



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Débora Marinho de Souza

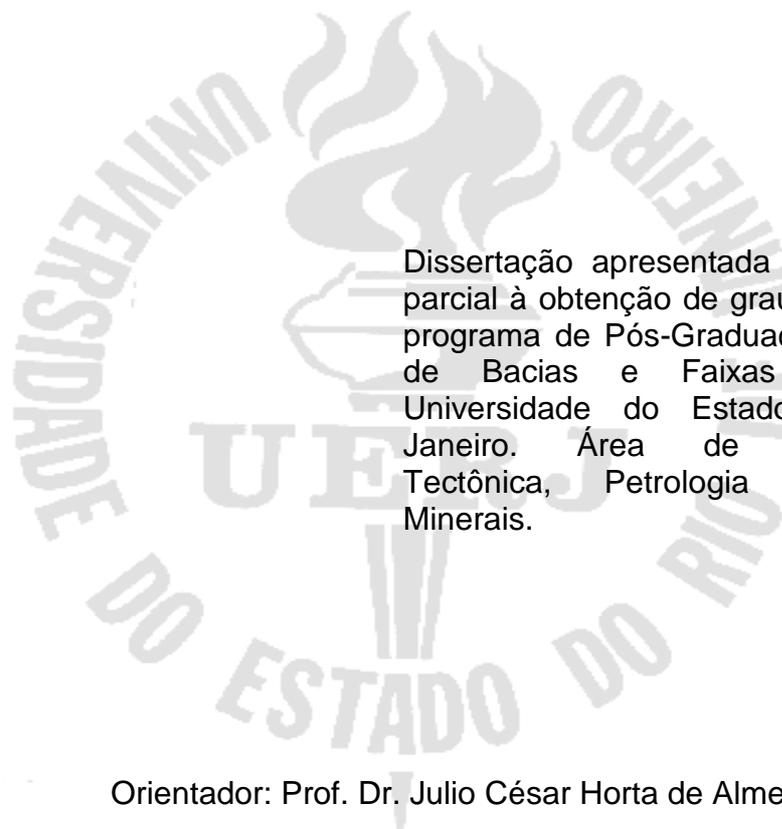
**Tectônica de “*Emplacement*” dos Diques Toleíticos do Arco de
Ponta Grossa, entre Curitiba e Paranaguá (PR).**

Rio de Janeiro

2010

Débora Marinho de Souza

Tectônica de “*Emplacement*” dos Diques Toleíticos do Arco de Ponta Grossa, entre Curitiba e Paranaguá (PR).



Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção de grau de Mestre, ao programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de Concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Orientador: Prof. Dr. Julio César Horta de Almeida

Rio de Janeiro
2010

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

S729 Souza, Débora Marinho de.
Tectônica de "*Emplacement*" dos Diques Toleíticos do Arco de Ponta Grossa, entre Curitiba e Paranaguá (PR) / Débora Marinho de Souza. – 2010.
96 f. il.

Orientador: Julio César Horta de Almeida.
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.
Bibliografia

1. Geologia estrutural – Paraná – Teses. 2. Tectônica de placas – Paraná - Teses. 3. Diques (Geologia) — Paraná - Teses. I. Almeida, Julio César Horta de. II. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. III. Título.

CDU 551.243(816.1)

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

Assinatura

Data

Débora Marinho de Souza

Tectônica de “*Emplacement*” dos Diques Toleíticos do Arco de Ponta Grossa, entre Curitiba e Paranaguá (PR).

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção de grau de Mestre, ao programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de Concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Aprovada em 30 de agosto de 2010

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Julio César Horta de Almeida (Orientador)

Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Prof^a. Dr^a. Beatriz Paschoal Duarte

Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Dr. Luciano Portugal Magnavita

Petrobrás

Rio de Janeiro

2010

AGRADECIMENTOS

Agradeço à família pelo amor, carinho e paciência que nunca faltaram.

Ao Julio Almeida, orientador e amigo, por sempre apoiar e incentivar minha carreira acadêmica.

À Petrobrás, em especial à Maria José e à GEOTEC pelo apoio total e irrestrito para que essa dissertação pudesse ser concluída.

À Janaína Lobo, pela essencial contribuição com as descrições petrográficas dos diques, sempre à disposição para ajudar em qualquer situação.

Ao Leonardo Cury pela gentileza de ceder seu mapa geológico e estrutural.

À toda equipe do projeto Rifte Santos, pela infraestrutura e apoio nos trabalhos de campo e escritório, assim como pelo compartilhamento dos dados gerados, agregando elementos essenciais ao estudo.

RESUMO

SOUZA, D. M. *Tectônica de “emplacement” dos Diques Toleíticos do Arco de Ponta Grossa, entre Curitiba e Paranaguá(PR)*. 2010. 96 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.

Apesar da grande quantidade de estudos geoquímicos e geocronológicos que têm sido executados no enxame de diques de Ponta Grossa (EDPG), pouco se sabe a respeito da tectônica associada ao seu sin e pós “*emplacement*”. O objetivo desse estudo é identificar nos diques possíveis indicadores cinemáticos a fim de compreender essa dinâmica, além de caracterizar a tectônica rúptil Meso-cenozóica associada à área, afetando todas as rochas. A área de estudo está situada no entorno da Baía de Paranaguá, estado do Paraná, onde os diques do EDPG afloram intrudindo domínios pré-cambrianos, compostos por gnaisses, sequências metassedimentares e suítes graníticas pertencentes ao Terreno Paranaguá e uma pequena parte às Microplacas Curitiba e Luís Alves, ambos em contato através de Zonas de cisalhamento (SIGA JR, 1995). Essas rochas possuem direção de foliação marcante NE-SW. Os diques estudados foram divididos em dois grupos com base em estudos petrográficos, com forte predomínio dos básicos toleíticos e subordinadamente, os básicos alcalinos. Alguns diques compostos também foram encontrados, o que demonstra ao menos dois pulsos magmáticos possivelmente associados ao mesmo evento. São diques verticais a subverticais e possuem direção principal NW-SE. Com frequência apresentam fraturamento interno de direção NE-SW, provavelmente associados ao seu processo de resfriamento. Possuem formato tabular, porém não é raro que ocorram irregulares. As principais feições indicativas de movimentação oblíqua na intrusão desses diques são as estruturas de borda em degraus, tocos e zigue-zague, que demonstram em geral uma componente distensional dextral de deslocamento. Agregando dados dos demais enxames de diques toleíticos principais, chegou-se a um valor médio de N80E para o tensor σ_3 da abertura do Atlântico Sul, coerente com o esperado também para EDPG, visto que foram intrudidos em um ambiente transtensivo (CORREA GOMES, 1996). Falhas e fraturas são observadas cortando tanto as rochas encaixantes quanto os diques, caracterizando uma tectônica posterior à intrusão. As principais famílias de fraturas são N20-30E, N30-40W, N80W e N60-70E, formando zonas preferenciais de erosão no cruzamento entre elas. As falhas podem apresentar plano de falha bem definido com estrias e ressaltos, ocorrendo preenchidas ou não, tendo sido observados preenchimento de sílica e material carbonático. Predomina nas falhas observadas, cinemática sinistral demonstrando mudança no campo de esforços com relação ao *emplacement* dos diques. O estudo da tectônica rúptil assim como do “*emplacement*” dos diques da área vem a contribuir para o melhor entendimento dos processos de abertura do Oceano Atlântico Sul, além de abranger a região emersa do que constitui o embasamento da bacia de Santos, foco de extensivos estudos atualmente, podendo-se inferir que os mesmos processos tenham afetado a região *offshore*.

Palavras-chave: Tectônica de “*emplacement*”. Diques Toleíticos. Arco de Ponta grossa. Rifte Sul Atlântico.

ABSTRACT

SOUZA, D. M. *Emplacement tectonics of the Ponta grossa tholeiitic dyke swarm, located between Curitiba and Paranaguá (PR)*. 2010. 96 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.

Despite the large amount of geochemical and geochronological studies that have been performed in the Ponta Grossa dyke swarm (EDPG), little is known about the associated tectonics with their sin and post emplacement. The objective of this study is to identify at the dykes, possible kinematic indicators to understand this dynamic and characterize the Meso-Cenozoic brittle tectonic associated with the area, affecting all rocks. The study area is located in the vicinity of Paranaguá bay, Parana state, where the EDPG dykes arise intruding Precambrian domains, composed of gneisses, metasedimentary sequences and granite suites that belongs to the Paranaguá terrane and a small part to Curitiba and Luis Alves microplates, both in touch by a shear zone (SIGA JR, 1995). These rocks have an outstanding NE-SW foliation direction. The studied dykes were divided into two groups based on petrographic studies with a strong predominance of tholeiitic basics and subordinate, alkali basic. Some compounds dykes were found, what demonstrates that at least two magmatic pulses possibly associated with the same event. Dykes are vertical to subvertical and have a NW-SE main direction. Often have a NE-SW direction to internal fracturing, probably associated with its cooling process. The dykes have a tabular format, but is not uncommon occurring irregular. The main indicative features of oblique movement in these dyke intrusions are stepped edge structures, branches and zigzag shapes, which demonstrate in general a extensional dextral component of displacement. Aggregating data from other major tholeiitic dykes swarms, was found an average value of N80E for the σ_3 tensor for the opening of South Atlantic, consistent with the expected for the EDPG also, since they were intruded into a transtensive regime (CORREA GOMES, 1996). Faults and fractures are observed cutting both the host rocks as dikes, featuring a later intrusion tectonics. The main fracture sets are N20-30E, N30-40W, N80W and N60-70E, forming preferential areas of erosion at the intersection between them. Faults can display well-defined fault planes with striation and steps, occurring fulfilled or not, by silica and carbonatic material. In the observed faults predominates sinistral kinematic, indicating change in the stress field in comparison to the emplacement dykes one. The study of the brittle tectonics as the dykes emplacement in the area contribute to a better understanding of the process of South Atlantic ocean opening, besides covering the submerged region of the Santos Basin basement, the focus of extensive studies currently, assuming that the same processes have affected the offshore region.

Keywords: Emplacement tectonics. Tholeiitic dykes. Ponta Grossa arch. South Atlantic rift

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 -	Mapa de localização das principais vias de acesso da região.....	11
Figura 2 -	Mapa de localização dos perfis realizados.....	13
Figura 3 -	Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira.....	16
Figura 4 -	Mapa geológico da Faixa Ribeira Sul.....	17
Figura 5 -	Perfil geológico esquemático entre Serra da Graciosa e Matinhos.....	19
Figura 6 -	Sistema da Junção Tríplice Paraná.....	22
Figura 7 -	Principais estruturas e lineamentos da Borda Leste da Bacia do Paraná.....	23
Figura 8 -	Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná.....	24
Figura 9 -	Enxame de diques da Serra do Mar.....	25
Figura 10 -	Mapa geológico da Folha Curitiba.....	27
Figura 11 -	Mapa topográfico do Sudeste do Brasil.....	28
Figura 12 -	Mapa e perfil morfoestrutural interpretado dos grábens.....	29
Figura 13 -	Orientação e distribuição das fraturas de resfriamento.....	31
Figura 14 -	Padrão de fraturamento interno aos diques em ambientes distensivos lineares.....	32
Figura 15 -	Ambientes radiais.....	33
Figura 16 -	Relação geométrica entre os diversos componentes dos campos de tensão.....	33
Figura 17 -	Resumo dos principais marcadores de fluxo magmático.....	35
Figura 18 -	Formas de diques	36
Figura 19 -	Fraturas de resfriamento e seu posicionamento.....	36
Figura 20 -	Classificação da geometria dique-fratura.....	37
Figura 21 -	Segmento de dique extensional.....	38
Figura 22 -	Esquema da origem e evolução de uma junção tríplice gerada por uma pluma.....	39
Figura 23 -	Reconstrução Pré-rift da América do Sul e África.....	40
Figura 24 -	Segmentos dos riftes do Leste Africano e Etiópia.....	41
Figura 25 -	Junção Tríplice na região de Afar.....	42
Figura 26 -	Amostra MOR-DJL-28 – Charnokito.....	43
Figura 27 -	Gnaisse claro do Complexo São Francisco do Sul.....	45
Figura 28 -	Gnaisse foliado com cristais alongados de turmalina e biotita.....	45
Figura 29 -	Litotipos pertencentes à Sequência Rio das Cobras	47
Figura 30 -	Rocha granítica pertencente à Suíte Morro Inglês.....	48
Figura 31 -	Rocha granitóide da Suíte Morro Inglês.....	48
Figura 32 -	Rocha da suíte Canavieiras-Estrela.....	49
Figura 33 -	Estereograma dos pólos da foliação principal Sn.....	50
Figura 34 -	Migmatito bandado e sigmóide na fusão.....	50
Figura 35 -	Estereograma de lineações.....	51
Figura 36 -	Dobras irregulares no Complexo São Francisco do Sul.....	51
Figura 37 -	Migmatito com zona de cisalhamento destrai.....	52
Figura 38 -	Dique de diabásio intensamente fraturado e erodido.....	53
Figura 39 -	Mapa SRTM de relevo sombreado.....	54
Figura 40 -	Fotomicrografias de diabásios toleíticos, alteração e textura.....	55
Figura 41 -	Fotomicrografias de diabásios toleíticos, texturas.....	56
Figura 42 -	Fotomicrografias de diabásios toleíticos, sericita e textura.....	56

