

CAPÍTULO 2: REVISÃO TEMÁTICA

2.1: Modelos geodinâmicos para o segmento central do Orógeno Ribeira

O segmento central do Orógeno Ribeira insere-se na Província Mantiqueira (**Almeida & Hasui, 1984; Heilbron *et al.*, 2004**) e resultou de um processo de colisão continental Neoproterozóica a Cambro-Ordoviciano (**Heilbron *et al.*, 2000; Schmitt *et al.*, 2004**).

O Orógeno Ribeira (**Figura 2.1**) tem cerca de 1.400 Km de extensão ao longo da costa brasileira, sendo limitado a norte pelo Orógeno Araçuaí, a sul pelo Orógeno Apiaí e pelo Cráton Luís Alves, a leste por bacias de rifte do Cretáceo e a oeste por uma zona de interferência com o Orógeno Brasília (**Heilbron *et al.*, 2004**). A direção preferencial dos terrenos tectônicos deste orógeno é NE-SW. Estes compartimentos são limitados por zonas de cisalhamento oblíquas, com destaque para o Contato Tectônico Central que separa os terrenos oriental e ocidental do orógeno (**Almeida *et al.*, 1998**). Uma zona de interferência com o Orógeno Brasília foi identificada a oeste, onde os terrenos tectônicos orientam-se NNW-SSE, formando sucessões de *nappes* com empilhamento tectônico vergente para E-ESE, rumo ao Cráton do São Francisco ou tangente a sua borda meridional (**Trouw *et al.*, 1994**).

O Orógeno Ribeira é subdividido em cinco terrenos tectono-estratigráficos separados ora por falhas de empurrão, ora por zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas. Estes terrenos são denominados Ocidental, Paraíba do Sul, Embu, Oriental e Cabo Frio (**Figura 2.1**) (**Heilbron *et al.*, 2004**). A colisão entre estes terrenos foi caracterizada pelo imbricamento de escamas crustais com vergência para oeste, em direção a margem do Cráton do São Francisco. Os quatro primeiros terrenos foram amalgamados há ca. 580 Ma enquanto o Terreno Cabo Frio representa uma colagem posterior, ca. 520 Ma (**Heilbron *op. cit.*; Schmitt *et al.*, 2004**).

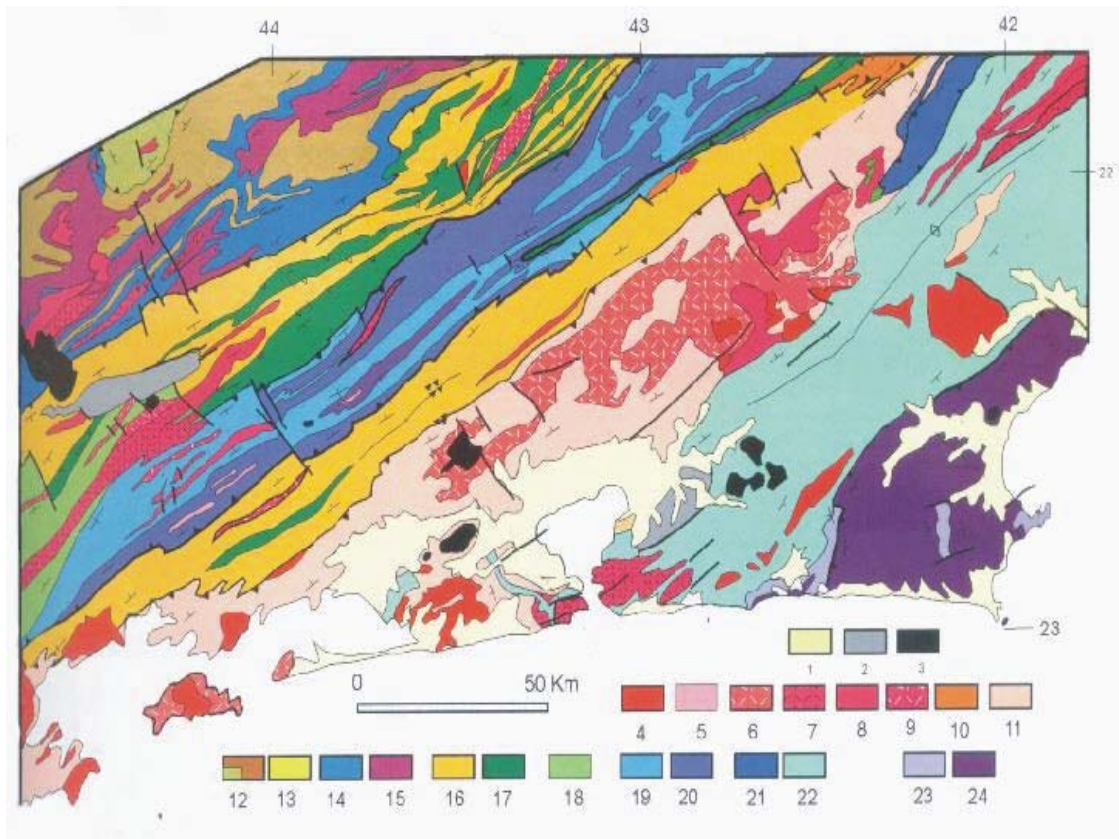


Figura 2.1: Mapa geológico simplificado do Orógeno Ribeira. Legenda: (1) Sedimentos Quaternários; (2) Sedimentos Terciários; (3) Rochas alcalinas do Cretáceo/Terciário; (4) Granitóides Brasilianos sin- a pós-colisionais (4-9): 4) Biotita granitos pós-colisionais (510-480 M.a, G₅), 5) Granitos contemporâneos 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 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 (retirado de **Heilbron et al., 2004**). O terreno Embu não está representado no mapa.

O Orógeno Ribeira, bem como a zona de interferência com o Orógeno Brasília, apresentam registros de estágios orogênicos diacrônicos (**Campos-Neto & Figueiredo, 1995; Campos-Neto, 2000; Trouw et al., 2000; Schmitt**

et al., 2004). Este diacronismo é resultante da interação, em épocas distintas, de outros paleocontinentes e/ou micro-paleocontinentes (p.ex: Paranapanema ou Paraná, Serra do Mar, Cabo Frio) e/ou arcos de ilhas com a Placa São Francisco-Congo. No Orógeno Ribeira, o principal estágio de colisão foi responsável pela geração das principais estruturas dúcteis, pelo metamorfismo e pela geração de granitóides. Este estágio colisional ocorreu há 580-560 Ma e resultou também na zona de interferência com o Orógeno Brasília. Um estágio colisional tardio ocorreu por volta de 535-510 Ma e é representado pela docagem do Terreno Cabo Frio ao Orógeno Ribeira.

A construção do Orógeno Ribeira foi precedida por um estágio pré-colisional, ocorrido no intervalo de 630 a 595 Ma, que originou o Arco Magmático Rio Negro, localizado no Terreno Oriental (**Figura 2.1**). O fechamento do Oceano Adamastor, há ca. 590-560 Ma em resposta a uma subducção para sudeste, gerou uma colisão oblíqua entre os paleocontinentes São Francisco-Congo e Serra do Mar. Esta colisão resultou num empilhamento de terrenos de leste para oeste-noroeste, caracterizada por zonas de encurtamento frontal e zonas com componente transpressivo dextral (**Heilbron et al., 1995; Machado et al., 1996; Heilbron & Machado, 2003**).

