

CAPITULO V – LITOGEOQUÍMICA E PETROGÊNESE DO ENXAME DE DIQUES DA ÁREA ALVO

O Enxame de Diques da Serra do Mar (EDSM) é composto por diversos sub-enxames e, assim como o magmatismo da Província Paraná-Etendeka, compreende diversas suítes geoquímicas de alto e baixo TiO₂ (Valente, 1997; Guedes, 2001; Tetzner, 2002; Corval, 2005). A distribuição geográfica destas suíte nas regiões onde ocorre o EDSM ainda não é clara, os tipos de alto e baixo TiO₂ ocorrem distribuídos tanto na Regiões Serrana e do Vale do Rio Paraíba do Sul, quando nas regiões litorâneas.

Estudo anteriores efetuados por Guedes (2001) para o sub-enxame que ocorre na região do embasamento das bacias de Resende e Volta Redonda, revelou para o magmatismo toleítico, a existência de três suítes de alto titânio distintas baseadas nas razões (La/Yb)*n* que variam entre 7 e 32. Ainda segundo a autora, estas três suítes apresentam afinidade com os magmas de alto titânio da porção norte da Província Magmática do Paraná e podem ser correlacionadas ao magma do tipo Urubici. Corval (2005) também identificou a ocorrência de mais de uma suíte de alto titânio nos diques da região metropolitana da cidade do Rio de Janeiro e na região Serrana a partir de ensaios de modelamento de dados geoquímicos para fusão parcial.

No ensaio geoquímico apresentado nesta capítulo, o resultado das dezesseis análises litogeoquímicas de basaltos toleíticos publicados por Guedes (2001) foram combinados com vinte e seis novas análises (Anexo 2). Estes novos dados, foram obtidos a partir de análises realizadas no Laboratório Actslab (*Activation Laboratories*) utilizando-se os métodos ICP-AES e ICP-MS.

Os dados litogeoquímicos foram tratados nos *softwares New Pet*, com o objetivo de caracterizar os litotipos e as séries magmáticas; e *Excel*, onde foram elaborados diagramas bivariantes para elementos maiores (apresentados em % peso), menores e traços (ambos apresentados em ppm) e diagramas multielementares normalizados (*spidergrams*).

Os resultados obtidos foram tratados de maneira estatística utilizando o método da regressão (Anexo 4).

Neste capítulo será apresentada a caracterização litogeoquímica dos diques toleíticos da área alvo bem como a comparação deste magmatismo com os dados da Província Magmática do Paraná, com outras áreas do EDSM e com os derrames basálticos das bacias marginais de Campos e Santos.

5.1. Critério de seleção das amostras para litogeoquímica

As amostras escolhidas para análise litogeoquímica foram selecionadas utilizando os seguintes critérios:

1. Localização geográfica da amostra, visando uma melhor distribuição areal de todo o enxame;
2. Tipo de afloramento, onde foram incluídas amostras tanto dos diques mais espessos quanto dos menos espessos;
3. Orientação do corpo, onde se procurou selecionar amostras dos três grupos com diferentes direções (NW, NS e NE);
4. Descrição petrográfica, fundamental para a exclusão de amostras com alteração, xenocristais, e fenocristais;
5. Ausência de xenólitos.

A preparação das amostras foi realizada no Laboratório de Processamento de Amostras (LGPA) da UERJ. As análises litogeoquímicas das quarenta e duas amostras foram avaliadas comparativamente com o objetivo de padronizar os resultados, já que os resultados de parte das amostras de Guedes (2001) foram obtidos em outro laboratório (Geosol). Além disso, mesmo com todo o cuidadoso processo de seleção das amostras enviadas para a litogeoquímica, algumas destas poderiam apresentar resultados insatisfatórios e inadequados para o tratamento dos dados. Sendo assim, os resultados obtidos com as análises litogeoquímicas foram selecionados levando-se em consideração:

1. Valores máximos e mínimos para a soma dos óxidos maiores, sendo considerados satisfatórios os valores de 101, como máximo, e de 99 como mínimo;
2. Valores de oxidação do ferro. Todo o FeO e Fe₂O₃ foram convertidos para Fe₂O₃ total

3. A norma CIPW, visando selecionar somente amostras da série toleíticas.

As quarenta e duas amostras corresponderam a este critério de seleção. O valor de perda ao fogo médio foi de 1,10 e o valor total médio foi de 99,98. Duas amostras (PR-EG-03 e PR-L-61c) apresentaram o valor total diferente do parão desejado (102,1 e 102,9, respectivamente), porém optou-se por incluir estas duas amostras no grupo a ser trabalhado sempre observando o comportamento das mesmas em conjunto com as outras amostras aprovadas nos critérios anteriormente descritos.

A norma CIPW foi calculada utilizando a razão $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,80$ proposta por Wilson (1989) para 100% em base anidra. O resultado, encontrado no Anexo 2, indicou que este grupo de amostras é formado por quartzo toleíticos com hiperstênio normativo. O valor médio de quartzo na norma é de 4,94 e o valor médio do hiperstênio é de 14,7 com concentrações entre 10,2 e 19,8%.

5.2. Discriminação de séries magmáticas e classificação dos litotipos

As quarenta e duas amostras de diques da área alvo apresentam teores de sílica variando entre 46,7 e 54,7%, com média de 50,6%. São rochas que variam entre os tipos básicos e intermediários (Figura 5.1a). Estes diques estão incluídos em uma série transicional com afinidade toleítica (Figura 5.1b) o que é corroborado pela norma CIPW que apresenta quartzo e hiperstênio normativo.

As rochas desta série toleítica são classificadas como basaltos subalcalinos com algumas variações de acordo com o diagramas TAS (Le Maitre, 1989; Figura 5.1a) e SiO_2 versus Zr/TiO_2 (Winchester e Floyd, 1977; Figura 5.1c) que utiliza além da sílica elementos incompatíveis imóveis.

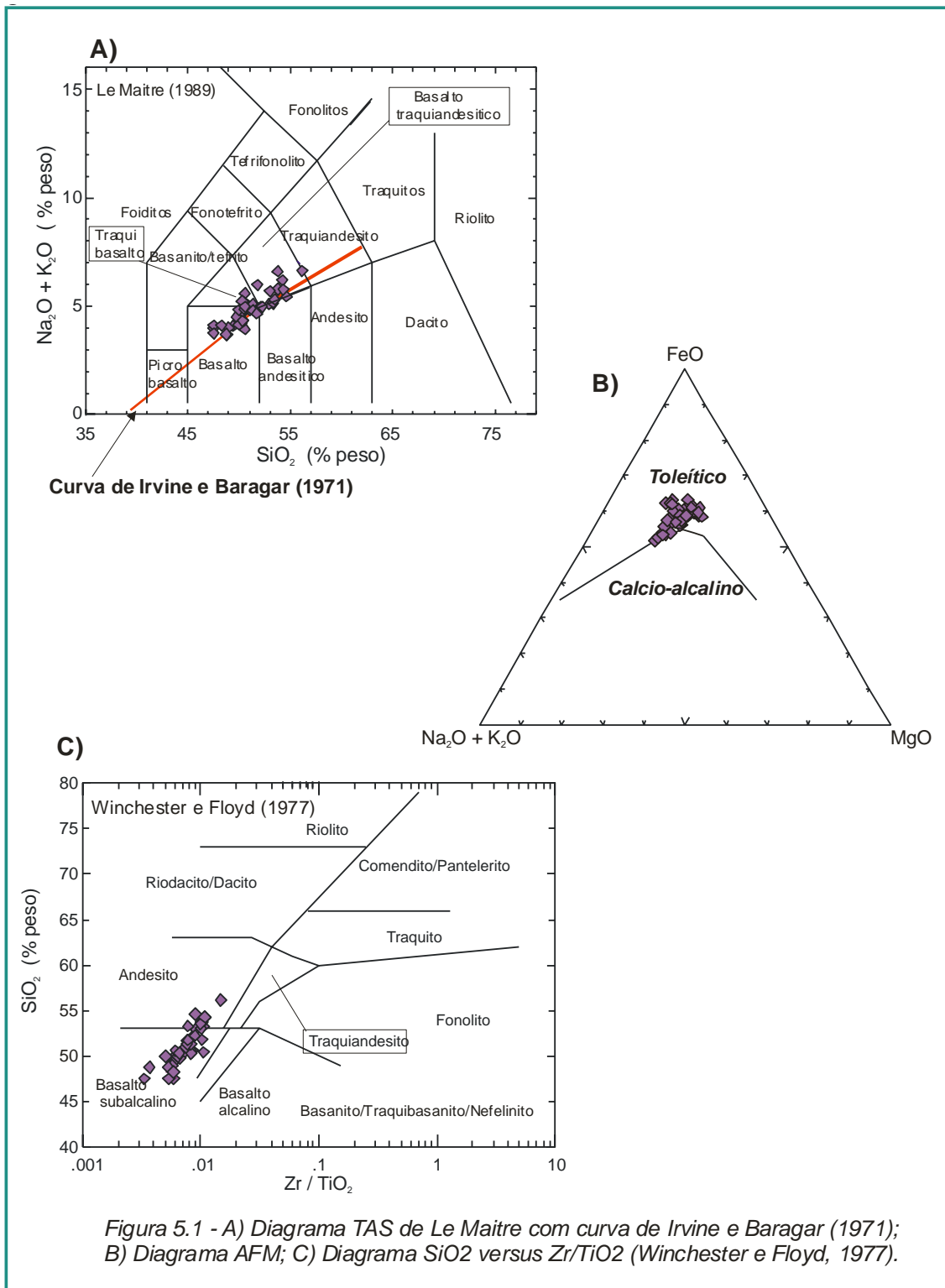


Figura 5.1 - A) Diagrama TAS de Le Maitre com curva de Irvine e Baragar (1971); B) Diagrama AFM; C) Diagrama SiO_2 versus Zr/TiO_2 (Winchester e Floyd, 1977).

Estes basaltos apresentam teores de MgO variando entre 3,11 e 5,40% (peso) com média de 4,1 %. O Fe₂O₃ varia entre 9,65 a 16,73% com média de 13,01% (peso).

Pesquisas em magmas de derrames de basaltos continentais resultaram na sub-divisão em tipos de alto TiO₂ e baixo TiO₂. Conforme a proposta da literatura (Bellieni *et al.*, 1994; Hergt *et al.*, 1991), os basaltos que compõem o tipo de baixo TiO₂ apresentam teores de TiO₂ menores do que 2% (peso), a razão Ti/Y com valores menores do que 310 e a razão Ti/Zr com valores menores que 60 (tabela 5.1).

Nos diques toleíticos da área alvo, o TiO₂ varia entre 2,7 e 4,9% (média 3,70%). Os valores de TiO₂ entre 2-3% representam 2,38 % das amostras, o TiO₂ entre 3-4% representa 69% das amostras e teores maiores que 4% representam 28,5% das amostras. A razão Ti/Zr varia entre 410 e 1324, com valores médios de 605 e a razão Ti/Y varia entre 42,9 e 176,6 com valores médios de 82,6 (tabela 5.1). Portanto, com base nestes critérios, os diques toleíticos da área alvo podem ser classificados como basaltos com alto teor de TiO₂ (Figura 5.2).

Índice	Baixo TiO ₂	Alto TiO ₂	Área alvo (média)
TiO ₂	< 2% (peso)	> 2% (peso)	3,70 % (peso)
Ti/Y	< 310	> 310	605
Ti/Zr	< 60	> 60	82,6

Tabela 5.1. Limites entre os tipos de Alto e Baixo TiO₂ e valores médios para os diques toleíticos da área alvo.

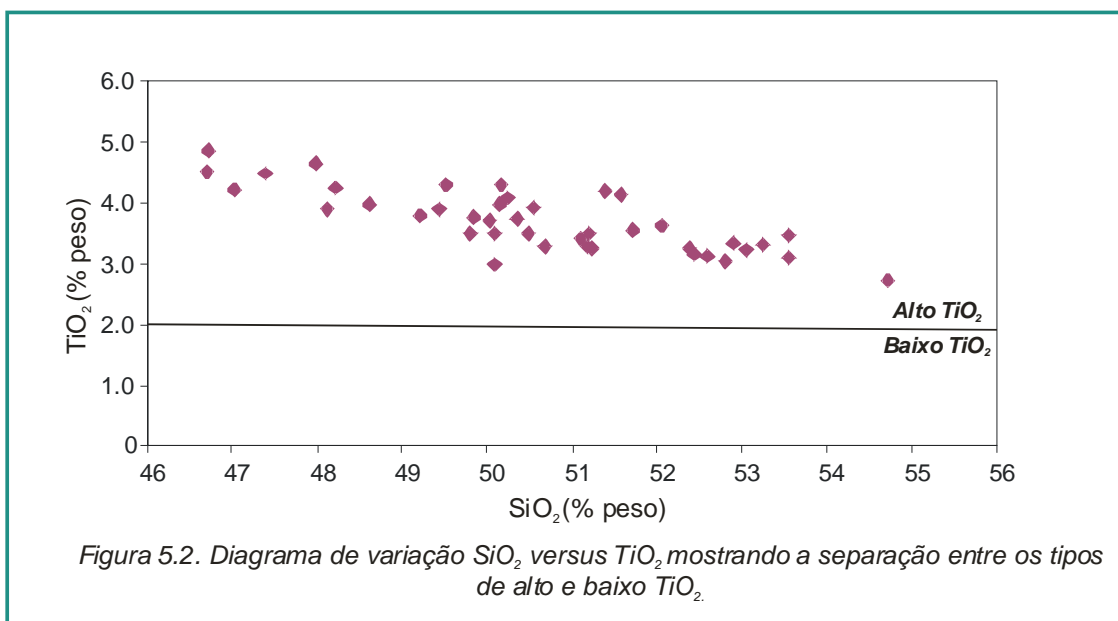


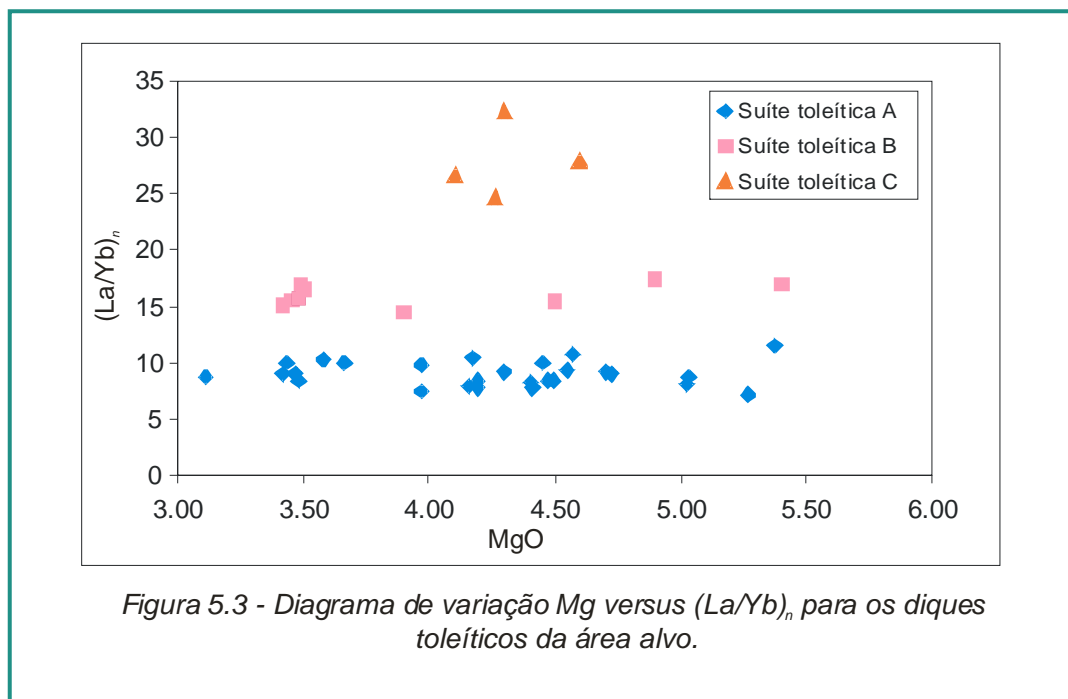
Figura 5.2. Diagrama de variação SiO₂ versus TiO₂ mostrando a separação entre os tipos de alto e baixo TiO₂.

5.3. Discriminação das Suítes toleíticas: Quantas suítes de alto TiO₂ existem na área alvo?

Com base nos resultados já obtidos para outras áreas do EDSM, que apontam para a ocorrência de mais de uma suíte de alto TiO₂ (Guedes, 2001; Corval, 2005), os resultados das análises litogeoquímicas da área alvo foram testados com o objetivo de identificar se este mesmo padrão de mais de uma suíte se repetiria na área alvo da pesquisa, ou se a ocorrência seria restrita à parte do sub-enxame localizada na região do embasamento das bacias de Resende e Volta Redonda, descrito por Guedes (2001). Para isso, foram calculadas diversas razões entre Elementos Terras Raras normalizadas pelo condrito (Nakamura, 1974).

Os resultados apontam para a ocorrência de pelo menos três suítes de alto TiO₂ distintas na área alvo que foram subdividas com base principalmente nas razões (La/Yb)_n (Figura 5.3). A primeira suíte, denominada de Suíte A, engloba amostras com razões (La/Yb)_n entre 7,2 e 11 e é formada por vinte e sete amostras; a segunda, denominada de Suíte B, engloba amostras com razões entre 11,6 e 17,7 sendo formada por dez amostras; e a terceira suíte, denominada de Suíte C, engloba amostras com razões entre 24,8 e 32,6 sendo formada apenas por 4 amostras. Os três grupos também podem ser

visualizados em digramas de variação com elementos traços normalizados e em outras razões de elementos terras raras como por exemplo, as razões $(La/Lu)_n$, $(Yb/Ce)_n$, $(Eu/Gd)_n$ (Figura 5.4).



A ocorrência destas três suítes pode ser confirmada se observamos amostras com o mesmo grau de evolução (tabela 5.2). Por exemplo, uma amostra com razões $(La/Yb)_n = 28,10$ e $MgO = 4,60$ % (peso), e uma amostra com $(La/Yb)_n = 10,84$ e $MgO = 4,57$ % (peso), não podem fazer parte de uma mesma suíte. Assim como uma amostra com razão $(La/Yb)_n = 15,30$ e $MgO = 4,50$ (% peso) e uma amostra com $(La/Yb)_n = 28,10$ e $MgO = 4,60$ (% peso) também não podem fazer parte da mesma suíte.

Suíte	MgO (% peso)	$(La/Yb)_n$
A	4,57	10,84
B	4,50	15,30
C	4,60	28,10

Tabela 5.2. Comparação entre o MgO e a razão $(La/Yb)_n$ para as três suítes da área alvo.

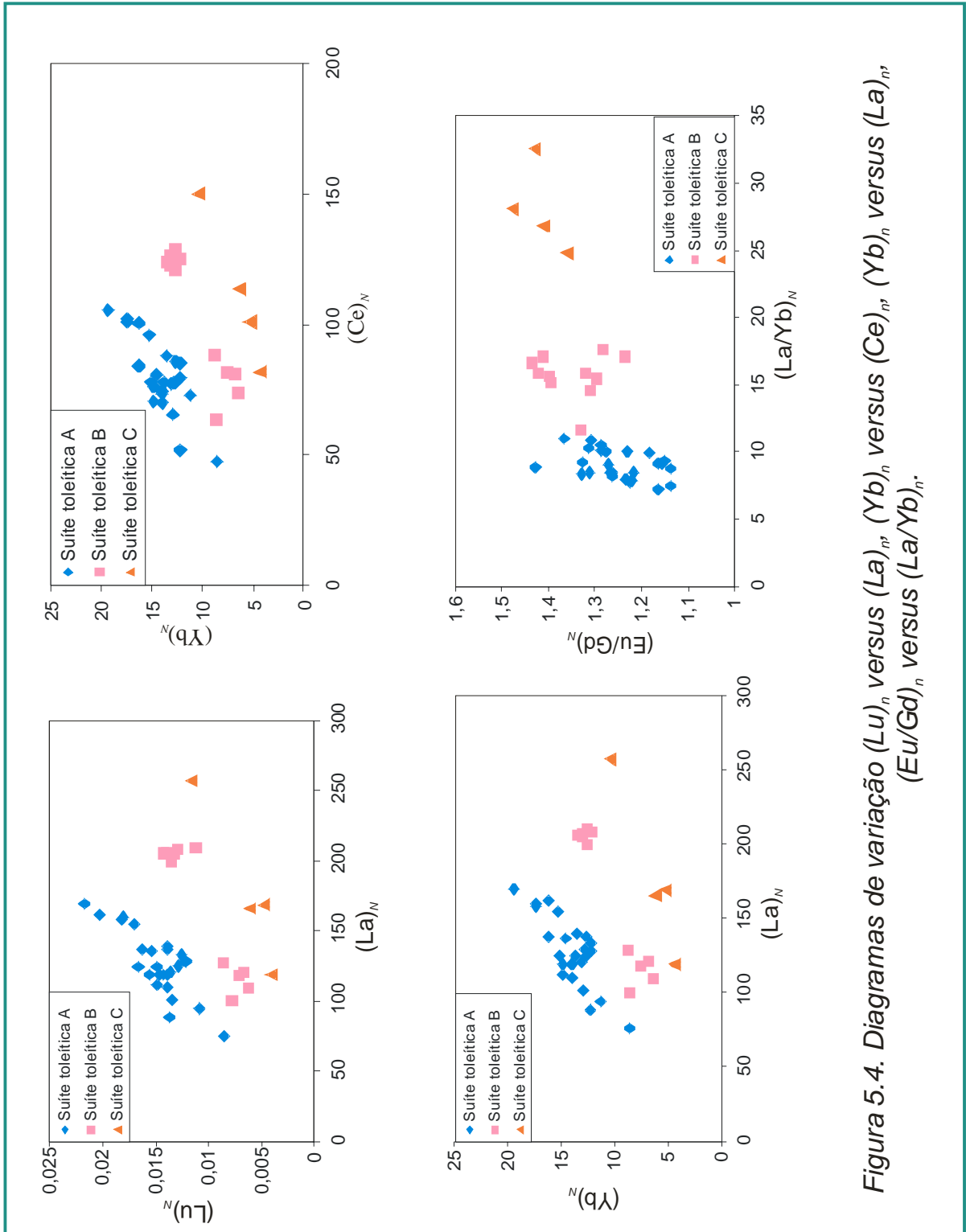
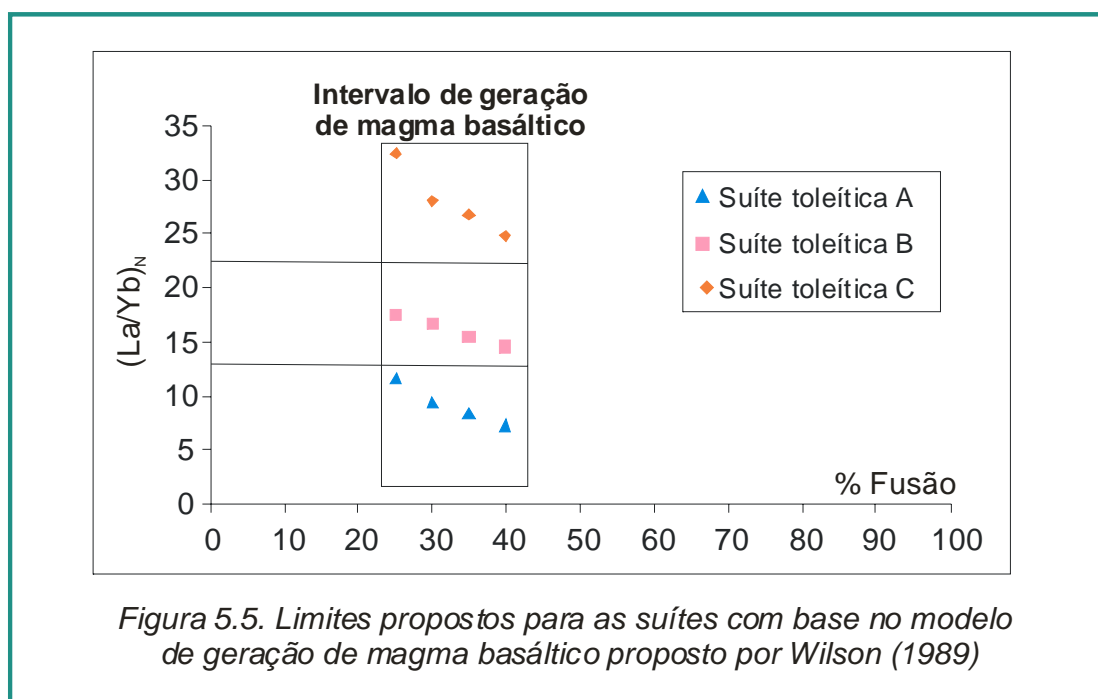


Figura 5.4. Diagramas de variação $(Lu)_N$ versus $(La)_N$, $(Yb)_N$ versus $(Ce)_N$, $(Eu/Gd)_N$ versus $(La/Yb)_N$, e $(Yb)_N$ versus $(La)_N$.

Os limites de cada suíte foram determinados utilizando o modelo de geração de magma basáltico proposto por Wilson (1989). Segundo este, os magmas basálticos toleíticos são gerados com a fusão entre 25% e 45% do manto peridotítico. Desta forma, uma amostra com alta razão $(La/Yb)_n$, não poderia pertencer à mesma “família” de uma outra com baixa razão $(La/Yb)_n$ (Figura 5.5). Sendo assim, tomando-se como base a mais alta razão $(La/Yb)_n$, e designando-a esta como amostra inicial, os limites aproximados propostos para estas suítes são: Suíte A, com as mais baixas razões engloba amostras com $(La/Yb)_n$ entre 5,5 e 11; a Suíte B, com razões $(La/Yb)_n$ entre 11,5 e 22; e a Suíte C com mais altas razões $(La/Yb)_n$ engloba amostras entre 23 e 35.



