44: 465-487. 1997
- KISHIDA A. Característica geológica e geoquímica da sequência vulcano-sedimentar do médio Rio Itapicuru, Bahia. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Dissertação de Mestrado, 98 p. 1979
- KISHIDA A., RICCIO L. Chemostratigraphy of lava sequences from the Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. *Prec. Res.* 11: 161-178. 1980
- LACERDA C.M.M. Evolução estrutural e petrogenética do Domo Granodiorítico de Ambrósio: Implicações para o mecanismo de colocação. Campinas. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Tese de Doutorado, 120p. 2000
- LA ROCHE H., LETERRIER P., GRANDCLAUDE P., MARCHAL M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major elements analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29:183-210. 1980.
- LEAT P.T., LIVERMORE R.A., MILLAR I.L., PEARCE J.A. Magma supply in back-arc spreading centre segment E2, east scotia ridge. *Journal of Petrology*. (41): 845-866. 1999

- LEBAS M.J., LEMAITRE R.W., STRECKEISEN A., ZANETTIN B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, v. 27, p. 745-750. 1986
- LEBAS M.J. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. *Journal of Petrology* (27): 745-750. 2000
- LE MAITRE R.W. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences - Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford. Blackwell Scientific Publications. 193p. 1989
- MAALOE A., AOKI K. The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of lherzolites. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. (63):161-173. 1977.
- MANTOVANI M.S.M., CORDANI U.G., ROISENBERG A. Geoquímica isotópica em vulcânicas ácidas da Bacia do Paraná, e implicações genéticas associadas. *Revista Brasileira de Geociências*. (15)61-65. 1985a
- MANTOVANI M.S.M., MARQUES L.S., DE SOUZA M.A., CIVETTA L., ATALLA L., INNOCENTI F. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of the Parana continental flood basalts of the Santa Catarina state (southern Brazil). *Journal of Petrology* (26):187-209. 1985b
- MASCARENHAS J.F. Evolução geotectônica do Precambriano do estado da Bahia. In: H.A.V. Inda (coord.) *Geologia e recursos minerais do estado da Bahia*, SME/COM, Bahia, Textos Básicos, 2: 55- 165. 1979
- MATOS F.M.V., DAVISON I. Basement or intrusion? The Ambrósio Dome, Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 17, 4: 442-449. 1987
- MATOS F.M.V., CONCEIÇÃO H. Granitogênese associada à parte oeste do Cráton Serrinha e o Greenstone Belt do Rio Itapicuru: geologia e tipologia. In: SBG, Bahia-Sergipe, Simpósio do Cráton do São Francisco, Salvador. *Anais* (1):60-62. 1993
- MELLO E.F., LACERDA C.M.M., OLIVEIRA E.P., MCNAUGHTON N. SHRIMP U-Pb geochronology on xenotime and zircon from the Ambrosio dome, Rio Itapicuru Greenstone Belt, Brazil: a major syntectonic granodiorite intrusion. *Actas II South American Symposium on Isotope Geology*, Córdoba, Argentina, September 12-16, 1999, pp.331-334. 1999
- MELLO E.F., XAVIER R.P., MCNAUGHTON N., FLETCHER I., LACERDA C.M.M., OLIVEIRA E.P. Age constraints of felsic intrusions, metamorphism, deformation and gold

