

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS  
METAVULCÂNICAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS DO  
COMPLEXO METAMÓRFICO BRUSQUE, REGIÃO DA  
SERRA DA MISÉRIA, ITAPEMA, SC.**

**ROBERTO SACKS DE CAMPOS**

ORIENTADOR – Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

BANCA EXAMINADORA

Prof. Lauro Valentim Stoll Nardi – Instituto de Geociências, UFRGS

Prof. Léo Afraneo Hartman – Instituto de Geociências, UFRGS

Prof. Miguel Angelo Stipp Basei – Instituto de Geociências, USP

Dissertação de Mestrado apresentada  
como requisito parcial para a obtenção do  
Título de Mestre em Geociências.

Porto Alegre – 2007

**DEDICATÓRIA:**

Dedico esta dissertação ao meu grande amigo e orientador Ruy Paulo Philipp por suas excelentes idéias, fundamentais para o desenvolvimento desta dissertação.

**AGRADECIMENTOS:**

Gostaria de agradecer aos geólogos Andréia Sander (CPRM), João Ângelo Toniolo (CPRM) e Flávio França Nunes da Rocha pela disposição de dados e informações. A Jacira pela revisão do Abstract. A toda equipe do CPGGeo (em especial ao Robertinho) pela assistência, aos professores do Programa de Pós Graduação pelas aulas ministradas e ao Laboratório de Preparação de Amostras pela ajuda.

Também gostaria de agradecer ao CNPq e ao projeto PRONEX-CNPq/FAPERGS (Nº 04/0825-3) por todo suporte financeiro.

**RESUMO:**

O Complexo Metamórfico Brusque (CMB) é uma das principais unidades do Cinturão Tijucas em Santa Catarina. Na região de Itapema este complexo é composto por uma associação de metassedimentos com ocorrência subordinada de rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas. Estas rochas estão expostas na forma de quatro corpos principais com espessuras métricas a decimétricas intercalados com metapelitos, quartzitos e xistos calci-silicáticos. As rochas máficas estão representadas por metabasaltos e anfibólio xistos e as rochas ultramáficas por xistos magnesianos, sendo interpretadas como fluxos máficos intercamadados. São reconhecidas texturas blastoporfíricas e blastoamigdaloidais. Geoquimicamente são reconhecidas duas suítes vulcânicas compostas por basaltos toleíticos e basaltos komatiíticos do tipo hiperstênio-normativo e com distinta composição de elementos traços. A composição geoquímica e os padrões de elementos traços mantélicos normalizados apresentam feições características de basaltos toleíticos continentais e sugerem fontes mantélicas enriquecidas em elementos crustais. As relações de campo, geoquímicas e a composição dos protólitos indicam que os corpos de rochas máficas e ultramáficas estudados foram provavelmente originados no mesmo ambiente tectônico. Estes corpos representam episódios vulcânicos gerados em um rifte continental de idade paleo a mesoproterozóica. Dentro do contexto regional, a formação das unidades vulcânicas e dos metassedimentos do Complexo Metamórfico Brusque marca um período de fragmentação da antiga crosta continental Paleoproterozóica representada nesta região pelos gnaisses do Complexo Granulítico de Santa Catarina e do Complexo Camboriú.

*Palavras-chave:* Escudo Catarinense, Cinturão Tijucas, Complexo Metamórfico Brusque, Serra da Miséria, Metabasaltos, Geoquímica

**ABSTRACT:**

Brusque Metamorphic Complex is one of main units of the Tijucas belt in Santa Catarina. In Itapema region this complex is composed by metasedimentary association with subordinate presence of mafic and ultramafic metavolcanic rocks. The metavolcanic units are exposing like four bodies of metric to decametric thickness interlayered with metapelites, quartzites and calc-silicate schists. The mafic rocks are represented by metabasalts and amphibole schists and the ultramafic rocks by magnesian schists. These rocks are interpreted as interlayered mafic flows. Blastoporphyritic and blastoamigdaloidal textures are recognized in metabasalts. Geochemically are identified two volcanic suites composed by tholeiitic basalts and komatiitic basalts of hy-normative type with distinct trace elements characteristic. The chemical composition and normalized mantelic trace elements present typical features of continental tholeiitic basalts and suggests crustal elements enriched mantelic sources. The field relations, geochemistry and protolith composition indicates that studied mafic and ultramafic bodies were probably originated in the same tectonic environment. These bodies represent volcanic episodes generated in a continental rift of paleo to mesoproterozoic age. Into the regional context, the formation of volcanogenic and metasedimentary units of Brusque Metamorphic Complex mark a period of fragmentation of ancient paleoproterozoic continental crust represented in this region by gneisses of Santa Catarina Granulitic Complex and by Camboriú Complex.

*Keywords: Catarinense Shield, Tijucas Belt, Brusque Metamorphic Complex, Serra da Miséria, Metabasalts, Geochemistry*

**LISTA DE FIGURAS:**

	<b>Pg.</b>
<b>Figura 1</b> – Mapa geológico-geotectônico do Escudo Catarinense (modificado de Hartmann & Fernandes 2000)	13
<b>Figura 2</b> – Modelos de riftamento ativo versus passivo	21
<b>Figura 3</b> – Modelos esquemáticos mostrando as diferenças entre MORB tipo N e tipo P	24
<b>Figura 4</b> – Modelo simplificado do magmatismo intra-placas	26
<b>Figura 5</b> – Modelos para o desenvolvimento de uma bacia de “back-arc”	31
<b>Figura 6</b> –Mapa da porção sul da Plataforma Sul Americana com principais unidades geotectônicas (Modificado de Chemale Jr. 2000)	43
<b>Figura 7</b> – Mapa geológico da região entre Itajaí e Tijucas (UFRGS, 2000)	47
<b>Figura 8</b> – Mapa geológico da região da Serra da Miséria com indicação dos corpos do Sertão do Valongo e do Sertão de Santa Luzia, e localização da seção geológica da figura 9	52
<b>Figura 9</b> – Seção geológica esquemática Rio Campo Novo-Sertão de Santa Luzia, mostrando a disposição dos corpos máficos e ultramáficos e os principais elementos estruturais	53
<b>Figura 10</b> – Principais estruturas observadas nas rochas máficas do Complexo Metamórfico Brusque	54
<b>Figura 11</b> – Mapa geológico de Itapema, destacando a localização dos corpos máficos e ultramáficos	56
<b>Figura 12</b> – Diagramas de frequência de dados estruturais do CMB e das rochas metamáficas	57
<b>Figura 13</b> – Principais feições microestruturais e texturais associadas com as rochas metamáficas	62
<b>Figura 14</b> – Principais feições microestruturais e texturais associadas com as rochas metaultramáficas e xistos calci-silicáticos	65
<b>Figura 15</b> – Diagramas de variação dos elementos maiores (%) utilizando # Mg como índice de diferenciação	68
<b>Figura 16</b> – Diagramas de variação dos elementos menores e traços (ppm) utilizando # Mg como índice de diferenciação	69

- Figura 17** – Diagrama álcalis total versus sílica (TAS – Le Bas et al. 1986) contendo as amostras das rochas máficas e ultramáficas da região de Itapema 70
- Figura 18** – Diagrama  $FeO+TiO_2-Al_2O_3-MgO$  de Jensen (1986) para as amostras de rochas máficas e ultramáficas estudadas 71
- Figura 19** – Disposição das rochas máficas e ultramáficas da região de Itapema no diagrama de Irvine & Baragar (1971) 71
- Figura 20** – Diagrama  $(Zr/TiO_2)$  versus  $SiO_2$  de Winchester & Floyd (1977) contendo as amostras das rochas máficas e ultramáficas da região de Itapema 72
- Figura 21** – Abundância dos Elementos Terras Raras das rochas máficas e ultramáficas da região de Itapema normalizados pelo condrito (Sun, 1982) 73
- Figura 22** – Diagrama multi-elementares normalizados pelo condrito (Sun, 1982) para as amostras de rochas máficas e ultramáficas estudadas 73
- Figura 23** – Disposição das amostras de rochas máficas e ultramáficas da região de Itapema no diagrama  $Ti/100-Zr-Yx3$  de Pearce & Can (1973) 74
- Figura 24** – Diagrama  $Zr-Zr/Y$  de Pearce & Can (1973) para as amostras de rochas estudadas 75
- Figura 25** – Disposição das amostras de rochas máficas e ultramáficas da região de Itapema no diagrama  $Hf/3-Th-Ta$  (Wood, 1980) 75
- Figura 26** – Disposição das amostras de rochas máficas e ultramáficas da região de Itapema no diagrama  $Hf/3-Th-Nb/16$  (Wood, 1980) 76
- Figura 27** – Diagrama  $Nbx2-Zr/4-Y$  de Meschede (1986) para as amostras de rochas estudadas 76

**LISTA DE TABELAS:**

	<b>Pg.</b>
<b>Tabela 1</b> – Classificação de bacias sedimentares	15
<b>Tabela 2</b> –Análises modais dos minerais constituintes das rochas máficas, ultramáficas e calci-silicáticas ocorrentes na região estudada	59
<b>Tabela 3</b> - Composição representativa dos elementos maiores e traços das amostras selecionadas de rochas máficas e ultramáficas ocorrentes na região estudada	66

## SUMÁRIO:

	<b>Pg.</b>
1. TEXTO EXPLICATIVO DA ESTRUTURA DE DISSERTAÇÃO	11
2. INTRODUÇÃO	12
2.1 Objetivos	12
2.2 Exposição do Problema	12
2.3 Revisão Conceitual	14
2.3.1 Introdução	14
2.3.2 Classificação das Bacias Sedimentares	15
2.3.3 Magmatismo em Bacias Sedimentares Associadas a Ambientes Divergentes	18
2.3.3.1 Rifts Continentais	18
2.3.3.2 Platôs Continentais de Derrames Basálticos Toleíticos	21
2.3.3.3 Cordilheiras Meso-Oceânicas	22
2.3.3.4 Ilhas Oceânicas	24
2.3.4 Magmatismo em Bacias Sedimentares Associadas a Ambientes Divergentes	26
2.3.4.1 Sistemas Arco-Fossa	26
2.3.4.2 Arcos de Ilha	27
2.3.4.3 Margens Continentais Ativas	28
2.3.5 Bacias Sedimentares Relacionadas	29
2.3.5.1 Bacias de Forearc	29
2.3.5.2 Bacias de Intra-Arco	29
2.3.5.3 Bacias de Back-Arc	29
2.3.6. Aplicação de Diagramas Discriminantes em Geoquímica	31
2.3.6.1 Introdução	31
2.3.6.2 Fatores a Serem Considerados na Análise de Diagramas Discriminantes	33
2.3.6.3 Diagramas Discriminantes Baseados em Elementos Maiores	34
2.3.6.4 Diagramas Discriminantes Baseados em Elementos Menores	34
2.3.6.5 Diagramas Discriminantes Baseados em Elementos Traço	35
2.4 Metodologia	35

2.5 Análise Integradora	37
2.5.1 Referências bibliográficas (revisão conceitual)	38
3. CORPO PRINCIPAL	42
3.1 Introdução	42
3.2 Metodologia de Trabalho	44
3.3 Contexto Geológico Regional	45
3.4 Geologia dos Corpos Máficos e Ultramáficos	50
3.4.1 Sertão do Valongo	51
3.4.2 Sertão de Santa Luzia	53
3.4.3 Costão Norte de Itapema (Ponta do Engodo)	54
3.4.4 Meia Praia (Itapema)	55
3.4.5 Dados Estruturais	56
3.5 Petrografia das Rochas Metamáficas e Ultramáficas	58
3.5.1 Metabasaltos	60
3.5.2 Xistos Máficos	63
3.5.3 Xistos Magnesianos	64
3.6 Litogeoquímica	65
3.7 Considerações Finais	77
3.8 Referências bibliográficas	79
ANEXO-A: Mapa de localização dos pontos investigados	84
ANEXO-B: Carta de aceite do artigo na Revista Brasileira de Geociências	85

## **1. TEXTO EXPLICATIVO DA ESTRUTURA DE DISSERTAÇÃO**

Este trabalho consiste em uma dissertação de mestrado sob forma de artigo científico e foi elaborada segundo a estrutura apresentada pelo Programa de Pós Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul PPG-UFRGS. Sendo assim esta é constituída por duas partes: introdução e corpo principal.

Introdução: contém o objetivo do trabalho, exposição do problema, revisão conceitual abrangendo o tema do trabalho, metodologia de trabalho, análise integradora dos resultados e, por fim, as referências bibliográficas da revisão conceitual.

Corpo Principal: consiste de um artigo científico submetido a Revista Brasileira de Geociências.

Anexos: A- Mapa de localização dos pontos investigados

B- Carta de aceite do artigo na Revista Brasileira de Geociências.

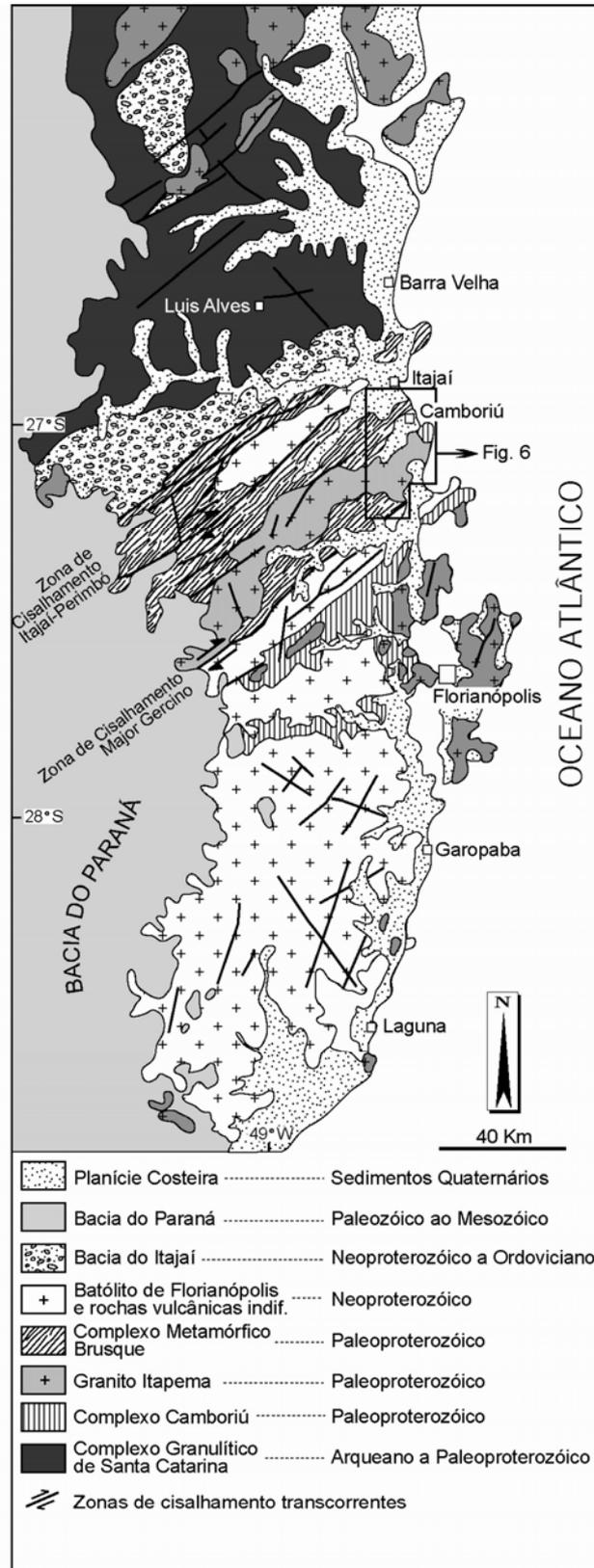
## 2. INTRODUÇÃO

### 2.1 Objetivos

O objetivo deste trabalho é a caracterização petrográfica e geoquímica dos corpos de rochas metamórficas ocorrentes na região de Itapema. Esta caracterização teve como base o mapeamento geológico acompanhado de análise petrográfica dos minerais, texturas e microestruturas, e de levantamentos estruturais regionais e locais. Os levantamentos geoquímicos das rochas máficas e ultramáficas procuraram caracterizar a série magmática e o ambiente de formação do Complexo Metamórfico Brusque (CMB) por intermédio da aplicação de diagramas bivariantes, discriminantes, de elementos terras raras e multi-elementares.

### 2.2 Exposição do Problema

O Complexo Metamórfico Brusque (CMB) está localizado na porção leste do Escudo Catarinense e estende-se como uma faixa alongada para NE-SW por cerca de 75 km de extensão e 45 km de largura máxima (**fig. 1**). Os limites do CMB são definidos, a noroeste pela Zona de Transcorrência Itajaí-Perimbó e a sudeste pela Zona de Cisalhamento Major Gercino. O CMB faz contato a noroeste com as seqüências vulcanossedimentares de cobertura tardi a pós-brasiliana (Bacia do Itajaí), a norte com as rochas paleoproterozóicas do Complexo Granulítico de Santa Catarina, e a sul e sudeste com rochas graníticas brasilianas. Esta faixa de exposição do CMB é interrompida pela intrusão de granitóides pré-Brasilianos (Leucogranitos Peraluminosos e Granito Itapema; UFRGS, 2000) e pelos granitóides brasilianos Compra Tudo (UFRGS, 2000), Valsungana e Serra dos Macacos (UFRGS, 2000). O CMB apresenta quatro fases de deformação sobrepostas a partir de uma superfície sedimentar  $S_0$ . As duas primeiras fases são caracterizadas por estruturas de baixo ângulo, relacionadas a um evento de empurrão, gerando estruturas de dúcteis de fácies xistos verdes inferior a anfibolito inferior. As duas últimas fases estão relacionadas a um evento transcorrente que gera estruturas dúcteis-rúpteis acompanhada de um metamorfismo incipiente de fácies xistos verdes inferior muito localizado.



**Figura1** – Mapa geológico-geotectônico do Escudo Catarinense, com indicação da figura 6. (modificado de Hartmann & Fernandes 2000).

A integração de dados de campo, petrológicos e litogeoquímicos é fundamental para a caracterização paleoambiental completa deste complexo, já que os processos deformacionais e metamórficos que afetaram esta bacia durante um ciclo colisional de idade brasileira (UFRGS, 2000; Philipp *et al.* 2001a,b; 2004), aliados a pouca área de exposição das rochas, impossibilitam a determinação do ambiente formador do CMB por métodos não relacionados a estes.

## **2.3 Revisão Conceitual:**

### **O Magmatismo em Bacias Sedimentares e a Aplicação de Diagramas Discriminantes em Geoquímica**

#### **2.3.1 Introdução**

O estudo de bacias sedimentares é fundamental para uma reconstituição paleoambiental e geotectônica de um ambiente. Segundo Dickinson 1974: “A evolução de uma bacia sedimentar pode ser vista como resultado de uma sucessão bem definida de ambientes de tectônica de placas e interação de placas, cujos efeitos são mesclados em um contínuo desenvolvimento associados com as variações do nível do mar”.

Segundo Miall (1990), uma bacia sedimentar é interpretada como uma área de subsidência prolongada da superfície terrestre, localizadas nas margens ou no interior das placas tectônicas. Estas depressões onde os sedimentos acumulam são formadas a partir de desequilíbrios oriundos da distribuição das tensões atuantes na litosfera. O sedimento é trazido de áreas adjacentes mais elevadas, denominadas de áreas-fonte (Chang, 1992)

O termo bacia é refere-se a qualquer sucessão de camadas de origem sedimentar e/ou vulcânica. Alguns destes são acumulados devidos a subsidência de um substrato raso (substrato afundante), enquanto outros são resultado do preenchimento de espaço abaixo do nível de base (geralmente nível do mar). O padrão de deposição de uma bacia, segundo Galloway (1989), é controlado pela dinâmica da eustasia, aporte de sedimentos terrígenos e tectônica. Algumas bacias estão bem acima do nível do mar, geralmente cercadas de terrenos montanhosos que sobem mais rápido que a bacia; resultando em uma subsidência relativa da bacia. Em contraste, todas as bacias oceânicas maduras são “buracos” preenchidos por sedimentos independente da subsidência tectônica. Os movimentos de soerguimento e subsidência da superfície superior da crosta podem ser

induzidos pelos seguintes processos (Dickinson, 1974, 1976, 1995): afinamento crustal causado por estiramento, erosão e retirada de magmas, espessamento do manto litosférico por esfriamento, carga sedimentar e vulcânica, atuação tectônica, efeitos dinâmicos do fluxo astenosférico e densificação da crosta. Afinamento crustal predomina em ambientes distensivos, ao passo que o espessamento litosférico é mais importante em ambientes intra-placa originados em limites divergentes de placas. A carga sedimentar é mais importante em áreas de alto fluxo de sedimento, principalmente onde a crosta oceânica está adjacente a grande deltas (ex. bancos continentais e bacias oceânicas remanescentes). A carga tectônica predomina em ambiente do tipo ante-país (*foreland*), onde a flexão litosférica pode resultar, em ambientes distais, tanto em subsidência quanto em soerguimento. Virtualmente todos os ambientes passam por uma combinação complexa de processos deformacionais.

### 2.3.2 Classificação das Bacias Sedimentares

A classificação mais abrangente de bacias sedimentares está relacionada aos processos de tectônica de placas e foi proposta originalmente por Dickinson (1974, 1976): “a tectônica de placas dá ênfase a movimentos horizontais da litosfera, que induzem movimentos verticais devido a modificações de espessuras, características termais e reajustes isostáticos da crosta. Estes movimentos verticais causam a formação de bacias sedimentares, soerguimento de áreas-fonte, e reorganização das trajetórias de dispersão”. Os controles primários da evolução das bacias são a base da classificação. Estes são: tipo de substrato, proximidade de limite de placa(s) e tipo de limite de placa. Os tipos de substrato incluem crosta continental, crosta oceânica, crosta transicional e crosta anômala. Os tipos primários de limites de placas são: divergente, convergente e transformante; ambientes intra-placa e híbridos também são comuns. A tabela 1 sumariza os principais tipos de bacias e o ambiente tectônico associado.

**Tabela 1** - Classificação de bacias sedimentares (modificado a partir de Dickinson, 1974b, 1976a e Ingersoll, 1988b)

#### **Ambiente Tectônico Divergente**

Vale de rift continental

Rift contido em crosta continental, muitas vezes associado com vulcanismo bimodal

Depressão rift proto-oceânica Pequena bacia oceânica com assoalho de crosta oceânica e limitada por margens continentais de rift e jovens

### **Ambiente Geotectônico Intraplaca**

Elevação (*rise*) e terraço (*terrace*) continental Margens continentais riftadas maduras, em ambiente geotectônico intra-placa, na interface continente-oceano

Banco (*embankment*) Cunha sedimentar progradacional formada fora dos limites de margem continental riftada

Bacia intracratônica Ampla bacia cratônica sobre assoalho que contém rift fóssil na zona axial

Plataforma (*Continental platform*) Cráton estável coberto por sedimentos finos e de grande extensão

Bacia oceânica em atividade Bacia sobre assoalho de crosta oceânica, que não está abrindo ou subductando (sem limite ativo de placa dentro ou próximo da bacia)

Ilha oceânica, cadeia asísmica e platô Prismas sedimentares e plataformas formadas em ambiente geotectônico intra-oceânico (arco magmático não incluído)

Bacia oceânica dormente Bacia sobre assoalho de crosta oceânica, que não está abrindo ou subductando (sem limite ativo de placa dentro ou próximo da bacia)

### **Ambiente Geotectônico Convergente**

Bacia de fossa Profunda depressão formada pela subdução de litosfera oceânica

Bacia do talude da fossa Depressão estrutural localizada, formada sobre o complexo de subdução

Bacia defronte ao arco (*forearc*) Bacia dentro do intervalo arco-fossa

Bacia intra-arco	Bacia ao longo da plataforma do arco, e que inclui vulcões superpostos
Bacia retro-arco ( <i>backarc</i> )	Bacia oceânica atrás de arco magmático intra-oceânico (inclui bacia inter-arco, entre arco ativo e dormente), e bacia continental atrás de arco magmático de margem continental que não contenha cinturão dobra-empurrão de ante-país ( <i>joreland foldthrust</i> )
Bacia de ante-país retro arco ( <i>retroarc foreland</i> )	Bacia de ante-país no lado continental de sistema arco-fossa de margem continental (formada por compressão e/ou colisão relacionada a subdução)
Bacia oceânica remanescente ( <i>remnant</i> )	Bacia oceânica minimizada, retida entre margens continentais colisionais e/ou sistemas arco-fossa, e que em última instância é subductada ou deformada em cinturão de sutura
Bacia de ante-país periférica ( <i>peripheral foreland</i> )	Bacia de ante-país acima de margem continental riftada e que foi subductada durante colisão crostal (tipo primário de ante-país relacionado a colisão)
Bacia <i>piggyback</i>	Bacia formada e transportada em cima de fatias de empurrão ( <i>thrust sheets</i> ) em movimento
Bacia intermontana de ante-país ( <i>joreland intermontane</i> ou <i>broken foreland</i> )	Bacia formada entre soerguimentos com núcleos de embasamento, em ambiente de ante-país

**Ambiente Geotectônico Transformante** (e bacias relacionadas a falhas transcorrentes)

Bacia transtensional	Bacia formada por extensão ao longo de sistema de falhas direcionais ( <i>strike-slip</i> )
Bacia transpressional	Bacia formada por compressão ao longo de sistema de falhas direcionais ( <i>strike-slip</i> )
Bacia transrotacional	Bacia formada por rotação de bloco crustal ao redor de eixo vertical dentro de sistema de falhas direcionais ( <i>strike-slip</i> )

### **Ambiente Geotectônico Híbrido**

Bacia intra-continental distal (wrench) distal ( <i>wrench</i> )	Vários tipos de bacias formadas dentro e sobre crosta continental, devido a processos colisionais distantes
Aulacógeno	Antigo rift falhado, posicionado em ângulo alto com relação a uma margem continental, e que foi reativada durante tectônica convergente; formam ângulo alto com relação a um cinturão orogênico
Impactógeno	Rift formado em ângulo alto com relação a um cinturão orogênico, sem história pré-orogênica (contrasta com aulacógeno)
Bacia sucessora	Bacia formada em ambiente intermontano, após o fim da atividade orogênica ou tafrogênica local

Tendo em vista o enfoque deste trabalho, serão revisados as características geoquímicas das séries magmáticas extravasadas em bacias sedimentares nos diversos tipos de ambientes tectônicos.

