

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

**Petrologia, Caracterização Geológica, Geoquímica e
Geocronológica do Magmatismo Pré, Sin e Pós-
colisional presente no Complexo Metamórfico Brusque
nas regiões de Itapema e Botuverá, Santa Catarina,
Brasil**

ROBERTO SACKS DE CAMPOS

ORIENTADOR – Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

Porto Alegre – 2011

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

**Petrologia, Caracterização Geológica, Geoquímica e
Geocronológica do Magmatismo Pré, Sin e Pós-
colisional presente no Complexo Metamórfico Brusque
nas regiões de Itapema e Botuverá, Santa Catarina,
Brasil**

ROBERTO SACKS DE CAMPOS

ORIENTADOR – Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Evandro Fernandes Lima – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Márcio Pimentel - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo

Tese de Doutorado apresentada
como requisito parcial para a
obtenção do Título de Doutor em
Ciências.

Porto Alegre – 2011

Agradecimentos:

Gostaria de agradecer aos meus pais que sempre deram todo apoio para os meus estudos. Ao meu orientador Ruy Philipp por toda sua dedicação, empenho e paciência na realização deste trabalho, e a sua esposa Jacira Anton Vargas pela ajuda na revisão do inglês. Ao Institut für Mineralogie und Kristallchemie da Universidade de Stuttgart, representado pelos profs. Hans-Joachim Massonne e Thomas Teye, por todo apoio investido nas análises geoquímicas, de microsonda eletrônica, na interpretação dos dados e nas sugestões nos artigos. Agradeço também a Anita Czambor pela realização das análises geoquímicas e ao Moritz Schmelz pela confecção rápida e precisa das lâminas. Agradeço aos professores Carlos Sommer, Evandro Fernandes Lima e Lauro Nardi pelas sugestões e ao prof. De Ros pelas fotomicrografias.

RESUMO

Este trabalho objetiva a caracterização petrológica, geoquímica, geocronológica e metamórfica das rochas ortoderivadas pertencentes ao Complexo Metamórfico Brusque em duas regiões: Itapema e Botuverá, Santa Catarina, Brasil. Dos litotipos, destacam-se as exposições de rochas metamáficas e metaultramáficas, ocorrentes em ambas regiões. Em Itapema também foram investigados corpos de leucogranitos peraluminosos e na região da cidade de Botuverá foram investigados diques de diabásio e lamprófiro espessartítico. A análise das condições de geração e das fontes dos eventos magmáticos responsáveis pela geração destas rochas foi fundamental para a caracterização e avaliação do significado tectônico destas unidades no CMB, que foram posicionadas durante os períodos pré, sin e pós colisionais de evolução deste. A foliação regional do complexo é representada por uma S_2 de baixo ângulo na região de Itapema e por uma superfície de mais alto ângulo na região de Botuverá, basculada por atuação da fase D_3 . Dados de geotermometria Hb-PI indicam que a foliação principal dos xistos máficos foi gerada em condições da transição entre as fácies xistos verdes e anfibolito inferior. O magmatismo pré-orogênico do Complexo Metamórfico Brusque é constituído por lentes de rochas máficas-ultramáficas, produtos do metamorfismo de basaltos, gabros, rochas cumuláticas relacionadas e sedimentos vulcanogênicos. Estas rochas possuem afinidade toleítica e um elevado teor de ETR leves e elementos LILE. A análise de razões de elementos incompatíveis, a disposição dos corpos ígneos intercalados aos metassedimentos e a ausência de crosta oceânica sugerem que foram posicionados em ambiente tipo intra-placa continental, síncronos a sedimentação da bacia. Os valores iniciais de ϵNd entre -2.96 e 5.05 das rochas metavulcânicas de Itapema e entre -0.14 e -6.97 das rochas de Botuverá indicam a participação de crosta paleoproterozóica na gênese destes magmas. Os valores em geral elevados de $^{87}Sr/^{86}Sr$ justificam o envolvimento da crosta continental, e os valores mais altos encontrados em Botuverá, destacam o maior envolvimento deste componente na região. O magmatismo sin tectônico está representado por corpos de leucogranitos peraluminosos que mostram posicionamento concordante com a foliação S_2 . Os parâmetros composicionais destas rochas caracterizados pelas baixas razões K_2O/Na_2O , CaO/Na_2O e La_N/Yb_N , os baixos teores de Rb, Sr, Zr, Y, Yb e Lu, são consistentes com uma evolução associada com magmas gerados a partir da fusão parcial de rochas crustais de composição pelíticas ricas em quartzo, com participação restrita de processos de diferenciação. Na região de Botuverá a ocorrência de diques de lamprófiros e diabásios que cortam as unidades metamórficas indica que seu posicionamento é pós-colisional. Geoquimicamente possuem afinidade entre as séries toleítica e shonshonítica. O padrão de distribuição dos elementos traços e as razões Th/Yb e Ta/Yb indicam que a extração dos diabásios ocorreu a partir de uma fonte mantélica enriquecida, com presença de rutilo e granada no resíduo e fortemente

contaminada por crosta. Estas características são semelhantes às encontradas em rochas vulcânicas básicas pós-colisionais no sul do Brasil. Os dispersos valores de $\epsilon Nd_{(618)}$ para os termos básicos, variando entre -13.74 e +5.52 destacam a heterogeneidade da fonte e reforçam a importância do componente crustal na geração destas rochas. Foi obtida uma idade concordante de 618 ± 8.7 Ma (LA-ICP-MS) pelo método U-Pb em zircão, balizando a idade dos primeiros processos magmáticos pós-colisionais da orogênese brasileira para a região de Botuverá.

Palavras Chave: *Cinturão Dom Feliciano; Terreno Tijuca; Complexo Metamórfico Brusque; Basaltos Toleíticos; Química Mineral; Geotermobarometria; Geoquímica; Isótopos de Sm-Nd e Sr-Sr; Geocronologia U-Pb; Magmatismo pré, sin e pós colisional.*

ABSTRACT

This work objective the characterization of the petrology, geochemistry, geochronology and metamorphism of ortoderivate rocks that belong to Brusque Metamorphic Complex BMC) in two regions: Itapema and Botuverá, Santa Catarina, Brazil. Within these, good expositions of mafic and metaultramafic rocks occur in both regions. In Itapema, bodies of peraluminous leucogranites were also investigated. Around Botuverá were investigated diabase dikes and lamprophyres. The analysis of the conditions of generation and sources of magmatic events responsible for the development of these rocks was essential for the characterization and assessment of the significance of these tectonic units in the BMC, and it were placed during the pre-, syn-and post-collisional period of it's evolution. The regional foliation of the complex is represented by a low angle S_2 surface in Itapema region and a higher angle foliation in the region of Botuverá, folded by actuation of the D_3 event. Petrography and Hb-Pl geothermometry data indicate that the main foliation of the mafic schists was generated in conditions between the transition of greenschist and lower amphibolite facies. The pre-orogenic magmatism of the Brusque Metamorphic Complex consists of lenses of mafic-ultramafic, products from the metamorphism of basalts, gabbros, related cumulate rocks and volcanogenic sediments. These rocks have a tholeiitic affinity and high contents of LREE and LILE elements. The analysis of incompatible elements ratios, the position of igneous bodies intercalated with the metasediments and the absence of oceanic crust suggest that the basalts were placed in an intra-continental plate environment, synchronous with sedimentation of the basin. The initial ϵNd values between -2.96 and 5.05 for the metavolcanics of Itapema and between -0.14 and -6.97 for the rocks of Botuverá indicate the involvement of Paleoproterozoic crust on the genesis of these magmas. The generally high $^{87}Sr/^{86}Sr$ values justify the involvement of crust, and the highest values found in Botuverá, highlight the greater involvement of this component in the region. Syn tectonic magmatism is represented by bodies of peraluminous leucogranite showing emplacement concordant to S_2 foliation. Compositional parameters of these rocks characterized by low ratios K_2O/Na_2O , CaO/Na_2O and LaN / YbN , low levels of Rb, Sr, Zr, Y, Yb and Lu, are consistent with magmas generated from partial melting of pelitic rocks, with limited participation of differentiation processes. In the region of Botuverá the occurrence of diabase dykes and lamprophyres cutting the regional metamorphic units indicates that its position is post-collisional. Geochemically show affinity between the tholeiitic and shonshonitic series. The distribution pattern of trace elements and the Th/Yb for Ta/Yb ratios indicate that extraction of diabase occur from an enriched mantle source, with the presence of rutile and garnet in the residue and heavily contaminated by crust. These characteristics are similar to those found in rocks post-collisional basaltic volcanic in south Brazil. The scattered values of ϵNd (618) in basic terms, ranging between -13.74 and +5.52 highlight the heterogeneity of mantle supply and

reinforce the importance of crustal component in the generation of these rocks. A concordant age of 618 ± 8.7 Ma by U-Pb (LA-ICP-MS) zircon method were obtained, marking a early magmatic processes of post-collisional Brasiliano orogeny in the region of Botuverá.

KeyWords: *Dom Feliciano Belt; Tijucas Terrene; Brusque Metamorphic Complex; Tholeitic Basalts; Mineral Chemistry; Geotermobarometry; Geochemistry; Sm-Nd nd Sr-Sr Isotopes; U-Pb Geochronology; Pre, Syn and Post collisional Magmatism.*

LISTA DE FIGURAS

	Pg.
Figura 1 - Mapa da porção sul da Plataforma Sul Americana com as principais unidades geotectônicas. NPT: Nico Pérez Terrene, PAT: Piedras Altas Terrene, TB: Taquarembó Block e LAT: Luís Alves Terrene. Modificado de Chemale Jr (2000).....	21
Figura 2 – Mapa geológico da porção setentrional do Escudo Catarinense. Modificado a partir de CPRM – Geobases, Caldasso <i>et al.</i> (1995) e Campos & Philipp (2007) e com indicação das áreas de estudo: 1) Região de Itapema e 2) Região de Botuverá.....	22
Figura 3 - Mapa geológico da região entre Itajaí e Tijucas (UFRGS, 2000).....	24
Figura 4 – Reconstituição do Gondwana Ocidental. Segundo Tohver <i>et al.</i> (2006, in Vaughan & Pankhurst 2007).	32
Figura 5 – Padrões esquemáticos de REE normatizados pelo condrito para rochas basálticas. Foram apresentados os valores normativos apresentados por Nakamura (1974) que estão indicados na figura. A) Basalto fortemente enriquecido em REE leves com baixíssimas concentrações de REE pesados, sugerindo a presença de granada residual na fonte. Ainda o forte enriquecimento em REE leves sugere um grau de fusão parcial muito baixo ou um grande enriquecimento de REE leves na fonte. B) Basalto com suave anomalia negativa de Eu devido ao fracionamento de plagioclásio durante a sua cristalização. A abundância média de REE pesados 10 vezes maior que a do condrito sugere a ausência de granada na fonte residual. C) Basalto mostrando forte empobrecimento em REE leves, sugerindo sua derivação a partir de uma fonte fortemente depletada em REE leves. O conteúdo elevado de REE pesadas indica uma fonte residual sem granada. Extraído de Wilson (1989).....	39
Figura 6 – Padrões típicos para basaltos de cordilheira meso-oceânica (MORB), basaltos de ilhas oceânicas (OIB) e basaltos de arco de ilha, em diagramas multi-elementares normatizados de acordo com: a) Thompson <i>et al.</i> (1984) e b) Sun (1980). Os valores das constantes de normatização utilizadas são mostras no rodapé de cada diagrama. Extraído de Wilson (1989).	41
Figura 7 – Variação dos padrão de elementos traços normatizados para MORB típicos de basaltos de arco de ilha e basaltos de ilha oceânica. A ordem dos elementos e as constantes de normatização foram extraídas de Pearce (1983). Extraído de Wilson (1989).....	43

- Figura 8** – Evolução isotópica do Sr terrestre. As linhas curvas representam a evolução hipotética do Sr no manto a partir do valor primordial (BABI) a 4,5 Ga até os dias atuais. A curvatura destas linhas implica a depleção temporal da razão Rb/Sr total no manto. A linha reta em vermelho representa a evolução de um sistema fechado formado a partir de um material mantélico com razão Rb/Sr de 0,027. Extraído de Wilson (1989). 46
- Figura 9** – Diagrama de variação das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ por $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para rochas vulcânicas de diferentes ambientes tectônicos. Extraído de Wilson (1989)..... 49
- Figura 10** – Variação da composição isotópica de Sr e Nd para rochas crustais continentais nos dias atuais. Linhas tracejadas mostram a distribuição relativa de idades de rochas crustais em Ga. (modificado de DePaolo & Wasserburg 1976). Extraído de Wilson (1989). 50
- Figura 11** – Padrão de REE normalizado pelo condrito para algumas amostras rochas terrestres. O parâmetro $F_{\text{Sm/Nd}}$ indica a diferença da razão Sm/Nd com relação aos condritos. Dados de: Kay and Gast (1973), Frey *et al.* (1971), O’Nions *et al.* (1979a), Haskin and Paster (1979). DePaolo (1988). Extraído de Wilson (1989)..... 51
- Figura 12** – Evolução isotópica do Nd no reservatório condritico uniforme (CHUR – *chondritic uniform reservoir*). Reservatórios mantélicos enriquecidos e depletados envolvem, respectivamente, razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ maiores e menores que CHUR. Extraído de Wilson (1989)..... 52
- Figura 13** – Modelo idealizado da estrutura acamadada típica de crosta oceânica mostrando espessura aproximada das camadas determinada por estudos sísmicos. Extraído de Wilson (1989)..... 55
- Figura 14** – Variação dos padrões de elementos terras raras normalizados pelo condrito para basaltos do tipo normal (N) e de pluma (P) ao longo da cordilheira Meso-Atlântica (dados de Schilling *et al.* 1983). Extraído de Wilson (1989)..... 57
- Figura 15** – Diagrama multi-elementar mostrando as diferenças entre os MORB do tipo normal e de pluma, e as similaridades entre o MORB de pluma e ilhas oceânicas. Extraído de Wilson (1989)..... 58
- Figura 16** – Modelos para o envolvimento de diferentes componentes de fonte na origem de MORB do tipo N e P. a) MORB do tipo N são derivados por fusão parcial de um reservatório mantélico superior bastante homogêneo e empobrecido. b) MORB do tipo P são derivados de fontes que contém quantias variáveis de

“bolhas” derivadas de um reservatório localizado na parte inferior, isotopicamente heterogêneo, e que mistura-se com um reservatório superior depletado tipo N-MORB. Este reservatório inferior também é fonte de basaltos de ilhas oceânicas (OIB). Modificado de Zindler *et al.* (1984)..... 59

Figura 17 – Diagrama de variação isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ por $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para basaltos do tipo MORB dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico, comparados com o espectro composicional dos basaltos de ilhas oceânicas (modificado de Staudigel *et al.* 1984 fig. 4)..... 61

Figura 18 – Modelo simplificado do magmatismo intra-placa oceânico. Este modelo representa manto como se fosse constituído por duas camadas. A camada mais inferior é o reservatório dos OIB e é composta por mistura entre materiais de composição próxima aos valores primordiais terrestres e materiais oriundos da reciclagem de crosta oceânica. Diápiros ascendem da interface entre a fonte de OIB e a astenosfera empobrecida, sofrendo fusão parcial durante sua subida. A astenosfera empobrecida, por capturar este fluxo térmico, também irá sofrer fusão parcial, e estas fusões irão se misturar com aquelas oriundas da interface reservatório OIB/ manto empobrecido. Na porção central do “*hot spot*” da cordilheira meso-oceânica, o componente (fusão parcial) originado no reservatório OIB é significativamente mais diluído por mistura com componente originado no manto empobrecido, quando comparado com a porção do “*hot spot*” intra-placa. Extraído de Wilson (1989)..... 63

Figura 19 – Abundância de REE normatizados pelo condrito para basaltos toleíticos e alcalinos de ilhas oceânicas, comparados com os padrões para MORB do tipo N e P. Extraído de Wilson (1989)..... 64

Figura 20 – Abundância de elementos terras raras e incompatíveis normatizado para o manto primitivo (Sun 1980) para: basaltos toleíticos típicos, basaltos alcalinos e nefelina melilito do Havaí. Padrões de MORB tipo P e N (Sun 1980) são mostrados para comparação. Dados obtidos a partir de Clague & Frey (1982) e Projeto de Estudo do Vulcanismo Basáltico (1981). Extraído de Wilson (1989). 65

Figura 21 – Variações composicionais temporais e espaciais de magmas gerados em ambiente de arco de ilha. TH-toleítico, CA-cálcico-alcalino, A-alcalino, S-shonshonítico. Extraído de Wilson (1989)..... 67

Figura 22 – Abundância de elementos incompatíveis normatizados para os valores do manto primordial para basaltos de arco de ilha oceânica (modificado de Sun 1980). Ca-cálcico alcalino, A-alcalino e

Th-toleítico. Extraído de Wilson (1989).....	69
Figura 23 – Abundância de REE normatizadas pelo condrito para basaltos de arco de ilha. Extraído de Wilson (1989).....	70
Figura 24 – Plotagem Ba/La por La/Sm para basaltos de ilhas oceânicas (IAB), comparados com MORB e basaltos intra-placa (IPB). Modificado de Arculus & Powell 1986 (extraído de Wilson 1989).....	71
Figura 25 – Diagrama multi-elementar para andesitos basálticos das zonas vulcânicas andinas ativas do norte (NVZ), central (CVZ) e sul (SVZ). Dados a partir de Thorpe <i>et al.</i> (1984) e Hickey <i>et al.</i> (1986). Valores normativos de Sun (1980). Extraído de Wilson (1989).....	73
Figura 26 – Diagrama de elemento traço normatizado pelo MORB (modificado de Pearce 1983), para um andesito basáltico da zona vulcânica central (CVZ) andina e um basalto alcalino de ambiente tectônico intra-placa à leste da zona vulcânica ativa. Para o andesito basáltico relacionado a subducção, a linha pontilhada indica o componente intra-placa (litosfera subcontinental), enquanto que a área sombreada indica aqueles elementos enriquecidos por fontes relacionadas a fluídos de subducção. Dados a partir de Thorpe <i>et al.</i> 1984. Extraído de Wilson 1989.....	74
Figura 27 – Diagrama de elemento traço normatizado para MORB mostrando o efeito da contaminação crustal através da mistura de um magma basáltico (MORB) com 50% de fusão parcial de rochas crustais como dioritos e grauvaca, na proporção 1:4 (basalto/contaminante). Modificado de Pearce (1983). Extraído de Wilson (1989).....	75
Figura 28 – Diagrama Th/Yb por Ta/Yb mostrando diferenças entre basaltos relacionados a subducção, basaltos oceânicos derivados de fontes empobrecidas (MORB) e de fontes enriquecidas (OIB). Basaltos intra-placa continental não contaminados devem posicionar na região do manto enriquecido. Os vetores indicam a influência de componentes de subducção (S), enriquecimento intra-placa (W), contaminação crustal (C) e cristalização fracionada (F). As linhas pontilhadas separam limites entre os campos toleítico (TH), cálcico-alcalino (CA) e sonshonítico (S). Modificado de Pearce 1983. Extraído de Wilson (1989).....	77
Figura 29 – Modelos para o desenvolvimento de uma bacia de “back-arc”. (a) Magmatismo normal de arco de ilha: fluídos da zona	80

de subducção metassomatizam a cunha mantélica astenosférica, cuja fusão parcial produz magmas de arco. (b) Diápiros asecendentes 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. Extraído de Wilson (1989).....

- Figura 30** – Diagrama multi-elementar para toleítos continentais (CFB) normatizado pela composição média dos toleítos de ilhas oceânicas (OIT). Dados extraídos de Thompson *et al.* (1983): 1- Snake River Plain, 2- Bacia do Paraná e 3- Deccan. Extraído de Wilson (1989)..... **82**
- Figura 31** – Disposição aproximada das fácies metamórficas na grade petrogenética de pressão por temperatura. Modificado de Bucher & Frey (1994). Os números indicam curvas de reações de fusão de pelitos extraídas de Yardley (1989): 1- $Ab+Qzo+H_2O=fusão$; 2- $Ms+Kf+Qzo+H_2O=fusão$; 3- $Ms+Qzo=Kf+Als+fusão$ **86**
- Figura 32** – Grade petrogenética para o metamorfismo das rochas máficas (metabasaltos) representado através de paragêneses em diagramas ACF. Extraído de Bucher & Frey (1994)..... **89**
- Figura 33** – Metamorfismo de baixo grau no sistema CASH. Extraído de Bucher & Frey (1994)..... **91**
- Figura 34** – Metamorfismo de baixo grau no sistema NCMASH. Os campos de estabilidade da Prenhita, pumpeleíta e Prenhita + pumpeleíta estão sombreados. Extraído de Bucher & Frey (1994)..... **91**
- Figura 35** – Relação das fases minerais na fácies xistos verdes. O campo de estabilidade da margarita está sombreado. Extraído de Bucher & Frey (1994)..... **96**
- Figura 36** – Diagrama de classificação dos feldspatos mostrando a variação composicional dos plagioclásios ao longo do metamorfismo progressivo em rochas máficas..... **101**
- Figura 37** – Diagrama de classificação dos anfibólios (Leake 1997) mostrando a variação composicional destes ao longo do metamorfismo progressivo em rochas máficas..... **102**
- Figura 38** – Diagrama de classificação dos anfibólios (Leake 1997) mostrando a série dos anfibólios típicos da fácies anfibolito superior de baixa pressão..... **106**
- Figura 39** – Diagrama isobárico (6 Kbar), mostrando relações entre: fácies anfibolito, fácies granulito e migmatitos máficos em um diagrama de temperatura por composição do fluido. Extraído de **110**

Bucher & Frey (1994).....	
Figura 40 - Fluxograma exibindo metodologia aplicada na primeira etapa de trabalho.....	112
Figura 41 - Fluxograma exibindo metodologia aplicada na segunda etapa de trabalho.....	113
Figura 42 - Diagramas de frequência de dados estruturais das rochas do CMB para as regiões de Itapema e Ribeirão do Ouro.....	123
Figura 43 - Diagrama total álcalis x sílica de Middlemost (1994) com curva separando campo de rochas alcalinas de rochas toleíticas adaptada de Cox <i>et al.</i> (1979). Simbologia: Região de Itapema ○ – rochas máficas, ● - rochas ultramáficas, △ - metasedimentos vulcanogênicos; Região de Botuverá □ – rochas Máficas e ■ - rochas ultramáficas.....	126
Figura 44 - Diagrama triangular AFM de Irvine e Baragar (1971). Simbologia: Região de Itapema ○ – rochas máficas, ● - rochas ultramáficas, △ - metasedimentos vulcanogênicos; Região de Botuverá □ – rochas Máficas e ■ - rochas ultramáficas.....	127
Figura 45 - Abundância de Elementos Terras Raras normalizados pelo condrito C1(Sun 1982). Acima: rochas de Itapema, Simbologia: ○ – metabasaltos toleíticos, ● - rochas cumuláticas, △ - metasedimentos vulcanogênicos. Abaixo rochas de Botuverá, Simbologia: □ – rochas Máficas e ■ - rochas ultramáficas.....	128
Figura 46a - Diagramas multi-elementares normalizados pelo Condrito C1 (Sun 1982), N-Morb (Sun & Mac Donough 1989) e Basalto de Ilha Oceânica - OIB (Pearce 1982) para as rochas da Região de Itapema. Simbologia: ○ – rochas máficas, ● - rochas ultramáficas e △ - metasedimentos vulcanogênicos.....	129
Figura 46b - Diagramas multi-elementares normalizados pelo Condrito C1 (Sun 1982), N-Morb (Sun & Mac Donough 1989) e Basalto de Ilha Oceânica - OIB (Pearce 1982) para as rochas da Região de Botuverá. Simbologia: □ – rochas Máficas e ■ - rochas ultramáficas.....	130
Figura 47 – Diagrama trivariante de discriminação tectono-magmática Ti/100-Zr-Yx3 de Pearce & Can (1973). Simbologia: Região de Itapema □ – rochas máficas, ● - rochas ultramáficas, △ - metasedimentos vulcanogênicos; Região de Botuverá X – rochas	

- Máficas e O - rochas ultramáficas..... 131
- Figura 48** - Diagrama bivalente as razões Th/Yb por Ta/Yb. Os vetores indicam a influência de componentes de subducção (S), enriquecimento intra-placa (W), contaminação crustal (C) e cristalização fracionada (F). Modificado de Pearce (1983) por Wilson (1989). Simbologia: Região de Itapema □ – rochas máficas, ● - rochas ultramáficas, Δ - metasedimentos vulcanogênicos; Região de Botuverá X – rochas Máficas e O - rochas ultramáficas..... 132
- Figura 49** – Diagrama com a relação ϵNd_i por $T_{(GA)}$ com indicação dos valores encontrados para os granitóides da região de Porto Belo (Cinturão Dom Feliciano) e para as rochas paleoproterozóicas do embasamento (Granito Itapema e ortognaisses migmatíticos do Complexo Camboriú) (Chemale Jr., in prep). CHUR – chondritic uniform reservoir (De Paolo, 1981), DM – Depleted Mantle (Liew & Hofmann, 1988). Simbologia: Região de Itapema ○ – rochas máficas, Δ - metasedimentos vulcanogênicos; Região de Botuverá □ – rochas Máficas e ■ - rochas ultramáficas..... 133
- Figura 50** – Diagramas de classificação dos feldspatos (Deer *et al*, 1966). Simbologia: □ – metabasaltos, Δ - metassedimentos vulcanogênicos..... 135
- Figura 51** – Diagrama de classificação de anfibólios (Leake & Winchel 1978). A) Classificação geral dos anfibólios; B) Anfibólios cálcicos com $ANa+AK<0.5$ e $Ti<0.5$; C) Anfibólios cálcicos com $ANa+AK>0.5$, $Ti<0.5$ e $Fe_3>Al(VI)$. Simbologia: □ – metabasaltos, Δ - metassedimentos vulcanogênicos, ● - rochas cumuláticas..... 135
- Figura 52** – Croqui esquemático de corpos graníticos que ocorrem na Ponta do Engodo e que estão deformados pela foliação S_2 . Ponta do Engodo, Itapema..... 157
- Figura 53** – Detalhe do bandamento magmático caracterizado pela diferença de tamanho de grão e composição mineralógica. BR-101, Itapema..... 137
- Figura 54** – Diagramas para amostras de leucogranitos da região de Itapema. À direita diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971). À esquerda diagrama K_2O com relação a SiO_2 (Le Maitre 1989) para classificação das rochas cálcico-alcálicas..... 138
- Figura 55** – Abundância dos ETR dos leucogranitos da região de Itapema normalizados pelo condrito (Sun 1982)..... 139

- Figura 56** – Disposição dos leucogranitos no diagrama RbxY+Nb de Pearce *et al.* (1984) com a subdivisão dos campos dos granitos intra-placa (WPG), arco vulcânico (VAG), sin-colisionais (SYN-COLG), cadeias oceânicas (ORG) e campo circular definido para os granitóides pós-colisionais (Pearce 1996)..... **139**
- Figura 57** – A) Aspectos microtexturais de diabásio porfirítico (luz polarizada – aumento 25X). B) Aspectos microtexturais de lamprófiro (luz natural – aumento 50X)..... **141**
- Figura 58** – Diagrama total álcalis x sílica de Middlemost (1994) com curva separando campo de rochas alcalinas de rochas toleíticas adaptada de Cox *et al.* (1979). Simbologia: X – Diabásio e ♦ - Lamprófiro..... **142**
- Figura 59** – À direita diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971). À esquerda diagrama K₂O com relação a SiO₂ (Le Maitre 1989) para classificação das rochas cálcico-alcalinas. Simbologia: X – Diabásio e ♦ - Lamprófiro..... **143**
- Figura 60** – Abundância de Elementos Terras Raras normalizados pelo condrito C1 (Sun 1982) para rochas magmáticas pós colisionais do sul do Brasil. Simbologia: X – Diabásio e ♦ - Lamprófiro..... **143**
- Figura 61** – Diagrama multi-elementar normalizado pelo Basalto de Ilha Oceânica - OIB (Pearce 1982) para amostras de rochas magmáticas pós colisionais do sul do Brasil. Simbologia: X – Diabásio e ♦ - Lamprófiro..... **144**
- Figura 62** – Diagrama Th/Yb por Ta/Yb para rochas magmáticas pós colisionais do sul do Brasil. Os vetores indicam a influência de componentes de subducção (S), enriquecimento intra-placa (W), contaminação crustal (C) e cristalização fracionada (F). Modificado de Pearce (1983) por Wilson (1989). Simbologia: X – Diabásio..... **145**
- Figura 63** – Diagramas ²⁰⁶Pb/²³⁸U por ²⁰⁷Pb/²³⁵U para valores obtidos em análises de 19 cristais de zircões da amostra BR-112. A- Relação valores com a curva dos valores concordantes (concordia). B- Detalhe da interceptação dos valores concordantes em 618 ± 8.7 Ma. **146**
- Figura 64a** - Modelo evolutivo para o Complexo Metamórfico Brusque durante as fases de abertura e preechimento da bacia sedimentar precursora..... **149**
- Figura 64b** - Modelo evolutivo para o Complexo Metamórfico Brusque durante as fases sin e pós colisionais de evolução do complexo..... **150**

LISTA DE TABELAS

	Pg.
Tabela 1 – Lista das reações minerais típicas do metamorfismo progressivo de rochas máficas, enumeradas nas figuras 32, 33 e 34 e ao longo do texto. Extraído de Bucher & Frey (1994).....	92
Tabela 02 – Relações Litofácies x Estruturas Reliquiaries x Ambientes Depositionais. Extraído de Caldasso <i>et al.</i> (1995) e Philipp <i>et al.</i> (2004).....	151

SUMÁRIO

	Pg.
1. Texto Explicativo da Estrutura da Tese.....	18
2. Introdução.....	19
2.1 Estado da Arte.....	20
2.1.1 Complexo Metamórfico Brusque.....	20
2.1.1.1 Seqüência Metassedimentar Clástica.....	25
2.1.1.2 Seqüência Metassedimentar Clástico-Química.....	27
2.1.1.3 Seqüência Metassedimentar Química.....	27
2.1.1.4 Sequência Metavulcânica Básica.....	27
2.1.1.5 Seqüência Magnesiana.....	28
2.1.1.6 Estruturação do CMB.....	28
2.1.2 Reconstituição paleoambiental e metamórfica de associações vulcano-sedimentares através do estudo de basaltos.....	33
2.1.2.1 Utilização de Geoquímica e Geologia Isotópica como Indicador Petrogenético.....	33
2.1.2.2 Características Geoquímicas e Isotópicas de Basaltos Associados a Diferentes Ambientes Tectônicos.....	54
2.1.2.3 Metamorfismo de Rochas Máficas.....	85
2.2 Metodologia.....	111
2.2. 1ª Primeira Etapa de Trabalho.....	114
2.2.1.1 Análises Litogeoquímicas por ICP-MS.....	115
2.2.1.2 Análises de Isótopos de Sm/Nd e Sr/Sr.....	115
2.2.1.3 Datação U-Pb em Zircão.....	120

2.2.2 Segunda Etapa de Trabalho.....	121
2.3 Análise Integradora.....	122
2.3.1 Análise Estrutural e Caracterização Metamórfica.....	122
2.3.2 Magmatismo Pré-orogênico.....	125
2.3.3 Magmatismo Sin-tectônico.....	136
2.3.4 Magmatismo Pós-tectônico.....	140
2.3.5 Conclusões.....	147
2.4 Referências Bibliográficas.....	154
3. Corpo Principal da Tese.....	167
3.1 Petrology and Isotope Geology of the Mafic to Ultramafic Metavolcanic Rocks of the Brusque Metamorphic Complex, Itapema, Santa Catarina, Brazil. <i>International Geology Review</i> (aceito).....	167
3.2 Geoquímica e Isótopos de Sm-Nd e Sr-Sr dos Metabasaltos, Metagabros e Rochas Cumuláticas do Complexo Metamórfico Brusque na Região do Ribeirão do Ouro, Botuverá, Brusque, Santa Catarina, Brasil. <i>Revista Brasileira de Geociências</i> (submetido).....	227
3.3 Granitos peraluminosos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque: registro do magmatismo relacionado a colisão neoproterozóica no Terreno Tijucas, Itapema (SC). <i>Revista Brasileira de Geociências</i> 40(3), 301-308.....	265
3.4 Early Post-Collisional Brasileiro Magmatism in the Botuverá Region, Santa Catarina, Southern Brazil: Evidence from Petrology, Geochemistry, Isotope Geology and Geochronology of Diabase and Lamprophyre Dikes. <i>Journal South American Earth Sciences</i> (submetido).....	284
4. Anexos	324
Anexo I: Mapa topográfico com localização das amostras estudadas em Itapema. À esquerda região do Sertão do Valongo e acima Meia Praia e Costão de Itapema. Siglas: BR-amostras coletadas durante este trabalho, PCA e PCB- amostras coletadas durante o Projeto Camboriú UFRGS	

2000. Fonte DSG 1976 Folha Camboriú 1:50000..... **324**

Anexo II: Mapa de estradas e drenagens com localização das amostras estudadas na região de Botuverá. Fonte CPRM Folha SG-2-Z-D-I-2 escala 1:50000. Simbologia: ⊙ - ponto investigado ⊗ - mina de mármore..... **325**

1. Texto Explicativo da Estrutura da Tese

Esta tese de Doutorado está estruturada em torno de quatro artigos científicos submetidos a publicação em revistas científicas especializadas em que o presente candidato é autor ou co-autor. Desta maneira, e de acordo com o regimento deste programa, a organização deste trabalho compreende as seguintes partes principais:

a) Introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de Doutorado, onde estão sumarizados os objetivos e a filosofia de pesquisa desenvolvidos, o estado da arte sobre o tema principal de pesquisa, seguidos de uma discussão integradora contendo os principais resultados e interpretações deles derivadas.

b) Cópia dos quatro artigos científicos submetidos a revistas especializadas com corpo editorial permanente, revisores independentes, precedidos pela respectiva carta de recebimento do artigo quando ainda não publicados.

c) Anexos contendo mapas de localização dos pontos investigados.

2. Introdução

A presente tese de doutorado tem como objetivo a caracterização estrutural, petrológica, geoquímica, geocronológica e metamórfica das rochas ortoderivadas pertencentes ao Complexo Metamórfico Brusque e ocorrentes em duas regiões investigadas: (i) Serra da Miséria, Sertão do Valongo e Meia Praia, em Itapema e (ii) Barra do Areia e Ribeirão do Ouro, em Botuverá, Santa Catarina, Brasil. Nestas duas áreas situam-se as principais ocorrências de rochas metavulcânicas do CMB, além de diques e granitóides intrusivos ainda não investigados. A análise das condições de geração e das fontes do magmatismo vulcânico foi fundamental para a caracterização e avaliação do significado tectônico destas unidades na bacia do CMB, então caracterizada por uma espessa sequência de sedimentos siliclásticos maduros, com calcáreos e margas associadas. Na região de Itapema além do metamorfismo e deformação das unidades vulcanogênicas, o CMB ainda apresentou a ocorrência de leucogranitos peraluminosos num contexto relacionado ao clímax do metamorfismo orogênico, então caracterizado como de colisional. Na região de Botuverá a ocorrência de diques e lamprófios e diabásios alcalinos cortando as unidades metamórficas possibilitou o estudo de unidades cujo posicionamento foi posterior ao metamorfismo regional e, portanto pós-colisionais.

A caracterização dos cinturões orogênicos, como neste caso de unidades do Cinturão Dom Feliciano, demanda enorme esforço integrado de mapeamento geológico sistemático com análise petrográfica e estrutural, acompanhados posteriormente, por estudos geoquímicos, de geotermobarometria e geocronologia. 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 e das rochas adjacentes a este.

Neste contexto apresentamos a seguir a experiência desenvolvida nesta tese, dentro desta ótica de integração de escalas e de ferramentas geológicas como o mapeamento, petrografia, geologia, estrutural, geoquímica, geologia isotópica e geocronologia. Inicialmente é apresentado uma revisão do contexto tectônico e significado do Complexo Metamórfico Brusque no Terreno Tijucas e no Cinturão Dom Feliciano, acompanhada de uma avaliação dos principais parâmetros utilizados para

caracterizar as unidades metavulcânicas e as unidades intrusivas (granitos e diques) do Complexo Metamórfico Brusque como a composição litogeoquímica, geologia isotópica, geocronologia e condições metamórficas.

2.1 Estado da Arte

2.1.1 Complexo Metamórfico Brusque

O Complexo Metamórfico Brusque (CMB) é composto por seqüências metavulcano-sedimentares, deformadas e metamorfisadas sob condições variáveis entre a fácies xistos verdes inferior a anfibolito superior, sendo a principal unidade do Terreno Tijucas no Cinturão Dom Feliciano de SC (**Figura 01**). Dispõe-se segundo uma faixa alongada de direção N45°E com cerca de 75 km de extensão e 45 km de largura, delimitado a noroeste pela Zona de Transcorrência Itajaí-Perimbó e a 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-orogênica 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 (**Figura 02**).

O CMB é constituído por um espesso pacote de metassedimentos com componente vulcanogênico subordinado. Nas regiões estudadas o CMB é cortado por corpos de leucosienogranitos peraluminosos (Philipp & Campos 2010) e também por diques de rochas riolitos, lamprófiros e diabásios alcalinos.

Basei (1990) subdividiu o Grupo Brusque em três unidades litoestratigráficas, sendo estas da base para o topo: Seqüência Botuverá, Seqüência Ribeirão do Agrião e Seqüência Rio da Areia. Segundo ele, estas seqüências apresentam uma diminuição da fração detrítica grosseira em direção ao topo, até atingir uma sedimentação química carbonática.

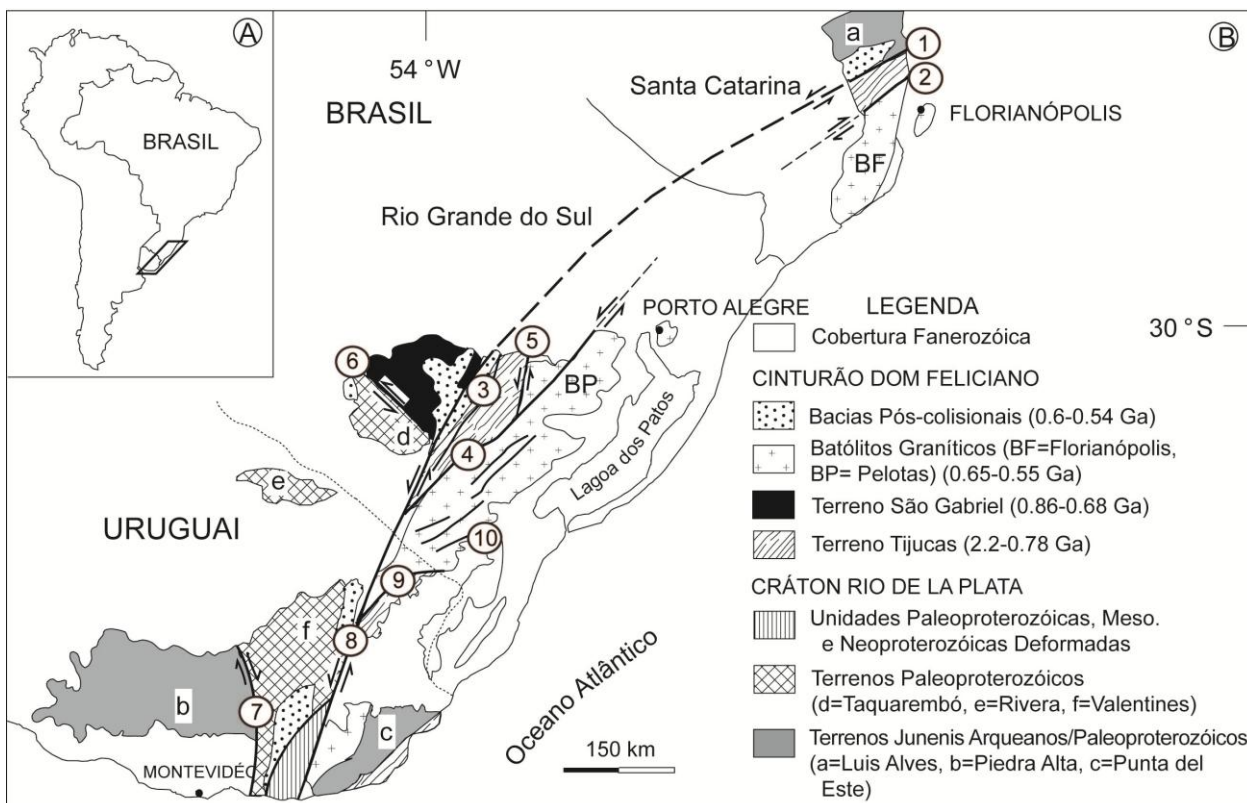


Figura 1 – A) Localização da area estuda na América do Sul. B) Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e Uruguai. Terrenos arqueanos e paleoproterozóicos: a= Terreno Luis Alves, b= Terreno Florida, c= Terreno Punta del Este, d= Terreno Taquarembó, e= Terreno Rivera, f= Terreno Valentines. Zonas de cisalhamento: 1- Itajai-Perimbó, 3- Santana da Boa Vista-Caçapava do Sul, 4- Dorsal de Canguçu, 5- Passo do Marinheiro, 6- Ibaré, 7- Sarandi Del Y, 8- Sierra Ballena and 9- Cerro Amaro, 10- Arroio Grande. Modificado a partir de Chemale Jr. *et al.* (2007) e Oyhantçabal *et al.* (2010).

