



Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Centro de Tecnologia e Ciências
Faculdade de Geologia


Natália Famelli Pereira

Petrologia dos diabásios da região de Angra dos Reis, RJ

Rio de Janeiro
2010

Natália Famelli Pereira

Petrologia dos diabásios da região de Angra dos Reis, RJ



Dissertação apresentada, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Orientador: Prof. Dr. Sérgio de Castro Valente

Co-orientadora: Prof^a. Dr^a. Beatriz Pascoal Duarte

Rio de Janeiro

2010

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

P436 Pereira, Natália Famelli.
Petrologia dos diabásios da região de Angra dos Reis,
RJ / Natália Framelli Pereira. – 2010.
140 f.

Orientador: Sérgio de Castro Valente.
Co-orientadora: Beatriz Pascoal Duarte.
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do
Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Petrologia – Angra dos Reis (RJ) - Teses. 2.
Petrogênese – Angra dos Reis (RJ) – Teses. 3. Diques –
Angra dos Reis (RJ) - Teses. 4. Diabásio - Angra dos
Reis (RJ) – Teses. I. Valente, Sérgio de Castro. II.
Duarte, Beatriz Paschoal. III. Universidade do Estado do
Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU 552(815.3)

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese.

Assinatura

Data

Natália Famelli Pereira

Petrologia dos diabásios da região de Angra dos Reis, RJ.

Dissertação apresentada, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Aprovado em 23 de março de 2010.

Co-orientadora:

Prof^a. Dr^a. Beatriz Paschoal Duarte

Faculdade de Geologia da UERJ

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Sérgio de Castro Valente (Orientador)

Departamento de Geociências da UFRRJ

Júlio Cezar Mendes

Instituto de Geociências da UFRJ

Cláudia Sayão Valladares

Faculdade de Geologia da UERJ

Rio de Janeiro

2010

AGRADECIMENTOS

Acredito que fazer uma única página de agradecimento a todas as pessoas que, de alguma forma, me ajudaram a concluir esse mestrado seja até injustiça. Para agradecer todo o carinho e força que recebi, seriam necessárias muitas outras páginas. Mas vou tentar ser breve!

Primeiramente, agradeço a Deus pela oportunidade de viver. Gostaria de agradecer à minha mãe Terezinha, que sempre me serviu como exemplo de vida por ser uma mulher corajosa, batalhadora e compreensiva, ao meu pai Waldir por toda descontração, apoio e conselhos. Não posso deixar de agradecer às amigas (Gabriela, Melina, Janaína e Cíntia) que no momento em que mais precisei me acolheram de braços abertos aqui no Rio.

Não posso deixar de lembrar e agradecer à Gabriela Vargas que muitas vezes foi minha companheira nos sábados ensolarados de desespero acadêmico. Minha co-orientadora Beatriz Paschoal, muito obrigada por me receber de braços abertos na UERJ e por me ajudar sempre. Muitas outras pessoas devem ser lembradas e agradecidas: Sheila Fabiana, Thiago Dutra, Eliane Monsorens (Lili), Evânia, Edna, Diogo, Rosalva e Walter (Bobô). Obrigada à UERJ e à UFRuralRJ pela infra-estrutura, ao CNPq pela bolsa de mestrado ao projeto Rife de Santos (convênio nº 9 termo 0050.0022710.06.4.) pelo financiamento parcial desta dissertação.

Gostaria de agradecer aos meus amigos fofíssimos (Felipe, Leonardo e Ana Paula) em especial à minha amiga Ana Paula que nesses dois anos foi uma verdadeira irmã pra mim, sempre atenta pra ouvir meus problemas e ajudar a resolvê-los. Artur Corval, meu irmão, mestre, amigo que mesmo distante continuou próximo e ajudou sempre.

Agradeço aos “rootões” (Leonardo, Gisele, Matheus, Lara e Jéssica) que durante os trabalhos de campo se saíram muito bem e me ajudaram bastante. Se pudesse fazer um agradecimento especial, certamente essas duas pessoas estariam no início da lista, Lara Matos e Jéssica Aguillar, minhas “filhas” queridas, que tanto me ajudaram tornando agraváveis e divertidas algumas etapas árduas. Muito obrigada, vocês são excelentes amigas e profissionais.

Ao professor, pai, mestre, amigo, orientador Dr. Sérgio de Castro Valente, obrigada pelos ensinamentos, conselhos, apoio, compreensão...afinal, obrigada por ser meu mestre e me ajudar em mais essa etapa. Espero um dia ter, pelo menos, uma parte do seu conhecimento. Um obrigada especial à Cristiane Valente (mother-madrinha) e aos “rootõezinhos” (Gabriel, Ana Beatriz e Mariana) por tornarem-se parte agradável desse mestrado.

Hino de Angra dos Reis

Vou cantar tua beleza
Angra dos Reis
Quem te conhece quer te ver
Mais uma vez

Teu cenário de grandeza
Jóia rara de beleza
O teu nome é tradição
Tens dos teus filhos amor e carinho
No coração

O verde do teu mar
Angra dos Reis
A luz do teu luar
Angra dos Reis
O brilho do teu sol
Angra dos Reis

Nós queremos cantar
E se o destino daqui me levar
Hei de voltar

No teu céu estrelas mil
Sempre a brilhar
Pedacinho do Brasil
Glória sem par

No teu solo hospitaleiro
Nossas crenças nossos sonhos
E a fé no teu porvir
Sempre serás dos teus filhos a luz
Que nos conduz

O verde do teu mar
Angra dos Reis
A luz do teu luar
Angra dos Reis
O brilho do teu sol
Angra dos Reis

Nós queremos cantar
E se o destino daqui me levar
Hei de voltar

Carmem Dolores

RESUMO

FAMELLI, Natália. *Petrologia dos diabásios da região de Angra dos Reis* 2010. 140 f.. dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.

O tema abordado nesta dissertação de mestrado é a petrogênese dos diabásios do Eocretáceo que integram o Enxame de Diques da Serra do Mar na região de Angra dos Reis (RJ). Estes diques intrudem rochas do Terreno Ocidental e do Arco Magmático Rio Negro, inserindo-se no contexto geodinâmico de fragmentação do Gondwana no Cretáceo Inferior. Essas intrusões são subverticais e orientam-se preferencialmente a N039°E. Intrusões retilíneas são as mais observadas em campo. Os diabásios são compostos, essencialmente, por plagioclásio e clinopiroxênios (augita e pigeonita). Quartzo, minerais opacos, apatita e olivina ocorrem como minerais acessórios. A composição mineral secundária é marcada pela presença de biotita, uralita e saussurita. Os diabásios estudados compreendem uma série transicional com afinidade toleítica. Os estudos petrológicos revelam a existência de cinco suítes de alto-TiO₂, tendo sido as mesmas discriminadas com base nas razões La/Yb de amostras com o mesmo teor de MgO. Destas, apenas a suíte 2 têm quantidade mínima de amostras para avaliação de processos evolutivos. O resultado da modelagem petrogenética aponta que o processo evolutivo mais provável para a geração dos diabásios da suíte 2 é cristalização fracionada sem mudança na assembleia fracionante. As amostras representativas dos líquidos parentais das cinco suítes apresentam razões La/Nb e La/Yb maiores que a unidade, típicas de derivação de fonte enriquecida, que, em várias províncias basálticas continentais, tem sido associada à fusão exclusiva do manto litosférico subcontinental ou a sua participação em processos de mistura de fontes. A discriminação de fontes mantélicas foi feita exclusivamente com base nos teores de elementos traços de amostras representativas de líquidos parentais das cinco suítes discriminadas na área de estudo. Os modelos indicam que todas as cinco suítes estudadas estão relacionadas a fontes harzburgíticas com granada residual. A suíte 5 da área de estudo não pode ser associada à mesma fonte mantélica geradora das suítes 1, 2, 3 e 4 que, por sua vez, se originaram por diferentes quantidades de fusão parcial (respectivamente, 44%, 35%, 31% e 25%) de uma mesma fonte. Cabe ressaltar que a ocorrência de duas suítes, com razões La/Yb muito distintas, porém geograficamente muito próximas, sugere que processos de heterogeneidade mantélica, tipicamente laterais, devem também ocorrer verticalmente.

Palavras-chave: Enxame de Diques da Serra do Mar. Petrogênese. Diabásios. Eocretáceo.

ABSTRACT

The petrogenesis of Early Cretaceous dolerites within the Serra do Mar Dyke Swarm in the region of Angra dos Reis (RJ) is presented in this dissertation. The dykes are associated with the Gondwana breakup and intrude rocks of the so-called Occidental Terrane and the Rio Negro Magmatic Arc within the Late Proterozoic-Ordovician Ribeira Orogen. Typically, the intrusions are subvertical bearing a N039°E preferential trend with sharp, linear contacts with their country rocks. The dolerites are essentially composed of plagioclase and clinopyroxene (augite and pigeonite). Quartz, opaque minerals, apatite and olivine occur as accessory minerals. The secondary phases are biotite, hornblende and hornblende. The dolerites constitute a transitional series with tholeiitic affinity. Whole-rock geochemical data reveal the existence of five high-TiO₂ suites which were discriminated on the basis of La/Yb ratios for samples with similar MgO contents. Petrogenesis analysis were done for suite 2 only due to scarcity of samples in the other four suites. As such, petrogenetic interpretation and modeling points to fractional crystallization as the likely evolutionary process associated with suite 2 dolerites. Samples representing parental liquids of five the high-TiO₂ suites show values of La/Nb and La/Yb ratios greater than unity which points to at least a contribution of the subcontinental lithospheric mantle (SCLM) for their genesis. Nevertheless, source mixing processes may have operated since the marked composition of the SCLM (as the Nb depletion, for instance) tends to obliterate most of the geochemical characteristics of other mantle sources. Petrogenetic hornblende indicates that the all five studied suites are related to harzburgitic sources with residual garnet pointing to a thick SCLM by the time of the Gondwana breakup. Suite 5 cannot be associated with the same mantle source that generated suites 1, 2, 3, and 4 which in turn can be related to different amounts of partial melting from a common mantle source (respectively, 44%, 35%, 31% and 25%). As all five suites are close related in space, processes involving vertical chemical heterogeneities within the SCLM as opposed to lateral ones should be considered when putting constraints on geodynamic models for the Gondwana breakup.