### **2.3.3 Magmatismo em Bacias Sedimentares Associadas a Ambientes Divergentes**

### 2.3.3.1 Rifts Continentais

Zonas de rifts continentais são áreas de extensão litosférica localizada, caracterizada por uma depressão central, flancos soerguidos e adelgaçamento da crosta sotoposta. Fluxo térmico elevado, amplas zonas de soerguimento regional e magmatismo são freqüentemente associados a estruturas deste tipo. Em geral possuem algumas dezenas de quilômetros de largura por algumas centenas de quilômetros de extensão.

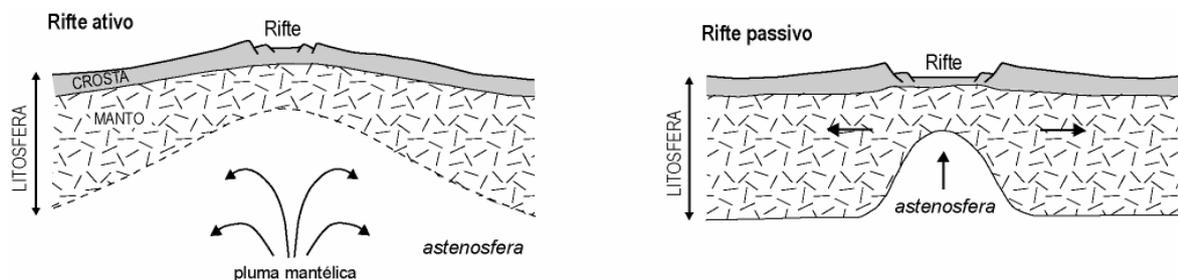
Os Rifts continentais constituem bacias formadas por esforços distensivos que não evoluíram para um proto-oceano. Seu posicionamento é marcado por falhas de colapso gravitacional (normais tipo lítricas). Segundo Gabaglia & Milani (1991) são bacias alongadas e estreitas, com perfil transversal assimétrico.

Os rifts são caracterizados por sedimentação clástica terrígena imatura e química, caso haja inundação por águas marinhas. A geometria dos depósitos geralmente forma espessas cunhas clásticas, podendo vir a formar lagos, deltas, rios e leques aluviais e deltaicos (Frostick & Steel, 1993). O centro da bacia pode ser ocupado por lagos, podendo esses ser perenes ou efêmeros (com depósitos evaporíticos), dependendo do clima. Sistemas fluviais podem desenvolver-se na parte central da bacia (Leeder & Gawthorpe, 1987). Sem a abertura oceânica, a espessura máxima de sedimentos chega a 7-8 Km.

Os Rifts são classificados, conforme seu mecanismo de formação, em dois grandes grupos: rift ativo e rift passivo (**fig. 2**). Riftamento ativo exige a presença de uma pluma convectiva ascendente na base da litosfera em uma época anterior a distensão crustal (Sengör & Burke, 1978). Talvez este processo venha a resultar em um afinamento convectivo da litosfera de baixo para cima, podendo ser por processo termal (devido ao aumento da entrada de calor, que desloca a isoterma do *solidus* para cima) ou por um processo mecânico (devido a remoção de material da base da litosfera). O afinamento litosférico deve causar o soerguimento topográfico de vários quilômetros sem, no entanto, causar distensão significativa das rochas supracrustais; dessa forma, a crosta só será afinada de forma significativa se a base da litosfera ascende acima do limite manto-crosta (Keen & Beaumont, 1990). Rifts passivos da interação de tensões distensivas diferenciais na litosfera, ocorrendo o afinamento litosférico, causando a ascensão da litosfera abaixo da região de espessura crustal mais fina (Sengör & Burke, 1978; Condie,

1988). Conforme Frostick e Steel (1993), rifts ativos e passivos devem ser distinguidos com base em sua história sedimentar, embora muitos rifts possuam feições diagnósticas de ambos os tipos. Os rifts ativos devem ter discordâncias erosionais em seu assoalho; o padrão centrífugo da drenagem da etapa inicial deve resultar em redução drástica da sedimentação clástica, apesar de que pode haver compensação por sedimentação vulcanogênica. Ao contrário, não se formam discordâncias em rifts passivos, e a subsidência inicial torna o padrão de drenagem centrípeto ou axial. Um volumoso vulcanismo básico deve ocorrer nos primeiros estágios de rifts ativos, e somente mais tarde, após significativa distensão crustal, em rifts passivos. Rifts ativos com alta atividade vulcânica diferenciam-se dos com baixa atividade vulcânica (correspondente aos rifts passivos) no espectro composicional dos magmas extravasados e também no grau de alcalinidade dos magmas primordiais. Em geral, os rifts de alta atividade vulcânica são caracterizados pela erupção de magmas basálticos alcalinos a subalcalinos e seus diferenciados. Rifts passivos se caracterizam por erupsões de magmas básicos e ultrabásicos mais alcalinos. Nos rifts de alta atividade existe uma relação aparentemente próxima entre as características químicas de magmas básicos e ácidos extravasados contemporaneamente no mesmo setor de rift. Desta maneira fonolitos estão associados a nefelinitos e basanitos, traquitos com basaltos alcalinos e riolitos peralcalinos com basaltos subalcalinos. Isto sugere que os magmas ácidos podem ser produzidos pela cristalização fracionada dos basaltos associados. A ausência de termos intermediários em meio a uma seqüência fortemente bimodal era um argumento utilizado no passado contra a teoria da cristalização fracionada. Entretanto, para algumas destas suítes bimodais, existem fortes evidências geoquímicas (elementos traços e isótopos radiogênicos) indicando que as rochas crustais influenciam na petrogênese dos membros mais ricos em sílica. Membros mais ácidos possuem uma razão elevada de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , indicando uma contaminação crustal. De maneira contrária, os membros mais básicos apresentam taxas de Sr compatíveis com os MORB e OIB. Também é possível atribuir à variação isotópica (Sr, Nd e Pb) a heterogeneidade da fonte mantélica (Condie, 1988; Wilson, 1989). Rochas associadas a rifts continentais, em geral, apresentam altas concentrações de LILE (Large Ion Lithophile Element) e enriquecimento em elementos terras raras leves quando comparados com MORB. Os membros finais básicos apresentam baixa concentração de elementos traços compatíveis, como Ni, por exemplo. As taxas de Nb/Zr, Ce/Zr, La/Zr e Rb/Zr são constantes, mesmo com amostras com variação do teor de sílica, sugerindo

uma associação sem contaminação crustal. (Lippard, 1973; Wilson, 1989, com base em dados do leste africano).



**Figura 2** – Modelos de riftamento ativo (predomínio de rochas vulcânicas) versus passivo (predomínio de rochas sedimentares) (Wilson, 1989).

### 2.3.3.2 Platôs Continentais de Derrames Basálticos Toleíticos

Segundo Wilson (1989) platôs continentais de derrames basálticos toleíticos são áreas onde o continente foi coberto por um vasto, adelgado e lateralmente extensivo fluxo de lava basáltica em diversos estágios durante os últimos 1000 Ma, mais aparentemente alimentado por fissuras que por um orifício vulcânico. Um exemplo próximo deste tipo de derrame é constituído pelos derrames da Formação Serra Geral, da bacia do Paraná. A maioria dos derrames é composta por erupções de basaltos de afinidade toleítica, os quais mostram alguma semelhança em termos de mineralogia e geoquímica de elementos maiores com os do tipo MORB, embora as características de seus elementos traços possuam mais semelhança com aqueles de MORB enriquecido e toleíticos de ilha oceânica. A geoquímica de elementos maiores destas rochas vem sendo sujeita a muitas discussões. De maneira geral demonstram variações entre toleíticos baixo K, comparáveis com MORB, a basaltos levemente alcalinos, embora a maioria seja toleítica subalcalina com conteúdos de  $K_2O$  superiores a um MORB normal. A variação do conteúdo de sílica é freqüentemente restrito, e em alguns casos o MgO deve ser utilizado como índice de diferenciação. A maioria dos derrames basálticos, de maneira generalizada, é caracterizada por baixas concentrações de elementos traços compatíveis, como o níquel, o que apóia a hipótese de que estes não são magmas primários, mas foram submetidos ao fracionamento da olivina (pelo menos) em sua ascensão até a superfície. Este fracionamento tenderá a aumentar a incompatibilidade de elementos em magmas basálticos com relação aos magmas primários enriquecidos em MgO.

Existem dois caminhos para a evolução de um rift continental. O primeiro é quando o processo de riftamento é interrompido, formando bacias intracratônicas: rifts fósseis ou aulacógenos (Busby & Ingersoll, 1995). De outra maneira, os rifts podem evoluir e formar proto-oceanos. Segundo Busby e Ingersoll (1995) isto ocorre a partir do momento que há formação de crosta oceânica e entrada de água do mar na bacia, desta maneira constituindo um limite de placas do tipo divergente.

### 2.3.3.3 Cordilheiras Meso-Oceânicas

A evolução de um rift continental para um oceano gera uma bacia do tipo marginal atlântica, que de maneira generalizada pode ser descrita em duas secções: a mais central, que é constituída pelo rift (cordilheira meso-oceânica) onde se concentra quase toda atividade vulcânica; e outra correspondente a margem passiva, que é caracterizada por associações de arenitos marinhos, folhelhos e carbonatos. Existem discordâncias regionais que separam estes setores. Segundo Gabaglia & Milani (1991) estas discordâncias estão relacionadas a formação de ombreiras da fase pré e sin-rift da bacia em decorrência da subsidência térmica regional acompanhada de elevação flexural.

Proto-oceanos normalmente possuem uma crosta transicional, caracterizada por enxames de diques de composição básica. Segundo Gabaglia & Milani (1991.) a abertura ocorre a partir do momento que o topo da bacia encontra-se 2,5 km abaixo do nível do mar.

A cadeia meso-oceânica é composta por diversos segmentos segundo um eixo principal (Mutter *et al.*, 1988). Estes segmentos atuam de maneira independente, variando suas idades e o volume de lava. As discontinuidades crustais que separam estes segmentos migram ao longo do tempo e possuem influência direta no caráter estrutural e geoquímico da crosta oceânica formada. Os setores independentes são conectados lateralmente através de falhas transformantes.

Segundo Wilson (1989) o processo de formação de crosta oceânica é semelhante ao que ocorre ainda na fase continental: fusão por descompressão adiabática formando líquidos que são injetados nas fissuras estreitas da zona axial. Tipicamente, uma seção de crosta oceânica é formada por uma parte superior com sedimentação pelágica acompanhada de lavas almofadadas (pillow lavas), grandando para basaltos, gabros e seus equivalente sobre uma litosfera mantélica de composição lherzólítica. O tipo de lava básica gerada neste ambiente é denominada MORB (mid-ocean ridge basalts), e é

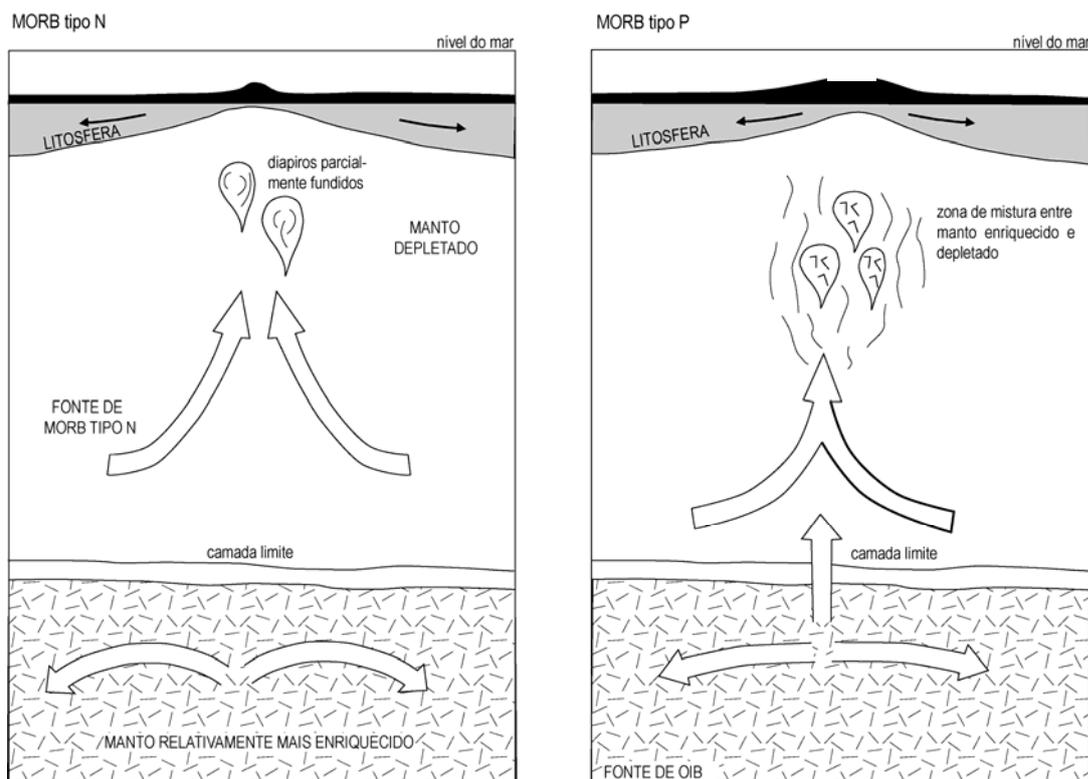
tipicamente toleítica a subalcalina. Composições alcalinas a transicionais são raras e estão associadas a montes submarinos cadeias assísmicas e zonas de fratura. Em termos de geoquímica de elementos maiores, os basaltos tipo MORB são muito similares com toleítos de ilhas oceânicas, de arcos de ilha e de províncias continentais. Entretanto quando comparados a estes mostram baixas concentrações de elementos incompatíveis, incluindo Ti, P e LILE (Large Íon Lithophile Element).

Dois tipos extremos de basaltos (MORB) são extravasados ao longo das cordilheiras meso-oceânicas:

1. Tipo NORMAL (N) – Empobrecido em elementos Terras Raras Leves (LREE) e elementos incompatíveis. Altas razões K/Ba, K/Rb, Zr/Nb e baixa razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .
2. Tipo PLUMA (P) – Menos empobrecido do que o tipo N em LREE e elementos incompatíveis. Com altas razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Razões de K/Ba, K/Rb, La/Ce e Zr/Nb mais baixas que aquelas dos toleítos de ilhas oceânicas (OIT).

Existe um contínuo espectro entre estes dois tipos principais. Os do tipo N parecem derivar de uma fonte mantélica superior (astenosfera) empobrecida, enquanto os do tipo P derivam de uma pluma mais enriquecida ou um componente de um ponto quente (*hot spot*). Tais heterogeneidades são um importante parâmetro na petrogênese dos MORB, principalmente se combinadas com a cristalização fracionada, a mistura de magmas, aos vários graus de fusão parcial e aos tipos distintos de mineralogia fonte residual.

Como representado na **figura 3**, o MORB tipo N é derivado pela fusão parcial de um material isotopicamente homogêneo, bem misturado em reservatórios magmáticos do manto superior, enquanto que os MORB do tipo P contêm variáveis quantidades de bolhas, com componentes de um reservatório isotopicamente heterogêneo, que é também a fonte dos basaltos de ilha oceânica (OIB – Ocean Island Basalts). Parte deste reservatório inferior pode representar uma composição quase primordial, enquanto outras partes podem representar materiais já reciclados e associados a placas subduzidas.



**Figura 3** – Modelos esquemáticos mostrando as diferenças entre MORB tipo N e tipo P, quanto a suas fontes composicionais. Os MORB tipo N são derivados da fusão parcial de um manto mais enriquecido. Os MORB tipo P são derivados de uma fonte contendo uma variedade composicional heterogênea, menos enriquecida misturada com uma fonte de MORB tipo N. Este reservatório mais profundo também é fonte de OIB (basaltos de ilhas oceânicas) (modificado de Wilson, 1989).

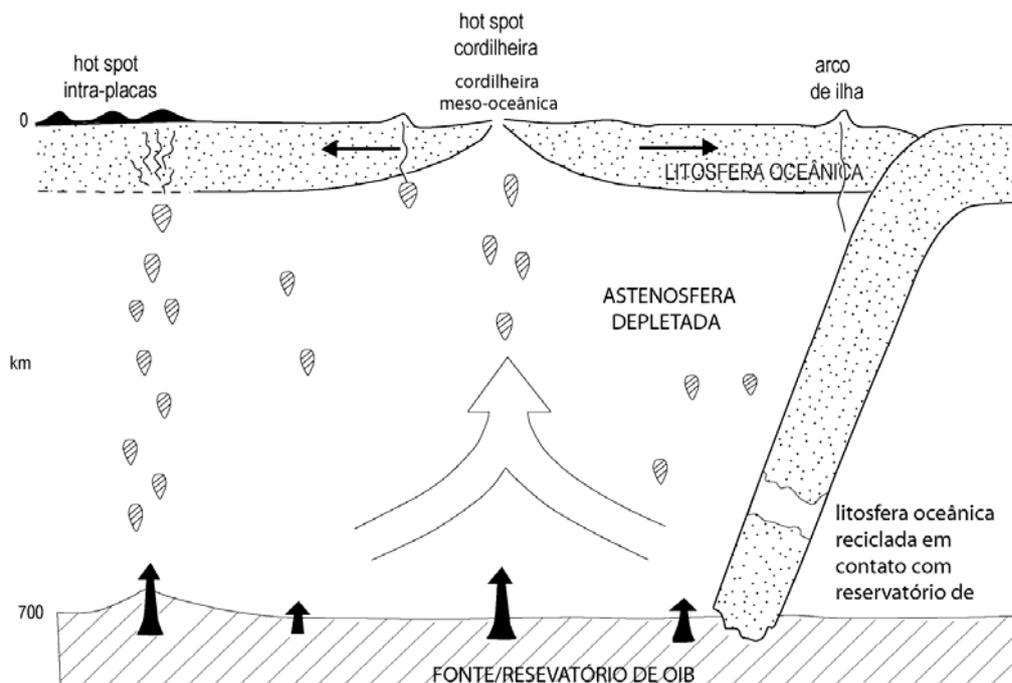
### 2.3.3.4 Ilhas Oceânicas

Segundo Wilson (1989), dentro de bacias oceânicas ocorrem numerosos montes submarinos e ilhas vulcânicas, localizados distalmente com relação aos limites de placas adjacentes. Montes submarinos são pequenas estruturas vulcânicas, morfologicamente similares a vulcões subaéreos de escudos, os quais preferencialmente, nunca crescem acima no nível do mar, e se crescem, são subseqüentemente erodidos. Aqueles situados próximos aos trópicos e que emergem próximos ao nível do mar são freqüentemente capeados por recifes de coral. Muitas destas estruturas são localizadas preferencialmente ao longo de zonas de fratura, que promovem condutos de ascensão magmática.

Em contraste, ilhas vulcânicas oceânicas são estruturas imensas subindo mais de 10 km acima do nível de base do fundo oceânico adjacente. Em bacias oceânicas da baixa velocidade de espalhamento como no Atlântico, ilhas vulcânicas tendem a ocorrer sozinhas ou em pequenos grupos, algumas vezes associadas com cordilheiras assímicamente submarinas. Em bacias de espalhamento rápido, como as do Pacífico, ocorrem na forma de cadeias lineares.

Neste ambiente são reconhecidas séries magmáticas toleíticas e alcalinas. Basaltos alcalinos estão freqüentemente mais distribuídos em flancos superiores e em cristas de ilhas e montes oceânicos. Entretanto, por comparação com as seqüências eruptivas de muitos vulcões havaianos, a porção submarina destes edifícios vulcânicos deve ser toleítica. Na Ilha Oceânica Reunião no oceano Índico, basaltos alcalinos são de fato sotopostos por basaltos toleíticos. Ainda, na ilha Galápagos (Pacífico), basaltos toleíticos e alcalinos são eruptados contemporaneamente.

Um modelo simplificado é mostrado na **figura 4**. Em termos de elementos maiores os basaltos de ilhas oceânicas (OIB) são muito semelhantes aos MORB, porém os primeiros são mais ricos em Cs, Rb, K, Ba, Pb, e Sr, sendo que quando alcalinos possuem uma quantidade destes elementos ainda maior que os tipos toleíticos, e são mais ricos em ETR<sub>L</sub> (Elementos Terras Raras Leves) do que ETR<sub>P</sub> (Elementos Terras Raras Pesados). O enriquecimento em Rb, Th, Nb, Ta, Ce e Sm indica contaminação crustal. Grandes variações em razões isotópicas ocorrem em função da heterogeneidade da fonte.



**Figura 4** – Modelo simplificado do magmatismo intra-placas. O modelo descreve dois limites do manto em que, a fonte de OIB é composta por uma mistura de manto primordial e crosta oceânica subductada reciclada. Diápiros ascendem da interface entre a fonte de OIB e a astenosfera empobrecida e sofrem fusão parcial na sua subida. As fusões parciais iniciais da astenosfera empobrecida irão se misturar com o produto da fusão da fonte mantélica de OIB. No *hot spot* central da cordilheira o componente fonte de OIB é significativamente menor, com relação ao componente astenosfera depletada do que no *hot spot* intra-placa (modificado de Wilson, 1989).

### 2.3.4 Magmatismo em Bacias Sedimentares Associadas a Ambientes Divergentes

#### 2.3.4.1 Sistemas Arco-Fossa

Estes sistemas são classificados em dois grandes grupos com relação à dinâmica de seus esforços: tipos distensivos, cuja distensão é favorecida quando o recuo da fossa é mais rápido que a migração da placa superior em direção a fossa (ex. arcos intraoceânicos do oeste do pacífico), e tipos compressivos, onde a placa cavalgante avança em direção à fossa mais rápido que o recuo da fossa (ex. Andes) (Busby &

Ingersoll, 1995). Também existem os sistemas neutros. Efeitos de segunda ordem incluem a probabilidade de que sistemas arco-fossa distensivos venham a gerar essencialmente magmatismo básico, com relevo baixo, sedimentos finos e fossas profundas. Em contraste, sistemas arco-fossa compressivos incluem magmatismo silicoso significativo, com relevo alto, sedimentos volumosos e fossas rasas. A maioria dos sistemas arco-fossa tem características intermediárias, geralmente incluindo movimentação transformante ao longo do alinhamento do arco.

Zonas de sistemas arco-fossa marcam lugares onde a litosfera oceânica é subductada em direção ao manto. Quando a convergência ocorre entre um limite de placa com crosta oceânica apenas, o sistema é chamado arco de ilha. Quando a interação é entre crosta continental e oceânica, o sistema é denominado margem continental ativa.

#### **2.3.4.2 Arcos de Ilha**

As rochas vulcânicas produzidas neste ambiente mostram uma variação temporal e espacial da composição química. Desta maneira, arcos imaturos são dominados por um vulcanismo basáltico toleítico, e a medida que evoluem tornam-se cálcico-alcalinos (basaltos toleíticos Alto Al), com membros intermediários a ácidos, sendo os últimos dois com estruturas vulcânicas tipicamente subaéreas. Em decorrência disto, esta variação também é observada espacialmente, com um relativo aumento progressivo no conteúdo de potássio a medida que distancia-se da zona de subducção (Wilson, 1989).

Em termos de elementos maiores, os basaltos de arco de ilha apresentam uma composição similar aos MORB e OIB, sendo distinguidos destes pelo conteúdo de  $TiO_2$ , que é mais baixo nos de arco de ilha. A distinção mais óbvia entre a maioria das séries magmáticas é o aumento no conteúdo alcalino total na seqüência: indicado pela transição entre toleítica – cálcico-alcalina – cálcico-alcalina de alto K – Shonsonítica, mostrando um aumento proporcional maior de  $K_2O$ .

Com relação a abundância de elementos traços, basaltos de ilha oceânica são comparados com N-MORB. Tipicamente, os basaltos de arco são caracterizados pelo enriquecimento seletivo de elementos incompatíveis de baixo potencial iônico (Sr, K, Rb, Ba e Th) e baixas abundâncias de elementos de alto potencial iônico (Ta, Nb, Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Yb, Sc e Cr) com relação a N-MORB. A baixa abundância da maioria dos elementos incompatíveis leva a interpretação de que estes são derivados de uma fonte quimicamente depletada. Em geral basaltos de arco de ilha possuem baixos

conteúdos de Ni, o que sugere que estes não são magmas primários, e que foram submetidos ao fracionamento de olivina a caminho da superfície.