- mineralization in the Paleoproterozoic Rio Itapicuru Greenstone Belt, NE Bahia State, Brazil. 31st International Geological Congress, General Symposium 18-4: Stable and radiogenic isotopes in Metallogenesis, CD-ROM, Rio de Janeiro, Brazil, August 6-17, 2000.
- MELLO E.F., XAVIER R.P., MCNAUGHTON, HAGEMANN S.G., FLETCHER I., SNEE L. Age constraints on felsic intrusions, metamorphism and gold mineralization in the Paleoproterozoic Rio Itapicuru Greenstone Belt, NE Bahia State, Brazil. *Mineralium Deposita* 18p. 2005
- MINCATO R.L. Metalogenia dos elementos do grupo da platina com base na estratigrafia e geoquímica da província ígnea continental do Paraná. Universidade Estadual de Campinas. Tese de Doutorado, 172 p. 2000
- MESCHEDE M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-1bZr-1bY diagram. *Chemical Geology*, v. 56, Issues 3-4, p. 207-218. 1986
- MÜNKER C. Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back arc system, New Zealand: source constraints and application of refined ICPMS techniques. *Chemical Geology* 144: 23-45. 1998
- NAQVI S.M., KHAN R.M.K., MANIKYAMBA C., RAM MOHAM M., KHANNA T.C. Geochemistry of neoarchaeon high-Mg basalts, boninites and adakites from the Kushtagi-Hungund greenstone belt of the eastern Dharwar Craton (EDC); implications for the tectonic setting. *Journal of Asian Earth Sciences*. (xx)1-20. 2005
- NAVARRO M.S. A implantação de rotina, e seu refinamento, para a determinação de elementos Terras Raras em materiais geológicos por ICP-OES e ICP-MS. Aplicação ao caso dos granitóides de Piedade-Ibiúna (SP) e Cunhaporanga (PR). Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica. Dissertação de Mestrado, 132 pp. 2004
- OLIVEIRA E.P. Petrogenesis of mafic-ultramafic rocks from the Precambrian Curaça Terrane, Brazil. Faculty of Science of the University of Leicester. Tese de Doutorado. 1990.
- OLIVEIRA E.P. Comparação geoquímica entre os corpos máfico-ultramáficos dos vales dos rios Curaçá e Jacurici, Bahia: contribuição ao entendimento de duas províncias metalogenéticas contrastantes de cobre e cromo. *Congresso Brasileiro de Geoquímica*. (3):199-202. 1991

- OLIVEIRA E.P., TARNEY J. Genesis of the Copper-rich Caraíba Norite-Hypersthenite Complex, Brazil. *Mineralium Deposita*, 30:351-373. 1995
- OLIVEIRA E.P., TARNEY J. Petrogenesis of the Late Proterozoic Curaçá Mafic Dyke Swarm: Asthenospheric magmatism associated with continental collision. *Mineralogy and Petrology*, 53:27-48. 1995
- OLIVEIRA E.P., CARVALHO M.J., MCNAUGHTON N.J. Evolução do segmento norte do orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá: cronologia da acreção de arcos, colisão continental e escape de terrenos. *Geologia USP, Série Científica* 4: 41-53. 2004
- OLIVEIRA E.P., WINDLEY B.F., MCNAUGHTON N.J., PIMENTEL M., FLETCHER I.R. Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the Palaeoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil: new zircon (SHRIMP) and Sm-Nd (model) ages and their significance for orogen-parallel escape tectonics. *Prec. Res.* 128: 143-165. 2004
- OLIVEIRA E.P., ESCAYOLA M., SOUZA M.G. Is the melt-impregnated Santa Luz chromite peridotite, Bahia-Brazil, an early stage ophiolitic peridotite remnant of the Rio Itapicuru greenstone belt evolution?, 04/2005, III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Vol. 1, pp.106-109, Salvador, BA. 2005
- OLIVEIRA E.P., ESCAYOLA M., SOUZA Z.S., BUENO J.F., ARAÚJO M.G.S., MCNAUGHTON N. The Santa Luz chromite-peridotite and associated mafic dykes, Bahia-Brazil: remnants of a transitional-type ophiolite related to the Palaeoproterozoic (>2.1Ga) Rio Itapicuru greenstone belt. *Revista Brasileira de Geociências. Edição especial Cráton do São Francisco*. 2006
- PADILHA A.V., MELO R.C. Evolução geológica. In: HSC Loureiro (Ed.) Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Folha Mundo Novo-SC.24-Y-D-IV, 1:100.000, Estado da Bahia. Brasília, DNPM/CPRM, 133-157. 1991
- PEARCE J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks* (R.S. Thorpe, ed.). John Wiley & Sons, Chichester, U.K. (525-548). 1982
- PEAT D.W., MANTOVANI M.S.M., HAWKERSWORTH C.J. Geochemical stratigraphy of the Paraná continental flood basalt: borehole evidence. *Revista Brasileira de Geociências*. 18(2):212-221. 1988