Keywords: Serra do Mar Dyke Swarm. Petrogenesis. Dolerites. Early Cretaceous.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Mapa com a área de estudo. As folhas topográficas (IBGE; 1:50.000) utilizadas foram Cunhambebe (CB), Mangaratiba (MA), Ilha Grande (IG), Angra dos Reis (AR) e Parati (PR). Fonte: Googlemaps.....	20
Figura 2 -	Principais vias de acesso à área de estudo. Fonte: Googlemaps.....	21
Figura 3 -	Mapa geológico simplificado do Orógeno Ribeira. Legenda: (1) Sedimentos Quaternários; (2) Sedimentos Terciários; (3) Rochas alcalinas do Cretáceo/Terciário; (4) Granitóides Brasilianos sin- a pós-colisionais (4-9): 4) Biotita granitos pós-colisionais (510-480 M.a, G5), 5) Granitos contemporâneos às zonas de cisalhamento D3 (535-520 M.a, G4), 6) Granitos e charnoquitos tardi-colisionais (ca. 560 M.a, G3), 7) Granitos porfiróides sin-colisionais (590-560 M.a), 8) Leucogranitos e charnoquitos do tipo S ou híbridos sin-colisional (ca. 580 M.a, G2); Granitóides com idades indeterminadas (9-10) 9) Hornblenda granito gnaisse, 10) Suítes Anta e São Primo; (11) Arco Magmático Rio Negro (790-620 Ma.); Terreno Ocidental (12-17): Megassequência Andrelândia (12-14): 12) Seqüência Rio do Turvo em facies granulito de alta pressão, 13) Seqüência Rio do Turvo, 14) Seqüência Carrancas; 15) Complexo Mantiqueira, 16) Fácies distais da Megassequência Andrelândia no Domínio Juiz de Fora, 17) Complexo Juiz de Fora, 18) Complexo Embu Indiviso; Terreno Paraíba do Sul (19-20): 19) Grupo Paraíba do Sul, 20) Complexo Quirino; Terreno Oriental (21-22): 21) Sucessão metassedimentar Italva, 22) Sucessão metassedimentar Costeiro; Terreno Cabo Frio (23-24): 23) Sucessão Búzios e Palmital, 24) Complexo Região dos Lagos. Fonte: HEILBRON <i>et al.</i> , 2004.....	23
Figura 4 -	Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná (BELLIENI <i>et al.</i> , 1986; NARDY <i>et al.</i> , 2001), com destaque para a Província Paraná-Etendeka na América do Sul: (1) embasamento cristalino; (2) sedimentos pré-vulcânicos (principalmente paleozóicos); (3) rocha vulcânicas básicas a intermediárias; (4) rochas ácidas do tipo Palmas; (5) Rochas ácidas do tipo Chapecó; (6) Enxame de diques do Arco de Ponta Grossa e da Serra do Mar; (7) sedimentos pós-vulcânicos (principalmente do Cretáceo Inferior); Fonte: Modificado de MARQUES; ERNESTO, 2004.....	26
Figura 5 -	Gnaisse leucocrático encaixante de dique de diabásio na região de Angra dos Reis. Visada para NW. Ponto: AR-NF-07.....	44
Figura 6 -	Regolito típico de dique de diabásio (d) e rochas encaixantes (re) alteradas na região de Mangaratiba, porção continental da área de estudo. Visada para SE. Ponto: MA-	

	NF-21.....	45
Figura 7 -	Blocos de diabásio rolados (setas) em meio ao regolito (r) de cor ocre na região de Mangaratiba. Visada para NW. Ponto: MA-NF-02.....	45
Figura 8 -	Blocos de diabásio in situ alinhados (setas pretas) sobre pequena elevação topográfica na região de Cunhambebe. O dique (d) aflora no corte de estrada. Visada para E. Ponto: CB-NF-01.....	46
Figura 9 -	Formas topográficas distintas formadas pelas rochas encaixantes (re) e pelos diques de diabásio (d). Região de Mangaratiba. Visada para SE. Ponto: MA-NF-13.....	46
Figura 10 -	Afloramento de dique de diabásio com 8 m de espessura na Ilha da Gipóia na Baía da Ilha Grande. Visada para SW. Ponto: AR-NF-07.....	47
Figura 11 -	Xenólito anguloso de granito (x) em dique de diabásio na Ponta do Coqueirão na região de Angra dos Reis (porção continental). Visada para N. Ponto: AR-NF-05.....	48
Figura 12 -	Margem resfriada (m) em dique de diabásio na Ponta do Coqueirão na região de Angra dos Reis (porção continental). Visada para NE. Ponto: AR-NF-05.....	48
Figura 13 -	Bloco in situ de diabásio (d) com diáclases preservadas. Região de Mangaratiba. Visada para E. Ponto: MA-NF-05....	49
Figura 14 -	Disjunção colunar em dique de diabásio (d) na região de Mangaratiba. Visada para N. Ponto: MA-NF-18.....	50
Figura 15 -	Veio em zigue-zague preenchido por carbonatos em dique de diabásio da região de Mangaratiba. Visada para NNE. Ponto: MA-NF-01. Um detalhe do veio pode ser visto no canto superior esquerdo da fotografia. Visada para N.....	50
Figura 16 -	Esfoliação esferoidal em blocos de diabásio na região de Mangaratiba. Ponto: MA-NF-22.....	51
Figura 17 -	Dique bifurcado com intrusão composta na Ilha Comprida na Baía da Ilha Grande. Uma das bifurcações é composta por diabásio (d) e a outra por lamprófiro (lp). Notar os distintos padrões de fraturamento dos diques. Visada para N. Ponto: AR-NF-04.....	52
Figura 18 -	Dique de diabásio com forma intrusiva retilínea na Ilha da Gipóia , Baía da Ilha Grande. Visada para SW. Ponto: AR-NF-07.....	53
Figura 19 -	Dique de diabásio com forma intrusiva tipo toco na Ponta do Coqueirão (porção continental) em Angra dos Reis. Visada para NE Ponto: AR-NF-05.....	53
Figura 20 -	Dique de diabásio com forma intrusiva tipo degrau na Ilha da Gipóia, Baía da Ilha Grande Visada para NW. Ponto: AR-NF-07.....	54
Figura 21 -	Diagramas com orientações dos diques: (a) estereograma de polos com os mergulhos dos diques, (b) roseta com as direções dos diques de diabásio. A quantidade de medidas plotada (n) é indicada.....	55
Figura 22 -	Diabásio da região de Cunhambebe com textura holocristalina, intergranular com augita intersticial. Nicóis	

	cruzados. Amostra: CB-NF-04.....	57
Figura 23 -	Diabásio coletado na margem resfriada de um dique da região de Mangaratiba com textura hipohialina, intersertal com vidro intersticial. Nicóis cruzados. Amostra MA-NF-14a.	57
Figura 24 -	Diabásio da região de Cunhambebe com grãos de plagioclásio (pl) parcialmente englobados por grão de augita (au) caracterizando textura subofítica. Nicóis cruzados. Amostra CB-NF-16.....	58
Figura 25 -	Diabásio da região de Angra dos Reis com textura glomeroporfirítica caracterizada por glomeropórfiros bifásicos (augita (setas vermelhas) e plagioclásio (setas pretas)). Nicóis cruzados. Amostra: AR-NF-07c.....	59
Figura 26 -	Diabásio da região de Mangaratiba com microxenocristal de plagioclásio (pl) em contato com fenocristal de olivina (ol). Nicóis cruzados. Amostra: MA-NF-17.....	60
Figura 27 -	Diabásio da região de Cunhambebe com textura granofírica (seta amarela). Nicóis cruzados. Amostra: CB-NF-06.....	60
Figura 28 -	Grãos de plagioclásio (p) lamelares na matriz de diabásio coletado na região de Mangaratiba (MA-NF-17).....	61
Figura 29 -	Diabásio da região de Angra dos Reis com augita (au) e pigeonita (pi). Nicóis cruzados. Amostra: AR-NF-05b.....	62
Figura 30 -	Diabásio da região de Mangaratiba com olivina na matriz (ol). Nicóis cruzados. Amostra: MA-NF-18.....	63
Figura 31 -	Diabásio da região de Mangaratiba com minerais opacos (setas vermelhas) subédricos colunares e tabulares. Nicóis paralelos. Amostra: MA-NF-17.....	64
Figura 32 -	Diabásio da região de Mangaratiba com mineral opaco anédrico com inclusões de grãos de augita e de plagioclásio. Nicóis cruzados. Amostra: MA-NF-17.....	64
Figura 33 -	Diabásio da região de Cunhambebe com grãos euédricos aciculares de apatita (a). Nicóis paralelos. Amostra: CB-NF-06.....	65
Figura 34 -	Diabásio da região de Mangaratiba com biotitas nas bordas do grão de augita (bi). Nicóis paralelos. Amostra: MA-NF-15.....	66
Figura 35 -	Diabásio da região de Angra dos Reis com xenocristal de plagioclásio anédrico, saussuritizado e com zonamento composicional. Nicóis cruzados. Amostra: AR-NF-04c.....	67
Figura 36 -	Diabásio da região de Mangaratiba com fenocristal de plagioclásio euédrico com zonamento composicional e corrosão interna ao grão. Nicóis cruzados. Amostra: MA-NF-21a.....	67
Figura 37 -	Diabásio da região de Mangaratiba com xenocristal subédrico e corroído de augita. Nicóis cruzados. Amostra: MA-NF-21c.....	68
Figura 38 -	Diabásio da região de Angra dos Reis com amígdala preenchida por carbonatos (c) e argilominerais (a). Nicóis cruzados. Amostra: AR-NF-09b.....	69
Figura 39 -	Diagrama TAS (Total de Álcalis <i>versus</i> Sílica) de discriminação de séries (IRVINE & BARAGAR, 1971) para	

	os diabásios estudados. Dados recalculados para 100% em base anídrica.....	73
Figura 40 -	Diagrama AFM de discriminação de séries toleítica e calcialcalina (IRVINE & BARAGAR, 1971) para os diabásios estudados. A = Na ₂ O + K ₂ O; F = Fe ₂ O ₃ [†] ; M = MgO (em %peso). Dados recalculados para 100% em base anídrica....	73
Figura 41 -	Diagrama de classificação de rochas (LEMAITRE, 1989) para as amostras estudadas. Dados recalculados para 100% em base anídrica.....	74
Figura 42 -	Diagramas de classificação de rochas para as amostras estudadas (WINCHESTER & FLOYD, 1977). (a) - Nb/Y versus Zr/TiO ₂ ; (b) - Zr/TiO ₂ versus SiO ₂	76
Figura 43 -	Diagramas de variação para elementos maiores para os diabásios da área estudada. As curvas lineares e polinomiais, suas respectivas equações e quadrados dos coeficientes de correlação (R ²) são mostrados no diagrama..	79
Figura 44 -	Diagramas de variação para elementos traços para os diabásios da área estudada. As curvas lineares e polinomiais, suas respectivas equações e quadrados dos coeficientes de correlação (R ²) são mostrados no diagrama..	80
Figura 45 -	Diagrama Y versus Zr com curva de AFC (lozangos) a intervalos de 0,10F e diabásios da área de estudo (quadrados). <i>Insert:</i> Dados do modelo, onde AF= Assembléia Fracionante, Oli= Olivina, Cpx= clinopiroxênio, Plg= Plagioclásio e Óxd= Óxidos.....	85
Figura 46 -	Diagrama Y versus Nb com curva de AFC (losangos) a intervalos de 0,10F e diabásios da área de estudo (quadrados). <i>Insert:</i> Detalhe do diagrama para 0,3<F<1,0 e dados do modelo, onde AF= Assembléia Fracionante, Oli= Olivina, Cpx= clinopiroxênio, Plg= Plagioclásio e Óxd= Óxidos.....	85
Figura 47 -	Amostras de diabásio da área de estudo plotadas no diagrama MgO x La/Yb. As áreas coloridas representam possíveis suítes de alto-TiO ₂ . A amostra IG-NF-02 não está plotada no diagrama. O losango preto representa uma composição calculada.....	86
Figura 48 -	Diagramas de variação para elementos maiores para os diabásios da suíte 2. As curvas lineares e polinomiais, suas respectivas equações e quadrados dos coeficientes de correlação (R ²) são mostrados no diagrama.....	92
Figura 49 -	Diagramas de variação para elementos traços para os diabásios da suíte 2. As curvas lineares e polinomiais, suas respectivas equações e quadrados dos coeficientes de correlação (R ²) são mostrados no diagrama.....	93
Figura 50 -	Diagrama com curvas de cristalização fracionada (%CF) modeladas para Zr/Y, Zr/Nb e La/Yb. Os valores medidos destas razões elementares da amostra mais evoluída da suíte 2 são indicados. A assembleia fracionante (AF) é constituída de olivina (Oli), clinopiroxênio (Cpx) e plagioclásio (Plg).....	95

Figura 51 -	Diagrama com valores de razão La/Yb (indicados) de líquidos basálticos gerados a diferentes quantidades de fusão parcial (F) a partir de uma fonte granada harzburgítica com razão La/Yb cerca de duas vezes os valores condríticos.....	102
Figura 52 -	Diagrama Sr x Zr/Y com as amostras das cinco suítes de alto-TiO ₂ discriminadas na área de estudo inseridas nos campos discriminantes das suítes basálticas reconhecidas na Província Paraná-Etendeka. Fonte: Peate, 1997.....	110