Três principais fases de deformação dúctil e dois pulsos metamórficos foram identificados no Orógeno Ribeira, principalmente no Terreno Ocidental (**Heilbron et al., 1998; 2000**). A principal fase de deformação dúctil ($D_1 + D_2$) é contemporânea ao primeiro evento metamórfico (M_1), sendo consistente com o modelo de colisão oblíqua. Este evento metamórfico ocorreu entre 595 e 565 Ma, sendo caracterizado por gradientes metamórficos inversos, com uma paragênese mineral de pressão intermediária (6-7 Kbar) encontrada na foliação principal. A temperatura metamórfica aumenta em direção a leste, do Terreno Ocidental para Oriental, e o pico metamórfico também gerou migmatitos e granitóides do tipo-S. As estruturas dúcteis da fase ($D_1 + D_2$) são dobras apertadas, variando de recumbentes a bem inclinadas, zonas de cisalhamento dúctil e forte lineação mineral. Esta fase ($D_1 + D_2$) é representativa de um intenso processo de encurtamento crustal devido a cisalhamento dúctil. A fase de deformação dúctil compressiva seguinte (D_3) gerou dobras sub-verticais e

zonas de cisalhamento transpressivas com orientação para norte. Esta fase é contemporânea ao segundo pulso metamórfico (M_2) ocorrido entre 540 a 520 Ma e caracterizado por minerais metamórficos retrogressivos tanto nos Terreno Oriental quanto no Ocidental. Megaestruturas relacionadas à fase D_3 são a Megasinforme Paraíba do Sul, a Megaatiforme do Rio de Janeiro e a Zona de Cisalhamento Transpressivo Paraíba do Sul (**Heilbron et al., 2004**). Uma última fase de deformação dúctil (D_4) é bem menos expressiva, tendo produzindo crenulações abertas a fechadas, com eixos N-S e planos axiais sub-verticais, indicativos de compressão E-W. Na fase D_4 originaram-se dois regimes de zonas de cisalhamento variando desde vertical a inclinada. O primeiro regime corresponde a um cisalhamento dextral NE-SW desenvolvido no Terreno Ocidental. O segundo regime é expresso por uma zona de cisalhamento sinistral NW-SE, sendo registrado em todos os terrenos tectônicos. As zonas de cisalhamento associadas a D_3 e D_4 serviram de condutos de ascensão para granitos tardi-colisionais (**Valladares et al., 1995; Ebert et al., 1995**).

A granitogênese do Orógeno Ribeira pode ser dividida em duas etapas. A etapa pré-colisional é representada por rochas granitóides do Arco Magmático Rio Negro, ocorrendo apenas no Domínio Costeiro (**Tupinambá et al., 1998**) dentro do Terreno Oriental. A etapa colisional é representada por granitóides sin-colisionais a tardi-colisionais que ocorrem tanto no Terreno Ocidental quanto no Terreno Oriental. Estes granitóides são mais abundantes no Domínio Juiz de Fora e em direção à costa, indicando espessamento crustal como resultado desta colisão. O evento tardi-colisional é representado por leucogranitos metaluminosos a fortemente peraluminosos relacionados à zona de cisalhamento sub-vertical D_3 . Batólitos e *stocks* leucograníticos sin- D_3 são abundantes no *Klippe* Paraíba do Sul e no Terreno Oriental. Pequenos *plutons* e *stocks* calci-alcalinos de alto-K a calci-alcalinos intrudem no Domínio Costeiro, sendo os mesmos relacionados a um alojamento pós-colisional (**Heilbron et al., 1998; 2000**).

O estágio orogênico tardio relacionado a docagem do Terreno Cabo Frio ocorreu durante ca. 535-510 Ma (**Schmitt et al., 2004**) (**Figura 2.1**). O Terreno

Cabo Frio é caracterizado por rochas com xistosidade sub-horizontal relacionada a uma primeira fase de deformação (D_1) com transporte tectônico para NNW. Essa xistosidade foi posteriormente dobrada e redobrada em estilos isoclinais recumbentes com eixo para NNW nos terrenos Oriental e Paraíba do Sul, e no Terreno Ocidental (D_2 e D_3 ; **Heilbron et al., 1982**). O metamorfismo típico do Terreno Cabo Frio corresponde a pressões médias a altas. Alguns autores têm sugerido que a docagem tardia do Terreno Cabo Frio está relacionada com o rápido fechamento de uma bacia oceânica, localizada entre o Arco Magmático Rio Negro (Terreno Oriental) e a borda sul do Paleocontinente do Congo (**Heilbron et al., 2000; Heilbron & Machado, 2003**).

A evolução do Orógeno Ribeira termina com um estágio pós-colisional há ca. 510-480 Ma bem evidente nos terrenos Oriental e Cabo Frio, e que marca a transição para um regime tectônico extensional como resultado do colapso do orógeno (**Heilbron et al., 2000; Heilbron & Machado, 2003**). O plutonismo pós-colisional é caracterizado, em geral, por granitos calci-alcálicos sob a forma de *stocks* circulares ou diques e soleiras (**Heilbron et al., 2004**). Com exemplos deste magmatismo podem ser citados os granitos Parati, Ilha Grande, Pedra Branca (ca. 510 Ma), Teresópolis, Nova Friburgo e Sana (**Penha, 1989; Pires et al., 1982; Penha e Wiedemann, 1984; Junho, 1993; Heilbron et al., 1995; Machado & Demange, 1992; 1994; Porto Jr & Valente, 1989; Tupinambá, 1999**).

Não há registros geológicos marcantes para o segmento central do Orógeno Ribeira no Paleozóico. A plataforma Sul-Americana passou por um estágio de quiescência tectônica e conseqüente cratonização a partir do estágio pós-colisional do Orógeno Ribeira (**Almeida & Hassui, 1984**). Após este período de quiescência, iniciou-se um período de eventos tectônicos associados à reativação Sul-Atlântica responsável pelo início da fragmentação do Supercontinente Gondwana, durante o Jurássico Superior-Cretáceo Inferior (ca. 137-130 Ma), e posterior formação do Oceano Atlântico Sul (**Schobbenhaus et al., 1984; Almeida & Hasui, op cit.; Cordani et al., 2000**).

2.2: Modelos geodinâmicos para a reativação tectônica da porção meridional da Plataforma Sul-Americana no Cretáceo Inferior

Os principais eventos da reativação Sul-Atlântica incluem magmatismo toleítico e alcalino e a formação de bacias do tipo rifte ao longo da margem continental brasileira (**Chang et al., 1992; Milani & Thomaz Filho, 2000; Mizusaki & Thomaz Filho, 2004**).

O rifteamento do Supercontinente Gondwana Oeste, que originou as bacias do S-SE do Brasil, começou durante o Cretáceo Inferior (ca. 137 Ma) como consequência de extensão litosférica ortogonal (**Chang et al., 1992**) possivelmente associada à passagem da litosfera continental sobre a pluma de Tristão da Cunha (**Mohriak et al., 2002**).

A sedimentação Mesozóica nas bacias de rifte começou no Jurássico Superior/Cretáceo Inferior (Neocomiano, ca. 137-130 M.a) (**Chang et al., 1992**) com o rifteamento da porção mais ao sul da Placa Sul Americana, tendo sido precedida por extrusão de derrame basáltico nas bacias do Paraná, Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo. As lavas mais antigas datadas para os derrames das bacias de rifte têm idades de $138,1 \pm 3,5$ Ma (K/Ar; **Fodor et al., 1983/84**). A estratigrafia geral, do Jurássico Superior até o Cretáceo Inferior, destas bacias marginais da margem leste brasileira pode ser representada por cinco megasseqüências: continental, evaporítica transicional, plataforma carbonática rasa, transgressiva marinha e regressiva marinha (**Chang et al., 1990**). A megasseqüência continental (fase *sin-rifte*) é associada a falhamentos sintéticos e antitéticos formando alguns *half-grabens* preenchidos por sedimentos flúvio-deltáicos. A megasseqüência transicional é caracterizada por depósitos evaporíticos desde a Bacia de Santos até a Bacia de Sergipe-Alagoas. O movimento do sal, típico desta megasseqüência, constitui um dos mais importantes controles nas feições estratigráficas e estruturais das bacias. A megasseqüência marinha (fase *drifte*) pode ser subdividida em uma superseqüência carbonática de mar restrito (Albiano a Turoniano) e uma

superseqüência siliciclástica de mar aberto (Cretáceo Superior a Quaternário), sendo esta subordinadamente dividida em seqüências transgressiva marinha e regressiva marinha (**Cainelli & Mohriak, 1999**).