Comparações entre as descrições petrográficas e as amostras das diferentes suítes, indicaram que tanto a assembléia mineralógica quanto as texturas são iguais para as três diferentes suítes. As três suítes são todas formadas por basaltos, com variações granulométricas para micro-gabro, tipos porfíricos e afíricos.

5.4. Caracterização dos processos evolutivos.

As séries magmáticas podem evoluir por quatro diferentes processos: 1) assimilação simples, onde ocorre a fusão ou assimilação da rocha encaixante gerando como produto um magma diferente do original; 2) mistura magmática, onde dois magmas diferentes misturam-se gerando um terceiro de composição híbrida distinta da composição dos magmas originais; 3) cristalização fracionada, onde durante o processo de resfriamento, convivem junto cristais e líquido podendo este processo ocorrer com ou sem mudança da assembléia fracionante; 4) AFC (*assimilation and fractional cristalization*) que combina processos de cristalização fracionada e assimilação.

A cristalização fracionada é um dos processos mais comuns na evolução de rochas ígneas e frequentemente causa *trends* em diagramas de variação. O fracionamento em geral é concordante com a presença de fenocristais (Rollinson, 1993). Trabalhos pioneiros realizados por Bowen (1928, *in* Rollinson, 1993) em rochas vulcânicas demonstram que magmas que evoluem por processos de cristalização fracionada irão apresentar uma linha descendente nos diagramas de variação. Adicionando experimentos mais recentes, podemos também incluir os processos de mistura parcial como responsáveis pela produção de *trends* similares. A interpretação de diagramas de variação representa uma importante ferramenta na identificação do processo pelo qual uma suíte evoluiu.

O método estatístico da regressão pode ser uma das ferramentas utilizadas na identificação destes processos evolutivos nos diagramas de variação. Os coeficientes de correlação de Pearson, que podem ser definidos como a medida de ajuste entre duas variáveis medidas individualmente, apresentam níveis de significância variáveis de acordo com a população de amostras estudadas.

Processos de mistura magmática e assimilação simples são expressos nos diagramas de variação por funções lineares bem como pela presença de lacunas entre as amostras da população trabalhada. Os processos de cristalização fracionada sem mudança da assembléia fracionante são correlacionáveis a funções lineares. Já para os processo de cristalização

fracionada com mudança da assembleia fracionante e AFC são correlacionados a funções curvilineares.

Para se determinar o possível processo evolutivo de cada uma das suítes, separadas com base nas razões $(La/Yb)_n$, foram elaborados diagramas de variação para elementos maiores e elementos traços incompatíveis móveis (Ba, Rb e Sr) e para incompatíveis imóveis (Zr, Y e Nb), utilizando-se o MgO como abscissa.

Nestes diagramas foram inseridas curvas lineares e polinomiais de 2º ordem e suas respectivas equações, o coeficiente de correlação linear de Pearson (R^2), e os níveis de significância (GS) associados, utilizando-se o método estatístico da regressão que é descrito no Anexo 4. Neste trabalhos serão considerados satisfatórios aqueles níveis de significância maiores do que 95%.

5.4.1. Caracterização dos processos evolutivos da Suíte A

A Suíte A apresenta razões $(La/Yb)_n$ variando entre 7,20 e 11, sendo formada por vinte e sete amostras. Os teores de SiO_2 para esta suíte variam entre 46,7 e 52,2 e os de MgO variam entre 3,11 e 5,27.

A área de ocorrência desta suíte está localizada desde a região situada a sul da Bacia de Volta Redonda, passando por Barra do Piraí e atingindo a região litorânea. Esta suíte ocorre de forma dispersa e bem distribuída em toda a área (Anexo 1 – Mapa do Magmatismo toleítico). A orientação dos diques que compõem esta suíte varia entre NS, NNE e NE (Anexo 2, Tabelas – Dados de campo).

Os diagramas de variação, elaborados utilizando o MgO como abscissa, mostram níveis de significância entre 80 e 99,9% tanto para relações lineares quanto para as polinomiais para a maioria dos elementos maiores e menores (tabela 5.3). O Fe_2O_3 apresentou níveis de significância inferiores a 80% para ambas as curvas indicando dispersão. O Al_2O_3 e P_2O_5 apresentaram dispersão nas correlações lineares com níveis de significância de 80%, porém para as relações curvilineares, os níveis de significância são respectivamente 95% e 90%.

	R ² (linear)	GS linear	R ² (polinomial)	GS Polinomial	n
SiO ₂	0,58	> 99%	0,58	> 99.9%	27
Fe ₂ O ₃	0,01	< 80%	0,06	80%	27
Al ₂ O ₃	0,08	80%	0,16	95%	27
CaO	0,76	99.9%	0,76	99.9%	27
Na ₂ O	0,48	99.9%	0,60	> 99.9%	27
K ₂ O	0,71	99.9%	0,73	99.9%	27
TiO ₂	0,36	99.9%	0,37	99.9%	27
P ₂ O ₅	0,04	80%	0,10	90%	27
Rb	0,47	99.9%	0,48	99.9%	27
Sr	0,18	95%	0,28	99%	27
Y	0,52	99.9%	0,52	99.9%	27
Zr	0,41	99.9%	0,43	99.9%	27
Nb	0,02	< 80%	0,02	< 80%	27
Ba	0,45	99.9%	0,47	99.9%	27
Ni	0,31	> 80%	0,36	> 90%	24
Cr	0,02	<80%	0,02	<80%	10

Tabela 5.3. Valores de R² e o nível de significância (GS) das equações lineares e polinomiais para a população de amostras da Suíte A. O n representa o número de amostras.

Nos elementos menores, a exceção fica por conta do Nb e Cr que apresentaram níveis de significância inferiores a 80% tanto para as relações lineares quanto polinomiais. O Ni apresenta níveis de significância maior do que 90% para as relações curvilineares.

Em geral magmas primários em equilíbrio com uma mineralogia típica de rochas do manto superior irão apresentar os teores de Ni > 400-500 ppm e de Cr >1000 ppm (Wilson, 1989). Os valores de Cr e Ni para a Suíte A estão entre 24 e 70 e entre 38 e 147, respectivamente, indicando que estas amostras tem uma natureza bem mais evoluída do que os magmas primários.

Os diagramas de variação (Figuras 5.6 e 5.7) mostram uma correlação negativa de SiO₂, Na₂O, K₂O, além de Rb, Y, Zr, Nb e Ba com o MgO e uma

correlação positiva de CaO, TiO₂ e Sr com o MgO. O Al₂O₃, P₂O₅, Fe₂O₃ apresentam dispersão com a progressiva diferenciação e ausência de um *trend* de fracionamento definido que permita identificar mudanças na assembléia fracionante.

A remoção de TiO₂ pode ser um indicativo de processos de cristalização fracionada de fase opaca. Já a remoção de CaO pode indicar a cristalização de piroxênio e plagioclásio que foram observados na petrografia tanto como fenocristais como constituintes da matriz.

As relações curvilíneas apresentam grau de significância melhores para alguns elementos (a maioria acima de 99,9%) se comparadas às lineares (Figuras 5.6 e 5.7 e tabela 5.3). Com base nestas observações e somando-se as observações petrográficas, podemos sugerir que os prováveis processos evolutivos para a Suíte A incluem a cristalização fracionada com mudança de assembléia fracionante ou AFC.

Razões entre elementos traços incompatíveis foram utilizadas para qualificar o processo evolutivo da suíte. Se a diferença entre as razões for maior que 50%, a suíte provavelmente evoluiu por processos de AFC. Se esta diferença entre as razões for menor que 50% a suíte provavelmente evoluiu por processos de cristalização fracionada pura e simples (Cox *et al*, 1979; Allégre e Minister, 1978).

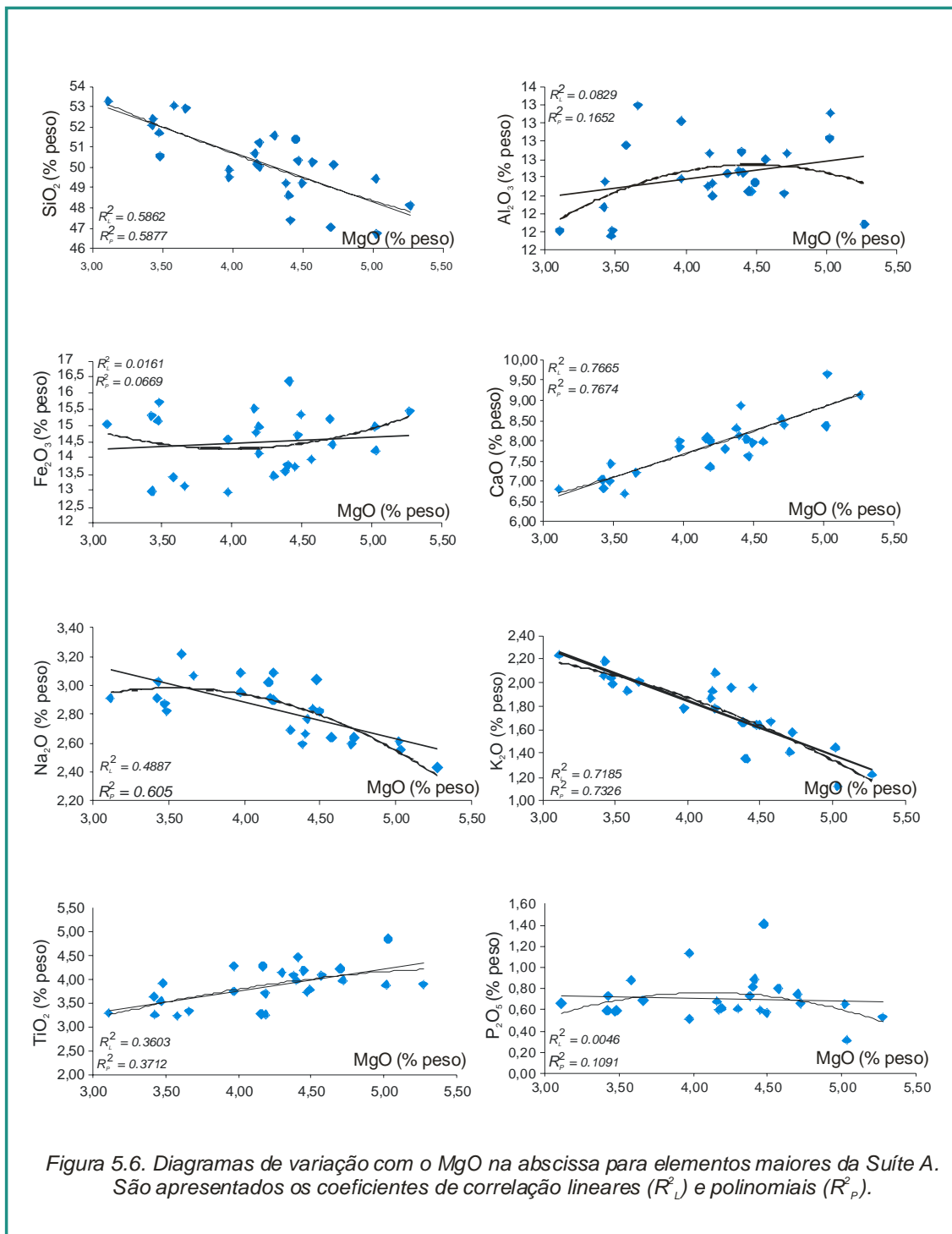


Figura 5.6. Diagramas de variação com o MgO na abscissa para elementos maiores da Suíte A. São apresentados os coeficientes de correlação lineares (R^2_L) e polinomiais (R^2_P).

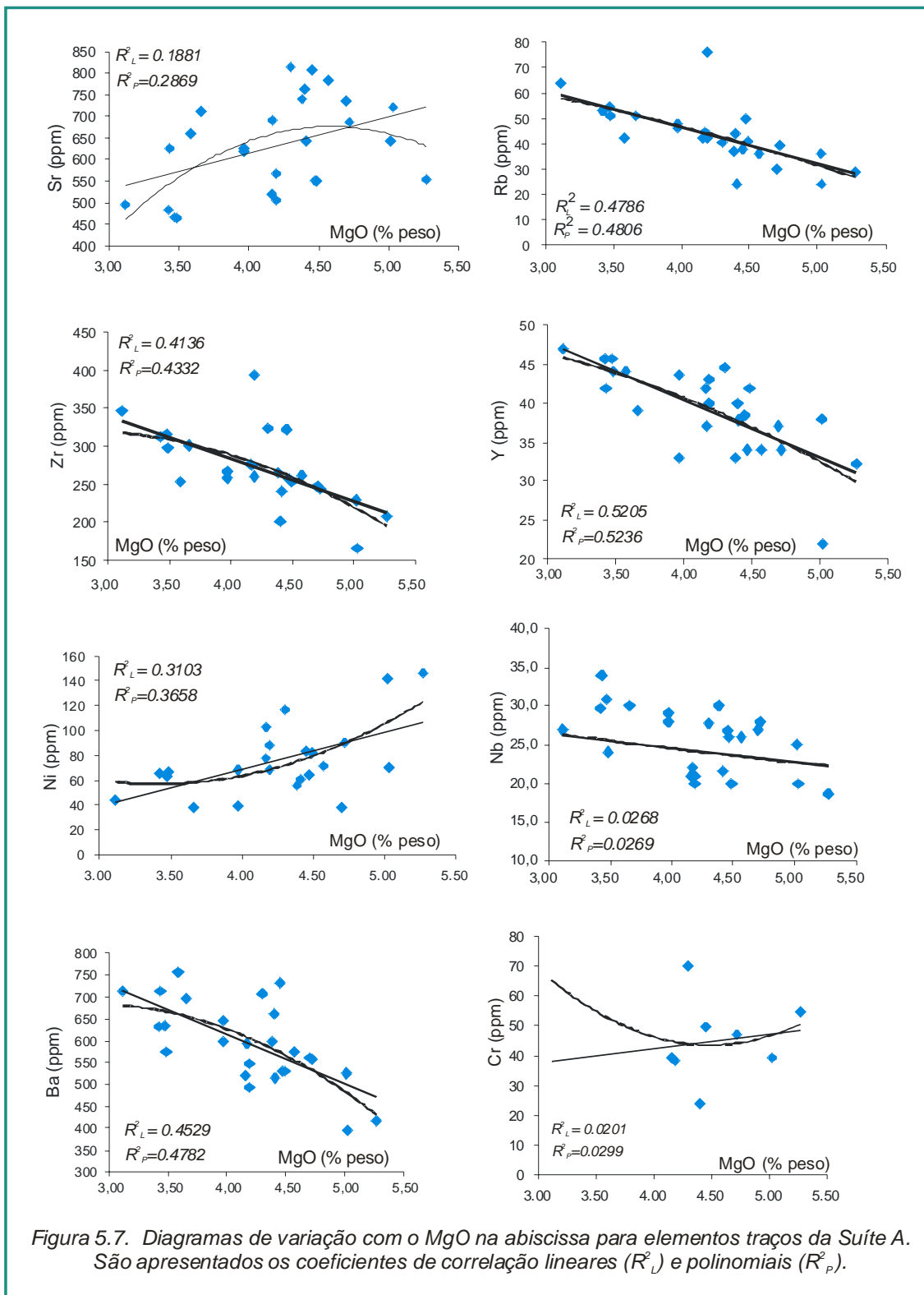


Figura 5.7. Diagramas de variação com o MgO na abscissa para elementos traços da Suíte A. São apresentados os coeficientes de correlação lineares (R_L^2) e polinomiais (R_P^2).

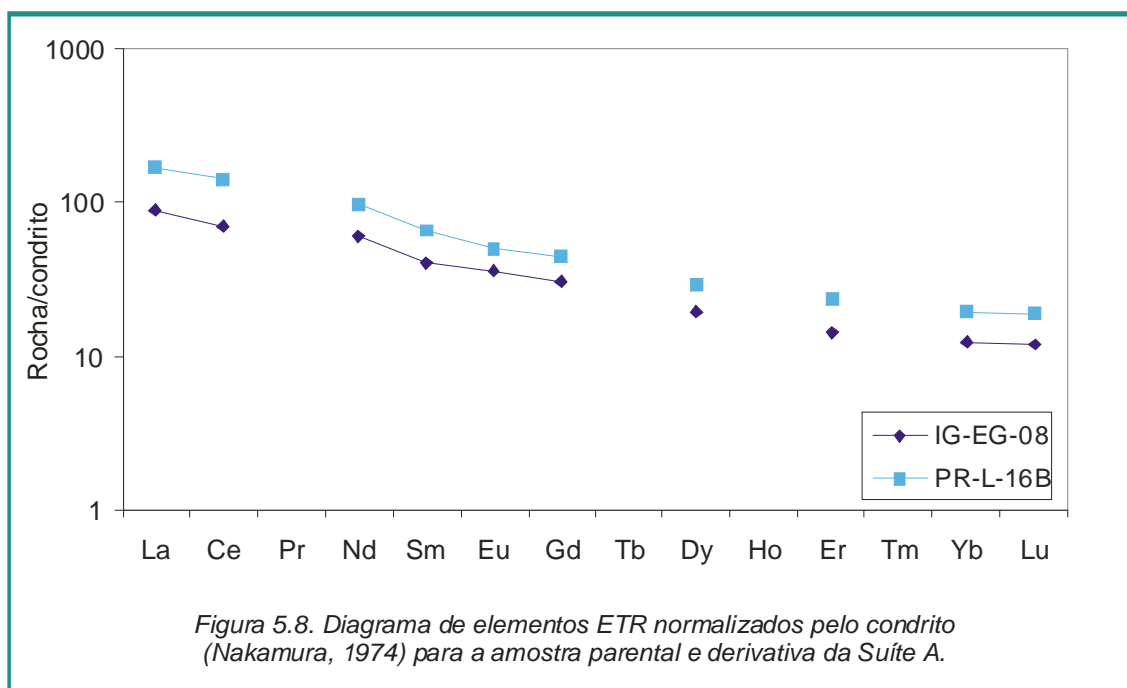
Foram utilizadas as razões La/Yb, La/Nb, Zr/Nb e Zr/Y (tabela 5.4). Os resultados observados para esta população de amostras indicam que a variação para estas razões é inferior a 50%. Com base nestes resultados, podemos sugerir que esta suíte provavelmente evoluiu por um processo de cristalização fracionada.

A avaliação se este processo envolveu ou não mudanças na assembléia fracionante é complicada dado a proximidade de correlação entre as relações lineares e curvilineares. A petrografia mostra que, à exceção da olivina, a assembléia mineralógica permanece a mesma.

Razão	Média do valor mínimo	Média do valor máximo	Variação
La/Yb	13	15,0	38%
La/Nb	1	2	37.5%
Zr/Nb	9,5	12,0	42%
Zr/Y	6,0	9,0	50%

Tabela 5.4 – Valores médios máximos e mínimos para as razões de elementos traços incompatíveis e terras raras para a suíte A.

Duas amostras, sendo uma a de composição menos evoluída, denominada neste trabalho de parental, e a outra com a composição mais evoluída (derivativa) foram selecionadas para os diagramas de elementos terras raras (ETR). A amostra IG-EG-08 foi a escolhida como a amostra parental da Suíte A, enquanto a amostra PR-L-16B foi escolhida como a derivativa. Os padrões de ETR normalizados pelo condrito (Nakamura, 1974) indicam que as rochas desta suíte são aproximadamente 100 vezes mais enriquecidas em elementos terras raras leves e 10 vezes mais enriquecidas em elementos terras raras pesados se comparados ao condrito (Figura 5.8).



5.4.2. Caracterização dos processos evolutivos para a Suíte B

A Suíte B apresenta razões $(La/Yb)_n$ entre 11,6 e 17,6, e é formada por onze amostras. A localização desta suíte ocorre no segmento central da área, na região geográfica compreendida entre a cidade de Nossa Senhora do Amparo e a porção sul da Bacia de Volta Redonda. Uma única amostra desta suíte ocorre na região litorânea. A direção dos diques que fazem parte da Suíte B varia entre NNW e NNE.

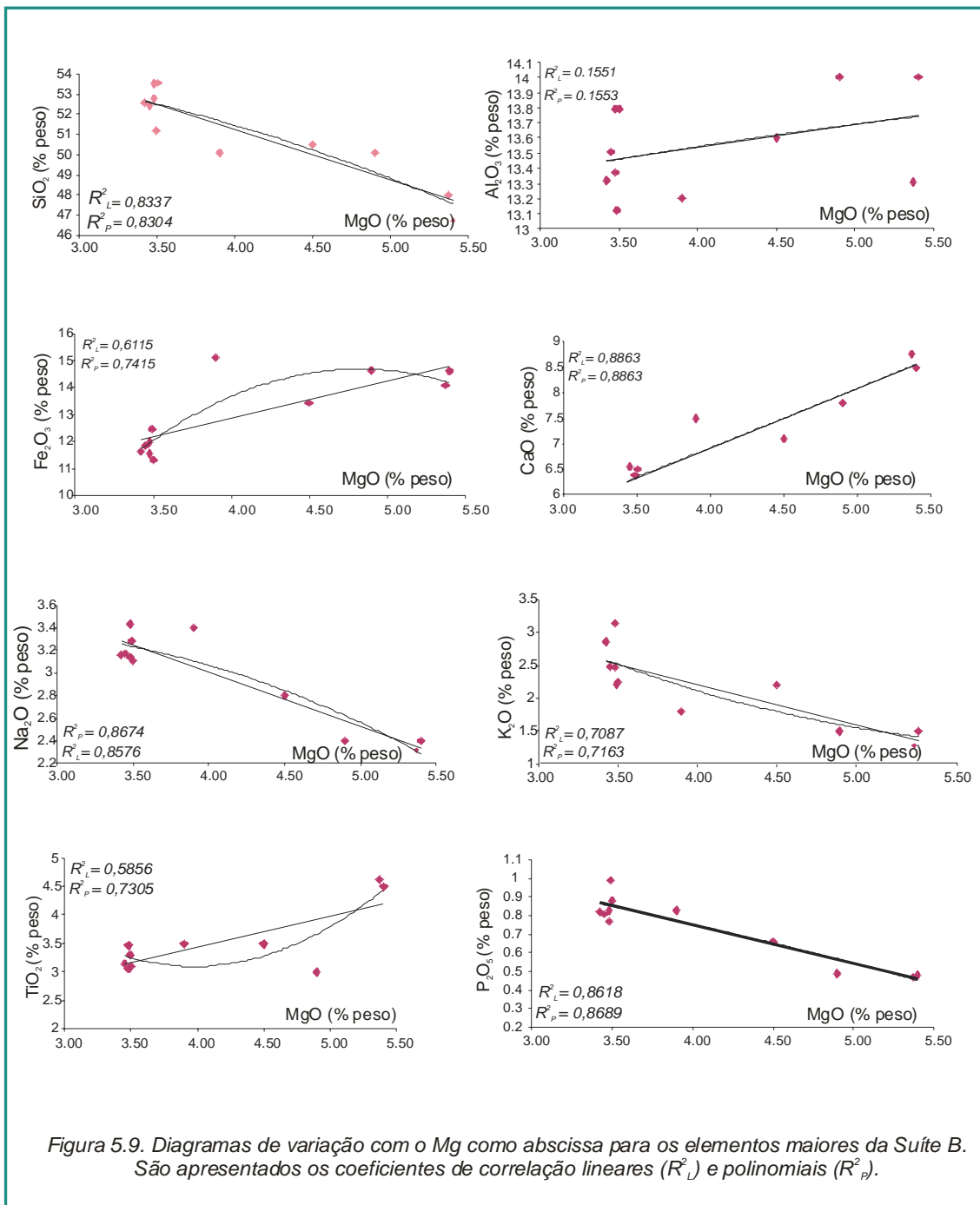
Diagramas de variação para elementos maiores e elementos traços foram representados com o MgO como abscissa (Figuras 5.9 e 5.10), a exemplo do que foi feito para a Suíte A. O método estatístico da regressão também foi utilizado e foram inseridas as relações lineares e curvilineares, e seus respectivos coeficientes de correlação.