### **2.3.4.3 Margens Continentais Ativas**

A associação orogênica andesítica, característica de arco de ilha também tipifica o vulcanismo das margens continentais ativas, que é muitas vezes similar, embora a passagem de magmas por uma crosta continental espessa produza contaminação. Segundo Wilson (1989), as quatro séries magmáticas reconhecidas em um arco de ilha também ocorrem em margens continentais ativas (baixo K, cálcico-alino médio K, cálcico-alino alto K e shonsonítica). Ainda comparando com os magmas de arcos de ilha, magmas empobrecidos em potássio estão fracamente representados em margens continentais ativas, enquanto que composições cálcico-alcálicas enriquecidas em potássio e shonsoníticas são mais comuns, principalmente nos termos ácidos finais. O característico enriquecimento em  $K_2O$  pode refletir o aumento de contaminação crustal nos magmas de margens continentais ativas. Adicionalmente, suítes de rochas vulcânicas alcalinas podem ocorrer no lado terrestre do fronte vulcânico, variando de basaltos levemente alcalinos a leucita, basanitos e seus derivados. Estes magmas não são necessariamente relacionados a subducção e podem ser gerados como consequência de extensão tectônica na região de “back-arc”. Uma das diferenças mais marcantes entre séries magmáticas cálcico-alcálicas de arco de ilha e margem continental ativa é a maior abundância de magmas ricos em sílica (dacito e riolito) na última. Em boa parte deste volume adicional de rocha ácida ocorrem fluxos de material piroclástico e aparentemente está é uma associação particular de zonas de espessamento crustal. Existe então uma possibilidade distintiva de que estes magmas ácidos sejam derivados, pelo menos em parte, por fusão parcial de crosta continental.

Suítes de rochas vulcânicas de margens continentais possuem uma concentração maior de K, Sr, Rb, Ba, Zr, Th e U quando comparados com suítes de arco de ilha. Também possuem razões mais altas de K/Rb e Fe/Mg e uma variação muito ampla nas composições isotópicas de  $^{87}Sr/^{86}Sr$  e  $^{134}Nd/^{144}Nd$  e Pb. Estas características podem ser amplamente explicadas em termos do envolvimento crustal na petrogênese dos magmas, embora as características geoquímicas da cunha mantélica subcontinental possam também ser importantes.

## **2.3.5 Bacias sedimentares relacionadas**

### **2.3.5.1 Bacias de Forearc**

São bacias de deposição marinha, formadas entre o limite da fossa com o arco (Condie, 1988). Variam em tamanho e abundância de acordo com o estágio evolutivo do arco. Estas revestem o prisma acrescionário, o qual pode ser exposto na forma de montanhas submarinas dentro e entre as bacias de forearc. Os sedimentos clásticos destas bacias podem registrar a erosão progressiva dos arcos, sendo assim, pacotes dominados por detritos de origem vulcânica são sobrepostos por sedimentos tardios.

### **2.3.5.2 Bacias de Intra-Arco**

A origem de bacias dentro de arcos magmáticos é de maneira geral pouco compreendida. Segundo Smith & Landis (1995), estas bacias são definidas como espessas acumulações de rochas vulcânicas-vulcanoclásticas e sedimentares ao longo da plataforma do arco, formada por vulcões adjacentes e sobrepostos. Arcos vulcânicos produzem grande quantidade de material clástico que pode constituir a maior parte dos edifícios dos arcos, além de rochas ígneas intrusivas e extrusivas. Esses materiais descem encostas e preenchem bacias de vários tipos, dentro ou nos flancos dos arcos. Existem pelo menos três tipos principais de depocentros sedimentares e vulcânicos dentro dos arcos. O primeiro tipo ocorre em regiões baixas situadas entre os vulcões e ao longo de seus flancos. O segundo tipo ocorre em regiões situadas entre uma cadeia ativa e uma cadeia estabilizada, isto se dá quando o eixo do arco vulcânico migra para uma nova posição sobre a plataforma de arco oceânico. O último tipo ocorre em regiões delimitadas por falhas.

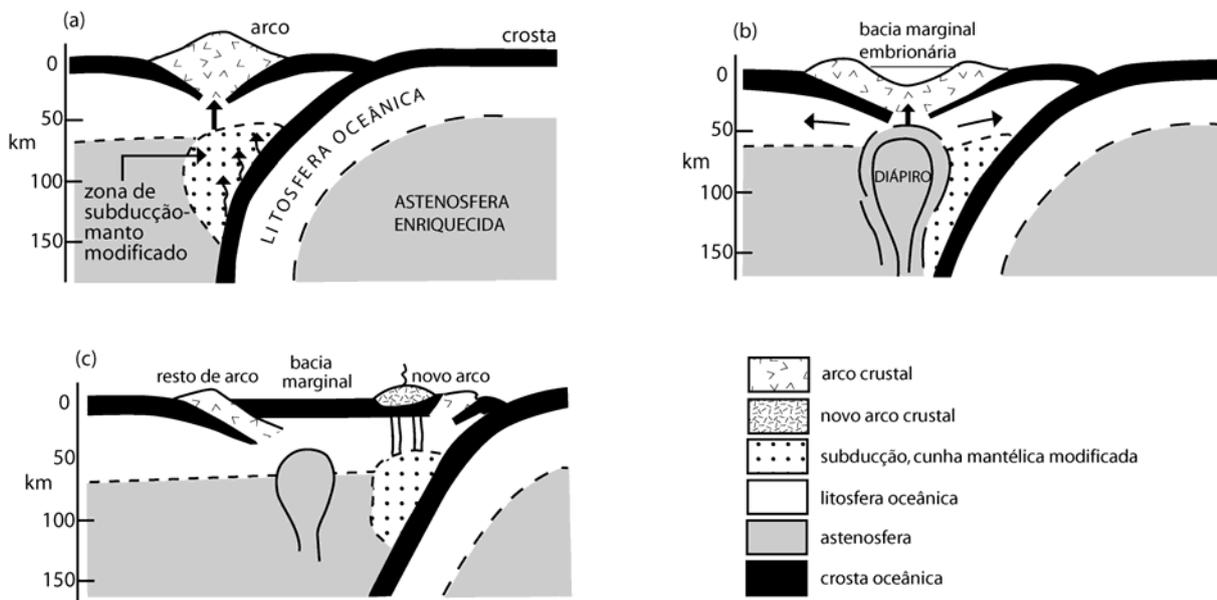
### **2.3.5.3 Bacias de Back-Arc**

Localizam-se atrás de arcos magmáticos continentais e oceânicos (**fig. 5**). São bacias originadas por esforços distensivos e são caracterizadas por um fluxo térmico elevado, litosfera relativamente fina e em muitos casos um centro de espalhamento tipo cordilheira oceânica, o qual amplia o tamanho da bacia. Sedimentos são extremamente variados e dependem do tamanho da bacia e a proximidade de um arco. Próximo do arco (ou ao arco remanescente) geralmente predominam sedimentos vulcanoclásticos, enquanto que em ambientes mais distais predomina sedimentação pelágica. Os primeiros

estágios de abertura da bacia estão representados por espessos pacotes epiclásticos, representando a importância dos fluxos gravitacionais. Com a abertura contínua da bacia, estes depósitos passam lateralmente para turbiditos, os quais são sucedidos distalmente por sedimentos pelágicos e biogênicos. Os primeiros estágios de abertura da bacia são acompanhados por diversas atividades magmáticas, incluindo vulcanismo félsico, enquanto que os estágios mais tardios de evolução são caracterizados por uma cordilheira oceânica ativa (Condie 1988).

Segundo Wilson (1989), as rochas derivadas das bacias de back-arc são basaltos podendo incluir localizadamente basaltos primitivos (ricos em MgO) e enriquecimento em álcalis, que indica o envolvimento de um manto modificado na zona de subducção. Basaltos de “back-arc” são muito semelhantes, em termos de elementos maiores, aos MORB e OIB. Comparando com N-MORB, basaltos de “back-arc” mostram um enriquecimento relativo de cátions grandes de valência baixa K, Rb, Ba e Sr, os quais são considerados elementos móveis nos fluídos de zona de subducção. Quando comparados com P-MORB, mostram um enriquecimento apenas em K e Sr. Quando comparados a N-MORB, possuem menores razões de K/Rb, K/Ba, e Zr/Nb e maiores de Rb/Sr. Portanto os basaltos de “back-arc” aparentam mais semelhança química com os de MORB enriquecido e toleítos de ilhas oceânicas, gerados a partir de fontes mantélicas menos emprobecidas.

Basaltos de “back-arc” são normalmente caracterizados por razões de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mais baixas do que a de vulcanitos de arco de ilha (Stern 1982) e isto tem sido interpretado como um reflexo do papel de fluídos enriquecidos em  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , de fatias subductadas, na petrogênese destes magmas.



**Figura 5** – Modelos para o desenvolvimento de uma bacia de “back-arc”. (a) Magmatismo normal de arco de ilha: fluídos da zona de subducção metassomatizam a cunha mantélica astenosférica, cuja fusão parcial produz magmas de arco. (b) Diápiros ascendentes do manto astenosférico (fonte de MORB) atingem a parte inferior do arco e interferem no processo de geração do magma. (c) A bacia marginal é formada, gerando a ruptura do arco antigo à medida que se expande (modificado de Wilson, 1989).

### 2.3.6. Aplicação de Diagramas Discriminantes em Geoquímica

#### 2.3.6.1 Introdução

A idéia de distinguir os ambientes tectônicos com base na composição dos magmas é atribuída a Pearce & Cann (1971, 1973) e Pearce *et al.* (1984). Estes autores apresentam em seus trabalhos tentativas de distinção entre basaltos produzidos em ambientes tectônicos conhecidos por intermédio da geoquímica. Eles produziram o que tornaria-se conhecido como Diagramas de Discriminação Tectono-Magmática, que objetivam distinguir através de diagramas de variação geoquímica ambientes tectônicos de geração das diferentes séries magmáticas. Isto conduziu à produção de diversos artigos que se propuseram a caracterizar o ambiente tectônico de rochas vulcânicas antigas às quais o estado de conservação e a pobre exposição haviam impossibilitado a identificação paleotectônica. Mais recentemente, entretanto, os pesquisadores têm optado por um

exame mais detalhado dos diferentes ambientes tectônicos com base nas suas assinaturas geoquímicas e isotópicas

Os trabalhos pioneiros de Pearce e Cann (1971, 1973) tiveram como base a técnica estatística de análise discriminante, análises rápidas e precisas de elementos traços que são normalmente imóveis sobre condições hidrotermais e a identificação de um número de ambientes tectônicos distintos.

A análise discriminante constitui uma técnica estatística utilizada para a classificação de amostras em grupos pré-definidos. Um grande grupo de variáveis são examinadas em ordem para isolar aquelas que mais efetivamente classificam as amostras. As mais efetivas variáveis discriminantes são utilizadas para definir os eixos de diagramas bivariantes e triangulares. Os grupos separados de amostras são representados preferivelmente como concentração de elemento ou como funções discriminantes calculadas com base em concentração de elementos e os limites são desenhados a partir de diferentes grupos de amostras. Amostras são então classificadas de acordo com campos definidos. No caso do trabalho de Pearce e Cann (1971, 1973) os elementos Ti, Zr, Y, Nb e Sr mostraram-se mais efetivamente discriminantes entre basaltos gerados em ambientes tectônicos diferentes.

O maior passo na evolução de diagramas de discriminação tectônico-magmático está associado com o desenvolvimento de métodos rápidos e precisos para a análise de elemento traços presentes em baixas concentrações em materiais silicatados. Os diagramas que possuem mais ampla aplicabilidade são os baseados em elementos traços imóveis, que podem ser utilizados em rochas alteradas ou metamorfizada.

Muitos diagramas utilizam elementos como Ti, Zr, Y, Nb e P que são considerados relativamente imóveis em fluidos aquosos ao menos que a atividade de F seja alta. Isto significa que estes elementos serão estáveis sobre condições de hidrotermalismo, intemperismo de fundo oceânico e de metamorfismo sob grau médio a alto.

A caracterização e os tipos de ambientes tectônicos conhecidos hoje em dia são muito maiores que a vinte anos atrás, refletindo os avanços realizados no entendimento de condições petrológicas de evolução da Terra e da geoquímica de rochas ígneas. Pearce e Cann (1971, 1973) originalmente identificaram a assinatura geoquímica de rochas oriundas de arcos vulcânicos, fundo oceânico e intraplaca. Hoje a discriminação química de ambientes tectônicos tem sido expandida, incluindo rochas geradas em ambientes

colisionais (Pearce *et al*, 1984) e pós colisionais (Pearce 1996). Diferentes tipos de cordilheiras oceânicas são melhor identificadas utilizando a composição química de basaltos, enquanto que a distinção entre diferentes tipos de zonas de colisão é mais efetiva utilizando a composição geoquímica do granitóides. Margens continentais passivas são melhor caracterizadas por sua ausência de atividade ígnea e somente podem ser reconhecidas utilizando a estratigrafia e a geoquímica de rochas sedimentares. Um conjunto intraplaca pode ser reconhecido a partir da geoquímica de basaltos e granitos, e os arcos vulcânicos podem ser reconhecidos utilizando os três tipos de análise discriminante.

Os diagramas de discriminação raramente produzem afirmações inequívocas de um ambiente tectônico formador, podendo ser utilizados para sugerir alguma afinidade. Além disto os diagramas foram construídos para serem utilizados com muitas amostras. Estas simples precauções são fundamentais para legitimar os resultados e realçar conjuntos de dados de ambientes misto ou múltiplos.

A análise dos diagramas deve considerar o número de amostras utilizadas na construção do diagrama e a definição dos limites, o grau de sobreposição entre os campos propostos, os efeitos da mobilidade dos elementos e o alcance dos ambientes tectônicos representados. Finalmente, deve ser ressaltado que a maioria dos diagramas de discriminação são empiricamente derivados.

### **2.3.6.2 Fatores a Serem Considerados na Análise de Diagramas Discriminantes**

Não há dúvida que existem controles tectônicos na composição química dos magmas. Nem sempre os diagramas discriminantes funcionam adequadamente. Por exemplo, existe sobreposição de amostras próximas aos limites de campos distintos. Algumas razões geológicas podem explicar este fato, como no caso de basaltos de platôs continentais, que podem ser extravasados em uma variedade de conjuntos tectônicos intraplaca. Estas razões podem ser geoquímicas, como por exemplo a interação do magma e uma fase fluída resultando em um sinal de elemento traço similar para ambientes tectônicos diferentes.

Diagramas de discriminação tectônica podem nos informar mais sobre processos do que sobre ambientes. As concentrações de elementos traços em rochas ígenas, por exemplo, são uma decorrência da concentração mantélica inicial, percentagem de fusão parcial, dos processos de cristalização fracionada e dos efeitos da contaminação crustal.

Onde existe ambigüidade, algum cuidado deve ser tomado para uma interpretação dos resultados.

### 2.3.6.3 Diagramas Discriminantes Baseados em Elementos Maiores

Diagramas discriminantes que utilizam elementos maiores podem ter menos sucesso que os diagramas baseados em elementos traço devido a uma extensiva sobreposição de campos na química de elementos maiores entre MORB, toleítos de bacias do tipo *back arc* e basaltos de arco vulcânico (Perfit *et al.*, 1980). Essa sobreposição é causada pelo grande número de possíveis variáveis que controlam a concentração dos elementos. Devido a este fato é difícil identificar os elementos que foram completamente imóveis ou que não foram afetados pelos efeitos da cristalização fracionada. A utilidade destes diagramas também é limitada pela relativa mobilidade dos elementos maiores nos basaltos. Pearce (1977) mostrou que MgO e FeO são móveis durante o intemperismo oceânico e que MgO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> são móveis durante o metamorfismo fácies xistos-verdes. Um outro fator a ser considerado é o efeito da cristalização fracionada..

Um dos diagramas baseados em elementos maiores utilizado neste trabalho é o diagrama MgO-FeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> proposto por Pearce (1977) utilizando como base 8400 análises de rochas vulcânicas do Fanerozóico para discriminar entre basaltos de diferentes ambientes tectônicos com base na geoquímica dos elementos maiores. Este diagrama é aplicável para rochas com intervalo de sílica entre 51-56% em basaltos subalcalinos e basaltos andesíticos. Pearce descobriu que os óxidos de MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e FeO poderiam diferenciar ambientes tectônicos de MORB, basaltos de ilha oceânica, basaltos continentais, basaltos de arco vulcânico e de margem continental ativa (basaltos orogênicos) e os basaltos de centro de espalhamento oceânico (Ilhas Galápagos).

### 2.3.6.4 Diagramas Discriminantes Baseados em Elementos Menores

A vantagem do uso de elementos menores (Ti, Mn, P, K entre outros) como discriminantes entre tipos de basaltos é a de que os elementos menores são melhor detectados e mais precisamente determinados que os elementos traços.

O diagrama discriminante TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> elaborado empiricamente por Pearce (1975) permite a diferenciação entre basaltos continentais e oceânicos através de uma linha plotada em um diagrama triangular. Este diagrama não funciona para basaltos

alcalinos e a mobilidade do  $K_2O$  deve ser levada em conta para efeitos de alteração ou metamorfismo, sendo que estes efeitos tendem a aumentar o conteúdo deste óxido.

Outro diagrama triangular baseado nos conteúdos de  $MnO$ ,  $TiO_2$ , e  $P_2O_5$  foi proposto por Mullen (1983). Este diagrama pode diferenciar os basaltos e basaltos andesíticos em um intervalo de sílica entre 45-54% nos seguintes tipos de ambientes: MORB, toleítos de ilhas oceânicas, basaltos alcalinos de ilhas oceânicas, toleítos de arco de ilha e basaltos cálcico-alcalinos. Os elementos Mn, Ti, P são relativamente imóveis e não são afetados por processos hidrotermais de temperatura fácies xistos verdes.

### **2.3.6.5 Diagramas Discriminantes Baseados em Elementos Traço**

Os diagramas discriminantes baseados no conteúdo de elementos traços são o maior grupo de diagramas que podem ser utilizados para sugerir o ambiente geotectônico de formação de um conjunto de basaltos. Estes diagramas também podem identificar as séries de magmas basálticos. Entre estes diagramas, destacam-se aqueles propostos por Pearce com base nos conteúdos de Ti-Zr-Y.

Os diagramas discriminantes propostos por Pearce e Cann (1973) são aplicáveis a basaltos toleíticos com conteúdo de  $CaO+MgO$  entre 12 e 20%. Um destes diagramas propostos (Ti-Zr-Y) discrimina mais efetivamente basaltos intra-placa, como ilhas oceânicas ou derrames basálticos continentais, de outros tipos de basaltos. Outro diagrama proposto pelo mesmo autor (Ti-Zr) pode diferenciar toleítos de arco de ilha, basaltos cálcico-alcalinos e MORB. Existe também uma versão modificada deste diagrama com uma extensão de intervalo que inclusive lavas intra-placa, Pearce (1982).

## **2.4 Metodologia**

A metodologia de trabalho pode ser dividida em 4 etapas:

-Levantamento bibliográfico: foi realizada uma revisão conceitual sobre o tema magmatismo em bacias sedimentares e a aplicação de diagramas discriminantes em geoquímica. Após foram revisados trabalhos anteriores relacionados ao Complexo Metamórfico Brusque e foi elaborado de um banco de dados estruturais do CMB contento atitudes de foliação metamórfica e lineação mineral com base no resultado do mapeamento geológico (Projeto Camboriú 2000). Também foram revisados artigos abordando a aplicação de dados geoquímicos em seqüências vulcânicas máficas e

ultramáficas nos diversos tipos de ambientes de geração destes magmas. Com base nos dados geoquímicos foi gerado um banco de dados que auxiliou na caracterização de seqüências vulcanogênicas de ambientes tectônicos clássicos.

-Etapa de campo: esta etapa teve a duração de 15 dias. Foram mapeados cerca de 110 km<sup>2</sup> e coletas amostras representativas das seqüências vulcanogênicas, metasedimentares clástico-químicas e dos granitos peraluminosos do CMB (ANEXO-A mapa de localização dos pontos). Neste trabalho de campo foram detalhadas as formas e as relações de contato entre os corpos de rochas metamáficas e metaultramáficas e os metasedimentos encaixantes. Os afloramentos foram descritos e fotografados, além de coletados dados estruturais de foliação e lineação mineral. A atividade de mapeamento teve como base o mapa elaborado por Projeto Camboriú UFRGS 2000, onde foram selecionadas duas áreas de interesse: uma na região do Sertão do Valongo e outra na região do Costão de Itapema/ Hotel Savóia.

-Etapa de laboratório: nesta fase 36 amostras foram selecionadas para análise petrográfica, objetivando a caracterização da composição mineral (que foi sintetizada na forma de uma tabela de composição modal), microestruturas e texturas reliquiares e metamórficas. Após, com base nos resultados das análises petrográficas, foi selecionado um conjunto de 18 amostras para análise química de rocha total. Estas amostras foram fragmentadas em prensa hidráulica e pulverizadas em um moinho de ágata e foram enviadas ao Laboratório de Geoquímica do Centro de Estudos em Geoquímica e Petrologia (CPGq-UFRGS), onde foram transformadas em pastilhas fundidas, para determinação dos elementos maiores, e pastilhas prensadas, para determinação dos elementos traços. As pastilhas foram analisadas por fluorescência de raios X em um aparelho RIGAKU RIX-2000 para determinação da composição da rocha em termos de óxidos dos elementos maiores (%) e também dos elementos traços (partes por milhão – ppm, Rb, Sr, Zr, Ba, Ni, Co, Cr, Y, Ga, Cu, Zn, Pb e As). Com base nestes resultados foi selecionado um conjunto de 8 amostras para análise dos elementos terras raras (ETR) no Activations Labs., no Canadá. Os ETR foram analisados através de ICP-MS (Inductively Conductively Plasma, Mass Spectrometry). Os resultados gerados foram tratados nos programas MinPet e New Pet, onde foram gerados de diagramas de representação.

-Etapa de escritório: Nesta parte do trabalho foi feita a integração dos resultados obtidos nas etapas de levantamento bibliográfico, campo e laboratório. Com base nesta integração foram elaborados os mapas e o perfil geológico. Os dados estruturais de foliação metamórfica e lineação mineral obtidos durante a etapa de levantamento bibliográfico e de campo foram tratados por intermédio do programa Stereonet, onde foram gerados os estereogramas de contagem de pólos. Por fim, os resultados foram sintetizados na forma de um artigo científico titulado: Petrografia e Geoquímica das rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas da Região do Sertão do Valongo e Costão de Itapema, SC que foi submetido a Revista Brasileira de Geociências e que consiste no corpo principal desta dissertação de mestrado na forma de artigo científico.

## **2.5 Análise Integradora**

A atividade de mapeamento geológico, aliada a análise petrográfica e estrutural permitiu delimitação mais precisa dos corpos de rochas máficas, ultramáficas pertencentes ao Complexo Metamórfico Brusque na região de Itapema, separando-os em metabasaltos, anfibólio xistos e tremolita xistos que, constituem uma seqüência vulcânica (basaltos toleíticos e basaltos komatiíticos). Os dados petrográficos e estruturais indicam que este conjunto de rochas representam antigos derrames ocorridos na bacia sedimentar que originou o Complexo Metamórfico Brusque. Ainda, as associações mineralógicas das rochas máficas e ultramáficas indicam que a seqüência foi submetida a um evento metamórfico sob condições fácies xistos verdes superior e anfíbolito inferior. Através dos dados petrográficos pode-se estimar um intervalo de temperatura entre 450° e 600°C e pressões inferiores a 6-7 Kbares (Butcher & Frey, 1994).

A análise dos dados geoquímico por intermédio de diagramas bivariantes permitiu o reconhecimento de duas unidades magmáticas distintas compostas por basaltos e basaltos komatiíticos. Este diagramas ainda sugerem que existem diferenças entre as tendências de fracionamento destas unidades, que representam suítes cogenéticas que foram modificadas por processos de cristalização fracionada. A análise de diagramas multi-elementares identificou anomalias negativas de Nb e Th em comparação ao La nas rochas máficas e ultramáficas, sugerindo que estas podem ter sido originadas por fusão de rochas fontes que tenham sido modificadas por fluídos relacionados a um evento de subducção precedente.

A integração dos dados geológicos e geoquímicos sugere que as associações vulcânicas identificadas representam episódios vulcânicos associados ao desenvolvimento de um *rift* continental, com magmas apresentando uma composição compatível com fontes de natureza mantélica enriquecida em elementos continentais.