O padrão estrutural de formação das bacias de rifte é predominantemente controlado por falhamentos lístricos, com falhas de transferência perpendicularmente às direções daquelas, resultando em bacias do tipo *pull apart* (**Milani & Thomaz Filho, 2000**).

A porção centro-sul da Placa Sul Americana é constituída por várias províncias basálticas continentais de idade Cretácea (**Almeida, 1986; Almeida & Carneiro, 1989**). O magmatismo toleítico é representado pelo Enxames de Diques da Serra do Mar (*p.ex.* **Comin-Chiaramonti et al., 1983; Valente et al., 1998a,b; 1999a,b; Regelous, 1993; Garda, 1995, Guedes et al., 1999; Lobo et al., 1999 a,b**) e de Ponta Grossa (*p.ex.* **Piccirillo et al., 1990**), pelos derrames basálticos das bacias de rifte (*p.ex.* **Misuzaki et al., 1992; Fodor et al., 1983/84; Fodor & Vetter, 1984; Almeida et al., 1996; Caineli & Mohriak, 1999; Thomaz Filho et al., 2000; Mohriak et al., 2002**) e pelo derrame basáltico da Província Paraná-Etendeka (*p.ex.* **Piccirillo & Melfi, 1988; Turner et al., 1999a,b**) ocorrido no intervalo de 137-127 Ma (rocha total e plagioclásio, Ar-Ar, **Turner et al., 1994**).

Os estágios iniciais de rifteamento do Gondwana foram caracterizados por uma rotação no sentido horário da porção sul da América do Sul, com o desenvolvimento de deformação interna, indicada pela extensão na direção NE-SW observada nos enxames de diques de Ponta Grossa e do Leste do Paraguai. As idades dos diques de Ponta Grossa (*ca.* 134-130 Ma) e sua afinidade química com os basaltos Pitanga e Paranapanema (norte da Província Paraná-Etendeka) demonstraram que esta deformação interna esteve intimamente associada à geração dos derrames basálticos ocorrendo em resposta à deformação transcorrente (**Turner et al., 1994**).

Os diques da Serra do Mar, bem como os diques da Namíbia, encontram-se orientados segundo uma direção preferencial NE-SW, ou seja, sub-paralelamente às respectivas linhas de costa do momento da colocação.

As direções dos enxames de diques configuram, aproximadamente, uma junção tríplice (**Figura 2.2**) e são indicativas dos campos de esforços predominantes à época do rifteamento (**Hawkesworth et al., 1992**).

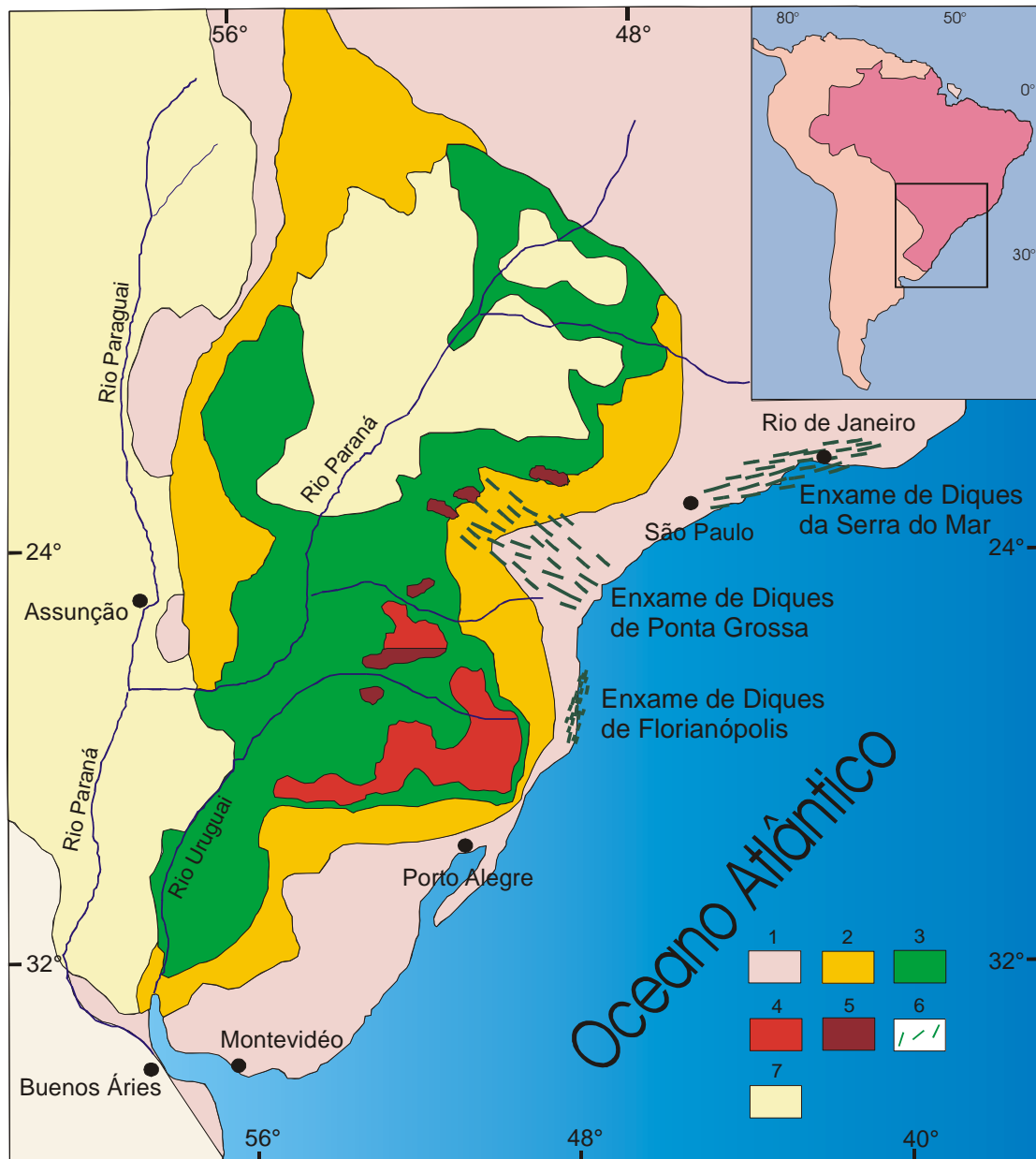


Figura 2.2: Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná (**Bellieni et al., 1986; Nardy et al., 2001**), com destaque para a Província Paraná-Etendeka na América do Sul: (1) embasamento cristalino; (2) sedimentos pré-vulcânicos (principalmente paleozóicos); (3) rocha vulcânicas básicas a intermediárias; (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); (modificado de **Marques & Ernesto, 2004**).

A evolução tectônica da margem passiva Atlântica ficou totalmente configurada no Terciário, quando se formaram pequenas bacias sedimentares (p.ex: Itaboraí e Resende, RJ) na área emergida do Setor Norte da Província Geotectônica Neoproterozóica Mantiqueira (**Cordani et al., 2000**), com sedimentação predominantemente clástica e magmatismo alcalino restrito associado (p.ex: **Klein & Valença, 1984**).

2.3: Províncias basálticas continentais Cretáceas da porção meridional da Plataforma Sul-Americana: Paraná-Etendeka, bacias de rifte, enxames de Diques da Serra do Mar, de Florianópolis e de Ponta Grossa

O Enxame de Diques da Serra do Mar constitui uma das principais províncias basálticas continentais da Plataforma Sul-Americana, juntamente com o Enxame de Diques de Ponta Grossa, o Enxame de Diques de Florianópolis, a Província Paraná-Etendeka e os basaltos das bacias de rifte do Sul e Sudeste do Brasil (Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo).