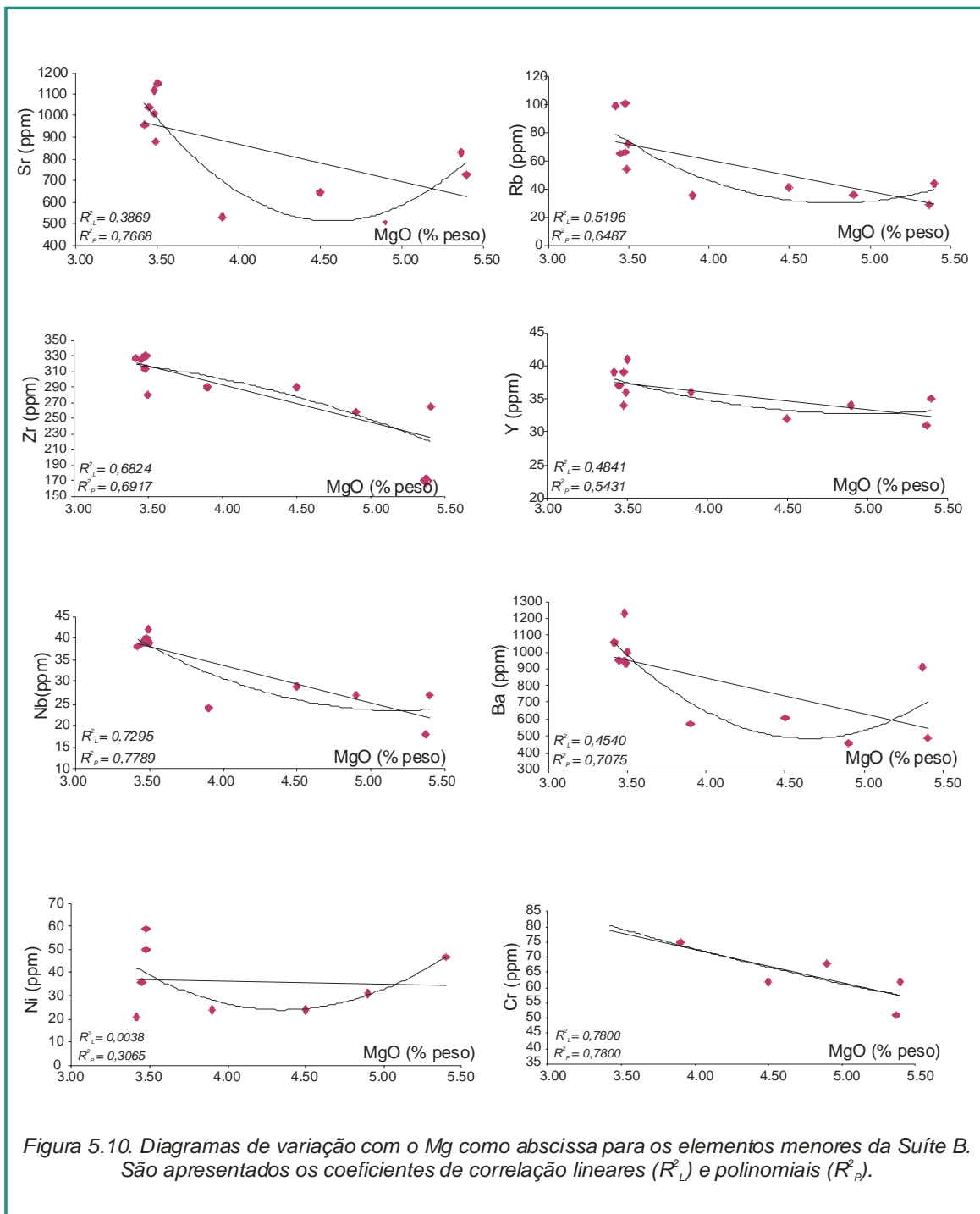
As significâncias observadas nos diagramas de variação para a Suíte B são superiores a 99,9% para ambas as curvas (lineares e polinomiais) com algumas exceções (Tabela 5.5). O Al_2O_3 , a exemplo do que aconteceu anteriormente com a Suíte A, apresentou grau de significância inferior a 80% assim como o Cr (<80%) e o Ni (<80%).

	R ² (linear)	GS linear	R ² (polinomial)	GS Polinomial	n
SiO ₂	0,83	99.9%	0,83	99.9%	11
Fe ₂ O ₃	0,61	99%	0,74	99.9%	11
Al ₂ O ₃	0,15	<80%	0,15	<80%	11
CaO	0,88	99.9%	0,88	99.9%	11
Na ₂ O	0,85	99.9%	0,86	> 99.9%	11
K ₂ O	0,70	99.9%	0,71	99.9%	11
TiO ₂	0,58	99.9%	0,73	99.9%	11
P ₂ O ₅	0,86	99.9%	0,86	99.9%	11
Rb	0,51	99.9%	0,64	99.9%	11
Sr	0,38	95%	0,76	99.9%	11
Y	0,48	90%	0,54	99%	11
Zr	0,68	99.9%	0,69	99,9%	11
Nb	0,72	99.9%	0,77	99.9%	11
Ba	0,45	95%	0,70	99.9%	11
Ni	0,003	< 80%	0,30	<80%	8
Cr	0,78	>80%	0,78	>80%	5

Tabela 5.5. Valores de R² e o nível de significância (GS) das equações lineares e polinomiais para a população de amostras da Suíte B. O n representa o número de amostras.

Os diagramas de variação (Figuras 5.9 e 5.10) mostram uma correlação negativa de SiO₂, P₂O₅, Na₂O, K₂O, Rb, Y, Sr, Zr e Ba com o MgO e positiva para Fe₂O₃, Al₂O₃, CaO, TiO₂ conforme há também aumento no teor de MgO das amostras. Isto pode nos indicar a cristalização de uma assembléia mineralógica inicial formada por piroxênio e possivelmente alguma apatita, seguida por uma segunda fase de cristalização de piroxênio, olivina, plagioclásio e fase opaca. Uma inflexão, em torno de 4,5% de MgO, foi observada principalmente nos diagramas com elementos traços, e pode corroborar esta hipótese. Além disso esta segunda fase de cristalização é concordante com a assembléia mineralógica determinada pelas análises petrográficas.





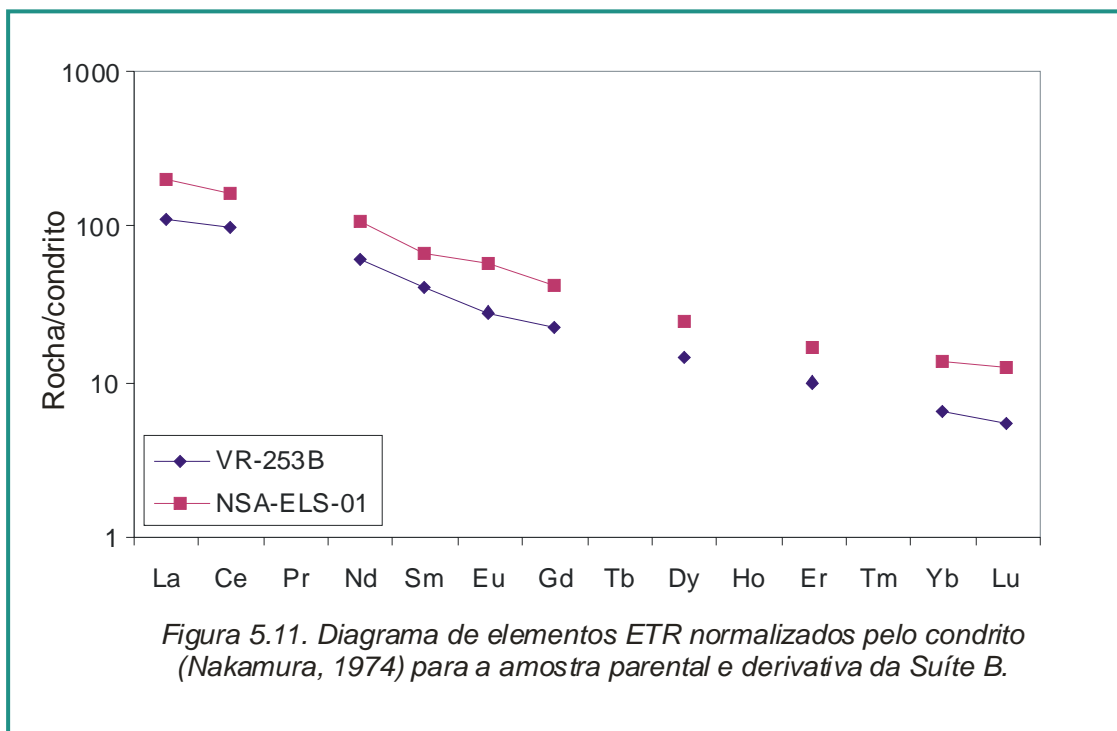
Os gráficos, apesar do número reduzido de amostras, não apresentam lacunas e tanto as relações lineares como as curvilineares apresentam a maioria das correlações com valores acima de 99,9%. Sendo assim, também para a Suíte B, os prováveis processos evolutivos incluem a cristalização fracionada sem mudança de assembléia fracionante ou AFC.

As razões La/Yb, La/Nb, Zr/Nb e Zr/Y (tabela 5.6), também foram utilizadas para se qualificar o provável processo evolutivo desta suíte. Os resultados observados mostram uma variação inferior a 50 %, indicando para a suíte B a cristalização fracionada como provável processo evolutivo.

Razão	Média do valor mínimo	Média do valor máximo	Varição
La/Yb	23	25,0	36%
La/Nb	1,33	1,7	42%
Zr/Nb	8,2	12	49%
Zr/Y	7,5	9,2	40,8%

Tabela 5.6. Valores máximos e mínimos para as razões de elementos traços incompatíveis e terras raras para a Suíte B.

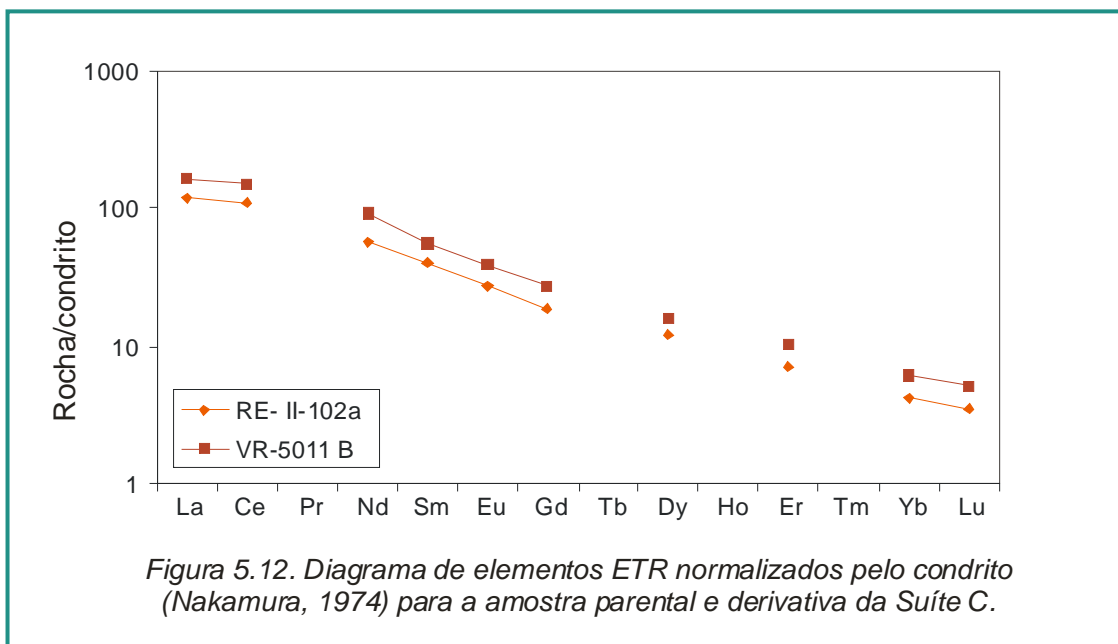
A amostra VR-253B foi escolhida parental desta suíte e a amostra NSA-ELS-01 foi escolhida como representante do magma mais evoluído. Como observado para a Suíte A, no diagrama de ETR (Figura 5.11) normalizado pelo condrito (Nakamura, 1974), o padrão observado nas amostras é paralelo e ambas são aproximadamente 100 vezes mais enriquecidas em elementos terras raras leves e 10 vezes mais enriquecidas em elementos terras raras pesados se comparados ao condrito. Há uma pequena mudança no fracionamento de ETR pesado para amostra derivativa se comparado ao padrão apresentado pela amostra parental, principalmente no que diz respeito ao Yb/Lu.



5.4.3. Caracterização dos processos evolutivos da Suíte C

A suíte C é a que apresenta as mais altas razões $(La/Yb)_n$, com uma variação entre 24,7 e 32,5. Esta suíte é composta somente por 4 amostras e está localizada na mesma área da Zona de Transferência de Volta Redonda, ocorrendo desde a região a norte da Bacia de Resende até a região sul da Bacia de Volta Redonda (Anexo 1- Mapa do Magmatismo toleítico). Os diques que fazem parte desta suíte apresentam direção NNW e NS.

Como a Suíte C só aparece representada por 4 amostras, dentro do espectro das quarenta e duas utilizadas, não foi possível por meio dos diagramas determinar o provável processo evolutivo. O padrão do diagrama de Elementos Terras Raras para as amostras da Suíte C selecionadas como parental e derivativa (Figura 5.12) indicam também um enriquecimento da ordem de 100 vezes para os ETR leves e de 10 vezes para os ETR pesados.



5.5. Caracterização das possíveis fontes.

As razões $(La/Yb)_n$ e $(La/Nb)_n$ podem ser utilizadas para a caracterização de fontes, pois cada uma delas irá apresentar uma assinatura diferente.

Basaltos do tipo Normal - *Mid Ocean Ridge Basalts (N-MORB)* ou empobrecidos possuem razões $(La/Nb)_n < 1$ e $(La/Yb)_n < 1$ e para a razão $(Zr/Nb)_n$ valores superiores a 30 (Tabela 5.7). Já os basaltos gerados em províncias continentais possuem para a razão $(La/Yb)_n$ uma variação entre 0,5 e 7 dependendo do grau de contaminação pela crosta continental local (Wilson, 1989)

Por outro lado, basaltos do tipo Pluma (fértil) apresentam razões $(La/Yb)_n > 1$ e $(La/Nb)_n < 1$ e razão $(Zr/Nb)_n$ com valores próximos a 10 (Tabela 5.7) (Wilson, *op cit*). Já o manto litosférico subcontinental é uma fonte do tipo enriquecida e possui como característica as razões $(La/Yb)_n > 1$ e $(La/Nb)_n > 1$ (Tabela 5.7).

Tipo de fonte	(La/Yb) _n	(La/Nb) _n	(Zr/Nb) _n	Tipo de manto
Fértil	>1	<1	~ 10	Astenosférico (tipo pluma)
Enriquecida	>1	>1		Litosférico
Empobrecida	<1	<1	>30	Astenosférico (tipo N-MORB)

Tabela 5.7 – Razões (La/Yb)_n, (La/Nb)_n e (Zr/Nb)_n para as fontes dos tipos fértil, enriquecidas e empobrecidas (Wilson, 1989).

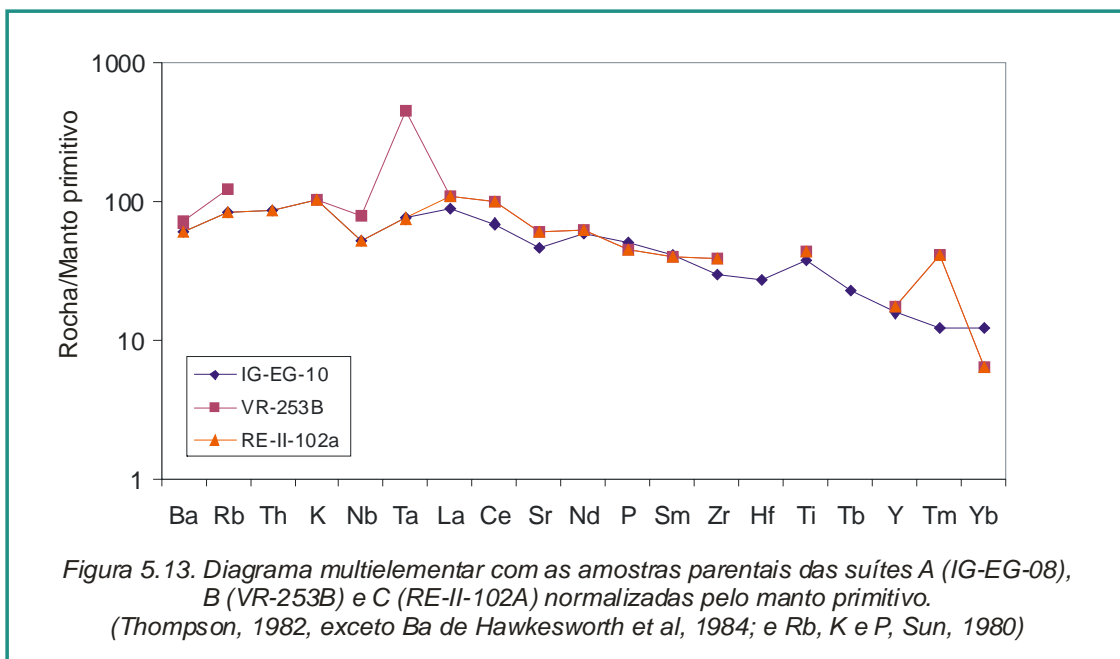
O estudo das prováveis fontes geradoras pode ser feito através da composição da amostra representativa do magma menos evoluído (parental) dentro da suíte. Para a Suíte A, a amostra IG-EG-08 foi escolhida como representante menos evoluído e para a Suíte B a amostra VR-253B foi a escolhida e para a suíte C a amostra RE-II-102 A foi a escolhida (tabela 5.8).

Amostra	SiO ₂	MgO	LOI	Total
IG-EG-08 (suíte A)	48,13	5,27	0,35	99,7
VR-253B (suíte B)	46,70	5,40	1,59	99,84
RE – II- 102 A	51,20	4,60	0,78	99,79

Tabela 5.8 – Valores de SiO₂, MgO, LOI e total para as amostras parentais das suítes A, B e C.

Na Suíte A, as razões (La/Yb)_n e (La/Nb)_n da amostra parental, são respectivamente 7,2 e 13,5. Portanto temos as razões La/Yb e La/Nb maiores do que 1 (Figura 5.12), indicando que a provável fonte dos magmas desta suíte é do tipo enriquecida, tendo assim pelo menos uma contribuição do manto litosférico subcontinental.

Para a Suíte B o valor da razão (La/Yb)_n da amostra parental é de 17,2 e para a razão (La/Nb)_n é de 11,5 (Figura 5.13), e para a Suíte C o valores das razões para a amostra parental são respectivamente 27,85 e 12,14. A exemplo do que aconteceu com a Suíte A, estas suítes também tem como provável fonte uma do tipo enriquecida com pelo menos alguma contribuição do manto litosférico subcontinental.



5.6. Comparações Regionais

Os enxames de diques da Serra do Mar, Florianópolis e Ponta Grossa em conjunto com a Província Paraná-Etendeka e o magmatismo das bacias marginais são associados ao impacto da chegada de uma pluma na base da litosfera durante a etapa inicial de fragmentação do Gondwana.

Dados provenientes destas áreas indicam que este magmatismo varia entre os tipos básico e intermediário, além da subdivisão destes em suítes de baixo e alto titânio.

Como forma de contribuir no entendimento destes processos de forma regional as amostras das três suítes da área alvo foram comparadas a dados do magmatismo de alto titânio disponíveis na literatura. A comparação foi feita em duas diferentes etapas, na primeira o magmatismo foi comparado aos derrames de alto titânio da Província do Paraná; na segunda foram feitas comparações com o enxame de diques de Ponta Grossa e com os outros sub-enxames que compõe o Enxame de Diques da Serra do Mar.

Os dados utilizados na delimitação dos campos de alto titânio para a Província do Paraná foram os de Peate *et al.* (1992). Para o enxame de diques de Ponta Grossa os dados utilizados na delimitação dos campos foram os de Regelous (1993). No Enxame de diques da Serra do Mar os campos foram

delimitados utilizando os dados disponíveis de Regelous (1993), Garda (1995), Valente (1997) e Corval (2005).

5.6.1. Comparações com os derrames da Província Magmática Paraná-Etendeka

A composição das amostras das três suítes de alto TiO_2 da área alvo foi comparada à dos derrames de alto titânio da Província Magmática do Paraná, utilizando os limites propostos por Peate *et al* (1992) para os magmas de alto TiO_2 .

Os magmas de alto titânio da Província magmática do Paraná (tabela 5.9) são subdivididos nos tipos Urubici, Pitanga e Paranapanema. Os magmas do tipo Urubici são aqueles que apresentam TiO_2 maior que 3,3 % de peso, Sr > 550 (ppm) e Ti/Y > 550. Os do tipo Pitanga são aqueles que apresentam TiO_2 > que 3,0 % de peso, Sr > 350 (ppm) e Ti/Y >350 e os magmas do tipo Paranapanema são os que apresentam TiO_2 entre 2,0-3,0 % de peso, Sr > 330 (ppm) e Ti/Y >330.

Tipo de Magma	SiO ₂ (% peso)	TiO ₂ (%peso)	P ₂ O ₅ (%peso)	Sr (ppm)	Ba (ppm)	Zr (ppm)	Ti/Y	Ti/Zr
Ububici	> 49	> 3,3	> 0,45	> 550	> 500	> 250	> 500	> 57
Pitanga	>47	> 2,8	> 0,35	> 350	> 200	> 200	> 350	> 60
Paranapanema	35-48	1,7-3,2	0,2-0,8	200 450	250 650	120 250	> 300	> 65

Tabela 5.9. Características dos Magmas de alto TiO_2 da Província Magmática do Paraná

As amostras da Suíte A apresentam TiO_2 entre 3,2 e 4,9 %, Sr entre 464-830 (ppm) e Ti/Y entre 420 – 1324. A correlação com os magmas do Paraná indica semelhança ora com os tipos Urubici e ora com os tipos Pitanga (Figura 5.14). Não foi possível separar em um único tipo, pois a mesma amostra que por um critério é semelhante do tipo Urubici por outro critério é semelhante ao tipo Pitanga. Nenhuma das amostras apresentou correlações com o tipo Paranapanema.

Para a Suíte B o TiO_2 apresenta-se entre 3,0 - 4,5 %, o Sr entre 507 – 1150 e Ti/Y entre 435-770. Desta forma similar ao ocorrido com a suíte A, as amostras apresentam ora correlações com os magmas do tipo Pitanga e ora com o tipo Urubici (Figura 5.14). Nenhuma amostra apresentou correlações com o tipo Paranapanema.

Para a Suíte C, os teores de TiO_2 estão entre 2,71-3,50, o de Sr entre 545 – 851 (ppm) e os de Ti/Y entre 522-599. As amostras desta suíte também apresentam afinidade com os magmas do tipo Urubici (Figura 5.14).

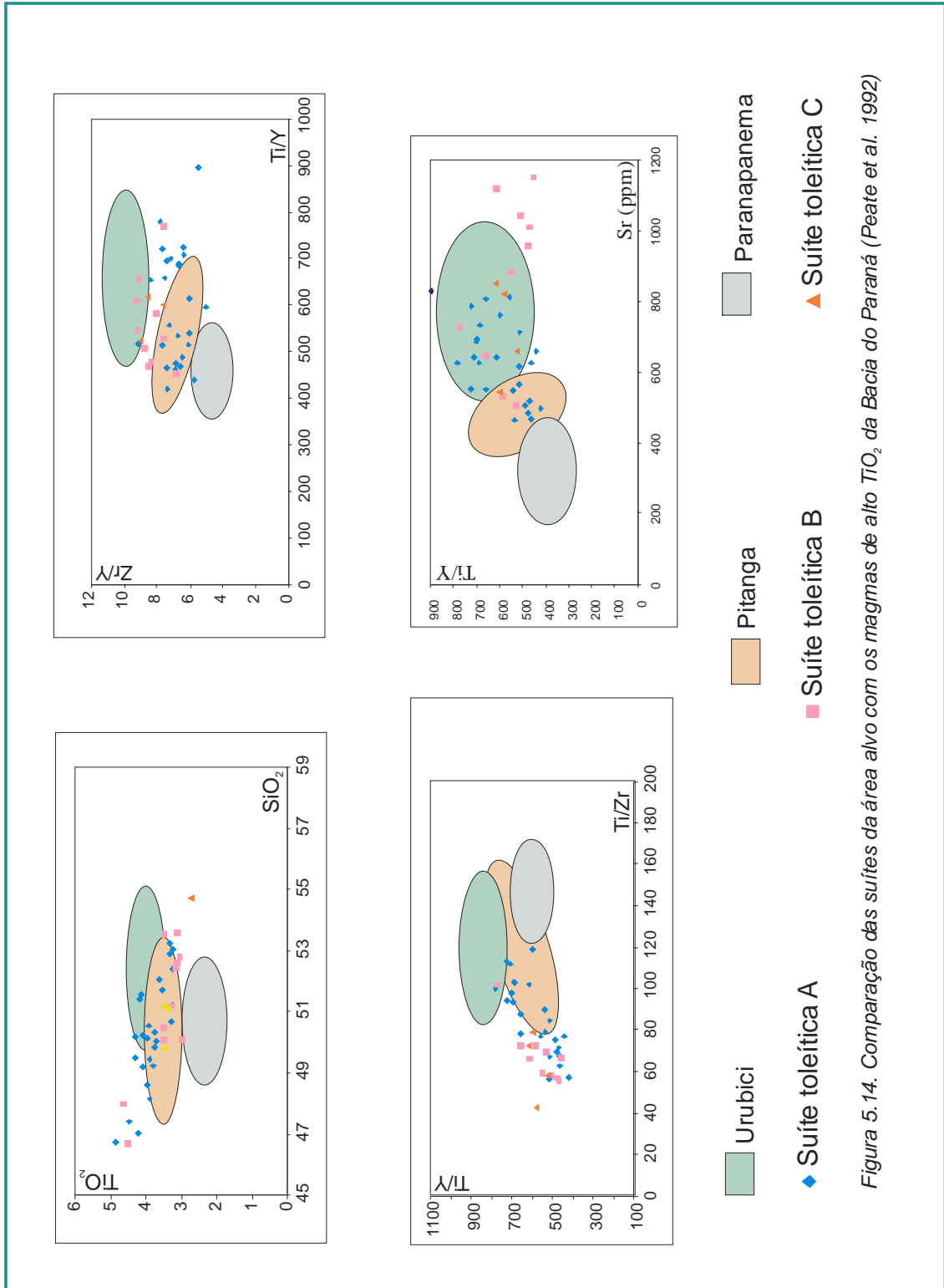


Figura 5.14. Comparação das suítes da área alvo com os magmas de alto TiO_2 da Bacia do Paraná (Peate et al. 1992)