#### 2.5.1 Referências Bibliográficas (revisão conceitual)

- Busby C.J. & Ingersoll R.V. (eds.) 1995. *Tectonics of sedimentary basins*. Blackwell Science, London, 579 pp.
- Chang H.K. 1992. Conceitos de análise de bacias e sua aplicabilidade no estudo de seqüências sedimentares proterozóicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**(4): 437 - 448.
- Condie K. C. 1988. *Plate tectonics and crustal evolution*. Pergamon Press, New York, 476pp.
- Dickinson W. R. 1974. Plate tectonics and sedimentation. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* **22**: 1-27.
- Dickinson W. R. 1976. Plate tectonic evolution of sedimentary basins. *American Association of Petroleum Geologists Continuing Education Course Notes Series* **1**: 30-62.
- Dickinson W. R. 1995. Forearc Basins. *In: Tectonics of sedimentary basins*. Blackwell Science, Cambridge, 579pp.
- Frostick L. E. & Steel R. J. 1993. Sedimentation in divergent plate margin basins. *Internacional Association of Sedimentologists Special Publication* **20**: 111-128.
- Gabaglia, G. P. & Milani, E. J. 1991. *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, Gávea, 415pp.
- Galloway, W. E. 1989. Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis In Architecture and genesis of Flooding-Surface Bounded Depositional Units. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, **73**(2): 125 – 142.
- Hartmann L. A. & Fernandes L. A D. 2000a. Crustal evolution of southern Brazil: Juvenile Accretion and shear zones. (L. A. Hartmann, Chapter 1- Precambrian

- evolution of southern Brazil, p-1-26; and L. A. D. Fernandes, Chapter 2 – Strike-slip shear zones, p. 27-50). In: IUGS, *Post-Congress Field Trip. 31<sup>st</sup> International Geological Congress*, Rio de Janeiro, Brazil, Field Trip Aft 02, 50p.
- Ingersoll R V. 1988. Tectonics of sedimentary basins. *Geological Society of America Bulletin*, **100**: 1704-1719.
- Jensen L.S., 1976, A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Div. Mines. Misc. Paper* 66 p.
- Keen C. E. & Beamont, C. 1990. Geodynamics of rifted continental margins, Geology of North continental margin of eastern Canada: *Geological Society of America Boulder*, pp.: 391-472
- Le Maitre R.W. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Oxford, Blackwell, 193pp.
- Leeder M. R. & Gawthorpe R. L. 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins: *Geological Society of London Special Publication* **28**:139-152.
- Liégeois J.P. 1998. Preface – Some words on the post-collisional magmatism, *Lithos*, **45**: 15-17.
- Lippard, S. J. 1973. The petrology of phonolites from the Kenyam rift. *Lithos* **6**: 217-240
- Miall, A.O. (Ed.) 1990. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Springer Verlag, New York, 2a Ed., 668 pp.
- Mullen E.D. 1983. MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**: 53-62.
- Mutter J. C; Buck, W. R; Zehnider, C. M. 1988. Convective partial melting: a model for the formation of thick basalt sequences during the initiation of spreading. *Journal of geophysical Research*, **93**: 1031-1048
- Pearce J.A. & Cann J.R. 1971. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **12**: 339-349.

- Pearce J.A. & Cann J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**: 290-300.
- Pearce T.H., Gorman B.E. and Birkett T.e. 1975. The TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **24**: 419-426.
- Pearce J. A. 1975. Basalt geochemistry used to investigate pas tectonic settings on Cyprus. *Tectonophysics* **25**: 41-67.
- Pearce J.A. 1976. Statistical analysis of major element patterns in basalts. *J. Petrol.*, **17**: 15-43.
- Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.E. 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**: 121-132.
- Pearce J.A. 1982. Trace element characterisrics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (ed.), *Andesites*. Wiley, Chichester, pp.: 525-548.
- Pearce J.A., Harris N.B.W. and Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Pelrol.*, **25**: 956-983.
- Pearce J.A. 1987. An expert system for the tectonic characterisation of ancient volcanic rocks. *J. Vole. Geothermal Res.*, **32**: 51-65.
- Pearce J. A., Ernewein M., Blommer S. H., Parson L. M., Murton B. J., Johnson L. E. 1995. Geochemistry of Lau Basin volcanic rocks: influence of ridge segmentation and arc proximity. *Geological Society Special Publication* **81**: 53-75.
- Perfit M.R., Gust D.A., Bence A.E., Arculus R., Taylor S.R.. 1980. Chemical characteristics of island arc basalts: implications for mande sources. *Chem. Geol.*, **30**: 227-256.
- Philipp R.P., Mallmann G., Prado M., Silva M.M.A., Souza E.R., Souza M. M. A., Wild F., Arend S., Liz J.D., Duarte L.C., Oliveira A.S. 2001a. Caracterização litológica e condições metamórficas do Complexo Metamórfico Brusque na região de Camboriú-Tijucas, SC. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, VIII, International Symposium on Tectonics of Brazilian Geological Society, II, *Boletim de Resumos Expandidos*, Recife, SBG, pp.: 93-97.

- Philipp R.P., Wild F., Duarte L.C., Oliveira A.S., Arend S., Rivera C.B., Samberg E., Morales L.F.G., Mallmann G. 2001b. Caracterização litológica, estrutural e condições metamórficas do Complexo Camboriú, Itapema, SC. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, VIII, International Symposium on Tectonics of Brazilian Geological Society, II, *Boletim de Resumos Expandidos*, Recife, pp.: 103-105.
- Philipp R.P., Mallmann G., Bitencourt, M.F., Oliveira A.S., Souza E.R. 2001c. Feições estruturais e evolução metamórfica da porção leste do Complexo Metamórfico Brusque, sul do Brasil. In: Congresso Latino-Americano, XI, Congresso Uruguaio de Geologia, III, *Boletim de Resumos Expandidos*, Montevideo, **1**: 7-11.
- Philipp R.P., Mallmann G., Bitencourt, M.F., Souza E.R., Liz J.D., Wild F., Arend S., Oliveira A.S., Duarte L.C., Rivera C.B., Prado M. 2004. Caracterização Litológica e Evolução Metamórfica da Porção Leste do Complexo Metamórfico Brusque, Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(1):21-34.
- Rollinson H. R., 1993 *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Logman, UK. 352 pp.
- Sengor, A. H. C. & K. Burke 1978. Relative timing of rifting and volcanism in earth and its tectonic implcatinos. *Geophys. Res. Lett.* **5**: 419-21
- UFRGS. 2000. Projeto Camboriú – *Mapa Geológico 1:25.000 das folhas Camboriú e parte sul da Folha Itajaí*. Trabalho de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, (inédito).
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrology*. London, Unwin and Hyman, 466pp.
- Winchester, J.A.; Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products ussing immobile elements. *Chemical Geology* **20**: 325-343.

### 3. CORPO PRINCIPAL

## PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS METAVULCÂNICAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS DO COMPLEXO METAMÓRFICO BRUSQUE, REGIÃO DA SERRA DA MISÉRIA, ITAPEMA, SC.

Roberto Sacks de Campos<sup>1</sup> & Ruy Paulo Philipp<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Curso de Pós-Graduação em Geociências (PPGEO), Instituto de Geociências, UFRGS.  
Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre - RS. Caixa Postal 15001, CEP – 91540.000  
e-mail: beto\_decampos@hotmail.com

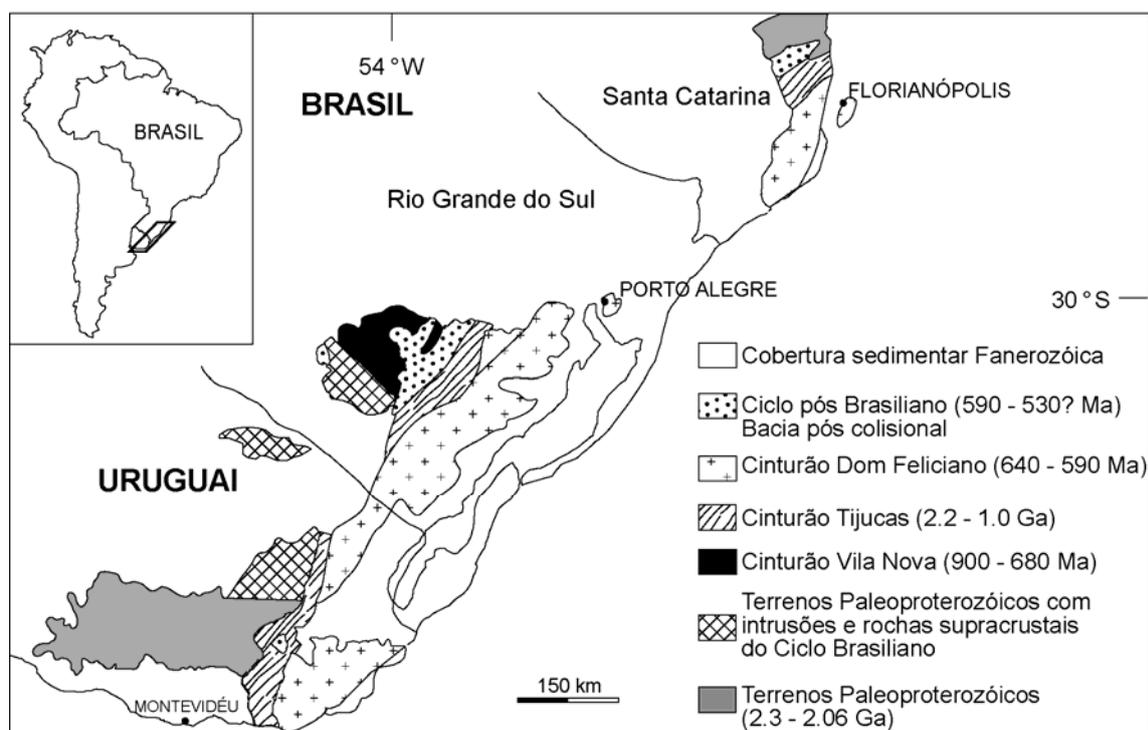
<sup>2</sup>Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, UFRGS. Av.  
Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre - RS. Caixa Postal 15001, CEP – 91540.000,  
Pesquisador do CNPq  
e-mail: ruy.philipp@ufrgs.br

### 3.1 Introdução

A caracterização dos cinturões orogênicos demanda enorme esforço integrado de mapeamento geológico sistemático com análise petrográfica e estrutural, acompanhados posteriormente, por estudos geoquímicos e geocronológicos. O reconhecimento da natureza dos eventos magmáticos e metamórficos e de suas inter-relações é um passo fundamental para compreender a evolução de um cinturão orogênico.

A integração dos levantamentos geológicos de detalhe e semidetalhe para a região compreendida entre as cidades de Itajaí e Tijucas, no estado de Santa Catarina associado a novos dados estratigráficos, estruturais e metamórficos permitiu uma melhor compreensão sobre a origem e a superposição dos eventos metamórficos associados com a evolução do Complexo Metamórfico Brusque (CMB) nesta região. O CMB é composto por seqüências de rochas para e ortoderivadas e está localizado na porção leste do Escudo Catarinense. A tectônica deformadora está relacionada ao processo colisional de idade Brasileira e, posteriormente, o metamorfismo de contato e a atividade das zonas de cisalhamento dúcteis vinculadas ao período sin a pós-colisional, marcam o final do Ciclo Brasileiro nesta região.

O Complexo Metamórfico Brusque (CMB) é a principal unidade do Cinturão Tijuca em SC, dispendo-se segundo uma faixa alongada de direção N45°E com cerca de 75 km de extensão e 45 km de largura (**Fig. 6**). Está delimitado ao noroeste pela Zona de Transcorrência Itajaí Perimbó e ao sudeste pela Zona de Cisalhamento Major Gercino, ambas estruturas de alta deformação dúctil, disposição subvertical e movimentação direcional dextral. O CMB faz contato ao noroeste com as seqüências vulcanossedimentares de cobertura tardi a pós-brasiliana da Bacia do Itajaí, ao norte com as rochas paleoproterozóicas do Complexo Granulítico de Santa Catarina, e ao sul e sudeste com rochas graníticas brasileiras. Na área estudada, a exposição do CMB é interrompida pela intrusão de granitóides pré-Brasileiros (Leucogranitos Peraluminosos e Granito Itapema; UFRGS, 2000) e pelos granitóides brasileiros Compra Tudo (UFRGS, 2000), Valsungana e Serra dos Macacos (UFRGS, 2000). A intrusão dos corpos graníticos neoproterozóicos causa metamorfismo de contato e é responsável pela formação de zonas com mineralização de ouro na região. A relação de contato entre o CMB e as rochas gnáissico-migmatíticas do Complexo Camboriú são tectônicas, caracterizadas por uma zona de cisalhamento de empurrão que coloca em contato ambas as unidades ao sul do Granito Itapema (UFRGS, 2000). Não são observadas relações de contato diretas entre o granito Itapema e o CMB, entretanto, Bitencourt & Nardi (2003) sugerem que o referido granito é intrusivo no CMB.



**Figura 6** - Mapa da porção sul da Plataforma Sul Americana com principais unidades geotectônicas (Modificado de Chemale Jr. 2000).

A partir de novos dados de campo e petrográficos obteve-se uma delimitação mais precisa dos corpos de rochas máficas e ultramáficas que ocorrem na região da Serra da Miséria, em Itapema. As análises petrográficas reconheceram elementos reliquiais como fenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio, além de amígdalas de quartzo. Com os dados geoquímicos foi possível caracterizar a série magmática das seqüências vulcanogênicas e com a aplicação de diagramas discriminantes e multi-elementares investigar as fontes do magmatismo e correlacioná-las com o ambiente tectônico de formação da bacia que deu origem ao Complexo Metamórfico Brusque.

A idéia de distinguir magmas de ambientes tectônicos diferentes com base em análises químicas foi objeto de pesquisa por Pearce & Cann (1971, 1973), Pearce *et al.* (1977, 1984) e Pearce (1987), entre outros. Estes autores apresentaram tentativas de distinção entre basaltos produzidos em ambientes tectônicos conhecidos, entre os quais aqueles em que o estado de conservação e a pobre exposição impossibilitavam a identificação paleotectônica, como é o caso do CMB. Mais recentemente, entretanto, os pesquisadores têm optado por uma análise integrada de dados petrográficos, estruturais, geoquímicos e isotópicos para caracterizar os diferentes ambientes tectônicos.

Este trabalho tem como objetivo a caracterização petrográfica e geoquímica dos corpos de rochas máficas e ultramáficas ocorrentes no Complexo Metamórfico Brusque, na região da Serra da Miséria e na costa da praia de Itapema, em Santa Catarina. Esta caracterização é baseada no emprego de técnicas de mapeamento geológico, petrografia (com ênfase para caracterização textural e microestrutural), dados estruturais e litogeoquímica.

### **3.2 Metodologia de Trabalho**

A etapa de campo teve como base o mapa geológico em escala 1:25.000 da Folha Camboriú, (UFRGS, 2000). Foram obtidos novos dados sobre a forma e os limites dos corpos máficos e ultramáficos, bem como sobre as relações de contato com as rochas metamórficas encaixantes do CMB. Foi realizado um perfil geológico na Serra da Miséria e seções esquemáticas nas outras áreas de exposição, com coleta de dados estruturais e petrográficos. Foram selecionadas 31 amostras das seqüências

máfica/ultramáfica e metassedimentar clástico química para estudos de petrografia. As lâminas petrográficas foram descritas e fotografadas em microscópio petrográfico Leica modelo DMLP. Os resultados da análise modal estão sintetizados na tabela 1.

Das amostras descritas foram selecionadas 18 amostras de rochas máficas e ultramáficas para estudos geoquímicos. As amostras selecionadas foram fragmentadas em prensa hidráulica e pulverizadas em um moinho de ágata. Posteriormente, foram encaminhadas ao Laboratório de Geoquímica do Centro de Estudos em Geoquímica e Petrologia (CPGq-UFRGS), onde foram transformadas em pastilhas fundidas, para determinação dos elementos maiores, e pastilhas prensadas, para determinação dos elementos traços. As pastilhas foram analisadas por fluorescência de raios X em um aparelho RIGAKU RIX-2000 para determinação da composição da rocha em termos de óxidos dos elementos maiores (%) e também dos elementos traços (partes por milhão – ppm, Rb, Sr, Zr, Ba, Ni, Co, Cr, Y, Ga, Cu, Zn, Pb e As). Com base nestes resultados foi selecionado um conjunto de 8 amostras para análise dos elementos terras raras (ETR) no Activations Labs., no Canadá. Os ETR foram analisados através de ICP-MS (Inductively Conductively Plasma, Mass Spectrometry). Os dados geoquímicos foram tratados por intermédio do programa Newpet e Minpet onde foram elaborados os diagramas de representação. Para o tratamento dos dados estruturais foi utilizado o programa Stereonet.

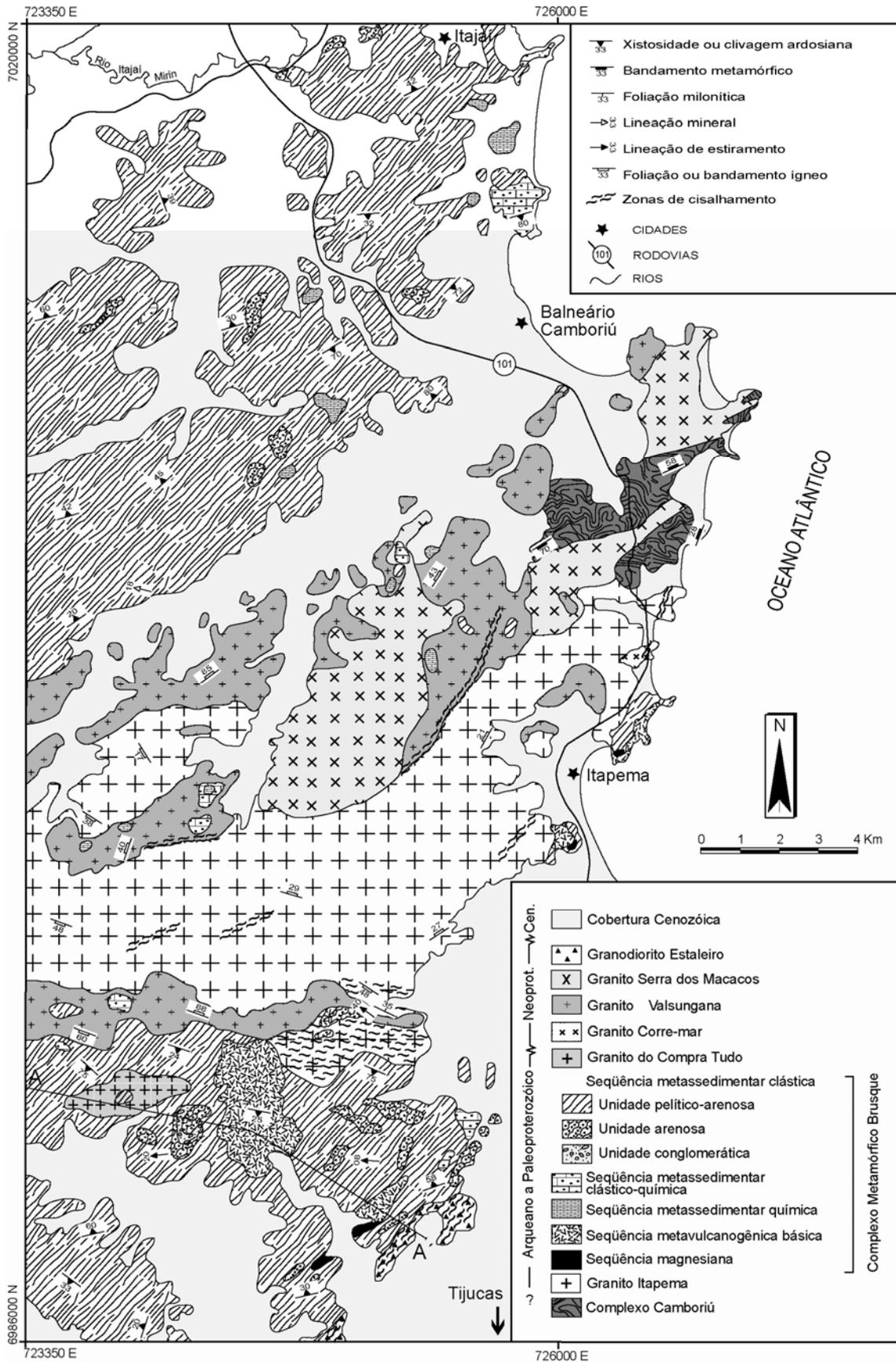
### 3.3 Contexto Geológico Regional

A evolução do conhecimento geológico do CMB nas últimas três décadas, associado aos novos conceitos e concepções geotectônicas, resultou em diversas interpretações sobre o ambiente de formação deste complexo. Inicialmente, foi caracterizado como uma associação de sedimentos plataformais (Almeida 1967; Hasui *et al.* 1975), ou como uma seqüência vulcano-sedimentar formada em um ambiente de subducção (Trainini *et al.* 1978). O reconhecimento da intercalação entre os metassedimentos e as rochas metavulcânicas básicas e ultrabásicas levou Silva & Dias (1981), Silva (1983a,b) e Silva *et al.* (1985) a considerar o CMB uma associação do tipo *greenstone belt*. Simultaneamente, o CMB foi interpretado como uma associação de margem continental passiva relacionada com a evolução de um cinturão de orogênico (Fragoso Cesar 1980; Basei 1985; Basei & Teixeira 1987). Caldasso *et al.* (1995) interpreta o CMB como uma associação relacionada à evolução de depósitos plataformais e leques submarinos, tendo

com área fonte rochas paleoproterozóicas. Silva (1991) sugere para o CMB uma evolução relacionada a um ambiente tipo *rift*, posição enfatizada em parte pelos trabalhos de Sander (1992) e Philipp *et al.* (2001a; 2004).

O período de sedimentação e vulcanismo e a idade do metamorfismo ainda não estão bem estabelecidos, e resultados conflitantes não permitem definir um quadro coerente da evolução temporal do complexo. Basei (1990), com base em determinações U-Pb convencional em zircões detríticos de xistos pelíticos sugere um intervalo de 1500 a 2000 Ma para a sedimentação do CMB, indicando a idade Nd  $T_{DM}$  de 1670 Ma, obtida em rocha metavulcânica básica do Complexo, como o limite de sedimentação do mesmo. Os dados U-Pb SHRIMP obtidos por Hartmann *et al.* (2003) em zircões detríticos de quartzitos do CMB indicam que a sedimentação da bacia é mais jovem que  $2023 \pm 7$  Ma. A idade do metamorfismo, com valor de 706 Ma (Rb-Sr, rocha total), obtido por Basei & Teixeira (1987) é interpretada por Basei (1990) como a idade mais representativa do clímax metamórfico do CMB, correspondendo à segunda fase de metamorfismo ( $M_2$ ) em paragneisses. Mais recentemente, entretanto, Silva *et al.* (2002) interpretam como registro do episódio vulcânico sindeposicional, uma idade magmática de  $639 \pm 11$  Ma (U-Pb SHRIMP) obtida em zircões de um metariolito da região de Itapema.

Na região de Itapema e Itajaí o CMB é constituído por uma associação de metassedimentos com componente vulcanogênico subordinado. É composto por filitos e xistos micáceos intercalados com semipelitos, quartzitos, mármore, rochas cálcio-silicáticas, metavulcânicas básicas e xistos magnesianos (UFRGS, 2000; Philipp *et al.* 2001a, 2004) (**Fig. 7**). Na região de Itapema ainda é comum a ocorrência de corpos graníticos deformados, com forma tabular e espessura entre 1 e 10 metros, concordantes e discordantes com a xistosidade principal  $S_2$ . São leucosienogranitos peraluminosos de cor esbranquiçada a rosada.



**Figura 7** - Mapa geológico da região entre Itajaí e Tijucas (UFRGS, 2000).

Porções reliquias com a superfície  $S_0$  estão preservadas parcialmente em xistos pelíticos e quartzitos, caracterizadas por um bandamento composicional rítmico milimétrico a decimétrico, com os níveis quartzosos e mais ricos em minerais pesados apresentando variação regular do tamanho de grão em camadas. Este bandamento está deformado por uma foliação  $S_1$  e encontra-se transposto por uma foliação  $S_2$  que representa a xistosidade regional. Na evolução estrutural do CMB foram reconhecidas quatro fases de deformação ( $D_1$  a  $D_4$ ), superimpostas a partir da superfície sedimentar  $S_0$ , gerando as superfícies  $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$  e  $S_4$ , respectivamente (Philipp *et al* 2001a; 2004). As duas primeiras fases são caracterizadas por estruturas de baixo ângulo, relacionadas a um evento de colisão oblíqua, gerando estruturas dúcteis de fácies xistos verdes inferior a anfíbolito inferior-médio. As duas últimas fases estão relacionadas a um evento transcorrente que gera estruturas dúctil-rúpteis acompanhada por um metamorfismo de fácies xistos verdes.

A fase de deformação  $D_1$  está preservada na maioria das litologias como dobras  $F_2$  intrafoliais, com formas apertadas a isoclinais e simétricas. A xistosidade  $S_2$  apresenta direção predominante  $030-210^\circ$  com mergulho de baixo ângulo para noroeste e sudeste. A direção dos eixos  $LB_2$  é predominantemente  $270^\circ$ , com desvio até  $230^\circ$ , e com baixo ângulo de caimento. A fase de deformação  $D_3$  gerou dobras  $F_3$  assimétricas, com formas abertas a fechadas e superfície axial subvertical marcada por um fraturamento com direção  $045^\circ-225^\circ$ . A fase de deformação  $D_4$  está marcada por dobras  $F_4$  abertas do tipo *kink* e *chevron*, que apresentam uma clivagem plano-axial  $S_4$  de direção predominante NW (Philipp *et al.* 2001a).

Nas rochas metabásicas e nos xistos magnesianos,  $S_2$  é uma xistosidade espaçada e contínua, e a foliação  $S_1$  está preservada na forma de dobras isoclinais intrafoliais  $F_2$  e por micrólitos. A  $S_2$  é marcada principalmente pela orientação de anfíbólio, definindo uma textura nematoblástica.

Os eventos  $M_1$  e  $M_2$  são relacionados ao metamorfismo regional orogênico de baixa pressão, ocorrendo concomitantes com o desenvolvimento das foliações metamórficas  $S_1$  e  $S_2$ , ambas estruturas geradas durante um evento colisional (Philipp *et al.* 2004). As condições de temperatura evoluem da fácies xistos verdes a anfíbolito inferior, e possuem um padrão de zonação complexo, que varia desde a zona da clorita, passando para biotita, granada, andaluzita e cordierita. As zonas mostram uma disposição subparalela em relação a xistosidade, com a repetição de zonas de baixa temperatura no

interior de zonas de temperatura mais alta, indicando a intercalação tectônica de fatias da seqüência metamórfica (Philipp *et al.* 2004). O evento  $M_3$  está associado ao posicionamento dos granitóides Brasileiros sintranscorrência ( $D_3$ ) Valsungana e Serra dos Macacos, e desenvolve auréola de metamorfismo de contato, com cornubianitos pelíticos e calci-silicáticos indicando condições metamórficas da fácies albíta-epidoto cornubianito a piroxênio cornubianito.