A erupção dos derrames basálticos e subordinadamente efusivas ácidas e intermediárias da Província Paraná-Etendeka ocorreu associadamente ao rifteamento do Gondwana no Cretáceo Inferior. Esta intensa atividade ígnea cobriu uma área de cerca de 1.200.000 Km², abrangendo a porção meridional do Brasil e também parte do Uruguai, Paraguai e Argentina, além do oeste da Namíbia, gerando um volume estimado de aproximadamente 800.000 Km³ (**Figura 2.2**). A idade para este magmatismo abrange o período de aproximadamente 137 a 127 Ma (rocha total e plagioclásio, Ar-Ar; **Hawkesworth et al., 1992; Renne et al., 1992; Turner et al., 1994**). As rochas vulcânicas desta província são representadas amplamente por basaltos e basaltos andesíticos toleíticos caracterizados pela presença de dois piroxênios (augita e pigeonita) (**Piccirillo & Melfi, 1988**).

Os basaltos da província Paraná-Etendeka foram inicialmente inseridos em duas suítes discriminadas, dentre outros critérios geoquímicos, por suas

diferentes concentrações de TiO_2 (**Bellieni et al., 1984; Mantovani et al., 1985**). Essas suítes foram denominadas de baixo- TiO_2 ($\text{TiO}_2 < 2\%$ peso) e alto- TiO_2 ($\text{TiO}_2 > 2\%$ peso). Alternativamente, **Hergt et al. (1991)** sugeriram uma discriminação baseada nos teores das razões de Ti/Y , qual seja, de alto- Ti/Y (> 310) e de baixo- Ti/Y (< 310).

Os basaltos toleíticos da Província Paraná-Etendeka são diferenciados, isto é, não apresentam composições primárias (mais de 90% apresentam valores de $\#Mg$ menores que 0,56). **Peate et al., (1992)** propuseram uma subdivisão dos derrames em seis tipos distintos de magmas. As variedades de baixo- TiO_2 constituíram, assim, as suítes Gramado e Esmeralda, enquanto que as variedades de alto- TiO_2 foram incluídas nas suítes Urubici, Pitanga, Ribeira e Paranapanema. Estas suítes basálticas e de rochas vulcânicas ácidas e intermediárias associadas, ocorrem preferencialmente em áreas geográficas distintas, possibilitando dividir a Província Paraná-Etendeka em duas regiões com diferentes características (**Piccirillo & Melfi, 1988**). A subprovíncia sul, situada em latitudes superiores a aproximadamente 26°S , é caracterizada pela predominância de rochas básicas de baixo- TiO_2 (70% em volume), intermediárias (cerca de 17%) e ácidas (aproximadamente 13%). A subprovíncia norte, localizada em latitudes inferiores a aproximadamente 26°S , é caracterizada por um grande volume (cerca de 99%) de rochas básicas de alto- TiO_2 , ausência de rochas intermediárias e pequena proporção de ácidas (**Peate, 1997, 1999; Marques & Ernesto, 2004**).

Dados obtidos por estudos isotópicos das rochas vulcânicas da Província Paraná-Etendeka sugerem que as rochas básicas e intermediárias de baixo- TiO_2 da subprovíncia do sul sofreram significativos processos de contaminação crustal. Em contrapartida, os basaltos da subprovíncia norte não foram significativamente afetados por este processo evolutivo. A **Tabela 2.1** mostra os valores das razões isotópicas de Sr, Nd e Pb discriminantes das suítes de baixo- TiO_2 e alto- TiO_2 , bem como os intervalos que caracterizam cada suíte.

Tabela 2.1: Valores das razões isotópicas medidas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_m$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_m$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m$ para as suítes discriminadas na Província Paraná-Etendeka (**Cordani et al., 1988; Piccirillo et al., 1989; Peate & Hakesworth, 1996; Mantovani et al., 1985; Petrini et al., 1987; Marques et al., 1999**).

	Gramado	Esmeralda	Ribeira	Pitanga	Paranapanema	Urubici
Suíte	Baixo-TiO ₂	Baixo-TiO ₂	Alto-TiO ₂	Alto-TiO ₂	Alto-TiO ₂	Alto-TiO ₂
Localização	Sul	Sul	Norte	Norte	Norte	Sul
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_m$	0,7046-0,7135	0,7046-0,7135	0,7055-0,7059	0,7058-0,7062	0,7058-0,7062	0,7046-0,7066
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_m$	0,5128-0,5122	0,5128-0,5122	0,5125-0,5124	0,5124-0,5123	0,5124-0,5123	0,5125-0,5123
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m$	18,33-18,90	18,33-18,90	17,91-17,96	17,85-18,02	17,85-18,02	17,46-18,45
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m$	15,60-15,69	15,60-15,69	15,53-15,55	15,52-15,54	15,52-15,54	15,46-15,58
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m$	38,50-38,94	38,50-38,94	38,40-38,46	38,33-38,43	38,33-38,43	38,02-38,45

As suítes de baixo-TiO₂, Gramado e Esmeralda, encontram-se localizadas na subprovíncia sul na Província Paraná-Etendeka (**Petrini et al., 1987; Marques & Ernesto, 2004**). O magma do tipo Gramado possui composição equivalente ao basalto Tafelberg em Etendeka (**Erlank et al., 1984**), ocupando 30% do derrame preservado, aflorando predominantemente nas escarpas da Formação Serra Geral. O magma do tipo Esmeralda é representado por uma unidade menor do que o Gramado, representando cerca de 5% a 10% do derrame preservado, localizando-se principalmente em direção à parte central da província (**Peate et al., 1992**).

As suítes de alto-TiO₂ Pitanga, Ribeira e Paranapanema encontram-se presentes na subprovíncia norte em Paraná-Etendeka. O magma do tipo Pitanga constitui mais que 25% dos derrames, seguido por Paranapanema, em torno de 25% e, por último, Ribeira, com cerca de 5% (**Peate et al., 1999**). Já o magma do tipo Urubici é composicionalmente equivalente ao magma do tipo Khumib em Etendeka (**Duncan et al., 1988**), ocupa no máximo 5% do derrame preservado e aflora em escarpas ao longo da Serra Geral, no sul da Província. A **Tabela 2.2** exhibe os valores das razões entre elementos traços incompatíveis discriminantes das suítes de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂ para a Província basáltica Paraná-Etendeka (**Peate, 1997,1999**).

Tabela 2.2: Valores das razões entre elementos traços incompatíveis e de TiO₂ (%peso) usados como índices discriminantes das suítes de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂ para a Província basáltica Paraná-Etendeka (**Peate, 1997, 1999**).

Índice	Baixo-TiO ₂		Alto-TiO ₂			
	Gramado	Esmeralda	Ribeira	Pitanga	Paranapanema	Urubici
TiO ₂	≤ 2%	≤ 2%	~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

A gênese dos basaltos toleíticos da Província Paraná-Etendeka tem sido associada a fontes sublitosféricas relacionadas à pluma de Tristão da Cunha (p.ex: **White & McKenzie, 1989; Wilson, 1992, Gibson et al., 1995a**). Entretanto, devido a diferenças composicionais e isotópicas significativas entre as rochas toleíticas desta província e as vulcânicas modernas associadas à pluma, especula-se que os líquidos de composição primária da pluma tenham sofrido variações substanciais durante os últimos 130 Ma, devido à interação com o manto litosférico empobrecido e frio (**Gibson et al., 1995b; Ewart et al., 1998; Gibson et al., 2005**). Esta premissa se faz necessária para qualquer modelo que relacione a pluma com a gênese dos basaltos toleíticos da Província Paraná-Etendeka no intuito de esclarecer a origem das suítes de baixo- TiO₂ e alto-TiO₂. Alternativamente, um modelo mais simples postula que as rochas toleíticas da província foram originadas a partir de um manto litosférico heterogêneo, que entrou em fusão devido a uma anomalia térmica subjacente (p.ex: Tristão da Cunha; **Peate & Hawkesworth, 1996; Comin-Chiaramonti et al., 1997**). Os dados geoquímicos e isotópicos (**Marques et al., 1999**) parecem corroborar esta última hipótese. Modelos de mistura binária (**Faure, 1986**) indicam que um membro final provável é o componente mantélico EMI, que é dominante, enquanto o outro membro final poderia ser o componente mantélico EMII. Este último apresenta composições isotópicas similares às suítes de baixo-TiO₂ da subprovíncia sul da Província Paraná-Etendeka. Todas as suítes de alto-TiO₂ da subprovíncia norte são

significativamente dominadas pelo componente mantélico do tipo EMI (**Marques et al., op.cit.**).