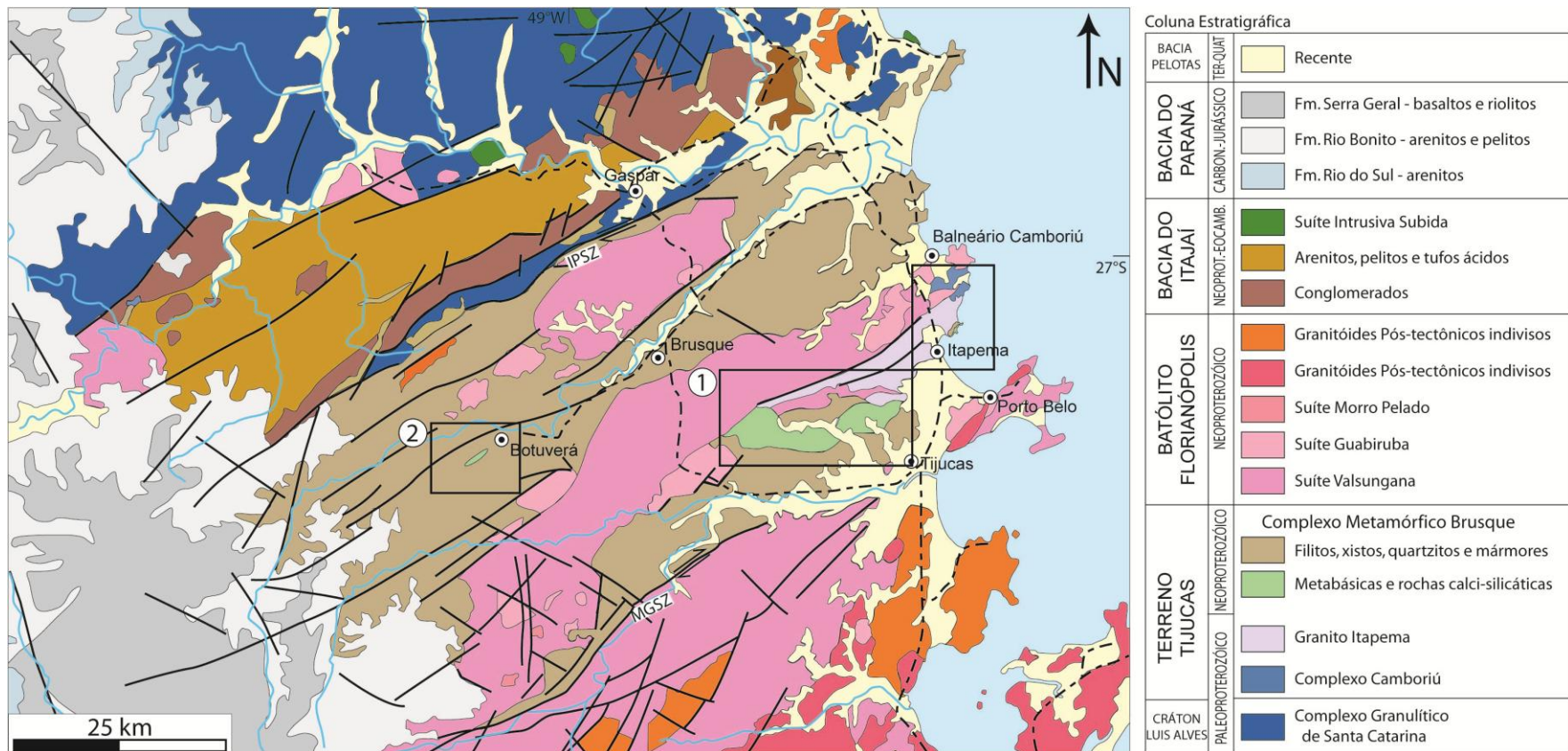


Figura 2 – Mapa geológico da porção setentrional do Escudo Catarinense. Modificado a partir de CPRM – Geobases, Caldasso *et al.* (1995) e Campos & Philipp (2007) e com indicação das áreas de estudo: 1) Região de Itapema e 2) Região de Botuverá.

De acordo com UFRGS (2000) e Philipp *et al.* (2001a, 2004) o CMB na região de Itapema e Itajaí é composto por filitos e xistos micáceos intercalados com semipelitos, quartzitos, mármore, xistos cálcio-silicáticos, metavulcânicas básicas e xistos magnesianos e pode ser dividido em cinco seqüências distintas conforme descritas abaixo e apresentadas na **figura 03**.

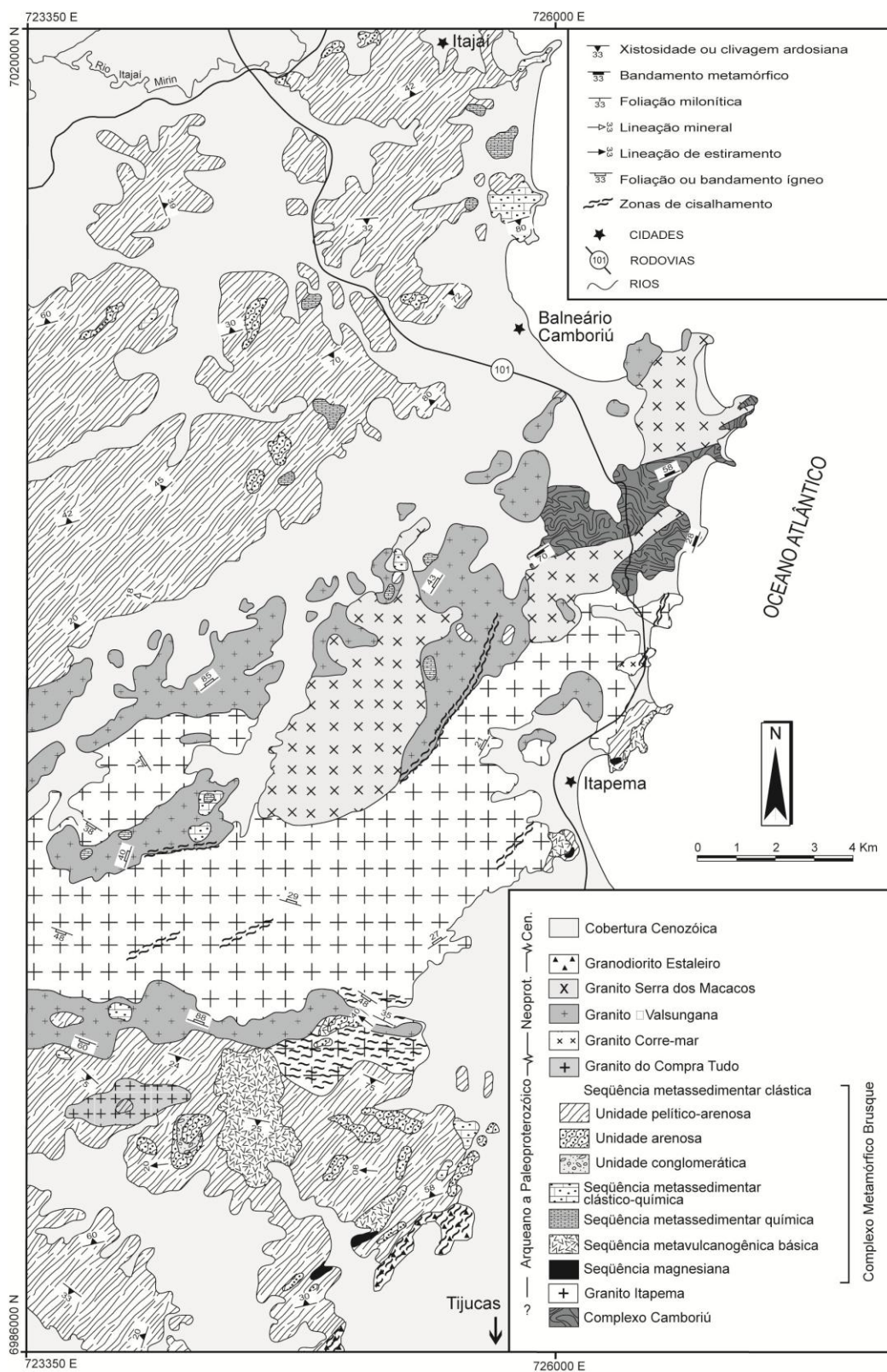


Figura 3 - Mapa geológico da região entre Itajaí e Tijucas (UFRGS, 2000).

2.1.1.1 – Seqüência Metassedimentar Clástica

Unidade pelítico-arenosa

Essa unidade é amplamente predominante em relação às outras unidades metassedimentares. É composta por xistos pelíticos a areno-pelíticos de cor cinza esverdeado, adquirindo cor laranja avermelhado escuro a vermelho amarronado quando alterado. Normalmente os metapelitos estão intercalados com a unidade arenosa em proporções variadas. Os afloramentos dos metapelitos são muito alterados, com exposições de rochas frescas em drenagens. Entre os tipos principais ocorrem muscovita-clorita-quartzo xistos e filitos, muscovita-biotita-quartzo xistos e filitos com ocorrências mais restritas de granada-muscovita-biotita-quartzo xistos e cordierita-biotita-muscovita xistos. Ainda podem ocorrer intercalações de grafita xistos.

É possível evidenciar intercalação composicional milimétrica a decamétrica entre associações quartzo pelíticas a pelíticas através de perfis ao longo de drenagens. Os xistos e filitos pelíticos, arenopelíticos, carbonosos e quartzitos estão intercalados gradacionalmente ou segundo uma complexa estruturação tectônica. Esta estrutura está relacionada a um evento dúctil tangencial (D_1 - D_2), que impõem uma deformação progressiva responsável pela formação de uma foliação metamórfica (S_1) que está preservada como dobras F_2 isoclinais a fechadas com e sem raiz aflorando em segmentos em que a clivagem de crenulação (S_2) esta bem registrada. A transposição desta foliação inicial forma a superfície S_2 , que marca a xistosidade principal do Complexo Metamórfico Brsuque. Lineações minerais e de estiramento direcionadas segundo as direções W-NW-SW e com baixo caimento acompanham estes eventos deformacionais. As paragêneses associadas às foliações S_1 e S_2 são características de um evento metamórfico regional do tipo orogênico, gerado em condições metamórficas que variam da fácies xistos verdes, zona da clorita, passando pela zona da biotita e granada, atingindo de modo muito localizado a fácies anfíbolito inferior, na zona da cordierita. Estas estruturas foram afetadas por um evento D_3 de caráter transcorrente, caracterizado por uma deformação dúctil-rúptil. As estruturas anteriores foram redobradas gerando dobras normais e inclinadas, fechadas a abertas

(F₃), comumente com uma clivagem de fratura de plano axial (S₃). No contato com os granitos Valsungna e Serra dos Macacos há formação de cornubianitos indicando um metamorfismo de contato de condições metamórficas variáveis entre a fácies Ab-Ep cornubianito a Piroxênio cornubianito.

Unidade arenosa

Ocorre sempre intercalada com os metapelitos, constituindo lentes milimétricas a centimétricas, até grandes corpos em forma de crista e/ou morro. Os quartzitos possuem cor branca amarelada e são predominantemente puros. Também ocorrem termos xistosos ricos em muscovita e minerais opacos. Apresentam menor deformação que a unidade pelítico-arenosa e a estrutura principal é marcada pela S₂. A intercalação granulométrica e composicional é definida por finas e contínuas bandas constituídas por grânulos de quartzo dispostos como camadas contínuas com variação granulométrica regular, ou pela intercalação com níveis ricos em mica branca e minerais opacos.

Unidade conglomerática

A ocorrência de metaconglomerados está restrita ao Morro da Caveira, localizado no domínio sul do CMB, na região da Serra da Miséria, em Itapema. Encontram-se intercalados com quartzitos, em pacotes com 50 cm a 3 m de espessura. Os metaconglomerados possuem cor rosa a branca e são monomíticos. Os seixos são de quartzito e mostram formas arredondadas e diâmetros entre 5 a 15 centímetros. Zonas de alta deformação estão marcadas pelo intenso estiramento dos seixos. A matriz é arenosa, composta de quartzo com presença subordinada de minerais opacos e muscovita. A proporção de seixos em relação a matriz é alta, ficando em torno de 50%, o que os caracteriza como paraconglomerados. A presença apenas de seixos de quartzitos, rochas com as quais estão intercalados, é indicativa da natureza intraformacional desta unidade.

2.1.1.2 Seqüência Metassedimentar Clástico-Química

Rochas de composição margosa foram descritas em pedreiras ativas de exploração de brita e desativadas de rocha ornamental. Ocorrem intercaladas com rochas metapelíticas e também como *roof pendants* no Granito Valsungana, onde mostram registros de metamorfismo de contato. A seqüência clástico-química é composta por xistos ricos em anfibólio e biotita e rochas cálcio-silicáticas de estrutura bandada ou xistosa. O bandamento destas rochas é oriundo de variações composicionais representadas por alternância de níveis a base de anfibólio e/ou biotita/flogopita com níveis ricos em plagioclásio, epidoto, quartzo e titanita. Ainda podem ocorrer clorita, tremolita, clinozoizita, diopsídio, microclínio, turmalina, mica branca, carbonato, magnetita e molibdenita. Estes últimos minerais estão associados principalmente ao metamorfismo de contato gerado pelos Granitos Valsungana e Serra dos Macacos.

2.1.1.3 Seqüência Metassedimentar Química

Essa seqüência é representada por mármore calcíticos a dolomíticos, com níveis impuros pelíticos e arenosos. Ocorrem intercalados com a seqüência clástico-química e, freqüentemente como *roof pendants* nos granitos Valsungana e Serra dos Macacos. Neste último caso mostram intenso registro de metamorfismo de contato. Os mármore são maciços e apresentam textura granoblástica média a grossa. Ocorrem como raras lentes puras de cor branca, compostas predominantemente por calcita e/ou calcita e dolomita. Estas lentes estão intercaladas com flogopita-clorita mármore, que são rochas que apresentam bandamento composicional mili a decamétrico definido pela intercalação de camadas quase contínuas de quartzo e calcita com bandas ricas em flogopita e clorita.

2.1.1.4 Sequência Metavulcânica Básica

A sequência metavulcânica básica está representada por anfibólio xistos de cor verde escuro a preto com xistosidade marcada pela orientação de anfibólio. A mineralogia destas rochas é composta por albita, actinolita, epidoto e titanita,

passando para plagioclásio cálcico, hornblenda, magnetita e quartzo na porção centro-sul da área estudada. Um protólito de natureza vulcânica é definido pela presença de textura blastoporfirítica, definida por porfiroclastos de plagioclásio cálcico com formas prismáticas regulares e dimensões entre 1 a 2 mm. Também ocorre textura blastoamigdaloidal definida pela ocorrência de quartzo com formas arredondadas.

2.1.1.5 Seqüência Magnésiana

Esta seqüência é composta por tremolita xistos, com ocorrência subordinada de clinocloro, talco e magnetita. Estes litótipos ocorrem como lentes de espessura centimétrica associada com as rochas metavulcânicas básicas e intercaladas às rochas da seqüência metassedimentar clástica. Apresentam relações de contato tectônicas, com concordância entre a forma dos corpos e a foliação principal. Conforme discutido por Campos (2007) e Campos & Philipp (2007), com base em dados litogeoquímicos e de geologia isotópica, as rochas ultramáficas representam níveis de rochas cumuláticas ricas em piroxênio associadas ao magmatismo toleítico representado por metabasaltos.

2.1.1.6 – Estruturação do CMB

Basei (1990) reconhece 4 fases deformacionais associadas a estruturação do Complexo Metamórfico Brussque. A 1° fase de deformação está marcada pelo desenvolvimento de xistosidade S_1 em metasedimentos. A 2° fase está representada pela expressiva de foliação metamórfica S_2 que ocorre em todo o complexo. Esta possui direção NE-SW, apresenta transporte tectônico para NW e é associada ao pico térmico do metamorfismo do complexo. Juntamente ao evento colisional responsável pela geração desta foliação ocorre o magmatismo sin-tectônico responsável pela geração do granito Valsungana e demais granitos foliados. A 3° fase de deformação é marcada por dobras normais a inclinadas de direção NE-SW e vergência para NW, com reativação inversa dos principais lineamentos e posicionamento dos granitóides das suítes Subida e Pedras Grandes, com vulcanismo fissural e explosivo associado.

Por fim, a 4ª fase de deformação é definida por grandes inflexões descontínuas, orientadas para NNW provavelmente associadas a reativações transcorrentes dos principais lineamentos.

Nos levantamentos apresentados por Philipp *et al.* (2001, 2004) são descritas porções reliquiares com a superfície S_0 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 , que está dobrada e preservada como uma clivagem de crenulação S_2 . São poucas as áreas em que a foliação S_1 está preservada, comumente a foliação S_2 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 (Basei, 1985; 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 na região de Itapema, atingindo a fácies Anfíbolito Superior na região de Botuverá (Sander, 1992). As duas últimas fases estão relacionadas a um evento transcorrente que gera estruturas dúctil-rúpteis acompanhada por um metamorfismo incipiente de fácies xistos verdes inferior muito localizado.

A evolução sobre o conhecimento geológico do CMB nas últimas 3 décadas resultaram na distinta interpretação dos ambientes de formação do complexo. Inicialmente o CMB foi caracterizado como uma associação de sedimentos de plataforma (Hasui *et al.* 1975) ou como uma seqüência vulcano-sedimentar formada em ambiente de subducção (Trainini *et al.* 1978). A intercalação de rochas metasedimentares e metavulcânicas máficas e ultramáficas levou Silva & Dias (1981), Silva (1983a,b) e Silva *et al.* (1985) a considerarem o CMB com uma associação do tipo *greenstone belt*. Simultaneamente o CMB foi interpretado como uma associação de margem continental passiva relacionada a evolução do Cinturão Dom Felciano. (Fragoso Cesar, 1980; Basei, 1985; Basei & Teixeira, 1987). Caldasso *et al.* (1995)

relaciona o CMB com uma associação de depósitos plataforma e leques submarinos de talude, com áreas fonte Paleoproterozóicas. Silva (1991) sugere que o CMB foi formado a partir do desenvolvimento de um rift continental, posição enfatizada em parte por Sander (1992), Philipp *et al.* (2001a; 2004) e mais recentemente por Campos & Philipp (2007).

O período de sedimentação e vulcanismo e a idade de metamorfismo do CMB estão relacionados ao Neoproterozóico e marcam o início do ciclo Brasileiro nesta região do Escudo Catarinense. As idades U-Pb em zircão de 835 ± 9 Ma (método TIMS) e 843 ± 12 Ma (método SHRIMP) obtidas no Granito Morro do Parapente, descrito na região de Gaspar Martins, são interpretadas por Basei *et al.* (2008) como valor mínimo de sedimentação do Complexo Metamórfico Brusque. A geração deste magmatismo alcalino foi relacionado a abertura de um sistema de *rift* continental que originou a bacia que veio a ser preenchida pelos sedimentos do CMB. Recentemente, Yamamoto & Basei (2009) determinaram a idade U-Pb (SHRIMP) de 936 ± 40 Ma a partir de zircões ígneos de metabasaltos aflorantes na região de Serra da Miséria. A determinação de idade U-Pb convencionais em zircões detríticos de xisto pelítico indicou áreas fontes com idade entre 1.5 e 2.0 Ga (Basei, 1990), similares as idades U-Pb SHRIMP obtidas por Hartmann *et al.* (2003) em zircões detríticos de quartzitos, com valores de idade entre 2023 ± 7 and 2450 ± 12 Ma.

O valor da idade do metamorfismo de 706 Ma (Rb-Sr em rocha total) foi obtido por Basei & Teixeira (1987) e interpretado por Basei (1990) como representativo da idade do clímax metamórfico do CMB, correspondente a segunda fase de metamorfismo (M_2) dos xistos pelíticos. Tickyj *et al.* (2004) obtiveram valores de idade em monazitas pelo método EPMA (*electron microprobe analysis*) de 545 ± 55 Ma para os leucogranitos peraluminosos intrusivos no CMB, similar a idade 550 ± 52 Ma encontrada por Yamamoto & Basei (2009) em zircões metamórficos de metabasaltos. Recentemente Philipp *et al.* (2010), com base no método EMPA em monazitas, apresentaram novas idades de metamorfismo entre $650-630 \pm 9$ Ma a partir de xisto pelítico do CMB na região de Itapema.

Geotectonicamente, o Complexo Metamórfico Brusque representa um terreno constituinte do Cinturão Dom Feliciano de idade brasileira pertencente ao Escudo Catarinense. O CMB encontra-se inserido na região de dobramentos brasileiros, antigamente denominada de Cinturão Atlântico (Almeida 1967), ou Sistema de Dobramentos Tijucas. (Hasui *et al.* 1975), e mais atualmente denominada de Cinturão Dom Feliciano (Basei, 1985, Basei & Teixeira, 1987). Este cinturão está constituído pelos Terrenos Luiz Alves e Tijucas, pelo Batólito Florianópolis e pelas bacias de Itajaí e Campo Alegre, e sua estruturação é resultante da colisão dos Crátons Rio de La Plata e Kalahari durante o ciclo orogênico Brasileiro/Pan-africano (**Figura 04**).

Apesar dos trabalhos de investigação sobre a formação e evolução do Complexo Metamórfico Brusque anteriormente mencionados, existe uma grande carência de trabalhos mais atuais de investigação sistemática, sendo a proposta deste trabalho. Além da extensa compilação de dados bibliográficos, do mapeamento geológico de detalhe e da caracterização litoquímica, foi realizada neste trabalho a caracterização e interpretação detalhada dos isótopos de Sm-Nd e Sr-Sr das rochas máficas/ ultramáficas, a caracterização químico-mineral dos xistos máficos/ ultramáficos de Itapema e foram obtidas idades U-Pb (TIMS) em zircão de dique associado ao magmatismo pós colisional na região de Botuverá.

2.1.2 Reconstituição paleoambiental e metamórfica de associações vulcano-sedimentares através do estudo de basaltos

Para o desenvolvimento de um trabalho científico com tais objetivos, devemos obter, tratar, interpretar e sistematizar dados obtidos através da aplicação de diversas ferramentas de pesquisa, tais como: mapeamento geológico/ caracterização petrográfica, litoquímica, análise de isótopos de Sm-Nd e Sr-Sr e química-mineral. Neste item será apresentada uma revisão dos principais conceitos e ferramentas utilizadas neste trabalho.

2.1.2.1 Utilização de Geoquímica e Geologia Isotópica como Indicador Petrogenético

Diagramas de Discriminação Tectono-Magmática

A idéia de distinguir os ambientes tectônicos com base na composição dos magmas é inicialmente atribuída a Pearce & Cann (1971, 1973), e continuou sendo desenvolvida por Winchester & Floyd (1977), Pearce & Norry (1979), Wood (1980) e Meschede (1986). Nestes trabalhos, os autores apresentam diversas tentativas de distinção por intermédio da geoquímica entre basaltos produzidos nos ambientes tectônicos amplamente conhecidos do Fanerozóico. A partir desta comparação produziram os Diagramas de Discriminação Tectono-Magmática, que objetivam distinguir, através da composição litogeoquímica, os diferentes ambientes tectônicos

de geração das diversas séries magmáticas. Esta ferramenta tornou-se importante por possibilitar a caracterização do ambiente tectônico de rochas vulcânicas antigas às quais os processos deformacionais, o estado de conservação e a pobre exposição haviam impossibilitado a identificação paleotectônica. Mais recentemente, entretanto, a caracterização dos ambientes geotectônicos é feita através da integração de dados petrográficos e estruturais com dados geoquímicos, isotópicos e geocronológicos.

Os trabalhos pioneiros de Pearce e Cann (1971, 1973) tiveram como base a análise discriminante de elementos traços que são considerados imóveis sobre condições hidrotermais e metamórficas. 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 distinguem as amostras. As variáveis discriminantes mais efetivas 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 da definição apresentada pelos diferentes grupos de amostras. No caso do trabalho de Pearce e Cann (1971, 1973) os elementos Ti, Zr, Y, Nb e Sr mostraram-se mais efetivamente discriminantes entre os basaltos gerados em diferentes ambientes tectônicos. A maior parte dos diagramas utiliza elementos como Ti, Zr, Y, Nb e P porque estes são considerados relativamente imóveis em fluídos aquosos, conferindo um comportamento relativamente estável, mesmo se afetado por metamorfismo e/ou hidrotermalismo de fundo oceânico e intemperismo.

A caracterização e volume de dados disponíveis sobre cada um dos 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 em conjunto com o desenvolvimento dos métodos analíticos. Pearce e Cann (1971, 1973), identificaram a assinatura geoquímica de rochas oriundas de ambientes de arco vulcânico, fundo oceânico e intraplaca. Hoje em dia, a discriminação química de ambientes tectônicos tem sido expandida, incluindo para o

caso das rochas graníticas, aquelas geradas em ambientes colisionais (Pearce *et al*, 1984) e pós colisionais (Pearce 1996). Diferentes tipos de cordilheiras oceânicas são reconhecidos utilizando a composição química de basaltos, enquanto que a distinção entre diferentes tipos de zonas de colisão é mais efetiva utilizando a composição geoquímica dos granitóides. As margens continentais passivas estão caracterizadas por sua baixa atividade ígnea e somente podem ser reconhecidas se analisadas em conjunto com a estratigrafia e a faciologia das rochas sedimentares associadas. Um conjunto intraplaca pode ser reconhecido a partir da geoquímica de basaltos e granitos, e os arcos vulcânicos podem ser reconhecidos através da aplicação de diagramas discriminantes para rochas vulcânicas e graníticas.

Os diagramas de discriminação tectono-magmática devem ser utilizados para sugerir a afinidade da fonte magmática geradora do magma. Além disto, os diagramas foram construídos tendo como base um número elevado de amostras. Estas simples precauções são fundamentais para legitimar os resultados e para poder realçar conjuntos de dados de ambientes tectônicos mistos ou múltiplos.

Para uma boa interpretação de diagramas discriminantes, devemos considerar o número de amostras utilizadas na construção do diagrama e a definição de seus 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 os diagramas de discriminação derivaram de comparações empíricas.

Geoquímica dos Elementos Traços

O comportamento dos elementos traços durante a evolução de um magma deve ser interpretado com base no coeficiente de partição destes elementos entre as fases líquidas e cristalinas. O coeficiente de partição de um elemento em uma fase mineral específica, denominado K_d , é dado por (para qualquer elemento traço):

$$K_d = \frac{\text{concentração no mineral}}{\text{concentração no líquido}}$$

Os elementos que possuem um valor de $K_d < 1$ são denominados “incompatíveis” e são concentrados preferencialmente na fase líquida durante a fusão e cristalização. Os elementos que possuem comportamento incompatível com relação aos minerais normalmente encontrados no manto (olivina, piroxênio, espinélio e granada) são chamados litófilos ou elementos litófilos de íon grande (*Large Ion Lithophile Element* – LILE), como o K, Rb, Sr, Ba, Zr, Th e os elementos terras raras leves. Já os elementos que possuem $K_d > 1$ (como o Ni e o Cr) são denominados compatíveis e são concentrados preferencialmente no resíduo sólido durante a fusão parcial e extraídos pelos sólidos cristalizados durante a cristalização fracionada.

Elementos Terras Raras

O grupo dos elementos terras raras (*Rare Earth Elements* – REE) é constituído por 15 elementos (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) com números atômicos variando entre 57 (La) e 71 (Lu), e deste grupo, 14 elementos ocorrem naturalmente. Os elementos terras raras que possuem os números atômicos mais baixos são referidos como terras raras leves (LREE), e os de número atômico mais elevados são chamados de terras raras pesadas (HREE). Conseqüentemente, os elementos de número atômico intermediário são denominados terras raras médias (MREE). Estes elementos são particularmente úteis para estudos petrogenéticos de rochas ígneas, pois todos os REE possuem comportamento geoquímico similar.

Para poder comparar graficamente a abundância de elementos terras raras de diferentes tipos de rochas, é necessário eliminar o efeito Oddo-Harkins, que consiste na existência de maiores concentrações para elementos de número par quando comparados com aqueles de número atômico ímpar. Para isto, os valores de concentração de elementos obtidos na rocha são normatizados (divididos) pelos respectivos valores encontrados em meteoritos condriticos (Nakamura 1974, por exemplo). Isto suaviza as variações de concentração de elemento para elemento. Os condritos costumam ser utilizados nos processos normativos porque estes são

materiais primitivos do sistema solar e que não sofreram diferenciação, assim como aqueles que estiveram envolvidos no processo de acreção planetesimal que permitiu a formação do planeta Terra. A **figura 5** mostra as variações mais comuns das rochas basálticas em diagramas de REE normatizados pelo condrito.

Certos tipos de minerais podem modificar a forma do padrão de REE durante os episódios de fusão parcial e/ou cristalização fracionada. Isto ocorre devido aos diferentes valores de coeficiente de partição (K_d) dos elementos nestes minerais. Assim, é possível identificar a ação da concentração de determinados minerais nos processos de diferenciação magmática. A magnitude do efeito depende da concentração do mineral na rocha e do valor de K_d do elemento neste mineral em particular. Como exemplo, o feldspato possui um valor de K_d relativamente baixo para todos os REE, com exceção do Eu. Conseqüentemente a cristalização de feldspato possui pouco efeito no padrão de REE da fusão, exceto pela produção de uma anomalia negativa de Eu no fundido (**Figura 5b**). Já a granada possui baixos valores de K_d para REE leves e valores de K_d progressivamente maiores para REE pesadas. Assim, a presença desta em equilíbrio com um magma conduz ao empobrecimento de REE pesados da fase fundida (**Figura 5a**). Ortopiroxênio e clinopiroxênio ricos em Ca possuem valores de $K_d < 1$ para REE, com valores para REE leves suavemente inferiores que para os REE pesados, o que pode conduzir a um pequeno enriquecimento em REE leves no fundido, durante a cristalização deste. Já nas olivinas, os valores de K_d de REE são muito pequenos e inferiores a 0,1 e, portanto, sua presença conduz a um enriquecimento geral em REE na fusão. Os valores de K_d para a hornblenda mostram-se fortemente dependentes da composição desta, e a concentração de REE médios pode ser até 10 vezes mais alta em sistemas ricos em sílica. Portanto, a cristalização de hornblenda a partir de magmas de composição intermediária pode conduzir ao empobrecimento relativo de REE médias no fundido. Em contraste, a biotita possui um K_d baixo para todos os REE e a sua presença afeta pouco o padrão de REE da fusão. Adicionalmente, a cristalização posterior dos minerais acessórios como o zircão, apatita e esfeno tende a fracionar ainda mais o padrão de REE.

Se a Terra possuía, originalmente, abundâncias condriticas de REE e, após, sofreu diferenciação para formar um núcleo e um manto, o manto deve ter retido o conteúdo de REE por estes serem litófilos. Isto resultaria em um manto primordial com abundâncias maiores de REE (algo em torno de 2-3 vezes mais que nos condritos), mas com um padrão de REE com disposição plana com relação ao condrito. Os elementos terras raras leves possuem comportamento mais incompatível no manto quando comparados com os elementos terras raras pesados, que por sua vez são relativamente mais compatíveis no manto. Sendo assim, os sucessivos episódios de fusão parcial do manto ao longo do tempo geológico para gerar magmas basálticos, resultaram em um empobrecimento relativo de REE leves no resíduo (manto terrestre) e um conseqüente enriquecimento em LREE no líquido (magma basáltico). Portanto, devido a este processo, o manto torna-se progressivamente mais empobrecido em REE leves com o avanço do tempo geológico. Portanto, basaltos como do tipo c da **figura 5**, que mostram um empobrecimento relativo de REE leves, provavelmente se formaram a partir de uma fonte mantélica previamente empobrecida em terras raras leves. Este mesmo basalto (tipo c) possui um padrão relativamente enriquecido em REE pesados, o que indica que não houve a participação de granada na fonte residual. Adicionalmente, graus de fusão parcial relativamente altos, iriam resultar em fundidos (magmas basálticos) com conteúdos de REE similares aos da fonte (manto).

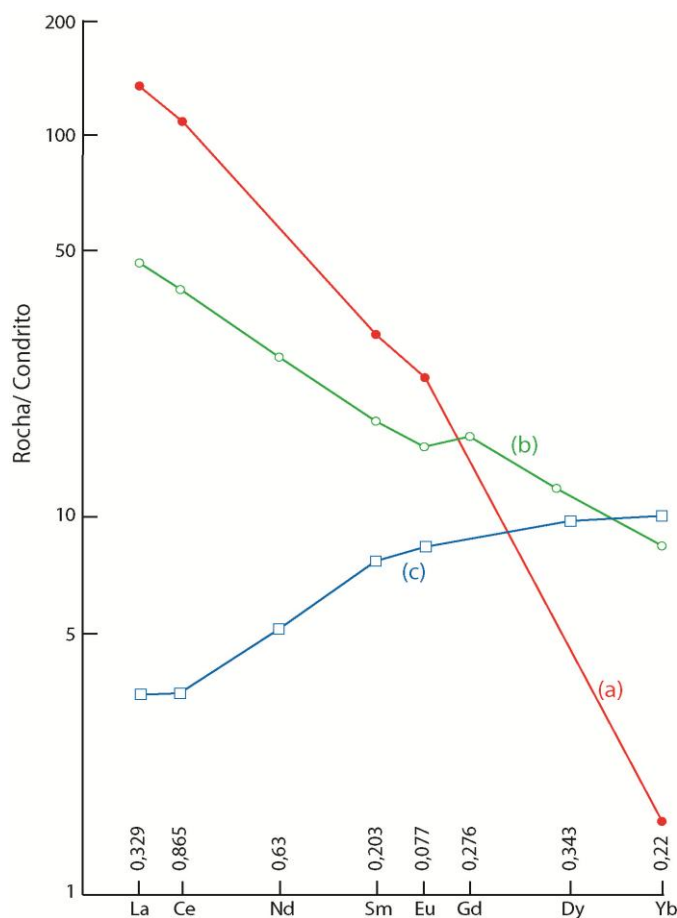


Figura 5 – Padrões esquemáticos de REE normalizados pelo condrito (Nakamura (1974) para rochas basálticas. A) Basalto fortemente enriquecido em REE leves com baixíssimas concentrações de REE pesados, sugerindo a presença de granada residual na fonte. O forte enriquecimento em REE leves sugere um grau de fusão parcial muito baixo ou um grande enriquecimento de REE leves na fonte. B) Basalto com suave anomalia negativa de Eu devido ao fracionamento de plagioclásio durante a cristalização. A abundância média de REE pesados 10 vezes maior que a do condrito sugere a ausência de granada na fonte residual. C) Basalto mostrando forte empobrecimento em REE leves, sugerindo sua derivação a partir de uma fonte fortemente empobrecida em REE leves. O conteúdo elevado de REE pesadas indica uma fonte residual sem granada. Extraído de Wilson (1989).

Diagramas Multi-elementares

Para uma boa interpretação do padrão da abundância elementos traços em basaltos (ou qualquer rocha ígnea relacionada), é necessário entender o contexto geotectônico em que o mesmo ocorre e gerar um banco de dados para caracterização

e comparação. Seguindo este raciocínio, o conceito de diagramas multi-elementares foi desenvolvido por diversos autores como Wood *et al.* (1979), Sun (1980), Thompson (1982) e Thompson *et al.* (1984). Nestes diagramas, os elementos traço eram normalizados para estimativas de valores terrestres primordiais.

Acredita-se que os elementos Ba, Sr, U, Th, Zr, Nb, Ti e REE se condensaram a altíssimas temperaturas a partir de um gás de composição solar durante a formação dos planetas. Basaltos Komatiíticos Arqueanos possuem razões idênticas destes elementos (Ba/Sr, U/Th) com relação aos condritos, sugerindo que as razões em meteoritos condríticos seriam semelhantes a aquelas do manto primordial anterior a formação de uma crosta continental significativa.

Diversas versões de representação de diagramas multi-elementares têm sido apresentadas na literatura. Wood *et al.* (1979) normaliza seus valores para um manto primordial hipotético, enquanto que Thompson *et al.* (1984) e Sun (1980) normalizam seus dados para os valores condríticos, com exceção do K e do Rb, porque estes podem ter se volatilizado durante a formação planetária, e do P por este ter sido parcialmente contido no núcleo. Estes diagramas são bastante semelhantes, exceto pela ordem de alguns elementos (**Figura 6**). A ordem de aparecimento dos elementos esta baseada nas características químicas, estabelecendo que na porção esquerda do diagrama estejam os elementos Litófilos (LILE), enquanto na porção central e direita ficam os elementos incompatíveis e os terras raras pesadas. Os elementos estão arranjados de maneira que a incompatibilidade da mobilidade diminui da parte exterior para o centro. A disposição dos elementos ainda é desenvolvida para a obtenção de um padrão suave para a composição média de um basalto da MORB (Sun, 1980). Thompson *et al.* (1984) se refere a estes diagramas como “*spidergrams*” ou diagramas multi-elementares.

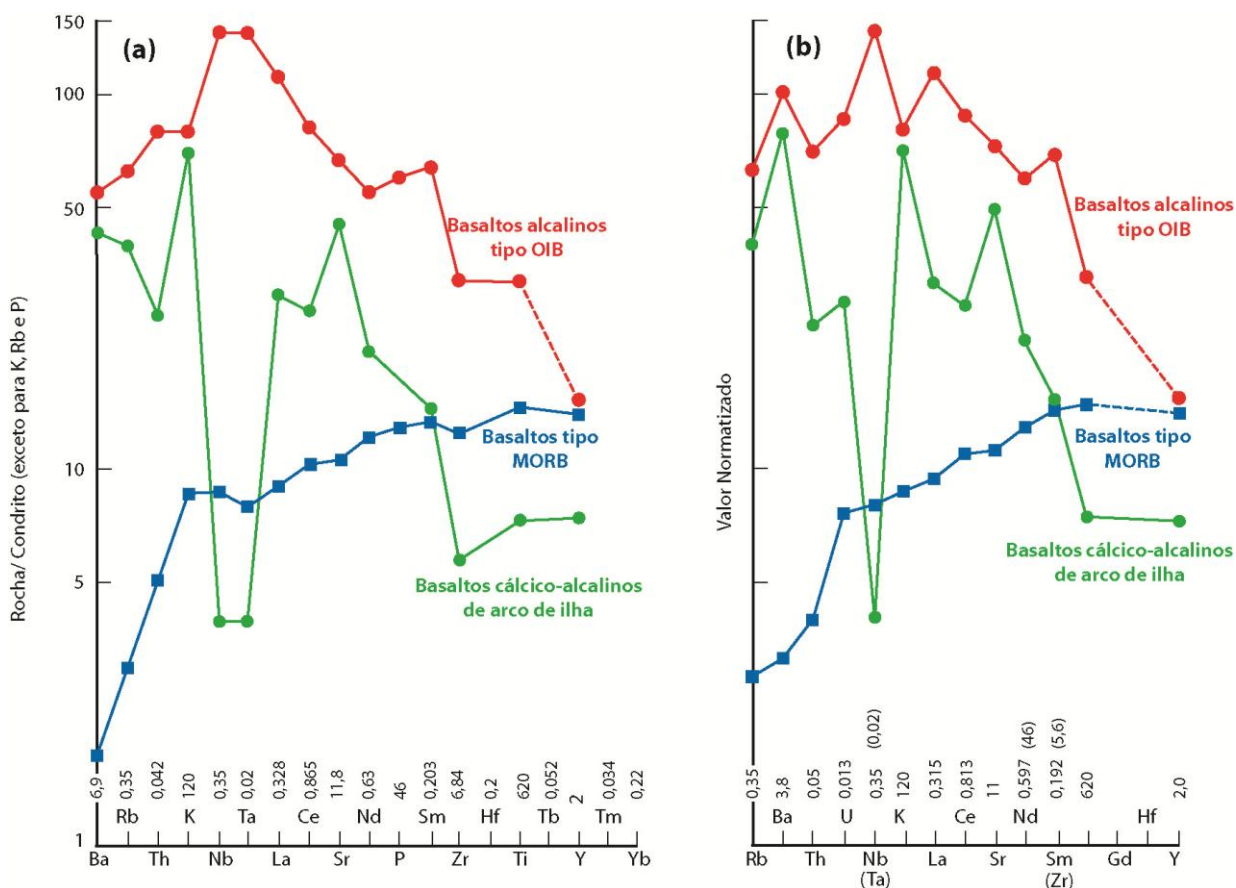


Figura 6 – Padrões típicos para basaltos de cordilheira meso-oceânica (MORB), basaltos de ilhas oceânicas (OIB) e basaltos de arco de ilha, em diagramas multi-elementares normalizados de acordo com: a) Thompson *et al.* (1984) e b) Sun (1980). Os valores das constantes de normalização utilizadas são mostras no rodapé de cada diagrama. Extraído de Wilson (1989).

Padrões de diagramas multi-elementares típicos de basaltos de cordilheira meso-oceânica, arco de ilhas e basaltos de ilhas oceânicas são mostrados na **figura 6**. Basaltos tipo MORB são considerados produtos de fusões parciais relativamente grandes, e conseqüentemente, seu padrão de elementos traço deve refletir o padrão da sua fonte mantélica. Em termos gerais, os elementos traço menos incompatíveis, que se situam no lado direito do diagrama, devem se enriquecer menos no fundido durante a fusão parcial, inclinando a porção esquerda da curva para cima. Adicionalmente, a cristalização fracionada e segregação magmática subsequente podem enriquecer ainda mais o conteúdo de LILE e ETR leves.

Não existe nenhum mecanismo conhecido que possa inclinar a curvatura da porção esquerda do padrão para baixo, como mostrado pelos basaltos tipo MORB da **figura 6**, durante um episódio de fusão parcial de elevado grau, como o necessário para gerar estes tipos de basaltos (Norry & Fitton 1983). Portanto, a fonte de MORB mostrada na **figura 6** já deveria estar empobrecida em elementos incompatíveis como K e Rb e também em Nb e Ta antes da fusão parcial. A razão deste empobrecimento está relacionada aos sucessivos episódios de fusão parcial ocorridos no manto ao longo do tempo geológico para a formação de crosta continental.

Em contraste ao padrão dos MORB, os basaltos alcalinos de ilhas oceânicas (OIB) mostram um forte grau de enriquecimento em elementos incompatíveis como o Nb e o Ta, sugerindo que a fonte destes basaltos também está enriquecida em elementos incompatíveis (**Figura 6**). De maneira generalizada, diagramas multi-elementares de todos os basaltos magnesianos de ilhas oceânicas (tanto os toleíticos quanto os alcalinos) aproximam-se de curvas suavemente convexas (Thompson *et al.* 1984).

Comparando os padrões de basaltos do tipo MORB ou OIB com aqueles gerados em ambientes relacionados a subducção, os primeiros possuem padrões suavizados, enquanto que o segundo grupo apresenta um padrão pontudo/serrilhado. Picos positivos em diagramas multi-elementares são em sua maioria uma consequência da adição de componentes a fonte mantélica através de fluídos relacionados a subducção. A característica mais marcante de basaltos de arco vulcânico é o marcado empobrecimento de Nb-Ta, que pode ser explicada pela retenção destes elementos na fonte durante a fusão parcial. Contudo, um empobrecimento similar também é característica de basaltos fortemente contaminados por crosta continental, portanto deve-se ter muita cautela ao interpretar padrões de diagramas multi-elementares.

Versões modificadas de diagramas multi-elementares são mais úteis para comparar características de elementos traço para diferentes tipos de basaltos. Por exemplo, podemos comparar o quanto os toleitos continentais se diferem dos seus homólogos oceânicos normalizando o conjunto de dados pelo MORB. A **figura 7**

mostra um diagrama com os mesmos basaltos de arco de ilha e de ilha oceânica da figura anterior, normalizados para a média de MORB. Pearce (1983) considera que a forma destes padrões não deve ser muito modificada pela cristalização fracionada ou pelos graus variados de fusão parcial, e, portanto, estes devem ser muito úteis para discutir as características da fonte mantélica. Tais diagramas de variação de elementos traço normalizados pelo MORB tem sido muito utilizados para fornecer informações a respeito na natureza das fontes mantélicas de basaltos de subducção e de platôs toleíticos.