Na região estudada, o CMB foi subdividido em cinco conjuntos litológicos com base nas feições reliquias e composicionais características dos protólitos dominantes (UFRGS, 2000). A unidade pelítico arenosa é constituída por xistos pelíticos a arenopelíticos de cor cinza esverdeada que adquire tons avermelhados quando alterados. Entre os tipos principais ocorrem muscovita-clorita-quartzo filonito, muscovita-biotita-quartzo xistos com ocorrências mais restritas de granada, andaluzita e cordierita. São identificados, ainda, na porção sul da área, raros corpos tabulares de turmalinitos com 2 a 4 metros de espessura intercalados aos metapelitos. Sua estrutura é marcada pela alternância de níveis milimétricos regulares e descontínuos de turmalina e quartzo.

A unidade arenosa é composta por quartzitos de cor branca amarelada e são predominantemente puros. Subordinadamente ocorrem termos xistosos ricos em muscovita e minerais opacos. As rochas dessa unidade ocorrem intercaladas com os metapelitos, constituindo lentes centimétricas a decamétricas, com espessura de 10 a 30m.

A unidade conglomerática está restrita ao Morro da Caveira, onde ocorre uma camada de metaconglomerados suportados pela matriz com cerca de 20 a 30 m de espessura, intercalado com quartzitos. Os metaconglomerados possuem cor esbranquiçada e estrutura orientada definida pelo estiramento de seixos de quartzito. A matriz é arenosa, de textura granoblástica interlobada e composta por quartzo, com teor subordinado de minerais opacos e muscovita. Em zonas de baixa deformação, é possível ainda observar estratificação plano-paralela e acamadamento gradacional.

A seqüência metassedimentar clástico-química ocorre na porção norte da área de estudo, sendo caracterizada por metamargas aluminosas e alumino-silicosas, que ocorrem intercaladas com metapelitos, enquanto que na porção central é constituída por *roof pedants* nos granitos Valsungana e Serra dos Macacos. O primeiro grupo compreende xistos de cor castanha escura, ricos em anfibólio e biotita, com baixos teores de minerais opacos, quartzo e epidoto. O segundo tipo é composto por rochas calci-silicáticas de estrutura bandada a raramente xistosa. As bandas têm espessura milimétrica (1 a 20 mm),

grande regularidade e continuidade lateral e resultam da alternância de níveis à base de diopsídio, grossulária, anfibólio e/ou biotita/flogopita com níveis ricos em plagioclásio, K-feldspato, epidoto, quartzo e titanita.

As rochas da seqüência metassedimentar química são caracterizadas por mármores calcíticos a dolomíticos de cor branca, ocorrentes na forma de lentes pouco alongadas na direção norte-sul, intercaladas aos demais metassedimentos do complexo.

A seqüência metavulcânica básica está representada por corpos lenticulares concordantes que ocorrem ao sul e ao nordeste da área de estudo, em quatro exposições principais. A maior ocorrência está localizada no Sertão do Valongo, ao norte da cidade de Tijucas, enquanto as ocorrências menores estão localizadas no Sertão de Santa Luzia, no costão norte da praia de Itapema e na Meia Praia, porção central de Itapema. Os metabasitos são constituídos por anfibólio xistos de cor verde escura a preta, com estrutura planar marcada pela orientação dimensional de prismas de anfibólio. A mineralogia é composta por anfibólio e plagioclásio, com presença subordinada de epidoto, clorita e quartzo. Um protólito de natureza vulcânica é definido pela presença de textura blastoporfírica, caracterizada por porfiroclastos de plagioclásio com formas prismáticas euédricas a subédricas e dimensões entre 1 e 3 mm e pela textura blastoamigdaloidal, definida por agregados de quartzo com formas arredondadas e dimensões entre 1 e 4 mm.

As rochas ultramáficas da seqüência magnesiana constituem corpos tabulares de extensão métrica a decamétrica e espessura entre 25 cm e 4 m, concordantes com a foliação principal. Sua identificação é restrita a quatro lentes localizadas ao sul da área estudada, na região do Sertão do Valongo e do Sertão de Santa Luzia e nas porções norte e central da praia de Itapema. Os xistos magnesianos possuem cor verde clara a bege, estão alterados e são compostos essencialmente por tremolita.

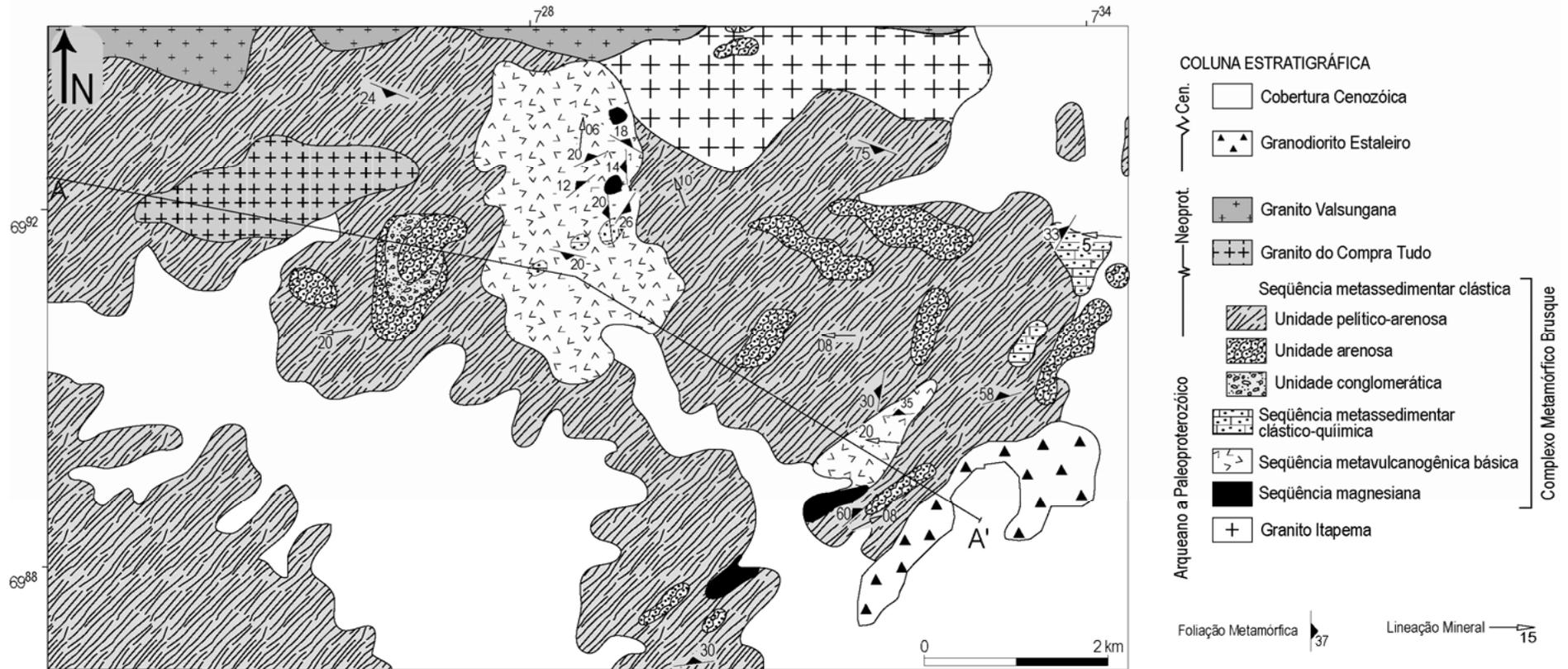
### **3.4 Geologia dos Corpos Máficos e Ultramáficos**

Com os trabalhos de campo e petrografia foram detalhados os limites dos corpos máficos e ultramáficos e as relações de contato com as rochas encaixantes de composição metapelítica, calci-silicática e magnesiana nas regiões do Sertão do Valongo e Sertão de Santa Luzia, no costão norte de Itapema (Ponta do Engodo) e na Meia Praia, porção central de Itapema.

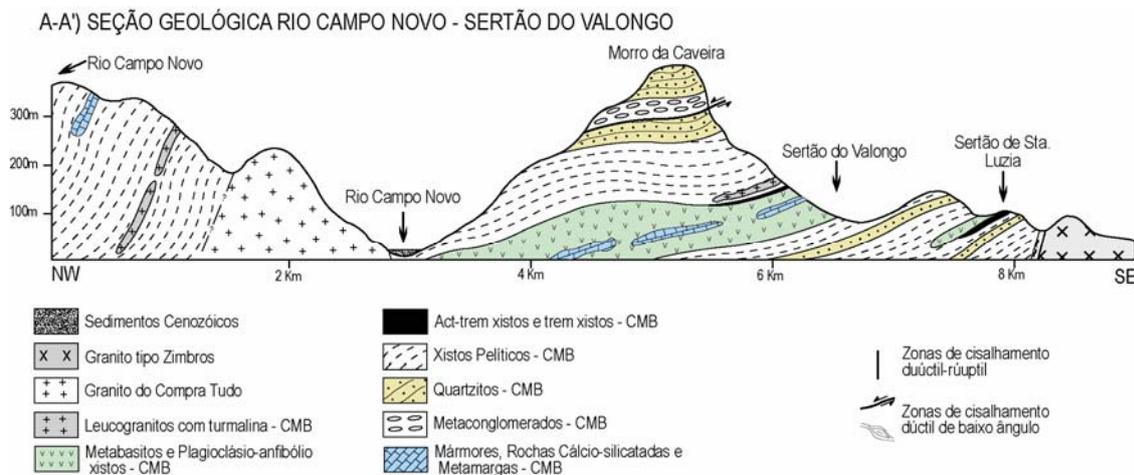
### 3.4.1 Sertão do Valongo

Na região do Sertão do Valongo os metabasaltos ocorrem na forma de dois corpos subhorizontais com cerca de 40 a 60 metros de espessura, intercalado com xistos magnesianos, metapelitos e xistos calci-silicáticos. Estes são os principais corpos máficos da região estudada, apresentando em planta uma forma alongada segundo a direção N10°W, com cerca de 3 km de extensão e 1,5 km de largura (**Figs. 8 e 9**). Os metabasaltos apresentam aspecto maciço a pouco foliado, com uma foliação metamórfica de disposição subhorizontal, acompanhada de modo concordante, por um fraturamento com espaçamento entre 10 e 40 centímetros ou mais (**Fig. 10a,b**). A mineralogia é composta por plagioclásio cálcico, hornblenda e quartzo, com presença subordinada de albita, actinolita, epidoto e clorita. As rochas ultramáficas constituem uma pequena lente com cerca de 5 metros de espessura, localizada na porção superior da exposição do Sertão do Valongo, em contato concordante com os metabasaltos.

Os tremolita xistos possuem cor esverdeada clara, adquirindo tonalidades alaranjadas ou avermelhadas quando alterados. São compostos predominantemente por tremolita, ocorrendo porções subordinadas de actinolita, clinocloro, clorita, talco e magnetita. Como pode ser observado na seção geológica Rio Campo Novo – Serra da Miséria, no Sertão do Valongo existe um amplo predomínio de metabasaltos em relação aos xistos magnesianos e calci-silicáticos que ocorrem na forma de finas lentes de espessura entre 3 e 15 metros intercalados com os metabasaltos (**Fig. 9**).



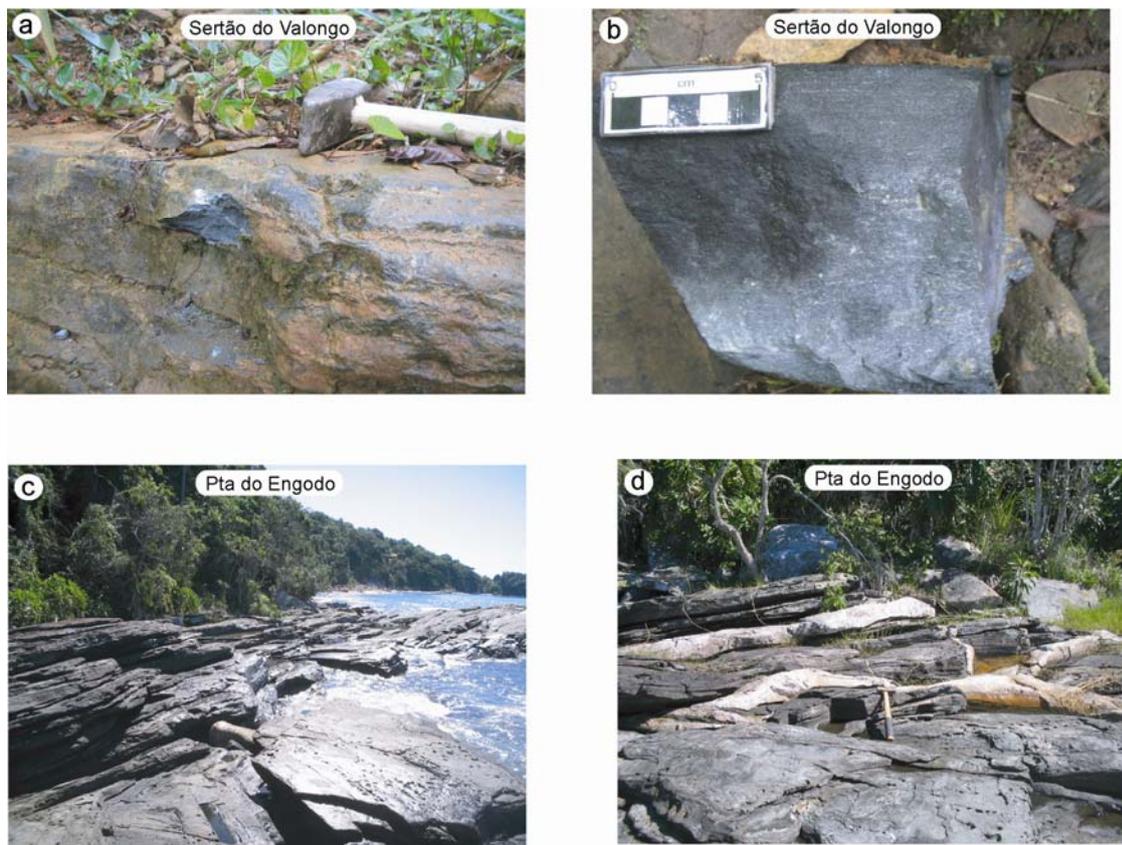
**Figura 8** - Mapa geológico da região da Serra da Miséria com indicação dos corpos do Sertão do Valongo e do Sertão de Santa Luzia, e localização da seção geológica da figura 8..



**Figura 9** – Seção geológica esquemática Rio Campo Novo-Sertão de Santa Luzia, mostrando a disposição dos corpos máficos e ultramáficos e os principais elementos estruturais.

### 3.4.2 Sertão de Santa Luzia

No Sertão de Santa Luzia ocorre um corpo tabular de metabasaltos com forma alongada segundo a direção N50°E, com cerca de 1,5 km de comprimento e 300 metros de largura, com espessura estimada de 15-20 metros (**Figs. 8 e 9**). Os metabasaltos mostram contatos concordantes com os xistos pelíticos e quartzitos encaixantes e ocorrem associados a tremolita xistos. As rochas ultramáficas constituem um corpo alongado concordante com as rochas máficas, possuindo cerca de 1,5 km de comprimento e 150 metros de largura, com espessura estimada em 10-15 metros. Os metabasaltos apresentam aspecto maciço a pouco foliado, com uma foliação metamórfica de disposição subhorizontal marcada pela orientação de anfibólio. Os tremolita xistos possuem cor bege a verde claro, estão alterados e apresentam xistosidade bem definida pela orientação de cristais prismáticos alongados de tremolita.



**Figura 10** – Principais estruturas observadas nas rochas máficas do Complexo Metamórfico Brusque. A) Aspecto maciço a pouco foliado dos metabasaltos do Sertão do Valongo; B) Amostra de metabasalto do afloramento anterior ressaltando a textura blastoporfirítica; C) Xistos máficos em afloramento no costão norte da praia de Itapema (Ponta do Engodo). D) Injeções de corpos tabulares de leucogranitos concordantes e discordantes a xistosidade regional  $S_2$ , mesmo afloramento anterior.

### 3.4.3 Costão Norte de Itapema (Ponta do Engodo)

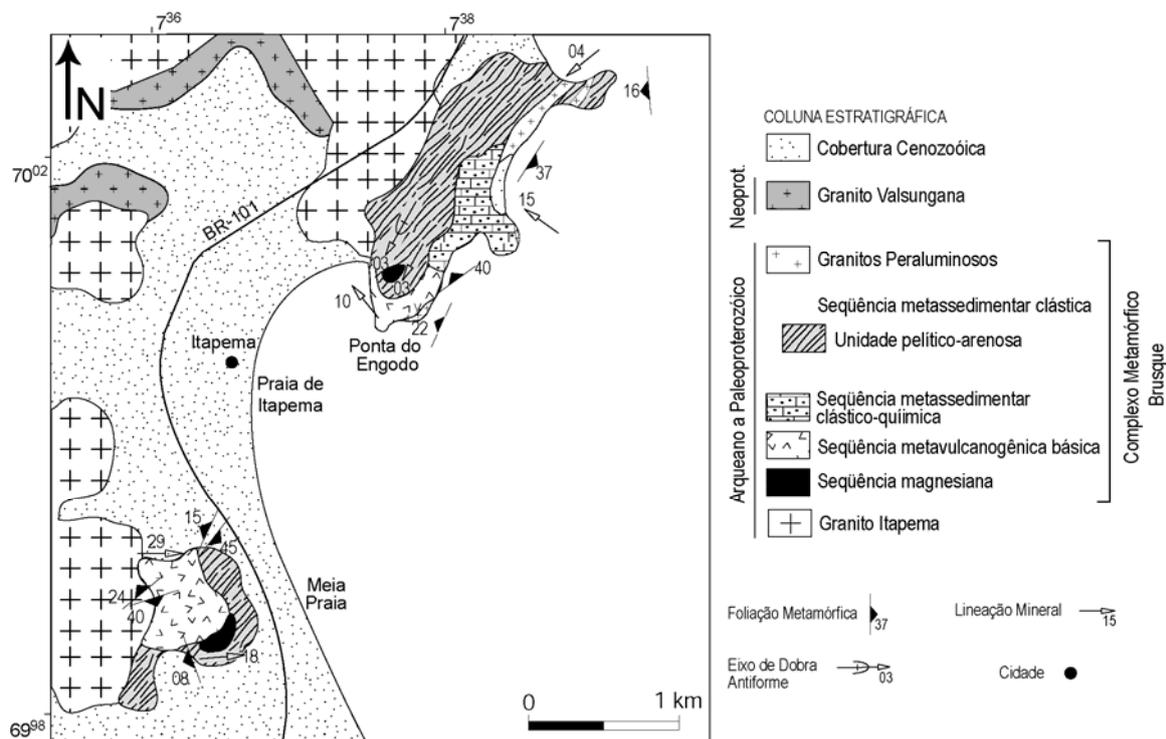
Os xistos máficos do Costão Norte de Itapema apresentam xistosidade bem definida e um fraturamento pronunciado, ocorrendo como um corpo tabular com espessura entre 5 e 10 metros e forma alongada segundo a direção  $N50^\circ E$ , com cerca de 500 metros de extensão e 100 metros de largura (**Fig. 11 e 10c**). Ocorre intercalado com rochas pelíticas ao norte, e com xistos calci-silicáticos ao nordeste. Ainda é cortado por injeções tabulares de leucogranitos peraluminosos com cerca de 1 a 5 metros de espessura (**Fig. 10d**). As rochas máficas são ricas em anfibólio, com presença subordinada de

plagioclásio e, mais raramente, de clorita, epidoto e minerais opacos. Possuem estrutura xistosa bem definida e uma pronunciada lineação mineral de anfibólio.

As rochas ultramáficas ocorrem de modo muito subordinado como um corpo com forma alongada concordante, com algumas dezenas de metros de extensão e cerca de 5 metros de espessura. Estão caracterizadas por tremolita xistos de cor castanho esverdeado e alterados.

#### **3.4.4 Meia Praia (Itapema)**

Os xistos máficos que ocorrem na Meia Praia ocorrem como um corpo tabular com forma ligeiramente alongada segundo a direção N30°W, intercalados com cordierita-muscovita xistos e com tremolita xistos (**Fig. 11**). Apresentam espessura entre 15 e 20 metros e cerca de 600 metros de extensão e 400 metros de largura. Injeções tabulares de leucogranitos peraluminosos com cerca de 15 centímetros a 2 metros de espessura cortam as rochas máficas e estão deformadas e dobradas pela foliação S<sub>2</sub>. As rochas máficas são muito semelhantes as que ocorrem na porção norte de Itapema, com uma xistosidade pronunciada, composição rica em anfibólio, com presença subordinada de plagioclásio e, mais raramente, clorita, epidoto e minerais opacos. Possuem uma pronunciada lineação mineral de anfibólio. As rochas ultramáficas são subordinadas, constituindo um corpo aflorante com forma alongada segundo a direção N50°E, com cerca de 150 metros de extensão, 50 metros de largura e até 5 metros de espessura. Estão caracterizadas por tremolita xistos de cor verde clara pouco alterados.



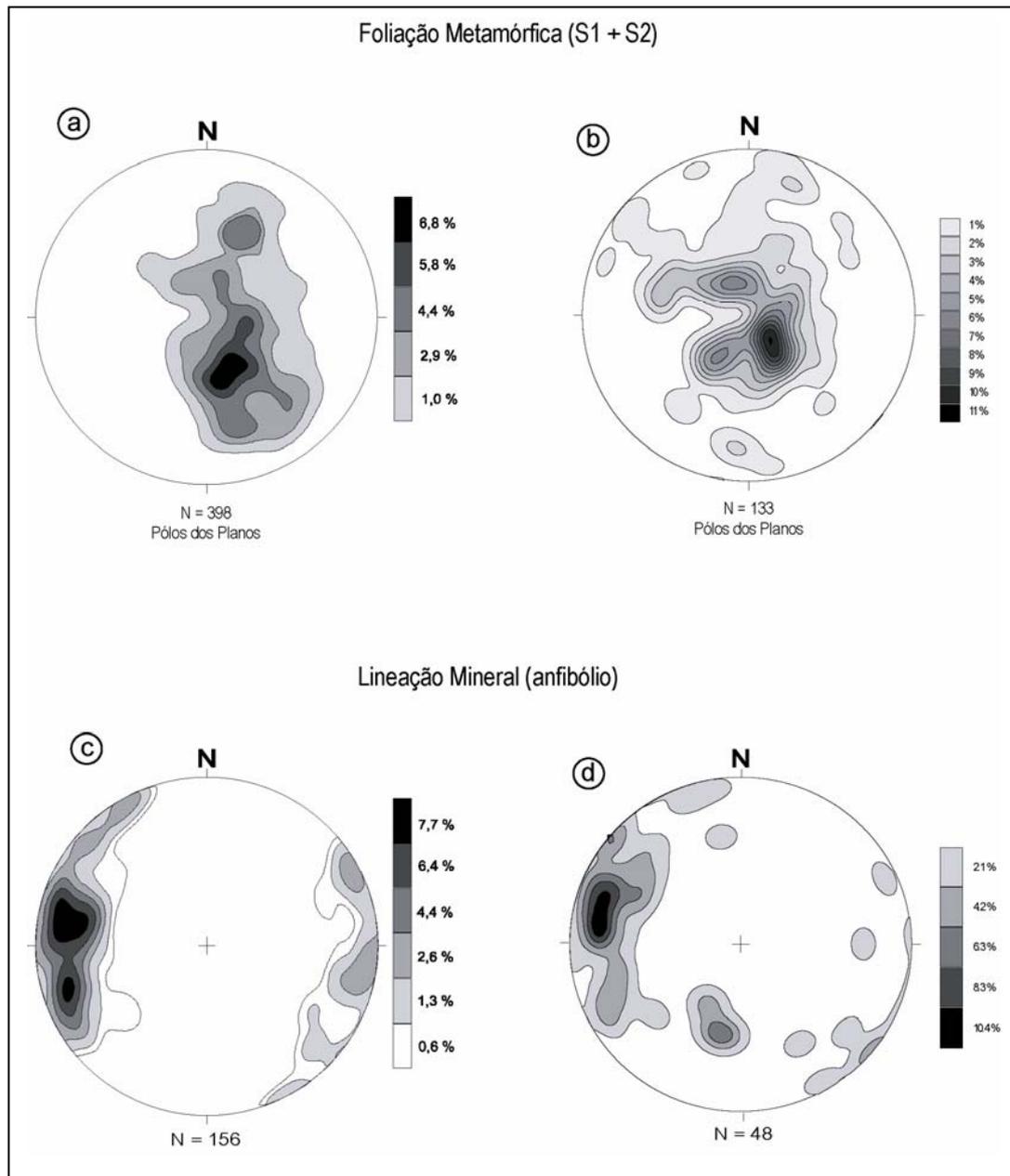
**Figura 11** - Mapa geológico de Itapema, destacando a localização dos corpos máficos e ultramáficos. A simbologia das estruturas tectônicas está localmente deslocada por questões de espaço.