Figura 43 -	Fotomicrografias dos diabásios Alcalinos.....	57
Figura 44 -	Diagrama em Roseta de direção e mergulho dos diques estudados.....	57
Figura 45 -	Contatos dos diques com as encaixantes.....	58
Figura 46 -	Dique com mega cristais de augita.....	58
Figura 47 -	Diagrama das fraturas que cortam os diques.....	59
Figura 48 -	Sets de fraturas irregulares sobrepostas.....	59
Figura 49 -	Fraturas NNE cortando dique de diabásio.....	60
Figura 50 -	Fraturas NE cortando dique de diabásio.....	61
Figura 51 -	Dique de basalto, direção NW em com zigue-zague para a direita.....	62
Figura 52 -	Dique de basalto com estrutura em toco na borda.....	63
Figura 53 -	Sobreposição do mapa geológico com imagem SRTM.....	64
Figura 54 -	Roseta do total de fraturas.....	65
Figura 55 -	Roseta com as direções das fraturas que cortam as rochas encaixantes.....	66
Figura 56 -	Set de fraturas escalonadas pra direita cortando rocha granitoide.....	67
Figura 57 -	Diagramas das falhas.....	68
Figura 58 -	Deslocamento sinistral do contato e do pórfiro.....	68
Figura 59 -	Pequenas falhas deslocando sinistralmente.....	69
Figura 60 -	Falha NW cortando dique de basalto.....	69
Figura 61 -	Falha paralela ao contato do dique alcalino.....	70
Figura 62 -	Falha com preenchimento de sílica.....	71
Figura 63 -	Pequenas falhas anastomosadas preenchidas por cataclasito.....	71
Figura 64 -	Dique de brecha magmática cortando o dique básico.....	72
Figura 65 -	Diagrama de contorno de localização dos tensores do total de falhas.....	73
Figura 66 -	Tensores das falhas que cortam os diques.....	73
Figura 67 -	Tensores das falhas que cortam a encaixante.....	74
Figura 68 -	Representação dos tensores das fraturas escalonadas.....	74
Figura 69 -	Rifte Propagante do Atlântico Sul.....	77
Figura 70 -	Mapa geológico simplificado da região sudeste do Brasil.....	79
Figura 71 -	Esquema para cálculo do tensor de distensão do Atlântico Sul...	80

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO.....	10
	Objetivo e Justificativas.....	10
	Localização e Acessos.....	11
1	MÉTODO DE TRABALHO.....	13
1.1	Trabalho de Campo e Tratamento de Dados.....	13
1.2	Petrografia.....	14
1.3	Geocronologia.....	15
2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	16
2.1	Evolução da Faixa Ribeira.....	16
2.1.1	Contexto Geotectônico.....	16
2.1.2	Descrição Litológica.....	19
2.2	Tectônica Mesozóica e Magmatismo Associado.....	21
2.2.1	Abertura do Atlântico.....	21
2.2.2	Arco de Ponta Grossa e Lineamentos NW.....	22
2.2.3	Enxame de Diques Toleíticos.....	24
2.3	Magmatismo Alcalino e Rifte Continental do Sudeste.....	27
3	CONCEITOS SOBRE TECTÔNICA RÚPTIL E “EMPLACEMENT” DE DIQUES.....	31
3.1	Tectônica de “Emplacement”.....	31
3.1.1	Escala Regional.....	31
3.1.2	Escala Local.....	33
3.2	Junção Tríplice e Rifteamento.....	39
3.2.1	Análogo Africano.....	41
4	LITOLOGIA E GEOLOGIA ESTRUTURAL DAS ROCHAS ENCAIXANTES.....	43
4.1	Litologia.....	43
4.1.1	Microplacas Curitiba – Complexo Atuba.....	43
4.1.2	Microplaca Luís Alves – Complexo Serra Negra.....	44
4.1.3	Terreno Paranaguá.....	44
4.2	Caracterização Estrutural.....	49
5	ENXAME DE DIQUES MESOZÓICOS.....	53
5.1	Petrografia.....	54
5.1.1	Diques Toleíticos.....	54
5.1.2	Diques Alcalinos.....	56
5.2	Caracterização Estrutural.....	57
5.3	Tectônica de “ <i>emplacement</i> ”.....	61
5.4	Relação Encaixante x Intrusão dos Diques.....	64
6	TECTÔNICA RÚPTIL MESOZÓICA-CENOZÓICA.....	65
6.1	Fraturas.....	65
6.2	Falhas.....	67
6.3	Demais Estruturas.....	72
6.4	Análise Cinemática e Dinâmica.....	72
7	DISCUSSÃO.....	76
7.1	Considerações sobre a tectônica de abertura do Oceano Atlântico Sul.....	76
7.2	Modelo de distensão para o Atlântico Sul.....	78

7.2.1	Lineamentos Pretéritos.....	78
7.2.2	Modelagem dos tensores atuantes.....	78
7.3	Tectônica Mesozóica-Cenozóica.....	81
	CONCLUSÃO.....	83
	REFERÊNCIAS.....	85
	APÊNDICE A – Mapa geológico e de Pontos da Área.....	93
	APÊNDICE B – Tabela de Pontos.....	94
	APÊNDICE C - Mapa de Pontos e Diques da Ilha do Mel.....	96

INTRODUÇÃO

Com o término da orogênese brasileira e estabelecimento da Faixa Ribeira, a margem sudeste brasileira experimentou um período de relativa quiescência tectônica (470-160 Ma), passando a servir de área fonte para as bacias interiores e marginais do Gondwana Ocidental. No Neojurássico (~147 Ma), o Gondwana passou a sofrer os primeiros esforços trativos que culminariam em seu rifteamento.

Os enxames de diques toleíticos do Cretáceo Inferior têm sido considerados como os precursores da abertura do Oceano Atlântico (TURNER et al., 1994; TETZNER, 2002; ALMEIDA et al., 2002), sendo o estudo desses enxames, de grande relevância para o entendimento da dinâmica de sua abertura.

Este trabalho é parte integrante do projeto “*Tectônica rúptil meso-cenozóica e magmatismo associado: estudo integrado do embasamento adjacente à Bacia de Santos, S-SE do Brasil*” que vem sendo realizado pela UERJ com patrocínio da rede de estudos geotectônicos da Petrobrás. Aquele projeto aborda não só estudos tectônicos, como também análises petrográficas, geoquímicas e geocronológicas, do enxame de diques de Ponta Grossa e demais enxames da costa sudeste brasileira, dados estes tratados pela equipe do projeto, que mesmo não sendo foco do trabalho serão citados a fim de complementar a discussão.

Objetivos e Justificativa

No contexto tectônico, diques e enxames de diques são importantes indicadores dinâmicos para campos de tensões locais e regionais, implicando, muitas vezes, em distensão litosférica. Os enxames de diques máficos são geralmente associados ao rifteamento inicial ou incipiente ou, no mínimo, são manifestações de distensão crustal (OLIVEIRA e MONTES, 1984). O grau de regularidade na orientação dos diques e a configuração dos enxames também têm servido como argumentos para a interpretação tectônica (HALLS, 1982). Segundo Corrêa Gomes et al. (1996); os fenômenos sincrônicos à colocação e ao resfriamento do magma estão relacionados ao confronto entre: o campo de tensão interno, que é o resultado da combinação entre a pressão de fluidos, a diferença de densidade entre o magma e a encaixante, além da viscosidade do magma e; o campo de tensão externo, representado pela pressão litosférica, tensão cisalhante

local, tensão mínima local e pela resistência à tensão da rocha encaixante. O resultado deste confronto aparece nas marcas de fluxo magmático, nas formas das fraturas-conduto e nas fraturas de resfriamento.

Diversos estudos geoquímicos e geocronológicos têm sido desenvolvidos no Enxame de Diques de Ponta Grossa (EDPG) (PICCIRILLO et al., 1990; TURNER et al., 1994; RENNE et al., 1996), no entanto, pouco ou nada se sabe a respeito da cinemática associada à sua colocação.

O objetivo desse estudo é compreender a cinemática da tectônica de “*emplacement*” dos diques toleíticos, baseado em indicadores obtidos em campo, além de caracterizar a tectônica rúptil Meso-cenozóica associada à área.

Considera-se que este estudo irá colaborar para se entender a evolução inicial do Rifte Atlântico Sul e da margem continental sul-sudeste brasileira.

Localização e acessos

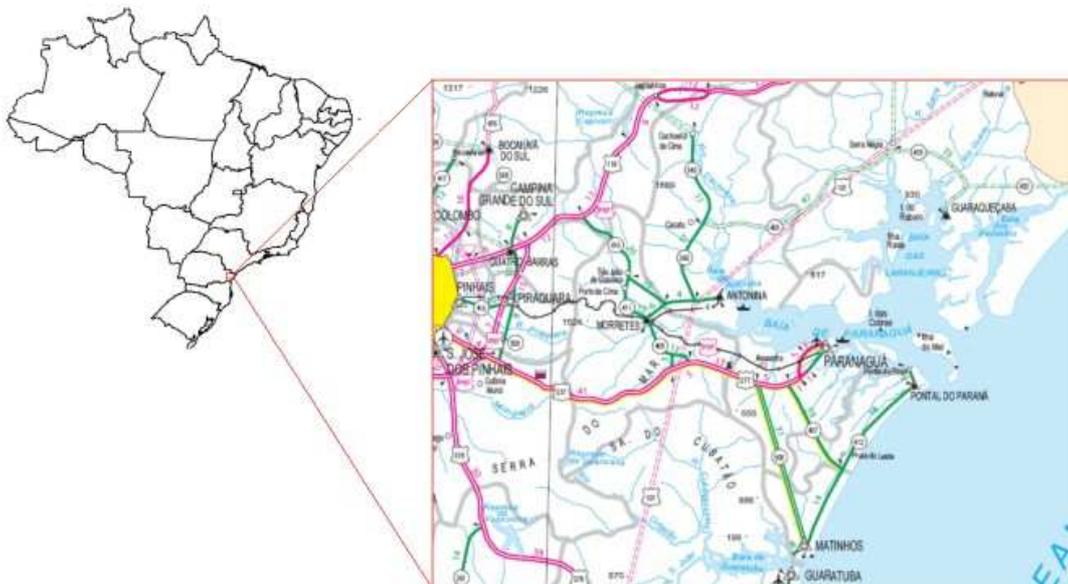


Figura 1 - Mapa de localização das principais vias de acesso da região, em vermelho, rodovias federais e em verde, estaduais.

Fonte: IBGE.

A área de estudo está localizada ao redor da Baía de Paranaguá, litoral do estado do Paraná (Figura 1), abrangendo parte dos seguintes municípios: Antonina, Morretes, Guarapuá, Paranaguá e Guaratuba.

A maior parte dos afloramentos observados é de fácil acesso, tendo sido utilizadas principalmente as rodovias BR 277, PR 508, PR 408, PR 410, PR 405, e

no caso da Ilha do Mel, a barca Pontal – Ilha do Mel. No caso de Matinhos, Guaratuba e Ilha do Mel, locais selecionados para a segunda etapa de campo, os perfis foram realizados a pé, visto que o objetivo era um maior detalhamento da região.

1 MÉTODO DE TRABALHO

1.1 Trabalho de Campo e tratamento de dados

Foram realizadas duas etapas de campo, sendo que a primeira abrangeu toda a área, a fim de fazer um reconhecimento das áreas de maior ocorrência de diques, coletar amostras, medidas e reconhecer indicadores, e a segunda, com a mesma finalidade, porém focando na Ilha do Mel e Guaratuba, onde verificou-se uma melhor exposição dos diques nos afloramentos. A Figura 2 mostra o mapa com os perfis realizados:

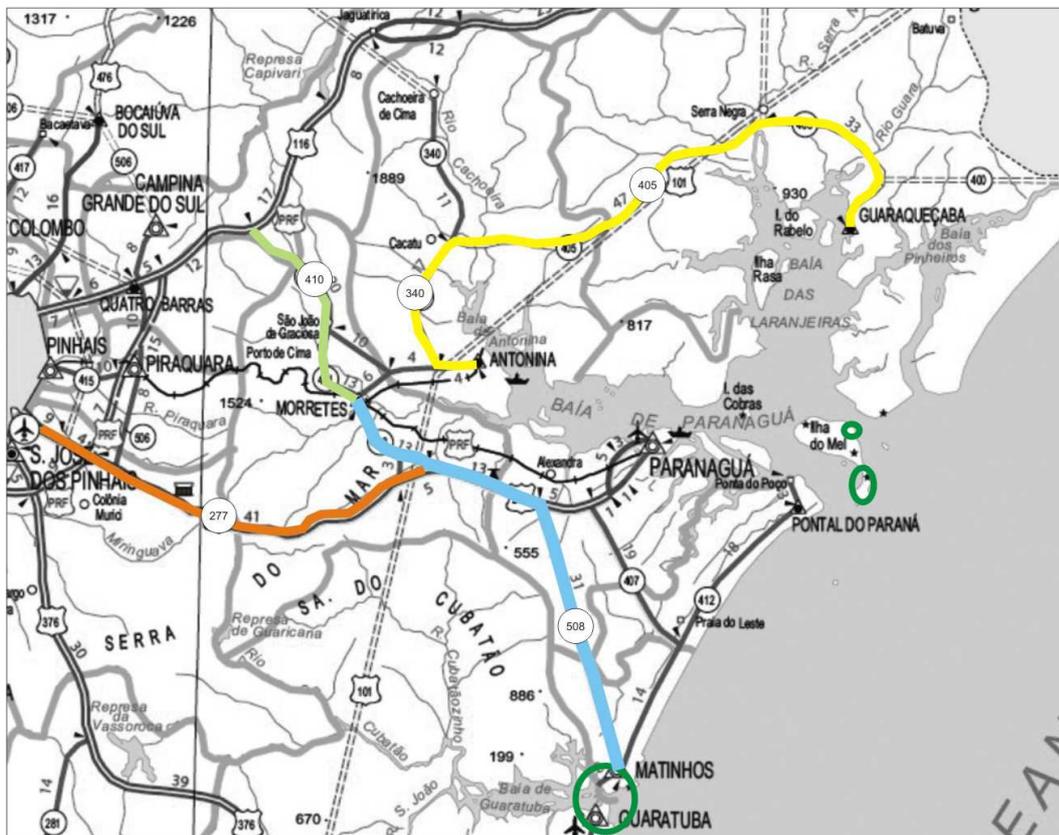


Figura 2 - Mapa de localização dos perfis realizados. Linhas grossas coloridas são as estradas utilizadas, círculos verdes marcam locais selecionados para detalhamento no segundo trabalho de campo.