A margem continental S/SE do Brasil compreende as bacias de rifte do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas. Estas bacias de rifte ocupam, atualmente, a planície costeira, a plataforma continental e o talude da porção oeste do Oceano Atlântico Sul (**Chang et al, 1988; 1990**). Estas bacias originaram-se a partir de mecanismos que causaram a quebra do Supercontinente Gondwana Oeste, como consequência de extensão crustal ortogonal (**Chang et al., 1992**) possivelmente associada à passagem da litosfera subcontinental sobre a pluma de Tristão da Cunha durante o Neocomiano (c.a. 137-130 Ma.) (**Thomaz Filho et al., 2000; Mohriak et al, 2002**). O rifteamento foi precedido por extrusão de derrames basálticos nestas bacias, bem como na Bacia do Paraná. **Fodor et al. (1983/84)** realizaram estudos geoquímicos e geocronológicos (rocha total; K-Ar) para estes basaltos, obtendo idades $138,1 \pm 3,5$ Ma para os basaltos de Santos.

Fodor & Vetter (1984) analisaram basaltos das bacias de Espírito Santo, Campos e Santos, obtendo idades (rocha total; K-Ar) de 138 a 105 Ma. Deste modo, eles podem ser genericamente considerados contemporâneos aos basaltos continentais da província Paraná-Etendeka (**Turner et al., 1994; Renne et al., 1996a,b; Stewart et al., 1996**) e aos diques toleíticos dos enxames de Ponta Grossa e da Serra do Mar (**Regelous, 1993**). **Fodor & Vetter (op.cit.)** separaram três principais grupos de acordo com suas características composicionais, quais sejam: 1) SiO₂: 49-54%peso, TiO₂: 0,5-3,0%peso, FeO[†]/MgO: 0,6-5,0 e La/Yb_n: 1-6. Assim, foram caracterizados os seguintes grupos: (1) basaltos enriquecidos em elementos incompatíveis, tais como K (alguns com K₂O > 2,0 %peso), Rb (>18 ppm), Zr (>120 ppm) e elementos terras raras leves. Algumas amostras deste grupo apresentaram teor de FeO[†] = 16 %peso, muitas com teor de SiO₂ entre 51-54 %peso. Este grupo apresentou características semelhantes aos basaltos toleíticos da Província Paraná-Etendeka; 2) basaltos menos enriquecidos em elementos incompatíveis ou transicionais, com teores de K₂O < 0,40 %peso e um padrão uniforme de elementos terras raras. Este grupo apresentou características

semelhantes aos diabásios do Atlântico Norte e basaltos FAMOUS; 3) uma amostra de basalto empobrecido, com razão $Ce/Yb_n = 0,7$, onde $Ce_n = 4$. Baseado nas características composicionais destes grupos, os basaltos enriquecidos foram classificados como P- e T-MORB (*Mid-ocean ridge basalt*; p.ex: $Zr/Nb \cong 4-25$), os transicionais como T-MORB (p.ex.: $Zr/Nb \cong 8-27$) e os empobrecidos como N-MORB (p.ex.: $Zr/Nb > 30$). Segundo **Fodor & Vetter (op. cit.)**, as razões de elementos traços dos basaltos da margem sudeste do Brasil implicam 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: Tristan da Cunha). As diferenças composicionais devem refletir, em parte, diferentes zonas de fusão durante a fragmentação do supercontinente Gondwana, onde a descompressão adiabática mantélica gradual, durante o rifteamento, deve ter propiciado fusões simultâneas, porém a diferentes profundidades, quais sejam: superiores, mais empobrecidas, e inferiores, mais enriquecidas. Fusões que produziram magmas enriquecidos, transicionais e empobrecidos marcam a transição de basaltos continentais, antes do rifteamento e separação, para basaltos do tipo N-MORB, após o estabelecimento do Oceano Atlântico Sul. Enquanto componentes mantélicos do tipo P-MORB foram considerados para as composições enriquecidas de alguns basaltos (p.ex: $Zr/Nb < 8$), a contaminação crustal foi, possivelmente, o processo responsável para o enriquecimento composicional em alguns elementos (p.ex: $Ti/Zr = 40 - 57$; $La/Yb_n = 5-6$ e $\delta^{18}O_{(V-SMOW)} = +12,2$), observado nos outros dois tipos.

Mizusaki et. al. (1992) apresentaram dados geoquímicos e propuseram um modelo petrogenético para os basaltos de Campos. Segundo estes autores, a fonte geradora do vulcanismo em Campos foi predominantemente astenosférica, sem contribuição litosférica substancial (p.ex: fonte fértil, amostra parental com $La/Yb_n = 0,97$), possivelmente do tipo pluma. Modelos quantitativos de fusão modal em equilíbrio indicaram que cerca de 20% de fusão parcial de uma fonte mantélica do tipo granada lherzolito poderia gerar as razões La/Yb_n dos basaltos de Campos (*i.e.* 0,9-1,0 até 4,4-7,1; **Lobo, 2000**). Já em Pelotas, a fonte da suíte de alto- TiO_2 é do tipo enriquecida com pelo menos alguma contribuição litosférica. O modelo de fusão não modal em

equilíbrio mostrou que uma mesma fonte mantélica não seria capaz de originar as diferentes razões observadas nas suítes de baixo-TiO₂ (La/Yb_n= 2,50) e alto-TiO₂ (La/Yb_n= 5,05) encontradas em Pelotas. A suíte de alto-TiO₂ pode ter sido gerada por cerca de 22% de fusão parcial de uma fonte mantélica do tipo granada lherzolito e a suíte de baixo-TiO₂ de Pelotas pode ter sido gerada por cerca de 28% de fusão parcial de uma fonte mantélica também do tipo granada lherzolito mas menos enriquecida que aquela relacionada à suíte de alto-TiO₂ (**Lobo, op. cit.**).

O Enxame de Diques de Ponta Grossa adquiriu sua configuração durante o Cretáceo Inferior (**Figura 2.2**). 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). Os diques deste enxame encontram-se alinhados preferencialmente na direção NW-SE e subordinadamente a NE-SW. Alguns diques apresentam extensão com mais de 100 Km e até centenas de metros de espessura (**Marini et al., 1967; Almeida, op. cit.**). O alojamento destes diques ocorreu durante as fases iniciais de rifteamento e/ou flexura, cortando os derrames basálticos mais antigos (**Piccirillo et al., 1990**). O estudo das espessuras dos diques permitiu estimar uma distensão crustal mínima de 3 Km para a região de Ponta Grossa, em virtude da colocação destes corpos hipoabissais (**Pinese, 1989**).

As idades K-Ar e Ar-Ar (rocha total e plagioclásio) dos diques de Ponta Grossa estão entre $132,0 \pm 10$ a $129,2 \pm 0,4$ Ma (**Rocha-Campos et al., 1988; Renne et al., 1996a**), sendo estas correlacionáveis temporalmente com os derrames basálticos da Província Paraná-Etendeka (137 a 127 Ma; **Turner et al., 1994**). De acordo com os dados geoquímicos, os diques deste enxame apresentam predominantemente caráter básico (cerca de 87% dos diques), ocorrendo em menor volume rochas intermediárias (cerca de 10%) e ácidas

(cerca de 3%). Os diabásios deste enxame não apresentam composições primárias (p.ex: #Mg<65). Os diques básicos apresentam uma certa semelhança aos derrames de alto-TiO₂ do tipo Paranapanema da subprovíncia norte, sendo os mais abundantes os que apresentam teor de TiO₂ entre 2 e 3% (cerca de 66%) do que os que possuem TiO₂>3% (cerca de 14%). Subordinadamente (cerca de 20%), ocorrem diques com baixo-TiO₂, à semelhança dos derrames de baixo-TiO₂ da subprovíncia sul (TiO₂ ≤2%) da Província do Paraná-Etendeka (**Piccirillo et al., 1988, 1990; Marques, 2001**). Dados químicos e isotópicos revelaram que estes diques não sofreram significativos processos de contaminação crustal, com razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_i<0,7060 (**Piccirillo et al., op.cit.**).