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 -	Valores das razões entre elementos traços incompatíveis e de TiO_2 (%peso) usados como índices discriminantes das suítes de baixo- TiO_2 e alto- TiO_2 para a Província basáltica Paraná-Etendeka.....	28
Tabela 2 -	Suítes, respectivos nomes e processos evolutivos discriminados no Enxame de Diques da Serra do Mar (VALENTE, 1997; CORVAL, 2005 e 2009; DUTRA, 2006; GUEDES, 2007). As suítes de alto- TiO_2 A, B, C e D foram discriminadas por Corval (2009), enquanto que as suítes A', B', C' foram discriminadas por Guedes (2007). AFC é Assimilation and Fractional Crystallization (Depaolo, 1981). Os processos evolutivos das suítes C, D e C' não puderam ser discriminados devido ao pequeno número de amostras (CORVAL, 2009; GUEDES, 2007).....	37
Tabela 3 -	Suítes, respectivos nomes, razões $\text{La/Yb}_{(N)}$ e $\text{La/Nb}_{(N)}$ dos líquidos parentais normalizadas ao condrito (THOMPSON et al.; 1984) e fontes mantélicas discriminadas na província (VALENTE, 1997; TETZNER, 2002; CORVAL, 2005 e 2009; DUTRA, 2006; GUEDES, 2007). As suítes de alto- TiO_2 A', B' e C' foram discriminadas por Guedes (2007), enquanto que as suítes A, B, C e D foram discriminadas por Corval (2009).	38
Tabela 4 -	Valores máximos, mínimos, médias, desvios-padrão e coeficientes de variação de óxidos e elementos dos diabásios do EDSM ($\text{Fe}_2\text{O}_3^{\dagger}$ é ferro total sob a forma de ferro férrico; PF é a perda ao fogo e n é o número de amostras)...	71
Tabela 5 -	Valores máximos, mínimos, médias e desvios-padrão da norma CIPW. Todos os valores são expressos em %peso. Os minerais normativos são os seguintes: Q=quartzo, Hy=hiperstênio, Ol=olivina, Ne=nefelina, Or=ortoclásio, Ab=albita, An=anortita, Di=diopísídeo, Mt=magnetita, Il=ilmenita e Ap=apatita.....	74
Tabela 6 -	Valores dos quadrados de coeficientes de correlação de Pearson (R_2) e níveis de significância (NS) para os basaltos da área estudada. $(R^2)_L$ = coeficiente de correlação linear, $(R^2)_P$ = coeficiente de correlação polinomial, NS_L = nível de significância para a correlação linear e NS_P = nível de significância para a correlação polinomial. Elementos, óxidos e valores em vermelho estão relacionados à dispersão e não têm significado petrogenético.....	77
Tabela 7 -	Valores de Kd para Nb, La, Zr, Ti e Y em diferentes fases minerais.....	82
Tabela 8 -	Resultados dos testes de modelagem de cristalização fracionada, mostrando as concentrações de dos elementos traços incompatíveis no líquido mais evoluído medido ($C_L^{(\text{medido})}$) (amostra MA-NF-16), no líquido mais evoluído	

	modelo ($C_L^{(modelo)}$) e a quantidade (%) de cristalização fracionada.....	82
Tabela 9 -	Resultados dos testes de modelagem de AFC, mostrando as concentrações de dos elementos traços incompatíveis no líquido contaminado medido ($C_L^c (medido)$) (amostra MA-NF-16), no líquido contaminado modelo ($C_L^c (modelo)$) e a quantidade (%) de cristalização fracionada com assimilação concomitante.....	84
Tabela 10 -	Tabela com valores de MgO e razões La/Y para as amostras com mesmo grau de evolução para cinco diferentes suítes de alto-TiO ₂ na área de estudo. A composição da amostra da suíte 1 foi calculada por regressão pelo método dos mínimos quadrados.....	87
Tabela 11 -	Listagem das amostras das cinco suítes de alto-TiO ₂ discriminadas na área de estudo, e seus respectivos valores de MgO, TiO ₂ e La/Yb.....	88
Tabela 12 -	Valores dos quadrados de coeficientes de correlação de Pearson (R_2) e níveis de significância (NS) para os basaltos da suíte 2. (R^2) _L = coeficiente de correlação linear, (R^2) _P = coeficiente de correlação polinomial, NS _L = nível de significância para a correlação linear e NS _P = nível de significância para a correlação polinomial. Elementos, óxidos e valores em vermelho estão relacionados à dispersão e não têm significado petrogenético.....	91
Tabela 13 -	Valores de Kd para Nb, La, Nd, Zr, Y, Yb e Eu em diferentes fases minerais. Fontes: ¹ NAGASAWA, 1973, ² PASTER <i>ET AL.</i> , 1974, ³ JOHNSON, 1998 e ⁴ MCKENZIE & O'NIONS, 1991. Outros valores retirados de ROLLINSON (1993).....	94
Tabela 14 -	Tabela com o resultado do modelo de cristalização fracionada para a suíte 2, onde: C_L^{Real} =concentração de elemento traço medido no líquido evoluído, $C_L^{Calculado}$ =concentração de elemento traço modelado para o líquido evoluído e CF=quantidade de cristalização fracionada.....	94
Tabela 15 -	Tabela com os valores medidos e modelados de La/Yb, Zr/Y e Zr/Nb.....	95
Tabela 16 -	Valores de MgO (em %peso), das razões La/Yb e La/Nb de amostras representativas de líquidos parentais das cinco suítes discriminadas na área de estudo.....	98
Tabela 17 -	Razões La/Yb dos diques aflorantes na porção ocidental do EDSM e na área de estudo. As suítes A, B e C foram mapeados por Guedes (2007) enquanto as suítes 1, 2, 3, 4 e 5 foram discriminadas nesta dissertação. As razões La/Yb mínimas e máximas encontradas em cada suíte estão na tabela.....	111

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO.....	16
1	REVISÃO TEMÁTICA.....	22
1.1	O Orógeno Ribeira.....	22
1.2	Província basáltica continental Paraná-Etendeka.....	25
1.3	Enxame de Diques de Ponta Grossa.....	31
1.4	Enxame de Diques de Florianópolis.....	33
1.5	Enxame de Diques Toleíticos da Serra do Mar.....	34
1.6	Basaltos das bacias de rifte.....	40
2	DADOS DE CAMPO.....	43
2.1	Introdução.....	43
2.2	Aspectos gerais.....	43
2.3	Formas intrusivas e direções dos diques.....	52
3	PETROGRAFIA.....	56
3.1	Introdução.....	56
3.2	Texturas.....	56
3.3	Composição mineral.....	61
3.4	Microestruturas.....	68
3.5	Evidências petrográficas para processos petrogenéticos.....	69
4	LITOGEOQUÍMICA.....	70
4.1	Introdução.....	70
4.2	Discriminação de séries e classificações.....	72
4.3	Discriminação dos processos evolutivos.....	75
4.4	Modelagem dos processos evolutivos.....	81
4.5	Discriminação das suítes de alto-TiO ₂	86
5	DISCRIMINAÇÃO DE FONTES E PROCESSOS EVOLUTIVOS	90
5.1	Discriminação dos processos evolutivos da suíte 2.....	90
5.2	Discriminação de fontes mantélicas.....	97
5.3	Modelo de fusão parcial.....	99
6	SUMÁRIO DOS RESULTADOS E RESPECTIVAS	104
	CONCLUSÕES	
6.1	Trabalhos de campo.....	104

6.2	Petrografia	106
6.3	Litogeoquímica	107
6.4	Comparações Regionais	109
6.5	Considerações finais	111
	REFERÊNCIAS	112
	ANEXO A - Mapa de pontos.....	122
	ANEXO B - Mapa de diques de diabásio da região de Angra dos Reis.....	124
	ANEXO C - Dados litogeoquímicos dos diabásios do Enxame de Diques da Serra do Mar na região de Angra dos Reis, RJ. Fe ₂ O ₃ (T) é ferro total medido sob a forma de ferro férrico. PF é a medida de perda ao fogo. Valores dos óxidos e PF em %peso. Elementos medidos em ppm.....	126
	ANEXO D - Métodos analíticos.....	134
	ANEXO E - Regressão pelo método dos mínimos quadrados.....	139

INTRODUÇÃO

Apresentação

Esta dissertação é requisito parcial para a obtenção do grau de mestre no programa de pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ).

O tema abordado nesta dissertação de mestrado é a petrogênese dos diabásios do Eocretáceo que integram o Enxame de Diques da Serra do Mar (VALENTE, 1997) na região de Angra dos Reis (RJ).

Este magmatismo é correlato aos derrames basálticos da Província Paraná-Etendeka (PEATE, 1997), das bacias de rifte de Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo (MOHRIAK et al., 2002), bem como aos enxames de diques de Ponta Grossa (PICCIRILO et al., 1989 e 1990) e Florianópolis (TOMAZZOLI & LIMA, 2006). Estes processos magmáticos estão inseridos no contexto geodinâmico de fragmentação do Gondwana no Eocretáceo (MARQUES & ERNESTO, 2004).

Esta dissertação de mestrado está vinculada à linha de pesquisa *Reativação do Embasamento de Bacias Sedimentares*, coordenado pelo Dr. Cláudio de Morisson Valeriano, tendo sido parcialmente financiada pelo projeto de pesquisa *Tectônica rúptil meso-cenozóica e magmatismo associado: estudo integrado do embasamento adjacente à Bacia de Santos, S-SE do Brasil*, sob coordenação da Dra. Mônica Heilbron da Faculdade de Geologia da UERJ.

Objetivos

O objetivo geral deste projeto é o estudo petrogenético dos diabásios do Eocretáceo da região costeira de Angra dos Reis. Os objetivos específicos deste projeto incluem:

- 1) Elaboração de modelos evolutivos e fontes geradoras para as suítes discriminadas, e;
- 2) Proposição de modelos geodinâmicos associados ao rifteamento do Gondwana.

Justificativas

A provincialidade geoquímica, em termos de suítes de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂, é um dos aspectos mais relevantes associados ao estudo de províncias basálticas continentais. A origem desta provincialidade tem sido atribuída, fundamentalmente, a processos de fusão parcial de fontes distintas ou, alternativamente, a processos de fusão parcial diferencial a partir de uma mesma fonte (GIBSON et al., 1995b). A série toleítica do Enxame de Diques da Serra do Mar (EDSM) é constituída predominantemente por uma suíte do tipo alto-TiO₂ (VALENTE et al., 1998a) e, subordinadamente, por suítes de baixo-TiO₂ (CORVAL, 2005; DUTRA, 2006). Isto implica provincialidade geoquímica do EDSM, à semelhança do que ocorre em Paraná-Etendeka (PEATE, 1997) e outras províncias basálticas continentais, o que poderá resultar em novos modelos petrogenéticos e geodinâmicos associados aos processos de rifteamento do Gondwana no Cretáceo Inferior. Estes modelos podem servir não somente à elucidação de processos mantélicos e crustais complexos, mas também à compreensão dos parâmetros que controlam a geração e distribuição de reservas minerais como, por exemplo, de óleo e gás em bacias sedimentares localizadas em áreas de rifteamento continental.

Métodos

O método de pesquisa proposto para o projeto envolveu, essencialmente, etapas de estudos preliminares, de campo, de laboratório e gabinete.

A etapa preliminar envolveu um levantamento bibliográfico sobre temas afins à pesquisa (magmatismo basáltico Mesozóico-Cenozóico do sul-sudeste do Brasil,

Enxame de Diques da Serra do Mar, petrologia de rochas basálticas, dentre outros). Imagens de satélite e fotografias aéreas disponíveis em várias escalas foram analisadas com o objetivo de se criar um mapa preliminar com lineamentos possivelmente associados às ocorrências de diques na área de estudo. Além disso, outros trabalhos já realizados na área (GUEDES, 2007) e mapas geológicos do Serviço Geológico do Estado do Rio de Janeiro (DRM-RJ) e Serviço Geológico do Brasil (CPRM-SGB) foram consultados afim de facilitar a localização de diques ainda não analisados e assim, evitar duplicação de amostras e de dados litogeoquímicos.