Fonte: Modificado de IBGE, 2010.

As medidas foram coletadas por bússola Clar, que mede a direção do mergulho do plano e seu ângulo.

O mapeamento e a análise cinemática dos diques seguiram critérios específicos de reconhecimento de estruturas indicadoras de movimento, que serão descritos no Capítulo 3.

Os dados foram tratados após a etapa de campo, organizados em tabelas a fim de facilitar na construção e interpretação dos diagramas. Para a análise estrutural foram utilizados os softwares: Stereonett 2.46 para confecção de estereogramas e rosetas e o TectonicsFP 1.7.0. para diagrama de tensores e também rosetas.

Os mapas em anexo foram produzidos no software ArcGis 9.2, utilizando como base o mapa geológico e estrutural do projeto acrescido do mapa geológico e estrutural de detalhe do Terreno Paranaguá da tese de doutorado de Cury (2009), fornecido gentilmente pelo autor.

A imagem SRTM utilizada foi baixada do site da EMPRAPA, em formato Geotiff, com resolução espacial de 90m. (<http://www.relevobr.cnpem.br>).

1.2 Petrografia

A análise petrográfica foi feita com base na descrição de 24 lâminas delgadas confeccionadas no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras (LGPA), na UERJ, a partir das amostras coletadas durante os trabalhos de campo. A análise microscópica buscou identificar aspectos relacionados aos constituintes mineralógicos, textura, tamanho, hábito dos cristais e estruturas das rochas estudadas. A classificação granulométrica utilizada foi:

Classificação Granulométrica	
Fino	< 1mm
Médio	1 - 3 mm
Grosso	> 3 mm

Para a classificação dos diques, foram adotados neste trabalho, critérios baseados em Mckenzie et al. (1982), que determinam:

Distinção entre Basaltos		
Tipo de Basalto	Tipos de Clinopiroxênio	Conteúdo de Olivina na Matriz (%)
Toleítico	Dois	< 5%
Alcalino	Um	> 5%

1.3 Geocronologia

Foram enviadas cinco amostras para análises no laboratório TerraChron da Universidade de Toronto, Canadá. O método de datação utilizado foi o Ar-Ar. O tratamento inicial das amostras foi feito no LGPA localizado na UERJ. As amostras dos diques foram selecionadas segundo sua relevância e distribuição espacial, de modo a cobrir a maior área possível, porém o laboratório retornou apenas um resultado, alegando problemas técnicos, inviabilizando assim a análise geocronológica dos diques da área.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 Evolução da Faixa Ribeira

2.1.1 Contexto Geotectônico

A área de estudo está inserida na Província Mantiqueira (PM), que abrange cerca de 3000 km de direção NNE-SSW, se estende até o Uruguai, e é limitada pelas províncias Tocantins, São Francisco e Paraná (HEILBRON et al. 2004). Esta província é caracterizada por complexos cinturões de dobramentos diacrônicos oriundos da evolução da América do Sul durante a Orogênese Brasileira e de registros arqueanos, paleoproterozóicos e mesoproterozóicos. A PM subdivide-se segundo Heilbron et al (2004) em: Setentrional, Meridional e Central, esta último, abrangendo os orógenos Ribeira, Apiaí e a porção sul da Faixa Brasília. (Figura 3)

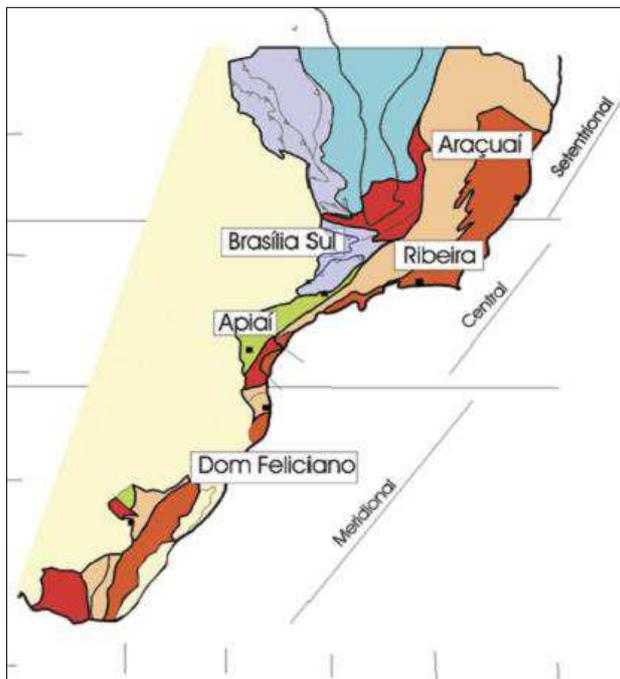


Figura 3 - Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira: o segmento setentrional é o Orógeno Araçuaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília e os orógenos Ribeira e Apiaí; e o segmento meridional inclui os orógenos Dom Feliciano.

As cores: roxo e laranja indicam os terrenos que alojam os arcos magmáticos neoproterozóicos

Fonte: HEILBRON et al. 2004.

A Faixa Ribeira (FR) por sua vez foi formada durante a colisão entre o Cráton São Francisco – Congo com a porção SW do cráton de Angola, durante o orógeno brasileiro/pan-africano (HEILBRON et al. 2008). A FR é constituída por diversos terrenos separados por falhas de empurrão ou zonas de cisalhamento transpressivas destrais e subdivide-se segundo Heilbron et al. (2004) em dois segmentos: Centro-Norte e Sul, cuja conexão ainda encontra-se em discussão dada

à presença da zona de interferência com a Faixa Brasília e suas diversas fases de deformação e metamorfismo sobrepostas (TROUW et al. 2000).

Compõe a porção Sul da Faixa Ribeira (Figura 4), onde está localizada a área de estudo, os Terrenos Apiaí, Microplaca Curitiba, Microplaca Luís Alves e Terreno Paranaguá (CURY, 2009) que serão brevemente descritos a seguir:

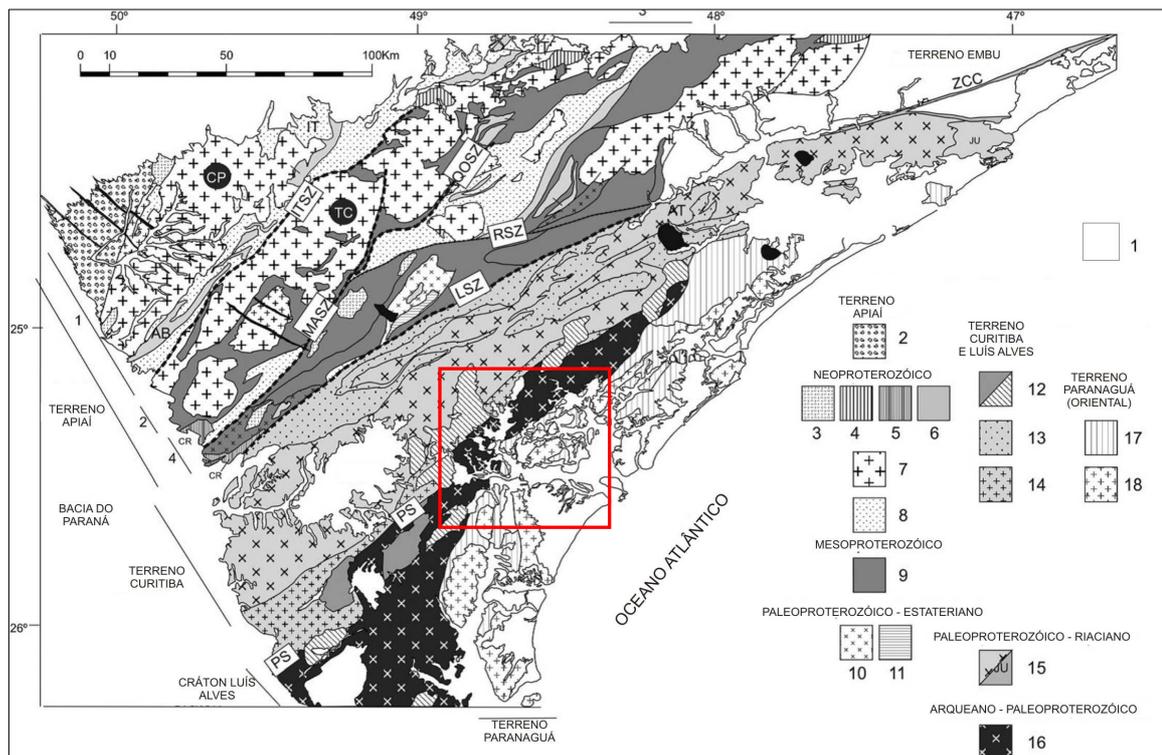


Figura 4 - Mapa geológico da Faixa Ribeira Sul. 1, Cobertura Fanerozóica; (2–11) Terreno Apiaí; 2, Sequência Molássica do Grupo Castro e Formação Camarinha; 3, Granitos Tipo A; 4, Suíte Itú; 5, Bacias de Curitiba e Camarinha; 6, Sucessões Neoproterozóicas mais jovens; 7, Granitos Neoproterozóicos calci-alcalinos; 8, Sucessões Neoproterozóicas mais antigas; 9, Sucessões Mesoproterozóicas ; 10, Formações Estaterianas; 11, Ortognaisses Peralcalinos Estaterianos; (12–16) Terreno Curitiba e Cráton Luis Alves; 12, Bacias extensionais e granitos peralcalinos; 13, Sucessões Neoproterozóicas; 14, Granitos Neoproterozóicos calci-alcalinos (CP, Cunhaporanga; TC, Três Córregos); 15, Ortognaisses Riacianos (AT, Complexo Atuba; JU, Granulito Juréia); 16, Ortognaisses e Granulitos do Terreno Luís Alves; (17–18) Terreno Paranaguá; 17, Granitos Neoproterozóicos calci-alcalinos; 18, Sucessões Neoproterozóicas. Zonas de Cisalhamento principais: IT, Itapirapuã; MASZ, Morro Agudo; QOSZ, Quarenta Oitavas; RSZ, Ribeira; LSZ, Lancinha; ZCC, Cubatão; PS, Sutura Piên.

Fonte: HEILBRON et al. 2008.

Terreno Apiaí

O Terreno Apiaí está localizado entre a terminação Sul da Faixa Brasília e a parte oeste dos terrenos Curitiba e Paraíba do Sul-Embú. Subdivide-se em quatro domínios tectônicos limitados por expressivas zonas de cisalhamento (HEILBRON et al. 2008).

Seu embasamento é constituído por assembléia de gnaisses migmatíticos, intercalados com metassedimentos sobrepostos por rochas supracrustais metavulcanossedimentares de baixo a médio grau metamórfico. Posteriormente todas essas rochas foram intrudidas por diferentes suítes granitóides (CAMPANHA e SODOWSKI. 1999).

Microplaca Curitiba e Luís Alves

A Microplaca Curitiba (MPC) é representada por gnaisses migmatíticos do embasamento paleoproterozóico, sobrepostos por uma sucessão de rochas metassedimentares de margem passiva, ambos afetados por metamorfismo neoproterozóico (HEILBRON et al. 2008). Está limitada a noroeste pelo Terreno Apiaí e pela Zona de Cisalhamento Lancinha (BASEI et al. 1998) e a sudeste pela Microplaca Luís Alves (MLA) e pela Zona de Cisalhamento Piên-Tijucas (SIGA JUNIOR 1995). Possui metamorfismo de fácies anfíbolito, tendo sido aglutinado à microplaca Luís Alves durante o neoproterozóico. Por sua vez na MLA, predominam terrenos de fácies granulito associados a leucogranitos pós tectônicos de 2.01Ga.

Destacam-se na MPC, os complexos gnáissicos Atuba a norte do Terreno Paranaguá e Turvo-Cajati, a nordeste da MPC.

Terreno Paranaguá

Esse terreno é limitado a oeste pela Microplaca Luís Alves e a leste pela linha de costa. É formado principalmente por uma grande variedade de suítes graníticas que encaixam em rochas gnáissicas do embasamento que compõem o complexo São Francisco do Sul e Rochas metassedimentares, pertencentes à sequência Rio das Cobras. O Terreno Paranaguá abrange grande parte da área de estudo.

A Figura 5 mostra um perfil esquemático do Terreno Paranaguá, sua compartimentação e seu contato tectônico com a Microplaca Luís Alves pela Zona de Cisalhamento Alexandra (CURY, 2009).