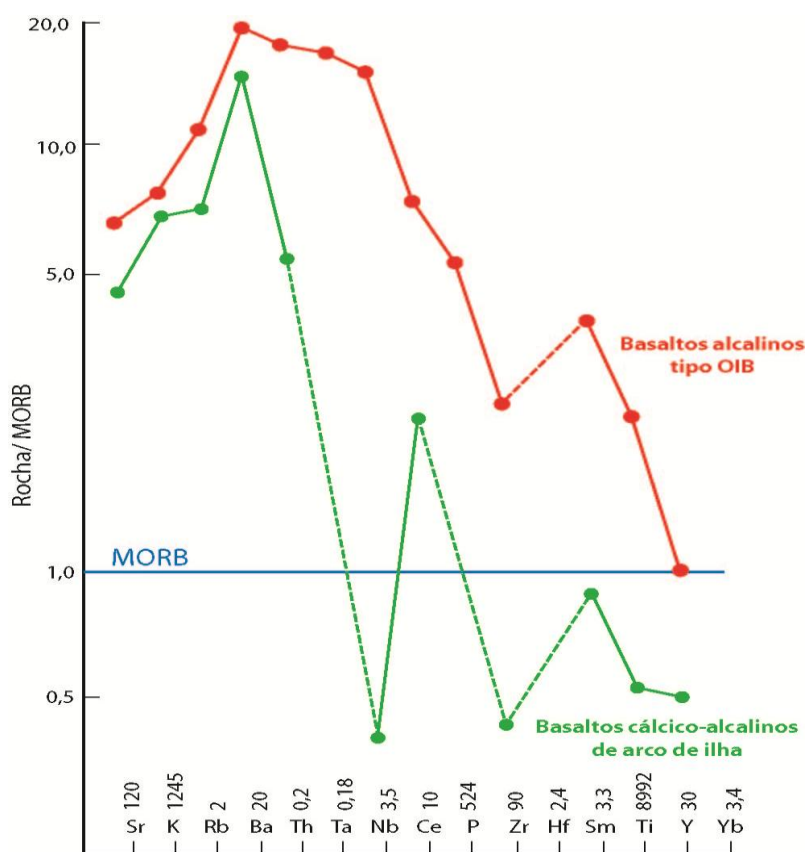


Figura 7 – Variação dos padrões de elementos traço normalizados pelo MORB para basaltos de arco de ilha e basaltos de ilha oceânica. A ordem dos elementos e as constantes de normalização foram extraídas de Pearce (1983). Extraído de Wilson (1989).

Geoquímica Isotópica Aplicada a Estudos Petrogenéticos

Os estudos de geoquímica isotópica são uma ferramenta fundamental para a interpretação petrogenética de rochas ígneas. Os isótopos são divididos em dois grandes grupos: isótopos radiogênicos e isótopos estáveis. No primeiro grupo as variações isotópicas são causadas pelo decaimento radiativo dos elementos, enquanto que no segundo as variações são em decorrência do fracionamento de massa durante as reações químicas.

O fator mais importante para a utilização das variações das razões de isótopos radiogênicos em estudos petrogenéticos é a de que estes freqüentemente “sobrevivem” aos eventos de fracionamento químico que acompanham a formação e evolução do magma. Sendo assim, durante a fusão parcial, o magma irá herdar a composição isotópica de sua fonte, e esta permanecerá constante durante os processos de cristalização fracionada subseqüentes, caso o magma não se contamine por interação (assimilação) com rochas ou magmas de composição isotópica distinta. Como conseqüência, estimativas de características isotópicas atuais de regiões mantélicas que são fontes de magmas basálticos podem ser obtidas a partir do estudo de rochas vulcânicas oceânicas atuais (MORB e OIB), as quais não foram significativamente contaminadas durante o caminho para a superfície.

Geralmente, rochas de crosta continental possuem diferentes composições de isótopos radiogênicos e estáveis quando comparados com as rochas mantélicas, e, deste modo, os estudos isotópicos podem prover importantes considerações sobre o grau de contaminação crustal em lavas extravasadas em ambientes continentais.

Sistema Rb-Sr

O Rb ocorre na forma de dois isótopos naturais: ^{85}Rb e ^{87}Rb , no qual, o ^{87}Rb é radiativo e decai para o estável ^{87}Sr por emissão beta. Por sua vez, o Sr possui 4 isótopos de ocorrência natural: ^{88}Sr , ^{87}Sr , ^{86}Sr e ^{84}Sr . A composição isotópica precisa do Sr em uma rocha ou mineral que contém Rb depende de sua idade e de sua razão

Rb/Sr. Este é o princípio base da técnica de datação Rb-Sr, que utiliza a seguinte equação:

$$\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{inicial}} + \frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1)$$

Aonde λ é a constante de decaimento do ${}^{87}\text{Rb}$ ($= 1.42 \times 10^{-11}\text{yr}^{-1}$) e t é a idade em anos.

Durante a cristalização fracionada de magmas basálticos, o Sr tende a ser concentrado no plagioclásio, enquanto que o Rb permanece no magma residual. Conseqüentemente, a razão Rb/Sr do magma aumenta gradualmente durante o curso da cristalização fracionada. Portanto, para uma suíte de rochas ígneas cogenéticas, relacionadas a um magma parental através de processos de cristalização fracionada, é esperado um aumento progressivo na razão Rb/Sr com o incremento do grau de diferenciação magmática.

Está estabelecido que a matéria primordial que foi utilizada durante o processo para formação do protoplaneta Terra possuía uma razão ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ bastante uniforme, o qual é referido como o valor primordial terrestre. Desde então, a composição isotópica do Sr na Terra tem tornado-se cada vez mais heterogênea como conseqüência da diferenciação geoquímica do planeta. Como é impossível medir a composição isotópica de Sr do planeta na época de sua formação, foram feitos estudos a partir de amostras lunares e de meteoritos para estimar o valor primordial de ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ na Terra. Este valor é referido como BABI (*Basaltic Achondrite Best Initial*): $0,69897 \pm 0,00003$.

Rochas crustais de composição granítica, enriquecidas em Rb com relação ao Sr, começaram a formar-se em estágios precoces da história da terra e desempenham um papel fundamental na evolução do Sr na Terra. Tais rochas, que possuem altas razões Rb/Sr, e devido ao processo de decaimento isotópico do Rb, desenvolveram razões ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ muito maiores que as razões encontradas no manto atual. O manto, por sua vez, como conseqüência do comportamento incompatível do Rb durante os processos de fusão parcial de baixo grau, evoluiu com razões Rb/Sr

progressivamente menores (**Figura 8**). Esta diferença é fundamental nos estudos petrogenéticos de rochas ígneas, e permite traçar os efeitos da contaminação por assimilação de crosta continental em magmas derivados do manto. Para isto, entretanto, é necessário ter o conhecimento das variações das razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que caracterizam os materiais crustais, em adição ao entendimento de evolução isotópica do Sr no manto durante todo o curso do tempo geológico.

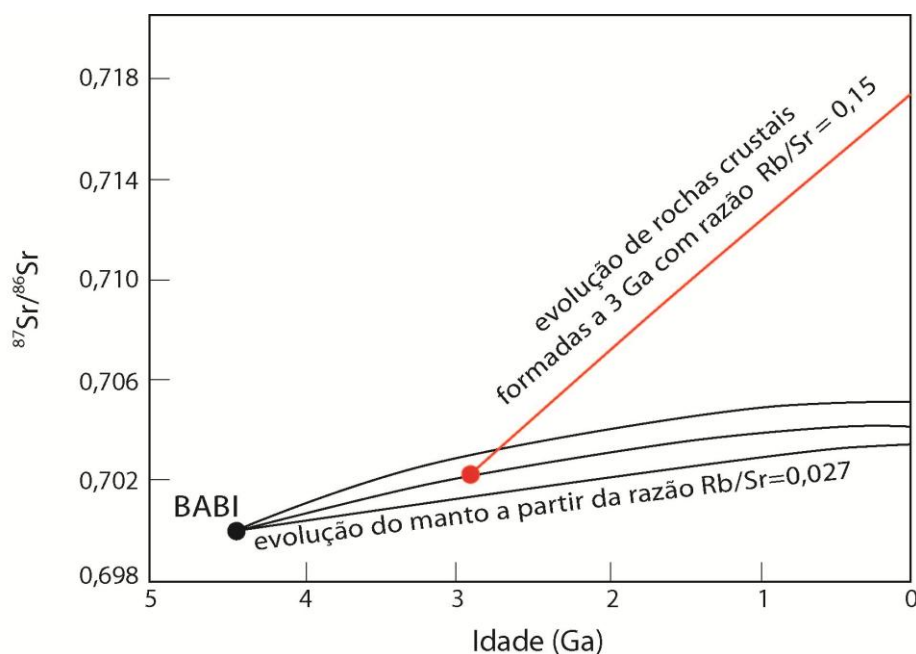


Figura 8 – Evolução isotópica do Sr terrestre. As linhas curvas representam a evolução hipotética do Sr no manto a partir do valor primordial (BABI) a 4,5 Ga até os dias atuais. A curvatura destas linhas implica o empobrecimento temporal da razão Rb/Sr total no manto. A linha reta em vermelho representa a evolução de um sistema fechado formado a partir de um material mantélico com razão Rb/Sr de 0,027. Extraído de Wilson (1989).

A composição isotópica de Sr mantélico nos dias atuais pode ser deduzida a partir dos estudos isotópicos em basaltos oceânicos recentes, como daqueles gerados em ambientes de cordilheira meso-oceânica e de ilhas oceânicas, porque estes tipos de basaltos não foram contaminados por rochas crustais continentais durante sua ascensão para superfície. Mesmo que estes magmas tenham sido contaminados pela assimilação de rochas crustais oceânicas durante sua condução a

superfície, devido ao fato da crosta oceânica ser formada por um material de natureza semelhante ao do magma, talvez um pouco afetado pela interação com a água do mar, o efeito desta contaminação não chega a ser significativa.

A **figura 9** demonstra a grande heterogeneidade das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nos basaltos oceânicos, sugerindo que a razão Rb/Sr no manto também é variável. Caso a Terra tivesse evoluído como um sistema fechado e homogêneo, com uma razão constante de Rb/Sr de 0,027, até o dias atuais, esta teria uma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de apenas 0,7040. Porém, nas regiões onde o manto foi empobrecido pela extração de fusões parciais, a razão Rb/Sr terá diminuído, enquanto que nas demais regiões esta razão deve ter aumentado, como consequência dos processos de enriquecimento metassomático, que envolvem a migração de fluidos enriquecidos em elementos incompatíveis ou fusões parciais. Porém, como consequência da diferenciação do manto para formar as rochas da crosta continental, o volume total da razão Rb/Sr deve ter diminuído com o passar dos anos.

A composição isotópica do Sr na crosta continental é marcadamente heterogênea, como consequência da ampla variação das razões Rb/Sr e de idade das rochas crustais (**Figura 10**). Geralmente, as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ continentais são muito maiores que aquelas para o manto superior, como exemplificado pela disposição do campo dos basaltos oceânicos (**Figura 11**). Magmas basálticos extravasados em ambiente de crosta continental podem interagir com as rochas do embasamento ricas em $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e, como consequência, sua composição isotópica não pode ser unicamente atribuída a variações nas características da fonte mantélica, pois estes magmas também podem ter sido contaminados por rochas crustais ricas em $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ durante a ascensão a superfície.

Portanto, o estudo da composição isotópica do Sr em rochas vulcânicas basálticas pode prover importantes informações a respeito das fontes mantélicas a partir das quais estes magmas se originaram e dos processos posteriores que podem ter modificado a sua composição geoquímica e isotópica. Observando a **figura 9**, podemos notar diferenças sistemáticas nas razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em rochas vulcânicas formadas nos diferentes ambientes tectônicos, mostrando que o manto superior é

isotopicamente heterogêneo em grande escala. As razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais baixas ocorrem em cordilheiras meso-oceânicas, enquanto que aquelas formadas em ilhas oceânicas são geralmente significativamente mais elevadas. Considerando os basaltos gerados em ambientes tectônicos intracontinentais e os basaltos relacionados a ambientes de subducção, existe uma variação ainda maior da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, que ocorre devido a interação com a crosta continental. No caso dos basaltos relacionados a ambientes de arco de ilha, essa variação tem sido atribuída ao envolvimento de sedimentos marinhos ou água do mar presentes na crosta subductada e posteriormente fundida. Em alguns casos, pode haver interação do magma com sedimentos clásticos terrígenos. Na investigação das fontes dos magmas considera-se que um magma cuja razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ é inferior a 0,707 como sendo gerado a partir de fontes mantélicas, enquanto, valores acima de 0,707 são sugestivos de uma derivação crustal.

As diferenças nos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre os basaltos do tipo MORB e do tipo OIB sugerem que os tipo MORB foram originados pela fusão parcial de um manto com razões Rb/Sr significativamente mais baixas aquelas que foram fontes dos OIB. Esta diferença deve ter existido pelo menos durante os últimos 1-2 Ga para ser refletida nas composições isotópicas. Assim, é sugerido que os MORB são derivados por fusão parcial de uma camada de manto superior depletada, a partir da qual materiais de crosta continental foram progressivamente extraídos ao longo dos últimos 4 Ga. Em contraste, os basaltos de ilhas oceânicas (OIB) aparentam ser derivados a partir de fontes mantélicas mistas, mais enriquecidas, onde pode haver interação de componentes mantélicos primordiais com componentes de reciclagem orogênica de litosfera oceânica e continental.

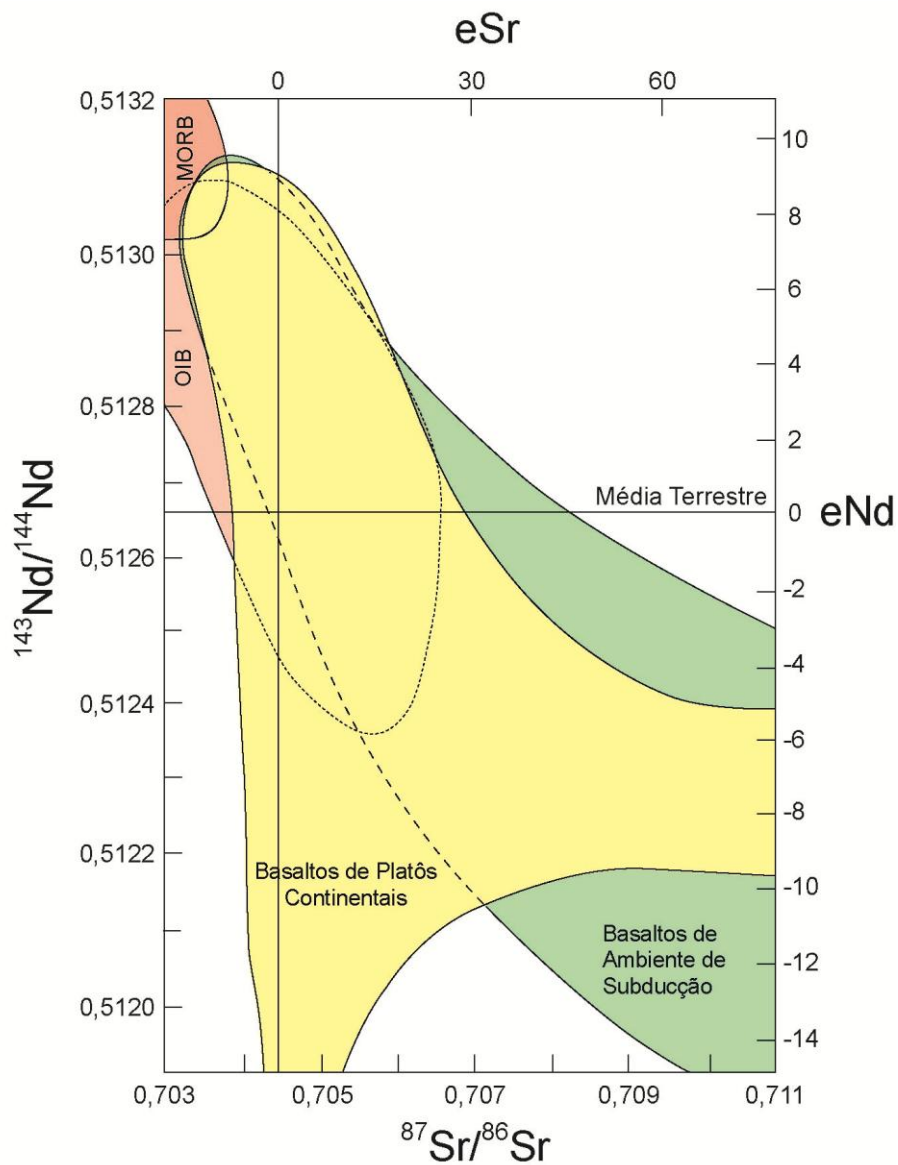


Figura 9 – Diagrama de variação das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ por $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para rochas vulcânicas de diferentes ambientes tectônicos. Extraído de Wilson (1989).

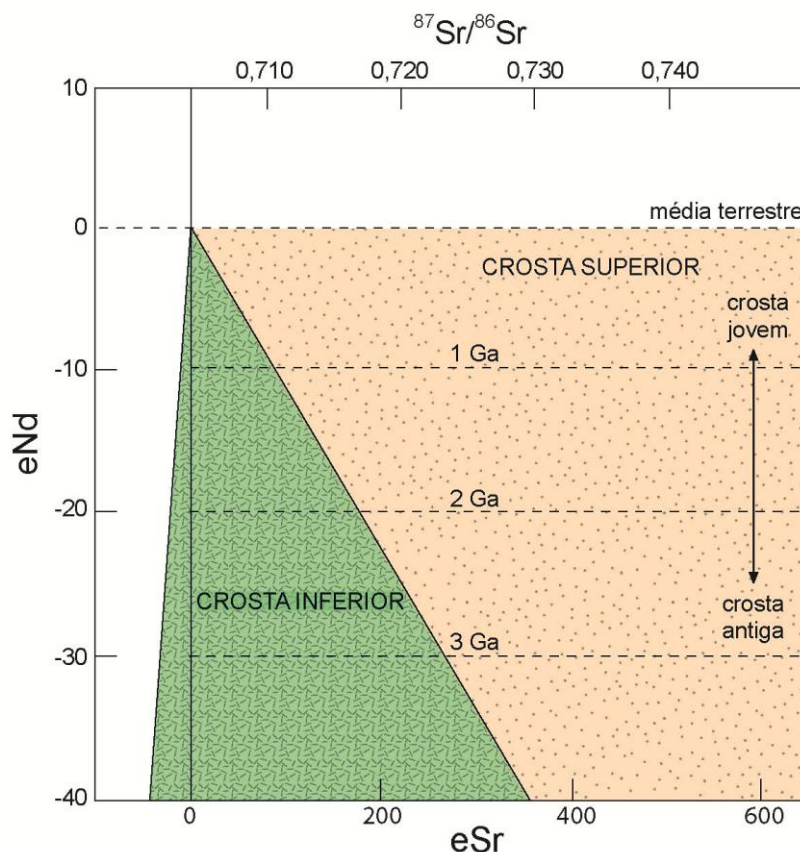


Figura 10 – Variação da composição isotópica de Sr e Nd para rochas crustais continentais nos dias atuais. Linhas tracejadas mostram a distribuição relativa de idades de rochas crustais em Ga. (modificado de DePaolo & Wasserburg 1976). Extraído de Wilson (1989).

Sistema Sm-Nd

O Sm e o Nd são elementos terras raras e o posicionamento dos mesmos no diagrama de elementos terras raras é tal que a abundância média do padrão de REE pode ser relacionada precisamente através da razão Sm/Nd. Baixas razões Sm/Nd indicam um padrão enriquecido em terras raras leves e altas razões Sm/Nd indicam padrões empobrecidos em terras raras leves. (**Figura 11**). Sendo assim, esse par de elementos tem vital importância para os estudos petrogenéticos, pois fornece informações muito valiosas sobre a composição geoquímica dos elementos terras raras do reservatório parental a partir da qual as rochas foram derivadas.

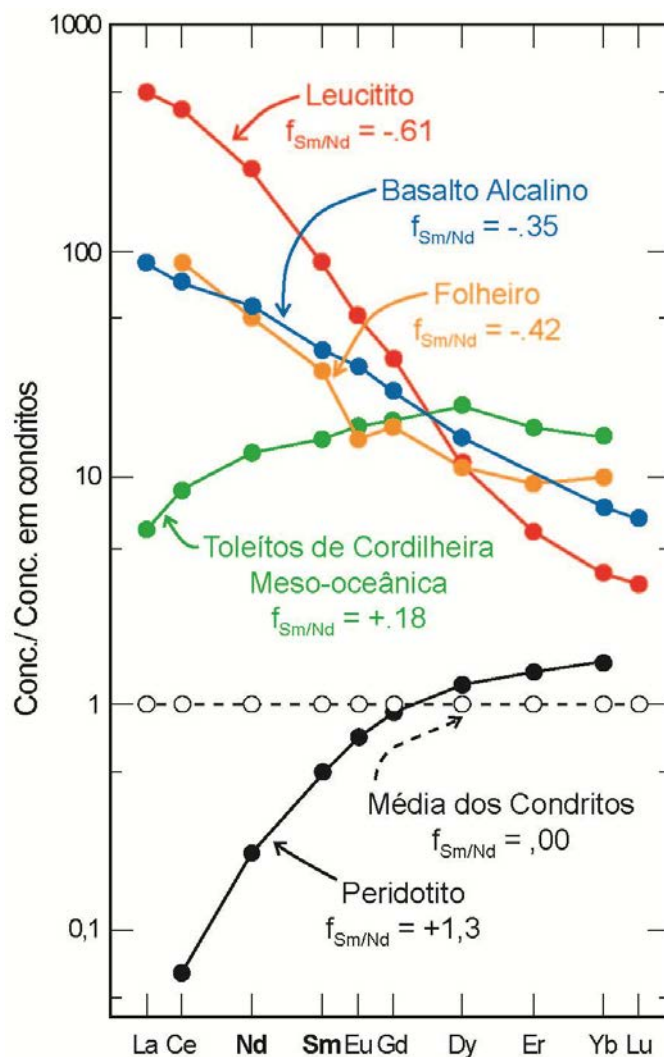


Figura 11 – Padrão de REE normalizado pelo condrito para algumas amostras de rochas terrestres. O parâmetro $F_{Sm/Nd}$ indica a diferença da razão Sm/Nd com relação aos condritos. Dados de: Kay *and* Gast (1973), Frey *et al.* (1971), O’Nions *et al.* (1979a), Haskin *and* Paster (1979). DePaolo (1988). Extraído de Wilson (1989).

Os elementos Sm e Nd são classificados como terras raras leves (LREE) e as suas concentrações em rochas ígneas aumentam com o incremento do grau de diferenciação por estes serem elementos incompatíveis. Entretanto, as razões Sm/Nd diminuem conforme o Nd é concentrado com relação ao Sm no líquido durante o curso da cristalização fracionada. O sistema Sm/Nd constitui um par isotópico (elemento pai-filho), que ocorre por meio do decaimento alfa do ^{147}Sm para o isótopo

estável ^{143}Nd , com tempo de meia vida de 106×10^9 anos. O decaimento do ^{147}Sm é descrito pela equação:

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{inicial}} + \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} (e^{\lambda t} - 1)$$

Aonde o estável ^{144}Nd é utilizado como isótopo de referência.

A abundância do radiogênico ^{143}Nd , e por sua vez a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ na Terra tem aumentado com o tempo devido ao decaimento do ^{147}Sm em ^{143}Nd . Isto pode ser descrito por um modelo baseado na idade, na razão Sm/Nd da Terra e na razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ primordial (**Figura 12**). A razão Sm/Nd da Terra e a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ primordial podem ser assumidas como iguais as razões encontradas em meteoritos condriticos (referido como CHUR - *chondritic uniform reservoir*; De Paolo & Wasserburg 1976). Fusão parcial do reservatório condritico uniforme aumenta a razão Sm/Nd do resíduo, envolvendo razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mais altas que CHUR.

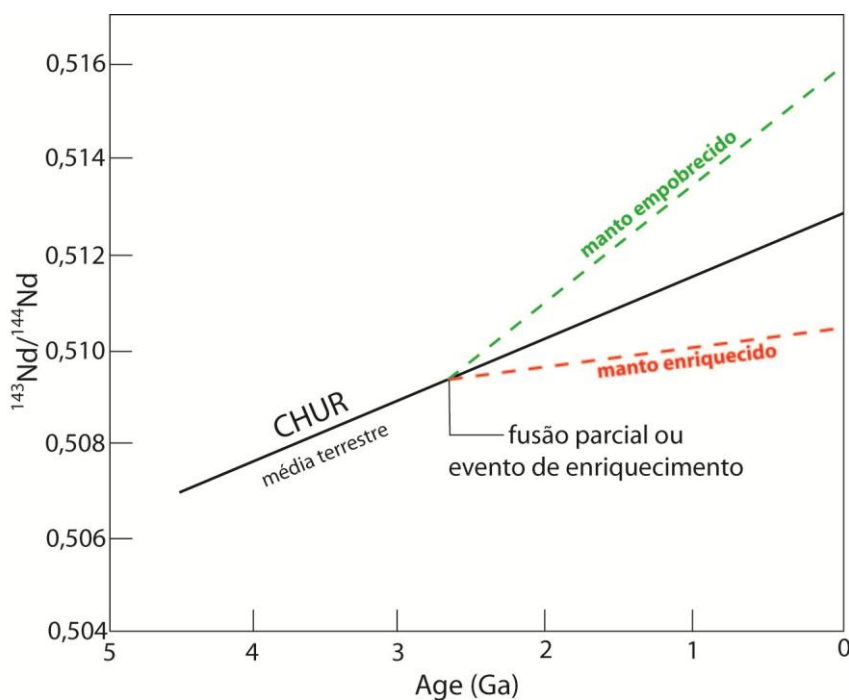


Figura 12 – Evolução isotópica do Nd no reservatório condritico uniforme (CHUR – *chondritic uniform reservoir*). Reservatórios mantélicos enriquecidos e depletados

envolvem, respectivamente, razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ maiores e menores que CHUR. Extraído de Wilson (1989).

Para comparar as diferenças entre razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre as rochas ígneas e CHUR, De Paolo & Wasserburg (1976) introduziram o parâmetro epsilon (ϵ):

$$\epsilon_{\text{Nd}} = \left[\frac{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{inicial}}}{I^t_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \times 10^4$$

Aonde I^t_{CHUR} é a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de CHUR na época de formação da rocha (t). Valores positivos de ϵ_{Nd} indicam que o magma se formou a partir de um manto empobrecido, enquanto que valores negativos indicam que eles foram derivados a partir de fontes mantélicas enriquecidas que possuíam uma razão Sm/Nd menor que CHUR.

Comumente, rochas crustais continentais apresentam razões Sm/Nd menores, e conseqüentemente, valores menores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (resultando em valores negativos de ϵ_{Nd}) quando comparadas com rochas derivadas a partir do manto superior. Conseqüentemente, estudos isotópicos combinados de Sm-Nd e Sr-Sr são potencialmente traçadores da origem dos magmas ou da participação de processos crustais como a contaminação de magmas.

Combinação de dados isotópicos de Nd e Sr

Como demonstrado na **figura 9**, as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de basaltos oceânicos recentes (MORB e OIB) formam um campo fortemente correlacionável. Esta correlação tem sido utilizada para definir a razão média de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da Terra, em complemento aos dados de Nd. Portanto, para os valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,512638 encontrados na média terrestre nos dias atuais (CHUR), as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ devem estar entre 0,7045 e 0,7055. Para todos os diagramas isotópicos de Nd-Sr apresentados neste trabalho, foi assumido o valor de 0,7045. Ainda, razão média de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de toda Terra pode definir um parâmetro ϵ_{Sr} , análogo ao ϵ_{Nd} :

$$\varepsilon_{\text{Sr}} = \left[\frac{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{inicial}}}{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{tUR}}} - 1 \right] \times 10^4$$

Aonde UR representa o reservatório universal, que equivale a média terrestre.

2.1.2.2 Características Geoquímicas e Isotópicas de Basaltos Associados a Diferentes Ambientes Tectônicos

A reconstituição do ambiente geotectônico de formação de associações vulcano-sedimentares pré-cambrianas é na maioria das vezes dificultada pela pouca exposição de rochas e preservação de estruturas reliquias, e também pela freqüente sobreposição de estruturas metamórficas e deformacionais. Diante desta problemática, as características descritas abaixo foram organizadas com base em estudos de basaltos estravassados em ambiente geotectônicos mais recentes, principalmente Fanerozóicos, dos quais a interpretação é inequívoca. Assumindo que o presente é a chave para o passado, a comparações entre ambos é fundamental no desenvolvimento deste trabalho.

Cordilheiras Meso-Oceânicas

A evolução de um rift continental para um oceano gera uma bacia do tipo marginal atlântica, que é caracterizada por duas seções: uma seção central, que é constituída pelo rift (cordilheira ou cadeia meso-oceânica) onde se concentra praticamente toda atividade vulcânica; e outra que corresponde 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) e a

sua abertura ocorre a partir do momento que o topo da bacia encontra-se 2,5 km abaixo do nível do mar.

A cadeia mesoocênica é composta por diversos segmentos alinhados 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 decompressão adiabática formando líquidos básicos 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*), que grada para enxames de diques de diabásio, gabros e seus equivalentes sobre uma porção basal de litosfera mantélica de composição lherzolítica (**Figura 13**).

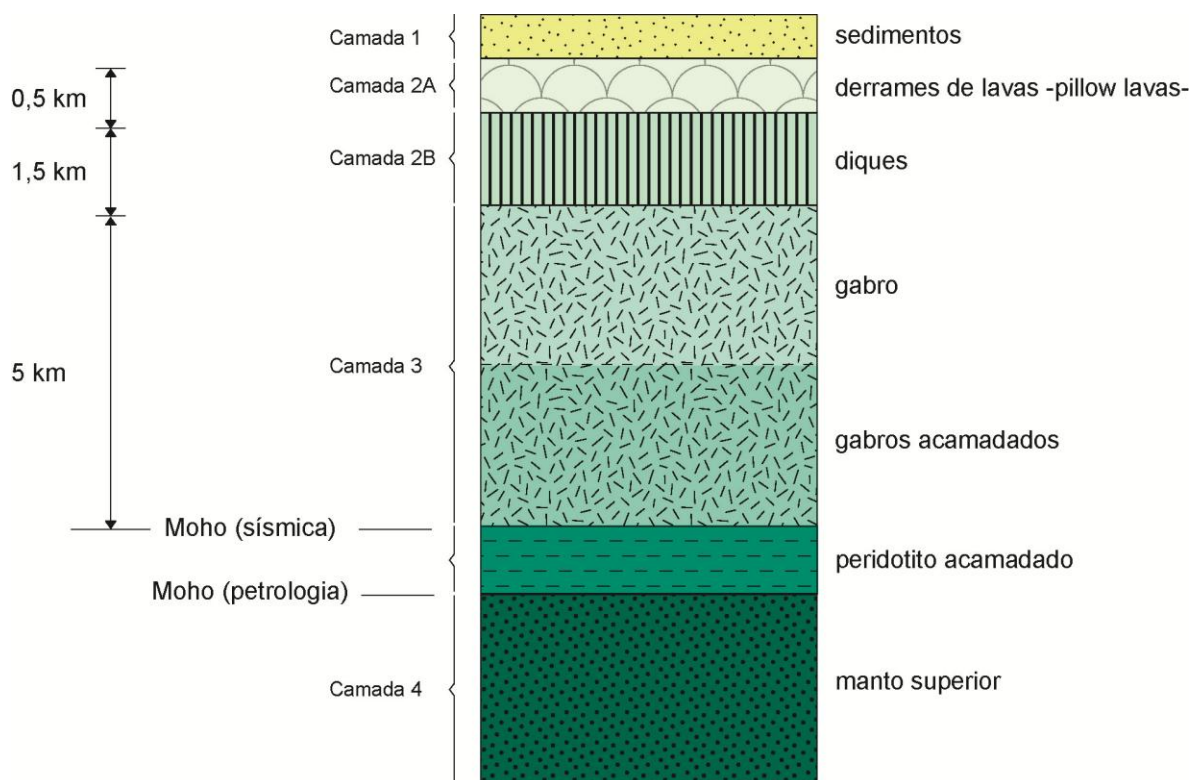


Figura 13 – Perfil idealizado da estrutura acamadada típica de crosta oceânica mostrando espessura aproximada das camadas determinada por estudos sísmicos. Extraído de Wilson (1989).

Basaltos de Cordilheira Meso-Oceânica (MORB)

A maior parte dos basaltos de cordilheira meso-oceânica (MORB – *mid ocean ridge basalts*) são sub-alcálinos a toleíticos. Com relação a geoquímica de elementos maiores, os basaltos tipo MORB são amplamente similares aos toleítos de ilhas oceânicas, aos toleítos de arco de ilha e aos toleítos de platôs continentais. Entretanto, quando comparados a tais basaltos, mostram concentrações caracteristicamente mais baixas de elementos traço incompatíveis, incluindo Ti e P e elementos LILE (K, Rb, Ba). Os baixíssimos teores de K_2O são uma característica particularmente útil na distinção entre os basaltos do tipo MORB e outros tipos de basaltos. Basaltos toleíticos havaianos de ilha oceânica possuem conteúdos de Al_2O_3 tipicamente mais baixos que os MORB, para o mesmo grau de diferenciação, sugerindo que existem diferenças no conteúdo de Al_2O_3 dos magmas primários. Isto pode estar relacionado as diferentes composições da fonte, aos variados graus de fusão do manto e ainda com a presença de alguma mineralogia na fonte residual que seja concentradora de Al, durante a evolução dos toleítos de ilhas oceânicas.

As diversas erupções vulcânicas que ocorrem ao longo da cordilheira meso-oceânica mostram importantes mudanças composicionais, as quais podem ser correlacionadas com características topográficas e estruturais dos diversos seguimentos da cordilheira (Hekinian 1982, Klein & Langmuir 1987). Os altos topográficos e as plataformas vulcânicas aparentam estar associadas com "hot spots" e apresentam anomalias gravimétricas positivas, gradientes geotermiais elevados e espessura de crosta com valores intermediários entre os continentais e oceânicos, em adição as mudanças das características geoquímicas dos elementos traços dos MORB extrudidos nas cordilheiras meso-oceânicas. Tais variações têm sido utilizadas para classificar os basaltos de cordilheiras meso-oceânicas como normais (tipo N), de pluma (tipo P) e transicionais (tipo T).

Em termos gerais, MORB do tipo N são muito empobrecidos em elementos terras raras leves, enquanto que os MORB do tipo P podem apresentar tanto uma tendência tanto de empobrecimento quando de enriquecimento em terras raras leves. De maneira geral, MORB do tipo N possuem razões $La/Sm(n) < 1$ enquanto que os do tipo P possuem razões $La/Sm(n) > 1$ (**Figura 14**).

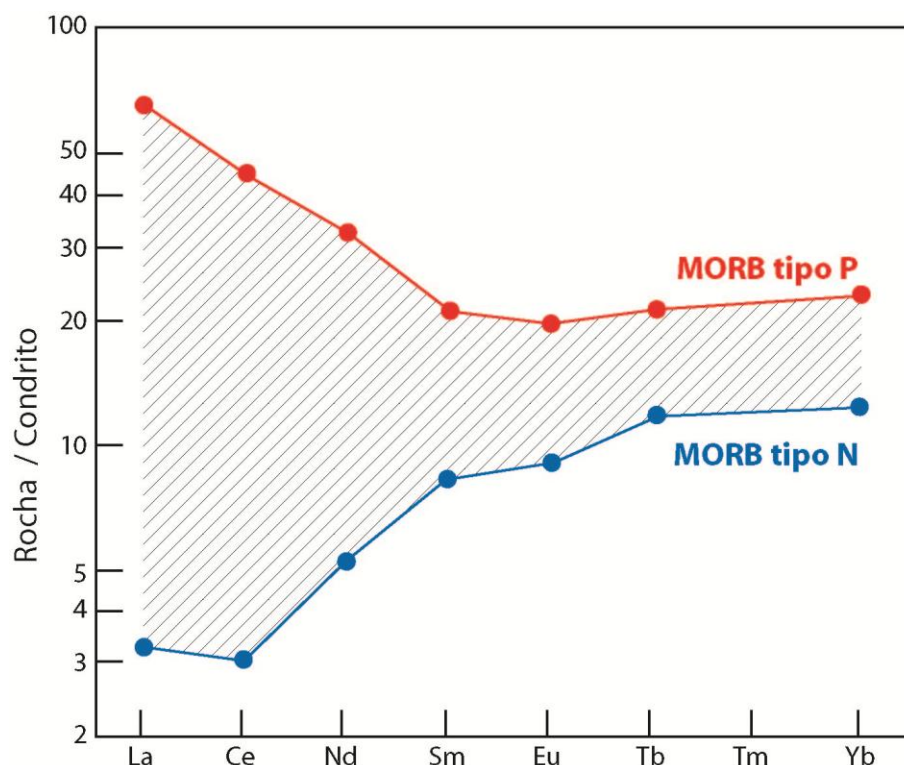


Figura 14 – Variação dos padrões de elementos terras raras normalizados pelo condrito para basaltos do tipo normal (N) e de pluma (P) ao longo da cordilheira Meso-Atlântica (dados de Schiling *et al.* 1983). Extraído de Wilson (1989).

Como o grau de fusão mantélica envolvido na formação de MORB é alto (>10%) os REE não devem ser fortemente fracionados durante a fusão parcial, e as razões (La/Sm , La/Yb e La/Ce) destes devem se aproximar das razões originais das fontes mantélicas destes magmas. Entretanto, apenas os REE extremamente leves são fortemente incompatíveis, e, portanto, apenas as razões La/Ce são diagnósticas da composição de fonte.

Como visto anteriormente, os MORB são produzidos por graus de fusão parcial relativamente elevados, e conseqüentemente, a abundância de elementos incompatíveis destes deve ser similar a aquela de sua fonte. Fusão parcial de um manto condrítico irá produzir magmas com padrões de diagramas multi-elementares variavelmente mais enriquecidos em Rb e Nd, dependendo do grau de fusão parcial (**Figura 15**). Assim, o relativo empobrecimento em grande parte dos elementos incompatíveis encontrada no N-MORB deve refletir o empobrecimento similar de sua fonte mantélica. Isto pode ser em decorrência de um fenômeno de longo prazo relacionado aos episódios de fusão parcial do manto superior através do tempo geológico para formação contínua de crosta continental. Em contraste, MORB do tipo P formados a partir de plumas de segmentos de cordilheira, possuem um padrão distinto, com o enriquecido em elementos incompatíveis, similar aos toleítos de ilhas oceânicas. Isto parece sugerir que as fontes de MORB tipo P e toleítos de ilhas oceânicas possuem características similares.

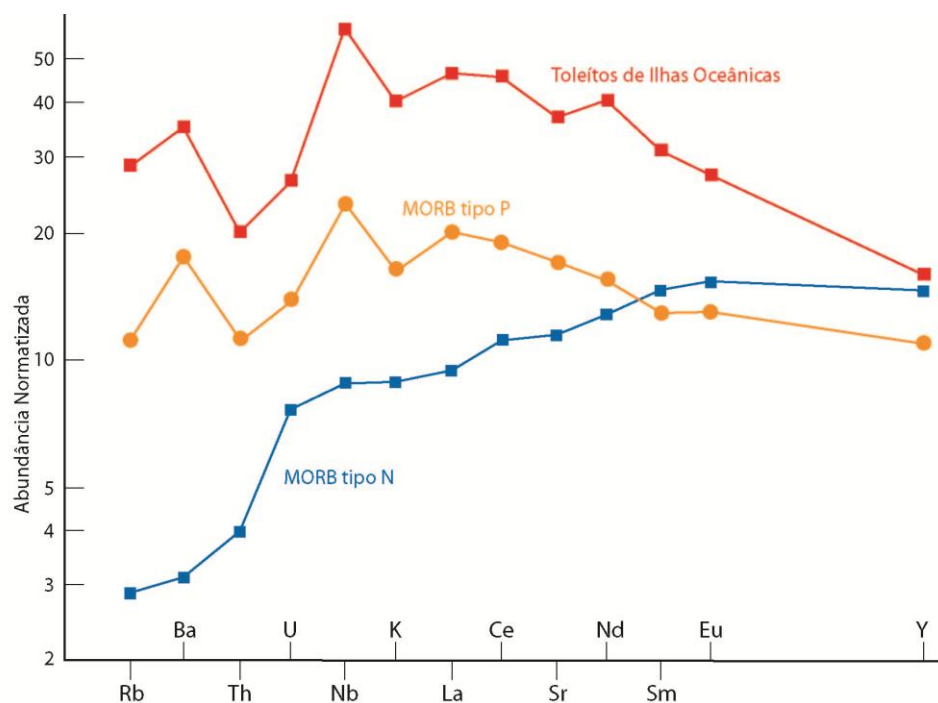


Figura 15 – Diagrama multi-elementar mostrando as diferenças entre os MORB do tipo normal e de pluma, e as similaridades entre o MORB de pluma e ilhas oceânicas. Extraído de Wilson (1989).

Desta maneira, como representado na **figura 16**, o MORB tipo N é derivado pela fusão parcial de um reservatório de manto superior isotopicamente homogêneo e empobrecido em REE leves. As fontes de MORB do tipo P envolvem a mistura de quantias variadas de “bolhas, bolsões” de um reservatório inferior, isotopicamente heterogêneo, muito semelhante a fonte dos basaltos de ilha oceânica (OIB – *Ocean Island Basalts*), com um reservatório de manto superior depletado semelhante ao MORB tipo N. Parte deste reservatório inferior pode representar uma composição quase primordial, enquanto outras partes podem representar materiais já reciclados e associados a placas subductadas.