### 3.4.5 Dados Estruturais

A presença de texturas reliquias típicas de rochas vulcânicas e a disposição como corpos tabulares de pouca espessura é sugestiva que as rochas metamáficas e metaultramáficas representem derrames vulcânicos. O maior corpo máfico-ultramáfico apresenta-se em planta com alongamento principal para N10-20°W, enquanto os corpos menores mostram-se alongados segundo N40-50°E. As formas atuais dos corpos são resultado da atuação das fases subseqüentes de deformação.

A análise dos estereogramas nos indica que o condicionamento estrutural das seqüências vulcanogênicas na região estudada é semelhante ao encontrado para todas as rochas do CMB (**Fig. 12**). Os dados estruturais mostram que a atitude média da principal foliação metamórfica do CMB é N60-70°E, com mergulhos para noroeste e subordinadamente, para sudeste (**Fig. 12a**). Esta variação regular da atitude do mergulho é o resultado da atuação da fase de dobramentos D<sub>3</sub> afetando a foliação regional S<sub>2</sub> conforme sugerido por Philipp *et al.* (2001). Estas dobras têm formas abertas a fechadas e são assimétricas, com vergência para sul. A foliação metamórfica nas rochas

metamáficas-ultramáficas é concordante com os dados obtidos para o CMB em toda a área estudada (**Fig. 12b**). A lineação mineral têm baixo ângulo de caimento para oeste e também mostra concordância com relação as atitudes para todo o complexo (**Fig. 12c,d**). A relação entre as atitudes médias da foliação regional e da lineação mineral sugere que as mesmas resultem de uma tectônica deformadora relacionada a um processo de colisão oblíqua.



**Figura 12** – Diagramas de frequência de dados estruturais do CMB e das rochas metamáficas. A) Pólos dos planos de xistosidade de todas as rochas do CMB para a região de Itapema-Itajaí (UFRGS, 2000); B) Pólos dos planos de xistosidade das rochas metamáficas estudadas; C) Lineação mineral de todas as litologias do CMB para a região de Itapema-Itajaí (UFRGS, 2000); D) Lineação mineral das rochas metamáficas estudadas.

### **3.5 Petrografia das Rochas Metamáficas e Ultramáficas**

A análise petrográfica dos corpos máficos e ultramáficos estudados permitiu o reconhecimento de três tipos litológicos principais: metabasaltos, xistos máficos (epidoto-plagioclásio-anfibólio xistos) e xistos magnesianos. Os dados petrográficos encontram-se sintetizados na **tabela 2**.

**Tabela 2** – Análises modais dos minerais constituintes das rochas máficas, ultramáficas e calci-silicáticas ocorrentes na região estudada.

<b>Metabasaltos Toleíticos</b>														
<b>Mineral/ Amostra</b>	BR-01A	BR-02C	BR-08	BR-09	BR-11	BR-18A	BR-18C	BR-20B	BR-21A	PCA- 5033B	PCA 5093	PCA 5231A	PCB 2049	PCB 4068A
Plagioclásio	20	8	31	25	16	12	23	42	15	49	8,5	10	30	20
Hornblenda	73	60	46	55	62	83	73	30	65	49	89	75	60	60
Actinolita	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Tremolita	---	15	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Diopsídio	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Quartzo	---	---	3	---	---	---	---	---	15	1	1	3	---	10
Epidoto	2	2	15	15	20	---	---	---	---	Tr	1	2	1	2
Sericita	---	---	0	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Titanita	1	5	3	3	1	---	2	---	---	Tr	2	10	4	1
Opacos	4	10	2	2	1	5	2	25	5	1	0,5	0,5	5	7
Biotita	---	---	---	---	---	---	---	3	---	---	---	---	---	---

<b>Mineral/ Amostra</b>	<b>Metabasaltos Komatiíticos</b>								<b>Rochas Calci-silicáticas</b>								
	BR-03	BR-06	BR-12A	PCA 1058A	PCA 6022B	PCA 6092A	PCB 1005A	PCB 4070A	BR-05	BR-07	BR-14A	BR-14B	BR-17A	BR-17B	BR-23B	BR-25A	BR-25B
Plagioclásio	Tr	---	---	10	---	7	---	---	45	5	13	10	3	5	25	12	6
Microclínio	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	2	---	---
Hornblenda	---	---	---	82,5	19	83	44,5	95	---	75	---	---	---	---	---	---	85
Actinolita	65	---	50	---	---	---	---	---	---	---	55	24	70	65	---	---	---
Tremolita	28	96	35	---	74	---	44,5	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Diopsídio	---	---	---	---	---	---	---	---	50	3	---	---	---	---	55	65	---
Quartzo	---	---	---	0	---	---	---	---	---	7	15	20	15	17	15	20	4
Epidoto	Tr	---	---	0,5	---	5	---	1	3	3	---	---	---	---	---	---	5
Sericita	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Titanita	5	---	---	---	---	---	1	1	1	5	---	1	10	10	3	3	---
Opacos	2	4	15	7	7	5	10	3	1	2	15	5	2	3	---	---	---
Biotita	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	2	---	---	---	---	---	Tr
Calcita	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	40	---	---	---	---	---

### 3.5.1 Metabasaltos

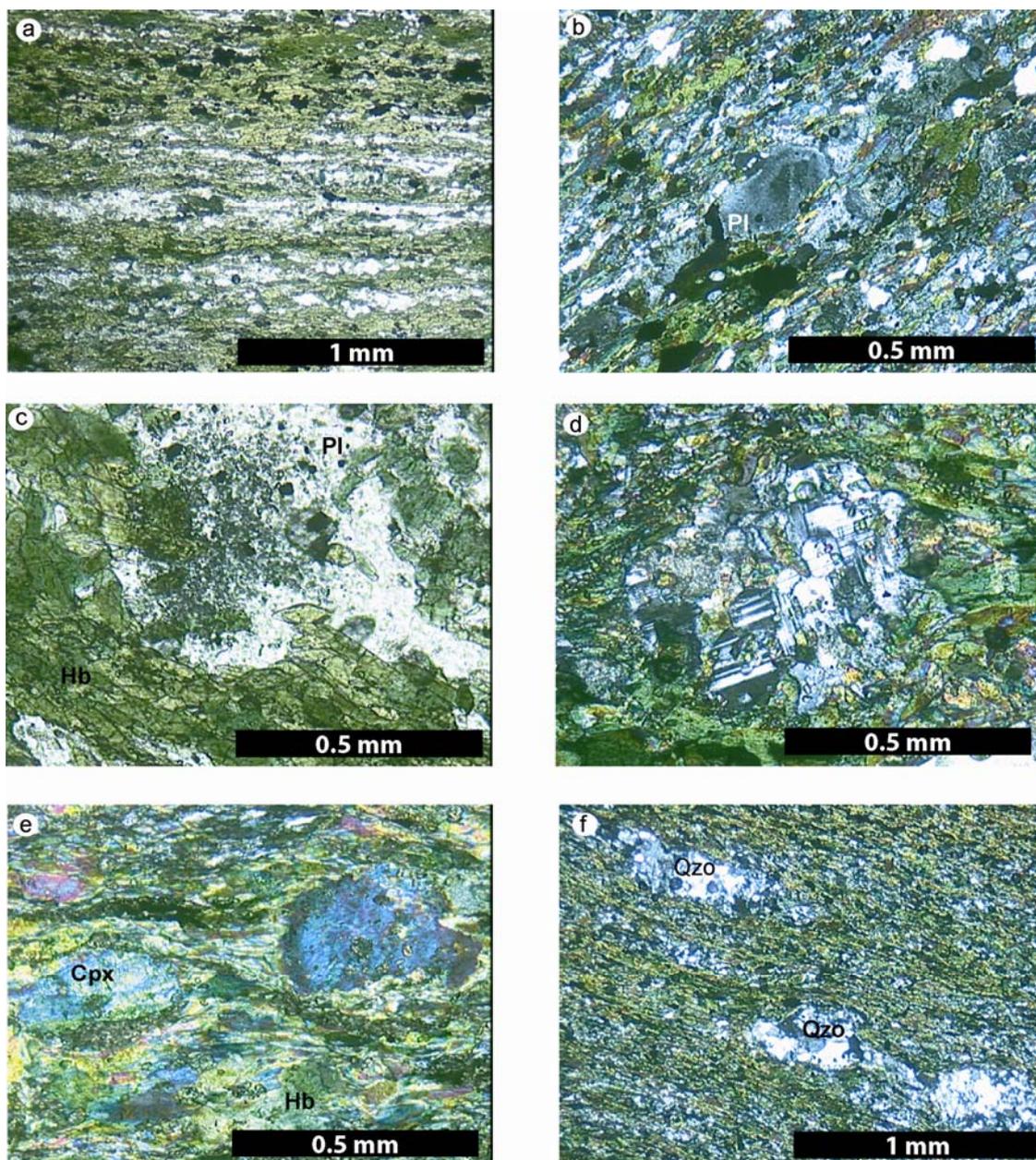
Os metabasaltos são rochas de cor preta e estrutura foliada marcada pela orientação de anfibólio. De modo restrito, ocorrem porfiroclastos de plagioclásio de formas prismáticas a elípticas com dimensões entre 0,5 a 2 mm. Nos corpos do Sertão do Valongo a estrutura é foliada, entretanto, observa-se um bandamento irregular nos corpos que ocorrem no Sertão de Santa Luzia, no costão norte de Itapema e na Meia Praia. As bandas são irregulares, com níveis contínuos, de espessura milimétrica a centimétrica, e estão definidas pela predominância de níveis ricos em anfibólio, com tamanho de grão entre 0,3 e 0,7 mm, intercalados com níveis milimétricos, irregulares e descontínuos compostos por plagioclásio, anfibólio e epidoto (**Fig. 13a**).

A textura principal é nematoblástica média, caracterizada pela orientação de cristais prismáticos e subidioblásticos de actinolita e/ou hornblenda. Os espaços intersticiais estão ocupados por proporções variadas entre plagioclásio e subordinadamente, epidoto, minerais opacos e titanita. Estes espaços mostram forma irregular e/ou alongada apresentando textura granoblástica inequigranular interlobada média gradando para granoblástica equigranular interlobada a poligonal, esta última uma variação observada no corpo que ocorre no Sertão do Valongo. Nos metabasaltos deste último corpo observa-se a textura blastoporfírica e blastoamigdaloidal. A primeira é caracterizada por porfiroclastos de plagioclásio, com forma prismática subédrica, com cerca de 0,3 a 1,8 mm ocorrendo como agregados ou cristais isolados (**Fig. 13b,c,d**). De modo mais restrito, ocorrem porfiroclastos de clinopiroxênio reliquiar com forma equidimensional a subarredondada, com porção central incolor a verde claro e margem parcialmente transformada para anfibólio (**Fig. 13e**). A textura blastoamigdaloidal é caracterizada por agregados de quartzo com formas elipsóides e dimensões entre 0,7 a 2,5 mm (**Fig. 13f**).

O Anfibólio ocorre na forma de actinolita e hornblenda. A actinolita é predominante e ocorre em todos os corpos descritos. Mostra forma prismática alongada, subidioblástica, pleocróica de verde azulado a verde, variando entre 0,2 a 0,5 mm. A hornblenda ocorre somente no corpo do Sertão do Valongo. Possui forma prismática pouco alongada, subidioblástica com tamanho entre 0,1 e 0,5 mm e pleocroísmo que varia do verde ao castanho esverdeado claro. O Plagioclásio metamórfico apresenta-se na forma de diminutos cristais (0,05mm a 0,2 mm) com forma equidimensional a poligonal e limites interlobados a retos. O plagioclásio reliquiar tem forma prismática pouco

alongada a equidimensional, zonação normal, maclas polissintéticas regulares e tamanhos entre 0,3 a 2 mm. Em algumas lâminas, os núcleos mais cálcicos estão marcados pelo crescimento de epidoto (**Fig. 13c**). Os Minerais Opacos apresentam duas formas distintas: como cristais equidimensionais subédricos com cerca de 0,2 a 0,3 mm e na forma de agregados de cristais xenoblásticos com cerca de 0,1 mm, orientados segundo a foliação. Estes últimos são oriundos da transformação do clinopiroxênio em anfibólio, enquanto os primeiros, mais comum no corpo do Sertão do Valongo, pode representar um cristal reliquiar de origem magmática. O Epidoto, do tipo Pistacita, é comumente encontrado na forma de cristais equidimensionais, subidioblásticos a xenoblásticos, variando de 0,05 a 0,2 mm. Por vezes, forma porfiroblastos subidioblásticos com cerca de 0,2 a 0,5 mm. A Titanita ocorre na forma de finas franjas associadas a agregados alongados de minerais opacos xenoblásticos. Possui forma irregular e xenoblástica, incolor a castanho clara, com tamanho entre 0,02 a 0,1mm.

Localizadamente, os metabasaltos são cortados por veios de composição tonalítica com cerca de 0.5 mm de espessura e cortam a foliação em ângulo. Mostram textura equigranular fina, e são compostos por plagioclásio e hornblenda subédricos, com quartzo amebóide, epidoto e opacos. Podem estar relacionado à intrusão do Granito Itapema. Também ocorrem veios de quartzo com disposição concordante e discordante em relação à foliação e apresentam textura granoblástica média (0,1 a 0,3 mm) poligonal interlobada.



**Figura 13** - Principais feições microestruturais e texturais associadas com as rochas metamáficas. A) Xistosidade  $S_2$  em xisto máfico (ep-plagioclásio-hornblenda xisto) ilustrando o desenvolvimento de um bandamento incipiente com segregação de níveis dominantes ricos em anfibólio com textura nematoblástica média e níveis granoblásticos a base de plagioclásio e pouco epidoto (Sertão de Santa Luzia); B) Textura blastoporfirítica ressaltando fenocristal de plagioclásio zonado com forma prismática pouco alongada e subédrica (Sertão de Santa Luzia); C) Detalhe de fenocristal de plagioclásio zonado com zonação normal definida pelo crescimento de epidoto na porção central do porfiroclasto (Sertão do Valongo); D) Detalhe do mesmo cristal de

plagioclásio anterior destacando a presença de macla complexa, luz polarizada (Sertão do Valongo); E) Porfiroclastos de cristais incolores de clinopiroxênio(?)envoltos por matriz nematoblástica definida pela orientação de hornblenda (Sertão do Valongo); F)Textura blastoamigdaloidal caracterizada por amígdalas de quartzo deformadas (Sertão de Santa Luzia).

### 3.5.2 Xistos Máficos

Estas litologias constituem os corpos da região do Sertão de Santa Luzia, da porção norte do costão de Itapema e na Meia Praia. Estão associadas e apresentam a mesma composição mineralógica que os metabasaltos, sendo consideradas neste trabalho com uma variação petrográfica relacionada a intensidade mais elevada da deformação que sofreram estes corpos. Os xistos máficos estão caracterizados por titanita-epidoto-plagioclásio-actinolita xistos e epidoto-actinolita-plagioclásio xistos, com proporções variadas entre plagioclásio e anfibólio. Apresentam cor preta e estrutura xistosa definida pela orientação de cristais prismáticos de anfibólio associada com uma destacada lineação mineral.

A textura principal é nematoblástica média, definida pela orientação de cristais prismáticos e subidioblásticos de actinolita e hornblenda, com textura granoblástica inequigranular interlobada média constituída por plagioclásio e subordinadamente, epidoto, minerais opacos e titanita nos espaços intersticiais. Embora em menor escala, também é observada a textura blastoporfirítica, definida pela ocorrência localizada de porfiroclastos de plagioclásio com forma prismática subédrica envoltos pela foliação metamórfica (**Fig.13b**).

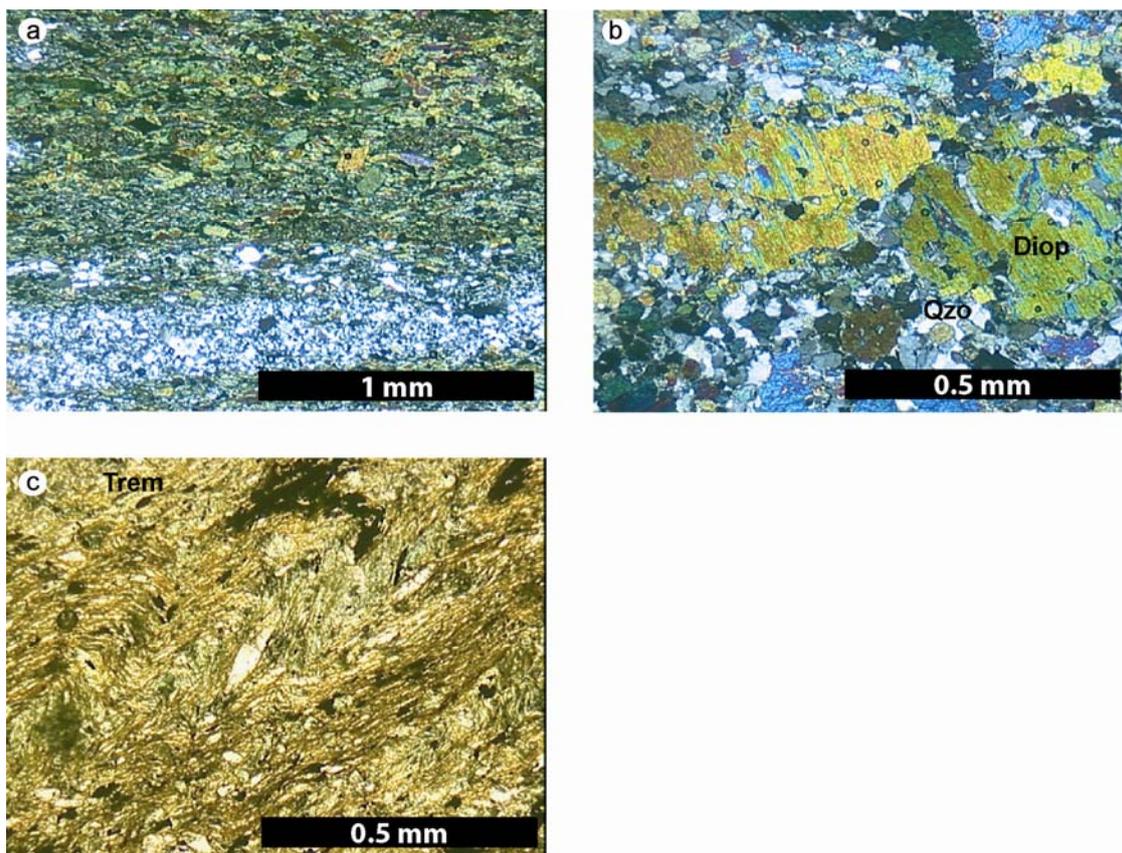
Intercaladas com os xistos máficos ocorrem camadas de rochas calci-silicáticas com disposição concordante com a foliação regional. Estas rochas possuem cor verde claro, aspecto maciço e composição a base de diopsídio, plagioclásio, quartzo, microclínio e epidoto. A estrutura pode ser maciça a foliada, ocorrendo também níveis regulares e contínuos de 3 a 10 mm de espessura ricos em diopsídio (1 a 7 mm), intercalados com níveis ricos em quartzo (1 a 3 mm), plagioclásio (1 a 4 mm) e epidoto (**Fig. 14a**). Secundariamente também são observados níveis mais ricos em epidoto-zoizita (1 a 2 mm). Apresenta textura granoblástica interlobada a poligonal, equigranular a inequigranular média (0,4 a 0,4 mm) desenvolvida por cristais de diopsídio, plagioclásio e quartzo (**Fig. 14b**). Também mostra textura porfiroblástica caracterizada

pelo crescimento de cristais prismáticos e alongados de epidoto com disposição discordante a perpendicular as camadas calci-silicáticas. Estas rochas também se encontram próximas aos limites das intrusões leucograníticas que cortam a foliação principal ao longo da  $S_2$ . Apesar da composição mineral, o aspecto maciço, o crescimento desorientado de porfiroblastos de epidoto e diopsídio e a íntima associação espacial com as intrusões ígneas também pode sugerir que estas rochas representem interações de contato entre as intrusões graníticas tabulares e os xistos máficos.

### 3.5.3 Xistos Magnesianos

Os xistos magnesianos estão representados por tremolita xistos, actinolita-tremolita xistos e, subordinadamente opacos-plagioclásio-actinolita-tremolita xistos. A textura principal é nematoblástica média, definida por cristais subidioblásticos de anfibólio com tamanho médio entre 0,4 a 0,8 mm (**Fig. 14c**). De modo restrito observa-se a textura porfiroblástica marcada por cristais de anfibólio com tamanho entre 0,8 e 1,5 mm e, subordinadamente, textura granoblástica interlobada a poligonal fina a média, com plagioclásio de tamanhos entre 0,05 a 0,1 mm. Os Minerais Opacos estão dispostos na forma de agregados xenoblásticos, alongados com cerca de 0,5 a 1,5 mm e orientados segundo a foliação  $S_2$ . O Epidoto é constituído por agregados de forma irregular e xenoblástica com tamanho entre 0,1 e 0,2 mm e estão associados a transformação do plagioclásio cálcico.

São identificadas injeções de trondjemitos com 2 a 3 centímetros de espessura, compostos por plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda. O quartzo e o plagioclásio apresentam textura granoblástica interlobada a poligonal fina (0,1 a 0,2 mm). A hornblenda e a biotita são xenoblásticas e têm tamanho entre 0,1 e 0,5 mm.



**Figura 14** - Principais feições microestruturais e texturais associadas com as rochas metaultramáficas e xistos calci-silicáticos. A) Xisto calci-silicático com bandamento reliquiar definido pela intercalação de níveis ricos em anfibólio com níveis ricos em quartzo, com plagioclásio, microclínio e epidoto, Ponta do Engodo ; B) Rocha calci-silicática composta por quartzo, plagioclásio, epidoto e porfiroblastos de diopsídio(Diop), Ponta do Engodo; C) Clivagem de crenulação  $S_2$  em tremolita xisto caracterizada pelo dobramento de foliação  $S_1$  e geração das dobras  $F_2$ , Sertão de Santa Luzia.

### 3.6 Litogeoquímica

A caracterização geoquímica das rochas estudadas está fundamentada nos resultados analíticos de 18 amostras representativas, sendo 12 de máficas e 6 de ultramáficas (**Tabela 3**). As rochas analisadas não mostram indícios petrográficos de alteração hidrotermal e intempérica, apresentando valores de perda ao fogo para as rochas máficas em geral inferiores a 1 %, enquanto que para as rochas ultramáficas duas amostras atingem valores de até 4 %. Para avaliar o comportamento geoquímico das rochas estudadas, as amostras foram representadas em diagramas gerais de classificação química, de séries magmáticas e em diagramas bivariantes, utilizando-se o número de Mg ( $\#Mg = (100 \times MgO [MgO+FeOt])$  em % molecular) como parâmetro de diferenciação.

**Tabela 3** – Composição representativa dos elementos maiores e traços das amostras selecionadas de rochas máficas e ultramáficas ocorrentes na região estudada.