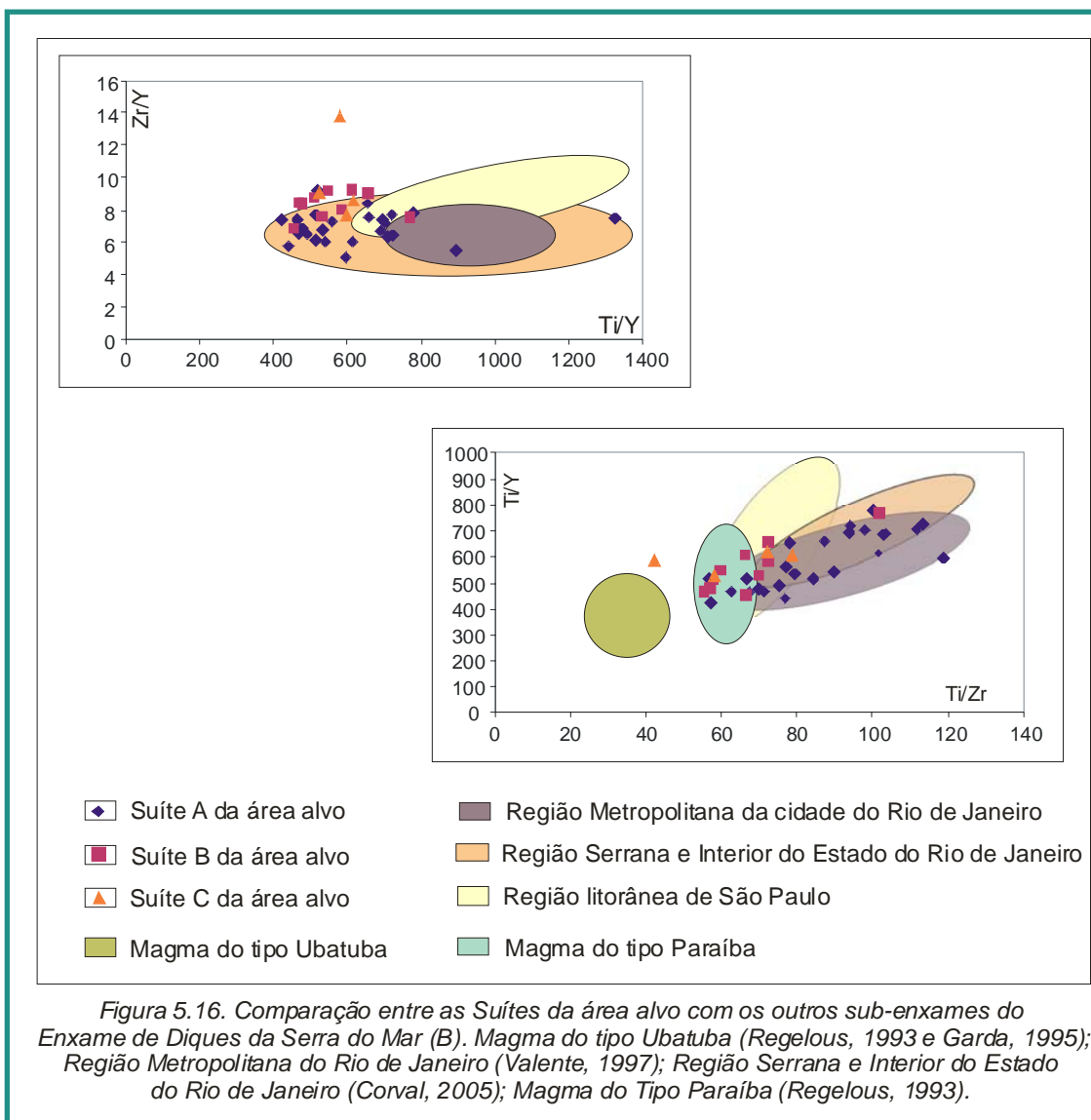
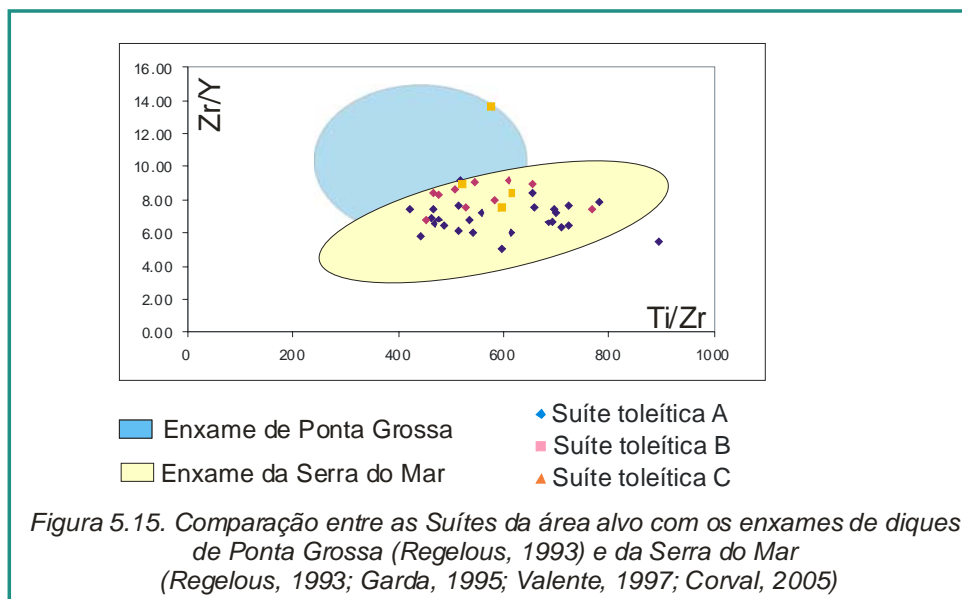
5.6.2. Comparações com os enxames de diques.

Comparações geoquímicas foram feitas com os enxames de Ponta Grossa e de outras áreas da Serra do Mar. Os resultados obtidos sugerem que as amostras das três suítes da área alvo são correlacionáveis as outras áreas do Enxame da Serra do Mar (Figura 5.15). Entretanto, estas apresentam razões Zr/Y mais baixas do que o Enxame de Ponta Grossa.

Comparações com outros sub-enxames que compõem o EDSM mostram que as amostras da área alvo podem ser correlacionadas tanto para o sub-enxame que ocorre nas regiões Serrana (Corval, 2005) e Metropolitana do Rio de Janeiro (Valente, 1997) como para os magmas do Tipo Paraíba descritos por Regelous (1993) na região litorânea de São Paulo (Figura 5.16).

Comparações entre as razões $(La/Yb)_n$ no enxame da área alvo com os outros sub-enxames (Figura 5.17A e 5.17B) sugerem a ocorrência de outras suítes de alto titânio com razões $(La/Yb)_n$ semelhantes às encontradas na área alvo para os tipos A (7,2-11) e B (11,6-17,6). Para a Suíte C, as correlações são com os magmas do tipo Ubatuba, principalmente para aquelas amostras com razões $(La/Yb)_n$ em torno de 20. Vale ressaltar que no diagrama Ti/Zr versus Ti/Y as correlações foram com os magmas do tipo Paraíba. Outra observação é que altas razões como as observadas na Suíte C (24,7 – 32,5) não foram descritas em nenhuma outra área do EDSM.

Os processos evolutivos observados para as suítes da área alvo são diferentes dos encontrados em outros sub-enxames. Já que tanto no Município do Rio de Janeiro (Valente, 1997) quanto na região Serrana (Corval, 2005) as suítes evoluíram por processos de AFC enquanto na área alvo os dados indicam que as suítes evoluíram por cristalização fracionada.



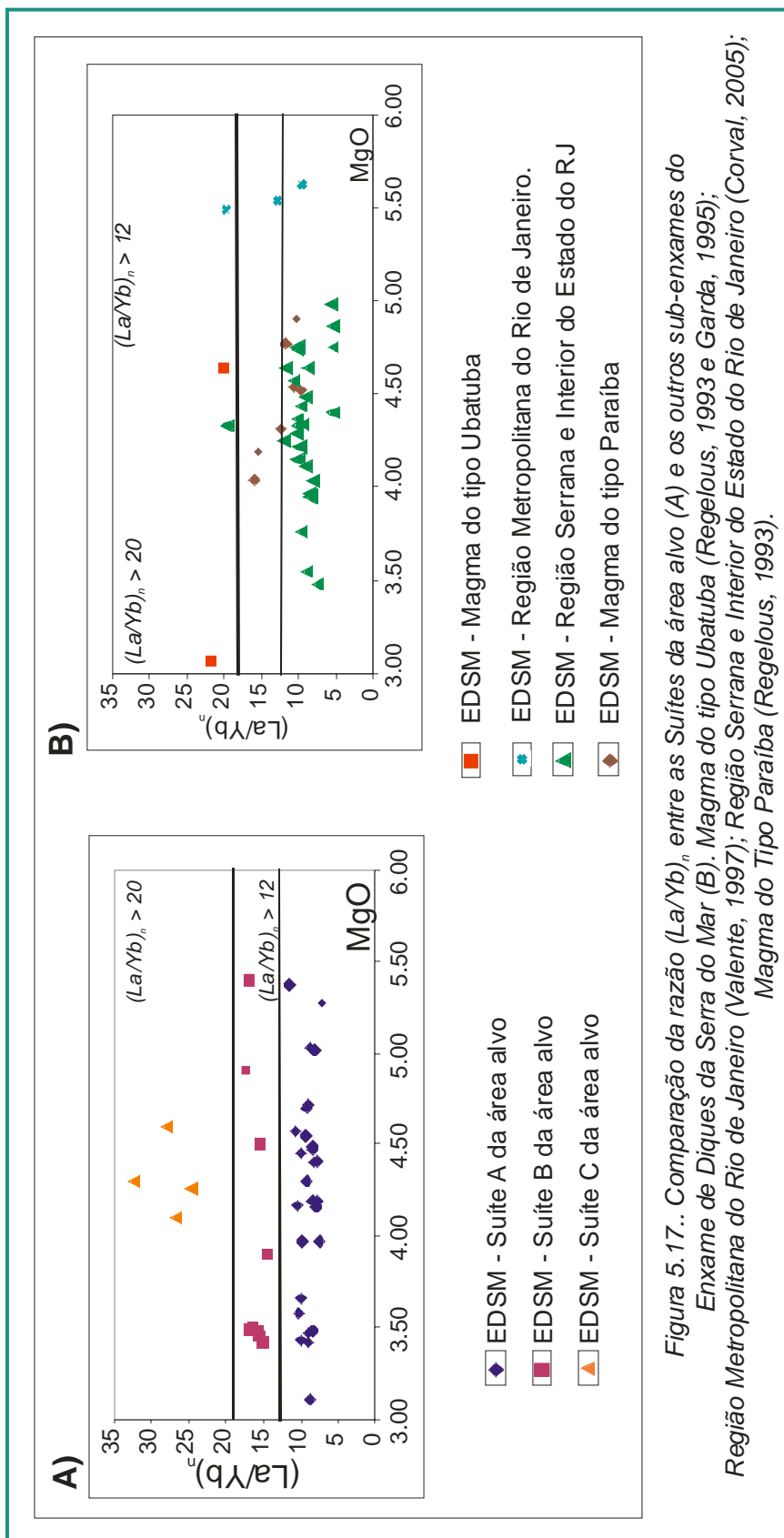


Figura 5.17.. Comparação da razão $(La/Yb)_n$ entre as Suítes da área alvo (A) e os outros sub-enxames do Enxame de Diques da Serra do Mar (B). Magma do tipo Ubatuba (Regelous, 1993 e Gardá, 1995); Região Metropolitana do Rio de Janeiro (Valente, 1997); Região Serrana e Interior do Estado do Rio de Janeiro (Corval, 2005); Magma do Tipo Paraíba (Regelous, 1993).

5.6.2. Comparações com os derrames basálticos das bacias de Campos e Santos.

Foram realizadas comparações litogeoquímicas entre as três suítes toleíticas da área alvo e os derrames basálticos que representam o embasamento das bacias sedimentares de Campos e Santos.

Para a Bacia de Campos os dados utilizados foram os de Misuzaki *et al.* (1992). No caso da Bacia de Santos, mesmo com o grande número de poços perfurados para exploração de petróleo nos últimos anos, informações sobre a composição química dos basaltos do embasamento são muito restritas. Desta forma, foram utilizados os resultados de duas análises litogeoquímicas publicadas por Fodor e Veter (1984). Estas duas amostras pertencem aos poços SPS-4A e SPS -10 e apresentam teores de sílica de 50,31 e 43,46% respectivamente.

As comparações sugerem que as amostras dos basaltos do embasamento da Bacia de Campos representam um grupo bem definido de baixo TiO_2 enquanto que na área alvo as amostras representam três suítes distintas de alto TiO_2 (Figura 5.18). Da mesma forma, a comparação com a amostra da Bacia de Santos que apresenta teor de SiO_2 de 50,31% mostrou que esta também representa um grupo de baixo TiO_2 o oposto do encontrado na área alvo (Figura 5.17).

Para a amostra do poço SPS-10, que apresenta teor de SiO_2 de 43,46% e que não aparece representada no diagrama apresentado na Figura 5.18, as comparações sugerem que esta também é representante de um grupo de alto TiO_2 semelhante à área alvo. Além disto, esta amostra ainda apresenta razões $(La/Yb)_n$ de 12,39, semelhante as amostras da Suíte B.

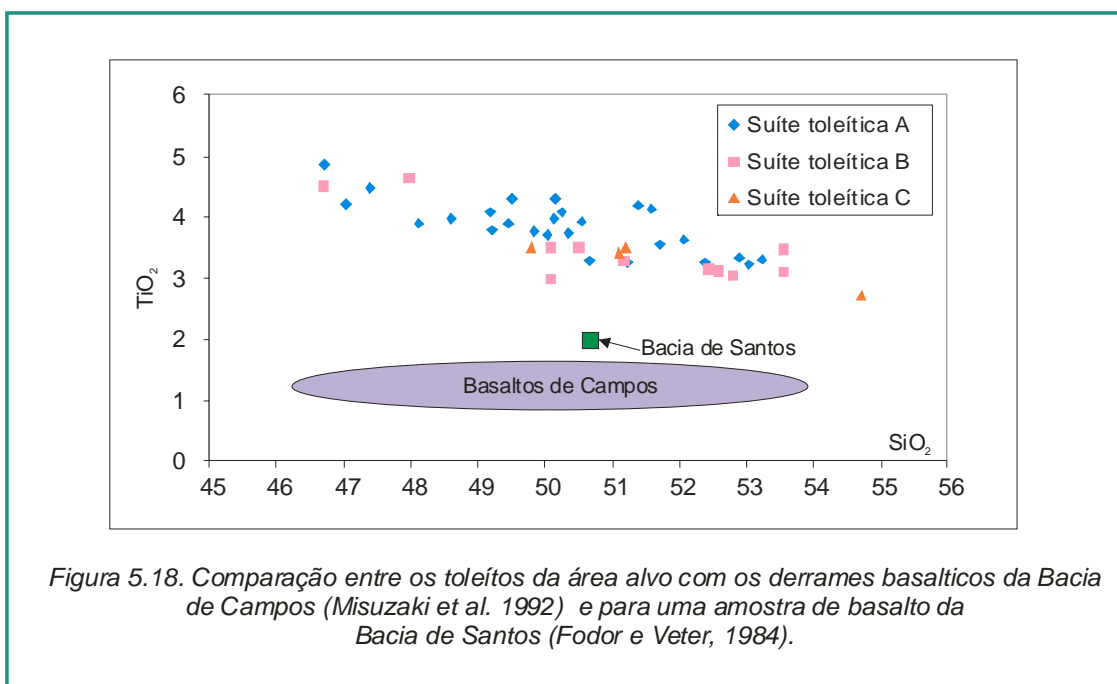


Figura 5.18. Comparação entre os toleítos da área alvo com os derrames basálticos da Bacia de Campos (Misuzaki et al. 1992) e para uma amostra de basalto da Bacia de Santos (Fodor e Veter, 1984).

5.7. Considerações finais e conclusões.

Com base na litogeoquímica podemos concluir que o sub-enxame de diques da área alvo é formado por basaltos toleíticos, traquibasaltos, traquiandesitos que fazem parte de uma de uma série sub-alcalina de afinidade toleítica. Segundo a classificação proposta na literatura (Bellieni *et al*, 1994; Hergt *et al*, 1991) estas rochas são classificadas como tipos de alto titânio.

A análise das razões $(La/Yb)_n$ assim como de outros elementos terras raras possibilitou separar a suíte de alto titânio em três suítes distintas: a) Suíte A – com razões entre 7-10; b) Suíte B – com razões entre 11-17,6; c) Suíte Resende – com razões entre 24,8 – 32,5. A comparação das diferentes suítes geoquímicas com a petrografia revelou que não existem diferenças na assembléia mineralógica.

A distribuição geográfica destas suítes (Anexo 1 – Mapa do Magmatismo toleítico) não é bem definida para as do tipo B e C, que ocorrem dispersas por toda a área. Por outro lado, para o tipo A as amostras parecem predominar no segmento central localizado desde a região sul da Bacia de Volta Redonda até a região litorânea e incluindo também a região de Barra do Pirai.

Com relação à orientação e as suítes podemos concluir, comparando a litogeoquímica com dados de campo que nas amostras da Suíte C a direção predominante é NS-NW enquanto que para as outras suítes variam entre NS, NNE, NE.

A caracterização dos processos evolutivos das suítes A e B indicou que ambas provavelmente evoluíram por cristalização fracionada sem mudança na assembléia fracionante. A fonte que deu origem a este magma era do tipo fértil ou enriquecida com pelo menos uma contribuição do manto litosférico subcontinental.

Comparações das amostras com a Província Magmática do Paraná indicaram afinidade ora com os magmas do tipo Urubici que ocorre na região sul da Província ora com os magmas do tipo Pitanga que ocorrem na região norte. As amostras da área alvo apresentam $Sr > 550$, $Ba > 800$, principalmente para as amostras da Suíte B. Nenhuma suíte mostrou correlação com os magmas do tipo Paranapanema.

A correlação com os outros sub-enxames que fazem parte do EDSM mostraram afinidade com os magmas do tipo Paraíba (Regelous, 1993). Em relação à razão $(La/Yb)_n$ as suítes A e B estas são semelhantes aos sub-enxames que ocorrem na região Serrana e no interior do Estado assim como para os magmas do Tipo Paraíba. Para a Suíte C, parte das amostras é semelhante ao sub-enxame que é formado por magmas do tipo Ubatuba. Porém, em nenhum outro sub-enxame foram descritas razões tão altas variando entre 25 e 32.

A comparação com basaltos do embasamento das bacias de Campos e Santos mostrou que as amostras da área alvo apresentam teores TiO_2 bem maiores, constituindo assim grupos com afinidades geoquímicas distintas. Uma amostra da Bacia de Santos mostrou que esta apresenta teores de TiO_2 semelhantes à área alvo e que pode ser correlacionada com base na razão $(La/Yb)_n$ a Suíte B.

CAPÍTULO VI – GEOCRONOLOGIA $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Dados geocronológicos têm sido amplamente utilizados nos derrames basálticos da Província Magmática do Paraná, nas bacias da marginais e nos enxames de diques que ocorrem nas regiões sul-sudeste do Brasil como forma de se conhecer melhor a cronologia dos eventos relacionados à fragmentação do Gondwana.

A exemplo do que acontece com os dados de campo, litogeoquímicos e isotópicos, os dados geocronológicos são relativamente bem conhecidos para a região da Província Magmática do Paraná (Renne *et al*, 1992; Gallagher e Hawkesworth, 1994; Turner *et al*, 1994 e outros), onde incluem inclusive a estratigrafia dos diferentes tipos de magmas; na Bacia de Campos (Misuzaki *et al*, 1988 e outros) e no Enxame de diques do Arco de Ponta Grossa (Renne *et al*, 1996). Em outras áreas da região sul e sudeste do Brasil, como nas bacias de Santos e Espírito Santo e nos Enxame de diques da Serra do Mar (EDSM) e Florianópolis, o volume de informações disponíveis ainda é bastante reduzido o que torna o conhecimento cronológico do magmatismo um pouco limitado.

Para o Enxame de Diques da Serra do Mar na região desde Ubatuba até o Rio de Janeiro, Turner *et al* (1994) obtiveram idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ variando entre 129,4-133,0 Ma. Para esta mesma região também são reportadas idades K-Ar, um pouco mais antigas, variando entre 211 e 206 Ma (Minioli, 1971). Guedes (2001) também descreveu a ocorrência de idades mais antigas no sub-enxame localizado na região do embasamento das bacias de Resende e Volta Redonda, região do Vale do Paraíba. Para esta área as idades obtidas variam entre 190 e 133 Ma, sendo estas idades mais velhas discordantes do esperado para diques relacionados a fragmentação do Gondwana.

Para a área alvo deste estudo, no sub-enxame que ocorre desde Resende até a Baía da Ilha Grande, dados geocronológicos são escassos ou inexistentes, principalmente no que se refere à região litorânea e à Ilha Grande, dados estes que seriam fundamentais para a correlação com o magmatismo que ocorre na região *offshore* da Bacia de Santos.

Com o objetivo de colaborar com o estudo do Enxame de Diques da Serra do Mar, quinze amostras das três suítes geoquímicas encontradas para o

sub-enxame da área alvo foram selecionadas para geocronologia pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

As análises $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ foram realizadas no Centro de Pesquisas em Geocronologia da Universidade de São Paulo (CPGEO-USP) e no Laboratório de Gases Nobres (LGN) da Universidade de Stanford (Califórnia, EUA). Em paralelo foram integrados aos dados os resultados de quatro datações pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidas por Guedes (2001) para os diques que ocorrem na região entre Resende e Volta Redonda, localizada dentro da área alvo.

Neste capítulo serão apresentadas as idades encontradas para os diques da área alvo e, além disso, será abordado também o método de trabalho utilizado para obtenção das idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ no Laboratório de Gases Nobres da Universidade de Stanford. A metodologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ desenvolvida no Centro de Pesquisas em Geocronologia da USP pode ser encontrada em detalhe em Vasconcelos *et al*, 2002.

Finalmente, os resultados das amostras obtidas para a área alvo serão confrontados com os dados disponíveis para outros sub-enxames do EDSM (por exemplo Turner *et al*, 1994), com o magmatismo da Província do Paraná, com os enxames de diques de Ponta Grossa e Florianópolis e com o magmatismo nas bacias marginais.

6.1. O método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: uma breve revisão

O método de datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ tem suas origens fundamentadas no método de datação isotópica K-Ar, desenvolvido e aplicado amplamente a partir da década de 60. Este método está fundamentado na ocorrência do K que, por ser um dos oito elementos mais abundantes na natureza, aparece na constituição de grande parte das rochas e minerais. Além disso, o K tem meia vida relativamente curta (1250 Milhões de anos) se comparado a outros isotopos radioativos utilizados na obtenção de idades.

O princípio do método é que o isótopo radioativo de ^{40}K , que se decompõe em dois ramos de decaimento gerando o ^{40}Ca , com a emissão de uma partícula β , e o ^{40}Ar a partir da captura de um elétron em sua orbita. Este elétron é absorvido pelo núcleo que, ficando com um próton a mais transforma-

se em outro elemento químico. O argônio produzido pelo decaimento, fica aprisionado dentro da estrutura dos minerais de forma mecânica não fazendo nenhuma ligação atômica. A partir deste momento, espera-se que não ocorra nenhuma alteração física ou química na rocha ou mineral que possa ocasionar a perda ou a incorporação do gás.

No caso de aquecimento, por exemplo, o argônio pode se difundir pela estrutura do mineral e se perder (McDougall e Harrison, 1999). Da mesma forma pode ocorrer excesso de argônio, como por exemplo no caso de rochas ígneas que permaneçam por muito tempo na câmara magmática e em contato com rochas encaixantes muito antigas, o que resulta na incorporação deste elemento.

Os materiais mais adequados para a datação K-Ar são aqueles que apresentam K em sua composição, como por exemplo feldspatos, feldspatóides, micas, anfibólios outros. Fragmentos de rocha total também podem ser analisados pelo método.

No caso de datação em fragmentos de rocha, as amostras que contêm matriz devitrificada, minerais secundários, xenólitos ou xenocristais, se possível, devem ser excluídas da análise. A presença de minerais secundários leva a obtenção de idades mais jovens e xenólitos e/ou xenocristais podem causar excesso de argônio e, conseqüentemente, gerar idades mais antigas.

Como em qualquer outro método de datação alguns pré-requisitos básicos devem ser seguidos para se obter idades pelo método K-Ar que possam ser relacionadas a história geológica de uma região. Estas mesmas observações são também aplicadas para datações pelo método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. São elas:

- O ^{40}K deve decair a uma taxa constante independente do seu estado físico e não ser afetado por diferenças de pressão;
- A razão do $^{40}\text{K}/\text{K}$ na natureza é constante a qualquer tempo;
- O argônio radiogênico medido na amostra foi produzido *in situ* pelo decaimento de ^{40}K desde a cristalização da rocha até o momento da datação;

- Correções para argônio não radiogênico ^{40}Ar presente na rocha a ser detectada podem ser feitas. Nas rochas terrestres esta correção é feita com base no argônio atmosférico com composição $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295,5$;
- O sistema da amostra deve permanecer fechado desde o evento a ser datado.
- A composição isotópica do potássio não é alterada por fracionamento;
- As constantes de decaimento do K são precisas e não são afetadas por condições físicas ou químicas;
- As concentrações de K e Ar são determinadas precisamente.

As amostras selecionadas para datação K-Ar são britadas até uma fração onde os grãos a serem datados sejam preservados. A escolha dos grãos ou fragmento de rocha é feita manualmente com o auxílio de lupa binocular. A fração mineral separada é então fundida a vácuo de forma a eliminar todo o gás.