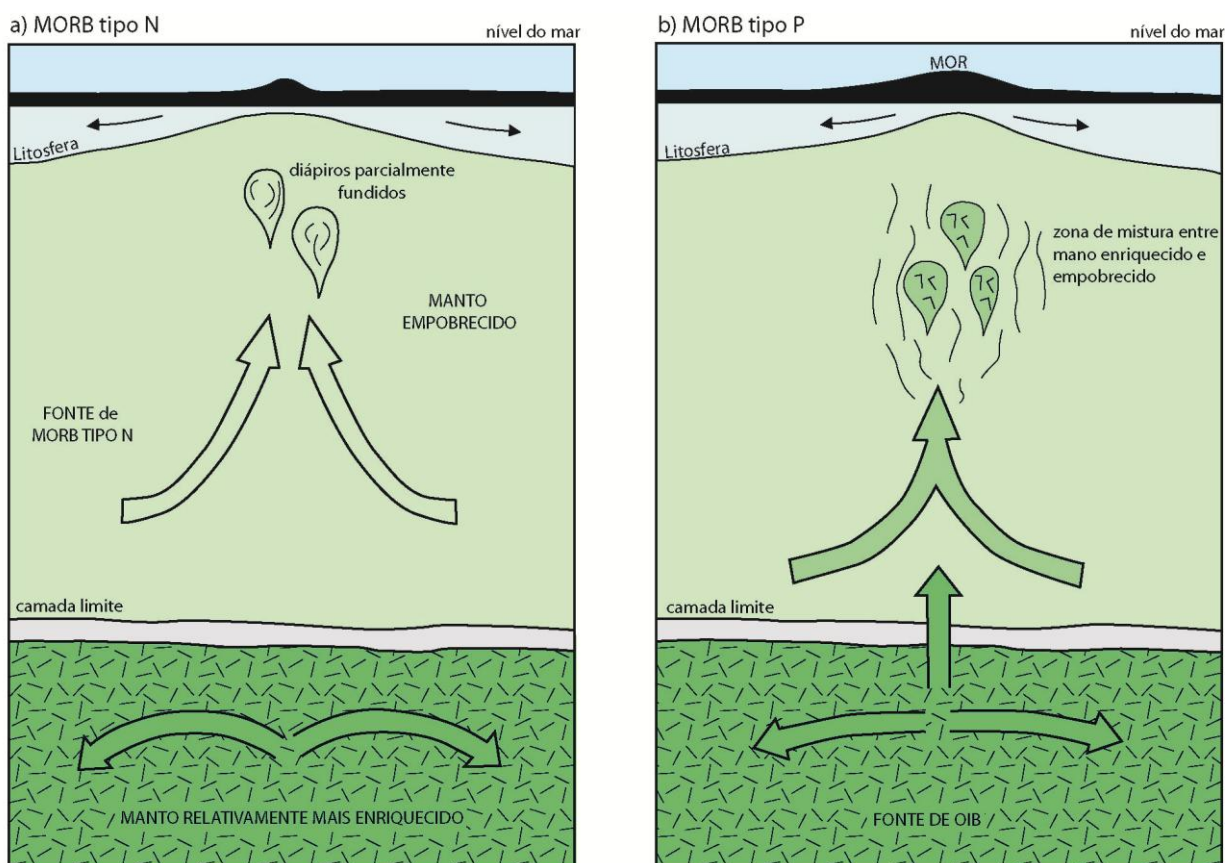


Figura 16 – Modelos para o envolvimento de diferentes componentes de fonte na origem de basaltos MORB do tipo N e P. a) Basaltos MORB do tipo N são derivados por fusão parcial de um reservatório mantélico superior bastante homogêneo e empobrecido. b) Basaltos MORB do tipo P são derivados de fontes que contém

quantias variáveis de “bolhas” derivadas de um reservatório localizado na parte inferior, isotopicamente heterogêneo, e que mistura-se com um reservatório superior depletado tipo N-MORB. Este reservatório inferior também é fonte de basaltos de ilhas oceânicas (OIB). Modificado de Zindler *et al.* (1984).

Os estudos geoquímicos de basaltos do tipo MORB tem resultado em sua classificação no grupo dos basaltos oceânicos, mostrando variações geoquímicas e petrográficas relativamente pequenas ao longo dos diferentes centros de espalhamento (cordilheiras meso-oceânicas), quando comparados com todo espectro variacional dos basaltos oceânicos. Entretanto, quando comparados entre si, os MORB apresentam uma significativa gama de variação de suas razões isotópicas (como das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$), indicando que estes são derivados de fontes mantélicas heterogêneas. Estas variações geoquímicas e de razões isotópicas tem sido atribuídas a diversos fatores, como a proximidade com *hot spots*, variações na dinâmica da câmara magmática ou do processo gerador de fusão, efeitos de zonas fraturadas e grandes heterogeneidades mantélicas. Em geral, MORB do tipo N possuem uma variação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ muito restrita (com valores variando de 0,7024 a 0,7030), enquanto que os de pluma são caracterizados por composições levemente mais radiogênicas (com valores variando de 0,7030 a 0,7035), sobrepondo com o campo de variação dos basaltos de ilhas oceânicas (com valores entre 0,7030 e 0,7050).

A **figura 17** mostra um diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ por $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ construído a partir de dados obtidos de basaltos do tipo MORB coletados no oceanos Atlântico, Índico e Pacífico, e os compara com os valores obtidos para todo o espectro dos basaltos de ilhas oceânicas. O diagrama mostra claramente a restrita variação isotópica dos MORB quando comparados com os basaltos de ilhas oceânicas. Interpretações simplistas destas variações em MORB sugerem que existe a mistura entre regiões mantélicas mais enriquecidas e outras mais empobrecidas (Cohen & O’Nions 1982a). Entretanto, as interpretações mais atuais, utilizando dados isotópicos integrados de Pb-Sr-Nd, indicam que estes modelos são mais complexos. A fonte mantélica dos MORB tem sido claramente empobrecida em Nd com relação ao Sm e em Rb com

relação ao Sr, durante um grande período da história da Terra (ao menos 1 Ga). Este empobrecimento do manto tem sido considerado, por convenção, como o complemento geoquímico do enriquecimento de elementos incompatíveis da crosta superior.

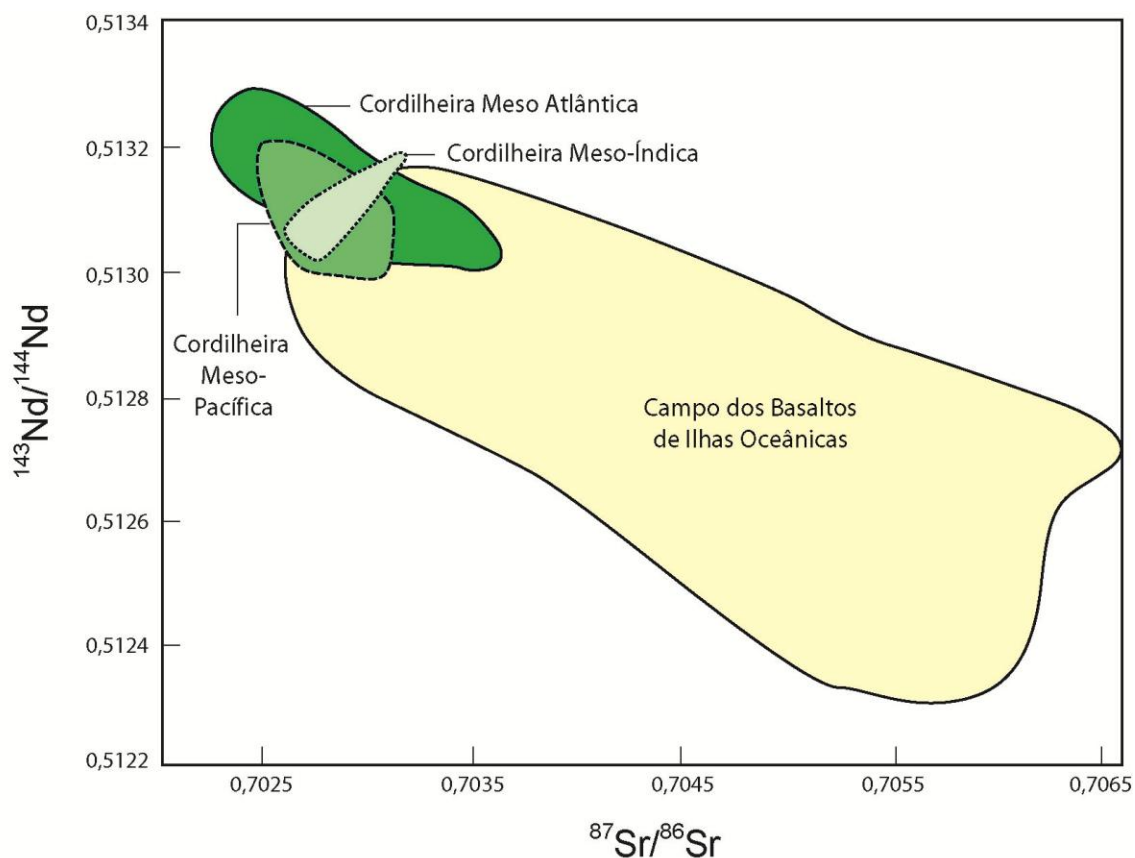


Figura 17 – Diagrama de variação isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ por $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para basaltos do tipo MORB dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico, comparados com o espectro composicional dos basaltos de ilhas oceânicas (modificado de Staudigel *et al.* 1984 fig. 4).

Ilhas Oceânicas

Segundo Wilson (1989), dentro das 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, que dificilmente

crecem acima no nível do mar, e caso cresçam, são posteriormente 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 assímicadas submarinas. Em bacias de espalhamento rápido, como as do Pacífico, ocorrem na forma de cadeias lineares, tendo o Havaí como principal exemplo.

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

Um modelo simplificado é mostrado na **figura 18**. Em termos de elementos maiores, os basaltos de ilhas oceânicas (OIB) são muito semelhantes aos basaltos do tipo MORB, porém os primeiros são mais ricos em Cs, Rb, K, Ba, Pb, e Sr, e quando alcalinos possuem graus de enriquecimento maiores. A abundância destes elementos é controlada pela composição da fonte, mineralogia residual, grau de fusão parcial e extensão da cristalização fracionada subsequente.

As variações da razão K/Ba são indicadores sensíveis da heterogeneidade da fonte e baixas razões em OIB com relação aos MORB refletem claramente a derivação destes por fontes mantélicas diferentes.

O grupo de cátions com grande raio iônico e valência elevada (Th, U, Ce, Zr, Nb, Ta e Ti) possuem comportamento incompatível e tendem a serem

concentrados em OIB com relação a MORB tipo N. A razão Zr/Nb é caracteristicamente baixa em basaltos de ilhas oceânicas (<10) quando comparada com MORB tipo N (>30) e pode ser utilizada para demonstrar a mistura de fontes mantélicas.

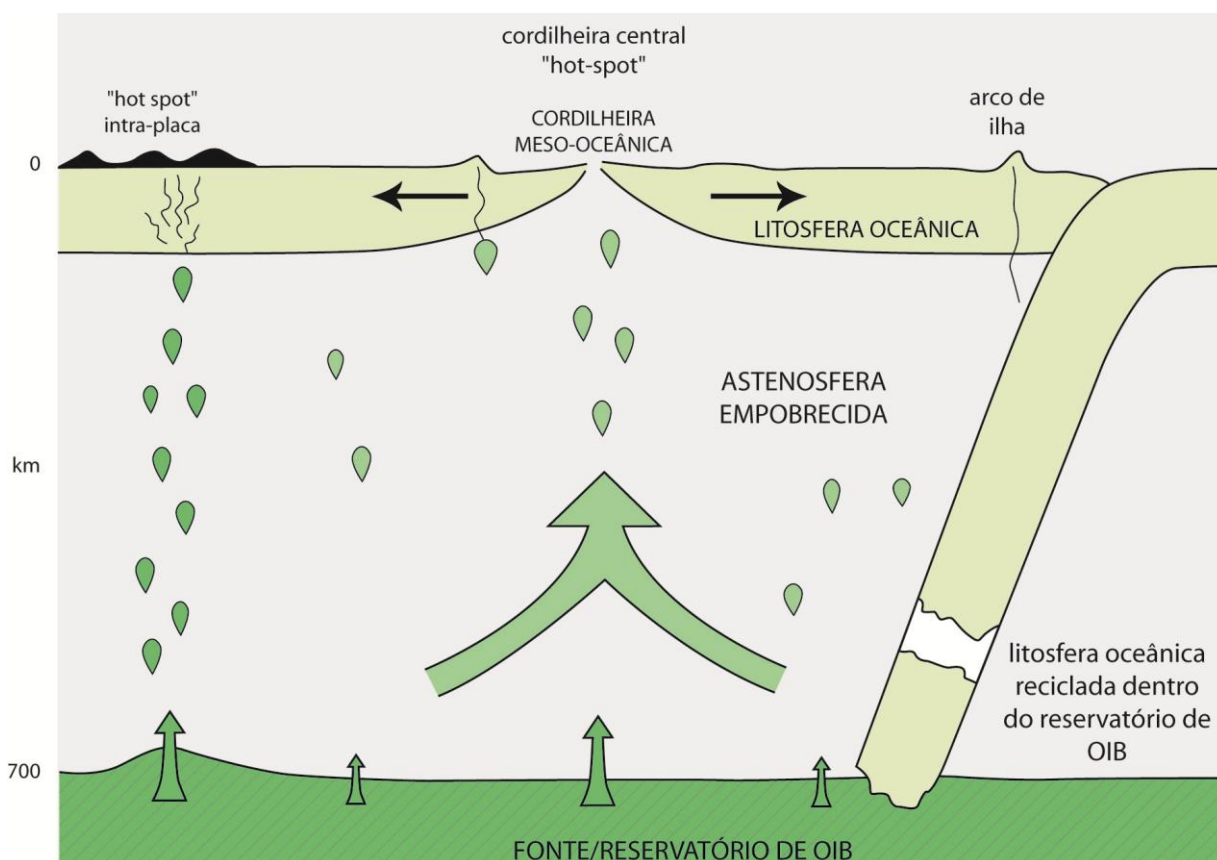


Figura 18 – Modelo simplificado do magmatismo intra-placa oceânico. Este modelo representa o manto como se fosse constituído por duas camadas. A camada mais inferior é o reservatório dos OIB e é composta por mistura entre materiais de composição próxima aos valores primordiais terrestres e materiais oriundos da reciclagem de crosta oceânica. Diápiros ascendem da interface entre a fonte de OIB e a astenosfera empobrecida, sofrendo fusão parcial durante sua subida. A astenosfera empobrecida, por capturar este fluxo térmico, também irá sofrer fusão parcial, e estas fusões irão se misturar com aquelas oriundas da interface reservatório OIB/Manto Empobrecido. Na porção central do "hot spot" da cordilheira meso-oceânica, o componente de fusão parcial originado no reservatório OIB é significativamente mais diluído por mistura com componente originado no manto empobrecido, quando comparado com a porção do "hot spot" intra-placa. Extraído de Wilson (1989).

O padrão de REE dos basaltos de ilhas oceânicas é caracterizado por uma grande variação do grau de enriquecimento de REE leves com relação aos REE pesados. A **figura 19** mostra a variação de padrão de REE normatizados pelo condrito para basaltos toleíticos e alcalinos do Havaí e para basaltos alcalinos de Azores, e os compara com os basaltos MORB do tipo N e P. Considera-se que os MORB não possuem fracionamento na abundância de REE pesados, quando comparados com os basaltos do tipo OIB. A grande abundância de REE leves de toleítos oceânicos com relação ao MORB tipo N é uma consequência de sua derivação a partir de fontes mantélicas relativamente menos empobrecidas. Os basaltos de ilhas oceânicas alcalinos possuem os maiores teores de REE leves, fato que, aliado ao seu relativo empobrecimento em REE pesados, indica que a sua derivação ocorreu a partir de graus relativamente baixos de fusão parcial de uma fonte mantélica com granada na fase residual.

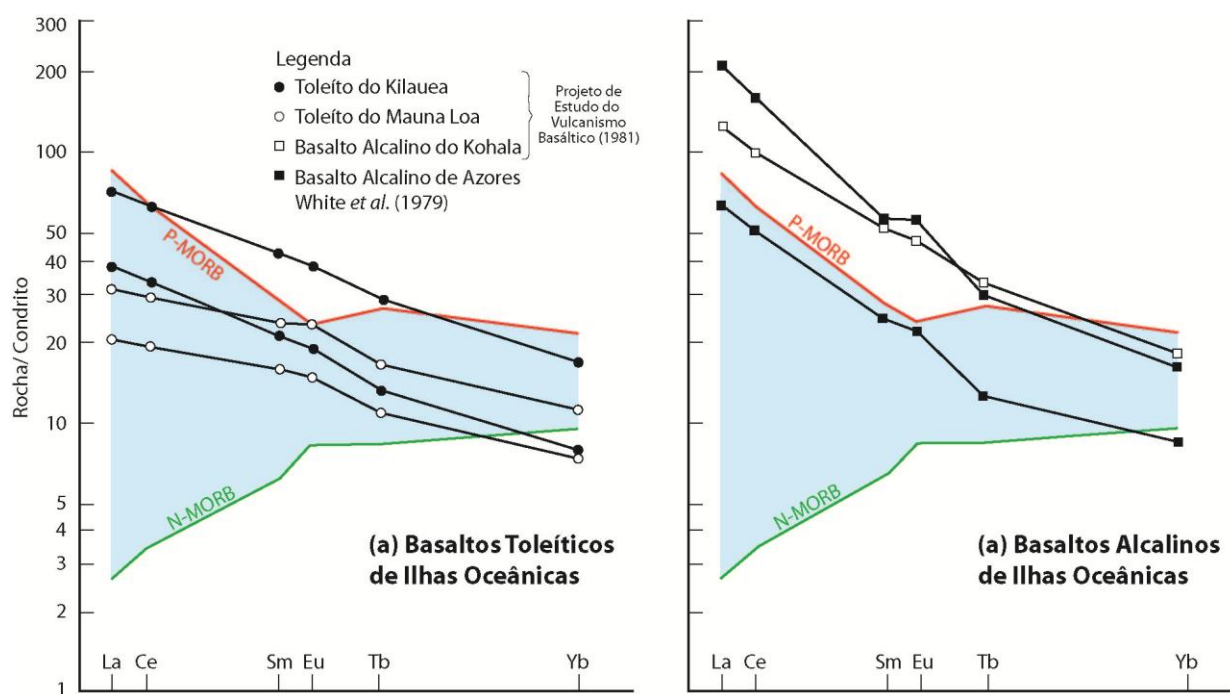


Figura 19 – Abundância de REE normatizados pelo condrito para basaltos toleíticos e alcalinos de ilhas oceânicas, comparados com os padrões para MORB do tipo N e P. Extraído de Wilson (1989).

Na **figura 20** é mostrado um diagrama multi-elementar normatizado para os valores do manto primitivo (Sun, 1980) para basalto toleítico típico, basalto alcalino e para um nefelina melilito do Havaí. Também são mostrados padrões de basaltos MORB do tipo P e N para comparação. Os elementos estão ordenados em uma seqüência que diminui o grau de incompatibilidade da esquerda para a direita. Os padrões dos três tipos de basaltos possuem configurações muito semelhantes, com empobrecimento significativo em K e Th, e enriquecimento em Ba e Nb, quando são comparados com os MORB do tipo P. Isto é sugestivo de que MORB tipo P e OIB possuem fontes com características geoquímicas similares.

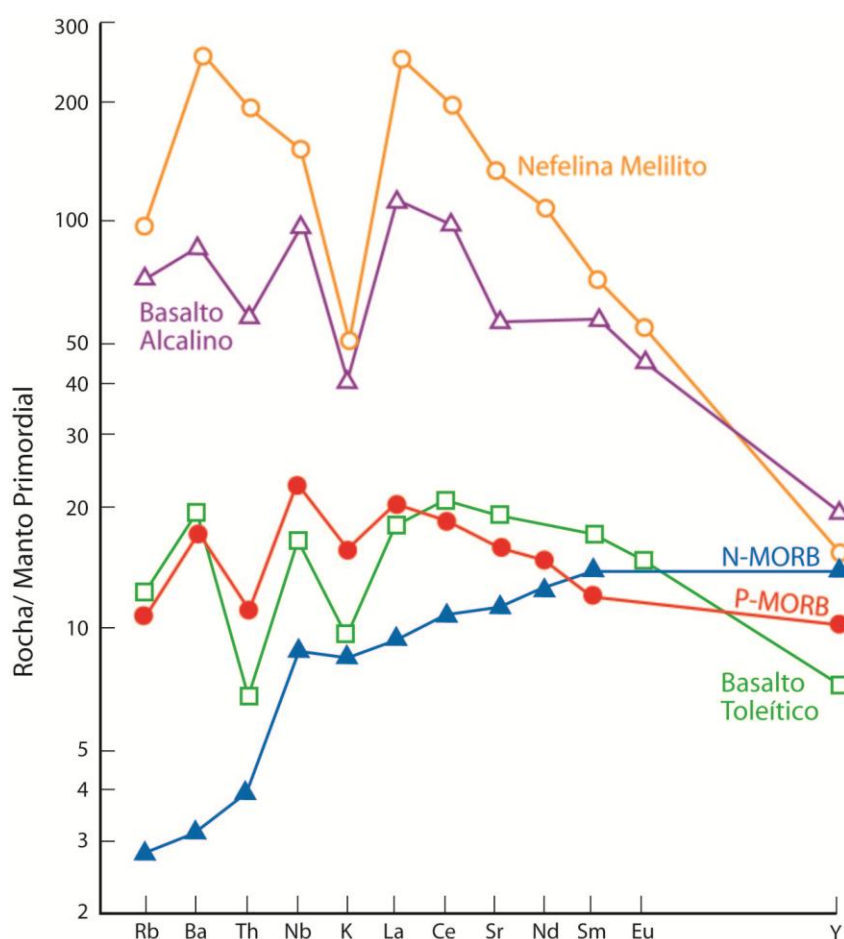


Figura 20 – Abundância de elementos terras raras e incompatíveis normatizados para o manto primitivo (Sun 1980) para: basaltos toleíticos típicos, basaltos alcalinos e

nefelina melilito do Havaí. Padrões de basaltos MORB tipo P e N (Sun 1980) são mostrados para comparação. Dados obtidos a partir de Clague & Frey (1982) e Projeto de Estudo do Vulcanismo Basáltico (1981). Extraído de Wilson (1989).

Magmatismo em Bacias Sedimentares Associadas a Ambientes Convergentes

Sistemas Arco-Fossa

Os sistemas tipo Arco-Fossa são classificados em dois grandes grupos com relação à dinâmica de seus esforços: os tipos distensivos, e os tipos compressivos. No primeiro grupo, a distensão torna-se efetiva 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 constituído apenas por crosta oceânica, o sistema é chamado arco de ilha. Quando a interação é entre crosta continental e oceânica, o sistema é denominado margem continental ativa.

Arcos de Ilhas

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 dois últimos com estruturas vulcânicas tipicamente subaéreas (**Figura 21**). Esta variação composicional temporal também pode ser observada espacialmente, com um relativo aumento progressivo no conteúdo de potássio a medida que distancia-se da zona de subducção (Wilson 1989).

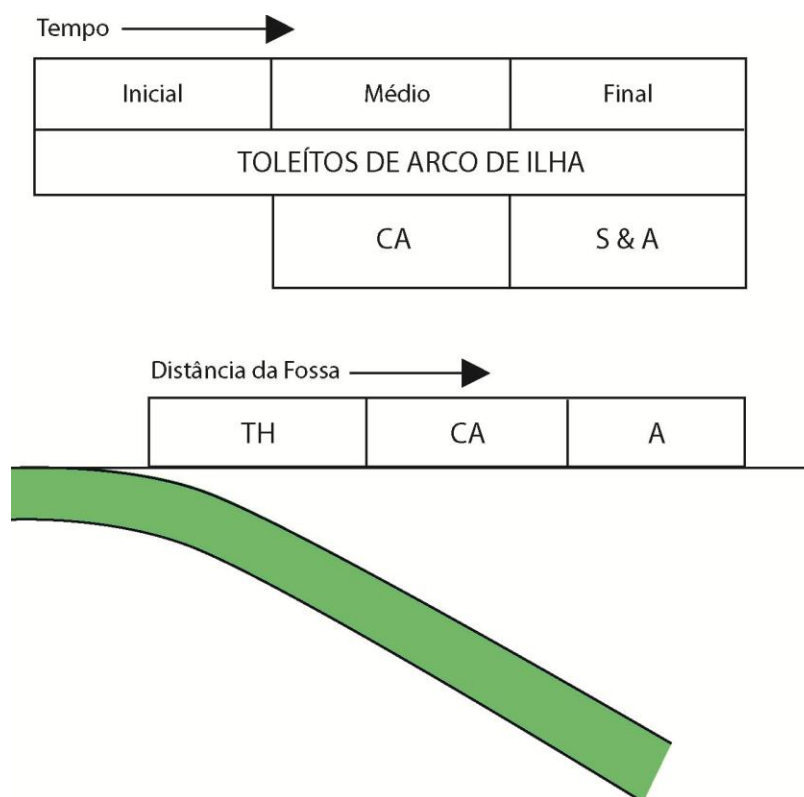


Figura 21 – Variações composicionais temporais e espaciais de magmas gerados em ambiente de arco de ilha. TH-toleítico, CA-cálcico-alcálico, A-alcálico, S-shonshonítico. Extraído de Wilson (1989).

Em termos de elementos maiores, os basaltos de arco de ilha apresentam uma composição similar aos basaltos do tipo MORB e OIB, sendo distinguidos destes pelo conteúdo de TiO_2 , que é mais baixo nos de arco de ilha. Nos basaltos 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-alcálica – cálcico-alcálica alto K – Shonsonítica, mostrando um aumento proporcional maior de K_2O .

A abundância dos elementos traços em basaltos de ilhas oceânicas são convencionalmente comparadas com as abundâncias de basaltos MORB tipo N, porque estes magmas basálticos (MORB) são bem estudados e derivam a partir do manto superior oceânico. 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 empobrecida. 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.

O grupo dos elementos de baixo potencial iônico possui comportamento relativamente mais móvel na presença de uma fase fluída. Assim, o enriquecimento destes em basaltos de arco de ilha tem sido atribuído ao metassomatismo da região mantélica por fluídos hidratados liberados a medida que avança o metamorfismo na crosta oceânica subductada. Os baixos teores de elementos de alto potencial iônico em basaltos de arco de ilha tem sido variadamente atribuída (Pearce 1982):

- 1) Elevados graus de fusão da fonte mantélica;
- 2) Estabilidade de fases minerais residuais (ex: rutilo, zircão e titanita) na fonte mantélica, o que pode concentrar preferencialmente diversos elementos traços;
- 3) Re-fusão de uma fonte mantélica já empobrecida.

A **figura 22** mostra a abundância de elementos incompatíveis, normatizadas para os valores mantélicos primordiais. Os elementos estão enumerados de maneira que a incompatibilidade decresce da esquerda para a direita. Quando comparados com os demais basaltos gerados em cordilheiras meso-oceânicas e ilhas oceânicas, os basaltos de arco de ilha mostram um padrão distintivo, bastante “acidentado”, não importando se estes pertençam a série toleítica, cálcico-alcalina ou shonshonítica. Picos de concentrações ocorrem no Sr, K, Ba e, em menor intensidade, em U. Ainda, pode ser observada uma depleção de Nb, marcando uma “quilha” pronunciada no diagrama da **figura 22**. Este empobrecimento seletivo de Nb é uma característica

muito importante na petrogênese de basaltos alcalinos de arco de ilha, já que, os basaltos alcalinos de ambiente sem subducção possuem valores tipicamente altos.

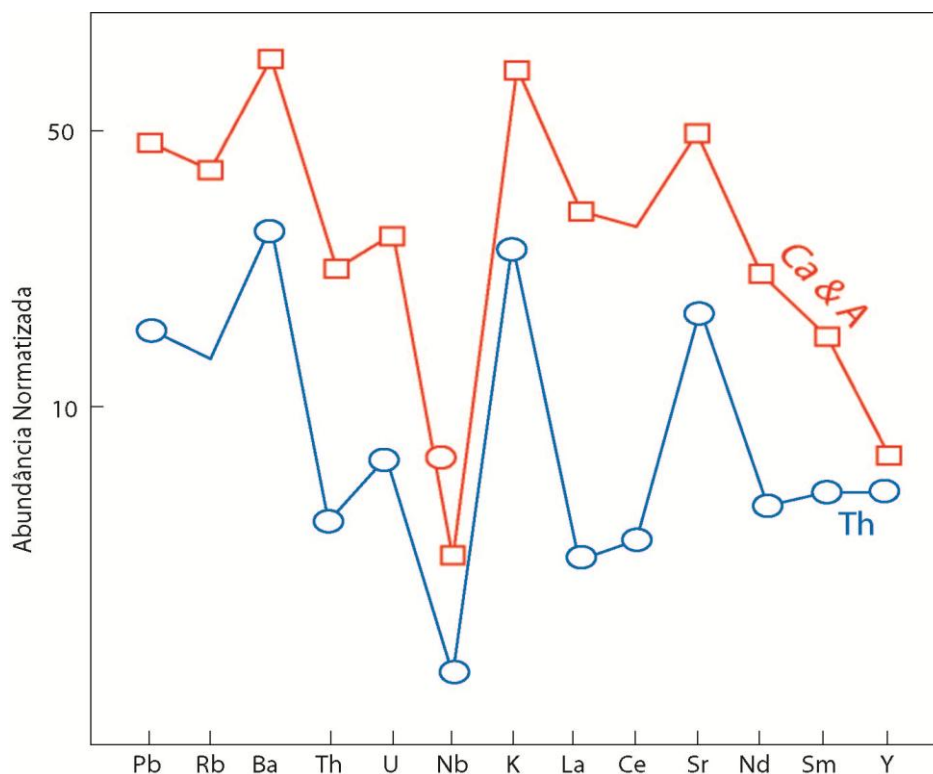


Figura 22 – Abundância de elementos incompatíveis normalizados para os valores do manto primordial para basaltos de arco de ilha oceânica (modificado de Sun 1980). Ca-cálcico alcalino, A-alcalino e Th-toleítico. Extraído de Wilson (1989).

Os padrões de elementos terras raras para basaltos de arco de ilha mostram um amplo espectro de variação, desde padrões empobrecidos em REE leves ou achatados, até padrões fortemente enriquecidos em REE leves (**Figura 23**). Esta característica geralmente corresponde as maiores subdivisões entre séries magmáticas com base no conteúdo de K_2O . Por exemplo, basaltos de arco de ilha toleíticos tipicamente possuem padrões depletados em REE leves, enquanto que os cálcico-alcalinos são enriquecidos em REE leves. Geralmente, a magnitude relativa das anomalias positivas de Sr, K e Ba aparente estar relacionada ao grau de enriquecimento em REE leves.

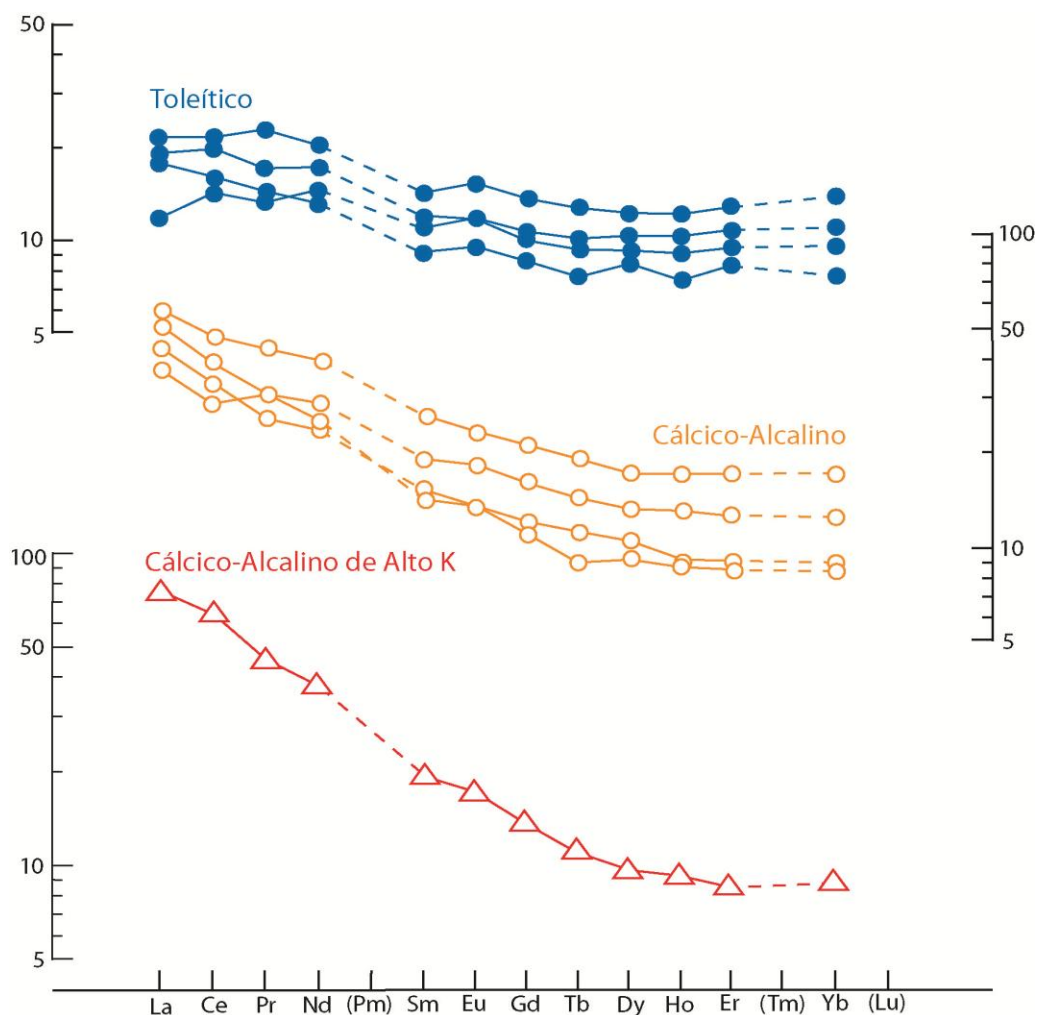


Figura 23 – Abundância de REE normatizadas pelo condrito para basaltos de arco de ilha. Extraído de Wilson (1989).

Os padrões de abundância de elementos incompatíveis para basaltos de arco de ilha indica que estes não podem ter sido derivados a partir de fontes mantélicas tipo MORB ou OIB através do envolvimento de fases mantélicas comuns, como olivina, ortopiroxênio, granada, espinélio e plagioclásio. O característico padrão acidentado de elementos traços dos basaltos de arco de ilha requer a adição de um componente rico em Sr, Ba, K, Pb e REE leves, que presumidamente foram originados a partir da crosta oceânica subductada em direção aos lherzolitos da cunha mantélica. Este componente pode ser tanto um fluido hidratado quanto uma fusão silicatada saturada em água. As variações na composição dos basaltos

parentais de toleítica para cálcico-alcalina e alcalina devem refletir a incorporação de proporções variadas de elementos LILE deste componente enriquecido e das fases de fusão parcial do manto lherzorítico.

A **figura 24** mostra um diagrama Ba/La por La/Sm (Arculus & Powell 1986), que demonstra claramente a razão Ba/La elevada para os basaltos de arco de ilha quando comparados com MORB e basaltos intra-placa. A elevada razão aparenta ser em decorrência do enriquecimento da cunha litosférica por fluidos de zona de subducção ricos em Ba, com boa parte deste Ba sendo derivada a partir de sedimentos oceânicos subductados (Hole *et al.* 1984).

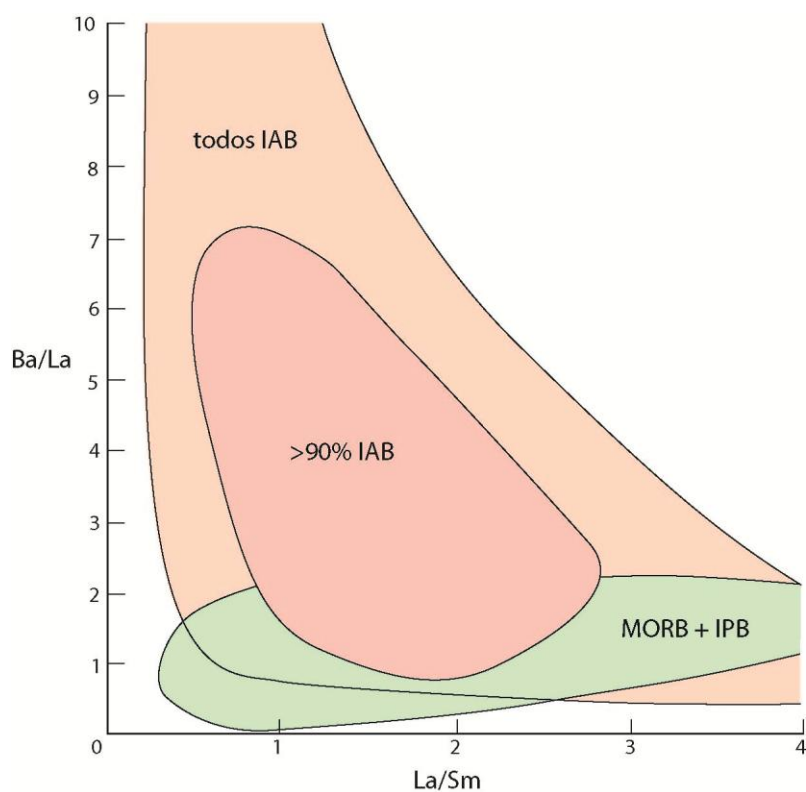


Figura 24 – Plotagem Ba/La por La/Sm para basaltos de ilhas oceânicas (IAB), comparados com MORB e basaltos intra-placa (IPB). Modificado de Arculus & Powell 1986 (extraído de Wilson 1989).

Margens Continentais Ativas

A associação orogênica andesítica, característica de arco de ilha também tipifica o vulcanismo de margem continental ativa, que é similar na maioria das vezes, 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 (Toleítica ou baixo-K, Cálculo-alcálico médio-K, Cálculo-alcálico alto-K e Shonshonítica). Ainda que, comparando com os magmas de arcos de ilha, magmas empobrecidos em potássio são menos comuns em margens continentais ativas, enquanto que composições cálcico-alcálicas enriquecidas em potássio e shonshoníticas são mais frequentes, principalmente em termos ácidos finais. O característico enriquecimento em K_2O pode refletir o maior grau de contaminação crustal nos magmas de margens continentais ativas. Adicionalmente, suítes de rochas vulcânicas alcálicas podem ocorrer no lado terrestre da frente vulcânica, variando de basaltos levemente alcálicos 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 uma possibilidade distintiva de que estes magmas ácidos sejam derivados, pelo menos em parte, por fusão parcial de crosta continental.

Basaltos de ambiente de arco de ilha são caracterizados pelo enriquecimento seletivo de elementos de baixo potencial iônico (Sr, K, Rb, Ba \pm Th) e baixas abundâncias de elementos de alto potencial iônico (Ta, Nb, Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Yb, Sc e Cr), quando comparados com N-MORB. O enriquecimento em elementos de baixo potencial iônico tem sido atribuído ao metassomatismo da fonte mantélica dos basaltos de arco por fluídos liberados pela placa oceânica subductada. Em contraste, o forte empobrecimento em elementos de alto potencial iônico é variavelmente

atribuído aos elevados graus de fusão parcial e a estabilidade de fases mantélicas residuais (Pearce 1982).

A **figura 25** mostra o padrão de distribuição de elementos traços para andesitos basálticos de zonas vulcânicas do norte, centro e sul da Cordilheira Andina. Quando comparados com o padrão equivalente para basaltos de arco de ilha, estes mostram claramente o mesmo padrão acidentado distintivo, com picos positivos em K, Sr e Th e um saliente empobrecimento em Nb (**Figura 22**). As rochas vulcânicas da porção central também são as mais enriquecidas, atestando a importância do embasamento continental presente nesta área. Isto aparenta ser uma característica de todos os magmas relacionados a subducção, atestando o envolvimento de fluidos de zona de subducção enriquecidos em Sr, K, Rb, Ba e Th em sua petrogênese.

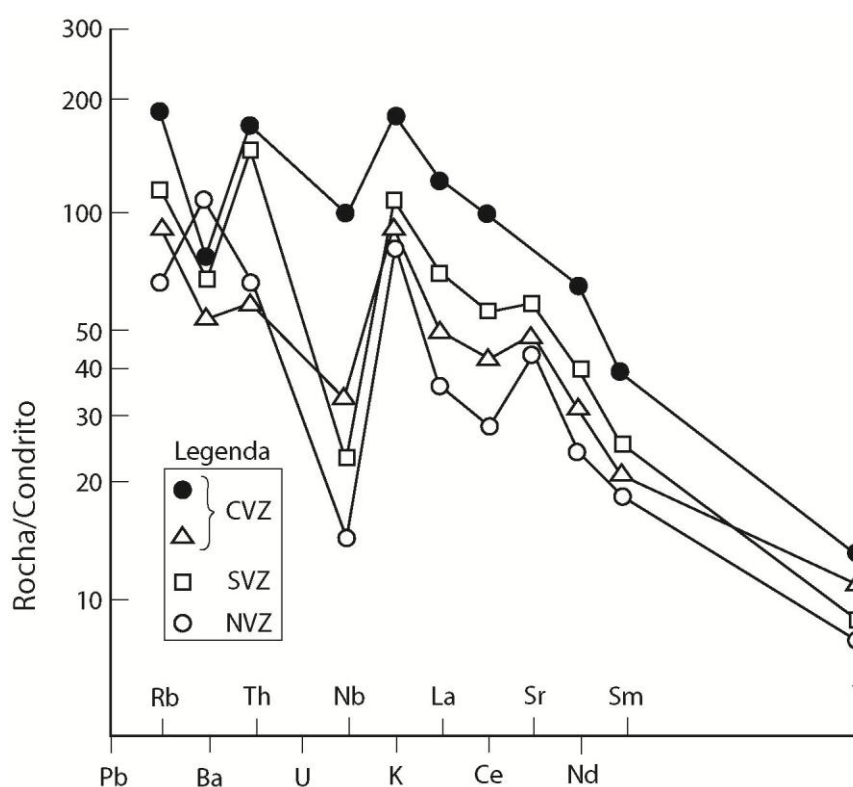


Figura 25 – Diagrama multi-elementar para andesitos basálticos das zonas vulcânicas andinas ativas do norte (NVZ), central (CVZ) e sul (SVZ). Dados a partir de Thorpe *et al.* (1984) e Hickey *et al.* (1986). Valores normativos de Sun (1980). Extraído de Wilson (1989).