A etapa de campo envolveu o mapeamento de quarenta e quatro diques em mapas topográficos na escala de 1:50.000 (Folhas IBGE Mangaratiba, Cunhambebe, Ilha Grande, Angra dos Reis e Parati) e cartas náuticas da marinha do Brasil da Baía de Ilha Grande - Parte Oeste, número 1633, e Parte Centro-Norte, número 1632, nas escalas de 1:40.000. No campo, foram adotados os seguintes procedimentos: a) a localização do afloramento (com uso de *GPS*); b) a caracterização estrutural e morfológica do dique (medidas de espessura, orientação e estruturas); c) caracterização litológica do dique e suas rochas encaixantes (descrição de litotipos, tipos de rochas encaixantes e presença ou ausência de xenólitos e/ou nódulos); d) fotografias dos afloramentos e e) coleta de amostras.

A etapa de laboratório envolveu os seguintes itens principais:

1. Seleção e preparação das amostras para laminação, britagem e moagem;
2. Análise petrográfico-petroológica das amostras inalteradas coletadas, incluindo estudo sob microscópio de luz transmitida (fases transparentes);
3. Análises litogeoquímicas feitas no laboratório da *Actlabs*, no Canadá.

Vale ressaltar que somente amostras inalteradas ou pouco alteradas, coletadas no centro dos diques, foram enviadas para análises litogeoquímicas. Os resultados litogeoquímicos (óxidos, elementos traços e terras raras) das amostras de diabásio mapeados nesta dissertação foram obtidos pelo pacote 4litho no laboratório *Actlabs* (Canadá). Este laboratório vem sendo utilizado sistematicamente pelos projetos de pesquisa do grupo EDSM-rifte.

Finalmente, a etapa de gabinete consistiu da análise de dados, elaboração de relatórios e modelos petrogenéticos e geodinâmicos, preparação das publicações e elaboração do documento final da tese.

Localização e acesso

A área de estudo localiza-se no litoral sul do Estado do Rio de Janeiro e compreende a porção costeira de Angra dos Reis e adjacências até a região de Lídice. A área é limitada pelos meridianos ($22^{\circ}45'-23^{\circ}05'$ S e $44^{\circ}30'-44^{\circ}10'$ W) (Figura 1).

O acesso à parte continental da área estudada, a partir do Rio de Janeiro, é feito pela BR101 até Angra dos Reis (157 km) ou Parati (228 km) (Figura 2; linha azul a norte). Alternativamente, o acesso pode ser feito pela BR116 (Via Dutra) até Barra Mansa, seguindo-se, depois, pela RJ155 até Angra dos Reis (Figura 2; linha azul a sul). Já a porção insular pode ser acessada por barcos partindo dos cais de Angra dos Reis e de Tarituba (Figura 2).

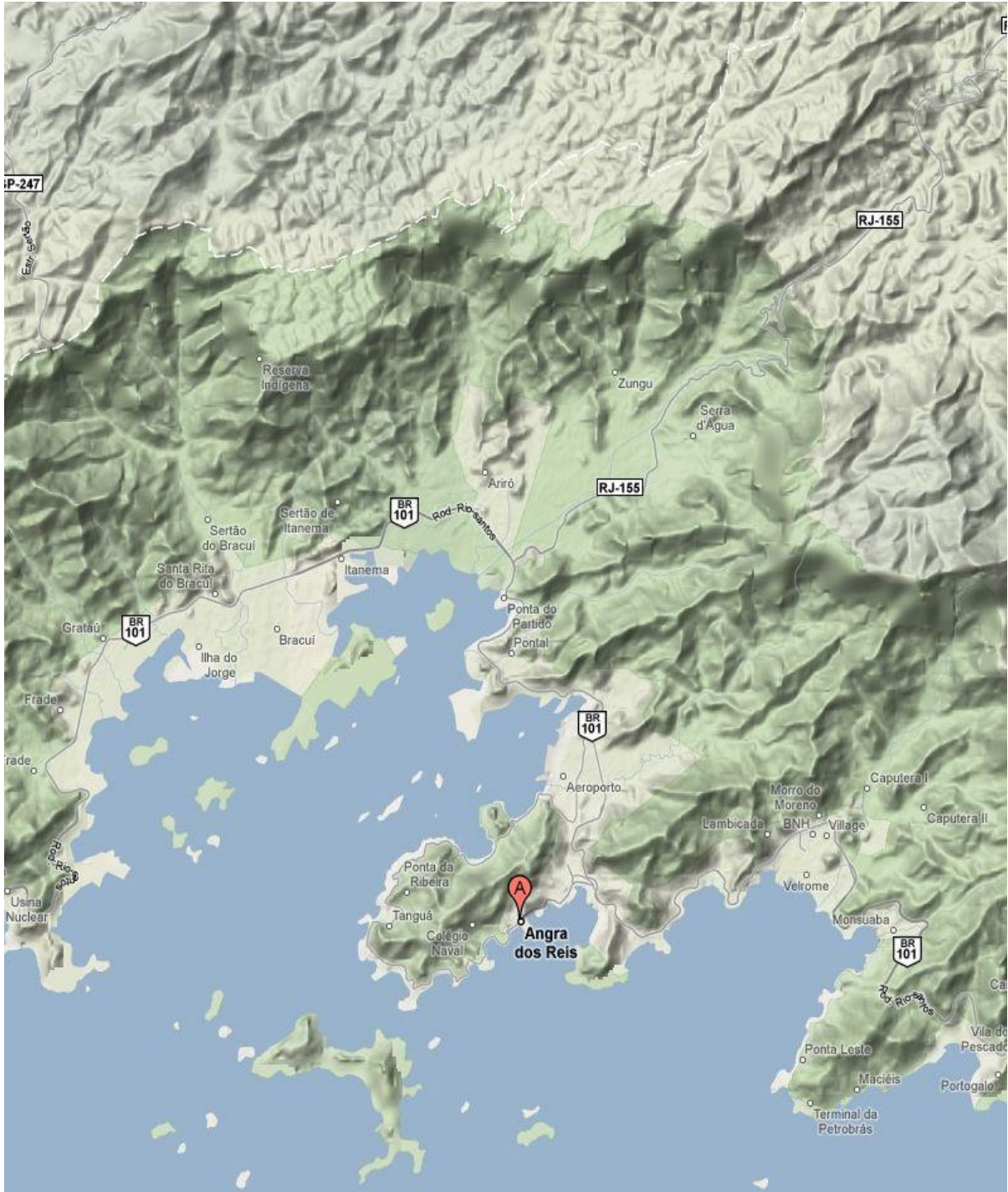


Figura 1 - Mapa com a área de estudo. As folhas topográficas (IBGE; 1:50.000) utilizadas foram Cunhambebe (CB), Mangaratiba (MA), Ilha Grande (IG), Angra dos Reis (AR) e Parati (PR).

Fonte: Googlemaps

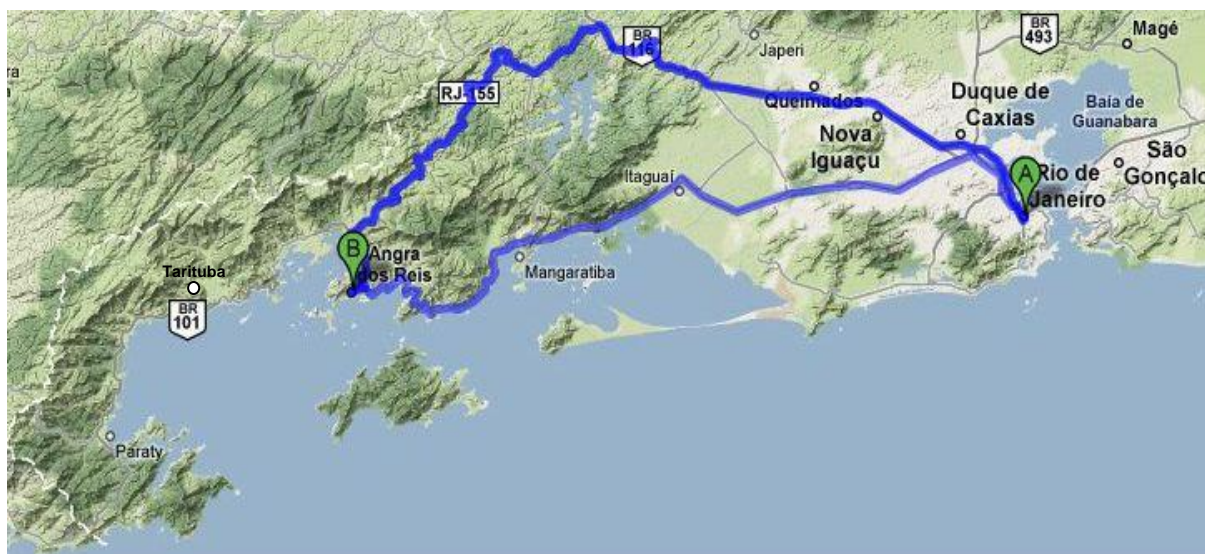


Figura 2 - Principais vias de acesso à área de estudo.
Fonte: Googlemaps

1 REVISÃO TEMÁTICA

1.1 O Orógeno Ribeira

Grande parte da revisão temática sobre o Orógeno Ribeira desta dissertação foi baseada em Heilbron et al. (2004).

O Orógeno Ribeira localiza-se ao longo da costa brasileira entre o cráton Luiz Alves e o Orógeno Araçuaí e apresenta um trend estrutural NE-SW. A formação deste orógeno resultou da interação entre o cráton São Francisco e outras placas e/ou micro placa(s) e/ou arco de ilhas durante colisões na Província Mantiqueira, ocorridas entre 650-580 Ma (ALMEIDA et al., 1977). Esta colisão amalgamou cinco terrenos denominados Ocidental, Paraíba do Sul, Embu, Oriental e Cabo Frio, os quais são atualmente separados por falhas de empurrão ou por zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas (Figura 3). É importante salientar que a colagem do Terreno Cabo Frio aos demais terrenos, amalgamados em ca. 580 Ma, só ocorreu em ca. 520 Ma (SCHMITT et al., 2000).

Rochas do embasamento mais antigas que 1,7Ga afloram em todos os terrenos (exceto no Terreno Oriental) que compõem o Orógeno Ribeira. Estas rochas representam o embasamento das bacias Mesoproterozóicas e Neoproterozóicas do mesmo orógeno e são representadas por cinco associações litológicas quais sejam: faixas arqueanas do tipo greenstone belt; rochas ígneas de caráter bimodal (2,22 – 2,7 Ga a 2,06 – 2,05 Ga); ortogranulitos paleoproterozóicos e hornblenda ortognaisses representados pelo Complexo Quirino (2,19 - 2,17 Ga) e pelo Complexo Região dos Lagos (ca. 1,9 Ga). As bacias São João Del Rei e Carandaí se desenvolveram sobre o embasamento da região paleocontinental do São Francisco no final do Paleoproterozóico e durante o Mesoproterozóico.