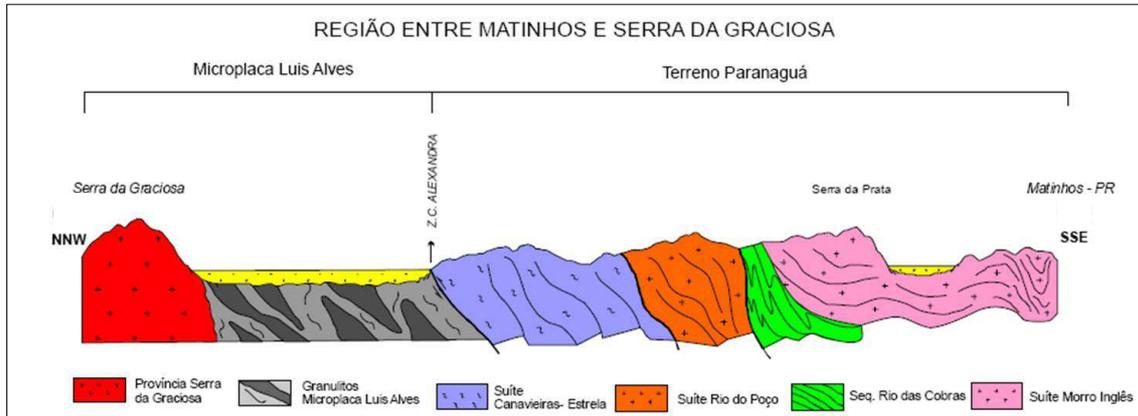


Figura 5 - Perfil geológico esquemático entre Serra da Graciosa e Matinhos, Paraná.

Fonte: CURY, 2009.

2.1.2. Descrição litológica

Serão descritos brevemente a seguir, os constituintes litológicos dos principais terrenos que fazem parte da área de estudo, baseado na análise petrográfica de Cury (2009).

Microplaca Curitiba

Complexo Atuba

Ocorrem gnaisses máficos e félsicos migmatizados, com porções anfibolíticas e padrão estrutural complexo, geralmente associados a granitos anatóticos.

Foram reconhecidas associações de ortognaisses com porfiroblastos de plagioclásio, e bandas máficas intercaladas com níveis de quartzo e feldspato, apresentando feições miloníticas e dobras com eixo horizontal.

Também estão presentes no complexo, gnaisses de composição granítica com níveis de leucogranito cinza.

Sequência Turvo-Cajati

Caracterizado pela ocorrência de sequências metassedimentares distintas de origem psamítica, onde predominam os quartzitos, pelítica, com filitos e xistos, e carbonática, com intercalações de rochas calcissilicáticas e mármore. Estes litotipos ocorrem intercalados e aparentemente possuem contatos gradacionais.

Microplaca Luís Alves

Complexo Serra Negra

Estão presentes neste complexo, gnaisses máficos granulíticos com bandamento constituído de níveis félsicos e máficos, kinzigíticos e charnockitos de coloração esverdeada frequentemente cortado por veios graníticos. Nesses litotipos podem ocorrer enclaves de corpos anfibolíticos.

Terreno Paranaguá

Complexo São Francisco do Sul

Representado por ortognaisses com tonalidades de cinza e bandamento composicional de minerais félsicos e máficos, ocorre comumente com enclaves anfibolíticos podendo estar cortado por veios feldspáticos e localmente migmatizados. O gnaiss Caieiras é uma rocha migmatítica pertencente ao complexo, caracterizado pela presença de turmalina.

Sequência Rio das Cobras

Trata-se de uma sequência metassedimentar que ocorre em faixas alongadas em meio aos complexos ígneos. Dentre os litotipos encontrados, predominam biotita-quartzo xisto, muscovita-quartzo xisto, calcixisto, granada-sillimanita-quartzo xisto, quartzito, biotita gnaiss, gnaisses granatíferos, anfibolitos e biotititos. Apresentam localmente textura milonítica e feições hidrotermais como veios de quartzo leitoso com mineralizações de pirita, calcopirita e galena provocados provavelmente durante o processo de intrusão das suítes graníticas.

Os litotipos desta sequência aparecem com frequência como xenólitos das rochas granitóides.

Suítes Graníticas

Cury (2009) reconheceu petrograficamente três diferentes suítes graníticas, sendo elas: Suíte Morro Inglês, Suíte Canavieiras-Estrela e Suíte Rio de Poço.

- Suíte Morro Inglês

Composta por granitóides de textura porfirítica com fenocristais de feldspato que podem ser centimétricos, tem coloração cinza claro, granulometria média a grossa, podendo apresentar variedades litológicas de diferentes granulações. São

predominantemente isotrópicos, porém também é frequente encontrá-los com foliação de fluxo, bandado ou milonitizado. Podem conter enclaves dioríticos de granulometria fina e texturas de mistura de magmas (*mixing e mingling*).

Pode ocorrer com facies aplito/pegmatito, com presença de turmalina, caracterizando a fase final do magmatismo.

-Suíte Canavieiras-Estrela

As rochas desta suíte são encontradas nas proximidades do contato do Terreno Paranaguá com a Microplaca Luís Alves. É representada por granitos leucocráticos, equi a inequigranulares, com enclaves de anfibolito.

Comparado à suíte Morro Inglês, esta possui menor volume de minerais máficos e de megacristais de K-feldspato. Mais próximas às zonas de cisalhamento, pode apresentar fácies de protomilonitos a milonitos.

- Suíte Rio do Poço

Definida por Lopes (1987), a Suíte Rio do Poço é constituída por granitos leucocráticos acinzentados, granulometria média, foliados ou isotrópicos. Possui como peculiaridades a presença de biotita e muscovita e enclaves microgranulares de biotita.

2.2 Tectônica Mesozóica e Magmatismo Associado

2.2.1 Abertura do Atlântico

Com o término da orogênese brasileira, o supercontinente gondwana iniciou um período de relativa estabilidade, servindo de área fonte de sedimentos para as bacias intracontinentais.

O fim do Jurássico marcou o final dessa quiescência tectônica, quando se deu o início da abertura do Atlântico Sul, condicionada principalmente por reativação de antigas estruturas brasileiras, na chamada “Reativação Wealdeniana” (ALMEIDA 1967). O regime distensivo imposto foi representado principalmente por magmatismo, falhas, fraturas e formação das bacias marginais.

Durante o Eo-Cretáceo se deu o auge do rifteamento, coincidindo com a formação das lavas basálticas das bacias do Paraná, Pelotas, Santos e Campos, seguido do início da formação de crosta oceânica.

Acredita-se que a ruptura do Gondwana tenha se dado a partir de uma junção tríplice denominada por Coutinho (2008) de Junção Tríplice Paraná, cujas componentes seriam representadas pelos enxames de diques que intrudem a costa do Brasil, formando um ângulo de aproximadamente 120° entre si. (Figura 6).



Figura 6 - Sistema da Junção Tríplice Paraná.

Fonte: COUTINHO,2008.

O braço Sul corresponde aos diques de Florianópolis, de direção aproximadamente N-S, o braço Norte seria o equivalente ao Enxame da Serra do Mar e a terceira componente seria representada pelo Enxame de Ponta Grossa, sendo este o braço abortado do sistema.

Para que essa hipótese seja corroborada é preciso que os enxames sejam contemporâneos, porém os dados existentes ainda não foram conclusivos a esse respeito. O trabalho de Deckart et al. (1998) sugere que as idades são ao menos parcialmente contemporâneas apesar dos poucos dados.

2.2.2. Arco de Ponta Grossa e Lineamentos NW

O Arco de Ponta Grossa (APG) na Bacia do Paraná é uma importante feição soerguida cujo eixo mergulha na direção NW, atuando como importante controlador de sedimentação. Ferreira (1982) sugere que o APG seja a reativação de uma zona

de fraqueza do embasamento de direção NW-SE. Segundo Zalán (1990) sua formação teria se dado a partir do Triássico, passando por um período de quiescência durante o Mesozóico, alcançando seu estágio atual somente no Eo-Cretáceo com a intrusão dos diques e no cenozóico, quando novos soerguimentos na margem leste da bacia teriam reativado sua estrutura dômica. Seu arcabouço estrutural é formado por quatro grandes zonas de falhas de direção N40°-50°W (Vieira, 1973). São elas: Guapiara, limite NE do Arco, Rio Piquiri, limite SW, São Jerônimo-Cariúva e Rio Alonzo (FERREIRA, 1982; MACHADO Jr., 2000). Estes alinhamentos são marcados por espessos enxames de diques NW, e alguns poucos E-W e NE-SW. (Figura 7)

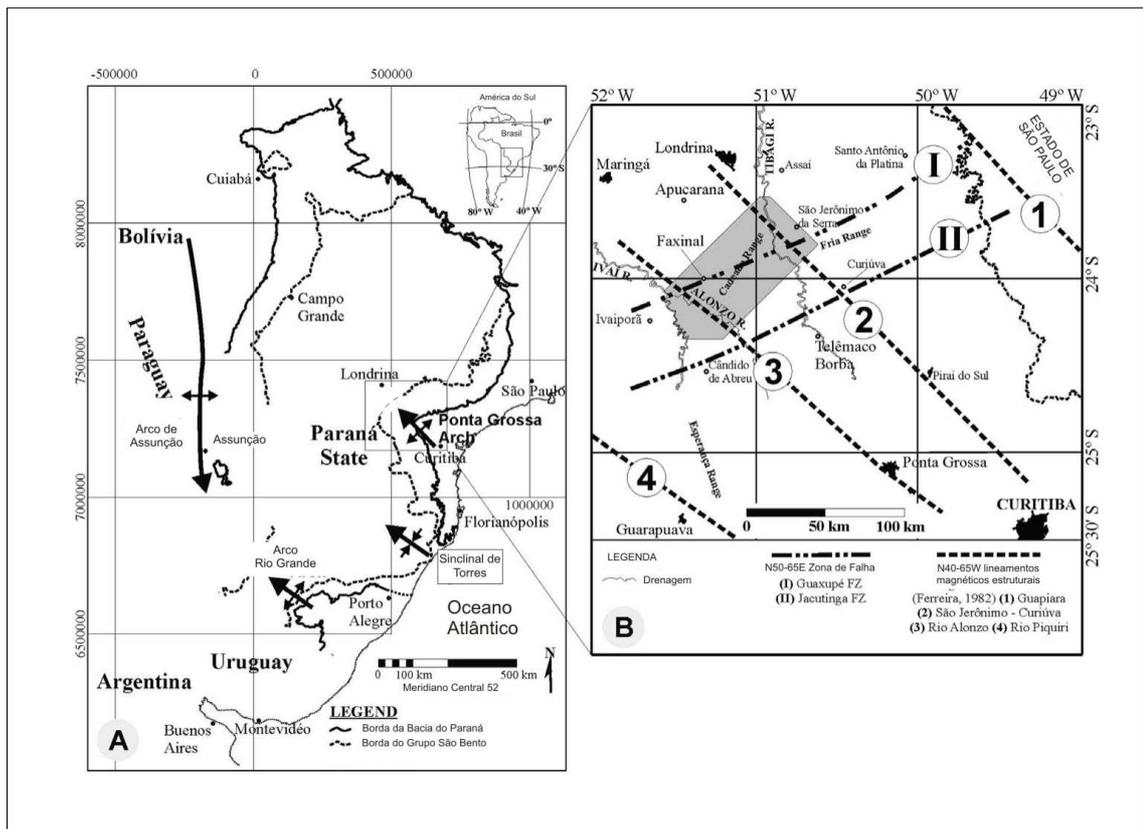


Figura 7 - (A) Principais estruturas da Borda Leste da Bacia do Paraná. (B) Principais lineamentos magnéticos.

Fonte: STRUGALE, 2007.

2.2.3 Enxames de Diques Toleíticos

A margem sudeste do Brasil é caracterizada pela ocorrência de intenso magmatismo toleítico relacionado ao processo de ruptura do supercontinente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico a partir do Eo-Cretáceo. A Província

Magmática Paraná-Etendeka (PMP) é considerada uma das maiores províncias basálticas continentais do mundo, sendo representada principalmente por volumosos derrames, e em menor escala por efusivas ácidas e vulcânicas intermediárias (MARQUES e ERNESTO, 2004). Somam-se aos derrames a ocorrência de expressiva atividade intrusiva, representados pela presença de soleiras e diques toleíticos, com predomínio de composições básicas, que comporiam a junção tríplice durante a ruptura.

Destacam-se três enxames de diques (Figura 8), já citados anteriormente e que serão mais bem descritos a seguir:

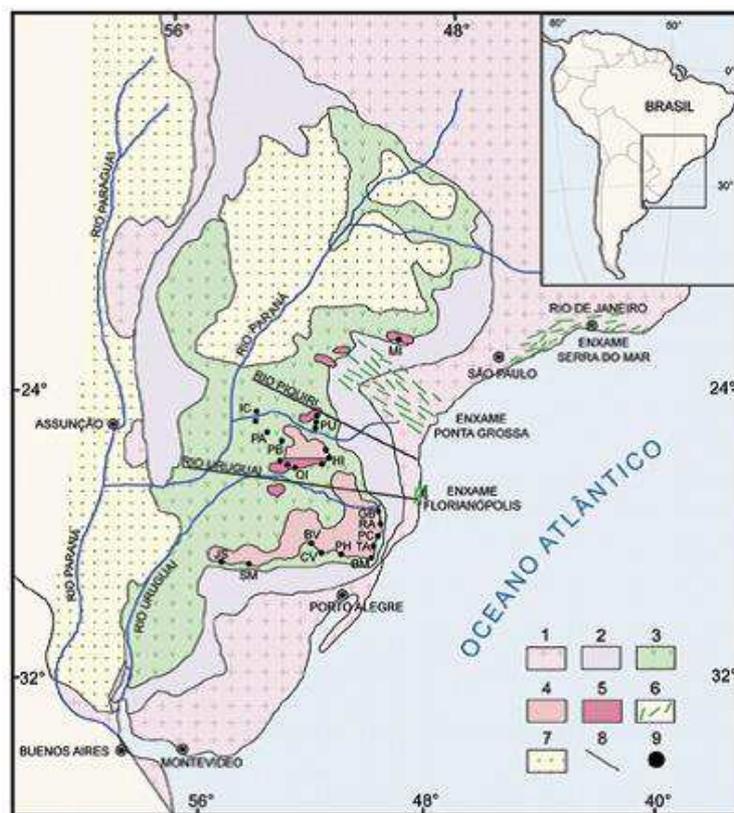


Figura 8 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná: (1) embasamento cristalino; (2) sedimentos pré-vulcânicos (3) rochas vulcânicas básicas a intermediárias da PMP; (4) rochas ácidas do tipo Palmas da PMP; (5) rochas ácidas do tipo Chapecó da PMP; (6) enxames de diques da PMP; (7) sedimentos pós-vulcânicos (princip. do Cretáceo Superior); (8) alinhamentos tectônicos e/ou magnéticos, (9) Derrames investigadas nos estudos paleomagnéticos

Fonte: MARQUES e ERNESTO, 2004.