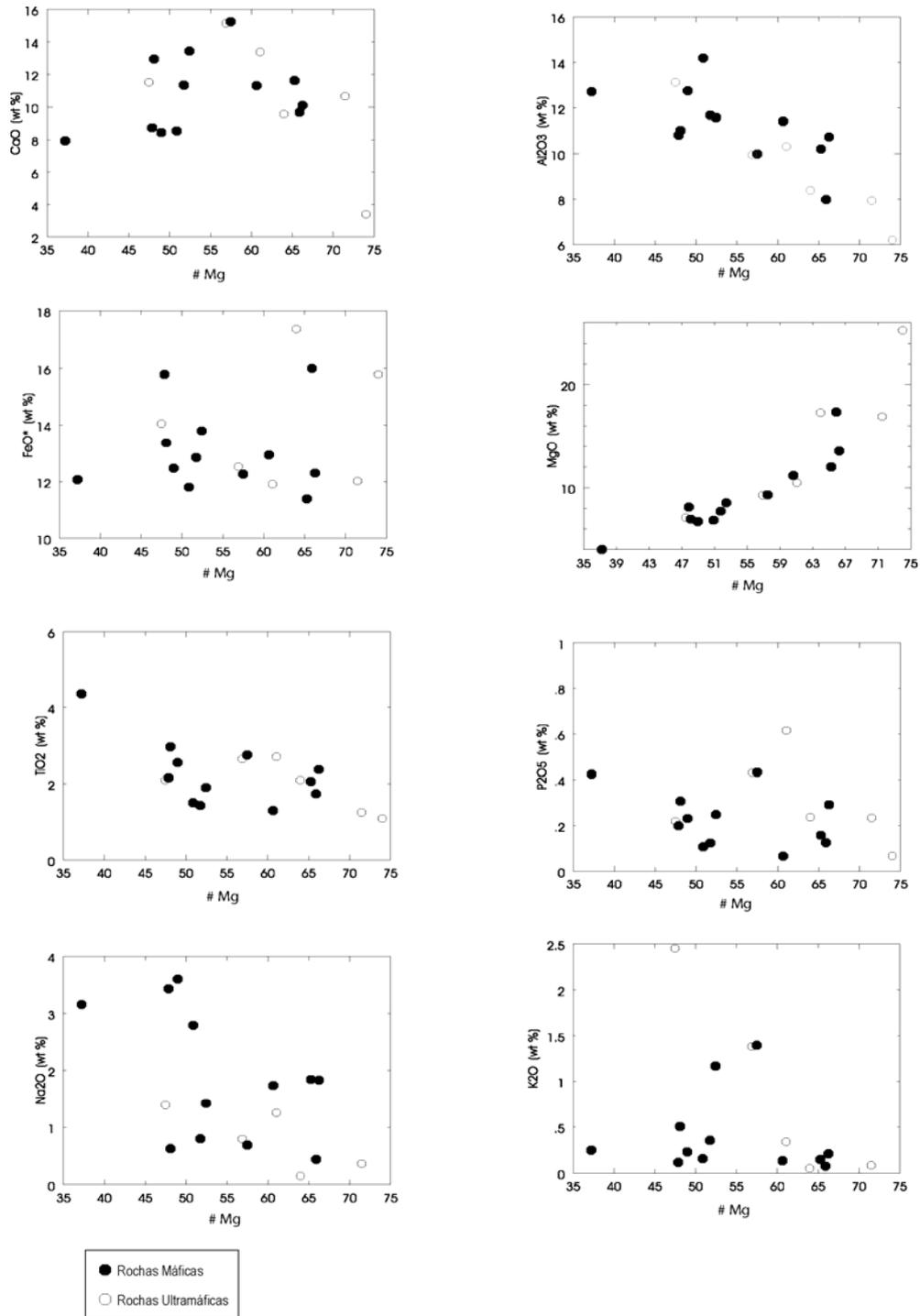
	Metabasaltos Toleíticos												Metabasaltos Komatiíticos					
	BR-01A	BR-02C	BR-08	BR-09	BR-11	BR-18A	BR-18C	BR-20B	BR-21A	PCA55231A	PCB2049A	PCB4068A	BR-03	BR-06	BR-12A	PCA6092	PCB1005A	PCB4070A
SiO <sub>2</sub>	48.56	46.36	45.82	46	52.84	44.24	51.08	47.5	51.83	49.34	48.52	52.09	45.91	45.13	45.62	46.9	42.16	48.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.42	10.27	9.6	11.17	12.22	7.62	12.34	10.94	11.32	10.63	9.84	13.72	9.59	5.82	12.52	9.92	7.94	7.59
TiO <sub>2</sub>	2.08	2.27	2.64	1.84	4.19	1.66	2.47	1.25	1.39	2.86	1.99	1.45	2.56	1.02	2.01	2.6	1.98	1.2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.89	13.09	13.1	14.79	12.9	16.97	13.42	13.78	13.85	14.34	12.21	12.69	13.42	16.48	14.9	12.73	18.23	12.76
MnO	0.17	0.14	0.18	0.19	0.1	0.19	0.18	0.27	0.16	0.14	0.17	0.14	0.18	0.14	0.17	0.18	0.17	0.17
MgO	7.83	12.98	8.94	8.23	3.86	16.56	6.5	10.72	7.49	6.71	11.58	6.63	8.94	23.69	6.8	10.08	16.34	16.15
CaO	8.42	9.66	14.65	12.96	7.64	9.22	8.18	10.84	10.99	12.49	11.2	8.26	14.6	3.22	10.99	12.88	9.03	10.18
Na <sub>2</sub> O	3.3	1.75	0.66	1.37	3.04	0.42	3.48	1.66	0.78	0.61	1.77	2.7	0.77	0	1.33	1.21	0.14	0.35
K <sub>2</sub> O	0.11	0.2	1.34	1.13	0.24	0.07	0.22	0.13	0.34	0.49	0.14	0.15	1.33	0	2.34	0.33	0.05	0.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.28	0.42	0.24	0.41	0.12	0.22	0.06	0.12	0.3	0.15	0.1	0.42	0.06	0.21	0.59	0.22	0.22
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.22	1.64	0.99	0.78	0.66	2.88	1.08	1.24	1	0.71	1.75	0.98	1.1	4.56	1.16	1.36	4.08	2.82
<b>Total</b>	<b>99.18</b>	<b>98.64</b>	<b>98.34</b>	<b>98.69</b>	<b>98.1</b>	<b>99.96</b>	<b>99.19</b>	<b>98.39</b>	<b>99.28</b>	<b>98.61</b>	<b>99.33</b>	<b>98.92</b>	<b>98.82</b>	<b>100.13</b>	<b>98.04</b>	<b>98.77</b>	<b>100.35</b>	<b>99.61</b>
Y	21.1	29.8	42.4	32	39.5	0	45.1	23	23	33.3	19	29.6	44.6	11.7	40.6	32.2	23.2	26.3
Ni	382.7	270.8	312.9	312.4	74.7	664.3	59.7	810.6	320.9	140.8	251.1	194.9	236.9	1172.8	300.3	181.9	904	654
Co	117.7	95.1	106.1	110.3	86.4	153.7	89.7	130.1	108.1	95.4	76.2	78.9	88.8	186	114.4	83.4	175.4	105.1
Ga	23.3	25.1	23.3	24.8	25.8	18.1	27.4	23.3	21.8	30.4	20	26.3	21.8	13.6	26.6	24.2	19.5	16.4
Sr	219.9	162.7	344.7	1978.7	342.7	23.4	132.6	120	506.6	1161.9	170.3	470.4	474.6	32.1	1743.9	854.9	30.3	93.7
Zr	78.6	86.8	85.2	175.9	179.3	41.8	97.8	42	70.4	160.1	80.2	75.9	127.4	27.6	165.5	147.7	63	49.3
Nb	32.5	33.5	40.2	39	59.6	0	28.2	13.7	17.4	31.5	25.9	16.9	48.2	12.6	38.6	46.5	25.4	29.6
Rb	29.4	29.4	105.5	29.4	29.4	0	29.4	29.4	29.4	29.4	25	29.4	107.4	29.4	102.3	29.4	29.4	29.4
Cr	577	1179.4	531.2	545.3	28.8	1849.4	258.4	918.4	628.9	320.5	1209.6	672.3	475.9	1242.2	582.7	376.6	852.8	1303.7
Ba	83.8	138.4	765	375.2	265.3	348.9	103.8	51	46.3	317.1	110.4	88.6	461.1	0	757.9	230.1	109.5	20.5
V	264	240		281	290	152			220				249		271			
Zn	100	120		120	80	115			90				130		100			
Rb	3	4		29	14	0			0				84		80			
Sr	196	148		1925	315	88			468				477		1674			
La	12.9	14.4		35	29.1	16.7			10.4				24.2		31.4			
Ce	35.3	39.9		57.3	56.5	25.6			22				50.1		58.3			
Pr	4.11	4.69		8.52	8.14	5.1			2.92				7		7.57			
Nd	18.5	21.3		34.1	36.1	20.4			12.5				30.4		30.4			
Sm	4.7	5.5		6.9	9	5.18			3.3				7.5		6.3			
Eu	1.74	2.13		2.52	3.3	1.7			1.21				2.67		2.1			
Gd	5	5.8		6.3	8.2	5.39			3.4				7		5.6			
Tb	0.8	0.9		1	1.4	0.81			0.6				1.1		0.9			
Dy	4.3	5		5.6	7.3	4.18			3.9				5.9		5.1			
Ho	0.7	0.9		1	1.2	0.73			0.7				1		0.9			
Er	1.7	2.3		2.5	2.9	1.89			1.9				2.4		2.3			
Tm	0.22	0.29		0.33	0.35	0.24			0.27				0.29		0.3			
Yb	1.3	1.7		1.9	1.9	1.38			1.6				1.6		1.7			
Lu	0.17	0.24		0.25	0.26	0.196			0.22				0.22		0.23			
Hf	3.2	3.3		3.2	6.7				2.2				4.7		3.5			
Ta	1.3	3.8		1.6	2.5	2.59			0.7				1.9		1.6			
Th	2	1.9		3.1	3.5	31.6			1.8				2.8		3.2			

Todas as rochas têm uma composição básica, apresentando teores de elementos maiores e traços similares àqueles encontrados em rochas vulcânicas de ambientes fanerozóicos. Esta característica associada com a regularidade composicional pode indicar que os metabasaltos e os xistos máficos e ultramáficos são os equivalentes metamórficos de tais rochas vulcânicas e conservam em alto grau a sua composição ígnea. Esta conclusão também é indicada pelas altas razões Cr/Th (entre 152 e 484) e baixas razões Th/La (entre 0,09 e 0,17), que as distingue das rochas sedimentares (Taylor & McLennan, 1985) e confirmam sua composição ígnea (Rollison, 1996).

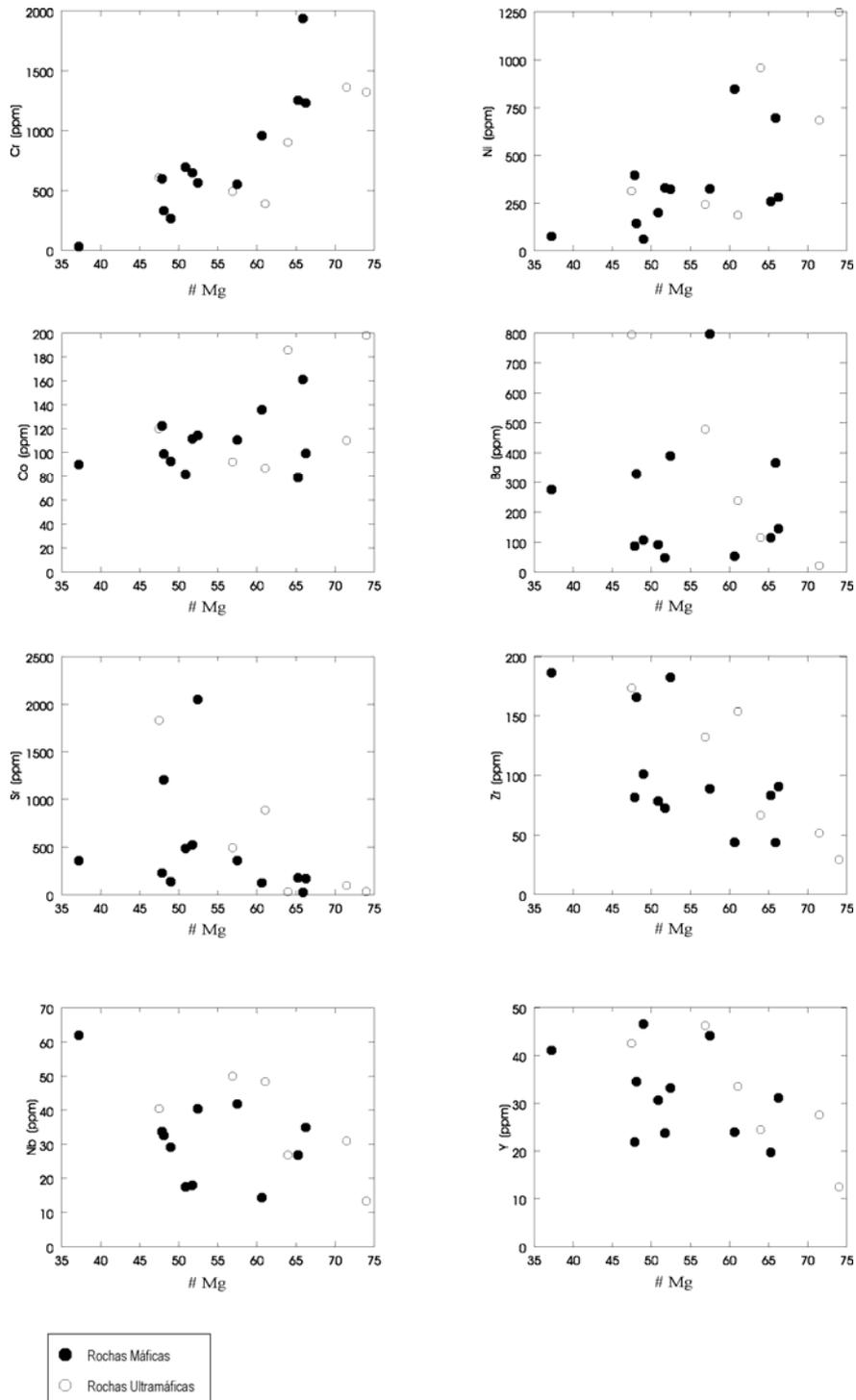
Os teores de SiO<sub>2</sub> variam entre 45 e 48 % para as rochas ultramáficas e entre 45 e 52 % para as rochas máficas, enquanto o número de Mg # varia entre 48 e 74, para as rochas ultramáficas e 35 e 65 para as rochas máficas (**Tabela 3**). A disposição das amostras nos diagramas bivariantes utilizando o número de magnésio como índice de diferenciação ressalta o desenvolvimento de tendências (*trends*) curvilíneas e retilíneas no comportamento dos elementos maiores e traços, sugerindo que os mesmos se mantiveram imóveis durante o metamorfismo e produziram tendências consistentes. Desta maneira, podem ser usados para inferir a origem e a afinidade tectônica destas rochas.

Apesar da superposição em diversos diagramas, observam-se tendências distintas entre as rochas máficas e ultramáficas, principalmente, com relação ao TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e MgO. Destaca-se as tendências obtidas para diversos óxidos, com empobrecimento significativo de MgO e relativo de CaO, e aumento dos teores de FeO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O, com relação a diminuição do teor de # Mg, este último somente nas rochas ultramáficas (**Fig.15**).

A disposição dos elementos traços para as rochas máficas e ultramáficas também caracteriza as diferenças composicionais existentes entre as mesmas. Observa-se o aumento acentuado dos teores de Zr, Y e Sr e diminuição dos teores de Cr, Ni e Co nas rochas máficas. Nas rochas ultramáficas observa-se um enriquecimento mais significativo de Ni, Ba, Sr, Zr, Nb e Y, com diminuição dos teores de Ce e Co (**Fig. 16**).

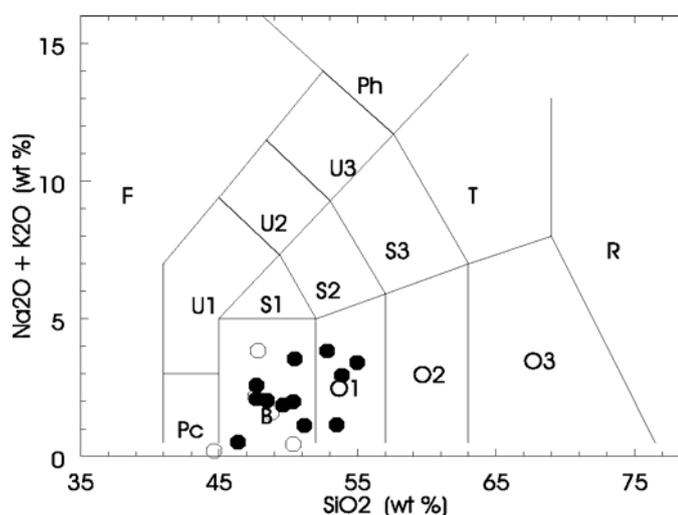


**Figura 15** – Diagramas de variação dos elementos maiores (%) utilizando # Mg como índice de diferenciação. # Mg = Mg/(Mg+Fe)(molar), com  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0,15$ . Simbologia: Círculo vazado: rochas ultramáficas, círculo cheio: rochas máficas.

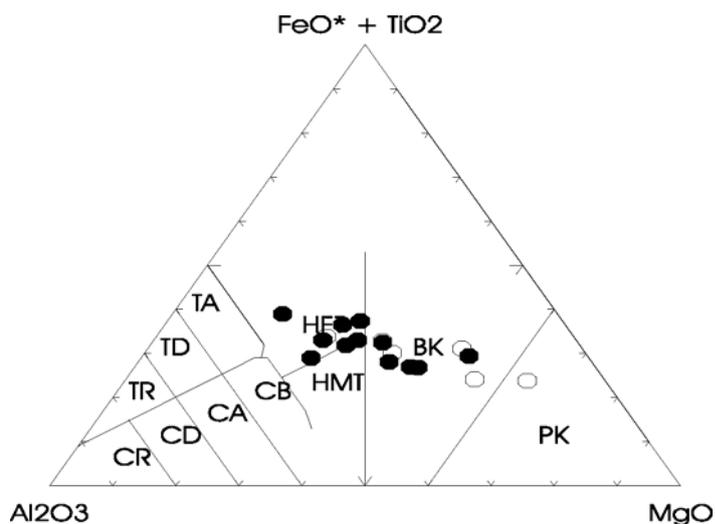


**Figura 16** – Diagramas de variação dos elementos menores e traços (ppm) utilizando # Mg como índice de diferenciação. # Mg =  $Mg/(Mg+Fe)$ (molar), com  $Fe_2O_3/FeO = 0,15$ . Simbologia: Círculo vazio: rochas ultramáficas, círculo cheio: rochas máficas.

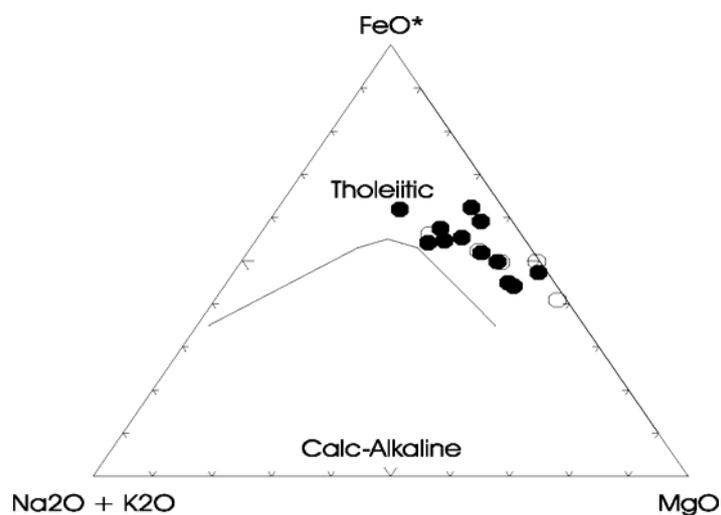
A disposição das amostras no diagrama TAS de classificação (Middlemost, 1985; Le Bas *et al.* 1986) indica o caráter subalcalino e saturado em sílica, onde as rochas máficas se posicionam no campo dos basaltos e basaltos andesíticos e as rochas ultramáficas posicionam-se predominantemente no campo dos basaltos com exceção de uma amostra que está no campo dos picritos (**Fig. 17**). A disposição das amostras no diagrama de Jensen (1976) classifica as rochas máficas como basaltos toleíticos e as ultramáficas como basaltos komatiíticos e picritos komatiíticos (**Fig. 18**). As rochas máficas e ultramáficas mostram caráter toleítico, posicionando-se acima do limite do campo que divide as rochas toleíticas e cálcico-alcalinas de Kuno (1968) (**Fig.19**). A análise das amostras máficas e ultramáficas nos diagramas com razões de elementos de baixa mobilidade de Winchester & Floyd (1977) também caracteriza uma composição de basaltos subalcalinos (**Fig.20**). Ambos os corpos são predominantemente toleíticos hiperstênio-normativos com valores entre 2,8 e 24,2 para as rochas máficas e entre 4 e 62 para as rochas ultramáficas.



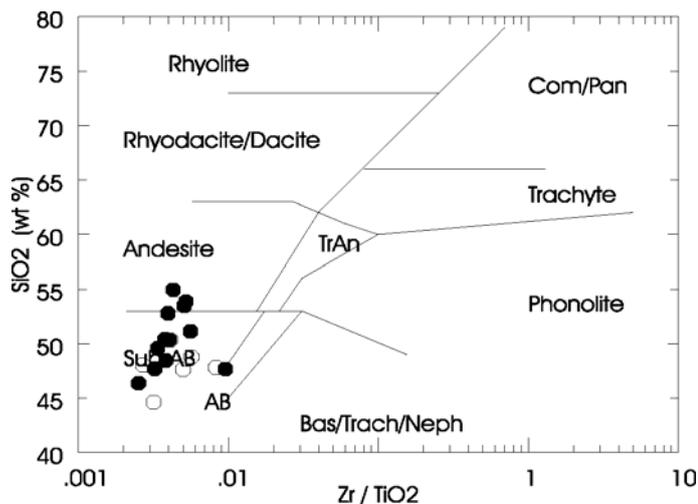
**Figura 17** – Diagrama álcalis total versus sílica (TAS – Le Bas *et al.* 1986) contendo as amostras das rochas máficas e ultramáficas da região de Itapema. Simbologia: Círculo vazado: rochas ultramáficas, círculo cheio: rochas máficas.



**Figura 18** – Diagrama  $FeO^*+TiO_2-Al_2O_3-MgO$  de Jensen (1986) para as amostras de rochas máficas e ultramáficas estudadas. Simbologia: Círculo vazado: rochas ultramáficas, círculo cheio: rochas máficas.



**Figura 19** – Disposição das rochas máficas e ultramáficas da região de Itapema no diagrama de Irvine & Baragar (1971). Simbologia: Círculo vazado: rochas ultramáficas, círculo cheio: rochas máficas.

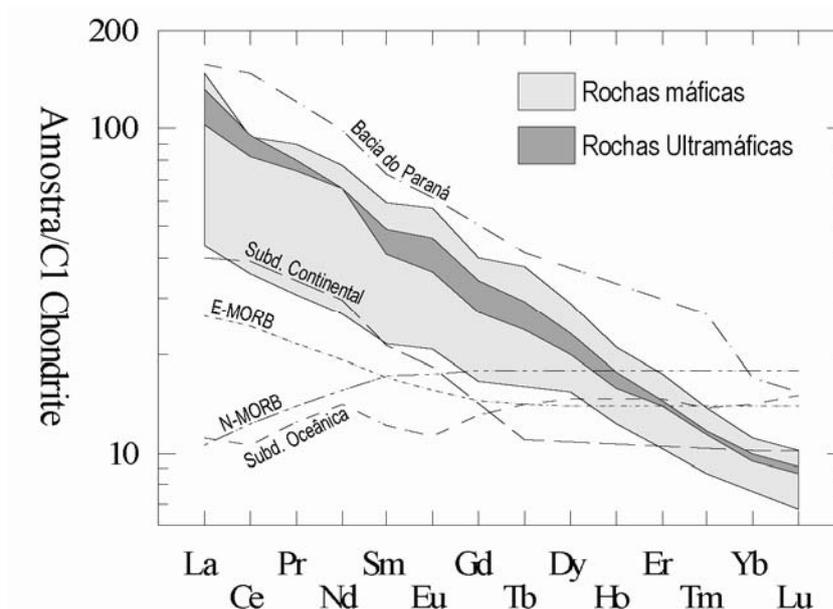


**Figura 20** – Diagrama ( $Zr/TiO_2$ ) versus  $SiO_2$  de Winchester & Floyd (1977) contendo as amostras das rochas máficas e ultramáficas da região de Itapema. Simbologia: Círculo vazado: rochas ultramáficas, círculo cheio: rochas máficas.

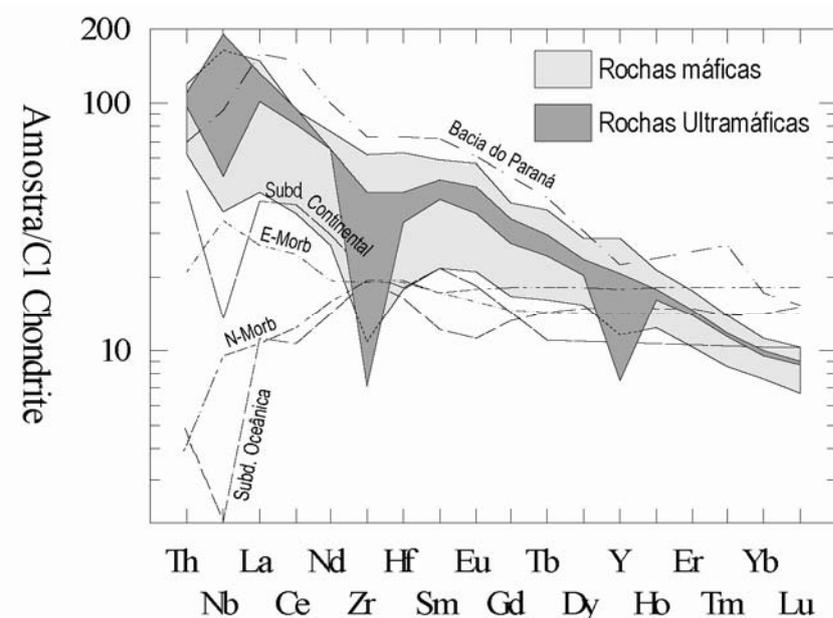
Os padrões de elementos terras-raras normalizados pelo condrito dos dois conjuntos de rochas mostram uma disposição semelhante, apresentando um padrão muito fracionado caracterizado pelo enriquecimento de ETR leves e empobrecimento de ETR pesados. As anomalias de Eu são muito pequenas, com uma maior variação dos teores gerais totais dos ETR para as rochas máficas (**Fig.21**). As razões de  $(La/Yb)_N$  variam entre 4,7 e 13,2 para as rochas máficas e entre 10,9 e 13,3 para as rochas ultramáficas.

A distribuição dos elementos traços no diagrama multi-elementar também ressalta a ampla superposição composicional entre as rochas máficas e ultramáficas, destacando a acentuada anomalia negativa de Zr e Y nas rochas ultramáficas (**Fig.22**).

A comparação dos teores de elementos terras raras e traços das amostras de rochas máficas estudadas com a composição média determinada para ambientes geotectônicos reconhecidos do Fanerozóico, destaca a semelhança com os basaltos da Bacia do Paraná e em parte com rochas relacionadas a subducção continental (**Figs. 21e 22**).