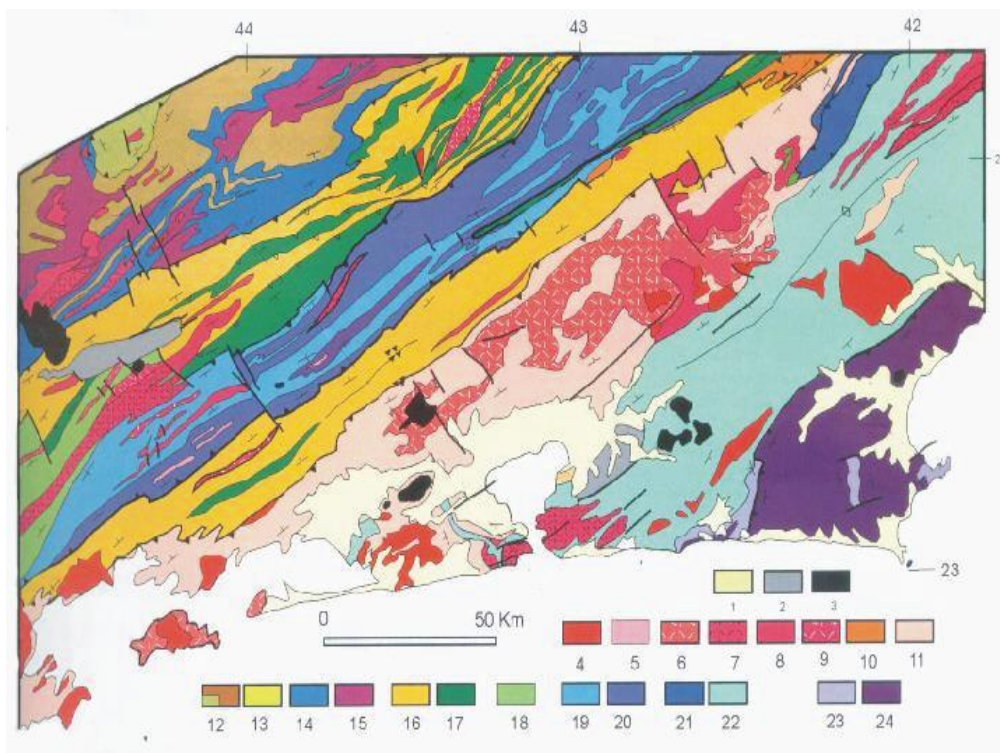


Figura 3 - Mapa geológico simplificado do Orógeno Ribeira. Legenda: (1) Sedimentos Quaternários; (2) Sedimentos Terciários; (3) Rochas alcalinas do Cretáceo/Terciário; (4) Granitóides Brasilianos sin- a pós-colisionais (4-9): 4) Biotita granitos pós-colisionais (510-480 M.a, G₅), 5) Granitos contemporâneos às zonas de cisalhamento D₃ (535-520 M.a, G₄), 6) Granitos e charnoquitos tardicolisionais (ca. 560 M.a, G₃), 7) Granitos porfiróides sin-colisionais (590-560 M.a), 8) Leucogranitos e charnoquitos do tipo S ou híbridos sin-colisional (ca. 580 M.a, G₂); Granitóides com idades indeterminadas (9-10) 9) Hornblenda granito gnaiss, 10) Suítes Anta e São Primo; (11) Arco Magmático Rio Negro (790-620 Ma.); Terreno Ocidental (12-17): Megasseqüência Andrelândia (12-14): 12) Seqüência Rio do Turvo em *facies* granulito de alta pressão, 13) Seqüência Rio do Turvo, 14) Seqüência Carrancas; 15) Complexo Mantiqueira, 16) Fácies distais da Megasseqüência Andrelândia no Domínio Juiz de Fora, 17) Complexo Juiz de Fora, 18) Complexo Embu Indiviso; Terreno Paraíba do Sul (19-20): 19) Grupo Paraíba do Sul, 20) Complexo Quirino; Terreno Oriental (21-22): 21) Sucessão metassedimentar Italva, 22) Sucessão metassedimentar Costeiro; Terreno Cabo Frio (23-24): 23) Sucessão Búzios e Palmital, 24) Complexo Região dos Lagos
Fonte: HEILBRON et al., 2004.

A maior parte das associações metassedimentares neoproterozóicas do Orógeno Ribeira representa depósitos sedimentares de margem passiva. Entretanto, na porção oriental desse orógeno (Terrenos Oriental e Cabo Frio), existem seqüências que parecem ter sido depositadas durante a Orogênese Brasileira, em

bacias de ante-arco e de retro-arco. Dentre as associações metassedimentares neoproterozóicas existentes, a Megasseqüência Andrelândia e as unidades metassedimentares dos Terrenos Paraíba do Sul, Oriental e Cabo Frio devem ser destacadas.

Segundo Heilbron et al. (2004), o estágio colisional no Orógeno Ribeira situa-se entre 580 e 560 Ma. Os efeitos desta colisão atingiram o recém-estruturado Orógeno Brasília, resultando na complexa Zona de Interferência entre os dois orógenos, materializada na região sul/sudoeste do Estado de Minas Gerais (TROUW et al., 1994). O Orógeno Ribeira registra ainda uma colisão tardia em 520-510 Ma, no Terreno Cabo Frio (HEILBRON et al., *op cit.*; SCHMITT et al., 2000).

O Arco Magmático Rio Negro, localizado no Terreno Oriental, evidencia o processo de subducção, o qual foi responsável pelo fechamento do Oceano Adamastor. Esta subducção teve sua polaridade para leste (TUPINAMBÁ et al., 2000).

Três fases de deformação principais podem ser observadas neste orógeno. A primeira (D1 + D2) é contemporânea ao primeiro estágio metamórfico (M1; 595-565 Ma). A segunda (D3) é contemporânea ao segundo estágio metamórfico (M2). Já a terceira (D4) foi a última fase de deformação resultante da colisão II. No geral, a intensa deformação desta colisão originou dobras apertadas a isoclinais, forte xistosidade, muitas vezes milonítica e lineação de estiramento.

O estágio de deformação pós-colisional, que ocorre nos Terrenos Oriental e Cabo Frio, é interpretado como resultante do colapso extensional do edifício orogênico (HEILBRON et al, 2000; HEILBRON & MACHADO, 2003). As estruturas geradas nesta fase são: a) zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis, normais, longitudinais ao orógeno e associadas a dobras com vergência para leste; e b) zonas de cisalhamento subverticais, de direção NW e transversais ao orógeno, com regime transtensivo e predomínio do componente lateral dextral e do componente vertical normal (abatimento do bloco leste) (HEILBRON et al., 2004).

Um plutonismo pós-colisional, geralmente granítico calci-alcálico, de idade entre 510 – 480 Ma, está associado a este estágio. As zonas de cisalhamento deste episódio têm importante papel como condutores para a ascensão destes magmas (VALLADARES et al., 1995).

Não há registros geológicos da evolução crustal do segmento central da Faixa Ribeira durante boa parte do Paleozóico. Deste modo, a evolução geológica pós-Proterozóica do segmento central da Faixa Ribeira está relacionada essencialmente ao Evento Sul-atlântico, o qual resultou na fragmentação do supercontinente Gondwana, no Cretáceo Inferior (c.a. 130 Ma) e conseqüente abertura do Oceano Atlântico Sul (SCHOBENHAUS et al., 1984; ALMEIDA & HASUI, 1984; CORDANI et al., 2000). Este processo foi caracterizado por uma intensa atividade tectônica, com remobilização de antigas falhas, magmatismo toleítico associado e formação de bacias costeiras do tipo rifte. O magmatismo toleítico é representado por diques e soleiras, além de derrames de lavas predominantemente basálticas, localizadas no Brasil e áreas adjacentes. Este tema será abordado a seguir

1.2 Província basáltica continental Paraná-Etendeka

No Cretáceo Inferior, uma intensa atividade ígnea ocorreu sob a forma de derrames de lavas e corpos intrusivos no Sul e Sudeste do Brasil. O derrame, essencialmente bimodal (basalto-riolito), de composição principalmente básica, cobre 1.200.000 km², representando uma das maiores províncias basálticas do mundo: a Província Paraná-Etendeka (MARQUES & ERNESTO, 2004). Esta província abrange a porção meridional do Brasil e também parte do Uruguai, Argentina e Paraguai, além do oeste da Namíbia (Figura 4). No Brasil, Paraná-Etendeka está associada a outras províncias basálticas continentais correlatas, como os enxames de diques do Arco de Ponta Grossa, da Serra do Mar e Florianópolis, e os basaltos das bacias de rifte (Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo).

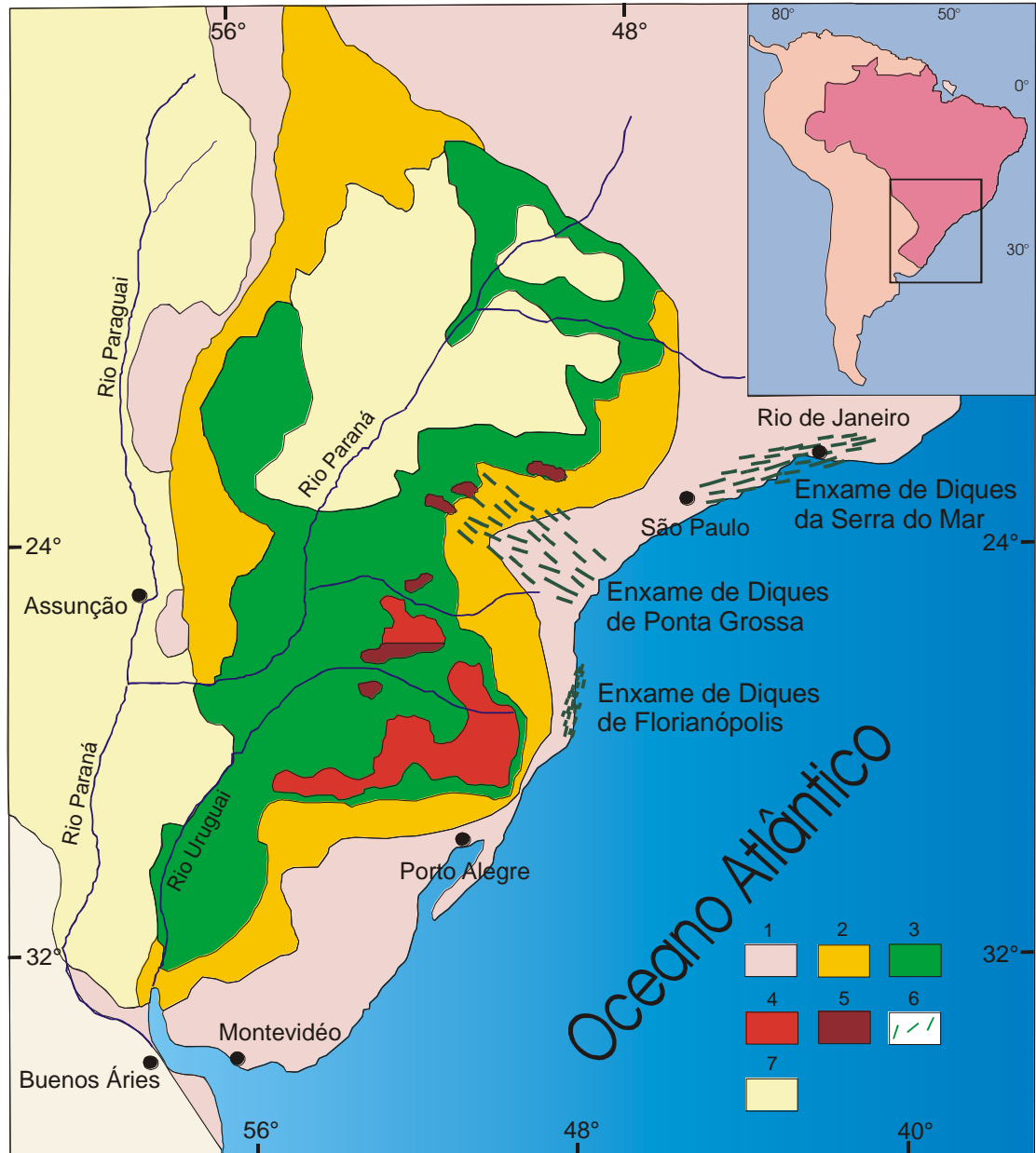


Figura 4 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná (BELLIENI et al., 1986; NARDY et al., 2001), com destaque para a Província Paraná-Etendeka na América do Sul: (1) embasamento cristalino; (2) sedimentos pré-vulcânicos (principalmente paleozóicos); (3) rocha vulcânicas básicas a intermediárias; (4) rochas ácidas do tipo Palmas; (5) Rochas ácidas do tipo Chapecó; (6) Enxame de diques do Arco de Ponta Grossa e da Serra do Mar; (7) sedimentos pós-vulcânicos (principalmente do Cretáceo Inferior).