Dados paleomagnéticos indicam que os diques do enxame são mais jovens do que as vulcânicas da Província Paraná-Etendeka mais antigas situadas a noroeste, tendo sido, provavelmente, os alimentadores das rochas vulcânicas extravasadas a nordeste da Bacia do Paraná. Os dados químicos e isotópicos revelaram que componentes astenosféricos não representam fatores significantes quanto à gênese destes diques (**Piccirillo et al., 1990**).

O Enxame de Diques da Serra do Mar ocorre ao longo da região costeira abrangendo os estados de São Paulo e Rio de Janeiro e uma boa parte nos estados do Espírito Santo e Santa Catarina (**Figura 2.2**) (**Comin-Chiaramonti et al., 1983; Hawkesworth et al., 1992; Garda, 1995; Valente, 1997**). Os diques que constituem este enxame ocorrem, em geral, com atitudes subverticais, tendo alguns extensão superior a 15 Km. Os diques podem apresentar várias dezenas de metros de espessura, mas, em geral, as espessuras encontram-se em torno de 1,0 a 3,0 metros. Estes diques orientam-se predominantemente a N40-50°E (**Almeida, 1986**), estando encaixados em rochas metamórficas da *facies* transicional anfíbolito/granulito da porção central da Faixa Ribeira (**Comin-Chiaramonti et al., op.cit.**). Intrusões compostas e múltiplas, 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**). Os diques do Enxame de Diques da Serra do Mar são compostos por andesi-

basaltos, latibasaltos e aqueles do limite andesi-basaltos/latibasaltos. Dados petrográficos, geoquímicos e mineralógicos mostram que estes diques apresentam um caráter transicional com afinidade toleítica.

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 dividi-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 ($TiO_2 > 3\%$ 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 ($TiO_2 < 2\%$) são ainda mais raros, perfazendo cerca de 10% do conjunto de afloramentos (**Marques & Ernesto, 2004**).

Os diabásios do Enxame de Diques da Serra do Mar na área do Estado do Rio de Janeiro não apresentam composição primária (p.ex.: #Mg <50%). O enxame compreende essencialmente uma suíte de alto- TiO_2 ($Ti/Y > 310$; **Valente et al., 1998**) e uma suíte subordinada de baixo- TiO_2 ($Ti/Y < 310$; **Monteiro & Valente, 2003**). Dados geoquímicos de rocha total e isotópicos indicaram que os toleítos alto- TiO_2 evoluíram essencialmente por AFC (*assimilation and fractional crystallization*) em diferentes graus de contaminação (**Marques & Ernesto, 2004; Corval, 2005**). No entanto, os diabásios menos evoluídos parecem ter sido amplamente preservados deste processo. Dados geoquímicos e isotópicos indicam também que estes magmas estão associados a uma fonte predominantemente astenosférica e composicionalmente similar à pluma de Tristão da Cunha (**Valente 1997; Valente, 2001**).

Os diques básicos toleíticos contendo $TiO_2 > 3\%$ peso apresentaram características geoquímicas que permitiram dividi-los em três grupos. O mais abundante é composicionalmente semelhante aos derrames de alto- TiO_2 do

tipo Urubici, da subprovíncia sul da Província Paraná-Etendeka (**Peate, 1997**), enquanto os que ocorrem subordinadamente são semelhantes aos tipos Paranapanema e Pitanga (**Corval, 2005**) da subprovíncia norte. Entretanto, cerca de 28% dos diques do Enxame de Diques da Serra do Mar, possuem características distintas daquelas dos demais diques e também dos derrames de alto-TiO₂. Os diques de baixo-TiO₂ deste enxame são composicionalmente semelhantes aos derrames de baixo-TiO₂ da subprovíncia sul da Província do Paraná que sofreram significativa contaminação crustal ($Sr_i > 0,7060$). Segundo **Marques & Ernesto (2004)**, existe uma grande similaridade entre os diques de baixo-TiO₂ e os basaltos de Campos, cuja província é adjacente ao Enxame de Diques da Serra do Mar, especialmente no que se refere às concentrações de elementos como Zr, Y, Nb e terras raras. Contudo, dados geoquímicos recentes de elementos traços incompatíveis (**Dutra et al., 2005**) indicam que os diabásios da suíte de baixo-TiO₂ de Búzios e os basaltos de Campos representam magmas composicionalmente distintos. Além desta incompatibilidade, a razão $La/Y_N = 1,13$ de uma amostra dos basaltos de Campos é marcadamente diferente da razão $La/Y_N = 0,37$ da amostra parental dos diabásios de baixo-TiO₂, tendo ambas conteúdos semelhantes de MgO (~7,80% peso). Esta é uma forte indicação de que ambos não foram originados a partir de uma mesma fonte ou por mesmas quantidades de fusão parcial. Os derrames e diques toleíticos de baixo-TiO₂ com idades entre 126,1 e 131,9 Ma que ocorrem em Angola (Bacia de Kwanza; **Marzoli et al., 1999**), que no estágio de pré-deriva encontravam-se localizados adjacente ao Enxame de Diques da Serra do Mar, não mostram evidências de contaminação crustal, que provocou o enriquecimento acentuado em elementos de grande raio iônico (Rb, Ba, K, Ta, e terras raras leves) nos diques da Serra do Mar. Portanto, os diques de baixo-TiO₂ da Serra do Mar podem ter feito parte do conjunto de diques alimentadores de derrames que atualmente só são encontrados em Angola (**Marques & Ernesto, 2004; Dutra et al., op.cit.**).

O Enxame de Diques de Florianópolis é melhor representado na Ilha de Santa Catarina, próximo à borda SE da Província Paraná-Etendeka no sul do Brasil (**Figura 2.2**). Os diques encontram-se verticais a sub-verticais cortando rochas do embasamento cristalino, principalmente granitos do Proterozóico

Superior (Ciclo Brasileiro). A maioria dos diques apresenta orientação N30-55°E e, subordinadamente, N15-45°E, correspondendo às direções do embasamento cristalino. Existe ainda alguns diques com orientações NW, ocasionalmente cortando diques de orientação NE. Estes corpos hipoabissais apresentam espessuras entre 0,5 a 10 metros. Dados em Ar-Ar sugerem idades entre $119,0 \pm 0,9$ Ma e $128,3 \pm 0,5$ Ma com dois picos de magmatismo, o primeiro há aproximadamente 119-122 Ma e o segundo com 126-128 Ma. Entretanto, não se pode afirmar que o alojamento destas duas fases de magmatismo ocorreu continuamente ou esporadicamente (**Raposo et al., 1998**). Estas idades são coesas com os estágios finais de rifteamento nestas latitudes, sugerindo que o alojamento destes diques encontra-se relacionado com o processo de extensão da crosta continental anterior a formação do Oceano Atlântico Sul.

Estudos geoquímicos mostram que o enxame de Florianópolis é composto principalmente por basaltos (**Marques et al., 1993**). Estes diques são similares geoquimicamente com os derrames basálticos de Paraná-Etendeka (**Piccirillo & Melfi, 1988**) e com os diabásios do Enxame de Diques de Ponta Grossa (**Piccirillo et al., 1990**). Cerca de 90% dos diques básicos deste enxame são de alto-TiO₂ (TiO₂>3%), enquanto só 10% pertencem ao tipo baixo-TiO₂ (TiO₂<2%) (**Marques, 2001**). Os diques de baixo-TiO₂ são representados por basaltos toleíticos, andesi-basaltos toleíticos e andesitos toleíticos, enquanto os de alto-TiO₂ são principalmente representados por andesi-basaltos toleíticos, com subordinados lati-andesito, lati-basaltos e latitos. Os diques de baixo-TiO₂ possuem características geoquímicas semelhantes às dos derrames de baixo-TiO₂ da subprovíncia sul da Província do Paraná. Os diques de alto-TiO₂ são geralmente semelhantes aos derrames de alto-TiO₂ da subprovíncia sul da Província do Paraná. No entanto, foi identificado um pequeno grupo de diques semelhantes aos derrames de alto-TiO₂ da subprovíncia norte da Província do Paraná, mas com maior enriquecimento em elementos incompatíveis com grande raio iônico, indicando que os magmas que o originaram podem ter sido afetados por contaminação crustal mascarando, assim, as características geoquímicas originais (**Marques & Ernesto, 2004**). Ainda em caráter preliminar, dados isotópicos de Pb

sugerem o envolvimento de um componente mantélico altamente enriquecido em Pb radiogênico (tipo HIMU) na gênese dos magmas de uma parte dos diques alto-TiO₂ do Enxame de Diques de Florianópolis (**Marques et al., 2003**).