Enxame de Diques da Serra do Mar

O Enxame de Diques da Serra do Mar (EDSM) (COMIN-CHIARAMONTI et al., 1983; HAWKESWORTH et al., 1992; GARDA, 1995; VALENTE, 1997) está situado no segmento central da Faixa Ribeira, intrudindo gnaisses e granitóides

neoproterozóicos a cambro-ordovicianos da mesma (Figura 9). O enxame ocorreu durante o Eo-Cretáceo, com idade média de 130Ma (TURNER, 1994). Porém datações obtidas por Guedes et al. (2005) encontraram idades mais antigas (161Ma e 193Ma) sugerindo que o magmatismo teria se iniciado no Jurássico. O EDSM ocorre em sets regulares de direção principal ENE, com até dezenas de metros de espessura e centenas de metros de comprimento. Petrograficamente consiste em diabásios da série toleítica com estruturas e texturas uniformes (VALENTE, 1997).

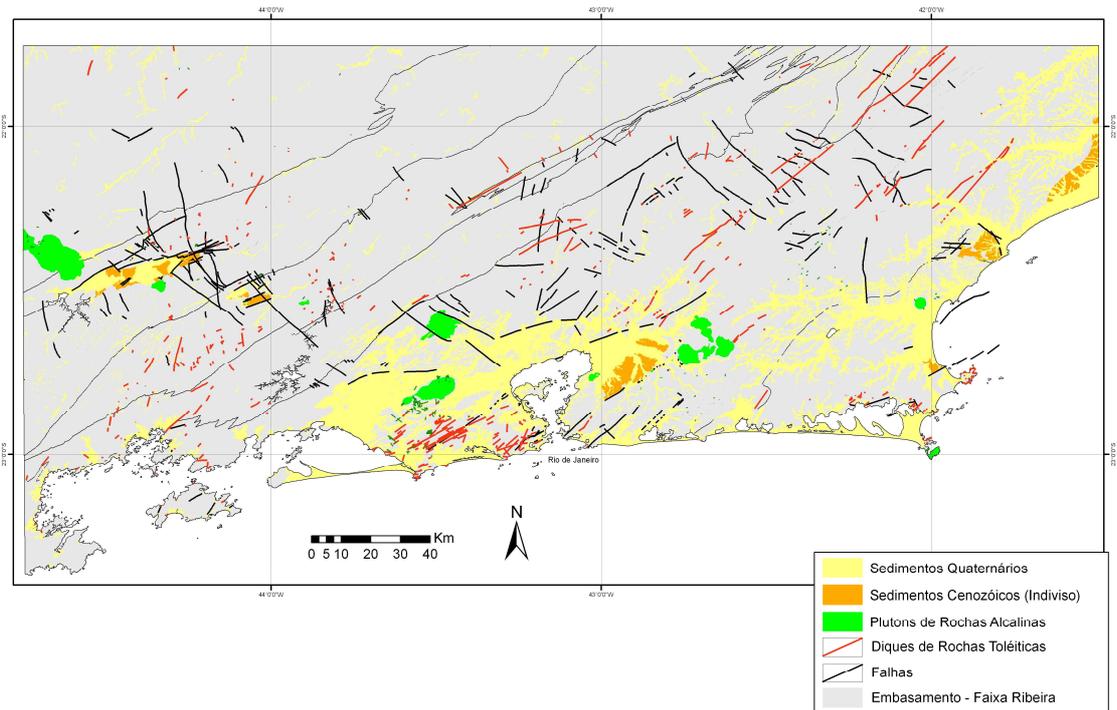


Figura 9 - Mapa Tectônico do Mesozóico – Cenozóico do Setor Norte do embasamento adjacente à Bacia de Santos. Destaque para o enxame de diques da Serra do Mar em vermelho

Fonte: Relatório do projeto Rifte Santos, 2010.

Geoquimicamente o EDSM é dividido em dois grupos, um predominante de alto-TiO₂ e um grupo subordinado de baixo-TiO₂ (VALENTE, 1997). Esta divisão é semelhante à encontrada na Província Magmática Paraná-Etendeka. Os diques de alto-TiO₂ apresentam diferentes níveis de contaminação crustal enquanto os de baixo-TiO₂ podem fazer parte do conjunto de diques alimentadores do derrame (MARQUES e ERNESTO, 2004).

Enxame de Diques de Florianópolis

O Enxame de Diques de Florianópolis (EDF), também associado ao evento magmático Paraná-Etendeka do Eo-Cretáceo, ocorre na Ilha de Santa Catarina, ao redor da cidade de Florianópolis (SC). Os diques ocorrem cortando rochas do embasamento cristalino, principalmente suítes graníticas proterozóicas (RAPOSO, 1998).

Os diques do EDF variam de verticais a sub-verticais, com espessuras centimétricas a métricas, podendo se estender por vários quilômetros. A direção N10°-30°E é a predominante, porém possui *sets* subordinados N20°-30°W e N-S. São constituídos de diabásio, andesito basáltico e, em menor escala, andesitos (TOMAZZOLI, 2008).

Datações $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ apontam para idades entre $119,0 \pm 0,9$ Ma e $128,3 \pm 0,5$ Ma, sugerindo dois picos de magmatismo (RAPOSO, 1998).

Enxame de Diques de Ponta Grossa

O enxame de diques de Ponta Grossa (EDPG) é considerado uma das expressões mais marcantes do Magmatismo Paraná-Etendeka. Ocorre intrudindo tanto rochas do embasamento pré-cambriano, como estratos sedimentares paleozóicos da bacia do Paraná (RENNE et al. 1996), coincidindo com o Arco de Ponta Grossa. Apesar de raramente aflorar, dados paleomagnéticos indicam que os diques ocorrem cortando também a maior parte do derrame vulcânico da bacia, sendo então mais jovens (RAPOSO e ERNESTO 1989). Os diques do EDPG têm idades entre 131 e 129 Ma, porém idades próximas a 120 Ma são observadas em diques próximos à margem continental (TURNER et al, 1994.; RENNE et al., 1996)

Os diques são predominantemente de basaltos toleíticos e andesitos, com raras ocorrências de riolito. Possuem direção principal NW, com poucas ocorrências NE, com variações de espessura de centimétrico a métrico, se prolongando por até dezenas de quilômetros, como pode ser visto em lineamentos magnetométricos (Figura 10).

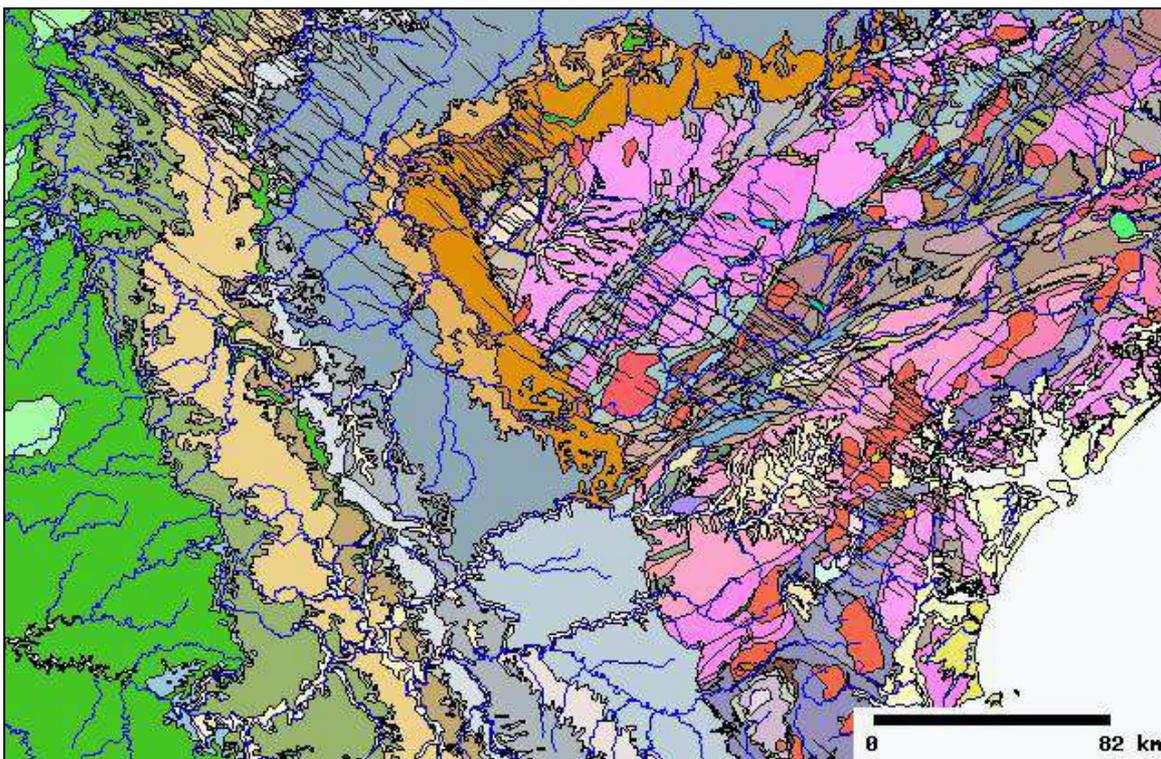


Figura 10 - Mapa geológico da Folha Curitiba, mostrando o Enxame de Diques de Ponta Grossa. Lineamentos baseados em levantamentos magnetométricos.

Fonte: Mapa Geológico do Brasil ao milionésimo – CPRM, 2004.

2.3 Magmatismo Alcalino e Rifte Continental do Sudeste

No litoral sudeste brasileiro, entre aproximadamente 42 e 72 Ma, ocorreu outro pulso magmático, agora de caráter alcalino, representado por pequenos plútons e diques associados, compondo a província Serra do Mar e o Alinhamento Magmático de Cabo Frio (ALMEIDA 1991). Os diques possuem direção principal ENE, ocorrendo nas imediações dos plútons. São exemplos os maciços de Itatiaia, Mendanha, Tinguá, Itaúna, Rio Bonito/Soarinho, Ilha de Cabo Frio, Morro de São João, Cananéia, e outros menores.

Almeida (1991) e Thomaz e Rodrigues (1999) sugerem que a origem desse magmatismo teria sido a partir de um modelo de *Hot Spot* localizado sob a placa Sul Americana. Este modelo é bastante discutível, uma vez que as idades deveriam ficar mais antigas em direção ao continente, considerando o movimento da placa para W, o que não ocorre regularmente. Porém algumas exceções na polaridade desses alinhamentos podem ser explicadas por reativações de falhas de transferência neocomianas (MEISLING et al. 2001).

O Rifte Continental do Sudeste Brasileiro (RCSB), de idade cenozóica (RICCOMINI, 1989) constitui um corredor de grábens alongados subparalelos à costa, de aproximadamente 1000 km de extensão, desde Curitiba (PR) até Barra de São João (RJ), gerando uma série de bacias tafrogênicas com idades entre o Paleoceno e o Mioceno. No geral estas bacias estão associadas a corpos alcalinos. Segundo Zalán e Oliveira (2005), estas bacias estão distribuídas em quatro Riftes: Rifte do Paraíba, Paraíba do Sul, Marítimo e Litorâneo (Figura 11). Estes autores sugerem que a formação dessas bacias se deu por colapso gravitacional, a partir da instabilidade isostática de um imenso volume de rocha (Serra do Mar Cretácea), soerguida durante o Neo-Cretáceo.

Fazem parte do Rifte Litorâneo, os grábens: Barra de São João, Guanabara, Ubatuba, Santos, Ribeira do Iguape, Cananéia e Paranaguá (Figura 11).