A **figura 26** mostra um diagrama de variação de elemento traços normatizados para basaltos do tipo MORB (Pearce 1983) para os dois andesitos basálticos menos enriquecidos da zona vulcânica central dos Andes (CVZ) da **figura 25**. Comparando os padrões destes com aqueles para basaltos intra-placa de arco de ilha da **figura 12**, podemos observar que os elementos imóveis como Ta, Nb, Zr, Hf, Ti, Y e Yb definem um padrão (linha pontilhada da **figura 26**) com mais afinidade para os basaltos intra-placa do que MORB. Segundo Pearce 1983, isto sugere que a fonte mantélica destes magma é enriquecida em litosfera subcontinental (como o caso oposto de astenosfera empobrecida no caso dos basaltos de arco de ilha), nos quais os elementos móveis (Sr, K, Rb, Ba e secundariamente Ce e Sm) foram adicionados por fluídos relacionados a subducção. A **figura 26** claramente confirma o envolvimento de litosfera subcontinental como a maior fonte de componentes nas rochas vulcânicas andinas.

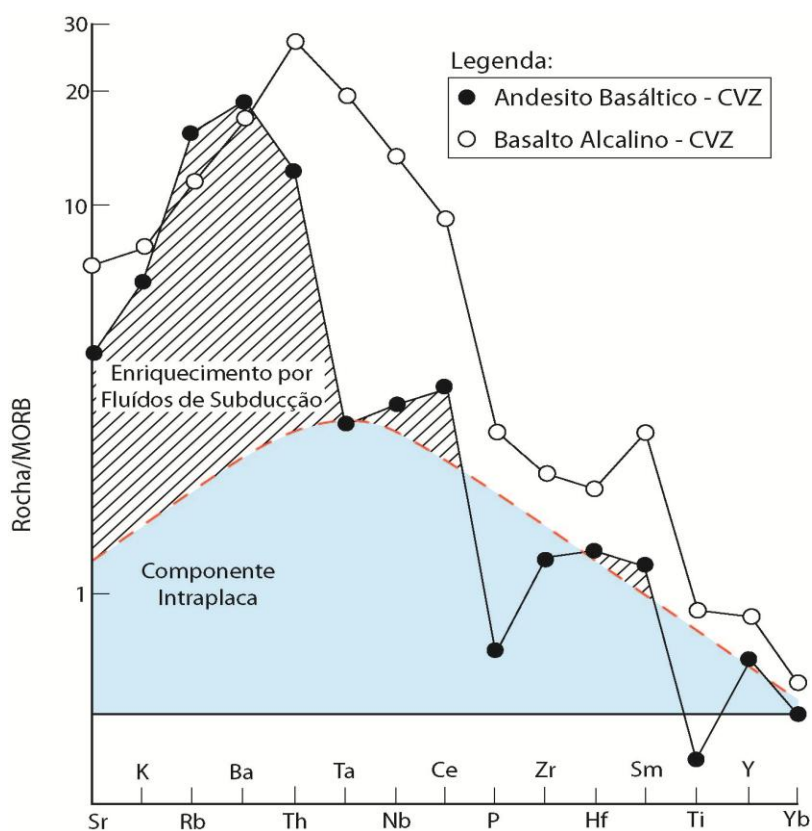


Figura 26 – Diagrama de elemento traços normatizados pelo MORB (modificado de Pearce 1983), para um andesito basáltico da zona vulcânica central (CVZ) andina e um basalto alcalino de ambiente tectônico intra-placa à leste da zona vulcânica ativa. Para o andesito basáltico relacionado a subducção, a linha pontilhada indica o componente intra-placa (litosfera subcontinental), enquanto que a área sombreada indica aqueles elementos enriquecidos por fontes relacionadas a fluídos de subducção. Dados a partir de Thorpe *et al.* 1984. Extraído de Wilson 1989.

Uma questão difícil de resolver é o quanto os padrões como aqueles mostrados na **figura 26** refletem o envolvimento de materiais crustais continentais. A assinatura de elementos traços para contaminação crustal é particularmente difícil de ser identificada, dada a grande diversidade composicional das rochas crustais que podem estar envolvidas e também devido a semelhança que estes componentes possuem com a fusão. A **figura 27** ilustra os tipos de padrão de elementos traço que poderiam resultar da contaminação seletiva de basaltos (MORB) com 50% de fusão parcial de rochas crustais como diorito e grauwaca, na proporção 4:1 (basalto/contaminante) (Pearce 1983).

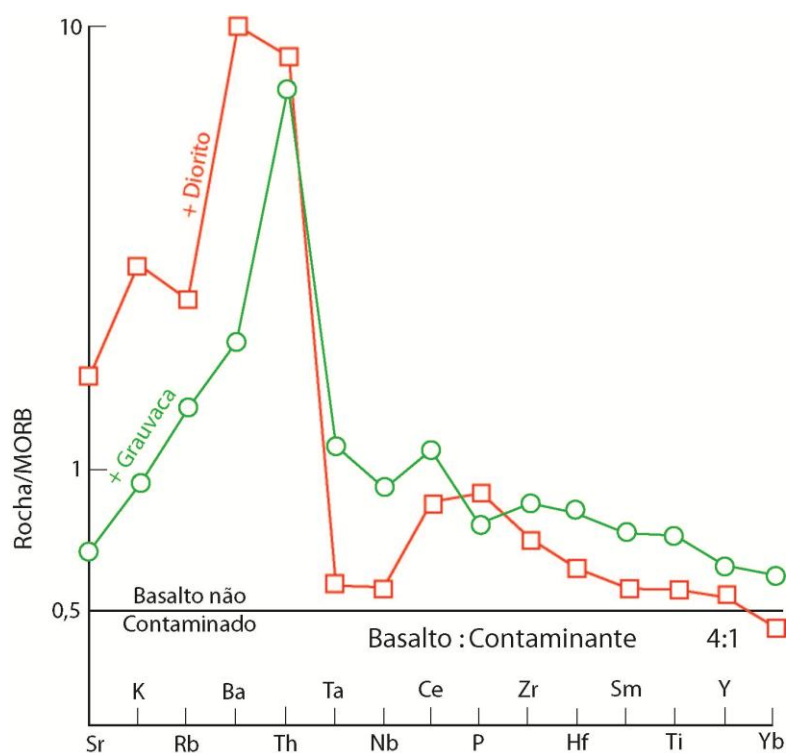


Figura 27 – Diagrama de elementos traços normatizados por basaltos do tipo MORB mostrando o efeito da contaminação crustal através da mistura de um magma basáltico (MORB) com 50% de fusão parcial de rochas crustais como dioritos e grauvaca, na proporção 1:4 (basalto/contaminante). Modificado de Pearce (1983). Extraído de Wilson (1989).

Diagramas bivariantes baseados nas razões de elementos traços tem sido muito úteis no estudo de suítes de basaltos relacionados a subducção. Isto porque estes são particularmente úteis na separação de componentes relacionados a subducção daqueles relacionados ao manto, durante a petrogênese dos magmas (Pearce 1982). A **figura 28** é um diagrama que demonstra a variação de Th/Yb por Ta/Yb (Pearce 1982, 1983). O Yb é o dominador em ambas razões porque este elemento possui o efeito de eliminar amplamente as variações decorrentes do grau de fusão parcial e dos processos de cristalização fracionada. Isto permite que a atenção seja focada na fonte composicional como maior variável petrogenética. Basaltos de cordilheira meso-oceânica e basaltos intra-placa não contaminados posicionam-se dentro de uma linha bem definida, enquanto que as rochas basálticas originadas a partir de um manto enriquecido aparentam concentrar Ta e Th igualmente. Em contraste, basaltos de arco de ilha e de margem continental ativa estão posicionados no campo das altas razões Th/Yb, como reflexo da influência dos fluídos de subducção enriquecidos em Th na sua petrogênese. O fato dos basaltos de margem ativa continental plotarem acima do campo dos basaltos de arco de ilha indica o maior envolvimento de litosfera subcontinental em sua petrogênese. Basaltos continentais intra-placa contaminados também plotam em posição similar aos basaltos de arco magmático, e novamente, fica difícil de distinguir entre os efeitos provocados pela contaminação por fluídos relacionados a subducção daqueles efeitos provocados pela assimilação crustal.

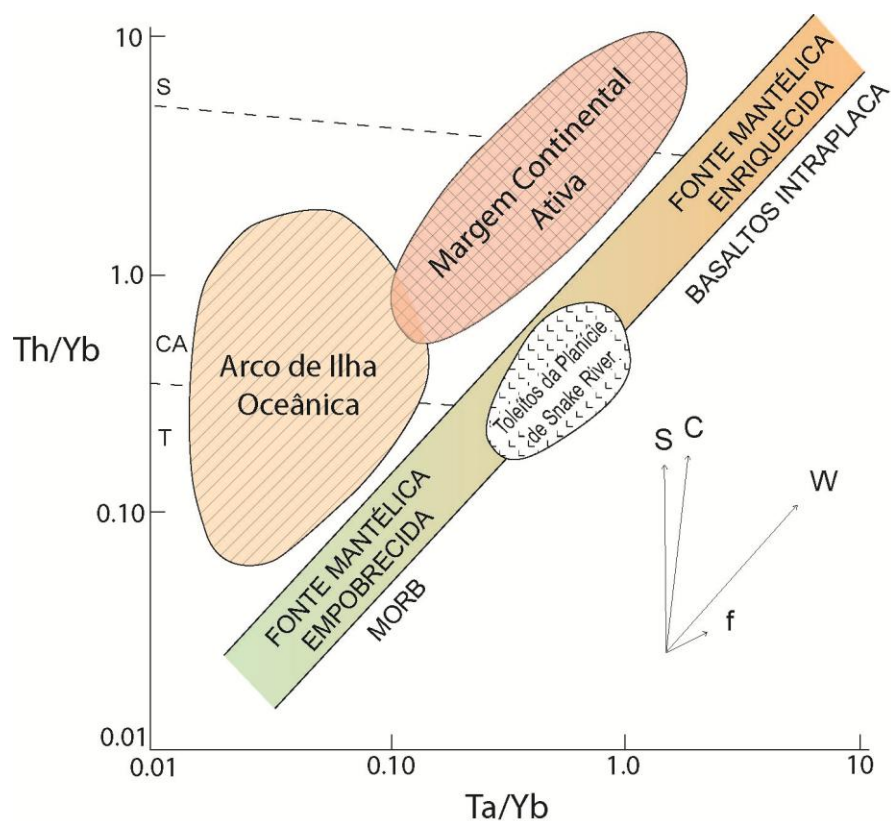


Figura 28 – Diagrama Th/Yb por Ta/Yb mostrando diferenças entre basaltos relacionados a subducção, basaltos oceânicos derivados de fontes empobrecidas (MORB) e de fontes enriquecidas (OIB). Basaltos intra-placa continental não contaminados devem posicionar na região do manto enriquecido. Os vetores indicam a influência de componentes de subducção (S), enriquecimento intra-placa (W), contaminação crustal (C) e cristalização fracionada (F). As linhas pontilhadas separam limites entre os campos toleítico (TH), cálcico-alcalino (CA) e shonshonítico (S). Modificado de Pearce 1983. Extraído de Wilson (1989).

Bacias Sedimentares relacionadas ao Sistema de Arco

Bacias Distantes do Arco (*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 litarenitos, sublitenitos e arenitos arcoseanos imaturos com

variada proporção de detritos de origem vulcânica são sobrepostos por sedimentos tardios.

Bacias de Intra-Arco

A origem de bacias posicionadas 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 epiclásticas ao longo da plataforma do arco, oriundos de 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.

Bacias Situadas Atrás do Arco (*Back-Arc*)

Localizam-se atrás de arcos magmáticos continentais e oceânicos (**Figura 29**). 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 uma etapa dominante de vulcânicas básicas até um vulcanismo félsico subordinado, 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, o que indica o envolvimento de um manto modificado pela 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 elementos de raio iônico grande e valência baixa K, Rb, Ba e Sr, que são considerados elementos móveis em 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 empobrecidas.

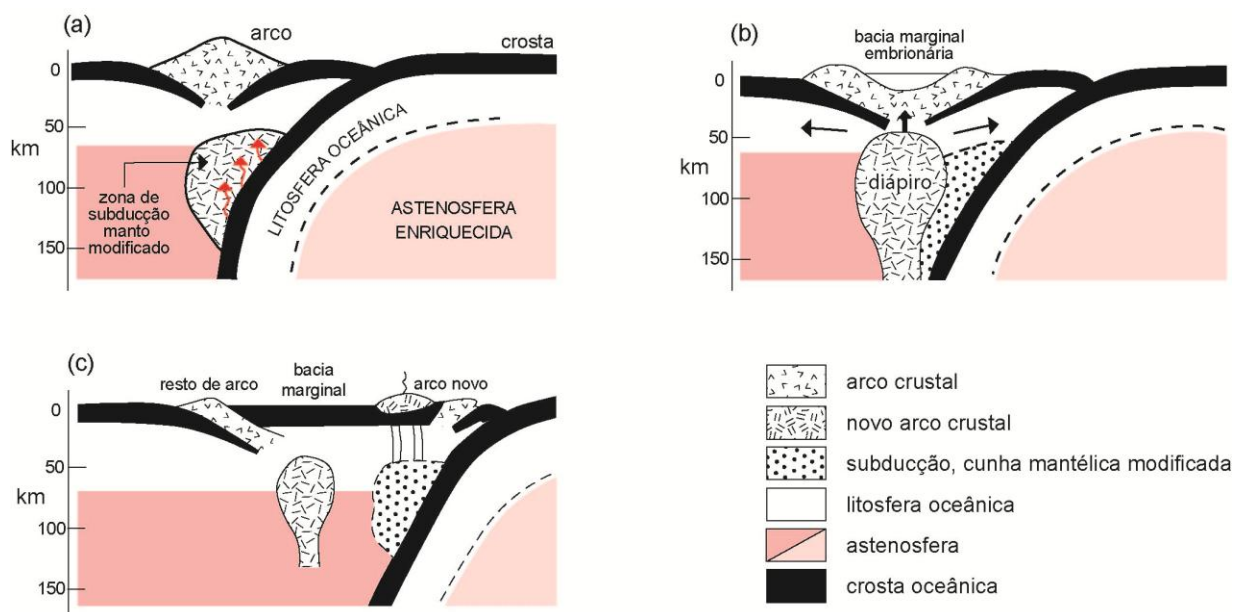


Figura 29 – Modelos para o desenvolvimento de uma bacia de “back-arc”. (a) Magmatismo normal de arco de ilha: fluídos da zona de subducção metassomatizam a cunha mantélica astenosférica, cuja fusão parcial produz magmas de arco. (b) Diápiros ascendentes do manto astenosférico (fonte de MORB) atingem 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. Extraído de Wilson (1989).

Basaltos de Platôs Toleíticos Continentais (CFB)

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 basaltos do tipo MORB, embora as características de seus elementos traços possuam mais semelhança com aqueles de MORB enriquecido e toleítos de ilha oceânica. A geoquímica de elementos maiores destas rochas vem sendo sujeita a muitas discussões. De maneira

geral demonstram variações entre toleítos 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 #Mg deve ser utilizado como índice de diferenciação.

Em geral, os basaltos gerados em platôs continentais são caracterizados por baixos valores de elementos traços compatíveis, como o Ni, dando suporte a teoria de que estes não são magmas primários, mas que foram submetidos a cristalização fracionada de olivina (pelo menos) durante sua ascensão a superfície. Este fracionamento tende a aumentar a concentração de elementos incompatíveis nos magmas basálticos com relação aos magmas primários mais ricos em MgO.

Os dados obtidos para os basaltos de platôs continentais das províncias de Snake River Plain, Paraná e Decan mostram que estes são enriquecidos em todo o espectro de elementos incompatíveis quando comparados com N-MORB. Entretanto, estes também mostram similaridades com P-MORB e toleítos de ilhas oceânicas. Thompson *et al.* (1983), em um estudo detalhado de padrões de diagramas multi-elementares para basaltos de platos toleíticos continentais (CFB), concluiu que muitos destes apresentam anomalias negativas de Nb e Ta, que são similares, porém não tão acentuadas, quanto aquelas apresentadas por magmas relacionados a zonas de subducção. Tal empobrecimento em Nb e Ta é uma característica de contraste marcante com relação aos dos basaltos alcalinos continentais e oceânicos, que normalmente apresentam um pico positivo de Nb e Ta. Este característico empobrecimento dos basaltos de platôs toleíticos continentais pode ser em decorrência de uma fase residual potencialmente rica em Nb e Ta durante os processos de fusão parcial. Entretanto é mais susceptível que este empobrecimento seja em conseqüência da contaminação crustal. (Cox & Hawkesworth 1985).

A **figura 30** apresenta um diagrama multi-elementar para basaltos de platôs toleíticos continentais normatizado para toleítos de ilhas oceânicas (OIT). Este diagrama demonstra grandes semelhanças entre ambos basaltos, mas também destaca a existência um padrão de picos distintivo o qual pode ser em conseqüência

da contaminação crustal. Rochas crustais fundidas, quando comparadas com basaltos de ilhas oceânicas, tendem a ser muito mais ricas em Ba, Rb, Th, K e elementos terras raras leves, embora possuam quantias similares ou inferiores de Nb, Ta, P, Zr, Hf, Y e elementos terras raras médios (Thompson *et al.* 1984). Portanto o efeito da contaminação crustal em um magma com o padrão de elementos traços característicos de um toleíto de ilha oceânica poderia produzir o padrão com picos acentuados que é mostrado na figura.

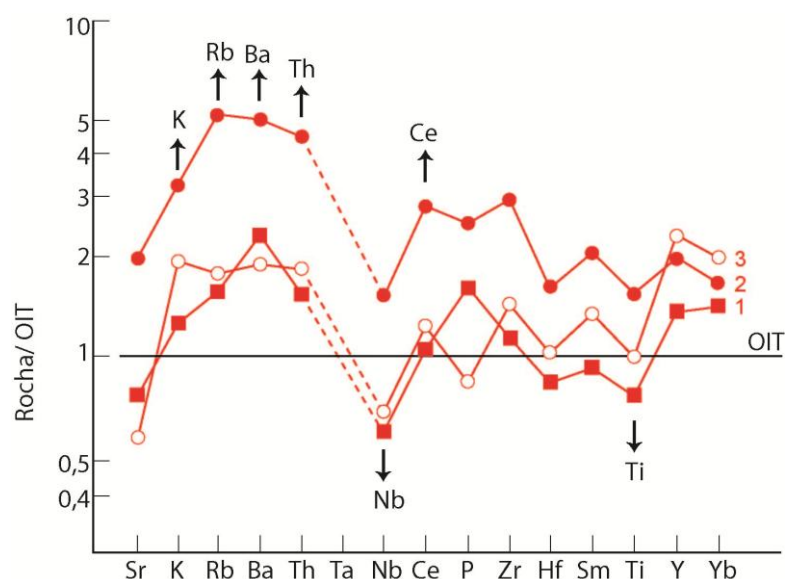


Figura 30 – Diagrama multi-elementar para toleítos continentais (CFB) normalizado pela composição média dos toleítos de ilhas oceânicas (OIT). Dados extraídos de Thompson *et al.* (1983): 1- Snake River Plain, 2- Bacia do Paraná e 3- Deccan. Extraído de Wilson (1989).

Como evidenciado na **figura 27**, as diferenças mais marcantes entre os toleítos continentais (CFB) e basaltos oceânicos (MORB e OIB) estão relacionadas ao enriquecimento em elementos móveis incompatíveis (K, Rb, Sr, Ba, e Th), o qual, quando combinado ao forte enriquecimento em elementos terras raras leves destas rochas continentais, pode ser indicativo de que estas foram fortemente contaminadas pela crosta continental durante a sua ascensão a superfície, ou que a extração destas rochas ocorreu a partir de fontes mantélicas subcontinentais enriquecidas.

Thompson *et al.* (1984) sugeriu que as razões La/Nb são muito úteis como indicadores de contaminação crustal em magmas basálticos. Basaltos de ilhas oceânicas, basaltos alcalinos continentais e kimberlitos possuem razões La/Nb < 1, enquanto que CFB possuem razões La/Nb variando de 0,5 a 7, sugerindo graus variados de contaminação crustal.

O diagrama Th/Yb x Ta/Yb da **figura 28** é particularmente útil para identificar o envolvimento de fluídos relacionados a subducção na gênese de magmas. Os dados geoquímicos obtidos para Snake River Plain, quando dispostos neste diagrama, posicionam-se na porção correspondente ao manto enriquecido, sugerindo o envolvimento de litosfera subcontinental ou de fontes mantélicas mistas semelhantes as fontes dos OIB, na sua gênese.

De maneira geral, os padrões de elementos traços para os CFB sugerem que estes são derivados de fontes mantélicas enriquecidas, posteriormente submetidas, a graus variados de contaminação crustal.

No diagrama de isotópico $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ alguns basaltos de platôs continentais plotam dentro do campo dos basaltos oceânicos não contaminados, enquanto que outros caem fora deste campo (**Figura 9**). Isto tem conduzido a pontos de vista conflitantes sobre sua origem, particularmente para suítes vulcânicas com Sr radiogênico e Nd não radiogênico, que quando plotadas neste diagrama posicionam-se no lado direito do campo dos MORB e OIB. Muitos autores tem utilizado a assimilação crustal para explicar as altas razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Thompson *et al.* 1984), porém Menzies (1983) e Hawkesworth *et al.* (1983 e 1984) tem mostrado que tais razões também poderiam se desenvolver, em um intervalo de tempo relativamente curto, nos xenólitos mantélicos com alta razão Rb/Sr, e portanto, tais razões poderiam ser características das fontes mantélicas enriquecidas destes magmas. Desta maneira, uma das maiores dificuldades nos estudos petrogenéticos de CFB, é encontrar meios para distinguir entre os efeitos provocados pela contaminação crustal de magma daqueles provocados pelo enriquecimento fontes mantélicas, na produção de características geoquímicas.

Basaltos de Ambientes Pós-Colisionais

No final dos anos 90, a integração das pesquisas em granitos gerados em ambientes pós-colisionais demonstrou a importância deste período como um destacado processo de geração de magmas. Até então, as manifestações magmáticas geradas posteriores ao pico principal da colisão e ao metamorfismo regional eram relevadas a um segundo plano. A geração de magmas neste período é relacionada a uma origem mista, envolvendo a interação entre magmas máficos de origem mantélica e materiais crustais (England & Thompson, 1986; Patiño-Douce, 1995; Liégeois, 1998; Liégeois *et al.*, 1998, entre outros). Esta interação ocorre em um ambiente associado com o desenvolvimento de grandes descontinidades crustais, como as zonas de cisalhamento profundas que atingem o manto sublitosférico. Estas estruturas permitem a ascensão de magmas de caráter variado, dominados pela série cálcico-alcálica alto-K, com ocorrência subordinada de magmas shoshoníticos, alcalinos, peralcalinos e toleíticos.

Volumes abundantes de magmatismo cálcico-alcálico alto-K têm sido descritos, principalmente, em ambientes orogênicos, com evolução e posicionamento relacionados ao período pós-colisional. Este magmatismo é predominante na maioria dos cinturões orogênicos e apresenta uma evolução final com características shoshoníticas e alcalinas-peralcalinas. Os estudos deste magmatismo na região sul mostraram que o Cinturão Dom Feliciano apresentou um volume significativo de rochas vulcânicas e plutônicas relacionadas a este período (Bitencourt & Nardi, 1993, 2000; Philipp *et al.* 1993, 1998, 2000; Bitencourt *et al.* 2008; Philipp & Machado, 2005). A natureza e as causas desta transição nas rochas graníticas tem sido estudadas no Batólito Pelotas e no Batólito Florianópolis com base na composição química de elementos maiores, menores e traços, e em estudos isotópicos a partir dos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd e de datação geocronológica pelos métodos Ar-Ar, Pb-Pb e U-Pb (Philipp *et al.*, 1998, 2000, 2002, 2003, 2005; Bitencourt *et al.* 1993, 2000, 2008). Da mesma maneira, um importante volume de rochas vulcanogênicas pós-colisionais tem sido descritas nos escudos Sul-Rio-Grandense e Catarinense relacionadas com a formação de bacias tipo *pull-a-part* e/ou *strike-slip* formadas no

estágio pós-colisional (Lima *et al.* 1998; Sommer *et al.* 1999, 2005, 2006; Nardi & Lima, 2000; Waichel *et al.* 2000; Wildner *et al.* 2002; Guadagnin *et al.* 2010). Nas bacias do Camaquã e de Campo Alegre, a alternância de ciclos vulcânicos e de sedimentação siliciclástica desenvolveu-se de modo dominante em um ambiente continental e sob condições subaéreas. As rochas vulcanogênicas desenvolveram-se em um intervalo de 60 Ma, evoluindo entre 600 a 540 Ma, a partir de composições toleíticas e cálcico-alcálicas alto-K até shoshoníticas, finalizando com um magmatismo alcalino saturado de natureza sódica. Esta variação composicional é interpretada como o resultado de fusões parciais de uma fonte mantélica heterogênea.

2.1.1.4 Metamorfismo de Rochas Máficas

A Compreensão do metamorfismo em rochas máficas foi fundamental na realização deste trabalho porque a principal unidade estudada é constituída por uma associação de rochas metavulcânicas de composição máficas. O metamorfismo das rochas máficas e básicas é muito suscetível as mudanças de temperatura e pressão. Por esta razão, a maior parte dos nomes das fácies metamórficas são derivadas das assembléias minerais características das rochas metamáficas (ex. xistos verdes, anfíbolito, granulitos, xistos azuis e eclogitos). A observação da disposição das fácies metamórficas na grade P-T permite constatar que um basalto submetido a um metamorfismo progressivo ao longo da geoterma da cianita (Ky) ou silimanita (Sil) inicialmente mostrará assembléias minerais características da fácies zeolita e prenhita-pumpeleíta, passando para assembléias da fácies xistos verdes, anfíbolito e então, finalmente, irá gerar um granulito máfico (**Figura 31**). Já um metamorfismo em regime de alta pressão e baixa temperatura (*HPLT metamorphism*) transformará um basalto em xistos azuis que então, será transformado em eclogito. Ainda, em um metamorfismo de contato (alta temperatura e baixa pressão), os basaltos serão transformados em cornubianitos máficos (*mafic hornfelses*). A temperatura de início dos processos de fusão parcial em rochas metamáficas está diretamente relacionada

a pressão de H₂O em seus voláteis e quanto maior a pressão, mais baixa a temperatura de fusão. Porém mesmo em rochas máficas saturadas em H₂O, essa temperatura é significativamente mais alta do que em metagranitoides ou metapelitos, com valores entre 850 e 900°C. Um outro fator fundamental é o acesso a H₂O, um dos fatores que vão definir a existência ou não de transformações metamórficas (Winkler, 1977).

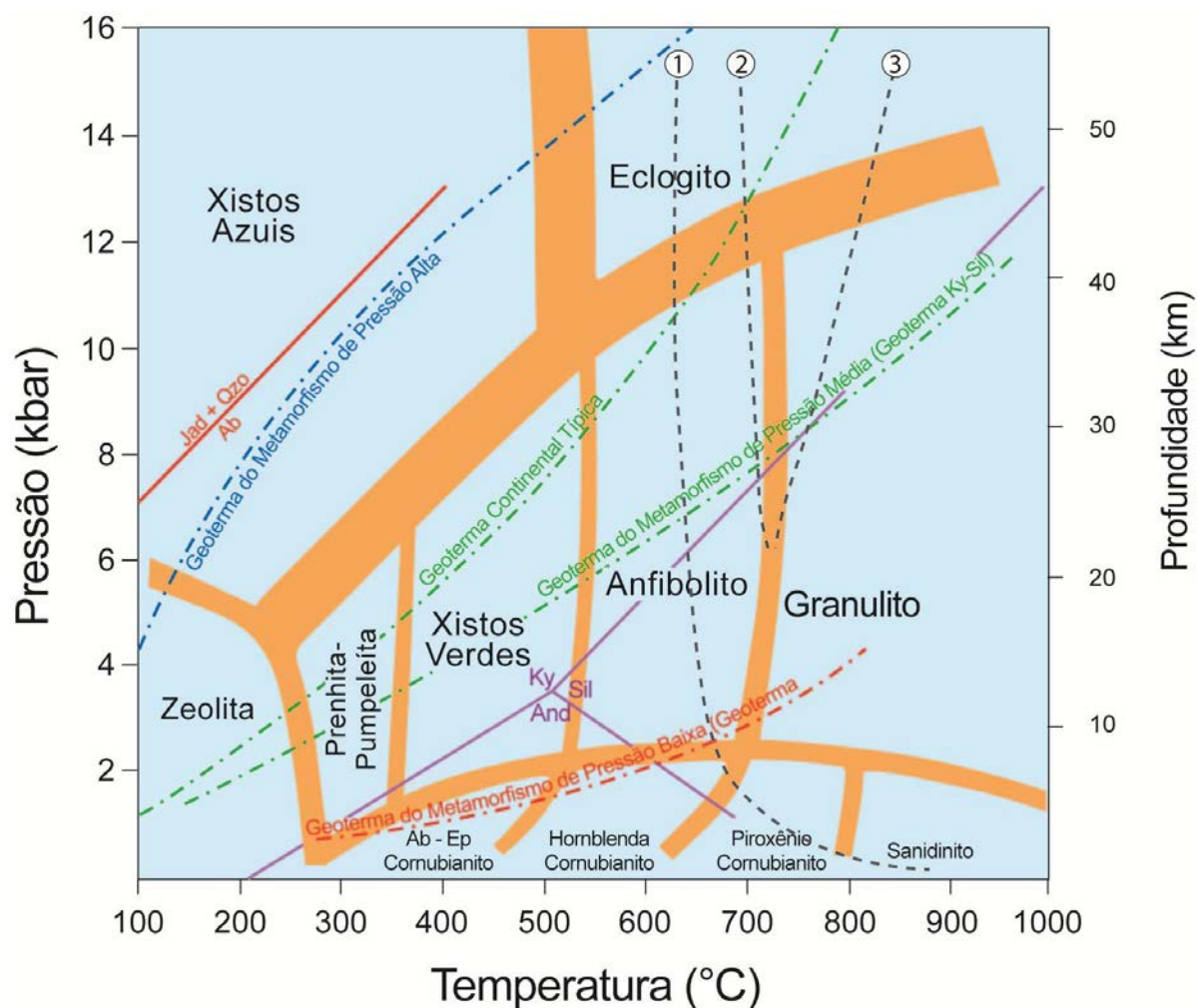


Figura 31 – Disposição aproximada das fácies metamórficas na grade petrogenética de pressão por temperatura. Modificado de Bucher & Frey (1994). Os números indicam curvas de reações de fusão de pelitos extraídas de Yardley (1989): 1- $Ab+Qzo+H_2O=fusão$; 2- $Ms+Kf+Qzo+H_2O=fusão$; 3- $Ms+Qzo=Kf+Als+fusão$.

O metamorfismo progressivo em rochas máficas produz uma seqüência de zonas minerais que podem ser comparadas com aquelas geradas em rochas pelíticas. Esse zoneamento mineral produz uma série de fatores bastante característicos ao longo da progressão das condições metamórficas:

- Existem muito poucas espécies minerais presentes em rochas máficas. Na fácies xistos verdes a assembléia mineral seria: albita ($<An_5$) + clorita + actinolita + epidoto. Na fácies anfibolito a mineralogia seria: plagioclásio ($>An_{17}$) + hornblenda + biotita + epidoto;

- A maior parte dos minerais ocorre em muitas zonas minerais, de modo semelhante com aquelas definidas nos metapelitos;

- As características de mudanças progradacionais em metabasitos estão centradas na variação composicional do plagioclásio e do anfibólio. Nos plagioclásios sua composição varia da albita em baixo grau, para plagioclásios sistematicamente mais cálcicos (oligoclásio e/ou andesina tipicamente), com o incremento do grau metamórfico. A transição da albita para o oligoclásio é abrupta e marca um limite de campo que pode ser precisamente mapeado. A natureza desta descontinuidade é causada por uma lacuna de imiscibilidade no sistema do plagioclásio é utilizada para marcar o limite entre as fácies xistos verdes e anfibolito. Nos anfibólios, as mudanças composicionais com o incremento do grau metamórfico, variam da actinolita em graus baixos para hornblenda mais alcalinas e mais aluminosas em graus mais altos;

- O quartzo pode estar ocasionalmente presente, caso esteja, diagramas do tipo ACF devem ser utilizados com cautela;

- A biotita pode estar presente como um mineral extra, potencialmente rico em potássio, a partir da fácies xistos verdes até a fácies anfibolito superior;

- Calcita pode estar presente em rochas metamáficas de grau baixo, porém é consumida por reações de mistura de voláteis no metamorfismo progressivo.

A grade petrogenética da **figura 32** mostra a progressão do metamorfismo em rochas máficas sob as três séries clássicas de P/T propostas por Miyashiro (1977). Este diagrama salienta a composição das assembléias minerais características dos metabasaltos, a partir de diagramas triangulares tipo ACF, para uma respectiva

condição de e temperatura. Os diagramas ACF estão arranjados ao longo de três geotermas típicas da Terra, representando respectivamente, as trajetórias encontradas nas zonas de subducção (alta P/T), cinturões colisionais (média P/T) e sistemas arco magmáticos colisionais (baixa P/T). A relação com o diagrama de fase de aluminossilicatos correspondente é dada como referência. O triângulo inserido no canto superior mostra a composição de um basalto tipo MORB (PI+Cpx+Opx+Qtz) no diagrama ACF. Espera-se que muitos basaltos sejam posicionados dentro do campo de linhas horizontais. Nos triângulos ACF da **figura 32**, as assembléias que representam a composição aproximada de MORB foram sombreadas.

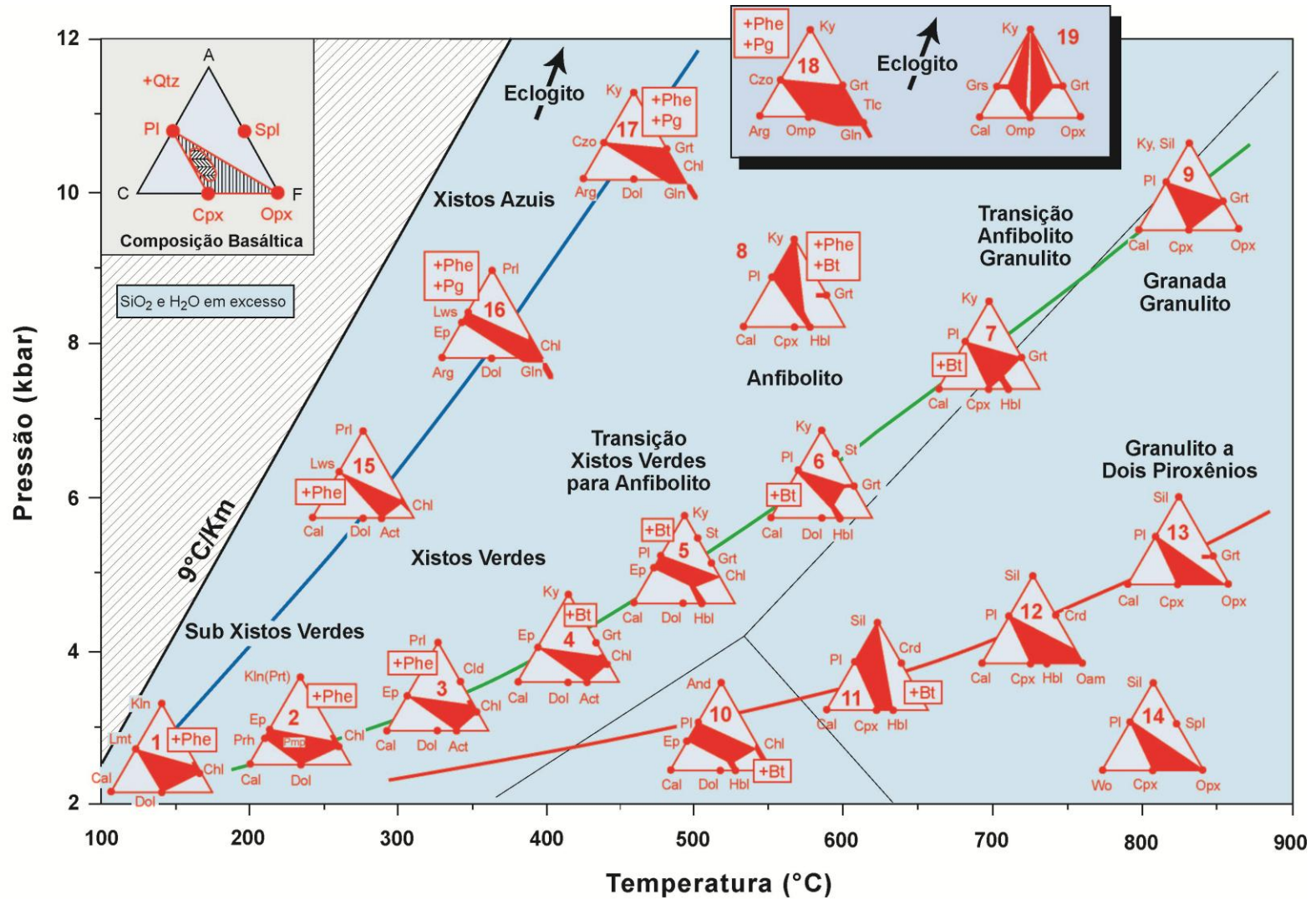


Figura 32 – Grade petrogenética com as trajetórias das séries de alta, média e baixa P/T para o metamorfismo das rochas máficas (metabásicas) representada através de diagramas ACF. O diagrama do canto superior esquerdo representa a composição do protólito. Extraído de Bucher & Frey (1994).

Transformações Metamórficas Sob Fácies Sub-xistos Verdes

Os diagramas ACF n° 1 e 2 da **figura 32** representam assembléias minerais típicas da fácies sub-xistos verdes envolvendo as fácies zeolita e prenhita-pumpeleíta . Em grau muito baixo, a assembléia característica inclui: albita + clorita + carbonato + laumontita (uma variedade de zeolita). Adicionalmente, mica branca potássica (esmectita, ilita, sericita e fengita) poderia estar presente, assim como caolinita. Em um grau metamórfico um pouco mais alto, a zeolita é substituída por minerais como prenhita, pumpeleíta e epidoto em diversas combinações (diagrama n°2 **Figura 32**). Albita, clorita e carbonatos continuam os minerais mais abundantes em rochas metamáficas com prenhita e pumpeleíta. Pirofilita pode estar presente no lugar da caolinita. Rochas metamáficas com zeolita são características de temperaturas entre ou abaixo dos 150-200°C, e rochas metamáficas com prenhita e pumpeleíta caracterizam um intervalo de temperatura entre 150–300°C.

Relação quantitativa das fases no sistema CASH para metamorfismo de baixo grau é mostrada na **figura 33**. Alguns campos de estabilidade mineral estão destacados na figura. A **tabela 1** apresenta as principais reações minerais que ocorrem no metamorfismo das rochas máficas e que estão enumeradas nas **figuras 33, 34 e 35**. A **figura 34** apresenta o mesmo diagrama para o sistema NCMASH, mais completo, envolvendo 14 minerais: actinolita, plagioclásio, clorita, epidoto, granada, heulandita, laumontita, lawsonita, paragonita, prenhita, pumpeleíta, quartzo, estilbita, wairakita. As relações mostradas na **figura 34** são baseadas em dados termodinâmicos para componentes de fases com membros finais magnesianos. É importante salientar que o diagrama de fases apresentado na **figura 34** é válido apenas para a composição média dos metabasitos (metabasaltos do tipo MORB). Os efeitos da variação da composição mineral nos diferentes campos de estabilidade devem ser considerados e validados separadamente.

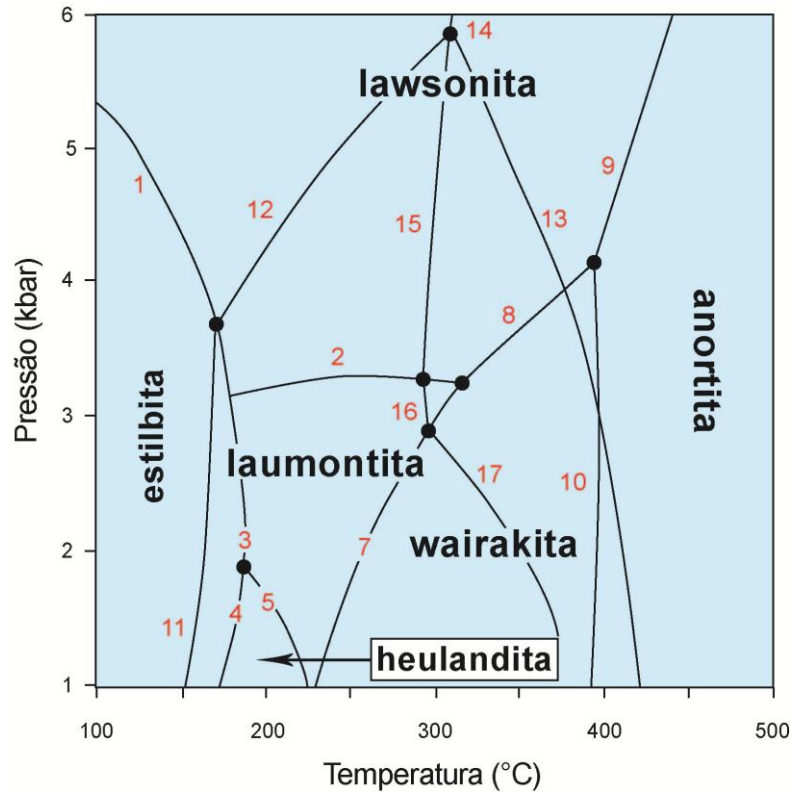


Figura 33 – Metamorfismo de baixo grau no sistema CASH. Extraído de Bucher & Frey (1994).