2.4 Petrogênese basáltica toleítica e implicações geodinâmicas

Uma revisão dos processos petrogenéticos associados ao sistema basáltico, bem como sua inserção em contextos geodinâmicos, será apresentada a seguir. Esta revisão foi feita com base em livros especializados (*p.ex.*: **Hall, 1989; Wilson, 1989**) e trabalhos clássicos ou recentes publicados em revistas científicas.

Basalto é a rocha ígnea vulcânica mais abundante na Terra. Ela ocorre, em geral, sob a forma de derrames e intrusões hipabissais de diabásios. A composição mineral essencial (em %vol.) dos basaltos é representada por plagioclásio cálcico (labradorita) (35 a 50%), augita (20 a 40%), magnetita ou ilmenita (5 a 15%) e quantidades muito variáveis de matriz vítrea. A textura predominante é afanítica a microgranular. Os basaltos são usualmente rochas de coloração cinza-escuro a preto, com tonalidades avermelhadas a amarronzadas devido à presença de óxidos e hidróxidos de ferro gerados pela ação intempérica. Basaltos podem apresentar estrutura maciça, vesicular ou amigdaloidal. Zeólitas, quartzo, carbonatos, vidro vulcânico e argilominerais (estes últimos como produtos da alteração do vidro) podem preencher as amígdalas ou ocorrer na matriz. Em geral, na maioria das rochas basálticas mais antigas, o material vítreo encontra-se devitrificado.

A diferenciação da suíte toleítica pode originar a sequência basalto-andesito-riolito. Basaltos toleíticos apresentam, normalmente, fenocristais de olivina (um mineral ausente da matriz), ortopiroxênios e/ou clinopiroxênios, e uma matriz essencialmente constituída de um piroxênio rico em cálcio (geralmente, augita) em coexistência com um piroxênio pobre em cálcio (geralmente, pigeonita) e plagioclásio cálcico (geralmente labradorita ou

bytonita). Os basaltos toleíticos apresentam teores de K_2O e Na_2O , respectivamente, inferiores a 0,8% e 1,8% e 2,2% e 3,2% (em peso), além de baixos teores de álcalis incorporados no plagioclásio.

Basaltos toleíticos ocorrem em uma diversidade de ambientes tectônicos mas são principalmente intraplaca (oceânica e continental).

Basaltos de assoalho oceânico são formados em ambientes de margens litosféricas divergentes. Em geral, apresentam *trend* toleítico. Este tipo de basalto, denominado MORB (*Mid-Ocean Ridge Basalt*), é caracterizado por valores baixos de K, Ba, P, Sr, U, Th e Zr, Fe_2O_3/FeO e K_2O/Na_2O , e razões isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ igualmente baixas (cerca de 0,70300). Por outro lado, apresentam elevadas razões K/Ba, K/Rb e Zr/Nb. O empobrecimento de elementos terras raras leves e elementos incompatíveis resulta da extração a partir do manto superior de imensas massas de magmas basálticos desde o Arqueano que, como indica sua natureza toleítica, são gerados sob condições de baixas pressões e em grande quantidade de fusão parcial. Os basaltos do tipo MORB podem ser divididos, basicamente, em três tipos: N-MORB (normal), T-MORB (transicional) e P-MORB (pluma). Os basaltos N-MORB são característicos do assoalho oceânico. Já os P-MORB são basaltos formados a partir de líquidos produzidos no manto profundo fértil em focos de anomalias térmicas locais; as plumas. Conseqüentemente, são de ocorrência pontual e limitada, apresentando razões K/Ba, K/Rb e Zr/Nb mais baixas que as dos basaltos N-MORB. Os basaltos P-MORB também são mais ricos em elementos terras raras leves e apresentam maiores razões isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$. Existe uma transição, entre os N-MORB e os P-MORB conhecida como T-MORB, cuja origem é creditada a uma mistura em proporções variáveis entre os dois tipos supracitados.

A gênese dos magmas basálticos toleíticos continentais é, essencialmente, a mesma daquela relacionada a magmas basálticos do tipo MORB. Entretanto, os magmas toleíticos continentais atravessam uma espessa

crosta continental e, desse modo, encontram-se sujeitos a processos de contaminação o que implica em maiores teores de K_2O e SiO_2 , bem como em alguns elementos incompatíveis.

Os basaltos continentais intraplaca apresentam composições de elementos maiores similares aos basaltos de ilhas oceânicas. A gênese de ambos basaltos está associada a focos de anomalias térmicas pontuais e persistentes situados abaixo das placas litosféricas, ou seja, a plumas e *hotspots*. A origem destas anomalias térmicas reside em níveis profundos do manto fértil. Os tipos de basaltos formados variam de toleíticos a fortemente alcalinos, estes últimos associados com nefelinitos, ankaratritos, melilita nefelinitos, leucititos, melilitos, traqui-andesitos, traquitos, havaíitos, mugearitos, benmoreitos, fonolitos, comenditos e pantalleritos.

A variabilidade composicional dos basaltos em diferentes ambientes tectônicos evidencia uma heterogeneidade composicional do manto. Portanto, não é somente a quantidade de fusão parcial e o ambiente tectônico que controlam o quimismo das séries magmáticas basálticas; importa, também, em que condições composicionais encontrava-se o manto que as originou.

Dados experimentais sugerem que as fontes mais prováveis para líquidos basálticos incluem tanto rochas básicas quanto ultrabásicas, e que a composição do líquido basáltico é determinada por sua profundidade no manto no momento da fusão parcial (**Kuno, 1960; Kushiro & Kuno, 1963**). Neste contexto, as rochas que melhor se enquadram como rochas fontes são os peridotitos, piroxenitos e hornblenditos, além dos basaltos e equivalentes metamórficos (anfíbolitos e eclogitos). Atualmente, a composição peridotítica é amplamente aceita para representar o manto terrestre. Este postulado é corroborado por diversas evidências, tais como, dados geofísicos, principalmente os sísmicos, e geotérmicos, pela natureza dos nódulos mantélicos ultramáficos encontrados nos basaltos e nos kimberlitos, na mineralogia de alguns peridotitos do tipo alpino, indicando o equilíbrio sob

pressões correspondentes, àquelas prevalecentes no manto superior, e por experiências de fusão parcial em rochas ultramáficas. Logo, o peridotito é aceito, amplamente, como a fonte geradora mais provável de basaltos por fusão parcial (**Wilson, 1993**). Subordinadamente, o eclogito também pode ser uma fonte geradora de magmas primários basálticos (**Yoder & Tilley, 1962**).

Nódulos mantélicos, predominantemente peridotíticos e subordinadamente eclogíticos, são encontrados freqüentemente em basaltos alcalinos, kimberlitos, lamprófiros alcalinos e, mais raramente, em olivina toleítos. Em geral, estes nódulos são granada piroxenitos, granada peridotitos e espinélio peridotitos. A origem mais provável para estes nódulos mantélicos está relacionada a fragmentos arrancados pelo magma das paredes do conduto magmático durante a ascensão e, secundariamente, pelo acúmulo de cristais máficos no magma.