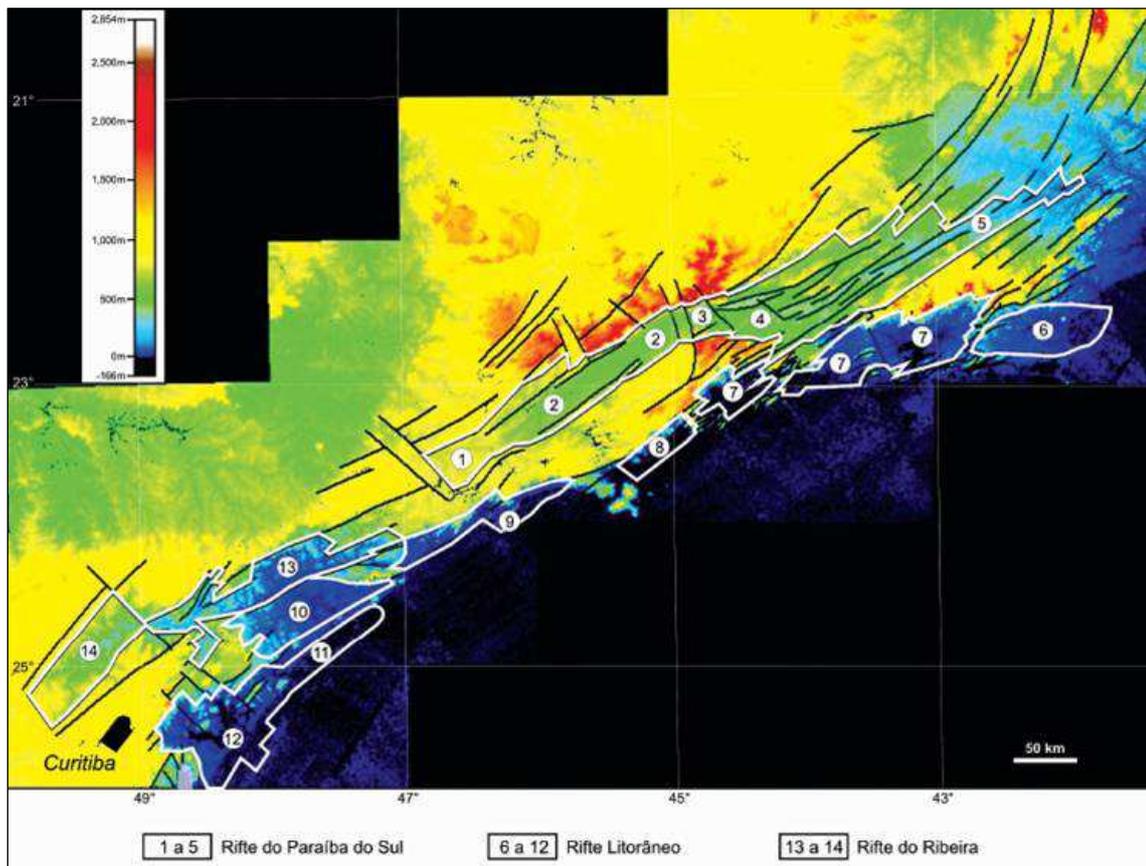


Figura 11 - Mapa topográfico do Sudeste do Brasil (SRTM/USGS, 2000). Números indicam grábens dentro dos riftes: Paraíba do Sul: (1) São Paulo; (2) Taubaté; (3) Queluz; (4) Resende-Volta Redonda; (5) Baixo Paraíba do Sul. Litorâneo: (6) Barra de São João; (7) Guanabara; (8) Ubatuba; (9) Santos; (10) Ribeira do Iguape; (11) Cananéia; **(12) Paranaguá**. Ribeira: (13) Sete Barras; (14) Alto Ribeira.

Fonte: ZALÁN e OLIVEIRA, 2005.

O Gráben Paranaguá engloba a planície costeira paranaense, sendo parte da área de estudo (Figura 12). Nesta região, o embasamento é coberto por sedimentos cenozóicos, que pode ser dividida em dois grupos: Um formado por sedimentos de origem continental, como leques e cones aluviais, talús, colúvio e sedimento fluviais e outro constituído por sedimentos de origem costeira, como cordões litorâneos e sedimentos estuarinos (CASTRO 2008).

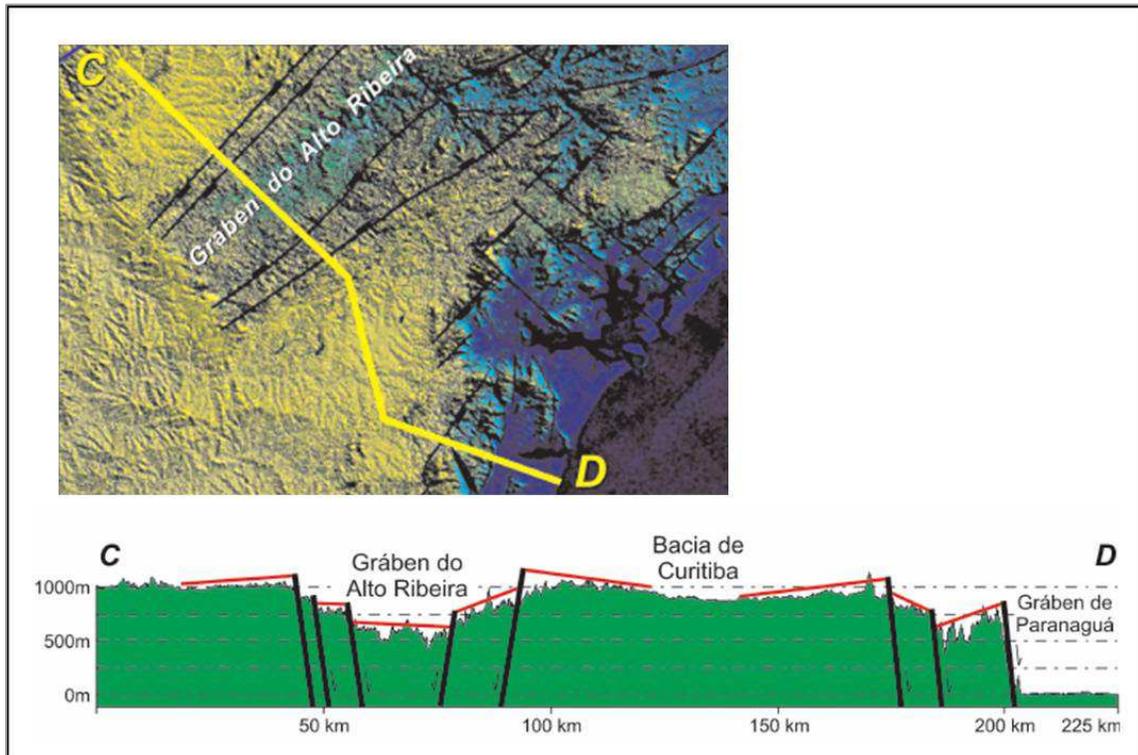


Figura 12 - Mapa e perfil morfoestrutural interpretado dos grábens do Alto Ribeira e Paranaguá e da Bacia de Curitiba (AB). Por uma questão de simplificação, nem todas as falhas do mapa foram indicadas no perfil. Linha vermelha no perfil representa uma interpretação da altitude atual da Superfície de Aplainamento Japi.

Fonte: ZALÁN e OLIVEIRA, 2005.

Machado Jr. (2000), porém, não considera que os grábens de Cananéia, Iguape e Sete Barras tenham sua origem associada ao Rifte Continental do Sudeste Brasileiro (RICCOMINI 1989) e sim como sendo fruto de um regime de esforços distensivos EW-ENE de movimentação horizontal, com formação de grábens aproveitando falhas preexistentes e zonas de transcorrência localizada sobre antigas fraturas.

Segundo Asmus e Ferrari (1978), o tectonismo cenozóico, ainda que inusitado dentro do modelo clássico de evolução de margens passivas, pode se enquadrar na história evolutiva da margem sudeste em resposta a processos tectono-térmicos

sucedidos desde os estágios iniciais de ruptura da crosta. A volumosa erosão das áreas elevadas, tornando a placa mais leve, tendendo a elevar-se, e deposição desses sedimentos nas bacias marginais, que tenderiam a subsidir por excesso de massa, seria um dos responsáveis por movimentos verticais submetendo a crosta a esforços que resultariam em sua ruptura. Esforços relacionados ao desenvolvimento da dorsal meso-oceânica e à subducção da placa de Nazca sob a placa Sul Americana também devem ser considerados como agentes deformacionais de caráter compressivo que agem atualmente.

3 CONCEITOS SOBRE TECTÔNICA RÚPTIL E “*EMPLACEMENT*” DE DIQUES.

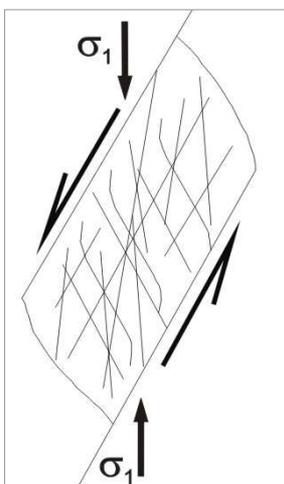
3.1 Tectônica de “*Emplacement*”

Os diques e enxames de diques são utilizados como importantes indicadores dinâmicos de tensões atuantes. Para tal estudo, deve se observar principalmente feições referentes ao fluxo magmático, forma dos diques e estruturas ligadas ao resfriamento do magma. Também deve ser levada em consideração a regularidade e a configuração dos enxames, visto que também podem ser indicadores tectônicos, sendo assim, quando bem orientados, os diques possuiriam uma fonte profunda, associada a esforços regionais, enquanto diques desorientados teriam se originado de fontes mais rasas (HALLS, 1982). As observações devem ser feitas tanto em escala regional quanto local (CORRÊA GOMES et al.,1996).

3.1.1 Escala Regional

Regionalmente, observam-se os grandes sistemas distensivos litosféricos, que favorecem o magmatismo fissural, porém apenas uma condição tectônica favorável não é o suficiente, sendo necessário que a fratura conduza a uma fonte mantélica, para que através desta o magma ascenda rapidamente, e assim não haja tempo de se formar uma barreira, formada a partir da solidificação do magma.

Cada situação tectônica guarda características próprias, tais como campos de tensão, forma, trajetória de fluxo, entre outros, no momento da intrusão. Destacam-se então três ambientes tectônicos mais propícios à ocorrência dos diques, são eles: Transtensivo, distensivos lineares e radiais (CORRÊA GOMES et al.,1996).



Ambientes Transtensivos: Estes ambientes são gerados a partir da interação de uma movimentação transcorrente, com um componente distensivo, vindo a gerar bacias do tipo rômbricas, lenticulares, *pull apart*, etc. Neste ambiente o tensor máximo σ_1 é horizontal e faz um ângulo de 30° com a Zona Principal de Cisalhamento (ZPC) – (Figura 13). O tensor mínimo σ_3 , também é horizontal, fazendo um ângulo de 60° com a ZPC (CORRÊA GOMES et al.,1996). Neste caso a forma dos diques pode ser em: ziguezague, sigmoidais e escalonados. As fraturas

Figura 13 - Distribuição das fraturas de resfriamento, sob regime transcorrente sinistral. Fonte: CORRÊA GOMES et al., 1996.

podem se propagar da seguinte forma:

- Mais frequentemente, do centro para as bordas.
- Das bordas para os centros, em faixas alternadas de migração.
- Em combinações dessas situações anteriores.

Ambientes distensivos lineares: Estes estão associados a dois tipos de zona (Figura 14):

- as de falhamento gravitacional, onde σ_1 é vertical e σ_2 é horizontal e paralelo ao comprimento maior da bacia.

- as zonas de tensão horizontal, onde σ_1 é horizontal e paralelo ao comprimento maior da faixa deformada e σ_2 é vertical.

A forma dos diques tendem a ser longas e retilíneas, ortogonais ao σ_3 regional.

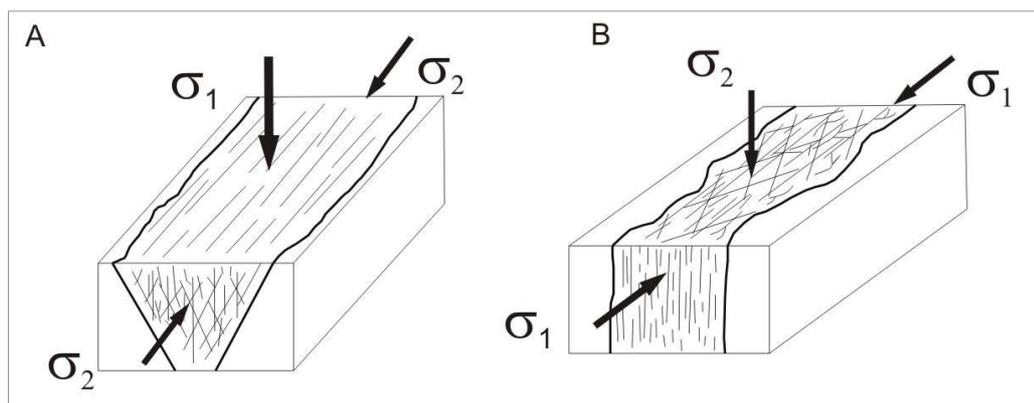


Figura 14 - Padrão de fraturamento interno aos diques em ambientes distensivos lineares. A-Ambiente distensivo com σ_1 , na vertical; B- Ambiente distensivo, com σ_1 horizontal.

Fonte: CORRÊA GOMES et al.. 1996.

Ambientes radiais: Neste caso, o tensor máximo σ_1 é vertical, enquanto σ_2 e σ_3 são horizontais e possuem intensidade próximas. As fraturas são de formato retilíneo, zigue-zague, não raro, bifurcadas. As ramificações vão se abrindo a partir do centro de propagação (Figura 15). A distribuição dos diques não se dá de maneira tão homogênea, visto que cada corredor de dilatação provoca uma compressão lateral, o que dificulta a produção de novas fraturas abertas e posterior penetração de magma. Estas tensões distribuídas desigualmente podem se movimentar desordenadamente, gerando transcorrências, que terminam em fissuras imbricadas.

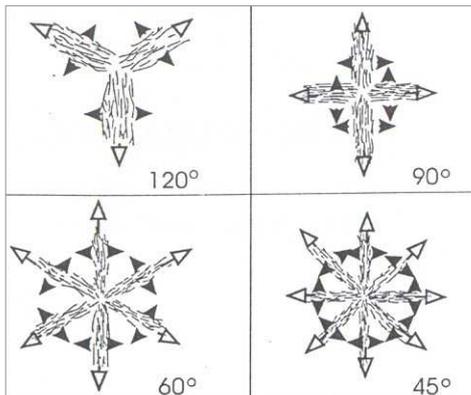


Figura 15 - Ambientes radiais. As geometrias são geradas e propagadas a partir de um centro de expansão, resultando na formação de braços intervalados por ângulos de 120°, 90°, 60°, 45°, etc

Fonte: CORRÊA GOMES et al., 1996.