Nesta etapa uma amostra com quantidade de ^{38}Ar conhecida é adicionada como traçador (*spike*) junto a amostra a ser datada. Os átomos de Ar são medidos em um espectrômetro de massa onde são medidas as razões entre ^{36}Ar , ^{38}Ar e ^{40}Ar , sendo feitas então correções para o argônio atmosférico. O cálculo da idade é feito utilizando a medida da proporção do elemento “pai” e do radiogênico (filho) produzidos dentro da estrutura de uma rocha ou mineral, combinadas com a taxa de decaimento do K em Ar. A medida do ^{40}Ar é feita por comparação com a medida do ^{38}Ar do traçador. A medida do K e do Ar é geralmente feita de forma separada na amostra. Desta forma a equação do método K-Ar é:

$$T = 1.804 \times 10^9 \text{ Ln} (1 - 9.54 \text{ } ^{40}\text{Ar}_{18} / ^{40}\text{K}_{19})$$

No método de datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ as amostras a serem datadas, após detalhado processo de seleção manual, são enviadas para um reator nuclear com o objetivo de transformar a proporção dos átomos de ^{39}K em ^{39}Ar por meio de um fluxo rápido de nêutrons. Esta seqüência metodológica tem como base os procedimentos descritos em McDougall e Harrison (1989).

Junto das amostras a serem analisadas são enviadas amostras de um padrão com idade conhecida que servirá para monitorar o fluxo de nêutrons produzido pelo reator. Após a irradiação as amostras são fundidas em um sistema de alto vácuo onde o argônio é medido e purificado além de analisados isotopicamente em um espectrômetro de massa. No equipamento são medidas as razões de ^{40}Ar , ^{39}Ar , ^{38}Ar , ^{37}Ar e ^{36}Ar . A razão $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ é determinada por meio do ^{40}Ar que é o argônio radiogênico produzido pelo ^{39}Ar que foi produzido a partir do ^{39}K durante o processo de irradiação. A dosagem de nêutrons recebidas durante a irradiação é determinada através da idade K-Ar de uma amostra padrão conhecida. A idade é derivada por comparação com a razão $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ do monitor.

Os pré-requisitos válidos para o método K-Ar também são necessários para o método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. As vantagens deste método em relação ao K-Ar reside no fato de que não é necessário medir a concentração de K na amostra, e a razão entre o átomo “pai” e átomo “filho” é medida em uma única análise isotópica excluindo assim problemas com amostras não homogêneas e permitindo a datação até mesmo em amostras muito pequenas. Em adição, quando o método de aquecimento por etapas é utilizado os riscos de perda de argônio são bem menores, assim como a contaminação pelo argônio atmosférico. Mesmo para no caso de idades obtidas pela fusão total da amostra, estas são mais precisas do que as obtidas pelo método K-Ar.

A determinação das idades pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ é feita pela equação:

$$T = 1/\lambda \ln (^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} J + 1)$$

Onde J é a medida de $^{39}\text{K}/^{39}\text{Ar}$, do padrão que é colocado junto com o que será analisado e a razão $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ é fornecida pelo espectrômetro de massa.

As idades obtidas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ podem ser determinadas por duas técnicas: fusão total da amostra ou aquecimento por etapas (*step-heating*). A técnica de fusão total é semelhante aquela do método K-Ar, porém, neste caso são medidas as razões isotópicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, $^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

A técnica de aquecimento por etapas foi primeiramente descrita por Merrihune e Turner (1966), que concluíram que a análise de uma única amostra pode fornecer informações sobre sua história termal. Após irradiada, a amostra é aquecida no vácuo por sucessivo aumento da temperatura, começando desde poucos graus centígrados até a fusão total da amostra. Após cada etapa de aquecimento o gás é extraído e analisado separadamente por um espectrômetro de massa e são, então, obtidos os dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que representam a idade aparente.

Se o sistema químico permaneceu fechado durante todo o tempo, o que é considerado o ideal para o método, todas as idades obtidas deverão ser iguais a diferentes temperaturas, formando patamares (ou platôs), representantes da idade da amostra. No caso de difusão de argônio, as idades serão diferentes e apresentarão um espectro irregular.

6.2. Critério de seleção das amostras

A seleção das amostras a serem datadas foi baseada em resultados previamente obtidos para o sub-ensame da área alvo tais como: geologia de campo, orientação espacial dos corpos, distribuição areal e uniforme das amostras, petrografia e litogeoquímica.

A geologia de campo possibilitou a exclusão de amostras com xenólitos, xenocristais ou qualquer outro fator que pudesse ocasionar instabilidade no sistema do argônio. A orientação espacial dos corpos também foi utilizada como critério seletivo com o objetivo de verificar se existiria alguma relação entre as idades e a ocorrência de diques com direções NW, NS e NE (padrões predominantes na área alvo). As análises petrográficas e a litogeoquímica atuaram em paralelo no processo de seleção. Com a petrografia procurou-se eliminar rochas com xenocristais, matriz vítrea, alterações, etc. Adicionalmente, foi feita uma observação detalhada dos cristais de plagioclásio presentes em cada amostra, como forma de selecionar só aqueles em perfeito estado, sem muitas fraturas, alterações ou inclusões.

No caso de amostras afaníticas ou porfiríticas finas, procurou-se selecionar aquelas sem alteração aparente ou matriz devitrificada. Em paralelo

à petrografia, a litogeoquímica possibilitou a separação de amostras com baixa de perda ao fogo que pode ser um indicativo de alteração na rocha.

Como resultado deste processo seletivo, foram escolhidas quinze diferentes amostras (Tabela 6.1 e Anexo 1, mapa de pontos), que culminaram com a obtenção de dezesseis diferentes resultados. Os materiais selecionados para a datação foram os cristais de plagioclásio, no caso de amostras equigranulares grossas e porfíricas, e fragmentos de rocha total, no caso de rochas afaníticas ou equigranulares finas. A preparação das amostras foi realizada no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras da UERJ (LGPA/UERJ) seguindo os critérios descritos na literatura (McDougall e Harrison, 1999) . O método de preparação das amostras encontra-se descrito no Anexo 4 e foi utilizado tanto para as amostras enviadas para o CPGEO/USP quanto para o LGN/Stanford.

As quatro amostras descritas por Guedes (2001) integradas a este trabalho receberam o mesmo tratamento pós-análises e interpretações que os novos dados. Em adição, a amostra descrita pela autora com idade K-Ar de 193 ± 2 Ma, que representa até o momento uma das idades mais antigas deste episódio magmático da região sudeste, foi incluída no pacote de amostras a serem datadas pelo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e enviada para ambos laboratórios.

Amostra	Suíte	Strike	Material selecionado	Laboratório/Fonte	Encaixante
BAN-482D	A	N20E	Plagioclásio	CPGeo/USP	KPS
BAN-351	A	NS	Frag. de rocha	Guedes (2001)	KPS
BP-E-9A	A	NS	Plagioclásio	CPGEO/USP	KPS
BP-M-127	A	N50E	Frag. de rocha	Guedes (2001)	KPS
BP-M-646	A	N40E	Plagioclásio	CPGEO/USP	KPS
CB-DQ-01	A	N37E	Plagioclásio	CPGEO/USP	AMRN
NSASI-226	A	N55E	Plagioclásio	CPGEO/USP	DJF
RE-II-10	B	N50W	Plagioclásio	Guedes (2001)	DJF
RE-II-22	C	N50W	Frag. de rocha	CPGEO/USP	DJF
			Frag. rocha + plag.	LGN/Stanford	
			Frag. de rocha	Guedes (2001)	
RE-III-102^a	C	N30W	Frag. rocha + plag.	CPGEO/USP	DJF
VR-ELS-9^a	A	NS	Frag. de rocha	LGN/Stanford	KPS
NSA-ELS-5	B	N50E	Frag. de rocha	LGN/Stanford	KPS
CB-ELS-14	-	N25E	Frag. de rocha	LGN/Stanford	DJF
BAN-ELS-10	A	N50E	Frag. de rocha	LGN/Stanford	KPS
VR-ELS-8	C	NS	Frag. de rocha	LGN/Stanford	KPS
VR-ELS-6	A	N20E	Frag. de rocha	LGN/Stanford	KPS
PR-EG-01	A	NNE	Frag. de rocha	LGN/Stanford	AMRN
VR-149	A	N45E	Frag. de rocha	CPGEO/USP	KPS
VR-288	B	NNW	Frag. de rocha	Guedes (2001)	KPS

Tabela 6.1. Amostras selecionadas para datação pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e integradas a este projeto de pesquisa (Guedes, 2001). Pgl – Plagioclásio. KPS – Klippe Paraíba do Sul, DJF – Domínio Juiz de Fora, AMRN – Arco Magmático Rio Negro.

6.2.1. Procedimentos analíticos

O método de extração do argônio utilizado nas amostras foi o de aquecimento por etapa (*step-heating*) em ambos os laboratórios, além da fusão total para algumas amostras.

No LGN da Universidade de Stanford os procedimentos analíticos envolveram diversas etapas. A primeira etapa realizada foi a preparação de amostras do padrão para ser enviado junto com as análises. O padrão utilizado foi a sanidina TCR-2 com idade conhecida de 2,92 Ma.

A segunda etapa incluiu a preparação das amostras. O tempo de irradiação e a quantidade de material necessária foram calculados com base no conteúdo de K_2O disponível para cada amostra, bem como no estabelecimento do intervalo de idades máximas e mínimas que se esperava encontrar para estes diques. Os resultados indicaram que deveriam ser separados para estes basaltos cerca de 3 a 4 gramas de cada amostra. Para cada uma das rochas básicas escolhidas, foram preparadas amostras duplicadas que foram envoltas em folha de cobre e identificadas propriamente. As amostras foram então armazenadas dentro de um tubo de vidro sendo intercaladas com as amostras padrão já preparadas. Para cada cinco amostras inseridas no tubo, foi adicionada uma amostra do padrão. Após esta etapa as amostras foram enviadas para o reator por onde permaneceram por um período de 12 horas de irradiação, suficientes neste caso para produzir o argônio radiogênico.

Após a irradiação as amostras permaneceram em “descanso” por um período de duas semanas necessário para a queda da radiação. As amostras foram então colocadas dentro do equipamento de modo a serem aquecidas por etapas com a temperatura sempre controlada. A extração foi feita em um sistema de ultra-vácuo isolado por meio de válvulas e que é conectado diretamente ao espectrômetro onde as frações são medidas. Antes da análise foram realizadas diversas medidas do “branco” do sistema visando obter parâmetros para futuras correções, sendo o mesmo procedimento repetido a cada extração de argônio. Os resultados das frações obtidos, a temperatura das amostras, o branco do sistema e funcionamento das válvulas é controlado

por um sistema automatizado e por computadores que transmitem os resultados em tempo real utilizando o programa *Argus* desenvolvido na universidade para este fim. A análise de cada amostra durou em torno de 24 a 72 horas.

6.3. Apresentação dos dados e interpretação dos resultados

Os resultados obtidos foram corrigidos e em seguida processados no programa *Isoplot* (Ludwig, 2003) onde se procurou obter as idades por meio de diagramas platô, diagramas de isócronas e até mesmo usando padrão de distribuição de probabilidade.

A primeira etapa do processo de interpretação dos dados foi a elaboração de diagramas de isócronas. Com estes diagramas foi possível avaliar a quantidade de argônio atmosférico presente em cada amostra e os intervalos mais confiáveis que poderiam ser usados na elaboração dos diagramas de platô.

Foram elaborados diagramas de isócronas para as amostras analisadas em ambos laboratórios. Para as amostras integradas de Guedes (2001), só foi possível a elaboração dos diagramas de platô tendo em vista que não foram obtidos os resultados da leitura do ^{36}Ar e ^{40}Ar fundamentais para a confecção do diagrama de isócronas.

De uma forma geral as primeiras leituras, a baixa temperatura, apresentaram-se discordantes com a linha de isócrona e com idades mais antigas do que as observadas nos outros intervalos. Isto pode nos sugerir que tenha ocorrido assimilação do argônio presente na rocha encaixante de idade pré-cambriana.

Em outras amostras o padrão observado foi o inverso, com idades mais jovens a temperaturas mais baixas e uma quantidade de argônio atmosférico menor do que o padrão desejado, o que pode nos sugerir que o sistema não se manteve totalmente fechado podendo ter sofrido processo de aquecimento ou mecânico que ocasionou a perda do argônio.

A segunda etapa do processo de interpretação dos dados foi a elaboração dos diagramas de plato. O cálculo da idade foi elaborado, seguindo os seguintes critérios:

- 1) Exclusão dos dados cujas análises apresentam resultados duvidosos (por exemplo excesso ou perda de argônio), utilizando como base para isso os diagramas de isócronas;
- 2) Mínimo 50% do argônio lido para a amostra;
- 3) Pelo menos três *steps* consecutivos com o gás conforme sugerido por McDougall e Harrison, (1999) e Ludwig (2003).
- 4) Padrões estatísticos confiáveis.

De uma forma geral, os diagramas (idade *versus* % de ^{39}Ar liberado), apresentados nas figuras 6.1, 6.2, 6.3, 6.4, 6.5, 6.6, 6.7, 6.8, onde também podem ser observados os diagramas de isócronas para todos os intervalos, são heterogêneos. São comuns a ocorrência de platôs irregulares, principalmente nos primeiros *steps*, a baixas temperaturas.

Um outro padrão apresentado por estas amostras aponta para um conjunto de idades mais antigas a baixas temperaturas. Nas temperaturas subseqüentes, as idades decaem a um valor mais jovem, mínimo, e então retornam a um padrão de idades mais antigas com altas temperaturas. Pesquisas em rochas e minerais com excesso de argônio (p. ex. Dalrymple *et al*, 1975) revelaram que estes padrões apresentados nos diagramas de idade *versus* % argônio liberado apresentam forma semelhante a uma “sela”, exatamente como observado para as amostras da área alvo.

Lanphere e Dalrymple (1976) foram um dos primeiros a notar que este valor mínimo ao qual as amostras decaem no digrama podem ter significado geológico e podem representar idades mínimas para o corpo. Este método de utilizar os platôs mínimos como idades já foi aplicado a diques de magmatismo toleítico, como por exemplo no enxame de diques na região de Arraial do Cabo (Bellieni *et al* 2003) tendo se mostrado satisfatório.

Uma outra explicação para este tipo de padrão seria que os mesmos podem ser causados por eventos térmicos subseqüentes. Experimentos realizados em plagioclásio cálcicos (Harrison e McDougall, 1981) mostraram

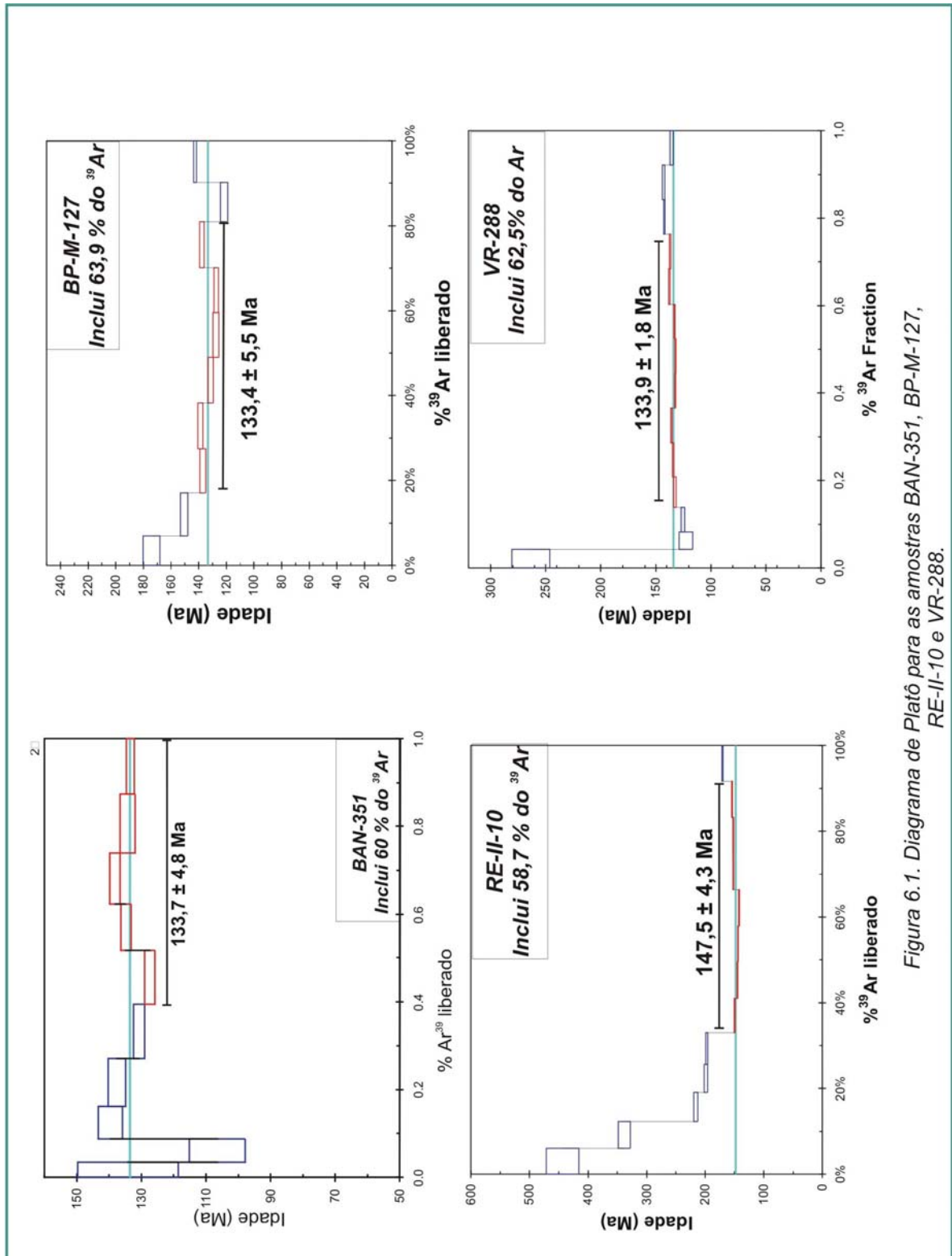


Figura 6.1. Diagrama de Platô para as amostras BAN-351, BP-M-127, RE-II-10 e VR-288.

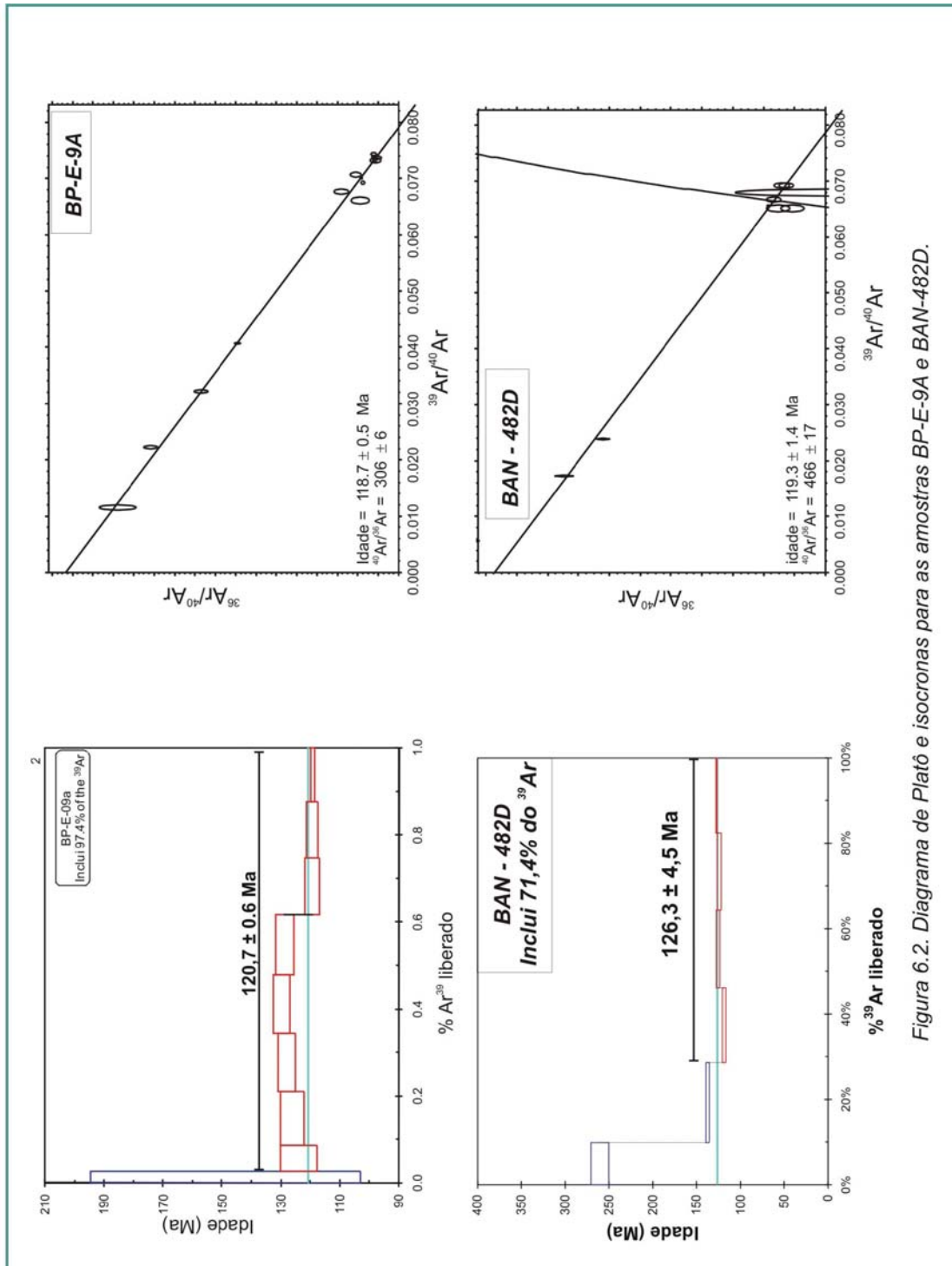


Figura 6.2. Diagrama de Platô e isocronas para as amostras BP-E-9A e BAN-482D.

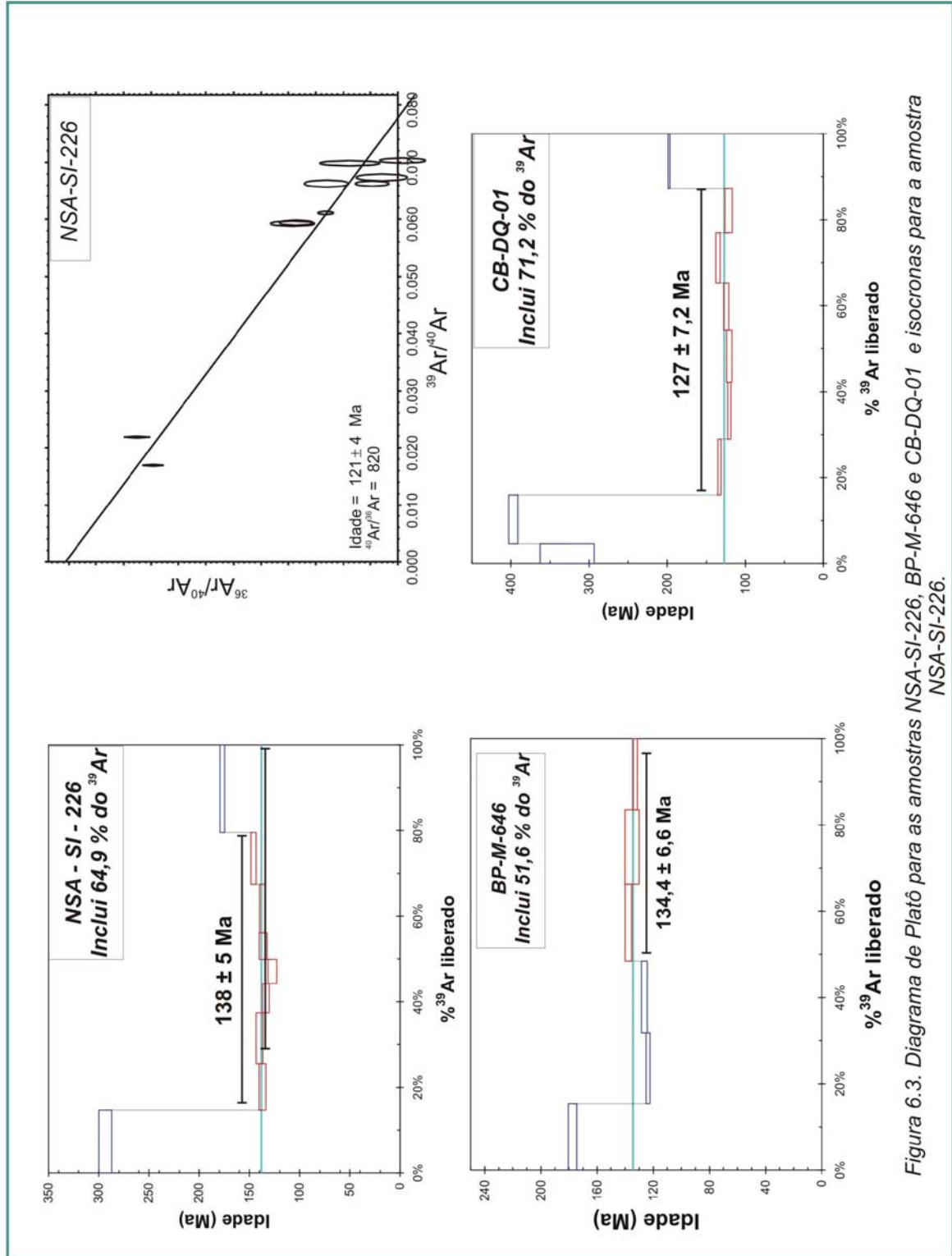


Figura 6.3. Diagrama de Platô para as amostras NSA-SI-226, BP-M-646 e CB-DQ-01 e isocronas para a amostra NSA-SI-226.