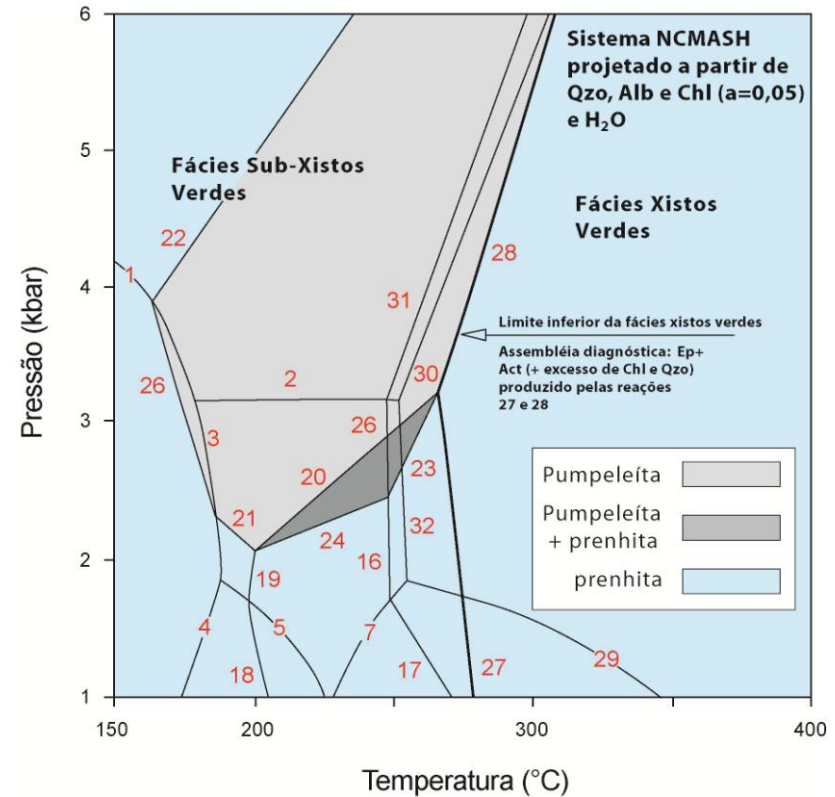
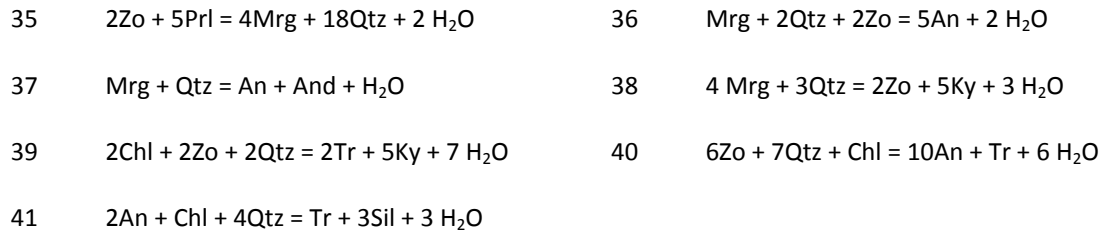


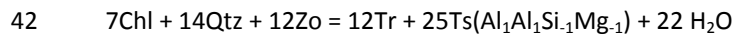
Figura 34 – Metamorfismo de baixo grau no sistema NCMASH. Os campos de estabilidade da Prenhita, pumpeleíta e Prenhita + pumpeleíta estão sombreados. Extraído de Bucher & Frey (1994).

Tabela 1 – Lista das reações mineralis típicas do metamorfismo progressivo de rochas máficas, enumeradas nas figuras 29, 30 e 31 e ao longo do texto. Extraído de Bucher & Frey (1994).

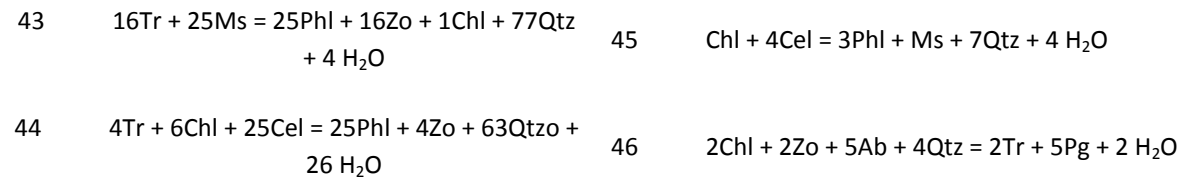
Reações do Sistema CASH (Figura 33)			
1	$Stb = Lws + 5 Qtz + 5H_2O$	2	$Lmt = Lws + 2 Qtz + 2H_2O$
3	$Stb = Lmt + 3 Qtz + 3H_2O$	4	$Stb = Hul + H_2O$
5	$Hul = Lmt + 3 Qtz + 2H_2O$	6	$Hul = Wa + 3 Qtz + 4H_2O$
7	$Lmt = Wa + 2 H_2O$	8	$Wa = Lws + 2 Qtz$
9	$Lws = An + 2 H_2O$	10	$Wa = An + 2 Qtz + 2 H_2O$
11	$Stb + Grs = Prh + 4 Qtz + 5 H_2O$	12	$2 Prh = Lws + Grs + Qtz$
13	$5 Prh = 2 Zo + 2 Grs + 3 Qtz + 4 H_2O$	14	$5 Lws + Grs = 4 Zo + Qtz + 8 H_2O$
15	$2 Lws + Phr + 2 Zo + Qtz + 4 H_2O$	16	$Prh + 2 Lmt = 2 Zo + 5 Qtz + 8 H_2O$
17	$Prh + 2 Wa = 2 Zo + 5 Qtz + 4 H_2O$		
Reações do Sistema NCMASH (Figura 34)			
18	$4Hul + Tr = 3Prh + Chl + 24Qtz + 18 H_2O$	19	$4Lmt + Tr = 3Prh + Chl + 12Qtz + 10 H_2O$
20	$20Pmp+3Tr+6Qtz = 43 Prh + 7Chl + 2 H_2O$	21	$86Lmt+17Tr = 30Pmp+11Chl+267Qtz+212H_2O$
22	$86Lws+17Tr = 30Pmp+11Chl+95Qtz+40H_2O$	23	$5Pmp + 3Qtz = 7Prh + 3Zo + Chl + 5 H_2O$
24	$6Lmt+17Prh+2Chl = 10Pmp+21Qtz+14H_2O$	25	$14Lmt + 5Pmp = 17Zo + Chl + 32Qtz + 61 H_2O$
26	$86Stb+17Tr = 30Pmp+11Chl+525Qtz+470H_2O$		
Transição da Fácies Sub-xistos verdes para a Fácies Xistos verdes (fig.34)			
Reações Essenciais			
27	$5Prh+Chl+2Qtz = 4Zo+Tr+6H_2O$	28	$Pmp+2Chl+29Qtz = 7Tr+43Zo+67 H_2O$
Reações Adicionais			
29	$4Wa + Ab = Pg + 2Zo + 10Qtz + 6 H_2O$	30	$4Lws + Ab = Pg + 2Zo + 2Qtz + 6 H_2O$
31	$14Lws + 5Pmp = 17Zo + Chl + 4Qtz + 33 H_2O$	32	$4Lmt + Ab = Pg + 2Zo + 10Qtz + 14 H_2O$
Reações Envolvendo Carbonatos			
33	$3Chl + 10Cal + 21Qtz = 2Zo + 3Tr + 10CO_2 + 8 H_2O$	34	$15Pmp + 9Qtz + 4CO_2 = 4Cal + 25Zo + 3Tr + 37 H_2O$
Fácies Xistos Verdes			
Reações do Sistema CMASH (fig. 35)			



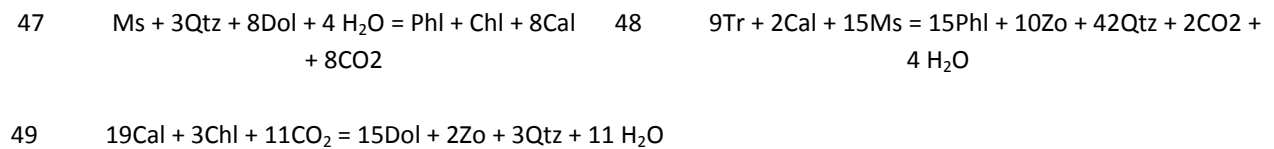
Exemplo de Reação que produz o componente Tschermarkita



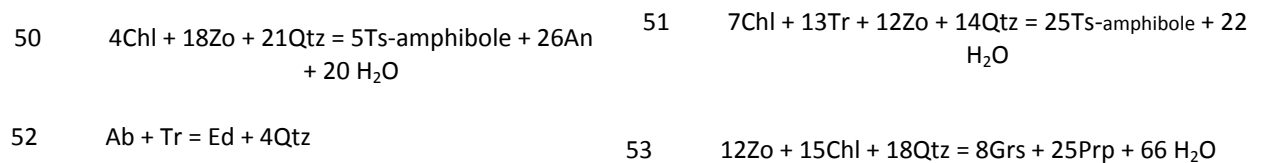
Reações Envolvendo Micas



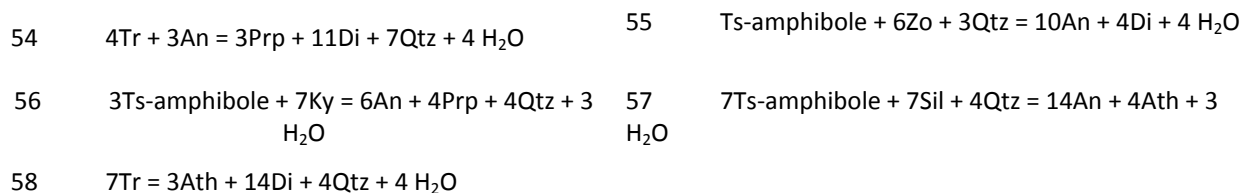
Reações Envolvendo Carbonatos



Reações da Transição da Fácies Xistos Verdes para Anfibolito

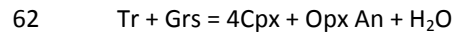
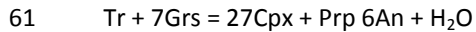


Reações da Fácies Anfibolito

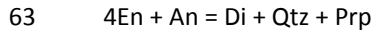


Reações da Transição da Fácies Anfibolito para Granulito





Exemplo de Reação da Fácies Granulito

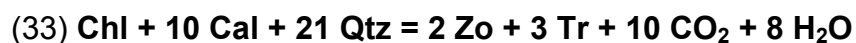


Transição para a Fácies Xistos Verdes

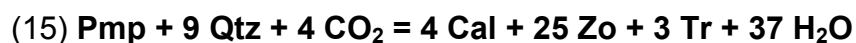
A transição da fácies sub-xistos verdes para a fácies xistos verdes é marcada pela formação da assembléia mineral característica: actinolita + epidoto na presença de clorita, albita e quartzo. Esta assembléia é produzida à custa do consumo da pumpeleíta a baixas pressões (<3 Kbar) e do consumo da pumpeleíta a pressões superiores (>3 Kbar). As reações:



produzem mineralogias típicas da fácies xistos verdes a temperaturas de cerca de 280 ± 30 °C em pressões inferiores a 6 Kbar. Ao longo das geotermas características da cianita e silimanita, a primeira aparição da assembléia actinolita + clorita + albita + quartzo define o começo da fácies xistos verdes. Esta assembléia é mostrada no diagrama n°3 da **figura 32**. O diagrama n°3 também sugere que assembléias minerais da fácies xistos verdes também podem se formar a partir de reações envolvendo calcita ou dolomita:



Como os carbonatos estão presentes em rochas de baixo grau, estas reações de mistura de voláteis são importantes na remoção dos minerais carbonatados das rochas metamáficas que estão sob metamorfismo progressivo na transição entre a fácies sub-xistos verdes e a fácies xistos verdes. Tipicamente, estas reações consomem clorita e carbonato para formar epidoto e actinolita. A reação:



é um exemplo de reação que limita a pumpeleíta em fluídos com CO_2 e produz assembléias da fácies xistos verdes. Isto significa que a presença de fluídos ricos em CO_2 em assembléias da fácies xistos verdes pode aparecer em temperaturas mais baixas quando comparados a fluídos ricos em H_2O .

Em pressões altas (ao longo da geoterma do metamorfismo de subducção da **Fig. 32**) a assembléia mineral característica da fácies sub-xistos verdes é substituída pela assembléia típica da fácies xistos azuis. Estas rochas contêm glaucofano, lawsonita, paragonita, epidoto, aragonita, jadeíta e fengita (mica branca).

Transformações Metamórficas da Fácies Xistos Verdes

Rochas metamórficas da fácies xistos verdes são xistos de cor verde, resultantes da predominância modal de minerais verdes como clorita, actinolita e epidoto. A assembléia mineral mais característica desta fácies é clorita + actinolita + albita + epidoto ± quartzo. O termo “xistos verdes” é exclusivo para rochas xistosas contendo clorita derivadas de protólitos ígneos máficos que foram metamorfisadas sob condições da fácies xistos verdes.

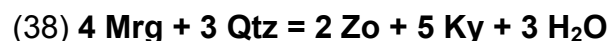
Os diagramas de nº 3 e 4 da **figura 32** representam a variação típica das assembléias minerais durante a fácies xistos verdes. Adicionalmente, dos minerais mais importantes listados acima, alguns podem ser encontrados em quantias menores em xistos verdes. Sua ocorrência depende da composição total do protólito e de detalhes do histórico de hidratação anterior a fácies xistos verdes.

A diferença entre os diagramas nº3 e 4 (**Fig. 32**) é a presença de pirofilita e fengita na fácies xistos verdes inferior e a presença de cianita e biotita na fácies xistos verdes superior. Na **figura 32**, podemos observar que a primeira reação relevante na fácies xistos verdes é:

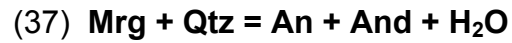
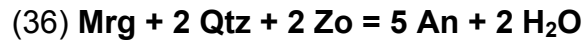


Esta reação substitui epidoto + pirofilita por margarita em rochas com quartzo. Como podemos observar na **figura 35**, o campo de estabilidade da margarita ocupa uma grande porção do centro da fácies xistos verdes, embora a ocorrência deste mineral não seja comum.

A **figura 35** também sugere que a assembléia epidoto + cianita é diagnóstica de pressões relativamente mais altas (superiores a 5 Kbar). Esta assembléia é formada pela reação:



outras reações que também consomem a assembléia margarita + quartzo na fácies xistos verdes são:



A assembléia actinolita + cianita se forma com início da fácies xistos verdes superior. Esta é diagnóstica de pressões acima de 5-6 Kbar e é produzida de pela reação:



que é efetiva até próximo do limite com a fácies anfibolito.

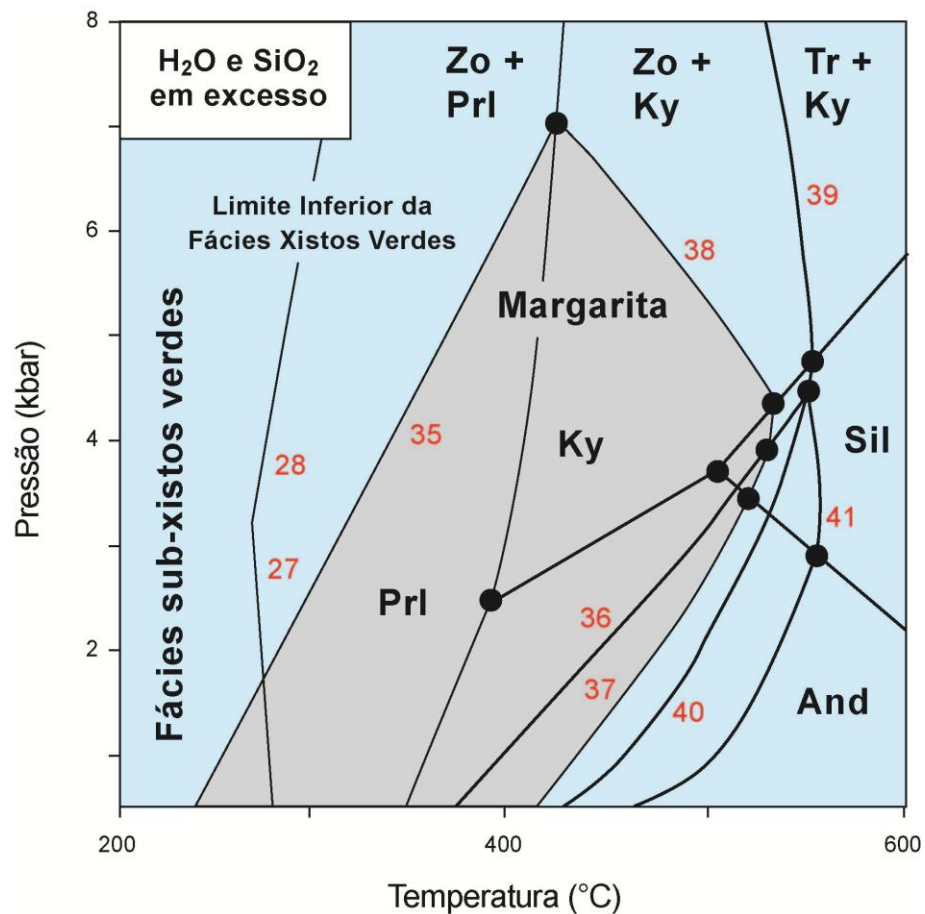


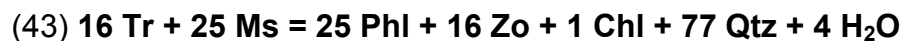
Figura 35 – Relação das fases minerais na fácies xistos verdes. O campo de estabilidade da margarita está sombreado. Extraído de Bucher & Frey (1994).

Dentro do diagrama triangular n°4 da **figura 32** que define a assembléia: Chl-Ep-Act, existem reações progressivas que modificam as assembléias minerais típicas da fácies xistos verdes. Estes processos podem ser explicados pela reação:



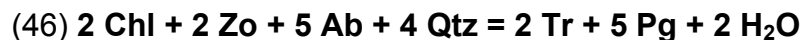
como exemplo. Esta reação descreve a formação do componente tschermakita que é absorvido pelo anfibólio e clorita. Ambos os minerais mudam seu conteúdo de Al sistematicamente através da fácies xistos verdes. Este efeito pode ser observado na transição entre os diagramas ACF de n°4 e 5 da **figura 32**, nestes é possível notar o deslocamento do triângulo Chl + Ep + Act (diagrama n°4) ao longo do vetor TS, gerando o triângulo Ep + Pl + Chl + Hb (diagrama n°5). De uma maneira generalizada, a clorita e a actinolita tornam-se mais aluminosas ao longo da fácies xistos verdes.

A muscovita é o mineral potássico mais comum em rochas metamáficas de baixo grau. Estas também ocorrem na fácies xistos verdes inferior. Entretanto, na fácies xistos verdes média (em torno de 400°C) a biotita aparece pela primeira vez, substituindo a mica branca potássica. Isto é mostrado nos diagramas n° 3 e 4 da **figura 32**. A formação de biotita pode ser modelada pela reação:



que envolve todos os minerais da fácies xistos verdes e transfere o componente Ms para o componente Phl. Para composições minerais reais de rochas da fácies xistos verdes, a formação de biotita pela reação anterior se dá em torno de 400°C. A primeira biotita a aparecer possui cor verde ao microscópio. Isto é indicativo de grande conteúdos de Fe⁺³ em biotitas de baixo grau e demonstra a importância das reações Redox nos metamafitos.

A paragonita ocorre em xistos verdes sob altas pressões. O equilíbrio da reação:



é extremamente sensível a pequenas variações da composição do protólito e dos minerais resultantes.

A granada pode ser formada em xistos máficos a partir de reações similares aquelas de xistos pelíticos. A primeira granada a se formar é rica em Mn e contém pouco componente grossulária. A granada aparece pela primeira vez na porção mais

superior da fácies xistos verdes, porém a granada não é muito comum em rochas metamáficas típicas até que seja alcançada a fácies anfibolito.

Minerais carbonatados também podem continuar presentes na fácies xistos verdes. Tanto a dolomita quanto a calcita podem ocorrer, já que os carbonatos participam de muitas reações de mistura de voláteis que envolvem silicatos característicos da fácies xistos verdes.

Transição para a Fácies Anfibolito

Durante a transição da fácies xistos verdes para a fácies anfibolito, as assembléias minerais passam por duas mudanças básicas quando a temperatura se aproxima dos 500°C:

- A albita desaparece e é substituída por plagioclásio cálcico com composição An_{17} (oligoclásio) (**Figura 36**);

- O anfibólio torna-se capaz de aumentar o conteúdo de alumínio e álcalis em sua estrutura. A actinolita desaparece e é substituída por hornblenda aluminosa rica em álcalis (**Figura 37**).

A combinação de transformações resulta da troca do par $Ab + Act$ pelo par $Plag. Ca + Hb$, que marca a transição da fácies xistos verdes para a fácies anfibolito.

O componente anortita é produzido por uma série de reações contínuas. Entretanto, a albita presente na fácies xistos verdes não muda sua composição continuamente ao longo do eixo Albita-Anortita com o metamorfismo progressivo. Em condições da fácies xistos verdes superior a solução sólida do plagioclásio não é contínua e apresenta diversas lacunas de imiscibilidade. Então, como o oligoclásio aparece abruptamente devido as lacunas de imiscibilidade na série dos plagioclásios, a primeira aparição de plagioclásio com composição An_{17} pode ser mapeada em campo como isógrada do oligoclásio em xistos máficos. Esta isógrada define o início da fácies anfibolito e separa estes terrenos daqueles da fácies xistos verdes. (**Fig. 36**).

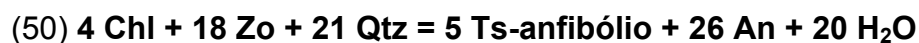
As mudanças sistemáticas na composição das soluções sólidas nas séries de anfibólios são normalmente mais contínuas (**Fig. 37**), embora também existam lacunas de imiscibilidade. A composição do anfibólio muda basicamente por:

- Inclusão do componente Tschermarkita produzido por uma série de reações contínuas;
- Incorporação do componente Edenita produzido pelas reações consumidoras da albita;
- Inevitáveis trocas de Fe e Mg.

Outros efeitos estão relacionados com a incorporação de Ti e com reações tipo REDOX.

O anfibólio resultante varia entre a Tschermarkita verde e a Hornblenda pargasítica que agora encontram-se presentes junto com o plagioclásio cálcico. A rocha composta por estes dois minerais constitui, por definição, um anfibolito e define a fácies anfibolito. O diagrama nº5 da **figura 32** mostra esta situação: a hornblenda muda sua composição ao longo da direção de troca do componente Ts e o plagioclásio aparece em projeções ACF. Inicialmente, a clorita e o epidoto podem continuar presentes em anfibolitos.

A mudança mineralógica mais importante que pode ocorrer na transição da fácies xistos verdes para anfibolito esta relacionada a reação:

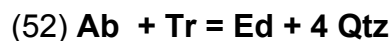


esta reação consome epidoto e clorita da fácies xistos verdes e produz o componente An do plagioclásio e o componente Ts do anfibólio. Todos os três minerais ferro-magnesianos da fácies xistos verdes são consumidos pela reação:



esta reação produz o componente Ts e consome o componente actinolita do anfibólio.

A reação:



descreve a formação do componente Edenita na hornblenda da fácies anfibolito. Combinando os efeitos das reações 50, 51 e 52 temos o desaparecimento gradual da assembléia clorita + epidoto e o enriquecimento em cálcio dos anfibólitos, além de suas mudanças sistemáticas de composição, que varia desde a actinolita para uma hornblenda verde rica em álcalis e alumínio.

A granada também pode aparecer na transição para a fácies anfibolito. Inicialmente a granada cresce à custa da decomposição da clorita. A decomposição da

clorita colabora com o volume de componente almandina e piropo da granada. As reações de consumo do epidoto produzem boa parte do componente grossulária e andradita encontrado em granadas de rochas metamáficas. Assim como em rochas pelíticas, as granadas de baixo grau são ricas em Mn. A reação:



consome a clorita e o epidoto e produz tanto o componente grossulária quanto o componente Fe-Mg nas granadas, que resulta nas típicas granadas Ca-Fe-Mg ternárias encontradas em rochas máficas.

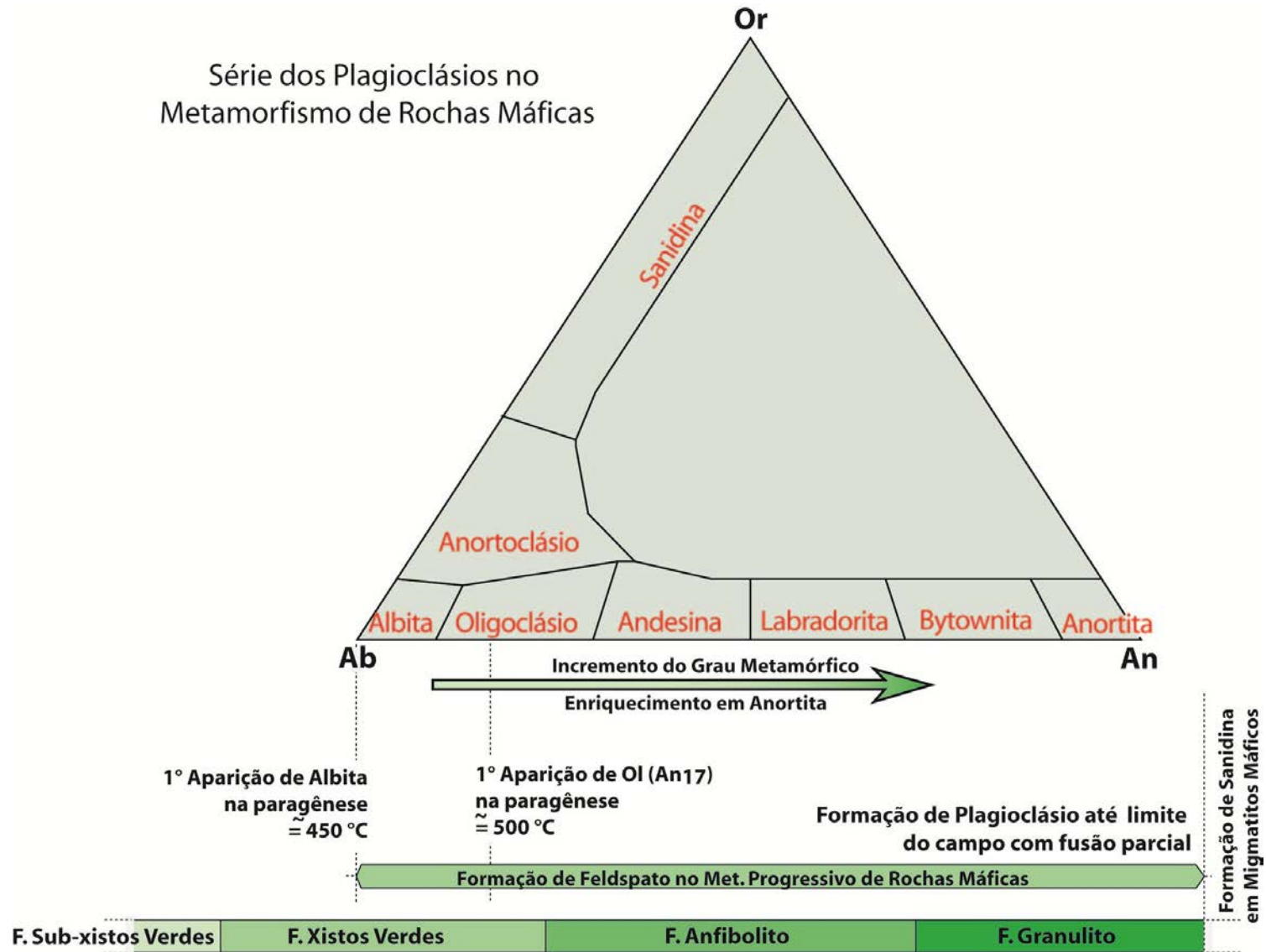


Figura 36 – Diagrama de classificação dos feldspatos mostrando a variação composicional dos plagioclásios ao longo do metamorfismo progressivo em rochas máficas.

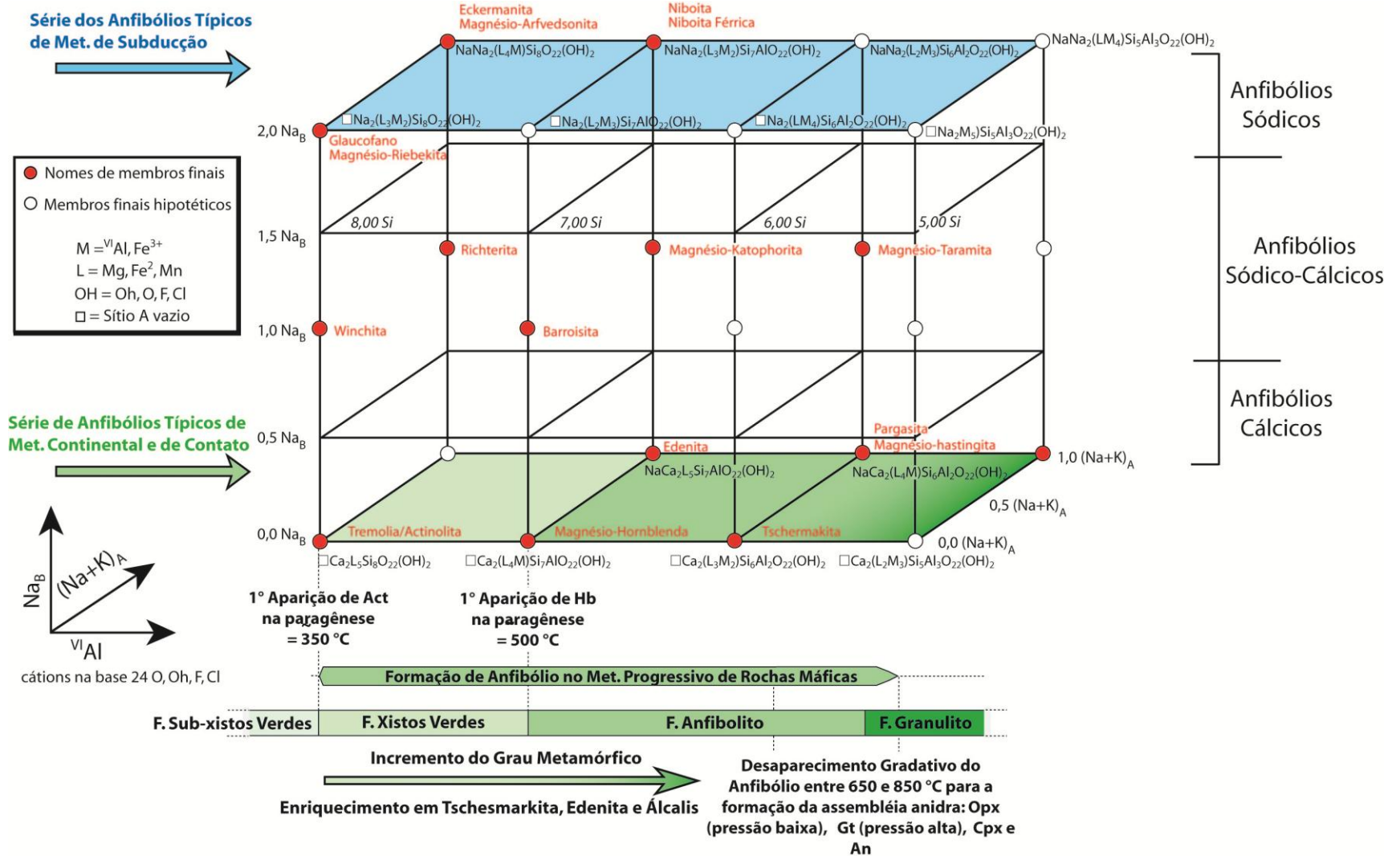
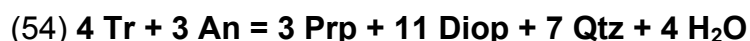


Figura 37 – Diagrama de classificação dos anfibólios (Leake 1997) mostrando a variação composicional destes ao longo do metamorfismo progressivo em rochas máficas.

Transformações Metamórficas na Fácies Anfibolito

O metamorfismo de fácies anfibolito é caracterizado pelos diagramas de nº 6, 7 e 8 (**Figura 32**). O plagioclásio e a hornblenda são os principais minerais, podendo ocorrer quantidades subordinadas de quartzo, epidoto, muscovita, biotita, granada e Cpx. A calcita pode ser encontrada em alguns anfibolitos. A maior parte das mudanças mineralógicas que ocorrem dentro da fácies anfibolito resultam de reações contínuas sobre amplos intervalos de variação da pressão e da temperatura. O principal efeito destas reações contínuas é visto nas variações sistemáticas de composição do plagioclásio e da hornblenda (**Figuras 36 e 37**). Estas reações também causam um decréscimo ou até mesmo o desaparecimento de epidoto-clinozoizita. A muscovita, caso sobreviva durante a fácies xistos verdes, também desaparece gradualmente durante a fácies anfibolito. A granada persiste e torna-se mais comum (granada anfibolitos); o clinopiroxênio (do tipo diopsídio) aparece nas temperaturas mais altas da fácies anfibolito.

No metamorfismo progressivo orogênico de metabasaltos, as rochas que contém a assembléia mineral hornblenda + plagioclásio estão no início da fácies anfibolito (em torno de 500 °C). Alguns anfibolitos podem ainda conter algum epidoto ou clorita que ainda não tenham sido completamente consumidos pelas reações formadoras da anortita (plagioclásio Ca) e do componente Tschermakita. A biotita também pode estar presente. A clorita ainda pode persistir até cerca de 550 °C e o epidoto até cerca de 600 °C. Algumas das reações que consomem a clorita e o epidoto para produzir granada tornam-se mais comuns com o aumento do grau metamórfico. O diagrama nº6 da **figura 32** é típico da fácies anfibolito médio, e define uma temperatura em torno de 600°C. Nesta fácies, a rocha contém plagioclásio (andesina, tipicamente) e hornblenda verde ± granada ± biotita. Sob temperaturas ainda mais altas, o clinopiroxênio começa a aparecer (diagrama nº7, **figura 32**). A primeira aparição de clinopiroxênio em anfibolitos pode ser utilizada como limite inferior da fácies anfibolito superior. Os clinopiroxênios da série diopsídio – hedenbergita costumam aparecer em torno de 650 °C, e são tipicamente formados pela reação:



Esta reação produz granada e clinopiroxênio. Contudo, o cpx também é encontrado em anfibolitos sem granada, que possuem a seguinte paragênese: Hb + Pl + Cpx + Bt. A reação:



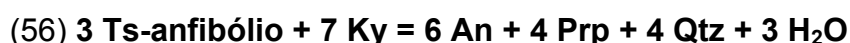
produz diopsídio e o componente anortita a partir de anfibólio e epidoto ou zoizita. Esta reação é de extrema importância porque produz diversos efeitos significativos nos anfibolitos:

- consome continuamente o epidoto ou clinozoizita que ainda podem estar presentes na fácies anfibolito médio, e eventualmente os elimina;
- consome o componente anfibólio, um processo típico do grau mais alto da fácies anfibolito;
- esta reação produz diopsídio que aparece em anfibolitos de mais alto grau;
- produz cada vez mais o componente anortita que é incorporado pelo plagioclásio em anfibolitos de alto grau, tornando o plagioclásio progressivamente mais cálcico (andesina a labradorita).

Em pressões superiores as da geoterma da cianita, os anfibolitos podem conter a assembléia cianita + hornblenda (**Fig. 32**). O par mineral cianita + hornblenda é formado pela reação:



O caminho mais comum para a assembléia plagioclásio + granada em anfibolitos é dado pela reação:



Esta reação substitui o plagioclásio + granada dos diagramas n°6 e 7 por cianita + hornblenda como no diagrama n°8 da **figura 32**. As reações típicas de desidratação contínua ocorrem caracteristicamente entre os diagramas de n°6 e 8 da **figura 32**. Portanto, anfibolitos ricos em cianita são característicos da fácies anfibolito de pressão intermediárias (pressões superiores a 8 Kbar).

Série dos Anfibólios de Baixa Pressão

Sob baixo grau metamórfico, as rochas máficas metamorizadas ao longo da geoterma da cianita e da silimanita possuem uma mineralogia muito similar (**Fig. 32**). A diferença mais significativa pode ser encontrada na composição da clorita, e

especialmente, da mica branca potássica. O componente celadonita da mica branca é relativamente sensível a variações de pressão e é controlado por reações como:

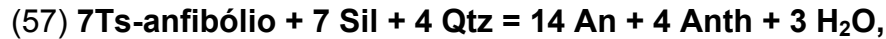


O componente Tschermarkita em micas (e também em cloritas ou biotita) pode ser utilizado como monitor da pressão em metamorfismo de baixo grau.

No metamorfismo de baixa pressão, a relação de fases mostrada na **figura 32** sugere que a transição para a fácies anfibolito ocorre em temperaturas um pouco mais baixas. Em rochas extremamente ricas em Al, a andalusita pode aparecer no lugar da cianita, entretanto a assembléia andalusita + anfibólio não é muito comum.

Comparando com o metamorfismo orogênico ao longo da geoterma da cianita, o clinopiroxênio se forma em temperaturas significativamente mais baixas durante o metamorfismo de baixa pressão (inferiores a 600°C). O diagrama n°11 da **figura 32** é característico de anfibólitos que são formados entre 3-4 Kbar. Este normalmente apresenta a assembléia hornblenda + plagioclásio juntamente com o clinopiroxênio e biotita. A silimanita pode estar presente em anfibolitos muito aluminosos, e o par silimanita + biotita formam uma assembléia rara, porém estável. Entretanto, a granada é rara ou ausente em anfibolitos de baixa pressão.

O diagrama n°12 da **figura 32** representa os anfibolitos de fácies anfibolito superior sob baixa pressão (geoterma da silimanita). O fator mais significativo é a presença de anfibólitos ferro-magnesianos em adição aos anfibólitos cálcicos. Os tipos de anfibólitos ferro-magnesianos que ocorrem em conjunto com a hornblenda incluem: antofilita, gedrita e cumingtonita (**Figura 38**). Em alguns casos, até mesmo três tipos diferentes de espécies de anfibólio podem estar presentes, como a associação hornblenda + gedrita + antofilita. A abreviação Oam no diagrama n°12 da **figura 32** inclui todos os anfibólitos de Mg-Fe-Mn-Li e também a gedrita. As relações de fases em rochas com diversas espécies de anfibólitos podem ser muito complexas. As lacunas de imiscibilidade existentes em várias séries de anfibólitos, assim como mudanças estruturais, são fatores que dificultam o trabalho. Entretanto, os anfibólitos de baixa pressão possuem um grande potencial para uma análise detalhada das relações entre os minerais das assembléias, e para a reconstrução do histórico de reações dos anfibolitos de baixa pressão. Os anfibólitos ferro-magnesianos podem se formar a partir de diversos mecanismos, um deles é por meio da reação:



que conecta o diagrama n°11 com o diagrama n°12 (**Figura 32**). Esta reação consome a assembléia hornblenda + silimanita e produz anortita. Este componente aumenta o teor de Ca no plagioclásio e também produz antofilita, que é o maior componente de anfibólios ferro-magnesianos. Com o aumento do grau metamórfico, a reação:



torna-se mais importante na produção do componente antofilita. Esta reação consome o anfibólio cálcico para formar anfibólio ferro-magnesiano e clinopiroxênio, e seu equilíbrio em rochas metamáficas envolve as fases: Hbl + Oam + Cpx + Pl \pm Qtz, que são características de temperaturas entre 650 e 750°C ao longo da geoterma da silimanita.

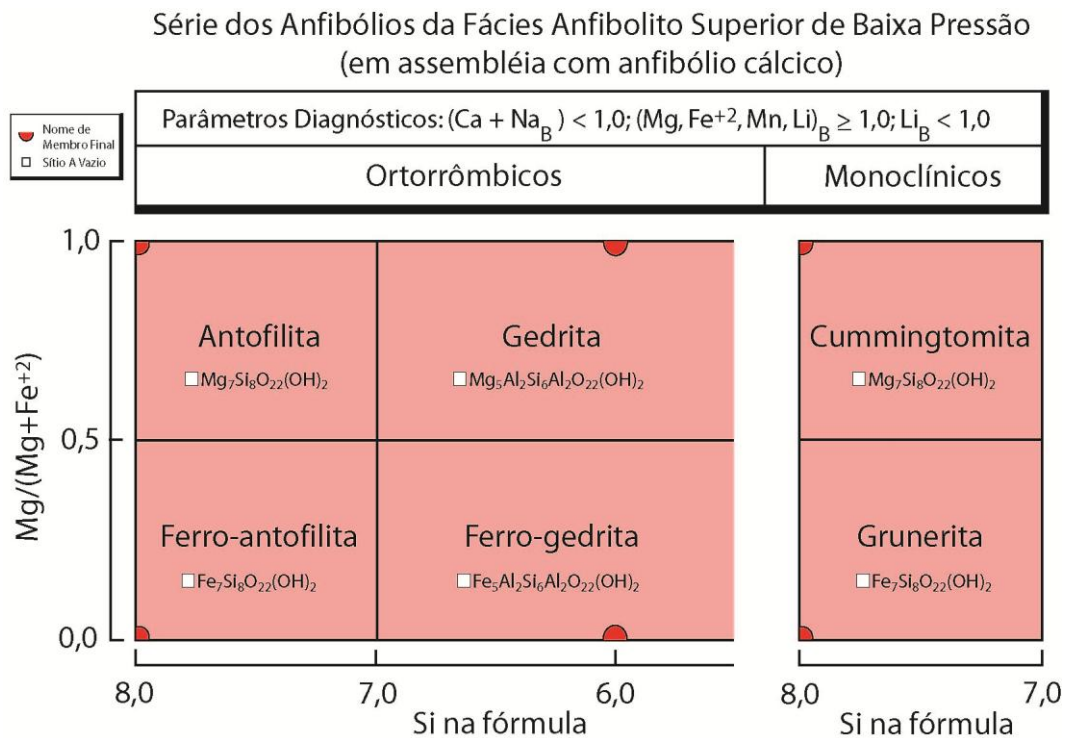
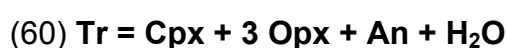


Figura 38 – Diagrama de classificação dos anfibólios (Leake 1997) mostrando a série dos anfibólios típicos da fácies anfibolito superior de baixa pressão.

Transição para Fácies Granulito

Uma boa parte do quartzo produzido durante a transição das fácies zeolita e prenhita-pumpeleíta para a fácies xistos verdes será consumido em reações

contínuas na fácies anfibolito. A maior parte das ligações com água em minerais hidratados terá sido desfeita por reações durante o metamorfismo progressivo. O anfibólio é a última fase hidratada a permanecer, e a adição de calor para a rocha através de processos tectono-termais irá eventualmente destruir o anfibólio. A transição de uma assembléia hidratada da fácies anfibolito para uma assembléia anidra da fácies granulito é gradual e efetiva entre as temperaturas de 650-850°C. A primeira indicação clara e inequívoca de que condições da fácies granulito foram atingidas é o aparecimento de ortopiroxênio em anfibolitos que contém clinopiroxênio e não possuem quartzo. O ortopiroxênio é mais comum em granulitos máficos de baixa pressão. Em pressões maiores, a assembléia anidra típica da fácies granulito é $Pl + Cpx + Grt \pm Qtzo$. Caso as condições de pressão sejam muito altas para impedir a formação de Opx, as condições típicas da fácies granulito serão atingidas quando o último anfibólio desaparecer da rocha. As reações:

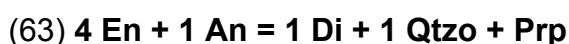


consomem a maior parte dos componentes tremolita e tschermakita do anfibólio e produzem os componentes piroxênio, granada e anortita. Estas reações representam a transição da fácies anfibolito para a fácies granulito. A reação n°60 é muito importante, porque decompõe a hornblenda e produz a assembléia com dois piroxênios, diagnóstica da fácies granulito em rochas sem quartzo. Esta reação também produz o componente anortita para o plagioclásio cálcico encontrado em granulitos (andesina e/ou labradorita).