Fonte: modificado de MARQUES; ERNESTO, 2004

Os derrames da Província Paraná-Etendeka desenvolveram-se na bacia sedimentar intracratônica do Paraná e são compostos por sucessões de derrames de lavas, com espessuras que variam entre 10 e 80 metros. Esses derrames formam

pacotes vulcânicos com espessura média de 650 metros, podendo chegar a 1.529m de espessura (LEINZ et al., 1966).

Do ponto de vista mineralógico e petrográfico, as rochas basálticas da província geralmente apresentam fenocristais e/ou microfenocristais (0,2 a 0,5 mm) de augita, plagioclásio, pigeonita, pequenas porções de titanomagnetita e rara olivina (completamente alterada), em matriz composta essencialmente por estes mesmos minerais. Vale ressaltar que basaltos africanos com dois piroxênios (augita e pigeonita) já foram encontrados nestes derrames (PICCIRILLO & MELFI, 1988).

Os basaltos toleíticos e andesi-basaltos toleíticos são as litologias mais comuns nesses derrames, constituindo, aproximadamente, 90% do volume de material extrusivo (PICCIRILLO & MELFI, 1988). Subordinadamente, os andesitos toleíticos e as rochas ácidas, representadas por riódacitos e riólitos representam cerca de 7% e 3%, respectivamente, do volume total de material expelido.

Alguns autores dividem a Província Paraná-Etendeka, com base nos teores de TiO_2 , em duas subprovíncias: uma de baixo titânio ($TiO_2 \leq 2\%$) e outra de alto titânio ($TiO_2 > 2\%$) (BELLIENI et al. 1983, 1984a, b, MANTOVANI et al. 1985, PICCIRILLO et al. 1988 e MARQUES et al. 1989).

O grupo que contém $TiO_2 > 2\%$ é caracterizado, também, por apresentar concentrações relativamente altas de P_2O_5 e de elementos traços incompatíveis, tais como: Sr, Zr, Hf, Ba, Ta, Y e terras raras leves, em relação às rochas básicas com $TiO_2 \leq 2\%$. Um segundo critério para a classificação de basaltos em alto- TiO_2 e baixo- TiO_2 foi proposto por Hergt et al. (1991). Esse critério utiliza a razão Ti/Y. Dessa forma, basaltos com valores de $Ti/Y > 310$ e $Ti/Y < 310$ seriam considerados de alto- TiO_2 e baixo- TiO_2 , respectivamente.

Peate et al. (1992), com base nas concentrações de Ti e elementos traços incompatíveis (Sr, Y e Zr), dividiram os magmas basálticos em seis grupos. Os basaltos de alto titânio foram divididos em quatro tipos denominados de Urubici ($TiO_2 > 3\%$; $Sr > 550$ ppm; $Ti/Y > 500$), Pitanga ($TiO_2 > 3\%$; $Sr > 350$ ppm; $Ti/Y > 350$),

Paranapanema ($2 < \text{TiO}_2 \leq 3\%$; $200 < \text{Sr} < 450$ ppm; $\text{Ti}/\text{Y} > 330$) e Ribeira ($\text{TiO}_2 \leq 2\%$; $200 < \text{Sr} < 375$ ppm; $\text{Ti}/\text{Y} > 310$), enquanto os litotipos de baixo titânio foram denominados de Gramado ($\text{TiO}_2 \leq 2\%$; $140 < \text{Sr} < 400$ ppm; $\text{Ti}/\text{Y} < 310$) e Esmeralda ($\text{TiO}_2 \leq 2\%$; $120 < \text{Sr} < 250$ ppm; $\text{Ti}/\text{Y} < 310$), conforme a Tabela 1.

Tabela 1 - Valores das razões entre elementos traços incompatíveis e de TiO_2 (%peso) usados como índices discriminantes das suítes de baixo- TiO_2 e alto- TiO_2 para a Província basáltica Paraná-Etendeka

Índice	Baixo- TiO_2		Alto- TiO_2			
	Gramado	Esmeralda	Ribeira	Pitanga	Paranapanema	Urubici
TiO_2	$\leq 2\%$	$\leq 2\%$	$\sim 2\%$	$> 3\%$	2-3%	$> 3\%$
Ti/Y	< 310	< 310	> 310	> 350	> 330	> 500
Ti/Zr	< 70	> 60	> 65	> 60	> 60	> 57
Zr/Y	3,5-6,5	2,0-5,0	3,5-7,0	$> 5,5$	4,0-7,0	$> 6,5$
Sr/Y	< 13	< 9	5,0-17	> 14	4,5-15	> 14
Ba/Y	< 19	< 12	6,0-19	> 14	5,0-19	> 14

Fonte: Peate, 1992; 1997

As subprovíncias norte e sul ocorrem em áreas geográficas distintas (PICCIRILLO & MELFI, 1988). A subprovíncia sul, predominantemente de baixo- TiO_2 , situa-se em latitudes maiores do que $\sim 26^\circ\text{S}$ e é composta pelas suítes Urubici (alto- TiO_2), Esmeralda (baixo- TiO_2) e Gramado (baixo- TiO_2). A subprovíncia norte, predominantemente de alto- TiO_2 , localiza-se em latitudes menores do que $\sim 26^\circ\text{S}$ e compreende as suítes Pitanga (alto- TiO_2), Paranapanema (alto- TiO_2) e Ribeira (alto- TiO_2). Localmente, basaltos e andesi-basaltos de alto- TiO_2 ocorrem na subprovíncia sul (predominantemente de baixo- TiO_2). Similarmente, na subprovíncia norte (predominantemente de alto- TiO_2) ocorrem, localmente, litotipos de baixo- TiO_2 . Entretanto, trabalhos recentes têm reconhecido derrames do tipo Urubici também na porção setentrional da província (MACHADO et al., 2008). É importante salientar que os litotipos de alto- TiO_2 presentes em diferentes subprovíncias apresentam diferenças composicionais, assim como os litotipos de baixo- TiO_2 das diferentes subprovíncias (PICCIRILLO et al., 1988; MARQUES et al., 1989; PEATE et al., 1992).

A variação de elementos maiores, menores e traços nas rochas básicas a intermediárias é compatível com o processo dominante de diferenciação por cristalização fracionada, sob condições de baixa pressão. Essa diferenciação foi essencialmente controlada pelo fracionamento de clinopiroxênios (augita e pigeonita), plagioclásio e titanomagnetita, com presença de olivina apenas nos termos mais primitivos (BELLIENI et al., 1984a; PICCIRILLO et al., 1988).

Estudos têm demonstrado, no entanto, que o processo de cristalização fracionada foi acompanhado de assimilação crustal concomitante (isto é, AFC; assimilation and fractional crystallization), em diferentes graus a depender da suíte, parecendo ser este o processo evolutivo predominante não somente em Paraná-Etendeka, mas em outras províncias basálticas continentais do mundo (TURNER et al., 1999). Deste modo, razões isotópicas obtidas em basaltos de baixo-TiO₂ em Paraná-Etendeka indicam que 27 daquelas inseridas na suíte Gramado representam os litotipos mais contaminados da província.

Sills ocorrem intrudindo camadas paleozóicas, como a Formação Irati e Itararé. As espessuras encontradas para estes corpos variam entre 2 e 200 metros. Entretanto, valores maiores que 1.000 metros já foram observados (MARQUES & ERNESTO, 2004).

Os estudos paleomagnéticos realizados nos derrames da Província Paraná-Etendeka mostram registros de numerosas inversões de polaridade. Entretanto, no Cretáceo Inferior, a duração média dos intervalos de polaridade ficou abaixo de 1 Ma, tornando relativamente freqüentes as inversões de polaridade. Por essa razão, pode se concluir que, apesar do grande número de inversões registradas, o intervalo de tempo transcorrido para acumular esses pacotes de derrames foi relativamente curto, como indicado por algumas das datações radiométricas. (MARQUES & ERNESTO, 2004).

Alguns autores concordam que magmatismo extrusivo ocorreu no Cretáceo Inferior com duração de 3 Ma principalmente entre 133-132 Ma (RENNE et al., 1992; 1996a; RENNE et al., 1997; ERNESTO et al., 1999; MINCATO et al., 2003). A

principal fase magmática teria se iniciado na parte sul migrando para a região norte, conforme datações e dados paleomagnéticos. Já Turner et al. (1994) e Stewart et al. (1996) propõem que o magmatismo durou cerca de 10-12 Ma, entre 127-137 Ma, migrando de noroeste para sudeste. No entanto, estudos recentes parecem indicar que o magmatismo da província ocorreu num curto intervalo de tempo, talvez inferior a 2 Ma (THIEDE & VASCONCELOS, 2008). Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sugerem que diferentes tipos de magmas foram expelidos em diferentes lugares ao mesmo tempo (GARLAND et al., 1995; STEWART et al., 1996, TURNER et al., 1994). Isto indica que há uma distribuição subcrustal de distintas áreas fontes, o que permite inferir a disposição interna do manto litosférico (TURNER et al., 1999).

Muitos modelos foram propostos para explicar a origem das províncias de basaltos continentais (p.ex.: RICHARDS et al., 1989; WHITE & MCKENZIE 1989, 1995; COURTILLO et al., 1999, 2003; HAWKESWORTH et al., 1992; TURNER & HAWKESWORTH, 1995; COMIN-CHIARAMONTI et al., 1997; PEATE et al., 1999 e MARQUES et al., 1999), mas não há, atualmente, um consenso sobre os processos tectônicos e componentes mantélicos envolvidos.

Richards et al. (1989) propõem um modelo em que as províncias ígneas são geradas por grandes anomalias térmicas (plumas mantélicas) que impactam e soerguem a litosfera, de modo independente do processo de ruptura continental. Já White & McKenzie (1989, 1995) propõem que a atividade ígnea está relacionada a processos distensivos, que podem evoluir para a abertura de oceanos. Neste modelo, a distensão da litosfera, obrigatoriamente, precede o magmatismo, o qual é ocasionado por alívio de pressão em regiões do manto anormalmente quentes (100-200°C acima da temperatura normal). Recentemente, Courtillot et al. (1999, 2003) propuseram que a atividade ígnea foi causada pelo impacto da pluma na base da litosfera, ocorrendo posteriormente (em geral após um intervalo entre 5 e 30 Ma), ruptura continental em zonas de fraqueza da litosfera, como por exemplo, em bordas de crátons. Por outro lado, alguns estudos sugerem que a fusão ocorreu primordialmente em manto litosférico subcontinental e que a pluma Tristão da Cunha forneceu, no máximo, calor para a fusão de um manto litosférico heterogêneo

(HAWKESWORTH et al., 1992; TURNER & HAWKESWORTH, 1995; COMIN-CHIARAMONTI et al., 1997; PEATE et al., 1999 e MARQUES et al., 1999).

Nos modelos que propõem a participação da pluma de Tristão da Cunha no magmatismo da Província Paraná-Etendeka, considera-se que o seu impacto na base da litosfera ocorreu na região central da província, de forma a explicar a extensão da área atingida pelo vulcanismo (MARQUES & ERNESTO, 2004). Ernst & Buchan (1997) propõem que os enxames de diques da Serra do Mar, Ponta Grossa e Florianópolis fazem parte de um sistema radial causado pelo soerguimento da litosfera durante o impacto da pluma de Tristão da Cunha na base da litosfera. Entretanto, dados paleomagnéticos e datações radiométricas vêm se contrapondo a esses modelos. Ernesto et al. (2002) defendem que o motivo do magmatismo esteja relacionado a anomalias térmicas do manto profundo, cuja existência tem sido comprovada por tomografia sísmica e anomalias do geóide.

Apesar da grande quantidade de informações já acumuladas sobre a Província Paraná-Etendeka, o conhecimento sobre essa atividade ígnea ainda é restrito. Portanto, estudos mais detalhados, envolvendo diversas metodologias, são necessários.