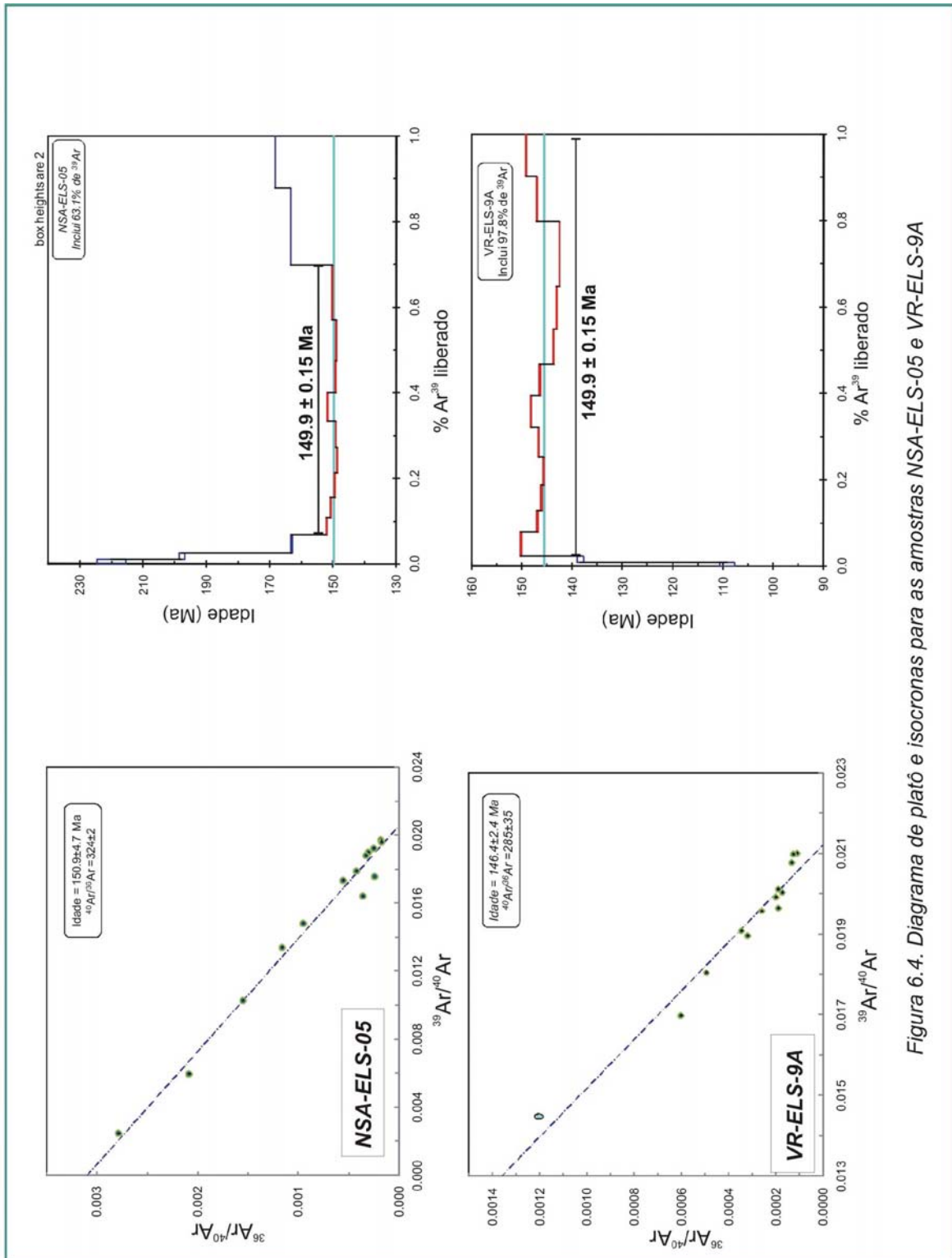


Figura 6.4. Diagrama de platô e isocronas para as amostras NSA-ELS-05 e VR-ELS-9A

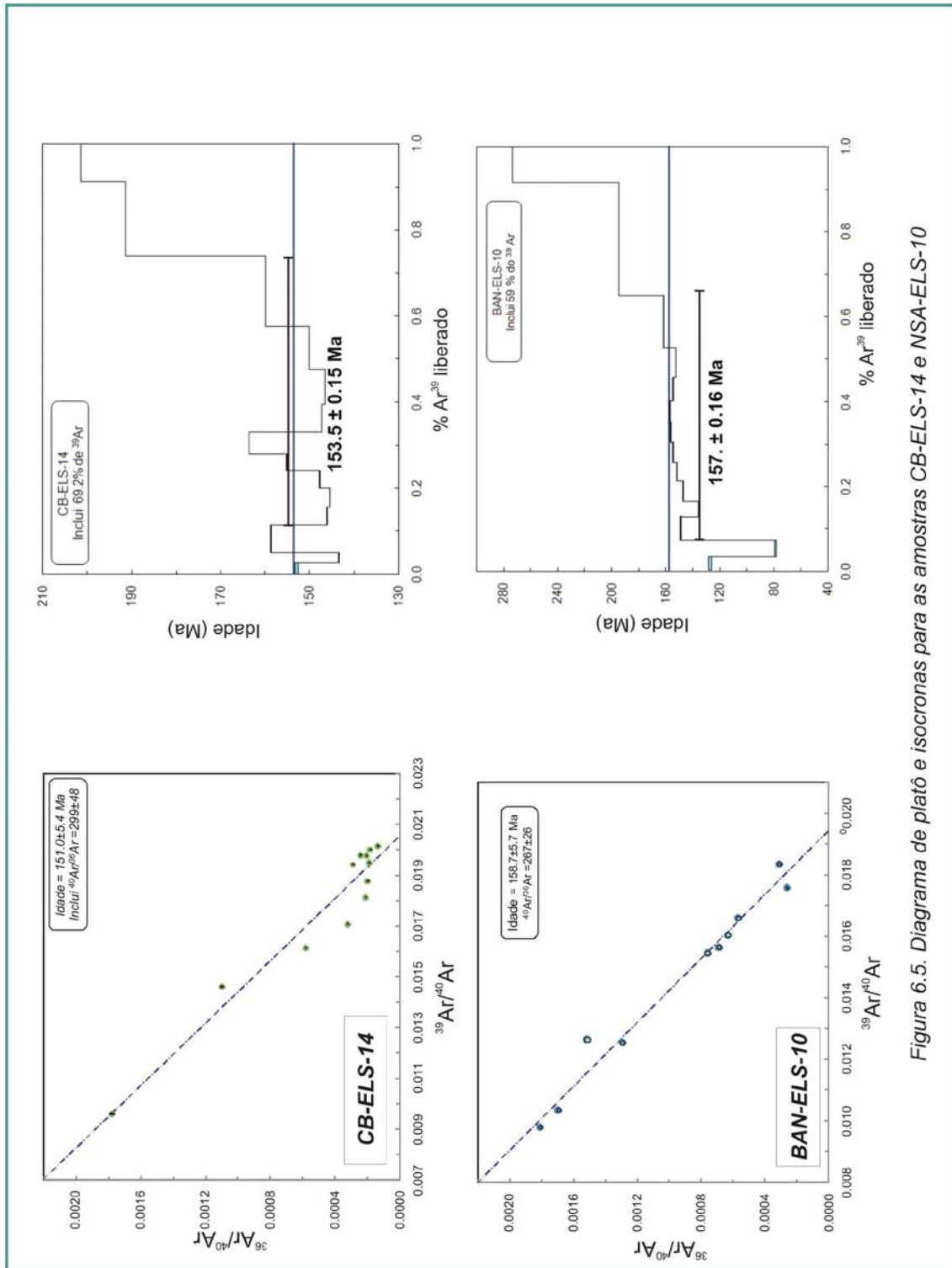


Figura 6.5. Diagrama de platô e isocronas para as amostras CB-ELS-14 e NSA-ELS-10

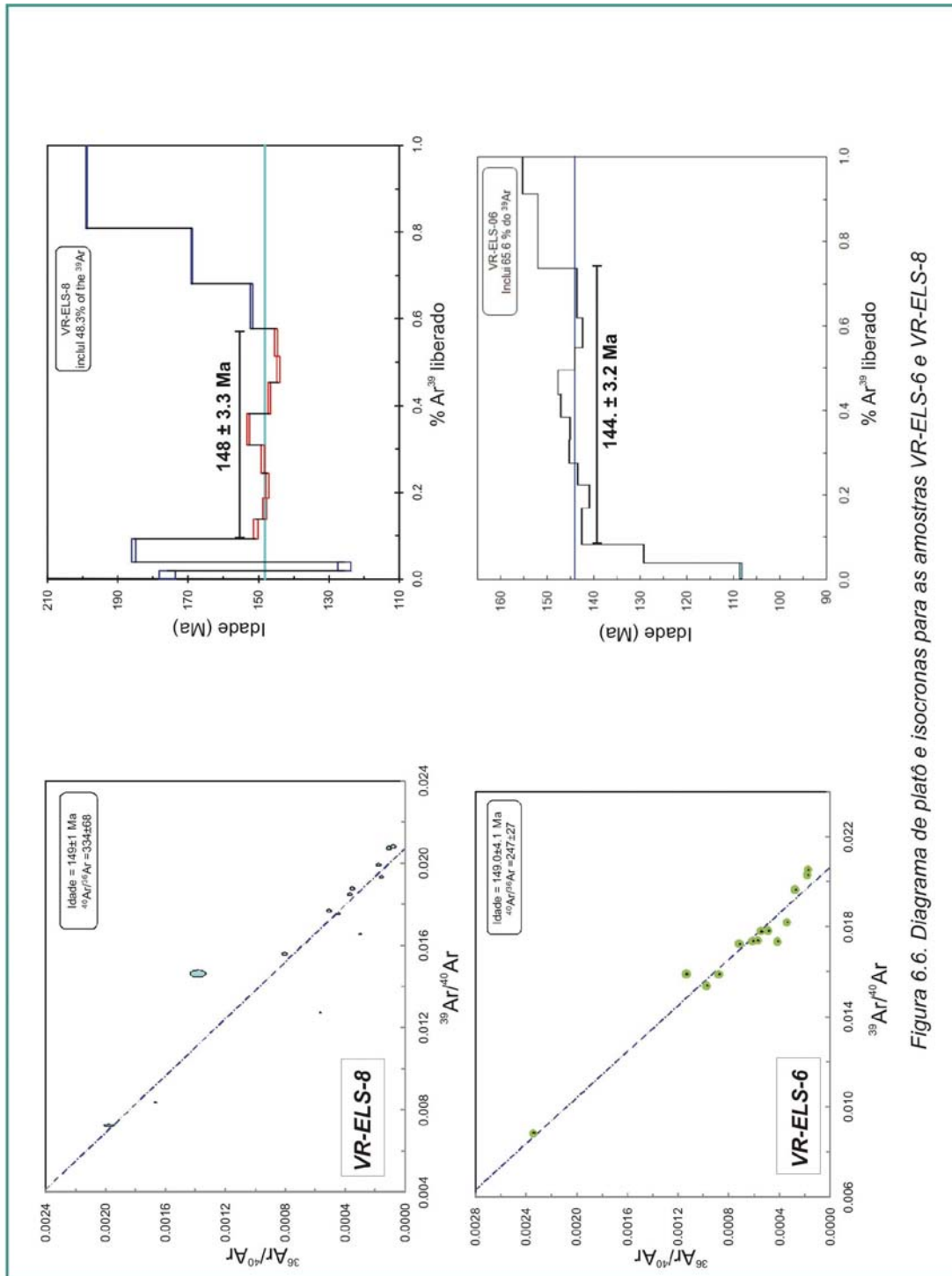


Figura 6.6. Diagrama de platô e isocronas para as amostras VR-ELS-6 e VR-ELS-8

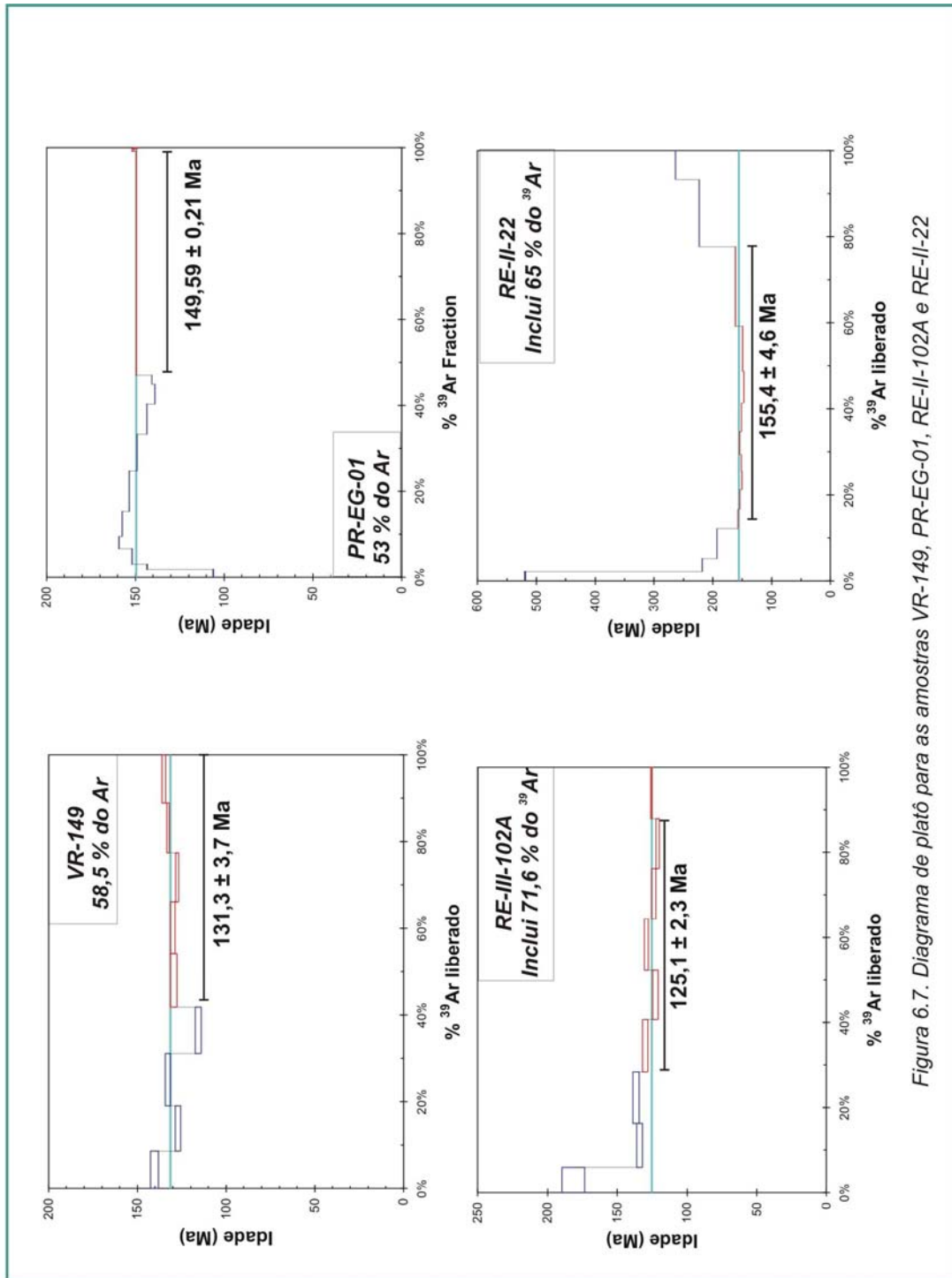


Figura 6.7. Diagrama de platô para as amostras VR-149, PR-EG-01, RE-III-102A e RE-II-22

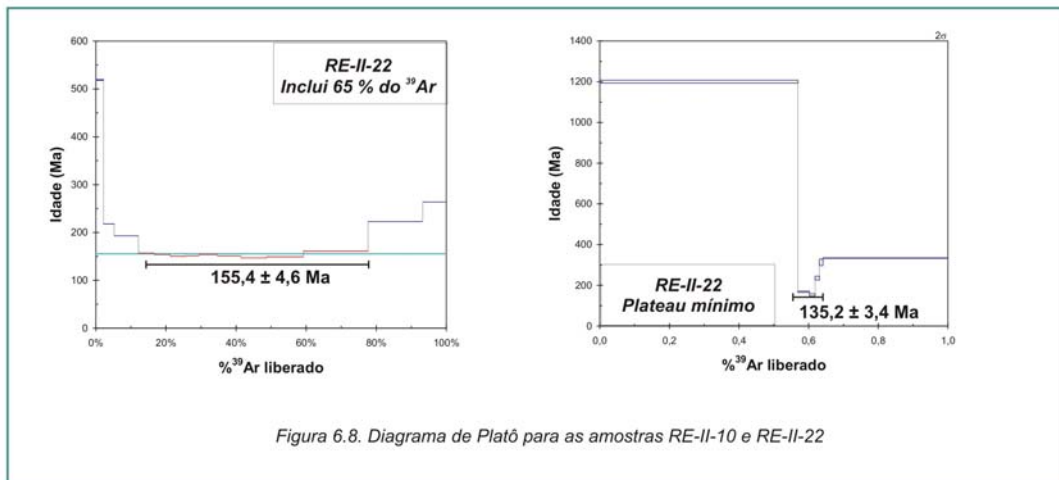


Figura 6.8. Diagrama de Platô para as amostras RE-II-10 e RE-II-22

que eventos térmicos subseqüentes podem afetar o padrão de distribuição do argônio da amostra. A configuração típica para este tipo de comportamento mostra platôs iniciais com idades mais antigas, seguidos por platôs intermediários com idades mais jovens, e retornando o padrão de idades mais antigas novamente. Segundo os autores, a baixas temperaturas pode haver transferência do gás para “espaços” localizados na estrutura do grão, como por exemplo zoneamento, causando o excesso de argônio.

Kelley (2002), também procurando uma explicação para este tipo padrão em sela que é associado a excesso de argônio, sugeriu que este pode ser causado por inclusões de vários tipos. Segundo o autor, inclusões fluidas podem ser lidas junto ao argônio em baixas temperaturas, enquanto que inclusões de minerais são lidas a altas temperaturas.

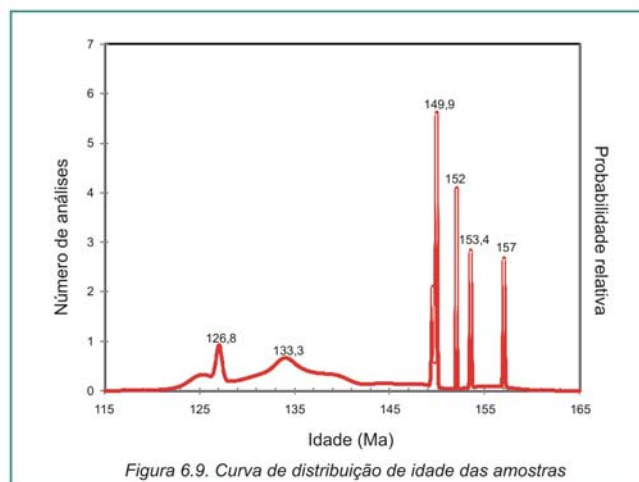
No caso das amostras da área alvo este tipo de padrão pode realmente estar associado à ocorrência de eventos térmicos subseqüentes. A região sudeste do Brasil foi palco, durante o período Cenozóico, de intensa atividade magmática responsável pela geração de inúmeros diques de rochas alcalinas máficas com idades aproximadas de 82 Ma, além de plutons, plugs, stocks e diques de rochas alcalinas félsicas com idades mais jovens variando entre 60-58 Ma (Guedes *et al*, 2005).

De acordo com dos diagramas idade *versus* % de ^{39}Ar liberado e com os diagramas de isócronas, os diques da área alvo apresentam um espectro de

idade que varia entre $126,3 \pm 4,5$ Ma até $155,4 \pm 4,6$ Ma (Tabela 6.2), com uma maior distribuição entre no intervalo entre 145 e 150 Ma (Figura 6.9).

Atenção especial foi dada a amostra RE-II-22 datada anteriormente por Guedes (2001) pelo método K-Ar em $192,9 \pm 2$ Ma sendo até então uma das idades mais antigas relacionadas ao Enxame de Diques da Serra do Mar. Esta amostra, em especial, parece não ser uma boa representante do magmatismo na área já que as idades obtidas variam entre 135,2 e 152 Ma para análise em plagioclásio e são de 155,4 para rocha total. Além deste largo espectro para a mesma amostra, esta apresenta um alto conteúdo de argônio atmosférico conforme observado no diagrama de isócronas e que pode indicar assimilação de argônio da rocha encaixante, e ainda uma idade muito antiga (em torno de 380 Ma) para a fusão total da amostra. Neste caso a melhor estimativa para idade desta rocha é dada pelo diagrama de platô quando observamos a idade mínima que seria em torno de 135 Ma.

Quando colocados em paralelo as idades obtidas para as amostras, as diferentes suítes geoquímicas e a orientação dos corpos, podemos perceber para a suíte A uma variação de idades entre 126 e 157 Ma, para a Suíte B as idades variam entre 133 e 149.9 Ma e para a Suíte C as idades variam entre 125 e 152 Ma. Estes resultados somados aos dados de campo sugerem que não há uma clara divisão entre a orientação das amostras e as idades. Sendo assim, podemos supor que os magmas que formam esta suítes seriam diácronos e com uma freqüência de distribuição entre 135-149 Ma.



Amostra	Suíte	Idade (Ma)	Método
BAN-482D	A	126,3±4,5	Platô
BAN-351	A	133,7 ± 4,8	Platô
BP-E-9A	A	127 ± 0.6	Platô
BP-M-127	A	133 ± 5,5	Platô
BP-M-646	A	134,4 ± 6,6	Platô
CB-DQ-01	A	127 ± 7,2	Platô
NSA-SI-226	A	138 ± 5	Platô
RE-II-10	B	137,4 ± 5,7	Platô
RE-II-22 (pgl USP)	C	135,2 ± 3,4	Platô mínimo
RE-II-22 (pgl)	C	152	Platô mínimo
RE-II-22 (wt)	C	155,4 ± 4,6	Platô
RE-III-102A (pgl)	C	125,1 ± 2,3	Platô
RE-III-102A (RT)	C	139,5 ± 2,9	Platô
VR-ELS-9A	A	149,9±.15	Platô
NSA-ELS-5	B	149,9 ± 0.15	Platô
CB-ELS-14		153,5 ±0,15	Platô
BAN-ELS-10	A	157 ± 0.16	Platô
VR-ELS-8	C	148 ± 3,3	Platô
VR-ELS-6	A	144,2 ± 3.2	Platô
PR-EG-01	A	149,5 ± 0.21	Platô
VR-149	A	131,3 ± 3,7	Platô
VR-288	B	133,9 ± 1,8	Platô

Tabela 6.2. Idades das amostras da área alvo.

6.4. Comparações Regionais e Considerações finais

As idades encontradas para o magmatismo toleítico correlacionados ao *break-up* do Gondwana na região sul e sudeste do Brasil são bastante diversificadas se analisadas em detalhe. Em parte estas diferenças se devem aos métodos utilizados, em parte na forma como foram feitas as interpretações e até mesmo no material selecionado para a datação.

Para a Província Magmática do Paraná, por exemplo, que concentra a maior parte dos trabalhos e dados, alguns autores colocam o intervalo de idades entre 133-132 Ma estimando que a duração total do magmatismo tenha sido de aproximadamente 1 Ma (p. ex. Renne *et al*, 1992) enquanto outros concentram o intervalo de idades entre 134 -126 Ma (p. ex. Turner *et al*, 1994) estimando a duração total do magmatismo em 10 Ma.

No caso dos enxames de dique, como por exemplo o de Ponta Grossa, Renne *et al* (1996) utilizando isócronas no método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ encontraram idades entre $131,4 \pm 0,4$ e $129,2 \pm 0,4$ Ma, com idades médias em torno de 130,5 Ma. Já para o Enxame de Diques da Serra do Mar, os dados disponíveis para o sub-enxame entre Ubatuba e do Rio de Janeiro apontam idades que variam entre 129 - 133 Ma (Garda *et al*, 1995; Turner *et al*, 1994).

Como forma de colaborar para o entendimento do magmatismo toleítico, as idades dos diques da área alvo foram confrontadas com as idades obtidas para os magmas de alto TiO_2 dos tipos Urubici e Pitanga da Província do Paraná, cujos dados litogeoquímicos mostraram que o sub-enxames da área alvo tem afinidade, com o magmatismo da Bacia de Santos, e com os enxames de diques de Ponta Grossa, Florianópolis e Serra do Mar.

Os dados utilizados na comparação (Tabela 6.3) incluem tanto idades obtidas pelo método K-Ar quando obtidas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Localização	Idade (Ma)	Método	Fonte
Bacia do Paraná	127-137	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Turner <i>et al.</i> (1994)
	132-137,8 ± 0,7	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Stewart <i>et al.</i> (1996)
Ponta Grossa	129,2 ± 0.4-131,4	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Renne <i>et al.</i> (1996)
Bacia de Santos	129,4 – 133	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Turner <i>et al.</i> (1994)
EDSM – Ubatuba	129,2-149,8	K-Ar	Garda <i>et al.</i> (1995)
	115 -132,3	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Turner <i>et al.</i> (1994)
EDSM – Rio de Janeiro	129,4-133	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Deckart <i>et al.</i> (1998)
Florianópolis	128,2 – 144,1	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Raposo <i>et al.</i> (1998)
Bacia de Santos	104,9 – 123,8	K-Ar	Fodor <i>et al.</i> (1983)

Tabela 6.3. Dados utilizados na comparação com as idades da área alvo.