A biotita constitui uma fase hidratada subordinada em anfibolitos de alta temperatura. A pouca quantidade de potássio estocada na biotita será utilizada pelo piroxênio ou feldspato, ou para formar fusão de Kfs-Ab-Qtz em processos migmatíticos de alto grau metamórfico sobre rochas máficas. A quantidade total de água que pode ser estocada em anfibolitos de alta temperatura é muito pequena (na ordem de 0,4% de H₂O ou menos). Conseqüentemente, as rochas máficas são menos suscetíveis a fusão parcial quando comparadas com metapelitos ou metagranitóides.

Granulitos Máficos e A Fácies Metamórfica Granulito

A fácies granulito em rochas máficas é representada pelos diagramas de n°9 e 13 da **figura 32**. Sob altas pressões, a assembléia característica é constituída por: plagioclásio + clinopiroxênio (diopsídio) + granada. Sob baixas pressões, a assembléia característica é constituída por: plagioclásio + clinopiroxênio (diopsídio) + ortopiroxênio (hiperstênio). Estas duas assembléias estão relacionadas através da reação:



esta reação separa o campo dos piroxênio granulitos de pressão baixa (cerca de 4-5 Kbar) do campo dos granada granulitos de pressão elevada (acima de 7 a 10 Kbar), que encontram-se abaixo do campo dos eclogitos de muito alta pressão (a temperatura de 800°C). A natureza contínua desta reação produz uma ampla zona de sobreposição, assim é possível encontrar granada e ortopiroxênio juntos, em uma rocha a base de plagioclásio e clinopiroxênio.

Como a hornblenda marrom de alto grau é um mineral extremamente estável, são necessárias temperaturas muito altas para destruir as últimas fases minerais hidratadas em rochas máficas. Granulitos completamente anidros se formam a partir de uma temperatura acima dos 850°C. Alternativamente, a desidratação do anfibólio pode ser desencadeada por fusão parcial e remoção do H₂O por uma fase fluída. A **figura 39** mostra algumas relações que são muito importantes no metamorfismo de alto grau da fácies granulito de rochas máficas. Esta figura mostra um diagrama esquemático da temperatura pela composição de fluído, sob pressão litostática de 6 Kbar. Ao longo da geoterma de 750°C, são interceptados três campos de diferentes assembléias (**Figura 39**). Se existe a presença de fluídos ricos em H₂O (seção A), as rochas metamáficas serão submetidas a fusão parcial, resultando em migmatitos. Se os fluídos presentes possuírem composição intermediária (seção B) a assembléia típica será: Pl + Hbl + Cpx, e não existirão estruturas migmatíticas. Por fim, se os fluídos possuírem baixa composição de H₂O (seção C), a assembléia será: Pl + Cpx + Opx + Grt. Observe que a zona transição entre as assembléias da fácies anfibolito e da fácies granulito ocorre sobre uma ampla variação da composição do fluído (**Figura 39**). A interpretação mais importante desta figura é que, a uma mesma temperatura (750°C), migmatitos máficos, anfibolitos e granulitos máficos podem ser encontrados

juntos em um mesmo terreno metamórfico, dependo da variação de composição da fase fluída presente no volume de rocha considerado. Esta situação pode ficar ainda mais complicada pelas variações de composição de um fluído para um mesmo ponto com o passar do tempo. Com o aumento da temperatura, os migmatitos se formam com fluídos cada vez mais pobres em H₂O. A **figura 39** também indica a temperatura máxima que uma assembléia de fácies anfíbolito pode ocorrer.

Embora granulitos máficos completamente anidros sejam comuns, muitos granulitos máficos podem continuar contendo hornblenda. A natureza transicional da fácies anfíbolito para granulito, que ocorre em amplos intervalos de variação de pressão e temperatura, requer uma definição da fácies granulito em rochas máficas. Em terrenos de baixa pressão, a primeira aparição de ortopiroxênio em rochas máficas (com ou sem quartzo) marca o início da fácies granulito. Como rochas máficas, neste estágio de evolução, comumente contém clinopiroxênio, a assembléia Opx + Cpx é diagnóstica para granulitos a dois piroxênios. Este princípio fica mais complicado para granulitos de altas pressões, onde não é comum a formação de ortopiroxênio. Nestas, a assembléia Pl + Cpx + Grt também pode estar presente em rochas da fácies anfíbolito, ou ainda, a hornblenda persistir em rochas máficas até altas temperaturas (1000 °C sob 10 Kbar). Neste caso é impossível a definição do limite entre as fácies anfíbolito e granulito em um terreno tendo apenas rochas máficas como base.

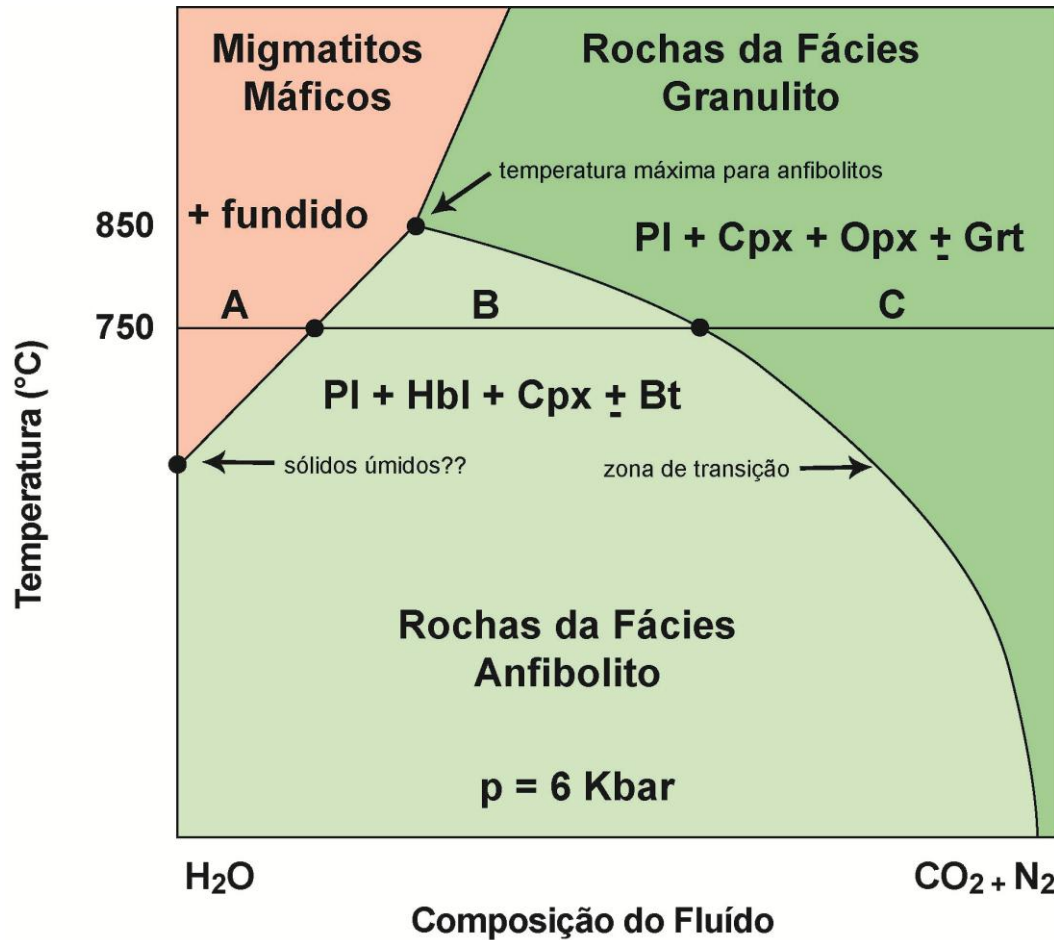


Figura 39 – Diagrama isobárico (6 Kbar), mostrando relações entre: fácies anfibolito, fácies granulito e migmatitos máficos em um diagrama de temperatura versus composição do fluido. Extraído de Bucher & Frey (1994).

Adicionalmente, os granulitos máficos também podem conter minerais mais exóticos como safirina e escapolita em diversas assembléias. Espinélio hercínítico é comum em granulitos máficos e a sua presença é diagnóstica de condições de baixa pressão (<4 Kbar).

Sob pressões muito baixas, como as representadas no diagrama n°14 da **figura 32**, os piroxênio cornubianitos (piroxênio hornfells) se formam por metamorfismo de contato de altas temperaturas em rochas máficas. Por fim, a mineralogia original do basalto protólito será muito próxima da mineralogia que é esperada para um metamafito formado por metamorfismo de contato de alta temperatura. Desta maneira, a assembléia PI + Cpx + Opx + Spl (diagrama n°14 da **figura 32**) é idêntica a mineralogia do basalto mostrado no triângulo do canto superior da figura. O limite superior da fácies granulito para rochas máficas é dado pela linha sólidos dos basaltos (aproximadamente 1100°C).

As causas geológicas para um metamorfismo da fácies granulito sob baixa pressão são comumente atribuídas a intrusões de magmas máficos ou charnockíticos na crosta continental. Grandes volumes de magmas anidros ou ricos em CO₂, oriundos do manto ou de crosta inferior servem como fonte de calor para um metamorfismo de alta temperatura em níveis crustais rasos. A natureza anidra ou rica em CO₂ do magma facilita a desidratação das rochas encaixantes. Existe pouca atividade tectônica associada com esse tipo de metamorfismo, e, após terem sido aquecidas a altas temperaturas, as rochas resfriam isobaricamente, ao mesmo nível crustal que residiam. Porém a exumação destes terrenos requer um evento tectônico posterior. Se em algum momento do lento esfriamento houver água disponível, as assembléias de alto grau podem ser completamente apagadas, retirando-se as evidências do evento metamórfico de fácies granulito.

De maneira geral, as rochas máficas investigadas na região de Itapema apresentaram a paragênese Pl(An>17)+Hb, indicando que o pico metamórfico atingiu condições da fácies anfíbolito inferior. Já na região de Botuverá, as assembléias minerais de rochas máficas, em geral, contêm actinolita+clorita+epidoto, indicando condições metamórficas da fácies xistos verdes.

2.2 Metodologia

A metodologia descrita neste capítulo foi aplicada em duas regiões de importantes ocorrências de rochas ortoderivadas no CMB: uma área próxima a praia de Itapema e outra próxima a cidade de Botuverá, entre os distritos de Ribeirão do Ouro e Barra do Areia (**Figura 02**). Esta metodologia está dividida em duas grandes etapas de trabalho. A primeira etapa é caracterizada pela realização de atividades de compilação bibliográfica, análise de imagens de satélite, mapeamento geológico e estrutural, amostragem, descrição petrográfica e preparação de amostras para análises químicas (**Figura 40**). Esta etapa teve como meta a geração de uma base de dados geológicos, petrográficos, geoquímicos e isotópicos que foram utilizados na segunda etapa de trabalho. A segunda etapa teve como objetivo a interpretação dos dados anteriormente gerados (**Figura 41**). Nesta etapa foram confeccionadas os mapas, as figuras, tabelas e diagramas aplicados nas investigações petrológicas deste trabalho, bem como os cálculos de fórmula estrutural de minerais, cálculos litogeoquímicos, isotópicos, geocronológicos e de geotermobarometria.

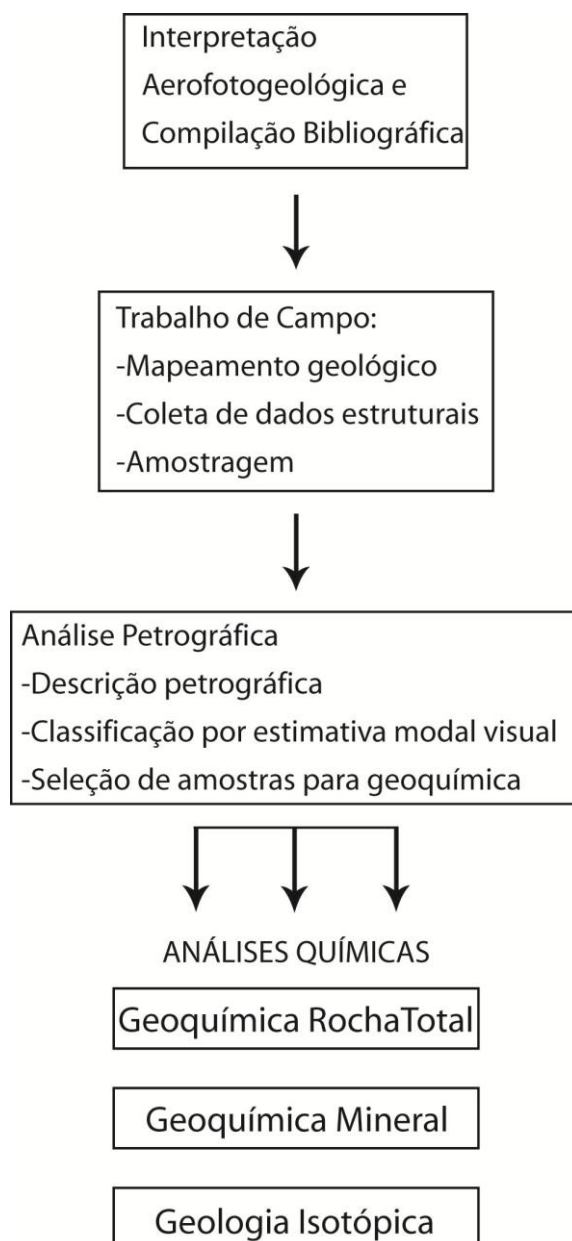


Figura 40 – Fluxograma mostrando metodologia de trabalho aplicada na primeira etapa de trabalho.

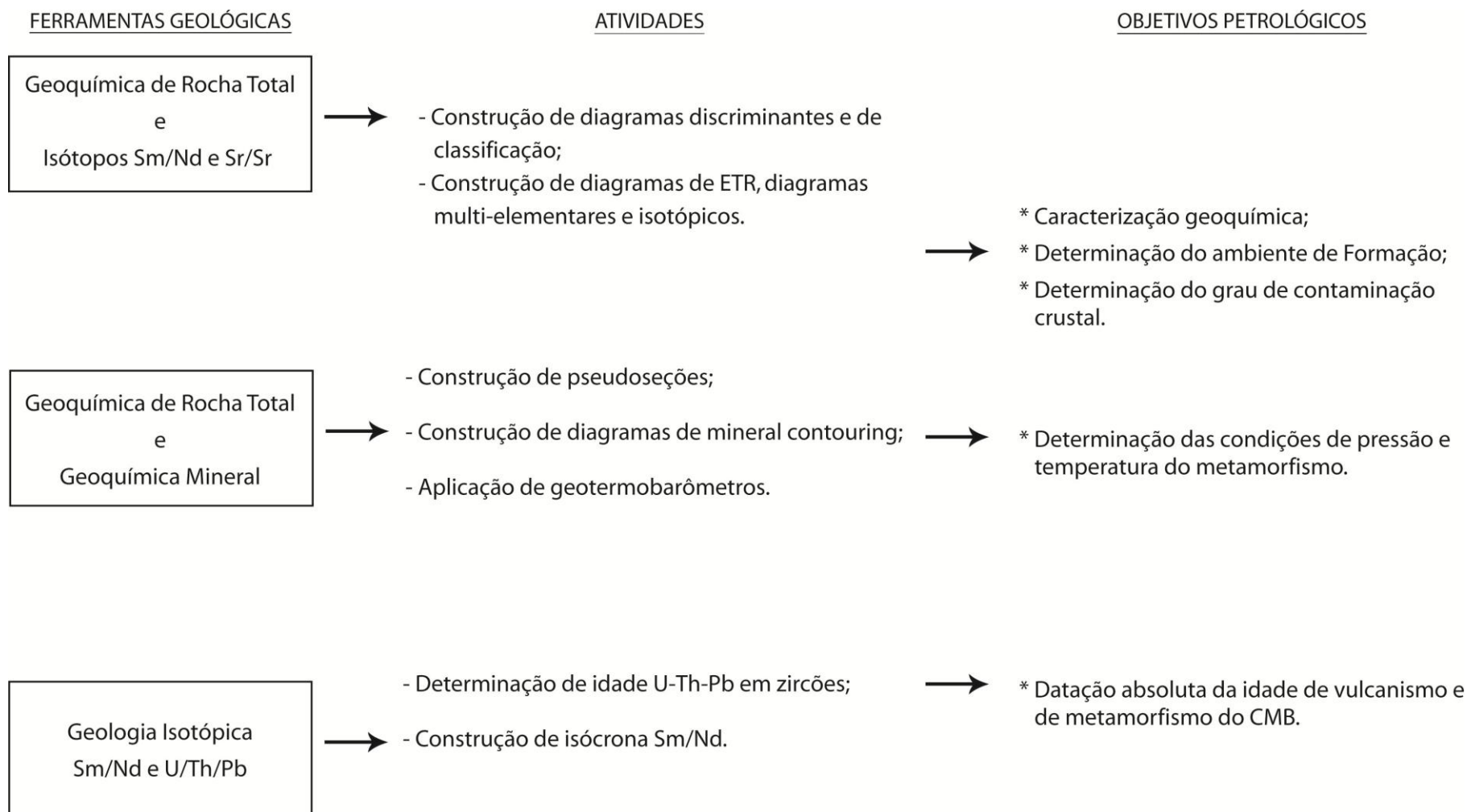


Figura 41 – Fluxograma exibindo metodologia aplicada na segunda etapa de trabalho.

2.2.1 1º Etapa de Trabalho

A primeira iniciativa deste projeto envolveu a contextualização das unidades estudadas na geotectônica regional da região sul da Plataforma Sul-Americana. Para obter um maior embasamento sobre o conhecimento geológico da área de estudo–foi realizada uma revisão histórica dos trabalhos anteriores publicados em livros, teses, dissertações, monografias, artigos científicos e mapas, que deram as informações básicas para o desenvolvimento desta tese e ajudaram na elaboração de uma base cartográfica e geológica.

O trabalho de campo foi dividido em três jornadas de 7 a 9 dias, duas na região de Itapema e outra na Região de Botuverá. O deslocamento foi realizado por meio de veículo, no caso dos afloramentos próximos a beira da estrada ou a pé em perfis em locais de acesso limitado. As medidas estruturais foram tomadas com auxílio de uma bússula Brunton e anotadas conforme a notação da regra da mão esquerda. As amostras coletadas foram descritas em campo com lupa de bolso, imã e canivete.

As amostras selecionadas foram processadas no Laboratório de Preparação de Amostras da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Para análise petrográfica foram confeccionadas um total de 61 lâminas petrográficas, entre as quais 34 são de rochas máficas e ultramáficas da região de Itapema, 16 lâminas são de rochas máficas e ultramáficas da região de Botuverá e 11 lâminas são de granitos da região de Itapema. Estas lâminas foram descritas e fotografadas em microscópio petrográfico de luz transmitida da marca Laica com sistema de imageamento Sony.

Com base nas características petrográficas, um lote de 10 amostras da região de Itapema foi inicialmente selecionado e submetido a análises químico-mineralógicas por intermédio de Microsonda Eletrônica da marca CAMECA modelo SX-100 do *Institut für Mineralogie und Kristallchemie* da Universidade de Stuttgart. Um segundo lote de amostras também foi selecionado e aguarda por disponibilidade de viagem ao exterior para análise. Os parâmetros utilizados nestas análises foram: 15 kV de tensão e 20 nA de corrente, com feixe de 5µm de diâmetro e tempo de medida de 20 segundos, utilizando geralmente o padrão Anidrite. Os dados químico-minerais foram processados e as fórmulas estruturais calculadas por pacotes de programas como Calcmin (Brandelik, 2009) e Minpet (Richard, 1995), de acordo com

Deer *et al*, (1966) para os feldspatos, Deer *et al*, (1972) para as cloritas e Hawthorne (1981) e Leake (1997) para anfibólios.

Para análises litogeoquímicas e de isótopos de Sm/Nd e Sr/Sr foi utilizado o método rocha total. As amostras submetidas a estas análises foram inicialmente fragmentadas com o auxílio de prensa hidráulica em panela de ferro e após, pulverizadas em moinho de bolas de ágata até atingir um tamanho adequado para as análises laboratoriais.

2.2.1.1 Análises Litogeoquímicas por ICP-MS

Foi realizado um total de 46 análises litogeoquímicas por intermédio de ICP-MS no *Activation Laboratories*, Canadá. Dentre estas, 17 amostras são da região de Itapema, 19 amostras são da região de Botuverá e 10 amostras são de granitos da região de Itapema.

Neste método a amostra é nebulizada e injetada no centro de um plasma de argônio, mantido pela interação de um campo de radiofrequência que ioniza o gás de argônio. A amostra então ionizada é direcionada para o interior de um espectômetro de massa quadrupolo, atingindo temperaturas na ordem de 10.000 K, o que permite uma completa atomização dos elementos e minimizando os efeitos de interferência química. O espectro emitido é constituído principalmente de linhas de átomos ionizados, resultam em baixos limites de detecção para os elementos. Para tratamento dos dados geoquímicos e construção dos diagramas foram utilizados os programas: NewPet (Clark *et al.*, 1994), Minpet (Richard, 1995) e GCD Kit (Janousek 2008). Os limites de detecção são: 0,01 % para óxidos de elementos maiores; 20 ppm para Ni e Cr; 5 ppm para V e Pb; 3 ppm para Ba; 2 ppm para Rb, Sr e Y; 1 ppm para Sc, Be, Co, Ga, Ge, Nb; 0,5 ppm para Cs; 0,4 ppm para bismuto; 0,2 ppm para Hf; 0,1 ppm para Ta, Tl, Th, U, Tb, Dy, Ho, Er, Gd, Nd, Sm, La, Ce, Yb; 0,05 ppm para Pr, Eu e Tm; 0,04 ppm para Lu.

2.2.1.2 Análises de Isótopos de Sm/Nd e Sr/Sr

Foram realizadas um total de 25 análises de isótopos de Sm/Nd e 17 análises de isótopos de Sr/Sr em rochas estudadas, utilizando o Laboratório de Geocronologia e Geologia de Isótopos da Universidade de Brasília e o Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS.

Digestão das amostras

Em análises isotópicas de Sm/Nd determina-se a razão isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ bem como as concentrações de Nd e Sm para calcular a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ é medida diretamente com o espectrômetro de massa. As concentrações de Sm e Nd podem ser determinadas através da técnica da diluição isotópica, utilizando-se um traçador adequado. A técnica da diluição isotópica baseia-se na adição de uma certa quantidade conhecida de um traçador isotópico (*spike*) de composição ou razões isotópicas conhecidas. O traçador deve possuir uma composição isotópica diferente do elemento que se deseja medir. Ao diluir uma solução desse elemento particular, a composição isotópica é alterada sendo possível o cálculo da concentração ou a abundância isotópica do elemento (os cálculos das correções e dos erros pelo método da diluição isotópica estão descritos em Bertotti, 2005). As dosagens de traçador na amostra dependem do tipo litológico e da concentração do traçador. O traçador isotópico utilizado no presente trabalho foi o traçador combinado de Sm e Nd (RS-1B), que possui as seguintes concentrações:

$$^{150}\text{Nd} = 0,0277 \mu \text{ mols/g}$$

$$^{149}\text{Sm} = 0,0116 \mu \text{ mols/g}$$

Antes de iniciar o processo de digestão deve-se pesar a amostra e adicionar o traçador. A pesagem é feita em uma sala com alto nível de limpeza, com uma balança com a precisão de 5 casas decimais de grama. Procede-se à pesagem de 0,05 g de amostra que é acondicionada em frasco savilex de PTFE (Fluoretileno politetraédrico). Adicionam-se 0,1 g de traçador ao savilex e 9 gotas de HNO_3 . Após a adição do traçador combinado de ^{149}Sm e ^{150}Nd as amostras são atacadas. Os reagentes utilizados para a digestão química são HF/ HNO_3 /HCl. O procedimento detalhado para abertura de amostras de rocha total adotado no presente trabalho é o que segue:

- Adicionar ao savilex 2 ml de HNO_3 concentrado e 5 ml de HF concentrado;
- Secar o material na chapa elétrica, deixando o savilex aberto;
- Após a secagem, adicionar 1 ml de HNO_3 concentrado e 6 ml de HF concentrado, com a amostra ainda quente. Fechar o savilex e leva-lo à chapa elétrica por cerca de três dias;
- Deixar o savilex esfriar por cerca de 30 minutos;

- Abrir o savilex e adicionar algumas gotas de HNO_3 na tampa para retirar as gotas que condensaram na mesma e colocá-las no savilex. Secar o material na chapa quente;
- Adicionar 5 ml de HCl concentrado, com o savilex ainda quente. Fechar o savilex e levar o mesmo à chapa quente por um dia;
- Deixar o savilex esfriar por cerca de 30 minutos;
- Abrir o savilex e secar o material na chapa, adicionar algumas gotas de HCl concentrado na tampa para retirar as gotas que condensaram na mesma e colocá-las no savilex;
- Se o ataque não foi suficiente e houver um resíduo escuro no fundo, repetir os procedimentos a partir da terceira etapa;
- Adicionar 3 ml de HCl 2,5 N logo após a retirada da chapa quente;
- Passar a solução para um tubo de ensaio de plástico e vedar com parafilme;
- Centrifugar por cerca de 15 minutos.

Separação Química

A próxima etapa é a separação dos elementos em colunas primárias e secundárias. Procede-se então à separação dos elementos do grupo das terras raras (ETR), em uma coluna primária. Para a separação dos ETRs dos outros elementos da amostra utilizaram-se colunas catiônicas, com resina catiônica AG-50W-X8 (200-400 mesh).

O procedimento de trabalho nas colunas catiônicas é o que segue:

- Adicionar 20 ml de HCl 2,5 N nas colunas, para o condicionamento das mesmas;
- Adicionar 1 ml da solução da amostra na coluna;
- Adicionar 1 ml de HCl 2,5 N na coluna (desprezar os eluidos);
- Adicionar 1 ml de HCl 2,5 N na coluna (desprezar os eluidos);
- Adicionar 1 ml de HCl 2,5 N na coluna (desprezar os eluidos);
- Adicionar 30 ml de HCl 2,5 N na coluna (desprezar os eluidos);
- Adicionar 19 ml de HCl 2,5 N na coluna (desprezar os eluidos);
- Adicionar 7 ml de HCl 6 N na coluna (desprezar os eluidos);
- Coletar 15 ml de HCl 6 N em béquer savilex limpo – coleta dos ETRs;

- Adicionar 2 gotas de HNO_3 7N no savilex e deixar secar em chapa quente o material coletado com ETR.

Os volumes dos ácidos usados na diluição são determinados por calibração e podem ser diferentes de coluna para coluna. Entre uma etapa e outra se deve aguardar sempre o escoamento total da solução. Após a secagem os resíduos são levados para a coluna de pó de teflon. A limpeza das colunas catiônicas é feita adicionando-se HCl 6 N até a metade da coluna. Tampa-se a extremidade superior e inferior da coluna, e com movimentos bruscos força-se a resina a sair para o compartimento principal. A seguir adiciona-se HCl 6 N até encher a coluna e deixa-se escoar a solução.

O próximo passo é a separação do Sm e do Nd dos ETR. Para isso utilizam-se colunas de PTFE com resina HDEHP n HDEHP LN-B50-A (100-200 μm). O procedimento segundo Patchet & Ruiz (1987) é o que segue:

- No resíduo de ETR seco adiciona-se 0,2 ml de HCl 0,18 N;
- Adicionar 2 ml de HCl 0,18 N na coluna (desprezar);
- Adicionar 2 ml de HCl 0,18 N na coluna (desprezar);
- Adicionar 0,2 ml da solução da amostra na coluna;
- Adicionar 0,2 ml de HCl 0,18 N na coluna (desprezar);
- Adicionar 0,2 ml de HCl 0,18 N na coluna (desprezar);
- Adicionar 0,2 ml de HCl 0,18 N na coluna (desprezar);
- Adicionar 12 ml de HCl 0,18 N na coluna (desprezar);
- Coletar 12 ml de HCl 0,18 N em savilex de 15 ml – coleta do Nd;
- Adicionar 2 gotas de HNO_3 7N no savilex e deixar secar em chapa quente o material coletado com o Nd;
- Adicionar 2 ml de HCl 0,5 N na coluna (desprezar);
- Coletar 4 ml de HCl 0,5 N em savilex de 7 ml – coleta do Sm;
- Adicionar 2 gotas de HNO_3 7N no savilex e deixar secar em chapa quente o material coletado com o Sm.

Após secos os resíduos estão prontos para serem lidos no espectrômetro de massa. A limpeza da coluna de pó de teflon é feita adicionando-se 20 ml de HCl 6 N na coluna.

O procedimento para separação do Rb-Sr nas colunas catiônicas é o seguinte

- Condicionamento da resina na coluna através da adição de 20 mL de HCl 2.5N.
- Passagem da solução por todo o perímetro da coluna, adição de 1 ml de solução da amostra em HCl 2,5N, obtidos na etapa de digestão, na coluna.
- Após a introdução da amostra e sua completa distribuição pela resina, procede-se a sua lavagem. Este procedimento consiste na adição de 1 mL de HCl 2.5N por três vezes, e, por fim, adição de 17 mL de HCl 2.5N.
- Após a passagem de todo o material pela coluna, é iniciado o procedimento de coleta de Rb. Para isso, são coletados 4 mL de HCl 2,5 N em Savilex, a seguir, adiciona-se duas gotas de HNO₃, 7N em savilex e evapora-se todo o conteúdo em chapa quente.
- Para a coleta de Sr, adicionam-se 14 mL de HCl 2.5N e coleta-se o material em savilex. Adicionam-se duas gotas de HNO₃, 7N ao material coletado e deixa-se secar em chapa quente.
- Feita a coleta de Sr. adicionam-se 7mL de HCl 6N na coluna e desprezam-se os eluídos.

Procedimentos de análise

Os dados apresentados nesse trabalho foram obtidos em Espectrômetro de Massa de Ionização Térmica (TIMS- Thermal Ionization Mass Spectrometry) VG Sector 54, com nove coletores, do Laboratório de Geologia Isotópica – LGI do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. O modo de análise utilizado é o multidinâmico (Multi Dynamic Mode). Este método foi utilizado para as análises de Sm, Nd e Sr. Os dados de Rb e Pb foram feitos por ICP-MS. As condições operacionais de fluxo de argônio no ICP são: refrigeração: (i) principal: 15L/min e (ii) auxiliar: 0,7L/min; gás de arraste (Sample gás): 0,9L/min.

No espectrômetro, os elementos separados nas colunas cromatógrafas foram depositados em filamentos de Ta para as análises isotópicas, dispostos em torretes e inseridos no espectrômetro de massa. O sistema utilizado é o de filamento simples. As amostras foram então ionizadas por meio térmico e aceleradas por inserção de uma diferença de potencial, resultando em um feixe de íons posteriormente colimado. Os isótopos, ao atravessarem um campo magnético, são desviados de sua trajetória devido às diferenças de massa. Este desvio ocorre de

forma proporcional à massa de cada isótopo e permite então que se estabeleçam relações entre concentrações de massas existentes. Conseqüentemente, os feixes de isótopos de diferentes massas são desviados e criam trajetórias individuais até serem coletados e contados por um contador do tipo Faraday.

Os resultados das razões isotópicas e teores obtidos foram tratados e recalculados por intermédio do programa GCD Kit. Os parâmetros TDM (Time Depleted Mantle) e TDM 2St stage foram calculados de acordo com Liew & Hofmann, (1988). O parâmetro TDM gold foi calculado de acordo com Goldstein & Jacobsen (1988).

2.2.1.3 Datação U-Pb em Zircão

Foi datada uma amostra de rocha básica da região da Barra do Areia, Botuverá, SC. A amostra submetida a datação foi processada da seguinte maneira para obtenção de de zircões:

- Para a desagregação da amostra utilizada uma prensa hidráulica e os fragmentos foram diminuídos até o tamanho de 80 mesh por moinho de mandíbulas e moinho de pratos;

- Após, com o auxílio de peneiras acopladas a um vibrador (shaker) é feito o peneiramento das frações entre 80 e 170 mesh e das frações entre 170 e 250 mesh. Ambas as frações (entre 80 e 170 mesh e 170 e 250 mesh) são bateadas (separadas pela diferença de densidade). Com o auxílio de uma bateia (instrumento de metal com forma cônica) separam-se os componentes leves dos componentes pesados (zircão é um mineral pesado, com densidade de aproximadamente 3,3 g/cm³). Com um imã de mão extraem-se os minerais com alta susceptibilidade magnética (zircão é um mineral com baixa susceptibilidade magnética). A amostra é novamente separada por diferença de densidade. São utilizados líquidos com densidades conhecidas (líquidos densos) para separar os minerais leves dos minerais pesados. Os líquidos densos utilizados foram: LST (densidade de 2,9 g/cm³) para separar os minerais pesados (zircão, apatita, etc.) dos leves (quartzo, feldspatos) que restaram após o processo de bateamento; e Diodometano (densidade de 3,3 g/cm³) para separar os zircões (densidade maior que 3,3 g/cm³) de minerais como apatita e outros pesados, com densidade menor do que 3,3 g/cm³. Entre o processo de separação com LST e Diodometano é feita uma seleção dos

minerais através da susceptibilidade magnética com o separador magnético isodinâmico (Frantz) até o valor de 0,6 Ampère. Após as frações mais adequadas são submetidas a análise por lupa binocular e os cristais de zircão separados. Para a datação U/Pb com LA-ICPMS os zircões são montados em pastilha de resina epoxy e abrasados e polidos para revelarem seus núcleos;

- As pastilhas contendo zircões são fotografadas com lupa e imageadas ao microscópio eletrônico de varredura com elétrons retroespalhados (BSE), para definir a estrutura interna dos cristais, e posteriormente, escolher a melhor região a ser amostrada pelo canhão laser, de acordo com o tamanho (que tem que ser maior do que o diâmetro do feixe de laser a ser utilizado, (comumente entre 15 e 20 μ), e em zonas livres de fraturas, inclusões, zonações, sobrecrecimentos, entre outros.

O equipamento utilizado para as análises U/Pb em zircão foi a sonda a laser e o espectrômetro de massa a plasma acoplado indutivamente (LA-ICP-MS) do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (LGI-UFRGS). A sonda a laser é da marca New Wave, modelo LIBBS-ELITE e o espectrômetro de massa é da marca Thermo, modelo Neptune. A técnica utilizada foi a de análise pontual (in situ) dos cristais de zircão. Para a calibração das razões de U e Pb foi utilizado o padrão geológico GJ-11 (Chemale Jr. *et al.*, 2009). O procedimento de análise consiste em medir um padrão GJ-11 e dez pontos em zircões da amostra, e novamente um padrão GJ-11. As correções e reduções foram realizadas de acordo com planilha de cálculos construída por Chemale Jr. *et al.*, (2009). Para a construção dos diagramas concórdia foi utilizado o programa Isoplot 3 (Ludwig, 2008).

2.2.2 Segunda Etapa de Trabalho

Durante a segunda etapa de trabalho foi feita a sistematização dos dados obtidos anteriormente, bem como a finalização e diagramação dos mapas, tabelas, figuras e gráficos que foram utilizados neste trabalho. A partir desta base de dados foi possível a confecção de 4 artigos, submetidos a revistas de corpo editorial e que estão contidos no corpo principal desta tese. Para os anos seguintes a homologação deste título de doutorado planeja-se a ampla divulgação deste trabalho em congressos e simpósios especializados.

2.3 Análise Integradora

A integração sistemática de informações obtidas por meio de mapeamento geológico, geologia estrutural, caracterização petrográfica, caracterização mineralógica, geoquímica de rocha total (elementos maiores, traços e razões isotópicas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), química-mineral, geocronologia e geotermobarometria de rochas ígneas do Complexo Metamórfico Brusque, foi realizada durante este trabalho. Isto tornou possível a caracterização do magmatismo no referido complexo durante as fases pré, sin e pós-orogênicas e/ou colisionais de evolução deste complexo.

2.3.1 Análise Estrutural e Caracterização Metamórfica

As rochas do CMB preservam freqüentemente estruturas e texturas de seus protólitos originais. Porções reliquiares 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 (Basei, 1985; 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. Na região de Itapema a xistosidade S_2 apresenta direção predominante $N30^\circ E$ com mergulho de baixo ângulo para noroeste e sudeste. As lineações minerais são de baixo ângulo, mergulhando cerca de 25° para NE e SE (**Figura 42**). A direção dos eixos LB_2 é predominantemente 270° , com desvio até 230° , e com baixo ângulo de caimento. A fase de deformação D_3 gerou dobras F_3 inclinadas com caimento, assimétricas, com

formas abertas a fechadas e superfície axial aproximadamente subvertical marcada por uma foliação de baixo grau ou por fraturamento com direção 045° - 225° . 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 (Basei, 1985; Philipp *et al.* 2001a).

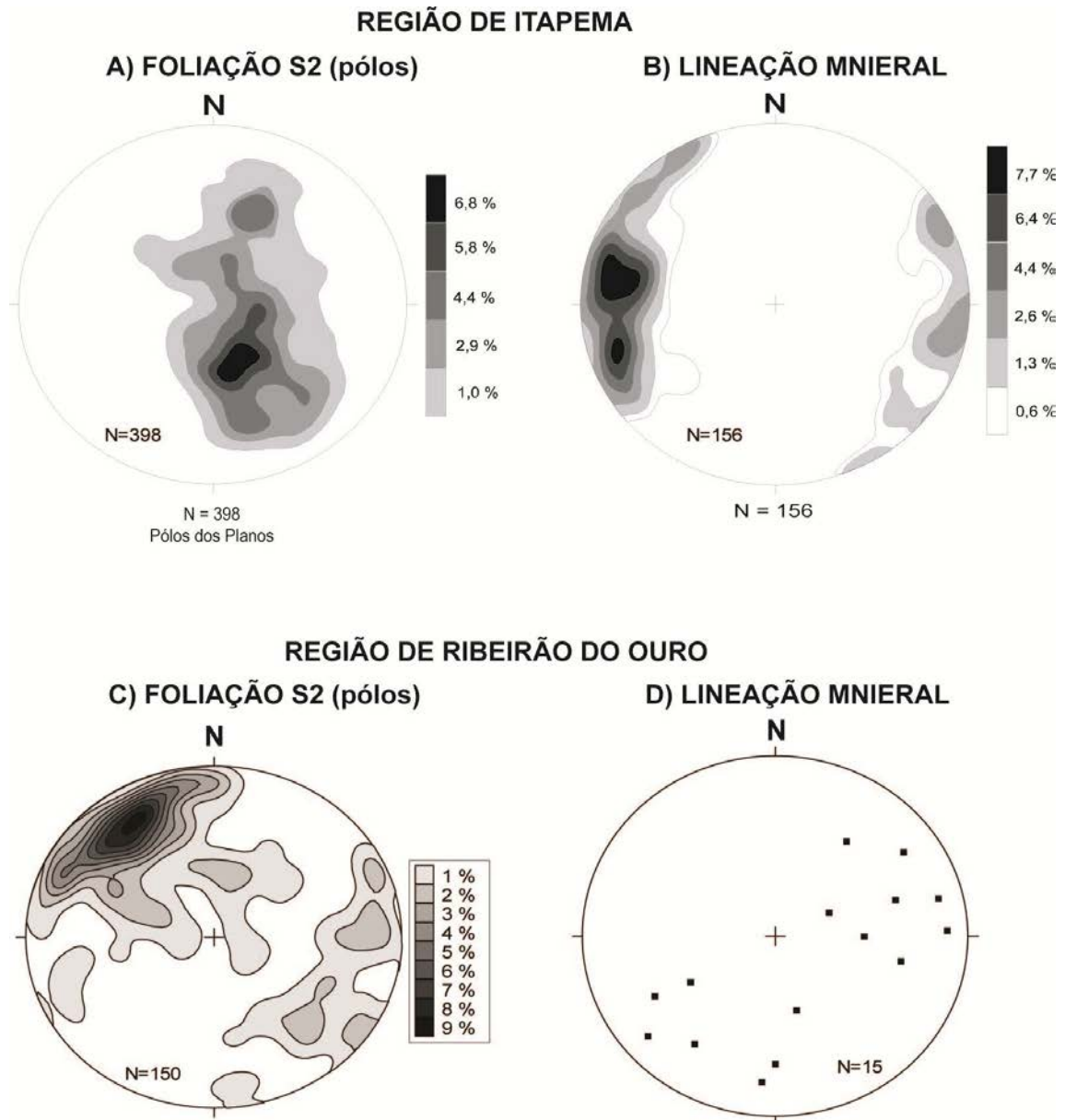


Figura 42 – Diagramas de freqüência de dados estruturais das rochas do CMB para as regiões de Itapema e Ribeirão do Ouro.

Nas rochas metabásicas e nos xistos magnesianos, a 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 anfibólio, definindo uma textura nematoblástica.

Na região de Botuverá a disposição da foliação está orientada segundo a direção N30-45°E, com mergulhos para NW e SE, caracterizando um relevo geral dominado por dobras F_3 do tipo inclinadas com caimento, com assimetria indicando vergência para W. Observa-se na **figura 42** que a foliação S_2 está muito afetada pelas dobras F_3 e tem direção predominante N40°E com caimento em alto ângulo para SE e em menor escala para NW. As lineações minerais associadas a S_2 também estão rotacionadas sob efeito das dobras F_3 . A análise da disposição espacial dos eixos de dobras F_2 e F_3 indicam que estas fases são coaxiais. Sendo assim, pode ser concluído que a superfície S_2 foi inflexionada durante a formação das dobras da fase de deformação D_3 , vindo a ocasionar a variação angular da foliação S_2 e a rotação da lineação mineral.

A relação entre a disposição geral da foliação S_2 com a lineação mineral/estiramento sugere uma evolução associada a uma colisão oblíqua, gerada por uma tectônica transpressiva. Na região de Itapema a disposição da lineação é aproximadamente perpendicular a direção da xistosidade S_2 , enquanto na região de Botuverá a relação é oblíqua.