1.3 Enxame de Diques de Ponta Grossa

O Enxame de Diques de Ponta Grossa é a feição magmática mais significativa do arco de Ponta Grossa e adquiriu sua configuração durante o Cretáceo Inferior (Figura 4). O magma basáltico intruiu no embasamento cristalino de idade Pré-Devoniana (PICCIRILLO & MELFI, 1988) por meio de fraturas e falhas de distensão transversais às estruturas do embasamento sob a forma, principalmente, de diques (ALMEIDA, 1986). Estes diques distribuem-se desde a região costeira Atlântica até as bordas dos derrames da Província Paraná-Etendeka, cortando, tanto o embasamento cristalino da Bacia do Paraná, como, também, suas rochas sedimentares Paleozóicas (principalmente a Formação Itararé e o Grupo

Passa Dois). Piccirillo et al. (1990) sugerem que a colocação desses corpos intrusivos tenha ocorrido nas fases primárias do rifteamento.

Os diques são alinhados preferencialmente na direção NW-SE e, subordinadamente, a NE-SW. Estas intrusões podem chegar a ter mais de 100 km de extensão e até centenas de metros de espessura (MARINI et al., 1967; ALMEIDA, 1986). Com base na espessura dos diques, estima-se que a intrusão destes corpos hipoabissais tenha causado uma distensão crustal mínima de 3 km na região do Arco de Ponta Grossa (PINESE, 1989).

Segundo PICCIRILLO et al. (1990), o Enxame de Diques de Ponta Grossa é representado por rochas básicas e, mais raramente, por ácidas. Estas rochas são afíricas a porfíricas e sua granulometria varia de muito fina (<0,3 mm) a média (~1 mm). Uma grande variação no tamanho dos grãos (0,1-5 mm) foi encontrada na área entre a parte central e margens de diques mais espessos. As rochas básicas são caracterizadas por apresentarem textura ofítica a subofítica. Os minerais encontrados nestas rochas são plagioclásio (An_{32-86}), augita ($Wo_{22-38} Fs_{13-43}$), pigeonita ($Wo_{7-11} Fs_{29-65}$), titanomagnetita e, subordinadamente, ilmenita. Quando presentes, as raras olivinas estão alteradas. Grãos de anfilóbio e biotita são raros, enquanto apatita é um mineral acessório comum.

Dados geoquímicos mostram que os diques do Arco de Ponta Grossa são composicionalmente semelhantes aos derrames do tipo Paranapanema (alto-TiO₂) da Província Paraná-Etendeka. Diques semelhantes aos derrames do tipo Gramado e Esmeralda ocorrem, subordinadamente, neste enxame (PICCIRILLO et al., 1988, 1990; MARQUES, 2001). Dados químicos e isotópicos revelam que componentes astenosféricos não foram significantes na gênese desses diques e que os mesmos podem ser considerados pouco afetados por processos de contaminação crustal (MARQUES & ERNESTO, 2004).

Os diques do Enxame de Ponta Grossa têm idades entre 131 e 129 Ma (⁴⁰Ar/³⁹Ar), sendo temporalmente correlacionáveis aos derrames basálticos da Província Paraná-Etendeka (137 a 127 Ma; TURNER et al., 1994). Entretanto,

idades próximas a 120 Ma são observadas em diques próximos à margem continental (TURNER et al, *op.cit.*; RENNE et al., 1996b). Esses dados reforçam a hipótese proposta por Piccirillo et al. (1990) que sugerem que os diques foram os alimentadores dos derrames da subprovíncia norte, dos quais não há afloramentos remanescentes devido à erosão posterior.

1.4 Enxame de Diques de Florianópolis

O Enxame de Diques de Florianópolis ocorre na ilha de Santa Catarina e na área continental adjacente (Figura 4). Estes diques cortam seqüências de derrames da Província Paraná-Etendeka e granitos do Ciclo Brasileiro que constituem o embasamento cristalino da referida ilha (TOMAZZOLI, 2007).

Estes corpos intrusivos possuem espessuras que variam entre 10 cm e 70 m, sendo mais comuns espessuras entre 0,5 m e 10 m. Os diques são subverticais, orientados preferencialmente segundo direções N30-55°E e, subordinadamente, N15-45°W. Localmente, truncamentos entre diques com direção NW e NE são observados. Tal fato evidencia a idade mais antiga para os diques orientados segundo direções NE.

Cerca de 90% do enxame é composto essencialmente por diques básicos com altos teores de TiO_2 ($TiO_2 > 3\%$). Estas rochas são representadas por andesi-basaltos toleíticos, com subordinados lati-andesitos, lati-basaltos e latitos. Subordinadamente, diques apresentando baixos teores de TiO_2 ($TiO_2 < 2\%$) compõem cerca de 10% do enxame, podendo ser representados por basaltos toleíticos, andesi-basaltos toleíticos e andesitos toleíticos. Segundo Marques & Ernesto (2004), a correlação entre a composição química com a orientação desses diques não é possível.

Os diques de Florianópolis são similares geoquimicamente aos derrames basálticos de Paraná-Etendeka e aos diabásios do Enxame de Diques de Ponta Grossa. Os diques de baixo- TiO_2 possuem características geoquímicas semelhantes

às dos derrames do tipo Gramado e Esmeralda, enquanto os litotipos de alto-TiO₂ deste enxame são semelhantes aos derrames do tipo Urubici. Em menor quantidade, diques semelhantes quimicamente aos derrames do tipo Pitanga (alto-TiO₂) foram identificados (MARQUES & ERNESTO, 2004). No entanto, estes diques apresentam maior enriquecimento em elementos incompatíveis com grande raio iônico. Tal característica denota a ocorrência de processos de contaminação crustal dos magmas que originaram estas rochas, mascarando, assim, as características geoquímicas originais das mesmas (MARQUES & ERNESTO, *op.cit.*).

O Enxame de Diques de Florianópolis foi formado a cerca de 128,3±0,5 e 119,0±0,9 Ma (⁴⁰Ar/³⁹Ar) (RAPOSO et al., 1998; DECKART et al., 1998). O pico do magmatismo nesse enxame ocorreu nos intervalos de 128-126 Ma e de 122-119 Ma. Entretanto, dados paleomagnéticos indicam que grande parte dos diques estudados situam-se no intervalo mais recente. Desta forma, estes diques estão, provavelmente, associados à distensão crustal nos estágios finais que antecederam a formação de crosta oceânica nessa latitude (MARQUES & ERNESTO, 2004).

1.5 Enxame de Diques Toleíticos da Serra do Mar

O Enxame de Diques da Serra do Mar ocorre na região costeira de Santos, Rio de Janeiro e Espírito Santo (COMIN-CHIARAMONTI et al., 1983; HAWKESWORTH et al., 1992; GARDA, 1995; VALENTE, 1997) (Figura 4). Este enxame estende-se para o interior, onde alcança o Vale do Paraíba.

No geral, os diques são subverticais, com orientação preferencial N50-65°E (N40-50°E) paralelos às estruturas do embasamento (ALMEIDA, 1986). Contudo, há a ocorrência, em menor quantidade, de diques orientados segundo a direção NW-SE (CORVAL, 2005). Vale ressaltar que os diques localizados na porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro ocorrem sob a forma de espessos diques com direção predominante para NNW em sua porção norte e, subordinadamente, NS e NNE nas áreas restantes (GUEDES, 2007). As espessuras encontradas nos diques do enxame variam de 0,3 a 100 m, sendo mais comuns espessuras menores que 50 m.

Estas intrusões são extensas, podendo atingir valores superiores a 15 km. Esfoliação esferoidal, contatos bruscos com as rochas encaixantes, margens resfriadas e diáclases são feições observadas na maioria dos diques do EDSM. Intrusões variáveis, efeitos metassomáticos localizados e estruturas atípicas já foram observados nestes diques no Rio de Janeiro (PORTO JR. & VALENTE, 1989; PORTO JR. et al., 1991; DUARTE et al., 1991; VALENTE et al., 1991, 1992a, 1992b, DUTRA, 2006; CORVAL 2009).

Os diabásios do EDSM têm coloração preta-esverdeada, granulometria, em geral, variando de fina a média (bordas dos diques), e eventualmente grossa nas porções centrais de diques mais espessos. Petrograficamente, os diques são compostos essencialmente por plagioclásio, augita e/ou pigeonita. Minerais acessórios incluem quartzo, minerais opacos e apatita. Minerais secundários comuns são biotita, uralita e clorita, bem como a saussurita sobre grãos de plagioclásio. Texturas holocristalina a hipocristalina, equigranular a inequigranular, intergranular e intersertal são predominantes nestes diques, enquanto texturas poiquilítica, porfirítica e mirmequítica são vistas localmente (CORVAL, 2009; DUTRA, 2006; GUEDES, 2007; VALENTE, 1997).

Esses diques estão associados à fragmentação do Gondwana no Cretáceo Inferior (ca. 132Ma; TURNER et al., 1994), muito embora, idades mais antigas (193-161 Ma) tenham sido registradas na porção ocidental do EDSM (GUEDES et al., 2005). A fase principal da intrusão do Enxame de Diques da Serra do Mar ocorreu entre 133 e 129 Ma (rocha total e plagioclásio, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; TURNER et al., *op. cit.*; DECKART et al., 1998), coincidente com as intrusões do Arco de Ponta Grossa. Idades entre 125 e 120 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) também são encontradas nos diques da Serra do Mar (RENNÉ et al., 1993).

O Enxame de Diques da Serra do Mar é composto predominantemente por andesi-basaltos, latibasaltos e aqueles do limite andesi-basaltos/latibasaltos. Entretanto, corpos mais diferenciados foram identificados no litoral norte de São Paulo (BELLIENI et al., 1990). Dados petrográficos, geoquímicos e mineralógicos

mostram que estes diques apresentam um caráter transicional com afinidade toleítica (VALENTE, 1997; CORVAL, 2005; DUTRA, 2006).

As rochas básicas do Enxame de Diques da Serra do Mar que afloram no litoral do Estado de São Paulo têm características geoquímicas que permitiram discriminá-las em dois diferentes tipos de magmas (REGELOUS, 1993). Os diabásios Paraíba e Ubatuba são do Cretáceo Inferior (134-130 Ma; rocha total e plagioclásio, Ar-Ar) e, geralmente, semelhantes aos diques de Ponta Grossa e aos derrames basálticos da Província Paraná-Etendeka (TURNER et al., 1994; STEWART et al., 1996). A maioria dos diques é caracterizada por altos teores de TiO_2 ($\text{TiO}_2 > 3\%$ peso), bem como, altas concentrações de P, Zr, Ba, Sr e Rb, correspondendo a cerca de 85% dos afloramentos, sendo os diques com teores de TiO_2 entre 2% e 3% raros (COMIN-CHIARAMONTI et al., 1983). Diques basálticos toleíticos de baixo- TiO_2 ($\text{TiO}_2 < 2\%$) são ainda mais raros, perfazendo cerca de 10% do conjunto de afloramentos (MARQUES & ERNESTO, 2004).

Estudos litogeoquímicos mostram que o enxame compreende essencialmente quatro suítes de alto- TiO_2 ($\text{Ti/Y} > 310$; CORVAL, 2009), com altas concentrações de P, Zr, Ba, Sr e Rb. Subordinadamente, duas suítes de baixo- TiO_2 ($\text{Ti/Y} < 310$; MONTEIRO & VALENTE, 2003; DUTRA, 2006) ocorrem no enxame. Essas duas suítes foram discriminadas em base geoquímica (MONTEIRO & VALENTE, *op. cit.*). Uma delas, denominada suíte Costa Azul (DUTRA, *op. cit.*), aflora predominantemente na região de Búzios e Cabo Frio, enquanto a outra, chamada de suíte Serrana, aflora na Região Serrana do estado do Rio de Janeiro (MONTEIRO & VALENTE, *op.cit.*; CORVAL, 2005). A tabela 2 e a tabela 3 apresentam as propostas de modelos evolutivos e de discriminação de fontes, respectivamente, para cada uma das suítes do Enxame de Diques da Serra do Mar.