Magmas de composição basáltica ou picrítica podem ser produzidos pela fusão experimental de vários tipos de rocha, com composição desde basalto a peridotito. As composições dos líquidos basálticos podem variar muito em função de parâmetros fundamentais, tais como pressão e grau de fusão parcial da fonte. A pressão é um parâmetro controlador fundamental, porque sob diferentes pressões, diferentes tipos de assembléias mineralógicas equilibram-se. Uma fonte sob pressão de 0 a 10 Kbar, por exemplo, é composta por olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio. A rocha é, portanto, um plagioclásio peridotito. Com o aumento da pressão para 10 a 25 Kbar, a assembléia mineralógica muda, passando a ser constituída por olivina, Al-ortopiroxênio, Al-clinopiroxênio e espinélio, ou seja, um espinélio peridotito. De modo similar, sob uma pressão maior que 25 Kbar, olivina, ortopiroxênio e granada aparecem como fases estáveis, constituindo um granada peridotito. Além da composição, o grau de fusão parcial a que uma determinada fonte é submetida também controla as composições dos líquidos primários (**Takahashi & Kushiro, 1983**).

Vários autores experimentaram fundir diversas fontes, sob diversos intervalos de pressões e diferentes graus de fusão de modo a estudar os processos de fusão parcial de fontes mantélicas para obtenção de líquidos basálticos (p. ex: **Yoder & Tilley, 1962; Green & Ringwood, 1967; Mysen & Kushiro, 1977; Jaques & Green, 1980; Villiger et al., 2004**).

Mysen & Kushiro (1977) realizaram experimentos de fusão parcial de uma fonte granada peridotítica utilizando dois nódulos mantélicos distintos, sendo um do manto superior empobrecido e outro com composições do manto superior normal. Os experimentos foram realizados sob condições de pressões de 20 Kbar e 35 Kbar e os resultados são sumarizados na **Tabela 2.3**.

Tabela 2.3: Tabela de dados de fusão parcial do sistema peridotítico sob condições de pressões de 20 Kbar e 35 Kbar (**Mysen & Kushiro, 1977**). Ne=nefelina, Ol=olivina, Hy=hiperstênio. Minerais da moda: Ol=olivina, Opx=ortopiroxênio, Cpx=clinopiroxênio, Esp=espinélio, Gr=granada.

20 Kbar					
Quantidade de fusão parcial		<2%	2-25%	25-42%	42-60%
Produto		Álcali-basalto	Olivina -toleíta	Picrito basalto	Komatiíta
Resíduo		-	Ol+Opx+Cpx±Esp (Lherzolito)	Ol+Opx (Harzburgito)	Ol (Dunito)
CIPW		Ne	Ol+Hy	-	-
35 Kbar					
Quantidade de fusão parcial	<2%	2-25%	25-45%	45-75%	>75%
Produto	-	Álcali-picrito basalto	Olivina -toleíta	Picrito basalto	Komatiíta
Resíduo	-	Ol+Opx+Cpx+Gr (Gr-lherzolito)	Ol+Opx+Cpx (Lherzolito)	Ol+Opx (Harzburgito)	Ol (Dunito)

Jaques & Green (1980) fundiram experimentalmente um espinélio peridotito a 15 Kbar de pressão e mostraram que com o incremento do grau de

fusão parcial gerava líquidos composicionalmente distintos. Assim, com 15% de fusão, o líquido apresentava composição olivina basáltica. Com aumento do grau de fusão para o intervalo entre 20% e 30%, o líquido adquiriu natureza olivina toleítica e sob 40% a 60% de fusão, o líquido apresentou um caráter komatiítico picrítico. Já **Green & Ringwood (1967)** estudaram a fusão parcial de um pirólito, ou seja, uma fonte mantélica modelo, composta por uma parte de basalto para três partes de peridotito alpino. Os resultados experimentais destes últimos autores são sumarizados na **Tabela 2.4**.

Tabela 2.4: Tabela de dados de fusão parcial do sistema peridotítico (pirólito) sob condições de pressões e temperaturas variadas (**Green & Ringwood, 1967**). %FP=quantidade de fusão parcial, Ol=olivina, Qz=quartzo, Pg=plagioclásio, Px=piroxênio, Gr=granada, Al-alumínio.

Fonte	Temperatura	Profundidade	Pressão	Líquido	% FP
Peridotito metassomatizado	-	0-15 Km	-	Qz-toleíta	<25%
Pg-pirólito	1150°C	15-35 Km	9 Kbar	Ol-toleíta	25%
Px-pirólito	1300°C	35-70 Km	13,5-18 Kbar	Al-Ol-toleíta e basanita	20%
Px-pirólito	1300°C	35-70 Km	13,5-18 Kbar	Ol-toleíta (pobre em Al)	30%
Gr-pirólito	1400°C	~90 Km	27 Kbar	Picrito basalto	40%

Mais recentemente, dados experimentais de fusão parcial de diversas fontes e seus respectivos produtos em condições de altas pressões foram publicados (*p.ex.* **Yaxley, 2000; Wasylenki et al., 2003; Villiger et al., 2004; Liu & O'Neill, 2004**).

Yaxley (2000) estudou a fusão parcial de uma mistura de peridotito homogêneo fértil + basalto oceânico sob condições de pressão a 3,5 GPa (isto

é, 35 Kbar) e temperaturas de aproximadamente 1450° a 1500°C. Esta fonte equivale a um granada lherzolito sob temperaturas próximas ao *solidus*, gerando um líquido picrítico com nefelina normativa como produto da fusão parcial incipiente.

O papel desempenhado pelos voláteis também é importante no sistema de formação das rochas basálticas. **Kushiro (1972)** realizou os trabalhos pioneiros do sistema basáltico hidratado e os seus resultados são sumarizados na **Tabela 2.5**.

Tabela 2.5: Tabela de dados de fusão parcial do sistema peridotítico sob condições hidratadas (**Kushiro, 1972**). P_{H_2O} =pressão parcial de água; P_T =pressão total, %FP=quantidade de fusão parcial, Ne=nefelina normativa.

P_{H_2O}	Fonte	% FP	Líquido basáltico
$\geq P_T$	Peridotito	Alta	Mais rico em SiO_2 e MgO
$\leq P_T$	Peridotito	Alta	Menos rico em SiO_2 e MgO
$\geq P_T$	Peridotito	Baixa	Apresenta nefelina normativa

A fusão parcial de um peridotito na presença de voláteis, em um intervalo e pressão de 10 a 15 Kbar, mostrou que a composição do líquido muda de quartzo normativa para olivina hiperstênio normativa e olivina nefelina normativa até nefelina larnito normativa, em resposta ao aumento do grau de fusão parcial (**Boettcher et al., 1974**).

A **Tabela 2.6** apresenta os dados obtidos por **Mysen & Kushiro (1977)**, que fundiram parcialmente um nódulo de granada peridotito a 20 Kbar com

1,9% de água e concluíram que, na presença de água, a percentagem de fusão parcial em condições semelhantes é maior.

Tabela 2.6: Tabela de dados de fusão parcial do sistema peridotítico sob condições hidratadas a altas pressões (**Kushiro, 1972**). P_{H_2O} =pressão parcial de água; %FP=quantidade de fusão parcial, Ol=olivina, Gr=granada.

P_{H_2O}	Pressão	Fonte	Temperatura	% FP	Líquido
1,9%	20 Kbar	Gr-peridotito	1460°C	pouca	Ol-toleíto
1,9%	20 Kbar	Gr-peridotito	1500°C	33,5	Picrito basalto
1,9%	20 Kbar	Gr-peridotito	1525°C	60,0	Komatiíto

Aspectos relevantes referentes aos estudos experimentais de fusão parcial descritos anteriormente incluem os seguintes itens:

1. Fontes espinélio-lherzolíticas empobrecidas e férteis fundem a maiores e menores temperaturas, respectivamente;
2. Sistemas peridotíticos hidratados fundem mais que os anídricos sob a mesma temperatura;
3. Sistemas peridotíticos hidratados têm menores temperaturas de fusão que os anídricos;
4. Sistemas peridotíticos fundem a menores temperaturas sob menores pressões;
5. A fusão inicial de um granada lherzolito a altas pressões (30 Kbar) ocorre a temperaturas menores que a fusão do eclogito e produz um líquido álcali-basalto picrito.