A comparação das idades da área alvo com os magmas de alto titânio da Província do Paraná mostrou que, para os intervalos de idade situados entre 125 e 130 Ma e 130-135 Ma, as idades da área alvo são coincidentes (Figura 6.10). Porém para o grupo e idades mais antigas situadas no intervalo entre 145 e 150 Ma não foram observadas correlações (Figura 6.11). Isto pode nos indicar dois diferentes cenários, no primeiro as idades mais antigas para o magmatismo da Província Magmática do Paraná que seriam coincidentes com as da área alvo foram erodidas, e o segundo cenário seria que o magmatismo da área alvo mais antigo não teria representante na Província Magmática do Paraná.

Já para a Bacia de Santos, região adjacente a área alvo, as correlações indicaram que o magmatismo da área alvo é bem mais antigo, já que as idades de Santos situam-se no intervalo entre 104 e 123 Ma (Fodor *et al.* 1983).

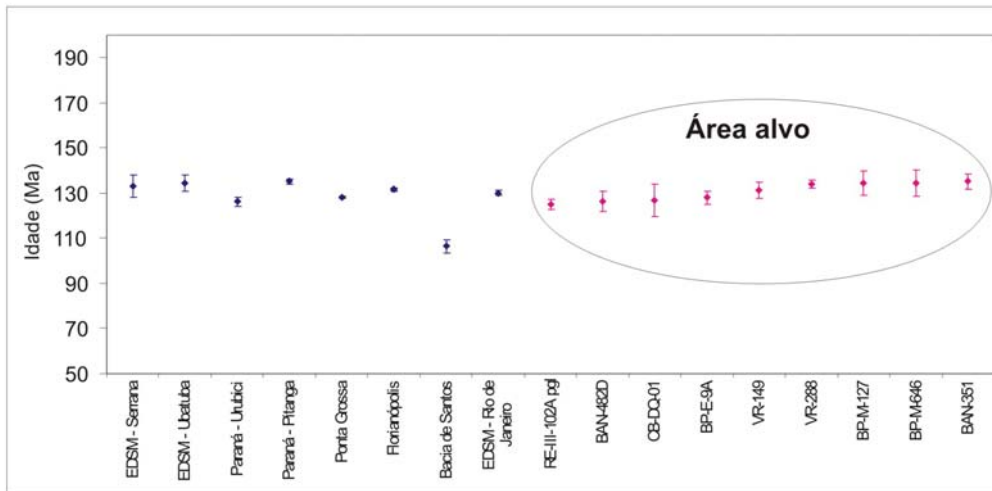


Figura 6.10. Comparação das idades da área alvo com os derrames de alto TiO_2 da Província Magmática do Paraná, com a Bacia de Santos, com os enxames de Ponta Grossa e Florianópolis e com outras áreas do EDSM.

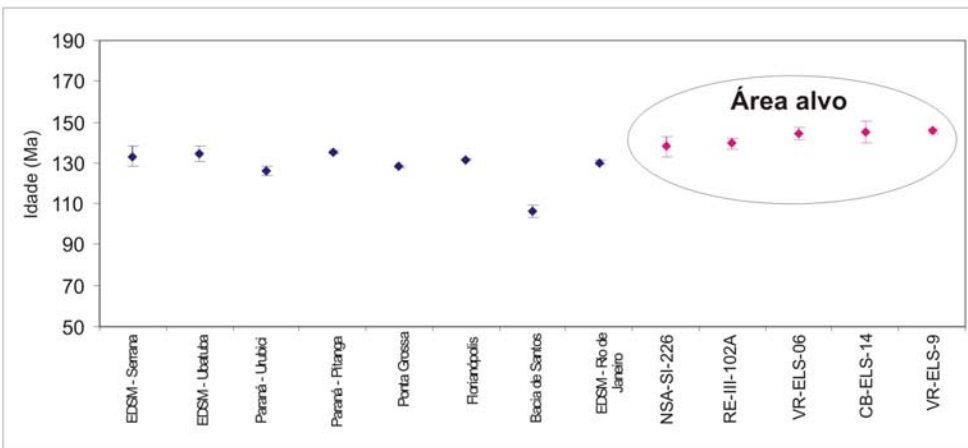


Figura 6.11. Comparação das idades mais antigas da área alvo com os derrames de alto TiO_2 da Província Magmática do Paraná, com a Bacia de Santos, com os enxames de Ponta Grossa e Florianópolis e com outras áreas do EDSM.

A correlação das idades da área alvo com o Enxame de diques de Ponta Grossa mostrou que as idades em torno de 130 são coincidentes. Porém o Enxame de Ponta Grossa apresenta um grupo mais jovens em torno de 119 - 120 Ma que aparece registrado nas amostras selecionadas na área alvo. Vale

ressaltar que a idade mais jovem da área alvo é de $125,1 \pm 2,3$ Ma. Já para o Enxame de Florianópolis as idades concordantes são aquelas situadas no intervalo entre 130-140 Ma.

Idades em torno de 130-137 Ma ocorrem também em outras áreas do Enxame de Diques da Serra do Mar, sendo as em torno de 135-137 comuns na região de Ubatuba. Idades entre 140 -150 Ma não são reportadas em outras áreas do Enxame.

A ocorrência de idades mais antigas entre 140 -150 Ma que não são reportadas nem na Província Magmática do Paraná e nem nos enxames de diques podem ser um indicativo de que processos distensionais, associados à fragmentação do Gondwana já estariam atuando na região sudeste do Brasil mesmo antes do pulso principal do magmatismo ocorrido à aproximadamente 130-120 Ma.

CAPITULO VII – CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

A geração de grandes derrames de magma basálticos em áreas continentais e de enxame de diques a estes associados, é comumente relacionada ao modelo de impacto de uma pluma mantélica na base na litosfera seguido por afinamento crustal (White e McKenzie, 1989) podendo este impacto culminar ou não com fragmentação continental.

Na Plataforma Sul Americana, a ocorrência dos extensos derrames da Província Magmática do Paraná somado aos enxames de diques de Ponta Grossa, Florianópolis e Serra do Mar, e aos derrames nas bacias marginais (como por exemplo de Campos e Santos), tem sido associados à fragmentação do Gondwana, que teve seu ápice a aproximadamente 120 Ma e culminou com a formação do Oceano Atlântico Sul, sendo comumente associado ao impacto da Pluma de Tristão da Cunha.

Entretanto, novos dados geológicos, litogeoquímicos e isotópicos sugerem que a participação da Pluma de Tristão da Cunha na geração do magmatismo é menor do que se imaginava (p. ex. Marques e Ernesto, 2004). Em paralelo, novas pesquisas sobre as correlações entre derrames basálticos continentais e plumas mantélicas em outras regiões tem demonstrado que nem sempre estes estão associados ao mesmo evento. Além disso, a participação de antigas estruturas que são reativadas pelo evento tectono-magmático, antes avaliadas em segundo plano, tem sido vistas como principal caminho para o magmatismo que as utiliza como conduto.

Em ambos modelos de geração de grandes províncias magmáticas os enxames de diques tem importância. O estudo das características dos enxames nos permite avaliar se estes foram os condutos do magmatismo dos derrames continentais e, além disso, os diques marcam o campo de stress à época do evento podendo ser também associados aos estágios iniciais de rifteamento.

Neste sentido, o estudo dos enxames de diques associados à fragmentação do Gondwana pode fornecer inúmeras informações que muitas vezes não estão mais acessíveis na área dos derrames.

No caso do Enxame de Diques da Serra do Mar, que ocorre na região litorânea dos Estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Espírito Santo, além do Vale do Paraíba, a escassez de informação prejudica o entendimento do fenômeno na área, principalmente no que se refere à correlação com o magmatismo na Bacia de Santos, na área oceânica, que nos últimos anos vem concentrando parte das pesquisas da indústria petrolífera.

7.1. O Enxame de Diques da Serra do Mar (EDSM) na região entre Resende e a Ilha Grande: porque diferentes orientações?

Na região entre Resende e a Baía da Ilha Grande ocorre um feixe de diques com aproximadamente 140 corpos magmáticos cartografados, que afloram no Segmento Central do Orógeno Ribeira, e formam um sub-enxame que faz parte do EDSM e aqui denominado informalmente de Enxame de Diques Resende-Ilha Grande.

Os diques toleíticos que ocorrem na região entre Resende e a Baía da Ilha Grande podem ser divididos, com base nas características de afloramento, em dois grupos distintos; no primeiro predominam corpos de médio a grande porte que apresentam contatos bruscos com o embasamento, margens resfriadas e fraturas em duas direções. Mesmo em corpos com espessuras maiores do que 10 metros os diques mostram-se bem homogêneos. Em campo foram observadas variações texturais ao longo da largura variando desde a borda muito fina até o centro onde a granulometria é grossa. O segundo grupo é formado por diques de pequeno porte, que apresentam xenólitos do embasamento e formas de intrusão complexas. Neste segundo grupo é bastante comum a ocorrência de blocos que podem apresentar esfoliação esferoidal.

A petrografia destes diques indicou que estes são formados por basaltos, basaltos porfíricos, diabásios e micro-gabros. A ocorrência de basaltos e basaltos porfíricos, rochas com granulometria fina, está relacionada com os diques de pequeno porte ou as margens resfriadas de corpos mais espessos. A textura varia entre os tipos afanítica e porfírica e matriz devitrificada pode ocorrer. Já os diabásios e micro-gabros estão relacionados

com a ocorrência de corpos mais espessos, a granulometria varia de média a grossa. As texturas encontradas para estes tipos com granulometria média a grossa variam entre equigranular, ofítica e subofítica. A mineralogia é formada por dois tipos de piroxênio (augita e pigeonita), plagioclásio, quartzo, minerais opacos, apatita, quartzo, clorita e saussurita. Nos tipos porfiríticos os fenocristais são de olivina, augita e plagioclásio.

O sub-enxame Resende-Ilha Grande poder ser dividido em três grupos com distintas direções: 1ª) com direções predominantes para NW; 2ª) com direções predominantes para NS e NNE; 3ª) com direções predominantes para NE. Estas três direções são coincidentes com outras feições como a estruturação do embasamento pré-cambriano, falhas, fraturas, com a Zona de transferência de Volta Redonda assim como estruturas NW mapeadas na Bacia de Santos.

A avaliação da orientação espacial destes três grupos pode nos sugerir uma “rotação” ou “movimentação” entre eles, fato este que não foi confirmado com a litogeoquímica e a geocronologia que indicam a ocorrência magmas diacrônicos.

Outro fator a ser analisado nesta possível “movimentação” é que o padrão da estruturação do embasamento, com direção marcante para NE, se repete para a área de ocorrência dos três grupos. Se estas direções atuaram como regiões de fraqueza que possibilitaram a intrusão dos diques do grupo 3, porque o mesmo não aconteceu com os diques dos grupos 1 e 2? Em parte isto poderia ser explicado por um forte controle tectônico exercido pelas estruturas NW, e subordinadamente NS, em detrimento das estruturas com direção NE na área. Estas mesmas estruturas NW e NS seriam as responsáveis pelo deslocamento de feições na Bacia de Santos.

A comparação da orientação dos diques da área alvo, com a orientação dos outros sub-enxames que fazem parte do EDSM, revelou que somente a orientação dos diques do grupo 3 (predominante para NE) são concordantes já que nos outros sub-enxames que fazem parte do EDSM a direção principal é sempre NE, sendo ocorrência de corpos com direção NW e NS raramente relatada (Valente, 1997; Corval, 2005).

Por fim, podemos sugerir, que esta direção NW a NS, que afeta tanto as rochas do Pré-cambriano como as rochas da bacia possivelmente exerceu um controle muito maior no processo de intrusão dos diques do que a própria estruturação NE do embasamento.

7.2. O Enxame de Diques da Serra do Mar (EDSM) na região entre Resende e a Ilha Grande: Litogeoquímica.

Análises litogeoquímicas revelaram que o enxame de diques da área alvo é formado por basaltos, basaltos andesíticos, basaltos traquiandesíticos, e traquibasaltos que se classificam segundo a norma CIPW em quartzo toleítos. Estes fazem parte de uma série sub-alcalina e afinidade toleítica e apresentam altos teores de TiO_2 .

Baseado na razões $(\text{La}/\text{Yb})_n$ e em outras razões de elementos traços, os basaltos toleíticos da área alvo foram separados em três suítes distintas:

- *Suíte A* - $(\text{La}/\text{Yb})_n$ entre 7,20 e 11
- *Suíte B* - $(\text{La}/\text{Yb})_n$ entre 11,6 e 17,7
- *Suíte C* - $(\text{La}/\text{Yb})_n$ entre 24,8 e 32,6

Para as suítes A e B o provável processo evolutivo foi a cristalização fracionada e a fonte envolvida seria do tipo enriquecida com pelo menos uma contribuição do manto litosférico subcontinental.

Mesmo com diferentes razões $(\text{La}/\text{Yb})_n$ separando claramente os basaltos da área alvo em três suítes magmáticas distintas, não foram encontradas qualquer evidências de campo, seja em relação a orientação ou ao modo de ocorrência ou ainda mudanças na petrografia que possibilitem separar a área de ocorrência de cada uma destas suítes bem delimitadas em mapa e relacioná-las com os três grupos de diferentes orientações espaciais.

Comparações com os magmas e alto TiO_2 da Província do Paraná sugerem que o magmatismo da área alvo teria afinidade tanto com os magmas do tipo Urubici quanto com os magmas do tipo Pitanga. Comparando-se ainda as amostras da área alvo com enxame de diques, notamos uma correlação com outras áreas do Enxame de Diques da Serra do Mar, principalmente com

os magmas do tipo Paraíba descritos para a região de São Paulo (Regelous, 1993).

Esta comparação possibilitou a observação de que este padrão de mais de uma suíte de alto TiO_2 se repete em outras áreas do Enxame de Diques da Serra do Mar, porém nestas não foram encontradas razões $(La/Yb)_n$ tão altas como as descritas para a Suíte C da área alvo. Além disto os basaltos da área alvo não parecem ter sido os alimentadores nem dos magmas do tipo Urubici e nem os do Pitanga, e seria representante de um tipo “híbrido” não representado na Província Magmática do Paraná porém que seria semelhante ao Tipo Paraíba. Estes resultados nos sugerem ainda a ocorrência de pequenas câmaras magmáticas locais na região sudeste com diferentes níveis de contaminação crustal que seriam responsáveis pela geração deste magmatismo.

Por outro lado a ocorrência destes três grupos sugere a ocorrência de uma provincialidade geoquímica local, semelhante a que ocorre no Província Magmática do Paraná, porém sem a ocorrência de tipos de baixo TiO_2 , o que poderia nos indicar que à época das intrusões os processos de extensão da litosfera não estivesse no seu máximo.

Como sugestão, a integração dos magmas de outras áreas do enxame poderia auxiliar na interpretação e possível definição destes “novos” tipos de magma e confirmação desta provincialidade geoquímica além de delimitar a área de ocorrência destas suítes, e em paralelo suas relações com o magmatismo do Paraná.

7.3. O Enxame de Diques da Serra do Mar (EDSM) na região entre Resende e a Ilha Grande: Geocronologia

Para alguns diques da área alvo selecionados, englobando aqui amostras das três suítes, foram efetuadas datações pelo método $^{40}Ar/^{39}Ar$. O resultado destas indica que o magmatismo na área alvo ocorreu no intervalo entre $126,3 \pm 4,5$ e $155, 4 \pm 4,6$, com a distribuição da maioria dos dados no intervalo que vai desde 134 até 150 Ma.

Comparações com o magmatismo do Paraná, dos enxames de diques e da Bacia de Santos, possibilitaram a separação destes diques com base na idade em dois grupos. Um primeiro, mais jovem, teria idades semelhantes às outras áreas do EDSM assim como dos magmas do Paraná e estaria situado em um intervalo de 125-135 Ma. O segundo, mais antigo, seria representado pelas amostras situadas no intervalo entre 145 -155 Ma.

Estas idades mais antigas podem sugerir que processos distensionais associados ao Gondwana já atuavam na região sudeste antes do pico do magmatismo. Outro fator curioso, é que mesmo para a região litorânea, próxima do limite da Bacia de Santos as idades são antigas e ainda nenhum pulso mais jovem, com a mesma idade do magmatismo da bacia, foi encontrado.

7.4. Conclusões

Estes novos resultados sobre o magmatismo nos sugerem as seguintes conclusões para o Enxame de Diques da Serra do Mar na região entre Resende e a Baía da Ilha Grande:

- 1) O enxame de diques tem três distintas orientações NW, NS e NE;
- 2) A direção NW é coincidente com feições que deslocam rochas desde o embasamento até a bacia podendo sugerir reativações;
- 3) O magmatismo é toleítico de alto TiO_2
- 4) Estes basaltos de alto TiO_2 podem ser separados em grupos com diferentes razões $(La/Yb)_n$;
- 5) O grupo com mais altas razões não são representados em outras áreas do Enxame de Diques da Serra do Mar;
- 6) Não foram encontrados nem tipos ácidos e nem tipos com baixo TiO_2 , como ocorrem nos derrames e em outras áreas do Enxame de Diques da Serra do Mar, por exemplo;
- 7) As idades de alguns corpos são semelhantes a idade proposta para o magmatismo da Província Magmática do Paraná;
- 8) Idades mais antigas indicam a atuação de esforços distensivos pré-*break-up*.

Referências Bibliográficas

ALEGRE C. J. & MINISTER, J. F. *Quantitative models of trace elements behavior in magmatic process. Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, v.1, n.38, p. 1-25, 1978.

ALMEIDA, F. F. M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, Rio de Janeiro, v.4, n.16, p.325-349.

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. E.; MIZUSAKI, A. M. P. 1986. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira e como das áreas emersas adjacentes. *Revista Brasileira de Geociências*, Rio de Janeiro, v.3, n. 26, p. 125-138.

ALMEIDA, F..M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. FUCK, R.A. 1977. As províncias estruturais Brasileiras. *Anais do 8 simpósio de Geologia do Nordeste*, Campina Grande, p. 363-391.

ALMEIDA, F.F.M. 1976. *The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48 (supl.), 15-26

ALMEIDA, J. C. H.; SILVA, L.G.E.; VALLADARES. 1993.. O Grupo Paraíba do Sul e rochas granitóides na região de Bananal (SP) e Rio Claro (RJ): Uma proposta de formalização litoestratigráfica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, 1993, Rio de Janeiro. Atas..., Rio de Janeiro: SBG/RJ, 1993, p:161-167.

ALMEIDA, J. C. H. ; TETZNER, W. ; HEILBRON, M. ; VALENTE, S. C. ; MOTOKI, A. ; RUBIM, I. N. ; DUTRA, T. .2005. Magmatismo toleítico neocomiano no Cabo de Búzios e Cabo Frio: registros da tectônica de quebra do Gondwana e da evolução da margem continental sudeste do Brasil. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 2005 (Guia de Excursão Técnica).

ANDERSON, D. L. 2005. *Scoring Hotspots: The plume and plate paradigms. In Plates, plumes and paradigms*. Foulger, G.R.; Natland, J. H.; Presnall; Anderson, D. L. *The Geological Society of America, Special paper n. 388*. p. 31-54.

BARAGAR, W.R.A., ERNST, R.E., HULBERT, L., PETERSON, T. (1996). *Longitudinal petrochemical variations in the Mackenzie dyke swarm, northwestern Canadian Shield*. *J. Petrol.* 37: 317-359.

BARBOSA, R. A. Contribuição a petrografia do distrito federal. *Boletim do DNPM/DGM*, n. 180, p. 1-40. Rio de Janeiro, 1958.

BENNIO, L.; BROTZU, P.; ANTONIO, M.D.; FERRAND, G.; GOMES, C.B.; MARZOLI, A.; MELLUSO, L.; MORBIDELLI, L.; MORRA, V.; RAPHAELLI, C.; RUBERTI, E. 2003. *The Tholeiitic dyke swarm of the Arraial do Cabo Peninsula*

(SE Brazil): $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ages, petrogenesis a regional significance. *Journal of South America Earth Science*: 1-14.

BELLIENI, G., COMIN-CHIARAMONTI, P., MARQUES, L.S., MELFI, A.J., PICCIRILLO, E.M., NARDY, A.J.R. & ROSEMBERG, A. 1984. *High- and low- TiO_2 flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin*. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen*, v.3, n.150, p. 273-306, 1984.

CAINELLI, C. AND MOHRIAK, W.U. 1999. *Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian Continental Margin*. *Episodes*, 22(3), 206-216.

CAMPBELL, I. H. 1988. *The mantle's chemical structures: insights from the melting products of the mantel plume*. In: JACKSON, I. N.S (Eds.), *The Earth's Mantle: compositions, structure and evolutions*. Cambridge University Press. New York, p. 259-310.

CAMPBELL, I. H. GRIFFTHIS, R. W. 1990. *Implications of mantle plume structures for the evolution of flood basalts*. *Earth and Planetary Science Letters*, 99, 79-93.

CAMPBELL, I. H. 2001. *Identification of ancient mantle plumes*. In: Ernest, R. E, Buchan, K. L. (Eds.), *Mantle Plume: Their identification thought the time special paper V. 352*. Geological Society of America p.5-22.

COBBOLD, P. R.; KRISTIAN, E. MEISLING, MOUNT, V.S. 2001. *Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos Basin, southeastern Brazil*. *AAPG Bulletin*, V. 85. N. 11, pp. 1925-1994.

COFFIN, M. F.; ELDHOLM, O. 1994. *Large igneous provinces crustal structures, dimensions and external consequences*. *Rev. Geophys.* 32, 1-36.

COFFIN, M. F.; ELDHOLM, O. 2001. *Large Igneous Provinces: Progenitors of some ophiolites?* In: Ernest, R. E, Buchan, K. L. (Eds.), *Mantle Plume: Their identification thought the time special paper V. 352*. Geological Society of America. p. 59-70.

COMIN-CHIRAMONTI, P., CUNDARI, A., PICCIRILLO, E.M., GOMES, C.B., CASTORINA, F., CENSI, P., DEMIN, A., MARZOLI, A., SPEZIALAE, S. & VELÁZQUEZ, V.F. 1997. *Potassic and sodic igneous rocks from eastern Paraguay: their origin from the litospheric mantle and genetics relationships with the associated Paraná flood tholeiites*. *Journal of Petrology*, 38, 495-528.

CONCEIÇÃO, F. R.; TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.1998. O enxame cretácico de diques básicos granofíricos da Serra dos Orgãos, Estado do Rio

de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, Belo Horizonte. Anais...Belo Horizonte: SBG, 1998, p: 481.

CONCEIÇÃO, F. R.; TUPINAMBÁ, M.; TEXEIRA, W.; VALERIANO, C. M.; HEILBRON, M.; KAWASHITA, K. *Proterozoic and cretaceous gabbroic rocks from the Serra dos Orgãos region, southeastern Brazil*. In: *SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY*, 3, 1997, Campos do Jordão. Anais...Campos do Jordão: SBGq, 1997, p. 18.

CONDIE, K. C. 2001. *Mantle Plumes and Their Record in the Earth History*. Cambridge University, 312 p. 2001.

CORVAL, A. ; VALENTE, S. ; DUARTE, B. P. ; DUTRA, T. 2005. Evidências para a presença de um componente tipo pluma na petrogênese do Enxame de Diques da Serra do Mar nos setores Central e Norte do Estado do Rio de Janeiro. III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 2005, Cabo Frio. Anais do III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 2005. v. Único. p. 201-205.

CORVAL, A. 2005. Petrogênese das suítes basálticas toleíticas do Enxame de Diques da Serra do Mar nos setores central e norte do estado do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, UERJ, 92p.

COURTILOTT, V. BESSE, J., COGNÉ, J-P.; DAVAILLE, A.; RENNE, P. 2004. *No long term changes in LIP production rates: Traps as a random sequence of rather similar events*. *Geophysical Research Abstract*, vol. 6, 03797.

COURTILOTT. V.; JAUPART, C.; MANIGHETT, I. TAPPONNIER, P.; BESSE, J. 1999. *On casual link between floods basalts and continental break-up*. *Earth and Planetary Science Letters*, 166.

COURTILOTT, V; RENNE, P. 2003. *On the ages of flood basalts events*. *C.R. Geosciences*, v. 335, p. 113-140.

COX, K. G. 1980. *A model of flood basalt volcanism*. *Journal of Petrology*, 21 (4): 629 -650.

COX, K. G. BELL, J. D.; PANKHUST. *The interpretation of igneous rocks*. London: George Allen & Unwin, 1979. 450p.

DAMASCENO, E. G.1966. Estudo preliminar das rochas básicas e ultrabásicas da região de Ubatuba, Estado de São Paulo. *Academia Brasileira de Ciência*, São Paulo, v. 38, n. 2, p. 293-304.

DALRYMPLE, G. B. GROMMÉ, C.S.L WHITE, R.W. 1975. *Potassium-argon age and paleomagnetism of diabase dikes in Liberia: Initiation of Central Atlantic Rifting*, *Geological Society of America Bulletin*. V. 86, 399-411.

DIAS, J.L.; GUAZELLI, W.; CATTO, A.J. 1987. Integração do Arcabouço estrutural da Bacia de Campos com o embasamento pré-cambriano adjacente: Anais do I Simpósio de Geologia Regional Rio de Janeiro – Espírito Santo, p. 189 – 197.

DIAS, J. L.; SAD, A. R. E.; FONTANA, R. L.; FEIJÓ, F. J.. Bacia de Pelotas. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 8, n1, p. 235-245, 1994.