3.1.2 Escala Local

Localmente, o que se observa são os fenômenos simultâneos ao resfriamento do magma a colocação destes, sendo resultado da interação entre (Figura 16):

- pressão de fluidos;
- diferença de densidade entre o magma e a encaixante;
- viscosidade do magma;
- campo de tensão externo.

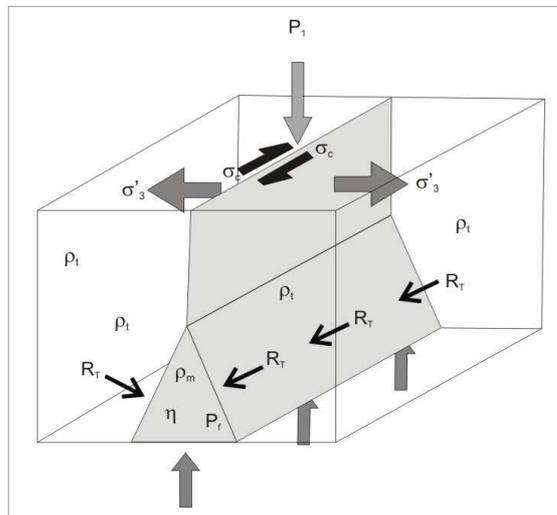


Figura 16 - Relação geométrica entre os diversos componentes dos campos de tensão: Interno ρ_m = densidade do magma; (η = viscosidade do magma e P_f = pressão de fluidos) e externo (R_T = resistência à tensão da rocha encaixante; σ'_3 = tensão mínima local; σ_c = tensão cisalhante; ρ_t = densidade da rocha encaixante; e P_1 = pressão litosférica).

Fonte: CORRÊA GOMES et al., 1996.

Essa interação vai estar expressa nas marcas de fluxo magmático, formas da fratura-conduto e nas fraturas de resfriamento.

Feições Indicativas

O fluxo magmático pode estar expresso por diferentes marcadores como: (Figura 17)

- vesículas, amídalas, bolsões de cristais orientados, grupos de cristais imbricados, cristais com fraturamento escalonado, cristais com geometria delta e sigma, além de xenólitos e autólitos alinhados;
- dobras reomórficas, dobras de penetração de objetos, dobras de arrasto lateral (*drag folds*) e foliação da encaixante, encurvada devido à passagem do magma;
 - estrias e marcas de arrasto;
 - foliações miloníticas S e C nas bordas dos diques, fraturas internas de extensão (T) e *gashes*, assim como fraturas de Riedel laterais;
- ramificações laterais preenchendo fissuras T, R ou R' do cisalhamento;
- fraturas de resfriamento em arco ou encurvadas (CORRÊA GOMES et al. 1996);

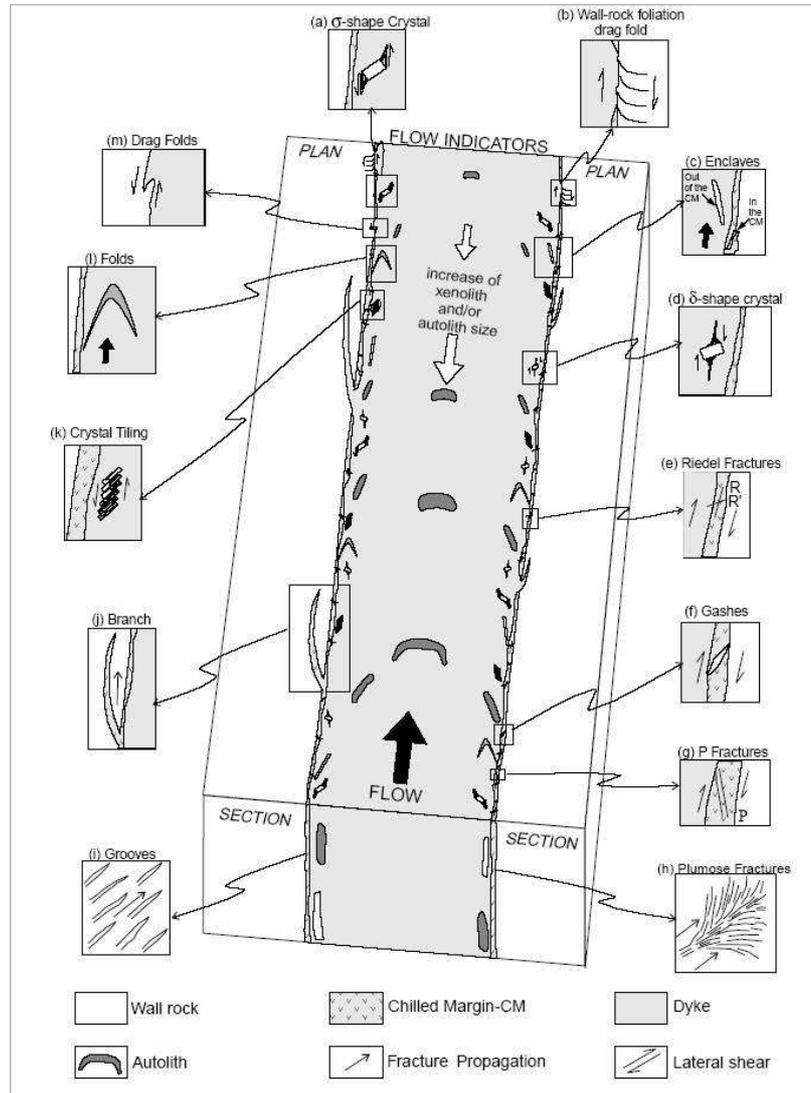


Figura 17 - Resumo dos principais marcadores de fluxo magmático relacionados aos diques máficos
 Fonte: CORRÊA GOMES et al., 1996.

Quanto a forma das fraturas conduto, esta estará diretamente relacionada à atuação do campo de tensão externo no momento da solidificação do magma (RICKWOOD, 1990; CORRÊA GOMES, 1992). (Figura 18).

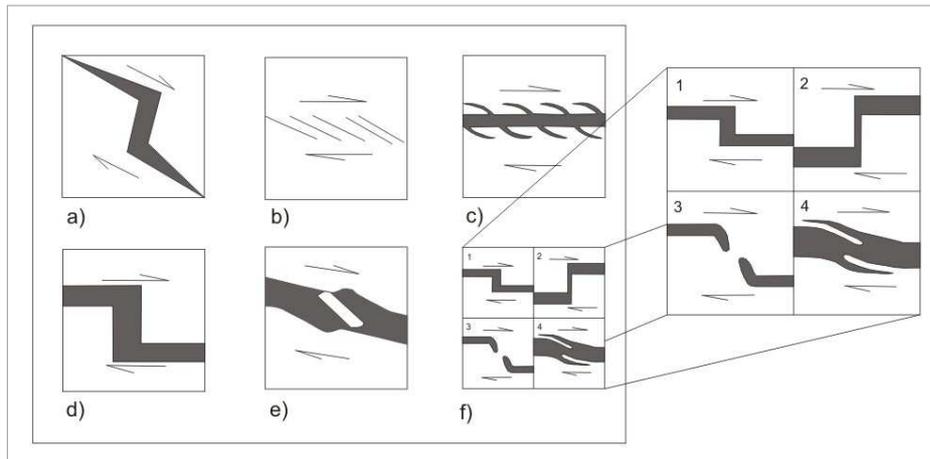


Figura 18 - Formas de diques indicando movimentação contemporânea a colocação do magma. a) Zigue-zague; b) Conjunto de diques finos escalonados e diagonais a zona de cisalhamento; c) Ramificações laterais assimétricas; d) Degraus com o centro mais espesso que as laterais; e) Enclave rotacionado pela combinação entre o fluxo e o cisalhamento; f) Composição das várias feições típicas da associação cisalhamento/ colocação de magmas, em 1. geometria em degrau, 2. a porção estreitada representa um conector, 3.ponte; 4. tocos

Fonte: CORRÊA GOMES et al., 1996.

As fraturas de resfriamento também devem ser observadas, tendo três famílias principais, considerando um dique vertical hipotético (Figura 19), são elas:

- Fraturas Longitudinais.
- Fraturas transversais.
- Fraturas basais.

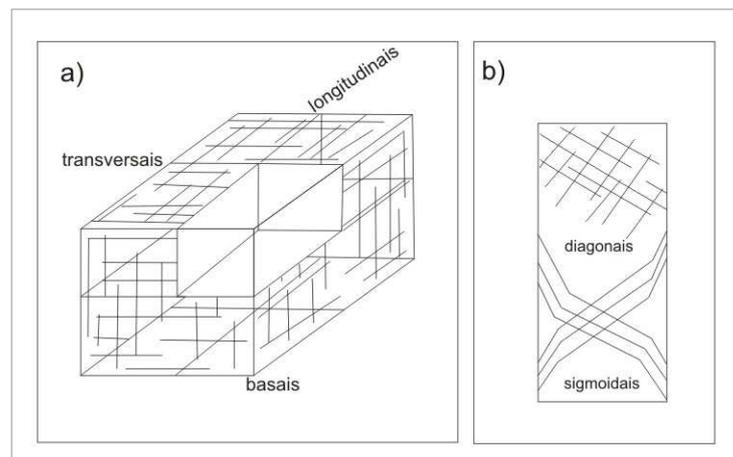


Figura 19 - Fraturas de resfriamento e seu posicionamento. a) fraturas longitudinais são verticais e paralelas ao comprimento maior do dique, as transversais são também verticais, porém ortogonais ao mesmo comprimento, enquanto que as basais são horizontais. b) São vistas situações em que as fraturas de resfriamento são produzidas sob a influência de um campo de tensões externo.

Fonte: CORRÊA GOMES et al., 1996.

Um dique enche um sistema de fratura dilatado e consiste, em geral, de vários segmentos de dique. A direção geral de um dique é dada pela superfície envoltória desses segmentos. Com base em sistemas de fraturas segmentados, Hoek (1991) propôs uma classificação geral de diques levando em consideração: orientação de segmentos, superfície envoltória e direção de dilatação, presença de bifurcações e escalonamentos e presença de segmentos lado a lado ou paralelos (Figura 20).

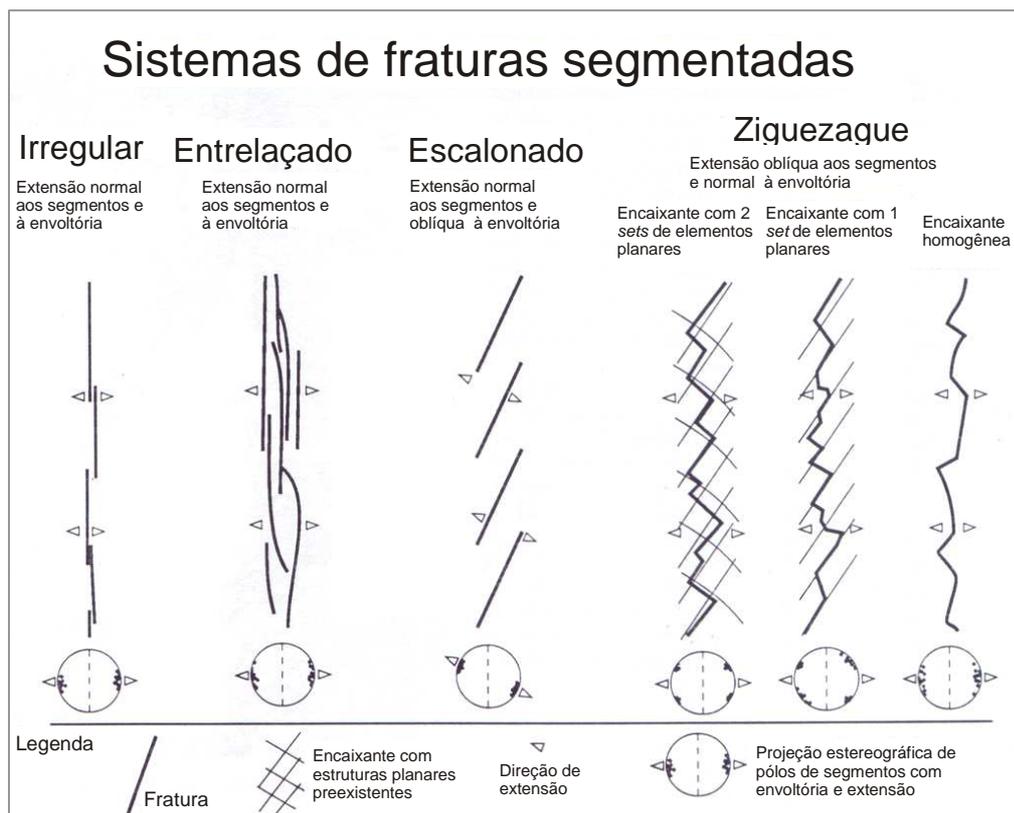


Figura 20 - Classificação da geometria dique-fratura
Fonte: HOEK. 1991.

Diques Irregulares: Caracterizados pela ausência de configuração sistemática evidente de segmentos.

Diques entrelaçados: Caracterizados pela ocorrência lado a lado de segmentos. Bifurcações são comuns, podendo estar relacionado à viscosidade do magma, os segmentos são paralelos à superfície envoltória, enquanto a dilatação é normal à mesma.