- PETRINI R., JORON J.L., OTTONELLO G., BONATTI E., SEYLER M. Basaltic dykes from Zabargad island, Red Sea: petrology and geochemistry. *Tectonophysics* (150):229-248. 1988
- PICCIRILLO E.M., MELFI A.J., COMIN-CHIARAMONTI P., BELLINI G., ERNESTO M., MARQUES L.S., NARDY A.J.R., PACCA I.G., ROISENBERG A., STOLFO D. Continental flood volcanism from the Paraná Basin (Brazil). In: Macdougall, J.D. (ed.) *Continental flood basalts*. Kluwer Acad. Publishers, p. 195- 238. 1988a
- PIMENTEL M.M., SILVA M.G. Sm-Nd age of the Fazenda Brasileiro gabbro, Bahia, Brazil: example of robust behavior of the Sm-Nd isotopic system under extreme hydrothermal alteration. *An. Acad. Bras Cienc* 75: 383-392. 2003
- PLANK T., WHITE W.M. Nb and Ta in arc and mid-ocean ridge basalts. *Geological Society of America. Regional Meetings, north central section*. 1995
- RINGWOOD A.E. *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*, McGraw-Hill, New York, 618 pp. 1975
- RIOS C.R., CONCEIÇÃO H., MACAMBIRA M.J.B., BURGOS C.M.G., PEIXOTO A.A., CRUZ FILHO B.E., OLIVEIRA L.L., LISBOA M. Granitogênese da parte meridional-oriental do Núcleo Serrinha: idade, petrografia e geoquímica. In: H. Conceição, M.J.M. Cruz, J.H.S. Sá, P. Sabaté (Eds.) *Contribuição ao estudo dos granitos e rochas correlatas*. Publicação especial da Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Bahia-Sergipe, 5: 91-113. 1998
- RIOS D.C., DAVIS D.W., CONCEIÇÃO H., MACAMBIRA M.J.B., PEIXOTO A.A., CRUZ FILHO B.E., OLIVEIRA L.L. Ages of granites of the Serrinha Nucleus, Bahia (Brazil): an overview. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 74-77. 2000
- RIOS D.C., CONCEIÇÃO H., DAVIS D.W., MARINHO M.M., ROSA M.L.S. Os cristais de zircão mais velhos da América do Sul. *Anais XLI Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia, João Pessoa*, p. 526. 2002
- RIOS D.C., CONCEIÇÃO H., DAVIS D.W., ROSA M.L.S., MARINHO M.M. Expansão do magmatismo granítico pós-orogênico no núcleo Serrinha (NE Bahia), cráton do São Francisco: idade U-Pb do maciço granítico Pedra Vermelha. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(3):423-426. 2005
- ROCHA NETO M.B., PEDREIRA A.J. *Geologia e recursos minerais do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia*. Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, Salvador, 4, p. 12. 1994

- ROLLINSON H.R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation: Longman Scientific & Technical Ltd., Harlow, 352 p. 1993
- RUDNICK R.L., MCDONOUGH W.F., O'CONNEL R.J. Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere. *Chemical Geology*, 145: 395-412. 1998
- SABINE P.A., HARRISON R.K., LAWSON R.I. Classification of volcanic rocks of the British Isles on the total alkali oxide-silica diagram and the significance of alteration. *British Geological Survey Report* (17), 9p. 1985
- SAUNDERS A.D., TARNEY J., WEAVER S.D. Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth Planet. Sci. Letters* 46: 344-360. 1980.
- SCHARER U., GIRARDEAU J., CORNEN G., BOILLOT G. 138-121 Ma asthenospheric magmatism prior to continental break-up in the North Atlantic and geodynamics implications. *Nature* (181): 555-572. 2000
- SHAW D.M. Trace element fractionation during anatexis, *Geochim. Cosmochim. Acta*, (34): 237-243. 1970
- SILVA M.G. A seqüência vulcanossedimentar do médio Rio Itapicuru, Bahia: Caracterização petrográfica, considerações petrogenéticas preliminares e zoneografia metamórfica. Universidade Federal da Bahia. Tese de Mestrado. 1983
- SILVA L.C., MCNAUGHTON N.J., MELO R.C., FLETCHER I.R. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprinting of the eastern Jequié craton, NE Brazil. In: *International symposium on granites and associated mineralizations*, 2., 1997.
- SILVA M.G. Geochemie, Petrologie und tektonische Entwicklung eines proterozoischen Grunsteingurtels: Rio Itapicuru, Bahia, Brasilien. Universität Freiburg, Deutschland. Tese de Doutorado, 180 p. 1987
- SILVA M.G. Modelamento geoquímico das rochas basálticas do “Greenstone Belt” do Rio Itapicuru (BA). 36 Congr. Bras. Geologia – Natal. Bol. Resumos. 1990
- SILVA M.G. Evidencia de uma tectônica de colisão-subducção no proterozóico inferior no nordeste do Estado da Bahia. *Simpósio Geologia do Nordeste*, p.216-219. 1991