DUTRA, T.; CORVAL, A.; VALENTE, S.; DUARTE, B. P.; ALMEIDA, J. C. H.; TETZNER, W.; MONTEIRO, H. 2005. Processos petrogenéticos evolutivos para os basaltos de Búzios no enxame de diques da Serra do Mar. Boletim de Resumos do 9º Simpósio de Geologia do Sudeste e 13º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, p.36. Niterói, RJ.

EIRADO SILVA, L.G.A. 2006. A Interação entre os Eventos Tectônicos e a Evolução Geomorfológica da Serra da Bocaina, Sudeste do Brasil. Tese de Doutorado, Faculdade de Geologia, UERJ, 272p.

ERNST, R. E; BUCHAN, K, L. 1997. *Giant radiating dykes swarms: their use in identification pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes*. In Mahoney, J.J and Coffin, M. F.eds. *Large Igneous Provinces: continental, oceanic and planetary volcanism: American Geophysical Union Geophysical Monograph* 100, p. 237-333.

ERNST, R. E.; BUCHAN, K. L. 2001. *Large mafic magmatic events through time and link to mantle plume heads*. In: Ernest, R. E, Buchan, K. L. (Eds.), *Mantle Plume: Their identification thought the time special paper* Vo. 352. Geological Society of America. Boulder CO. pp. 483-575.

ERNST, R.R.; BUCHAN, K. L. CAMPBELL, I. H. 2005. *Frontier in Large Igneous Province Research. Lithos*, 79, 271 – 297.

ERNST, R. E.; HEAD, J. W.; PARTIFITT, E.; GROSFILS, E.; WILSON, L. 1995. *Giant radiating dike swarms on Earth and Venus. Earth and Science Review*, 39: 1-58.

ERNESTO, M. MARQUES, L.S., PICIRRILLO, E. M.; MOLINA, E. C. USSAMI, N. COMIN-CHIRAMMONT, P. BELLINI, G. 2002. *Paraná Magmatic Province – Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heats sources. Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118 (1-2):15-36.

ERNESTO, M. RAPOSO, M.I.B.; MARQUES, L.S.; RENNE, P. R.; DIOGO, L. A. DE MIN. A. 1991. *Paleomagnetism, geochemistry and Ar/Ar dating of the North-eastern Paraná Magmatic Province: tectonic implications. Journal of Geodynamics*, 28: 312-340.

FARIGH, W.F. 1989. *The tectonic setting of continental mafic dyke swarms: Failed arm and early passive margin. Geological association of Canada, Special paper, n. 34, p. 331-348.*

FERRARI, A .L.1989. A geologia do "Rift" da Guanabara (RJ) na sua porção centro-ocidental. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1, 1989, Rio de Janeiro. Boletim de Resumos...Rio de Janeiro: SBG, 1989, p. 126-127.

FERRARI, A.L. 1990. A Geologia do Rife da Guanabara (RJ) na sua porção centro ocidental e sua relação com o embasamento pré-cambriano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. Anais...Natal: SBG, 1990, v. 6 p. 2858-2872.

FODOR, R.V. 1987. *Low- and high-TiO₂ flood basalts of Southern Brazil: origin from picritic parentage and a common mantle source. Earth and Planetary Science Letters, 84, 423-430.*

FODOR, R.V. AND VETTER, S.K., 1984, *Rift-zone magmatism: petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, Southeastern Brazil margin: Contributions to Mineralogy and Petrology, 88, 307-321.*

FODOR, R.V., MCKEE, E.H. & ASMUS, H.E. 1983. *K-Ar ages and the opening of the South Atlantic Ocean: basaltic rock from the Brazilian margin. Marine Geology, 54, M1-M8.*

GALLAGHER, K & HAWKESWORTH, C. J.1994. *Mantle plumes, continental magmatism and asymmetry in the South Atlantic. Earth Planetary Science Letters, n.123, p. 105-117. 1994.*

GALLAGHER, K & HAWKESWORTH, C. J.1993. *Dehydration melting and generation of continental flood basalts. Nature, n. 363, p. 712-715. 1993*

GARDA, G. M. e SCHORSHER, H. D. 1994. Os diques máficos e ultramáficos da região costeira entre São Sebastião e Ubatuba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994, Balneário Camboriu. Anais...Balneário Camboriu: SBG, 1994, v. 3, p. 62-63.

GARDA, G.M., 1995, Os diques básicos e ultrabásicos da região costeira entre as cidades de São Sebastião e Ubatuba, Estado de São Paulo: Tese de doutorado, USP, 156p.

GIBSON, S.A., THOMPSON, R.N., DAY, S.E., HUMPHRIS, A.P. AND DICKIN, A.P. 2005. *Melt-generation processes associated with the Tristan mantle plume: Constrains on the origin of EM-1. Earth and Planetary Science Letters, 237, 744-767.*

GRIFFITHS, R.W.; CAMPBELL, I.H. 1990. *Stirring and structure in mantle plumes. Earth Planetary Science Letters. V. 99 p. 66-78.*

GUEDES, E. 2001. Magmatismo Mesozóico-Cenozóico no embasamento das bacias de Resende e Volta Redonda: Petrologia, geocronologia e caracterização tectônica. Dissertação de Mestrado, UERJ, inédita, 116p

GUEDES, E.; HEILBRON, M. ; VASCONCELOS, P. M, VALERIANO, C. M.; ALMEIDA, J. C. H.; TEIXEIRA, W.; THOMAZ FILHO, A. 2005. *K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of dikes emplaced in the onshore basement of Santos Basin, Resende area, SE Brazil: implications for the south Atlantic opening and Tertiary reactivation. Journal of South America Earth Science*, vol. 18, issues 3-4, 371-382.

GUEDES, E.; HEILBRON, M; VALENTE, S. C. 1999. Litogeoquímica e petrografia das rochas básica da região entre Pedra Selada e Barra do Pirai (RJ): dados preliminares. In: CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA E VII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, V, 1999, Porto Seguro. Anais.... Porto Seguro: SBGq, 1999, p. 516-519.

HAWKESWORTH, C. J & GALLAGHER, K.1993. *Mantle hot spots, plume and regional tectonic as cause of intraplate magmatism. Terra nova*, n. 5, p. 552-559, 1993.

HAWKESWORTH, C. J.; GALLAGHER, K.; KIRSTEN, L.; MANTOVANI, M. S. M.; PEATE, D. W.; TURNER, S. P. 2000. *Tectonic controls on magmatism associated with continental break-up: an example from the Paraná-Etendeka Province. Earth Planetary Science Letters*, n. 179, p. 335-349, 2000.

HAWKESWORTH, C.J., GALLAGHER, K., KELLEY, S., MANTOVANI, M., PEATE, D.W., REGELOUS, M. & ROGERS, N.W. 1992. *Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. In: B.C. STOREY, T. ALABASTER & R.J. PANKHURST (eds). Magmatism and the causes of continental break-up. Special Publication of the Geological Society of London*, n. 68, p. 221-240, 1992.

HEILBRON, M., PEDROSA-SOARES, A.C., CAMPOS NETO, M.C., SILVA, L.C., TROW, R.A.J., JANASI, V.A., 2004, Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., e Brito-Neves, B.B., eds, Livro Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida: São Paulo, Editora Beca, primeira edição, 647p.

HEILBRON, M.; GUEDES, E.; VALERIANO, C. M.; TEIXEIRA, W. 1998. Magmatismo básico e alcalino Mesozóico no embasamento ao norte da bacia de Resende, RJ: Geoquímica, Geocronologia e implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte. Anais...Belo Horizonte: SBG, 1998, p. 106.

HEILBRON, M.; MOHRIAK, W.U. VALERIANO, C. M.; MILANI, E. J.; ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M. 2000. *From collision to extension: the roots of the southeastern Continental Margin of Brazil*. In: MOHRIAK, W. U. & TANDARK (editores): *Atlantic rifts and continental margins, geophysical monograph. America Geophysical Union*, n. 115, p. 1-32, 2000.

HELMBOLD, R. 1967. Resumo da geologia do Estado da Guanabara. Relatório da Comissão Especial do CNPq, n. 5, p. 31-34, 1967.

HERGT, J.M., PEATE, D.W. & HAWKESWORTH, C.J. 1991. *The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts. Earth and Planetary Science Letters*, n.105, p.134-148, 1991.

IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A.1971. *A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences*, n. 8, p. 523-547, 1971.

KELLEY, S.P. 2002. *Excess argon in K-Ar and Ar-Ar geochronology. Chemical geology*, vol. 188, p. 1-22.

LANPHERE, M. A. DALRYMPLE, G.B. 1976. *Identification on excess ^{40}Ar by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum technique. Earth and Planetary science Letter*, v. 32, 144-148.

LASSIER, J. C. DePAOLO. 1997. *Plume/lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic floods basalts: chemical and isotopic constraints*. In: Mahoney, J. Coffin, M. (eds), *Large Igneous Province: Continental, oceanic and planetary volcanism, Geophysical Monograph*, vol. 100. *American Geophysical Union*, Washington, pp. 335-355.

LE MAITRE, R. W. 1976 *The chemical variability of some igneous rocks. Journal of Petrology*, n.17, p. 589-637, 1976.

LOBO, J. T.; VALENTE, S. THOMAZ FILHO, A.; SZATMARI, P. 1999. Diabásios da Serra do Mar e basaltos da Bacia de Campos – Comparação dos processos de AFC através de modelamento geoquímico quantitativo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6, 1999, São Pedro. Anais....São Pedro: SBG, 1999, p.56

LOBO, J.T. 2000. Petrogênese dos basaltos do Cretáceo Inferior das bacias de Campos e Pelotas, SE do Brasil. Dissertação de Mestrado, UERJ, inédita, 117p.

LUDKA, I. P.; MEDEIROS, S. C.; WIDEMANN, C. M. SOLLNER, F.1996. Caracterização petrográfica e geoquímica de ocorrências basálticas Mesozóicas na região de Lumiar, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador. Anais....Salvador: SBG, 1996, v.2, p. 56-59.

LUSTRINO, M. 2005. *How the delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism*, *Earth Science Reviews*, 72, 21-38, 2005.

LUDWING, K. 2003. *Isoplot program*. *Berckley Geochronology Center*. California, USA.

MACEDO, J. M. 1987. *Evolução estrutural da bacia de santos e áreas continentais adjacentes*. dissertação de mestrado, ouro preto, 165 p.

MACEDO, J. M. 1989. *Evolução tectônica da Bacia de Santos e das áreas continentais adjacentes*. *Boletim de Geociências da Petrobras*, vol. 3, p. 159-173.

MACEDO, J.M. 1990. *Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas adjacentes*,. In: GABBAGLIA, G. P. R.; MILANI, E. J. Editores. *Origem e Evolução das Bacias Sedimentares*, p. 361-367.

MACHADO, N., VALLADARES, C.S., HEILBRON, M. VALERIANO, C.M. 1996. *U-Pb geochronology of Central Ribeira Belt (Brazil) and implications of evolution of the Brazilian Orogeny*. *Precambrian Research*. 79, 347-361.

McHONE, J.G.; ANDERSON, D. L.; BEUTEL, E.K.; FIALKO, Y.A. *Giant dikes, rifts, flood basalts and plate tectonics: A contention of mantle models*. In: Foulger, G.R.; Natland, J. H.; Presnall; Anderson, D. L. *Plates, plumes and paradigms*. *The Geological Society of America, Special Paper* n. 388. p. 401-420.

McDOUGALL, I; HARRISON, T. MARK. 1999. *Geochronology and Thermochronology by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar Method*. Oxford University press, 269p.

MANTOVANI, M. S. M; CORDANI, U. G.; ROISENBERG, A. 1985. *Geoquímica isotópica em vulcânicas ácidas da Bacia do Paraná e implicações genéticas associadas*. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 1, n. 15, p. 61-65, 1985.

McKENZIE, D. 1989. *Some remarks on the moment of small melt fractions in the mantle*. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 95 issue 1-2 p. 53-72.

MARQUES, L.S. 2001. *Geoquímica dos diques toleíticos da costa sul-sudeste do Brasil: contribuição ao conhecimento da Província Magmática do Paraná*. São Paulo. IAG-USP. Tese de Livre-Docência, 86p.

MARQUES, L.S., AND ERNESTO, M., 2004, *O magmatismo Toleítico da Bacia do Paraná*. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., e Brito-Neves, B.B., eds, *Livro Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*: São Paulo, Editora Beca, primeira edição, 647p.

MARQUES, L.S., BELLINI, G., DEMIN, A., PICCIRILLO, E.M. 1993. O Enxame de Diques da Ilha de Santa Catarina: resultados geoquímicos preliminares. Boletim de Resumos Expandidos do 4º Congresso Brasileiro de Geoquímica, Brasília. 3-4.

MARQUES, L.S., DUPRÉ, B., AND PICCIRILLO, E.M., 1999, *Mantle source compositions of the Paraná Magmatic Province (southern Brazil): evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry: Journal of Geodynamics*, 28(4-5), 439-458.

MARQUES, L.S., BABINSKI, M., RUIZ, I.R. 2003. *Lead isotopes of Early Cretaceous Coastal Dykes of Paraná Magmatic Province (Florianópolis Swarm): preliminary results. CBPM/IRD. Short Paper of 4th. South American Symposium on Isotope Geology*, Salvador. 605-608 (CD-ROM).

MCKENZIE, W. e GUILFORD, C. A. *Atlas of rocks forming minerals in thin sections*. London: Longman, 1989, 325p.

MENZIES, M. A.; KELPUER, S. L. EBINGER, C. J.; BAKER, J. (Eds). 2002. *Volcanic rifts margins, special publications*, vol. 362. Geological society of America, CO, 230 p.

MILANI, E.J.; FRANCA, A B.; SCHNEIDER, R.L.1994.. Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da Petrobras, v.1, n. 8, p. 69-82, 1994.

MINIOLI, B.1971. Determinações potássio-argônio em rochas localizadas no litoral norte do Estado de São Paulo. Academia Brasileira de Ciência, n. 43, p. 443-448, 1971.

MIZUSAKI, A. M. P. e THOMÁS FILHO, A.1987. *Volcano-sedimentary sequence of neocomian age in Campos Basin*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PELEONTOLOGIA, 10, 1987, Rio de Janeiro. Resumo das Comunicações...Rio de Janeiro: SBG, 1987, p. 87.

MIZUSAKI, A. M. P.1986. Rochas ígneo-básicas do neocomiano da bacia de Campos- Caracterização e comportamento como reservatórios de hidrocarbonetos. Dissertação de mestrado. 1986. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio de Janeiro.

MIZUSAKI, A. M. P.; THOMÁS FILHO, A.; VALENÇA, J.1988.. Volcano sedimentary sequence of Neocomian age in Campos Basin (Brazil). Revista Brasileira de Geociências, v. 3, n. 18, p. 247-251,1988.

MIZUSAKI, A.M.P, THOMAZ FILHO, A., 2004, O Magmatismo pós-Paleozóico no Brasil, In:, Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., e Brito-Neves, B.B., eds, Livro Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida: São Paulo, Editora Beca, primeira edição, 647p.

MIZUSAKI, A.M.P., PETRINI, R., BELLINI, G., COMIN-CHIARAMONTI, P., DIAS, J., DEMIN, A., AND PICCIRILLO, E.M. 1992. *Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos basin): Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111, 143-160.

MOHRIAK, W. U. Interpretação geológica e geofísica da Bacia do Espírito Santo e da região de Arolhos: petrografia, datações radiométricas e visualização sísmica das rochas vulcânicas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, vol.14, número 11, p.132-142.

MORAES, L.J.; GUIMARÃES, D.; BARBOSA, O. E. SOUZA. 1935. C. Geologia e petrologia do Distrito Federal e imediações. *Anais da escola de Minas de Ouro Preto*. n. 26, p. 1-92, 1935.

MOREIRA, J.L.P; ESTEVES, C. A.; RODRIGUES, J. J. G.; VASCONCELOS, C. S. 2005. Magmatismo, sedimentação e estratigrafia da porção norte da Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, vol.14, número 11, p.161-170.

MORGAN, W.J. 1981. *Hot spot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans*. In *The sea*, ed. C. Emiliani, 443-487, New Your, Jonh Willey.

MORGAN, W. J. 1971. *Convection plumes in the lower mantle*. *Nature* 230: 42-42.

Nardy, A.J.R., Betancourt, R.H., Verdugo, D.R.H. 2001. Mapa geológico das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná. (In: <http://www.rc.unesp.br/igce/petrologia/nardy/pbgm.html>).

NAKAMURA, N. 1974. *Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757-775.

OREIRO, S. G. 2005. Magmatismo e sedimentação em uma área da Plataforma continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil, no intervalo do Cretácio superior-Terciário. *Boletim de Geociências da Petrobras*, vol.14, número 11, p.95-112..

PEATE, D.W. & HAWKESWORTH, C.J. 1996. *Lithospheric to asthenospheric transition in low-Ti flood basalts from southern Paraná, Brazil*. *Chemical Geology*, 127, 1-24.

PEATE, D.W., 1997, *The Paraná-Etendeka province*, in, Mahoney, J.J., and Coffin, M.F., Eds, *Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism: Geophysical Monograph Series*, 100, 438.

PEATE, D.W., HAWKESWORTH, C.J., AND MANTOVANI, M.S.M., 1992, *Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution: Bulletin of Volcanology*, 55, 119-139.

PEATE, D.W., HAWKESWORTH, C.J., MANTOVANI, M.S.M. & SHUKOWSKY, W. *Mantle plumes and flood-basalt stratigraphy in the Paraná, South America. Geology*, n.18, p.1223-1226, 1990.

PICCIRILLO, E.M., AND MELFI, A.J., 1988, *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects: IAG-USP, São Paulo*, 600pp.

PICCIRILLO, E.M., BELLINI, G., CAVAZZINI, G., COMIN-CHIARAMONTI, P., PETRINI, R., MELFI, A.J., PINESSE, J.P.P., ZANTADESCHI, P., AND DEMIN, A., 1990, *Lower Cretaceous tholeiitic dyke swarms from the Ponta Grossa (southeast Brazil): Petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with the Paraná flood volcanics. Chemical Geology*, 89, 19-48.

PICCIRILLO, E.M., CIVETTA, PETRINI, R., LONGINELLI, A., BELLINI, G., COMIN-CHIARAMONTI, P., MARQUES, L.S., MELFI, A.J. 1989. *Regional variations within the Paraná flood basalts (southern Brazil): evidence for subcontinental mantle heterogeneity and crustal contamination. Chem. Geol.*, 75, 103-122.

PINESE, J.P.P. 1989. *Caracterização geoquímica e petrológica dos diques do Arco de Ponta Grossa. São Paulo. IAG-USP. Dissertação de Mestrado*, 197p.

RAPOSO, M. I. B; ERNESTO, M. 1995. *An Early Cretaceous paleomagnetic pole from Ponta Grossa Dykes (Brazil): implications for the South America Mesozoic APWP. J. Geophys. Res.* 100 (B10): 20095-20109.

RAPOSO, M.I.B., ERNESTO, M., AND RENNE, P.R., 1998, *Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Early Cretaceous Florianópolis Dyke Swarm (Santa Catarina Island), Southern Brazil. Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 108, 275-290.

REGELOUS, M. 1993. *Geochemistry of dolerites from the Paraná flood basalt province, southern Brazil. PhD thesis, Open University*, 1993.

RENNE, P. R.; MERTZ, D. F.; ERNESTO, M.; MARQUES, L.; TEIXEIRA, W.; ENS, H. H.; RICHARD, M. A. 1993. *Geochronologic constraints on magmatic and tectonic evolution of the Paraná Province (abstract), America Geophysical Union*, n. 74, 553p, 1993.

RENNE, P.R., DECKART, K., ERNESTO, M., FERAND, G & PICCIRILLO, E.M. 1996. *Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. Earth and Planetary Science Letters*, n.144, p.199-211, 1996.

RENNE, P.R., ERNESTO, M., PACCA, I.G., COE, R.S., GLEN, J.M., PREVOT, M. & PERRIN, M. 1992. *The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. Science*, 258, 975-979.

RICCOMINI, C.; MELO, M. S. CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; MIOTO, J. A. & HASUY, Y. 1983. Sobre a ocorrência de um derrame ankaramítico na bacia de Volta Redonda e sua importância na datação das bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, 1983, São Paulo. Anais....São Paulo: SBG/SP, 1983, p. 23-24.

ROLLISON, H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Pearson Prentice Hall, 352p.

SHETH, H. C. 2005. *Large Igneous Provinces (LIPs): Definition, recommended terminology and hierarchical classification*. In: www. Mantleplumes.org.2005.

SCHMITT, R.S., TROUW, R.A.J., VAN SCHMUS, W.R. & PIMENTEL, M.M. 2004. *Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil)*. In: Precambrian Research, 133, 29-61.

STEWART, K., TURNER, S., KELLEY, S., HAWKESWORTH, C.J., KIRSTEIN, L. & MANTOVANI, M. 1996. *3-D, Ar/Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. Earth and Planetary Science Letters*, n. 143, p.95-109, 1996.

TETZNER, W. 2002. *Tectônica, Petrografia e Geoquímica dos Diques Toleíticos do Cabo de Búzios (RJ)*. Dissertação de Mestrado em Geologia - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior. 88 p.

TETZNER, Wolfram ; ALMEIDA, J. C. H. . Registros da abertura do Oceano Atlântico Sul no Cabo de Búzios: os diques toleíticos. In: III International Symposium on Tectonics, 2003, Armação dos Búzios. Boletim de Resumos. Rio de Janeiro : Sociedade Brasileira de Geologia, 2003. v. 1. p. 250-253.

TROUW, R.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACCIULO, F.; VALERIANO, C.; ALMEIDA, J. C. H. ; TUPINAMBÁ, M.; ANDREIS, R. R. 2000. *The Central Segment of the Ribeira Belt. Tectonic evolution of South America*, edited by: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. p: 287-310, 2000.

TURNER, S., REGELOUS, M., KELLEY, S., HAWKESWORTH, C. & MANTOVANI, M.1994. *Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology. Earth and Planetary Science Letters*, n. 121, p. 333-348, 1994.

TURNER, S., HAWKESWORTH, C., GALLAGHER, K., STEWART, K., PEATE, D. & MANTOVANI, M. 1996. *Mantle plumes, flood basalts, and thermal models for melt generation beneath continents: Assessment of a conductive heating model and application to the Paraná*. *Journal of Geophysical Research*, 101, 11503-11518.

TURNER, S.P., PEATE, D.W., HAWKESWORTH, C.J. & MANTOVANI, M.S.M. 1999. *Chemical stratigraphy of the Paraná basalt succession in western Uruguay: further evidence for the diachronous nature of the Paraná magma types*. *Journal of Geodynamics*, 28, 459-469.

VASCONCELOS, P.M.; ONOE, A. T.; KAWASHITA, K.; SOARES, A.; TEIXEIRA, W. 2002. *$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology at the Instituto de Geociências, USP: instrumentation, analytical procedures and calibration*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 74 (2): 297-342.

VALLADARES, C. S.; DUARTE, B.; RAGATKY, M. D. 2000. *The tectonic-magmatic evolution the Occidental Terrane and The Paraíba do Sul Klippe within the neoproterozoic Ribeira Orogenic Belt, Southeastern Brazil*. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 30 (1): 01-06.

VALENTE, S.; DUARTE, B. P.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J. C. H.; VALLADARES, C. S.; GUEDES, E.; TETZNER, W.; LOBO, J.; CORVAL, A.; DUTRA, T.; SOARES, L. SOUZA, F. M.; VINHA, J.; FAMELLI, N. 2005. Mapa do Enxame de diques da Serra do Mar, RJ. *Anais do III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*, p. 207. Cabo Frio, Rio de Janeiro, 2005.

VALENTE, S.C. 1997. *Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Cretaceous dykes of Rio de Janeiro, Brazil*. Tese de Doutorado, The Queen's University of Belfast, inédita, 366p.

VALENTE, S.C., ELLAM, R.L., MEIGHAN, I.G., AND FALLICK, A.E., 1998, Geoquímica isotópica, modelo geodinâmico e petrogênese dos diabásios do cretáceo Inferior no Enxame de Diques Máficos da Serra do Mar (EDSM) na área de do Rio de Janeiro, RJ: Boletim de Resumos do 40º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, SBG, 471.

VALENTE, S.; DUARTE, B. P.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J. C. H.; VALLADARES, C.; GUEDES, E.; TETZNER, W.; LOBO, J.; DUTRA, T.; CORVAL, A.; SOARES, L H; SOUZA, F.; VINHA, J ; FAMELLI, N . 2005. Mapa do enxame de diques da Serra do Mar, RJ.. In: Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 2005, Cabo Frio - RJ. *Anais do III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*. Rio de Janeiro : Sociedade Brasileira de Geologia, 2005. v. único. p. 207-211.

VALERIANO, C. M. HEILBRON, M. 1993. A Zona de transtensão de Volta Redonda e sua importância na junção entre os rifts do Vale do Paraíba e o da Guanabara: Dados Preliminares. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO

SUDESTE, 3, 1993, Rio de Janeiro. Atas...Rio de Janeiro: SBG/RJ, 1993, p 9-16.

WHITE, R.S. & MCKENZIE, D.P. 1989. *Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. Journal of Geophysical Research*, 94, 7685-7730.

WILLIAN, F; TURNER, J.; GILBERT, C. M. Petrografia uma introdução ao estudo das rochas em seção delgadas. 1955, 358p.

WILSON, M. 1989. *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. Harper Colins Academic, 466pp.

WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. 1977. *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology*, n.20, p. 325-343, 1977.

ZALÁN, P. V. 2004. Evolução Faneozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., e Brito-Neves, B.B., eds, Livro Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida: São Paulo, Editora Beca, primeira edição, 647p.