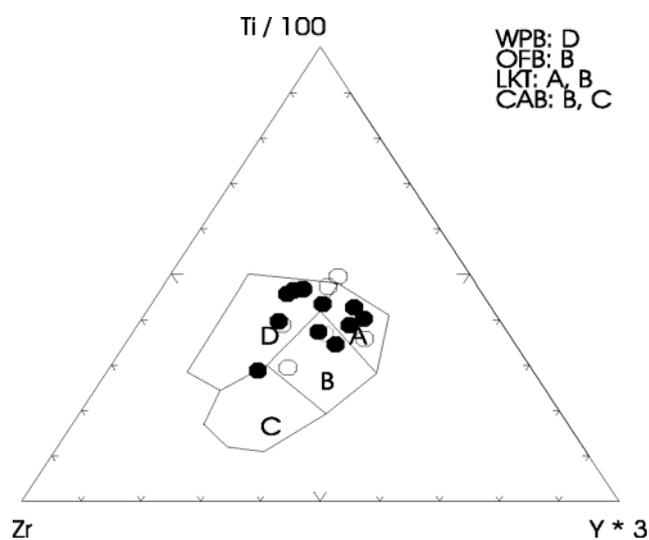
**Figura 21** – Abundância dos Elementos Terras Raras das rochas máficas e ultramáficas da região de Itapema normalizados pelo condrito (Sun, 1982). Padrões comparativos para basaltos: E-MORB e N-MORB (Wilson, 1989), Subducção Oceânica (Wharton et al. 1995), Subducção continental (Tormey et al. 1991), Toleítos Continentais (Bacia do Paraná, Bellieni et al. 1986).



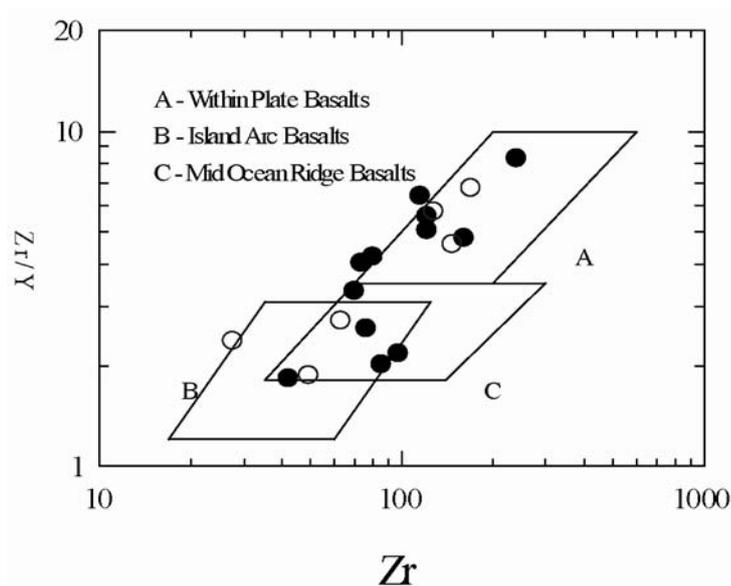
**Figura 22** – Diagrama multi-elementares normalizados pelo condrito (Sun, 1982) para as amostras de rochas máficas e ultramáficas estudadas. Padrões comparativos para basaltos: E-MORB e N-MORB (Wilson, 1989), Subducção Oceânica (Wharton et al.

1995), Subducção continental (Tormey et al. 1991), Toleítos Continentais (Bacia do Paraná, Bellieni et al. 1986).

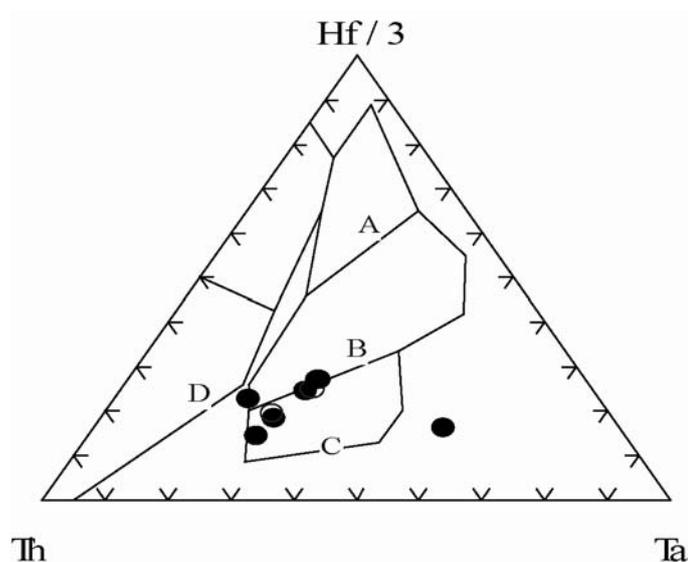
Os diagramas de discriminação tectono-magmática baseados em elementos traços representam o maior grupo de diagramas que podem ser utilizados para a distinção de ambientes tectônicos. A disposição das amostras de rochas máficas e ultramáficas nos diagramas discriminantes de ambientes tectônicos gerados por Pearce & Cann (1973), Wood (1980), Mullen (1983) e Meschede (1986) ressaltam a semelhança composicional dos magmas estudados com as rochas básicas geradas em ambientes intra-placa e MORB. Dentre estes, os diagramas propostos por Pearce & Cann (1973) classifica as amostras analisadas em basaltos intra-placa e toleítos oceânicos (Figs.23 e 24). Nas relações estabelecidas por Wood (1980) as amostras se dispõem no campo das rochas intra-placa e, subordinadamente, no campo das rochas oceânicas (Figs.25 e 26). Nas relações definidas por Meschede (1986) também caem no campo das rochas intra-placa, com algumas no campo das rochas oceânicas (Fig.27). Não há relação entre a composição dos basaltos estudados e aqueles gerados em ambientes de subducção.



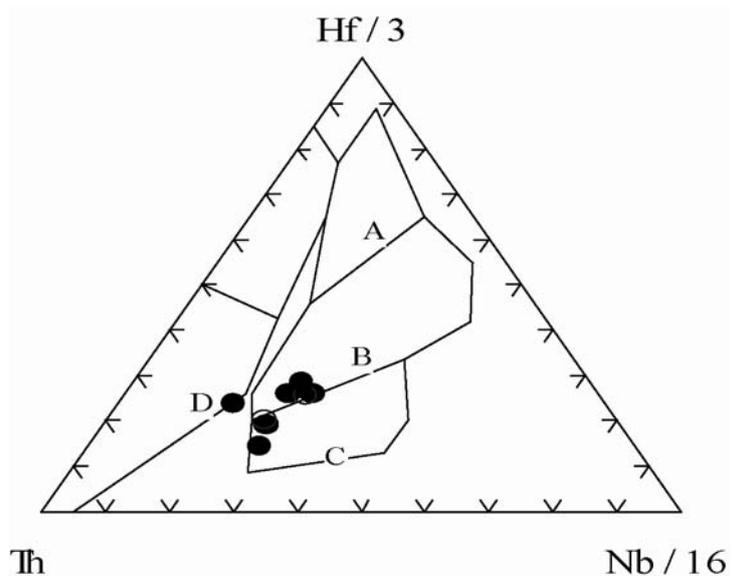
**Figura 23** – Disposição das amostras de rochas máficas e ultramáficas da região de Itapema no diagrama  $Ti/100-Zr-Yx3$  de Pearce & Can (1973) com a subdivisão dos campos dos basaltos intra-placa (WPB), basaltos de fundo oceânico (OFB), Toleíticos de baixo-K (LKT) e basaltos de arcos continentais (CAB). Simbologia: Círculo vazado: rochas ultramáficas, círculo cheio: rochas máficas.



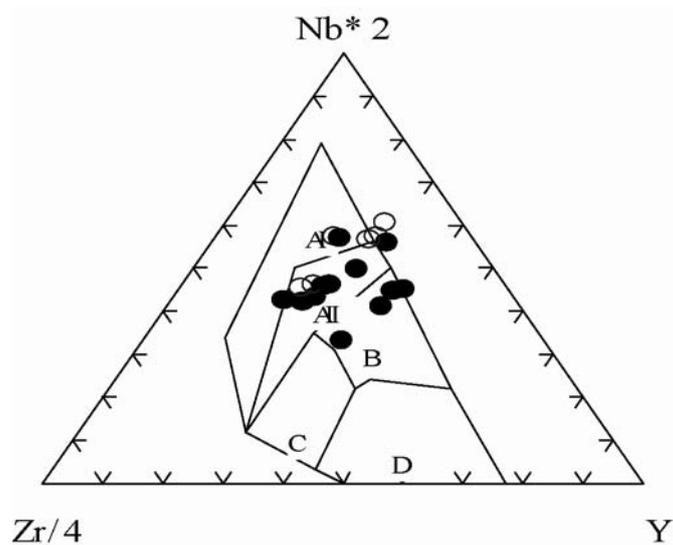
**Figura 24** – Diagrama Zr-Zr/Y de Pearce & Can (1973) para as amostras de rochas estudadas. Simbologia: Círculo vazado: rochas ultramáficas, círculo cheio: rochas máficas.



**Figura 25** – Disposição das amostras de rochas máficas e ultramáficas da região de Itapema no diagrama Hf/3-Th-Ta (Wood, 1980). Campos A: N-MORB, B: E-MORB e toleitos intra-paca, C: basaltos de intra-placa alcalinos ou toleíticos, D: basaltos de margem de placas destrutivas.



**Figura 26** – Disposição das amostras de rochas máficas e ultramáficas da região de Itapema no diagrama Hf/3-Th-Nb/16 (Wood, 1980). Mesmos campos da figura 24.



**Figura 27** – Diagrama Nb<sub>x</sub>2-Zr/4-Y de Meschede (1986) para as amostras de rochas estudadas. Campos AI-II: basaltos alcalinos intra-placa, AII-C: basaltos toleíticos intra-placa, B: P-MORB, D: N-MORB, C-D: Basaltos de arcos vulcânicos.

### 3.7 Considerações Finais

Os trabalhos de mapeamento geológico associados com a análise petrográfica e estrutural permitiram separar as rochas máficas e ultramáficas da região de Itapema em metabasaltos, anfibólio xistos e tremolita xistos que, constituem uma seqüência vulcânica (basaltos toleíticos e basaltos komatiíticos). Os dados estruturais e petrográficos indicam que estas litologias representam antigos derrames vulcânicos que ocorreram na bacia sedimentar que deu origem ao Complexo Metamórfico Brusque. Esta consideração está fundamentada na disposição destas rochas como lentes finas intercaladas com as litologias das seqüências sedimentares clásticas e químicas e pela presença de texturas reliquias (blastoporfirítica e blastoamigdaloidal e blastoglomeroporfirítica).

As associações mineralógicas identificadas através da análise petrográfica das rochas máficas e ultramáficas são indicativas de transformações metamórficas geradas sob condições fácies xistos verdes superior e anfibolito inferior. Através dos dados petrográficos pode-se estimar um intervalo de temperatura entre 450° e 600°C e pressões inferiores a 6-7 Kbares (Butcher & Frey, 1994).

Os dados geoquímicos dispostos nos diagramas bivariantes permitiu reconhecer que as rochas metaígneas estudadas compõem duas unidades magmáticas distintas, com afinidade toleítica e metaluminosa, compostas respectivamente por basaltos e por basaltos komatiíticos. O desenvolvimento de tendências consistentes e alongadas para os elementos maiores e traços das rochas máficas e ultramáficas sugere que os mesmos foram imóveis durante o processo de metamorfismo. Entretanto, há diferenças entre as tendências de fracionamento entre as duas unidades magmáticas, indicando que as rochas máficas e ultramáficas representam suítes cogenéticas que foram modificadas pelos processos de cristalização fracionada.

Desta maneira, a diminuição acentuada dos teores de MgO, Ni e Cr nas rochas máficas e ultramáficas é indicativa do fracionamento de olivina e/ou ortopiroxênio, enquanto a diminuição dos teores de CaO a partir do # Mg=57, acompanhado pelo aumento dos teores de Sr é sugestiva do fracionamento mais tardio de clinopiroxênio. O aumento dos teores de FeO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O, acompanhados por Sr, Ba, Zr e Y argumenta contra a cristalização inicial de plagioclásio e óxidos de ferro e titânio.

As anomalias negativas de Nb e Th em comparação ao La nas rochas máficas e ultramáficas são sugestivas de que a evolução da área pode ter envolvido a fusão de

rochas fontes que tenham sido modificadas por fluídos relacionados a um evento de subducção precedente. A presença de baixas concentrações de Zr, Y e Yb indicam um empobrecimento relativo destes elementos no manto, sugerindo que a fonte dos magmas das rochas ultramáficas estaria relacionada a fusão parcial de porções mais profundas do manto litosférico e/ou de um manto empobrecido. As pequenas diferenças composicionais em termos de elementos maiores e traços provavelmente refletem diferenças nas fontes mantélicas das duas suítes.

A reunião dos dados geológicos e geoquímicos é indicativa de que as associações vulcânicas identificadas representam episódios vulcânicos associados ao desenvolvimento de um *rift* continental com os magmas gerados apresentando uma composição compatível com fontes de natureza mantélica enriquecida em elementos continentais.

### 3.8 Referências bibliográficas

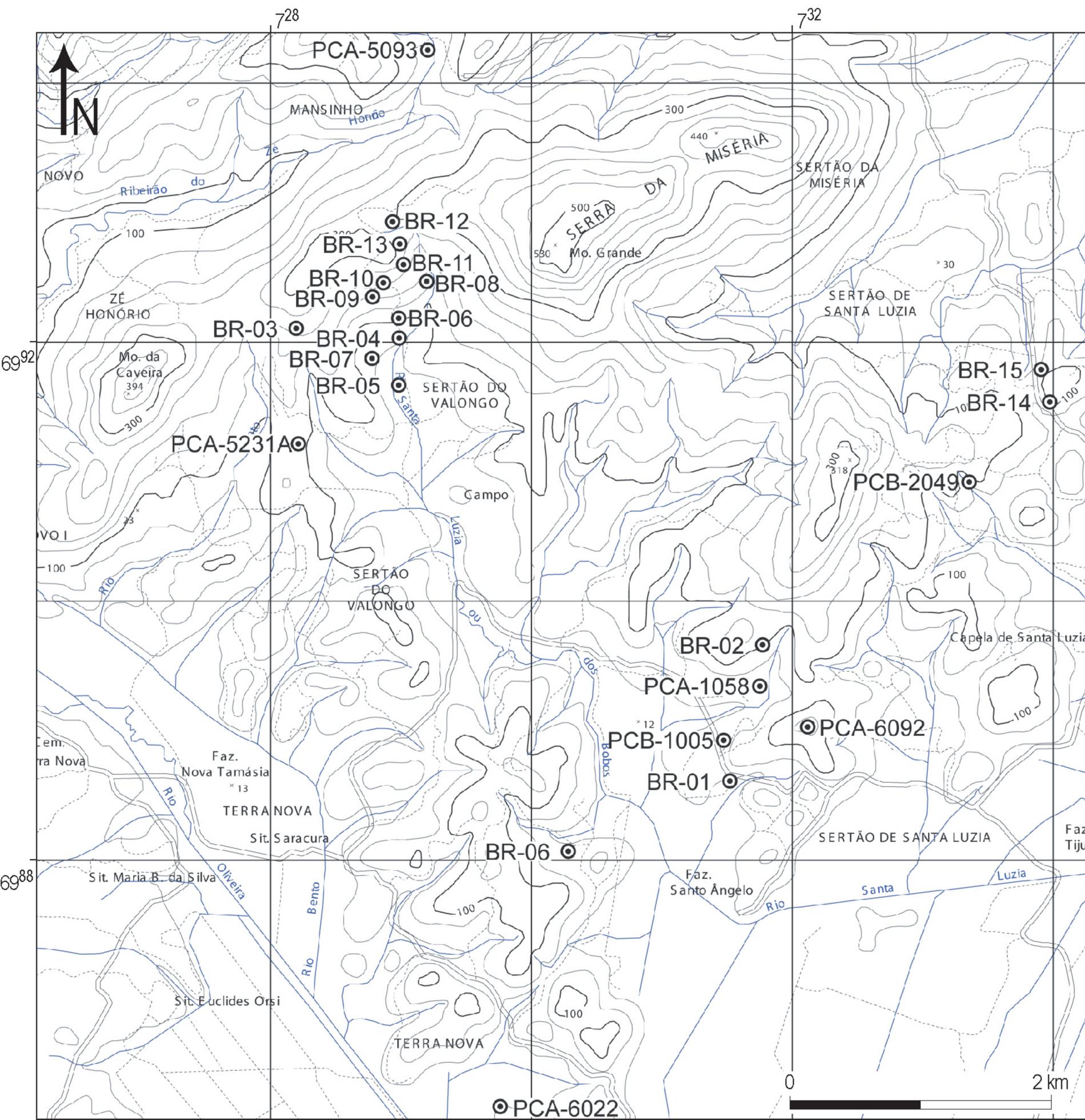
- Basei M.A.S. 1985. *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 190pp.
- Basei M.A.S. & Teixeira W. 1987. Geocronologia do Pré-Cambriano/Eopaleozóico de Santa Catarina, *In: Silva, L.C & Bortoluzzi, C.A. Eds. Texto explicativo para o mapa geológico de estado de Santa Catarina - 1:500.000*. Florianópolis, DNPM/CPRM, pp.:91-130
- Basei M.A .S. 1990. O Grupo Brusque: uma evolução monocíclica. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, Anais, 6: 2649-2657*.
- Bellieni G., Comin-Chiaramonti P., Martinez L. A., Maerques L. S., Melfi A. J., Nardy A. J. R., Piccirillo E. M., Stolfa D. 1986. Continental flood basalts from the central-western regions of the Parana Plateau (Paraguay and Argentina): petrology and petrogenetic aspects. *Neues Jahrb. Mineral, 154: 111-139*.
- Bitencourt M.F. & Nardi L.S.V. 2003. The role of xenoliths and flow segregation in the genesis and evolution of Paleoproterozoic Itapema Granite, a crustally-derived magma of shoshonitic affinity from southern Brazil. *Lithos* (no prelo).
- Busby C.J. & Ingersoll R.V. (eds.) 1995. *Tectonics of sedimentary basins*. Blackwell Science, London, 579 pp.
- Butcher K., Frey M. 1994. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. New York. Springer-Verlag, 318pp.
- Caldasso A.L., Krebs A.S.J., Silva M.A.S., Camozzato E., Ramgrab G.E. 1995. *Mapa Geológico 1:50.000 da Folha Brusque, SC, SG-22-Z-D-II-1*, Programa de Levantamentos Geológicos Básicos, Brasília, CPRM, 243p.
- Culshaw N., Dostal J.2002. Amphibolites of the Shawanaga domain, Central Gneiss Belt, Grenville Province, Ontario: tectonic setting and implications for relations between the Central Gneiss Belt and Midcontinental USA. *Precambrian Research, 113: 65-85*.
- Damm K.-W., Pichowia S. k, Breitkreuz C., Harmon R. S., Todt W, Buchelt M. 1991. The Cordón de Lila Complex, Central Andes, Northern Chile; An Ordovician Continental Volcanic Province. *Geological Society of America, Special Publication 265: 179-188*.

- Hartmann L.A., Leite J.A.D., Silva L.C., Remus M.V.D., McNaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R., Santos J.O.S., Vasconcellos M.A.Z. 2000b. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences.*, **47**: 829-844.
- Hartmann L.A., Bitencourt M.F, Santos J.O.S., McNaughton N.J., Rivera, C.B., Bettiolo, L. 2003. Prolonged Paleoproterozoic magmatic participation in the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt, Santa Catarina, Brazil, based on zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*: **16**:477-492.
- Jensen L.S., 1976, A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Div. Mines. Misc. Papo* 66 p.
- Kay S. M., Mpodozis C., Ramos V. A., F. Munizaga. 1991. Magma Source Variations for Mid-Late Tertiary Magmatic Rocks Associated with a Shallowing Subduction Zone and a Thickening Crust in the Central Andes. *Geological Society of America, Special Publication* **265**: 113-138.
- Knittel U. & Oles D. 1995. Basaltic volcanism associated with extensional tectonic in the Taiwan-Luzon island arc: evidence for non-depleted sources and subduction zone enrichment. *Geological Society Special Publication* **81**: 77-93.
- Le Maitre R.W. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Oxford, Blackwell, 193pp.
- Michelin, C., R., L. 2005. Controles geotectônicos da porção leste do Complexo Metamórfico Brusque, SC com base na geoquímica das rochas máficas e ultramáficas. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Instituto de Geociências - UFRGS.
- Mullen E.D. 1983. MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**: 53-62.
- Pearce J.A. & Cann J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**: 290-300.
- Pearce T.H., Gorman B.E. and Birkett T.E. 1975. The TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **24**: 419-426.
- Pearce J.A. 1976. Statistical analysis of major element patterns in basalts. *J. Petrol.*, **17**: 15-43.

- Pearce J.A. 1987. An expert system for the tectonic characterisation of ancient volcanic rocks. *J. Volc. Geothermal Res.*, **32**: 51-65.
- Perfit M.R., Gust D.A., Bence A.E., Arculus R., Taylor S.R.. 1980. Chemical characteristics of island arc basalts: implications for mantle sources. *Chem. Geol.*, **30**: 227-256.
- Philipp R.P., Mallmann G., Prado M., Silva M.M.A., Souza E.R., Souza M. M. A., Wild F., Arend S., Liz J.D., Duarte L.C., Oliveira A.S. 2001a. Caracterização litológica e condições metamórficas do Complexo Metamórfico Brusque na região de Camboriú-Tijucas, SC. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, VIII, International Symposium on Tectonics of Brazilian Geological Society, II, *Boletim de Resumos Expandidos*, Recife, SBG, pp.: 93-97.
- Philipp R.P., Wild F., Duarte L.C., Oliveira A.S., Arend S., Rivera C.B., Samberg E., Morales L.F.G., Mallmann G. 2001b. Caracterização litológica, estrutural e condições metamórficas do Complexo Camboriú, Itapema, SC. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, VIII, International Symposium on Tectonics of Brazilian Geological Society, II, *Boletim de Resumos Expandidos*, Recife, pp.: 103-105.
- Philipp R.P., Mallmann G., Bitencourt, M.F., Oliveira A.S., Souza E.R. 2001c. Feições estruturais e evolução metamórfica da porção leste do Complexo Metamórfico Brusque, sul do Brasil. In: Congresso Latino-Americano, XI, Congresso Uruguai de Geologia, III, *Boletim de Resumos Expandidos*, Montevideo, **1**: 7-11.
- Philipp R.P., Mallmann G., Bitencourt, M.F., Souza E.R., Liz J.D., Wild F., Arend S., Oliveira A.S., Duarte L.C., Rivera C.B., Prado M. 2004. Caracterização Litológica e Evolução Metamórfica da Porção Leste do Complexo Metamórfico Brusque, Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(1):21-34.
- Rollinson H. R., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Logman, UK. 352 pp.
- Sander A. 1992. *Petrologia e Litoquímica de uma parcela da Seqüência Vulcano-Sedimentar do Complexo Metamórfico Brusque na região do Ribeirão do Ouro, SC*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 167pp.
- Silva L.C. & Dias A.A. 1981. *Projeto Timbó-Barra Velha, SC, BRASIL*. Porto Alegre, DNPM- CPRM, 282pp.

- Silva L.C. 1983a. O Complexo Metamórfico Brusque e a Seqüência Vulcano-sedimentar Rio Itajaí-Mirim, (SC): uma revisão. *In: SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, I, Atas, Porto Alegre, pp.: 253-265.*
- Silva L.C. 1983b. Basalto variolítico com matriz ultramáfica *quenched*. Primeiras evidências de derrames komatiíticos (?) na Seqüência Vulcano-sedimentar Rio Itajaí-Mirim (SC). *In: SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, I, Atas, Porto Alegre, pp.: 266-272.*
- Silva L.C., Oliveira J.M.P., Aumond J. J., Lopes R.M.M., Eipper J., Ferro G. 1985. Caracterização petrográfica da Seqüência Metavulcano-Sedimentar Rio do Oliveira (Cinturão Itajaí-Mirim). *In: SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, I, Atas, Porto Alegre, pp.: 11-23.*
- Silva L.C. 1991. O Cinturão Metavulcanossedimentar Brusque e a evolução policíclica das faixas dobradas Proterozóicas no sul do Brasil: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências, 21(1): 60-73.*
- Silva L.C., McNaughton, N.J., Santos, J.O.S. 2002. Datações U-Pb SHRIMP do vulcanismo félsico na Bacia Brusque, Orógeno Pelotas, SC. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, Anais, João Pessoa, pp.: 510.*
- Sun S.S. 1982. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. *Geochemical et Cosmochemical Acta, 46: 179-192.*
- Tormey D. R., Hickey-Vargas R., Frey F. A., López-Escobar L. 1991. Recent Lavas from the Andean Volcanic Front (33 to 42D S); Interpretations of A long-Arc Compositional Variations. *Geological Society of America, Special Publication 265: 57-78.*
- Trainini D.R., Dias A.A., Krebs A.S.J., Souza E.C., Capeletti I., Toniolo J.A., Silva L.C., Silva M.A.S. 1978. *Projeto Vidal Ramos-Biguaçu, SC, BRASII*. Porto Alegre, DNPM/CPRM, 303p.
- UFRGS. 2000. Projeto Camboriú – *Mapa Geológico 1:25.000 das folhas Camboriú e parte sul da Folha Itajaí*. Trabalho de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, (inédito).
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrology*. London, Unwin and Hyman, 466pp.

Winchester, J.A.; Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* **20**: 325-343.



ANEXO-A: Mapa de localização das amostras. À esquerda região do Sertão do Valongo e acima região de Itapema. Siglas: BR - amostras coletadas durante a etapa de campo, PCA e PCB amostras coletadas durante o Projeto Camboriú UFRGS 2000. Fonte: DSG-Folha Camboriú.