- SILVA M.G. O Greenstone Belt do Rio Itapicuru: uma bacia do tipo back-arc fóssil. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2):157-166. Salvador. Proceedings. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 282-283. 1992
- SILVA M.G., COELHO C.E.S., TEIXEIRA J.B.G., ALVES DA SILVA F.C., SILVA R.A., SOUZA J.A.B. The Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil: geologic evolution and review of gold mineralization. *Mineralium Deposita* 36: 345-357. 2001
- SMITH S.E., HUMPHRIS S.E. Geochemistry of basaltic rocks from the tag hydrothermal mound (26°08'N), mid-atlantic ridge. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. (158): 213-229. 1998
- SRIVASTAVA R.K., SINGH R.K., VERMA S.P. Neoproterozoic mafic volcanic rocks from the southern Bastar greenstone belt, Central India: petrological and tectonical significance. *Precambrian Research* (131): 305-322. 2003
- STERN C.R. Geochemistry of Chilean ophiolites: evidence of the compositional evolution of the mantle source of back arc basin basalts. *Journal of Geophysical Research*. (85):955-966. 1980.
- STOLZ A.J., JOCHUM K.P., SPETTEL A.W. Fluid – and melt-related enrichment in the subarc mantle: evidence from Nb/Ta variations in island-arc basalts. *Geology* (24): 587-590. 1996
- SUN S.S., MCDONOUGH W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders & M.J. Norry (eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, 42: 313-345. 1989.
- TARNEY J., DAZIEL J.W.D., DEWIT M.J. Marginal basin “Rocas Verdes” complex from S. Chile: a model for proterozoic greenstone belt formation. In: BF Windley, ed. *The Early History of the Earth*. London, Wiley Interscience. p.131-146. 1976
- TEIXEIRA W., FIGUEIREDO M.C.H. An outline of early proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton, Brazil: a review. *Precambrian Research*. (53)1-22. 1991.
- TREUIL M., VARET J. Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques: exemple de l'Afar. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7), 5-6:506-540. 1973
- VASCONCELOS P., BECKER T. A idade da mineralização aurífera no depósito da Fazenda Brasileiro, Bahia, Brasil. *Workshop em Metalogênese: Pesquisas atuais e novas tendências*. Unicamp, Boletim de Resumos, p. 29. 1992.

- WEAVER S.D., SAUNDERS A.D., PANKHURST R.J., TARNEY J. A geochemical study of magmatismo associated with the initial stages of back arc spreading. *Contrib. Mineral. Petrol.*, (68):151-169. 1979
- WEAVER B.L., TARNEY J. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature* 310: 575-577. 1984
- WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. Geochemical discrimination of different magma series and differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, v. 20, p. 325-343. 1977.
- WINDLEY B.F. Review on Precambrian Ophiolites and Related Rocks. Ed. .Kusky TM). *Precambrian Research*,138:181-182. 2005
- WOOD D.A., TARNEY J., VARET J., SAUDERS A.D., BOUGAULT H., JORON J.L., TREUIL M., CANN J.R. Geochemistry of basalts drilled in the north Atlantic by IPOD Leg49: implications for mantle heterogeneity. *Earth Planet. Sci. Lett.* (42): 77-97. (1979b)
- XU Y.G., MA J.L., FREY F.A., FEIGENSON M.D., LIU J.F. Role of lithosphere-asthenosphere interaction in the genesis of quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western north China Craton. *Chemical Geology* (224): 247-271. 2005.
- YODER H.S. *Generation of Basaltic Magma*, National Academy of Science, Washington, D.C., 265 pp. 1976.