Tabela 2 – Suítes, respectivos nomes e processos evolutivos discriminados no Enxame de Diques da Serra do Mar (VALENTE, 1997; CORVAL, 2005 e 2009; DUTRA, 2006; GUEDES, 2007). As suítes de alto-TiO₂ A, B, C e D foram discriminadas por Corval (2009), enquanto que as suítes A', B', C' foram discriminadas por Guedes (2007). AFC é Assimilation and Fractional Crystallization (Depaolo, 1981). Os processos evolutivos das suítes C, D e C' não puderam ser discriminados devido ao pequeno número de amostras (CORVAL, 2009; GUEDES, 2007).

Suíte	Nome	Processo evolutivo
Baixo-TiO ₂	Costa Azul	<i>Assimilation by Turbulent Ascent</i> (ATA)
Baixo-TiO ₂	Serrana	Cristalização fracionada com assimilação concomitante (AFC)
Alto-TiO ₂	Suíte A	Cristalização fracionada
Alto-TiO ₂	Suíte B	Cristalização fracionada com assimilação concomitante (AFC)
Alto-TiO ₂	Suíte C	Não discriminado
Alto-TiO ₂	Suíte D	Não discriminado
Alto-TiO ₂	Suíte A'	Cristalização fracionada
Alto-TiO ₂	Suíte B'	Cristalização fracionada
Alto-TiO ₂	Suíte C'	Não discriminado

A nomenclatura das suítes A', B', C', discriminadas por **Guedes (2007)**, foram adotadas para distingui-las das suítes A, B e C discriminadas por **Corval (2009)**.

Fontes: Valente, 1997; Corval, 2005 e 2009; Dutra, 2006; Guedes, 2007; Corval, 2009; Guedes, 2007; Depaolo, 1981.

As razões La/Yb_(N) e La/Nb_(N) maiores que a unidade das nove suítes discriminadas na província implicam em, pelo menos, uma contribuição de fonte mantélica enriquecida, muito provavelmente representada pelo manto litosférico subcontinental (Tabela 3). Modelos de fusão parcial (WOOD & FRASER, 1976) tornam improvável que as suítes de baixo-TiO₂ com menor razão La/Yb_(N) e de alto-TiO₂ com maior razão La/Yb_(N) possam estar associadas a uma mesma fonte mantélica por diferentes quantidades de fusão, no intervalo máximo (25-45%) necessário à geração de líquidos basálticos toleíticos, a partir de manto peridotítico

(MYSEN & KUSHIRO, 1977; JACQUES & GREEN, 1980). De modo semelhante, é improvável que as suítes de alto-TiO₂ sejam co-genéticas entre si. Os dados indicam, portanto, que as suítes devem estar relacionadas a diferentes fontes mantélicas, o que implica em heterogeneidade no manto litosférico subcontinental em escala local (VALENTE et al., 2005; CORVAL 2009), em oposição a heterogeneidades em escala regional, identificadas em outras províncias basálticas continentais, como no caso de Paraná-Etendeka, por exemplo (PICCIRILLO & MELFI, 1988). Vale salientar que a quantidade de rifteamento continental influencia nos valores das razões La/Yb_(N) das suítes (VALENTE et al., 2007; CORVAL, 2009). Muito provavelmente, a despeito das diferenças de fontes, o valor muito elevado da razão La/Yb(n) da Suíte A, B, C, D e C' (Tabela 3), associado a sua localização nas porções mais ocidentais e interiores da província, está também relacionado a menores quantidades de rifteamento continental.

Tabela 3 – Suítes, respectivos nomes, razões La/Yb_(N) e La/Nb_(N) dos líquidos parentais normalizadas ao condrito (THOMPSON et al.; 1984) e fontes mantélicas discriminadas na província (VALENTE, 1997; TETZNER, 2002; CORVAL, 2005 e 2009; DUTRA, 2006; GUEDES, 2007). As suítes de alto-TiO₂ A', B' e C' foram discriminadas por Guedes (2007), enquanto que as suítes A, B, C e D foram discriminadas por Corval (2009).

Suíte	Nome	La/Yb(N)	La/Nb(N)	Fonte mantélica
Baixo-TiO ₂	Costa Azul	2,5	1,4	Enriquecida
Baixo-TiO ₂	Serrana	3,9	1,9	Enriquecida
Alto-TiO ₂	Suíte A	5,5	1,6	Enriquecida
Alto-TiO ₂	Suíte A'	7,1	1,6	Enriquecida
Alto-TiO ₂	Suíte B	9,5	2,0	Enriquecida
Alto-TiO ₂	Suíte C	12,0	1,5	Enriquecida
Alto-TiO ₂	Suíte B'	17,1	1,3	Enriquecida
Alto-TiO ₂	Suíte D	19,7	3,0	Enriquecida
Alto-TiO ₂	Suíte C'	27,9	1,5	Enriquecida

A nomenclatura das suítes A', B', C', discriminadas por **Guedes (2007)**, foram adotadas para distingui-las das suítes A, B e C discriminadas por **Corval (2009)**.

Fontes: Thompson et al., 1984; Valente, 1997; Tetzner, 2002; Corval, 2005 e 2009; Dutra, 2006; Guedes, 2007.

Estudos comparativos (VALENTE, 1997; CORVAL, 2009.) mostraram que os basaltos de alto-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar estão predominantemente associados à suíte Urubici e, mais raramente, à suíte Pitanga (PEATE et al., 1992) da Província Paraná-Etendeka, enquanto os basaltos de baixo-TiO₂ são melhor correlacionados com a suíte Esmeralda e, localmente, à suíte gramado (PEATE et al., 1992).

Esta heterogeneidade mantélica local associada à província magmática estudada deve ter uma relação com os processos de amalgamação do supercontinente Gondwana, com especial referência ao Orógeno Ribeira, durante o Neoproterozóico-Cambriano. A amalgamação do Gondwana deve ter sido um importante processo de remobilização litosférica pretérita aos processos de rifteamento do supercontinente, no Cretáceo Inferior, que culminaram com a abertura do Oceano Atlântico Sul (VALENTE et al., 2005).

Apesar da aparente forte contribuição de um componente litosférico na geração das suítes de alto TiO₂ do EDSM, Valente et al. (2007) e Corval (2009) propuseram, com base em modelagem petrogenética, a interação de componentes do tipo pluma na geração destas rochas, aflorantes na porção centro-norte do Estado do Rio de Janeiro. Entretanto, esses modelos petrogenéticos e geodinâmicos que consideram a contribuição de componentes do tipo pluma na geração das rochas basálticas toleíticas do Enxame de Diques da Serra do Mar ainda geram muita controvérsia. Marques et al. (1999) propõem que a pluma de Tristão da Cunha poderia ter contribuído apenas como fonte de calor para a fusão do manto litosférico subcontinental. Ernesto et al. (2002), baseando-se em dados paleomagnéticos, geoquímicos e de anomalias de geóide, descartam a possibilidade de envolvimento da pluma de Tristão da Cunha até mesmo como fonte de calor para gerar o magmatismo basáltico toleítico da Serra do Mar na região costeira dos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro. Os trabalhos de Marques et al. (2003; 2005) apresentaram novas reconstruções paleomagnéticas revelando que, tanto a pluma de Tristão da Cunha, como a de Trindade-Martim Vaz, (GIBSON et al., 1995a, b; GIBSON et al., 1997) geralmente evocadas como participantes no processo gerador

do magmatismo Mesozóico do Sudeste do Brasil, não estiveram em posições favoráveis, relativamente à Placa Sul-Americana, para que pudessem ter sido responsáveis por esse magmatismo, seja na forma de suprimento de calor ou massa.

1.6 Basaltos das bacias de rifte

As bacias de Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo ocupam, atualmente, a margem continental da porção oeste do Oceano Atlântico-Sul (CHANG et al., 1988; 1990). Estas bacias estão relacionadas à quebra do Supercontinente Gondwana Ocidental (CHANG et al., 1992; CAINELLI & MOHRIAK, 1999; THOMAZ FILHO et al., 2000; MOHRIAK et al., 2002) e os seus embasamentos são representados por derrames basálticos ainda pouco estudados (MISUZAKI et al., 1992; LOBO, 2007) .

O processo de rifteamento que, do Neoproterozóico ao Eocretáceo, deu origem ao Oceano Atlântico-Sul, foi marcado por inúmeros eventos magmáticos, especialmente registrados nas bacias marginais brasileiras. Soleiras, diques e derrames são as três formas mais comuns deste magmatismo.

Dados obtidos por meio de interpretação de linhas sísmicas mostram que os derrames basálticos da Formação Imbituba, na porção submersa da Bacia de Pelotas, são inclinados no sentido do mar (MIZUSAKI et al., 2004). Já os basaltos da Formação Camboriú (PEREIRA & FEIJÓ, 1994) ocorrem numa grande extensão do assoalho da Bacia de Santos. Na Bacia de Campos, o embasamento econômico é representado por uma seqüência de basaltos toleíticos intercalados com rochas vulcanoclásticas e sedimentares, denominados de Formação Cabiúnas (DIAS et al., 1994). O magmatismo nesta última bacia é do tipo fissural, com fases subaéreas e subaquosas rasas (MIZUSAKI et al., *op cit.*).

Os basaltos de Campos constituem uma suíte exclusivamente de baixo-TiO₂ (LOBO, 2007) enquanto que basaltos de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂ são encontrados em Pelotas (LOBO, *op.cit.*) e no Espírito Santo (MOHRIAK et al., 2002). Os basaltos de Campos evoluíram por AFC enquanto que os basaltos de alto-TiO₂ de Pelotas evoluíram por cristalização fracionada sem contaminação concomitante (LOBO, 2007). Processos evolutivos para os basaltos de baixo-TiO₂ de Pelotas e para os basaltos de Santos não foram propostos dada a escassez de amostras. Fontes astenosféricas parecem constituir o principal componente gerador dos basaltos das bacias de rifte em Campos e Pelotas (MISUZAKI et al., 1992; LOBO, *op.cit.*), embora estudos ainda sejam inconclusivos com relação aos basaltos do Espírito Santo e Santos (FODOR, 1987; MOHRIAK et al., 2002).

Datações pelo método K/Ar, efetuadas em amostras de basalto da Bacia de Pelotas, indicaram idade de 124±8,6 Ma (DIAS et al., 1994). Todavia, mais recentemente, Lobo (2007) apresentou a idade de 138 ± 5 Ma para a amostra parental da suíte de alto-TiO₂ da Bacia de Pelotas. Adicionalmente, a referida autora (LOBO, *op. cit.*) obteve a idade de 118,3 ± 1,9 Ma para a amostra parental da suíte de baixo-TiO₂ da Bacia de Pelotas. Fodor et al. (1983/84) realizaram estudos geoquímicos e geocronológicos (rocha total; K-Ar) para os basaltos de Santos, obtendo idades 138,1±3,5 Ma. Idades K-Ar entre 122±5 Ma e 134±4 Ma foram obtidas para a Bacia de Campos (MIZUSAKI, 1986). É importante ressaltar que Lobo (2007) gerou dados geocronológicos, utilizando o método ⁴⁰Ar/³⁹Ar (rocha total e mineral (plagioclásio)), para a amostra parental da suíte basáltica da Bacia de Campos. A idade obtida para rocha total foi de 129,8 ± 1,3 Ma, enquanto a idade obtida para mineral em grão de plagioclásio da mesma amostra foi de 134,8 ± 5,7 Ma.

Segundo Fodor & Vetter (1984), as razões de elementos traços dos basaltos da margem sudeste do Brasil estão associados à derivação a partir de uma fonte mantélica heterogênea com variáveis proporções de misturas de materiais de manto empobrecido (N-MORB) e do tipo pluma (P-MORB, p.ex: Tristão da Cunha). Em contrapartida, Mizusaki et. al. (1992) sugerem que a fonte geradora do vulcanismo em Campos foi predominantemente astenosférica, sem contribuição litosférica

substancial (p.ex: fonte fértil, amostra parental com $La/Ybn = 0,97$), possivelmente do tipo pluma. Já em Pelotas, a fonte da suíte de alto- TiO_2 é do tipo enriquecida com pelo menos alguma contribuição litosférica (MIZUSAKI et al., 2004).