Diques escalonados: Segmentos paralelos entre si, e oblíquos à superfície envoltória, a dilatação é também oblíqua à superfície envoltória e normal aos

segmentos. O escalonamento se dá como resultado da rotação do campo de stress regional ao redor de um eixo paralelo à direção de propagação da fenda. (Figura 21)

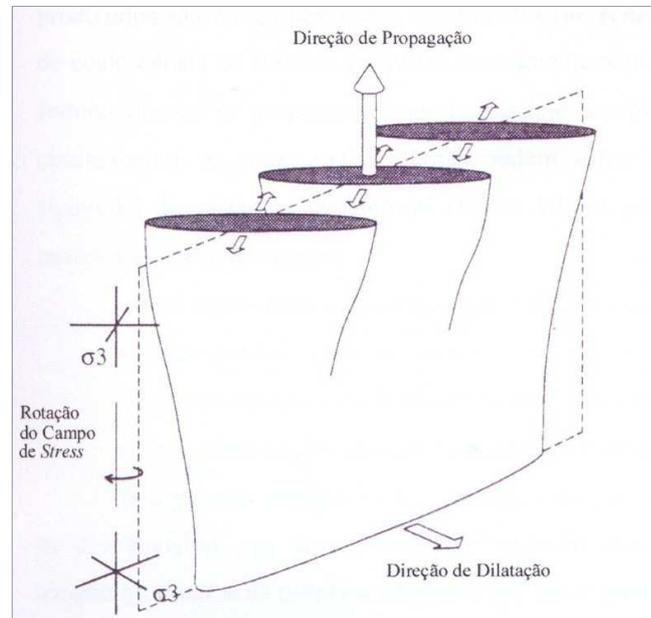


Figura 21 - Segmento de dique distensional se quebra em segmentos escalonados quando o campo de stress gira na direção de propagação.

Fonte: HOEK, 1991.

Diques em zigue-zague: Caracterizados pela dilatação normal à superfície envoltória e oblíqua aos segmentos. Estes segmentos de fratura podem ser planos estruturais de fraqueza das encaixantes reativados, tendo esses segmentos, uma orientação pré-determinada, ou fraturas neoformadas, onde se espera uma gama de orientações (HOEK, 1991).

Como podemos constatar, são diversos os parâmetros a serem observados a fim de utilizar os diques como indicadores de paleotensões. Sabe-se que estas se tratam de situações hipotéticas que nem sempre se encontram tão bem definidas em campo, o que demonstra a complexidade de tal método, porém uma observação apurada e sistemática de todas as feições envolvidas na intrusão do dique permitirá resultados consistentes e confiáveis, como demonstra o trabalho de Corrêa Gomes (2001), onde ele compara, com sucesso, os modelos teóricos aos resultados de campo.

3.2 Junção Tríplice e rifteamento

O processo de ruptura continental e posterior formação de margens passivas seguem segundo burke (1973) uma sequência evolucionária a partir do soergimento seguido de início do rifteamento e implantação da junção tríplice com a ruptura do continente. O mecanismo que leva ao início do rifteamento ainda é alvo de discussão, sendo a hipótese mais aceita, a presença de um *hot spot*, fonte de calor para dar início ao soergimento.

O modelo de rifteamento por junção tríplice do tipo rift-rift-rift (RRR) consiste na formação de três braços de rifte, separados por um ângulo de aproximadamente 120°, onde dois deles prosseguirão com a separação enquanto o terceiro acaba por cessar seu desenvolvimento.

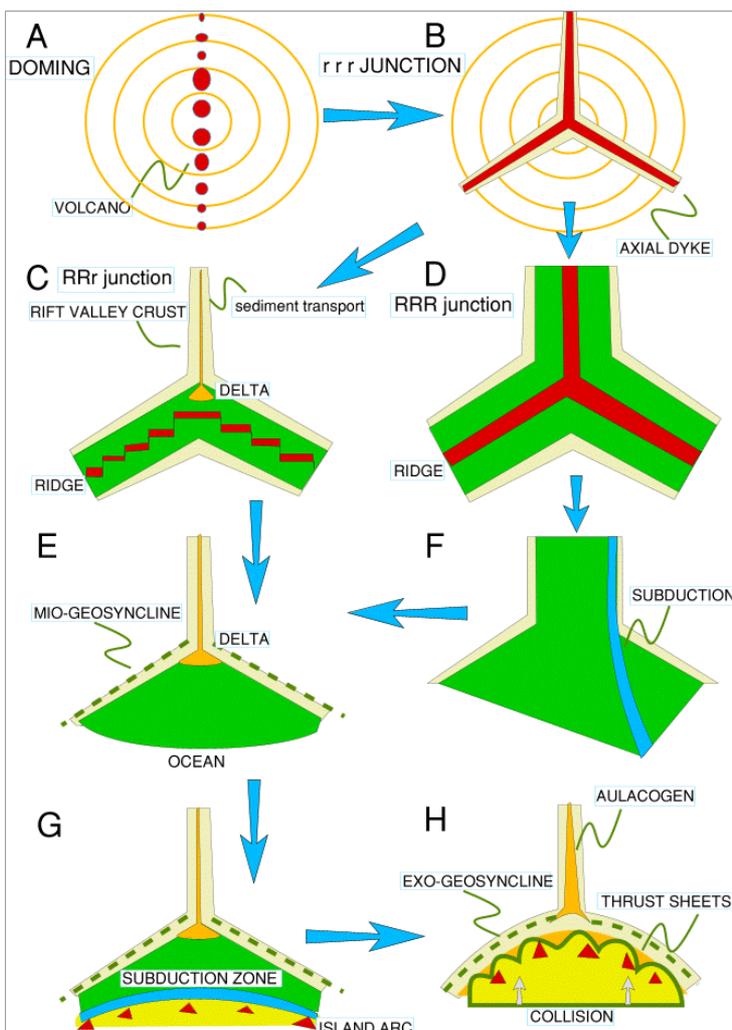


Figura 22 - Esquema da origem e evolução de uma junção tríplice gerada por uma pluma. A) Domeamento provocado pela presença da pluma. B) Formação dos três segmentos de rift, formando uma junção tríplice do tipo rift-rift-rift. C) Desenvolvimento de somente dois segmentos, ficando o terceiro abortado, servindo de caminho preferencial de transporte sedimentar. (RRr) D) Desenvolvimento do rift com os três segmentos ativos. (RRR) E) Margem continental do tipo Atlântico com formação de delta na terminação do rift abortado. F) Um dos braços do RRR se fecha por subducção, deformando seus sedimentos. G) Formação de uma zona de subducção. H) Colisão da margem continental com a zona de subducção com preservação do aulacógeno

Fonte: Modificado de BURKE, 1973.

Burke (1973) propôs um esquema evolutivo para uma junção tríplice gerada por uma pluma (Figura 22) que pode ser dividido em quatro estágios:

1. Estágio Rift Valley, onde há formação inicial do gráben e soerguimento dômico por influência termal do “*Hot Spot*”.
2. Estágio juvenil, rifte com aproximadamente 50Ma, ainda sob influência termal predominante, porém com subsidência regional da plataforma externa e talude, podendo ainda haver formação de grábens.
3. Estágio maduro, onde a subsidência é mais efetiva, equivaleria ao atual estágio da Margem continental Atlântica.
4. Estágio de rompimento, com início de subducção e fim da evolução da margem continental.

Um dos interesses da presente dissertação é identificar elementos pertencentes a essa primeira fase do rifteamento, onde há forte influência do magmatismo, enfatizando a formação do que poderia ser o rifte abortado, representado pelo enxame de diques de Ponta Grossa, que junto aos enxames da Serra do Mar e Florianópolis constituiriam a junção tríplice Paraná, como já foi citado anteriormente. (Figura 23).

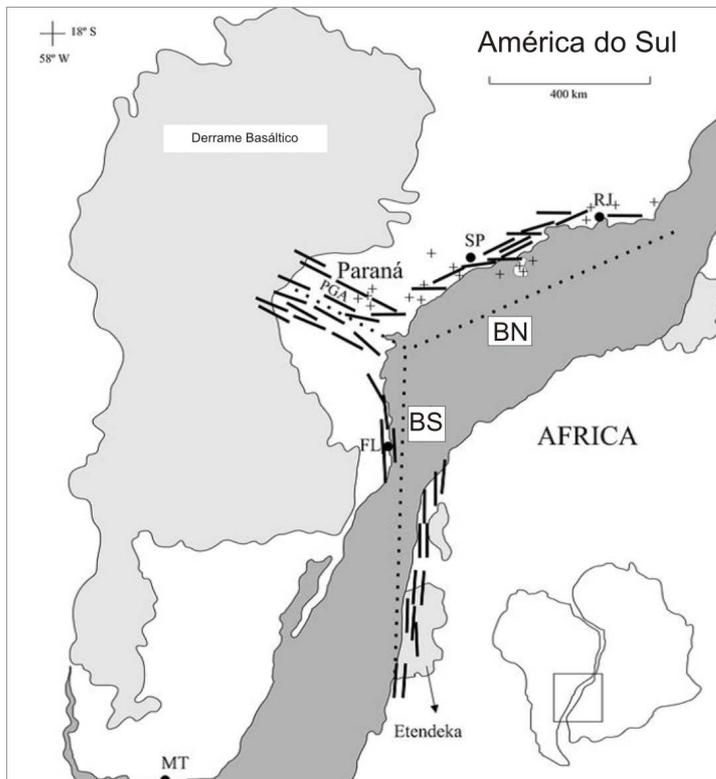


Figura 23 - Reconstrução Pré-rifte da América do Sul e África mostrando a junção tríplice Paraná e sua relação com os enxames de diques em ambos os continentes. PGA: Arco de Ponta Grossa; BN: Braço Norte; BS: Braço Sul
Fonte: Modificado de COUTINHO, 2008.

3.2.1 Análogo Africano

Extensivamente estudado, o análogo recente para o processo de rifteamento através do desenvolvimento de uma junção tríplice, é o que está em processo na África, onde são reconhecidos dois rifteamentos distintos que podem estar geneticamente ligados pela mesma pluma inicial. São usualmente chamados de rifte da Etiópia (RE) e do Leste Africano (WOOD, 2005), ambos caracterizados pela formação de um domo no relevo, causado pela ação termal da pluma mantélica. (Figura 24)



Figura 24 - Segmentos dos riftes do Leste Africano e Etiópia. Círculos tracejados destacam o domeamento do relevo. SRTM-Nasa.

Fonte: <http://geology.com/articles/east-africa-rift.shtml>

O mais desenvolvido é o RE, cujos segmentos seriam: Mar Vermelho, Golfo do Aden e o rifte da Etiópia propriamente dito, sendo este mais jovem, ligados pela junção tríplice de Afar. Este rifte também está associado à ocorrência de

magmatismo precedendo o rifte, já havendo geração de crosta oceânica nos segmentos do Mar Vermelho e Golfo de Aden (Figura 25).

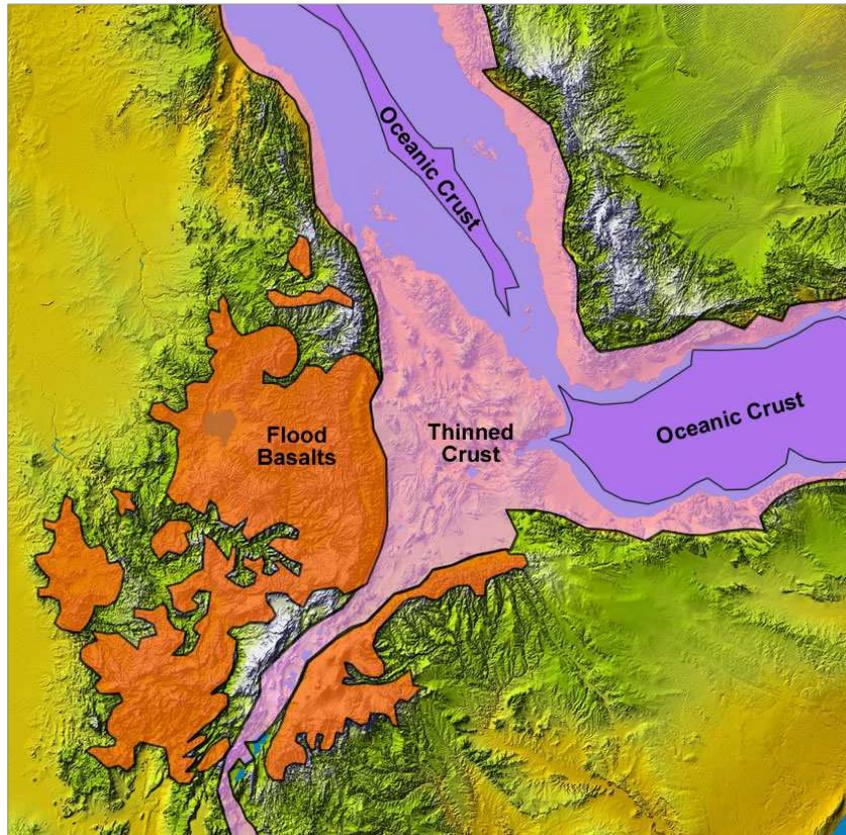


Figura 25 - Junção Tríplice na região de Afar – Etiópia, Destaque para o afinamento da crosta e implantação da crosta oceânica, e o derrame basáltico . SRTM-Nasa.

Fonte: <http://geology.com/articles/east-africa-rift.shtml>.

Porém apesar de ser o mais velho, o Golfo de Áden já dá sinais de término de atividade, sendo este o possível braço abortado do sistema (TESFAYE, 2003). As idades Ar/Ar obtidas mostram que o desenvolvimento dos dois primeiros segmentos teria se dado em torno de 35-27 Ma, enquanto o desenvolvimento do rifte da Etiópia teria se iniciado por sua porção Sul e central, se estendendo a Norte em 11 Ma quando encontrou os demais segmentos e formou a junção tríplice de Afar efetivamente.