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 oblíquo (Philipp *et al.* 2004). As condições de temperatura evoluem da fácies xistos verdes a anfibolito inferior, e na região de Itapema 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). Na região de Botuverá as condições de temperatura são mais elevadas evoluem da fácies xistos verdes a anfibolito superior, com um padrão de zonação complexo, que varia desde a zona da clorita, passando para biotita, granada, andaluzita e silimanita (Sander, 1989; Caldasso *et al.* 1995). O evento M_3 está associado ao posicionamento dos granitóides Brasileiros sintranscorrência (D_3) Valsungana, Serra dos Macacos e Granito da Areia, e

desenvolve auréola de metamorfismo de contato, com cornubianitos pelíticos, calci-silicáticos, máficos e ultramáficos indicando condições metamórficas da fácies albita-epidoto cornubianito a piroxênio cornubianito.

2.3.2 Magmatismo Pré-Orogênico

O magmatismo pré-orogênico do Complexo Metamórfico Brusque está representado por lentes de rochas máficas-ultramáficas e termos diferenciados com dimensões de centenas de metros a quilômetros, e disposição concordante com demais litologias do complexo. Estas lentes afloram de maneira expressiva nas duas áreas abrangidas neste trabalho: Itapema e Botuverá (**Figura 2**). A análise de campo e petrográfica permitiu a identificação de metabasaltos, xistos verdes, anfibolitos, metaultramafitos e xistos magnesianos, além do reconhecimento de estruturas e texturas reliquias, como blastoporfírica, blastoamigdaloidal e blastocumulática, principalmente em amostras da região de Itapema. A reunião destes dados com os dados litogeoquímico, químico-mineralógicos, isotópicos e geocronológicos permitiu interpretar estes corpos máfico-ultramáficos como antigos derrames e corpos ígneos, posicionados durante as fases de abertura e preenchimento da bacia precursora do CMB, e que os mesmos correspondem ao produto do metamorfismo de rochas cumuláticas, gabros, basaltos e termos mais diferenciados

Geoquimicamente os metaultramafitos classificam-se como basaltos picríticos e basaltos, enquanto os metabasaltos dispõem-se nos campos dos basaltos e basaltos andesíticos, e os termos mais diferenciados atingem o campo dos dacitos (**Figura 43**). Esta variação é típica da evolução de magmas de afinidade toleítica, conforme pode ser visualizado no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) (**Figura 44**). Neste diagrama observamos que boa parte das amostras de Botuverá apresentam um enriquecimento em álcalis, que é uma decorrência de alteração hidrotermal associada a um corpo granítico. O comportamento geoquímico similar das amostras ultramáficas com relação as máficas, bem como o reconhecimento de estruturas, são indicativas de que as rochas ultramáficas são cogenéticas com relação as rochas máficas e se formaram preferencialmente por mecanismos de cristalização fracionada e segregação mineral, como indicado na petrografia por níveis cumuláticos de ilmenita, magnetita e apatita e na geoquímica

pelos elevados teores de Mg, Ni, Co e Cr. A análise de diagramas de elementos terras raras e multi-elementares (**Figuras. 45 e 46**) sugere que o magmatismo presente na região de Itapema e Botuverá foi originado a partir uma fonte mantélica muito enriquecida em ETR leves. Com relação aos valores condriticos, estas rochas mostram um enriquecimento geral em LILE e HFS com valores ligeiramente menores de Cs, Rb, K e Sr e anomalias negativas de P. Quando comparadas com os Morb tipo N, estas apresentam um enriquecimento geral em LILE. Ainda, é possível observar a grande semelhança composicional destas rochas com basaltos de ilhas oceânicas, com destaque para os valores ligeiramente inferiores de Ba, Rb e K e para os valores superiores de Cs.

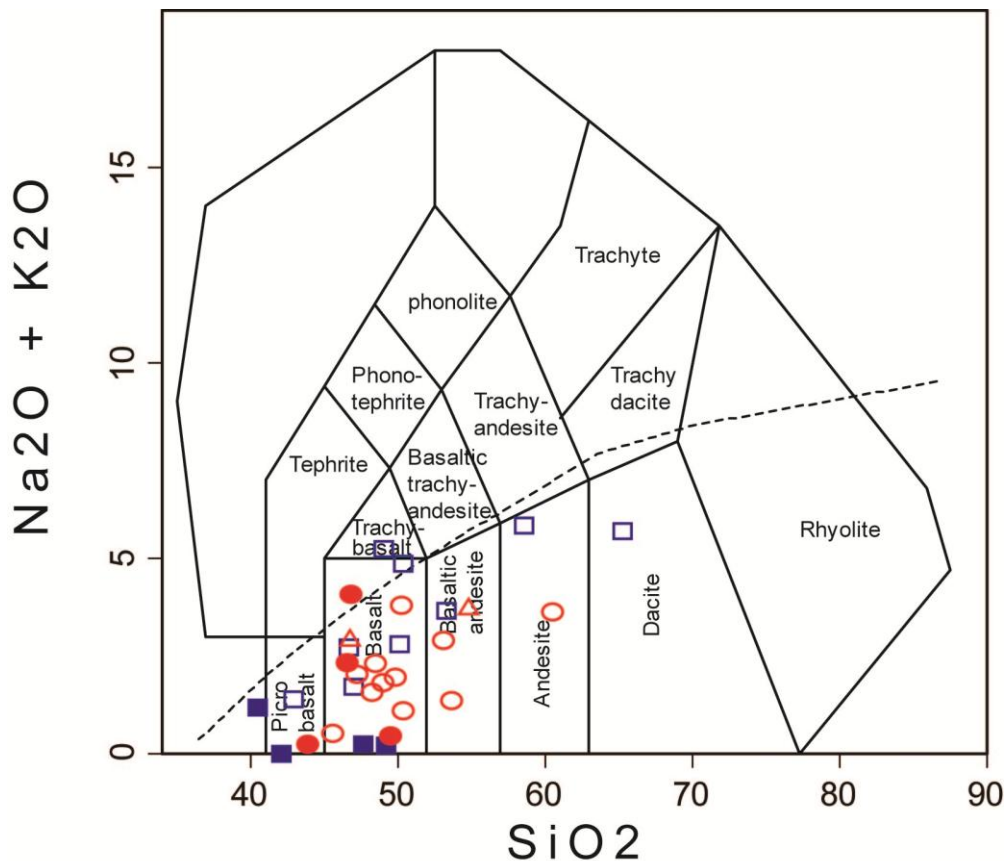


Figura 43 - Diagrama total álcalis x sílica de Middlemost (1994) com curva separando campo de rochas alcalinas de rochas toleíticas adaptada de Cox *et al.* (1979). Simbologia: Região de Itapema ○ – rochas máficas, ● - rochas ultramáficas, △ - metasedimentos vulcanogênicos; Região de Botuverá □ – rochas Máficas e ■ - rochas ultramáficas.

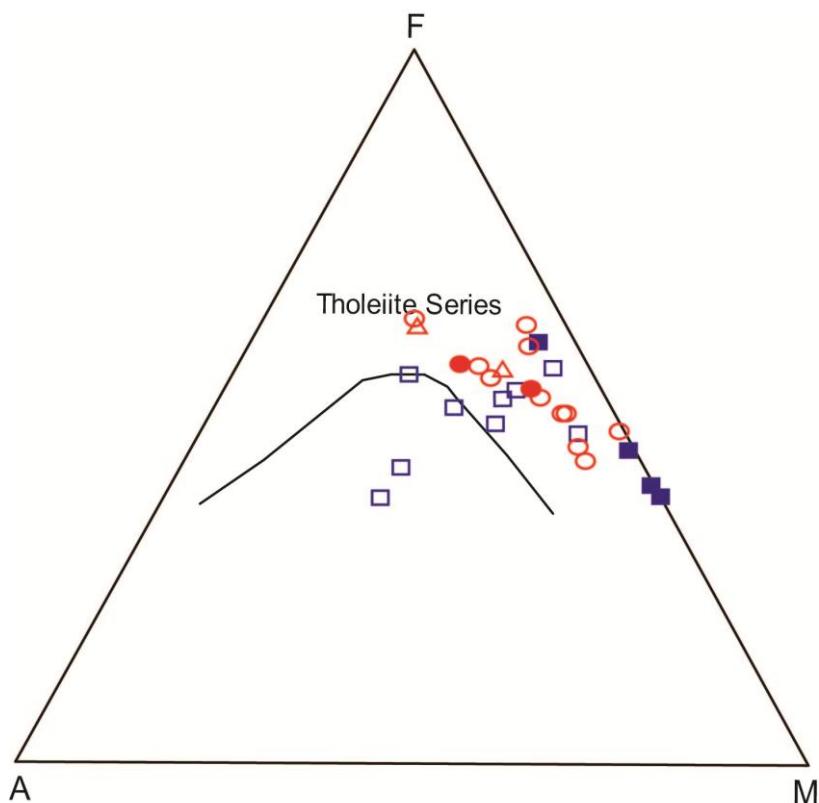


Figura 44 - Diagrama triangular AFM de Irvine e Baragar (1971). Simbologia: Região de Itapema ○ – rochas máficas, ● - rochas ultramáficas, △ - metasedimentos vulcanogênicos; Região de Botuverá □ – rochas Máficas e ■ - rochas ultramáficas.

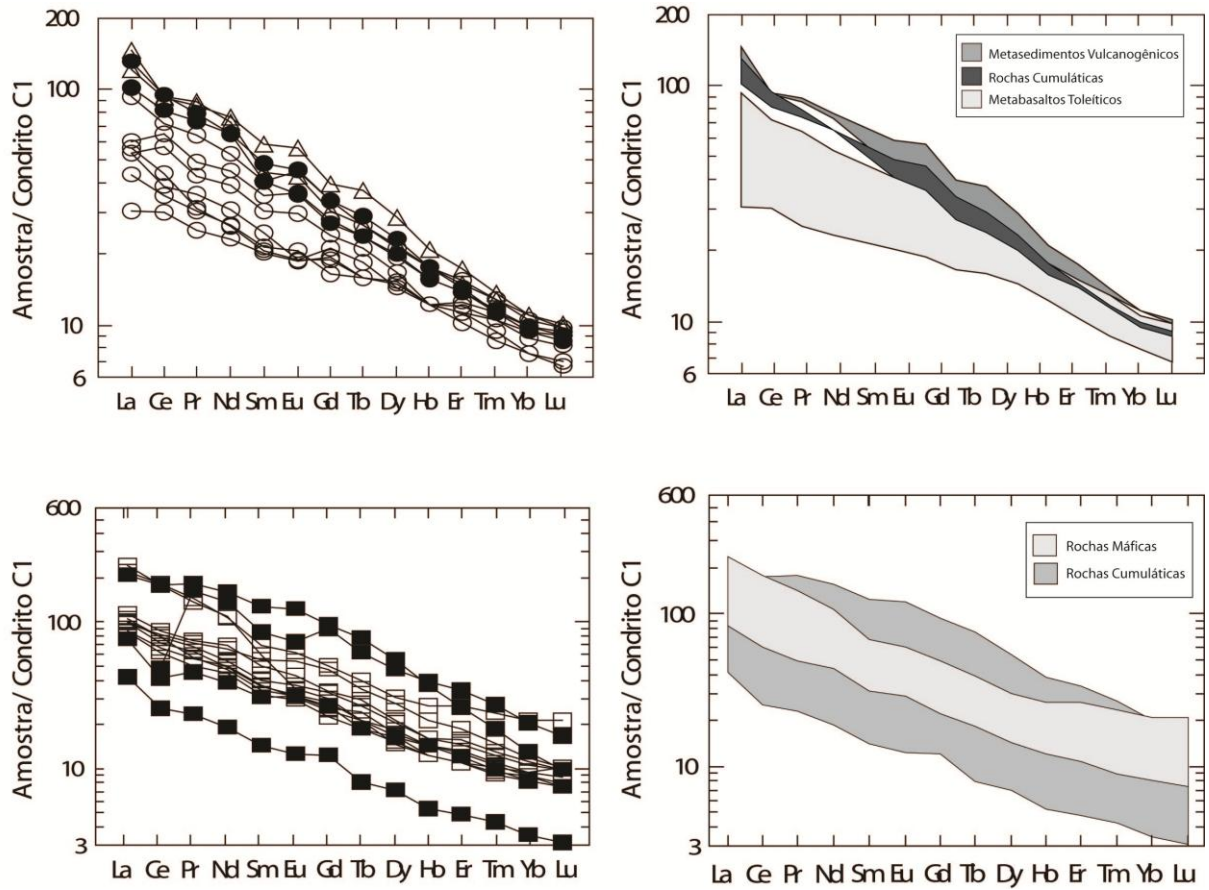


Figura 45 - Abundância de Elementos Terras Raras normalizados pelo condrito C1(Sun 1982). Acima: rochas de Itapema, Simbologia: ○ – metabasaltos toleíticos, ● - rochas cumuláticas, △ - metasedimentos vulcanogênicos. Abaixo rochas de Botuverá, Simbologia: □ – rochas Máficas e ■ - rochas ultramáficas.

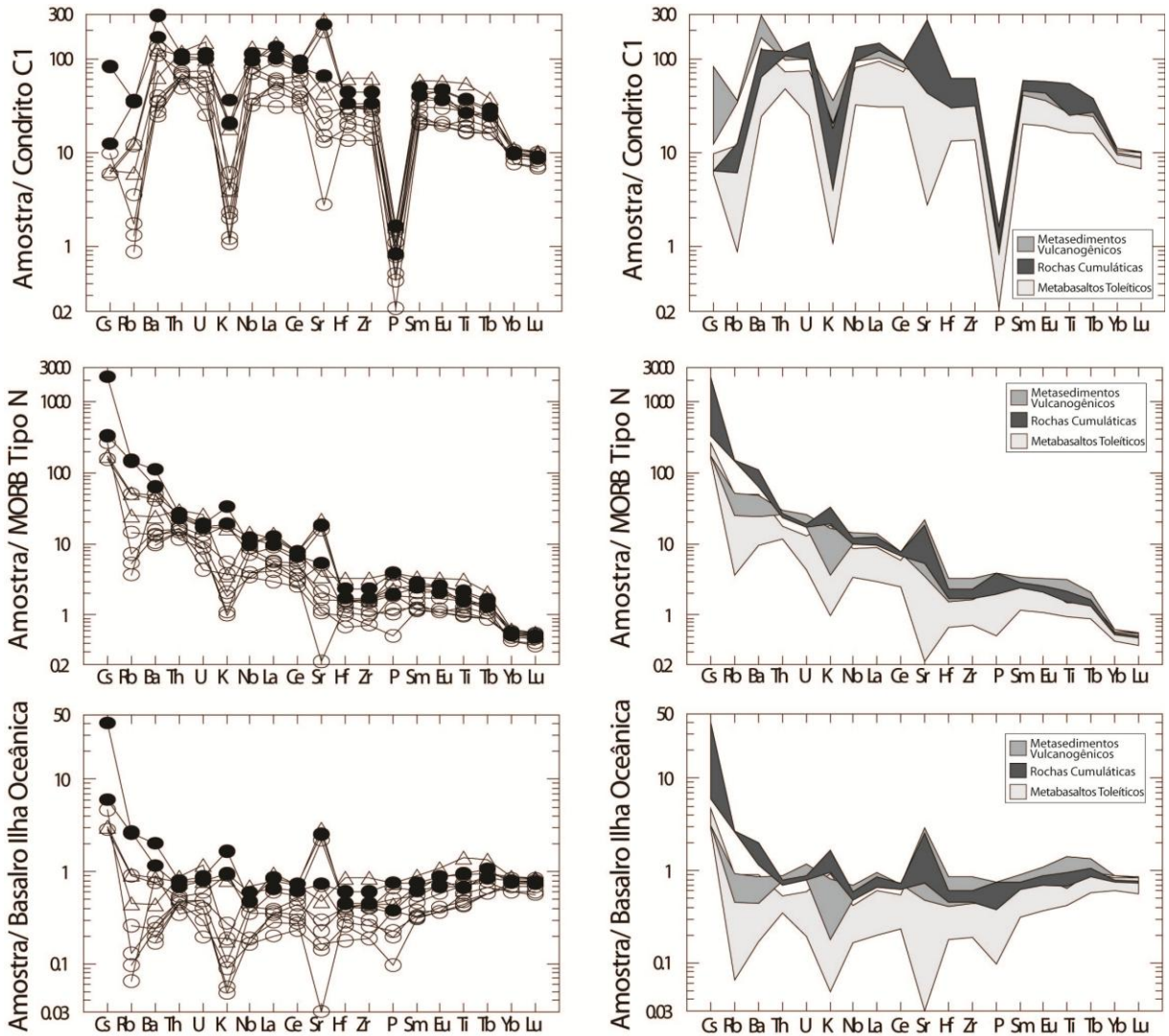


Figura 46a - Diagramas multi-elementares normalizados pelo Condrito C1 (Sun 1982), N-Morb (Sun & Mac Donough 1989) e Basalto de Ilha Oceânica - OIB (Pearce 1982) para as rochas da Região de Itapema. Simbologia: ○ – rochas máficas, ● - rochas ultramáficas e Δ - metasedimentos vulcanogênicos.

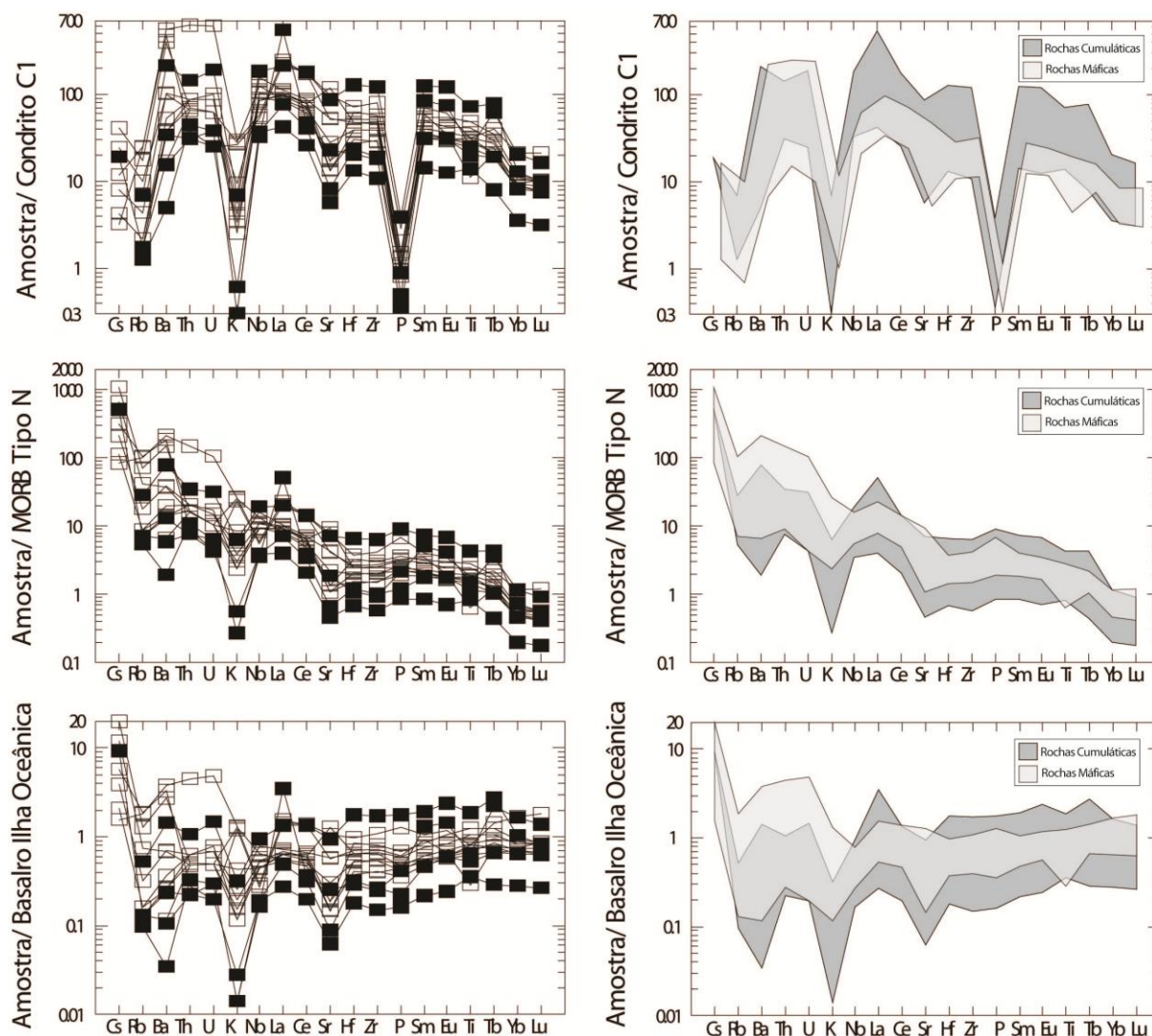


Figura 46b - Diagramas multi-elementares normalizados pelo Condrito C1 (Sun 1982), N-Morb (Sun & Mac Donough 1989) e Basalto de Ilha Oceânica - OIB (Pearce 1982) para as rochas da Região de Botuverá. Simbologia: □ – rochas Máficas e ■ - rochas ultramáficas.

A disposição destes corpos de rochas ígneas intercalados a metasedimentos, a ausência de registro de crosta oceânica e o posicionamento das amostras analisadas em diagramas de discriminação tectôno-magmática como o diagrama $Ti/100$ vs Y^*3 vs Zr de Pearce & Can (1973) sugerem que estes basaltos e corpos ígneos foram posicionados em ambiente tipo intra-placa continental de maneira contemporânea a sedimentação da bacia (**Figura 47**). Esta observação é corroborada pela disposição das amostras em diagrama baseado nas razões de elementos compatíveis Th/Yb por Ta/Yb proposto por Pearce (1983) e modificado

por Wilson (1989) que indica fontes magmáticas enriquecidas semelhante as de basaltos intraplaca continentais (**Figura 48**).

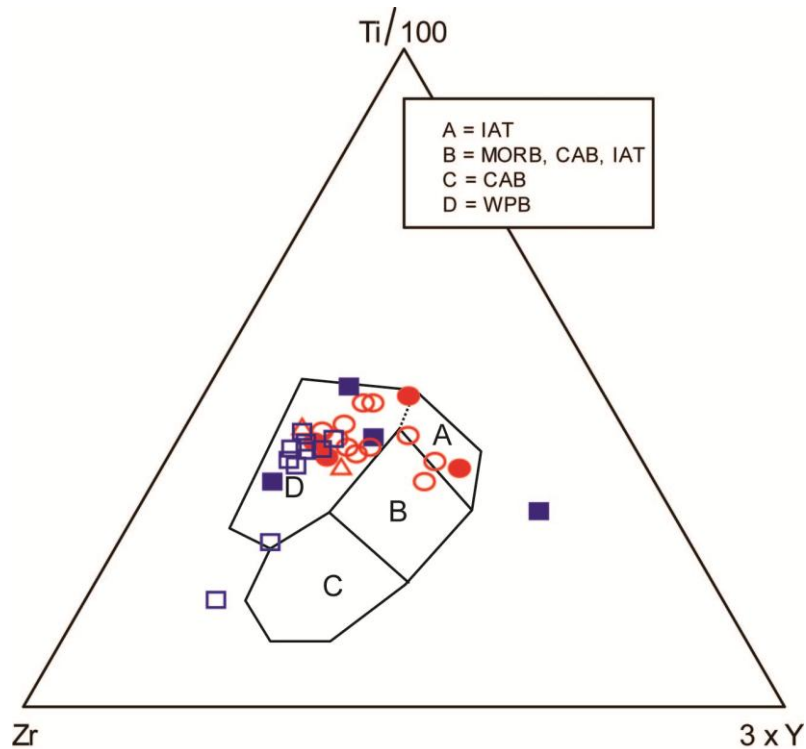


Figura 47 – Diagrama de discriminação tectono-magmática Ti/100-Zr-Yx3 de Pearce & Can (1973). Simbologia: Região de Itapema ○ – rochas máficas, ● - rochas ultramáficas, △ - metasedimentos vulcanogênicos; Região de Botuverá □ – rochas Máficas e ■ - rochas ultramáficas.

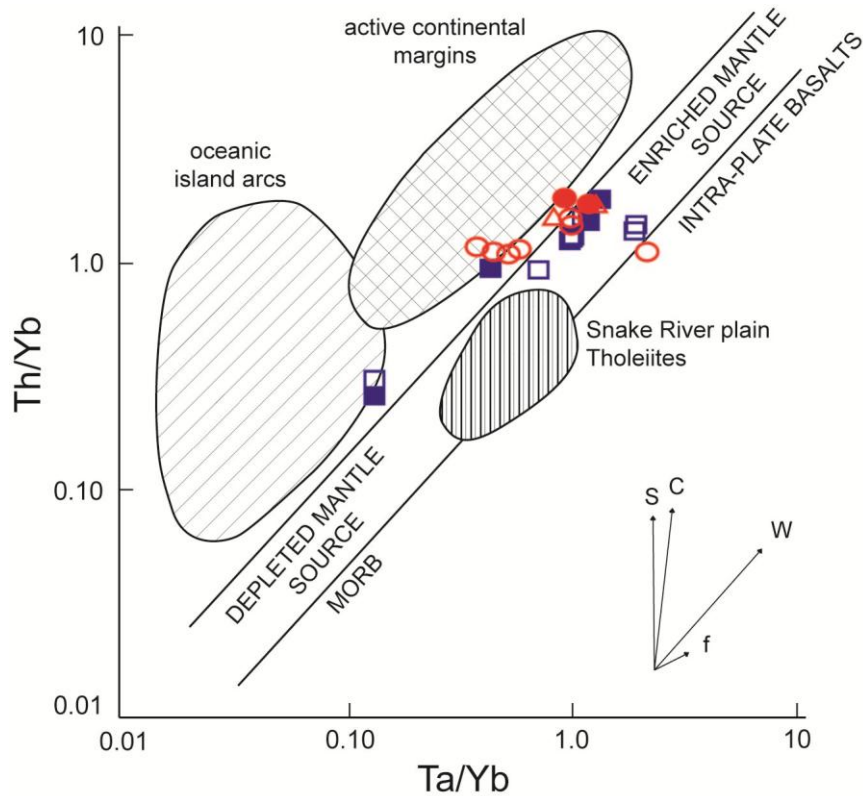


Figura 48 - Diagrama bivalente das razões Th/Yb por Ta/Yb. Os vetores indicam a influência de componentes de subducção (S), enriquecimento intra-placa (W), contaminação crustal (C) e cristalização fracionada (F). Modificado de Pearce (1983) por Wilson (1989). Simbologia: Região de Itapema ○ – rochas máficas, ● - rochas ultramáficas, △ - metasedimentos vulcanogênicos; Região de Botuverá □ – rochas Máficas e ■ - rochas ultramáficas.

Embora geoquimicamente semelhantes, os valores iniciais de ϵ_{Nd} calculados utilizando a idade de cristalização de 936 Ma obtida por Yamamoto & Basei (2009) apontam para diferenças entre as rochas metavulcânicas de Itapema e Botuverá (**Figura 49**). Na região mais costeira, foram obtidos valores que variam de positivos a levemente negativos, indicando que são rochas relativamente juvenis extraídas a partir de um manto enriquecido. Ao passo que na região de Botuverá os valores iniciais de ϵ_{Nd} são suavemente negativos e próximos aos valores encontrados no Cinturão Dom Feliciano e em parte aos valores do embasamento arqueano a paleoproterozóico (Chemale Jr. in prep). Estes valores indicam um maior envolvimento de litosfera continental na gênese destes magmas com relação as rochas de Itapema. Os valores das razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variam entre 0,70584 a 0,70868 em Itapema, e entre 0,70629 a 0,71219 em Botuverá, indicando que os

para as rochas paleoproterozóicas do embasamento (Granito Itapema e ortognaisses migmatíticos do Complexo Camboriú) (Chemale Jr., in prep). CHUR – chondritic uniform reservoir (De Paolo, 1981), DM – Depleted Mantle (Liew & Hofmann, 1988). Simbologia: Região de Itapema ○ – rochas máficas, ▲ - metasedimentos vulcanogênicos; Região de Botuverá □ – rochas Máficas e ■ - rochas ultramáficas.

Diagramas de classificação dos feldspatos e anfibólios das amostras submetidas a análises químico mineralis são mostrados nas **figuras 50 e 51**. Nos metabasaltos o plagioclásio possui composição variando entre oligoclásio e andesina, predominantemente, com algumas análises atingindo o campo da albita e da labradorita. Nos metabasaltos o anfibólio é cálcico, constituído principalmente por Mg-hornblenda, e secundariamente por actinolita, e mais raramente por Fe-hornblenda. Não foi observado piroxênio nos metabasaltos. Nas rochas cumuláticas é observada a ausência de plagioclásio e a existência de anfibólios de Fe-Mg-Mn em adição aos cálcicos, que variam composicionalmente entre a actinolita e a Mg-hornblenda.

De acordo com Butcher & Frey (1994), a variação composicional encontrada nos plagioclásios e anfibólios das rochas máficas é indicativa que, na região de Itapema, o principal evento metamórfico responsável pela geração da superfície S_2 nos xistos, atingiu condições da fácies anfibolito inferior, com resquícios de um provável evento metamórfico anterior, ocorrido sob condições da fácies xistos verdes superior.

Nos metasedimentos vulcanogênicos são observados, além de plagioclásios e anfibólios de composições semelhantes as dos metabasaltos, cristais de K-feldspato e de anfibólios da série da hastingita. Adicionalmente, estes metasedimentos possuem um padrão químico muito semelhante ao dos metabasaltos, com teores ligeiramente superiores de ETR leves e LILE. Tais características sugerem que os metasedimentos vulcanogênicos se formaram a partir do metamorfismo de sedimentos muito imaturos e de contribuição predominantemente vulcânica.

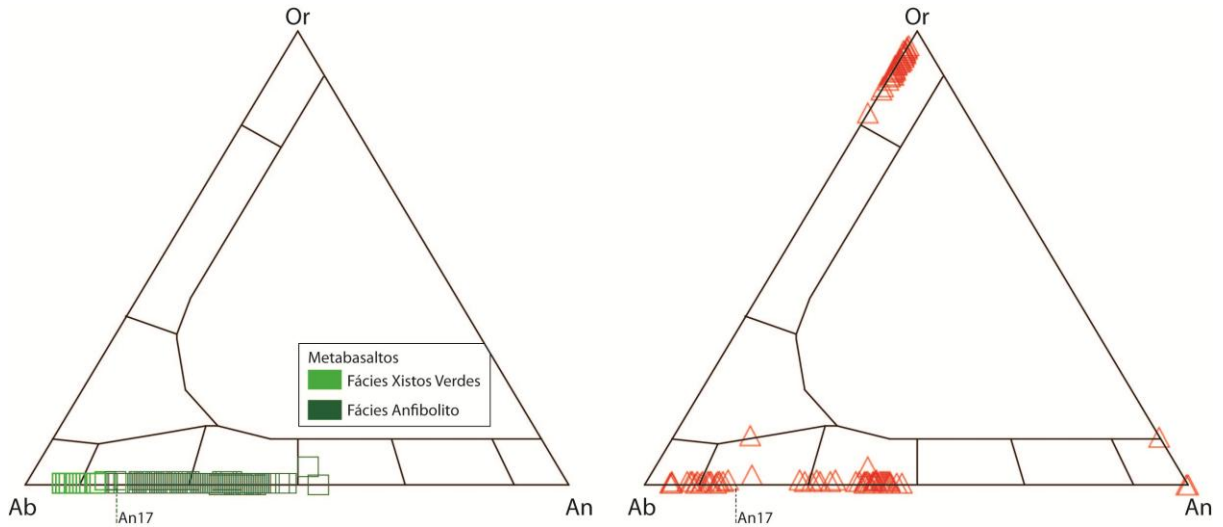


Figura 50 – Diagramas de classificação dos feldspatos (Deer *et al*, 1966). Simbologia: □ – metabasaltos, △ - metassedimentos vulcanogênicos.

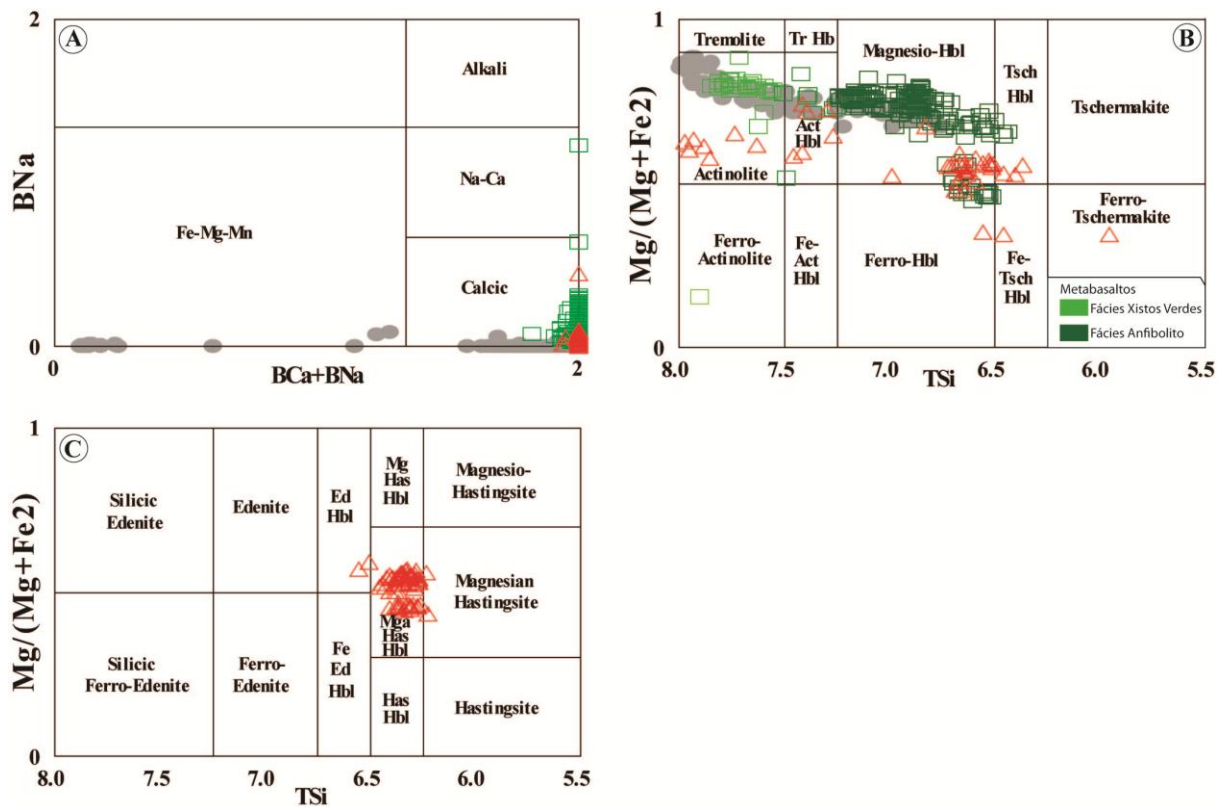


Figura 51 – Diagrama de classificação de anfibólios (Leake & Winchel 1978). A) Classificação geral dos anfibólios; B) Anfibólios cálcicos com ANa+AK<0.5 e Ti<0.5; C) Anfibólios cálcicos com ANa+AK>0.5, Ti<0.5 e Fe₃>Al(VI). Simbologia: □ – metabasaltos, △ - metassedimentos vulcanogênicos, ● - rochas cumuláticas.

A análise dos dados petrográficos e de química mineral indica que a geração da foliação principal (S₂) dos xistos máficos da região de Itapema ocorreu sob temperaturas da fácies anfibolito inferior e com pressões entre 2 a 5 Kbar, embora

os dados de temperatura obtidos através da aplicação do geotermômetro PI-Hb de Holland & Blundy (1994) indiquem temperaturas ligeiramente mais altas, da fácies anfibolito superior. A aplicação deste geotermômetro em cristais de plagioclásio de composição $An < 17$ e em anfibólios menos aluminosos dos metabasaltos revelou resquícios de uma provável foliação anterior (S_1) gerada sob condições da transição entre as fácies xistos verdes superior e anfibolito inferior. Embora ainda não tenham sido realizadas as análises químico-minerais em rochas ígneas da região de botuverá, a identificação de grandes teores de actinolita, clorita e epidoto em lâminas de rochas maficas e de clorita e biotita com ausência de cianita em metapelitos indica que o metamorfismo das rochas analisadas ocorreu sob condições variadas da fácies xistos verdes e sob condições de baixa pressão (Tilley 1995, Butcher & Frey 1994).

2.3.3 Magmatismo Sin Tectônico

O magmatismo sin tectônico está representado no CMB por corpos tabulares de espessuras centimétricas a métricas de granitos com relações concordantes com a foliação S_2 , intrudidos no CMB ao longo das superfícies axiais de dobras isoclinais e apertadas da fase F_2 (**Figura 52**). Estes leucogranitos possuem composição predominantemente monzogranítica com mineralogia composta por K-feldspato, plagioclásio e quartzo, teores subordinados de muscovita e turmalina, com biotita, granada, monazita, zircão, apatita, xenotímio e minerais opacos como acessórios. A estrutura principal é maciça ou bandada. O bandamento é textural originado por variações composicionais associadas a injeções graníticas regulares e de espessura centimétrica, alternando níveis de textura equigranular média a grossa e porções pegmatíticas (**Figura 53**).

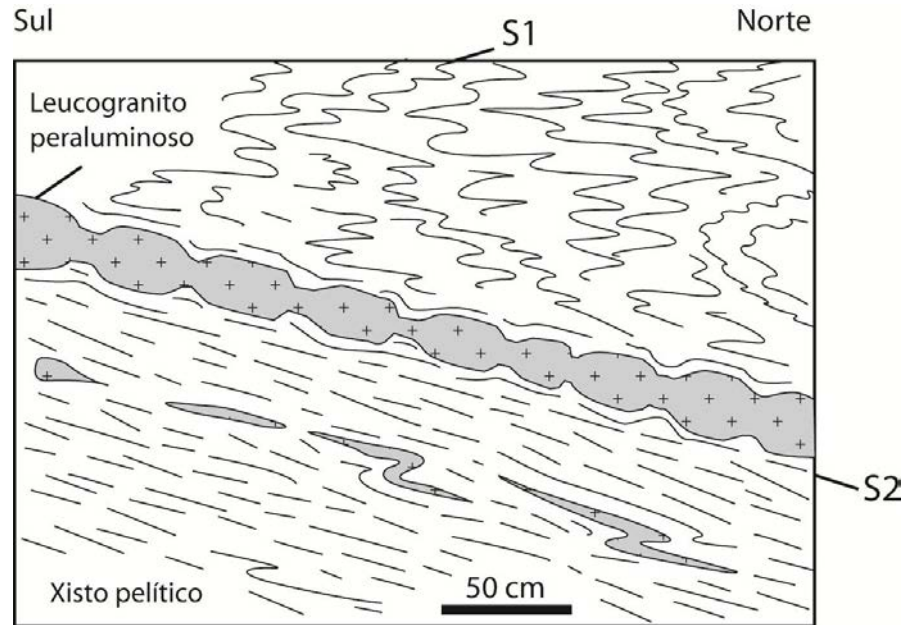


Figura 52 – Croqui esquemático de corpos graníticos que ocorrem na Ponta do Engodo e que estão deformados pela foliação S₂. Ponta do Engodo, Itapema.



Figura 53 – Detalhe do bandamento magmático caracterizado pela diferença de tamanho de grão e composição mineralógica. BR-101, Itapema.

Os parâmetros composicionais dos leucogranitos, como as baixas razões K_2O/Na_2O , CaO/Na_2O e La_N/Yb_N , os baixos teores de Rb, Sr, Zr, Y, Yb e Lu são consistentes com uma evolução associada com magmas gerados a partir da fusão parcial de rochas crustais de composição pelíticas ricas em quartzo, com

participação restrita de processos de diferenciação, provavelmente de cristalização fracionada.

As feições composicionais dos leucogranitos são geralmente descritas em rochas formadas por fusão parcial de rochas crustais de composição pelítica sobre pressões intermediárias, deixando um resíduo de composição granulítica (Patino-Douce & McCarthy, 1998a; Patiño-Douce, 1999). A afinidade cálcico-alkalina alto-K (Fig. 54), bem como, a elevada razão ETR leves (Fig. 55), e os padrões dispostos nos diagramas de Pearce *et al.* (1984) e Pearce (1996) (Fig. 56) são consistentes com um magmatismo gerado em um cinturão orogênico colisional ou pós-colisional.

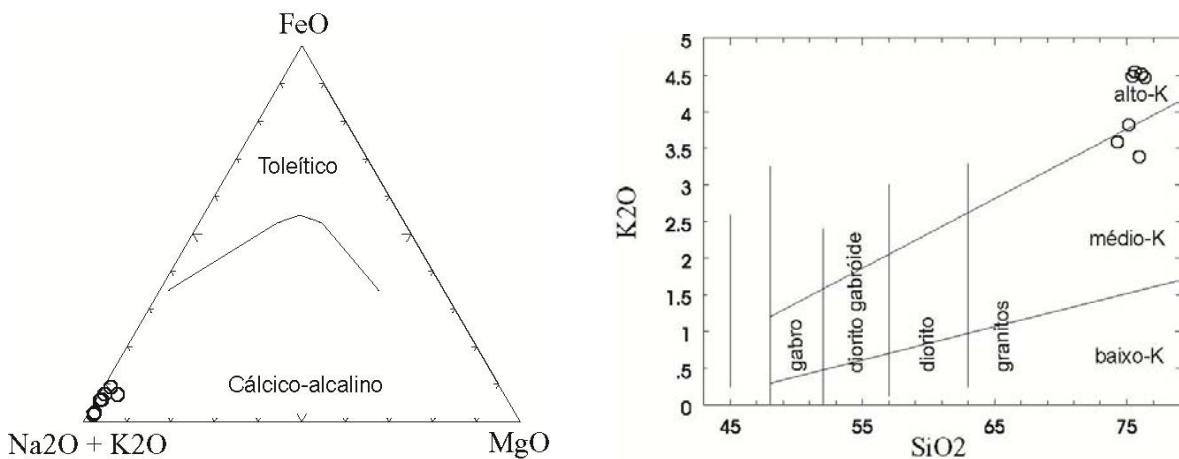


Figura 54 – Diagramas para amostras de leucogranitos da região de Itapema. À direita diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971). À esquerda diagrama K_2O com relação a SiO_2 (Le Maitre 1989) para classificação das rochas cálcico-alkalinas.

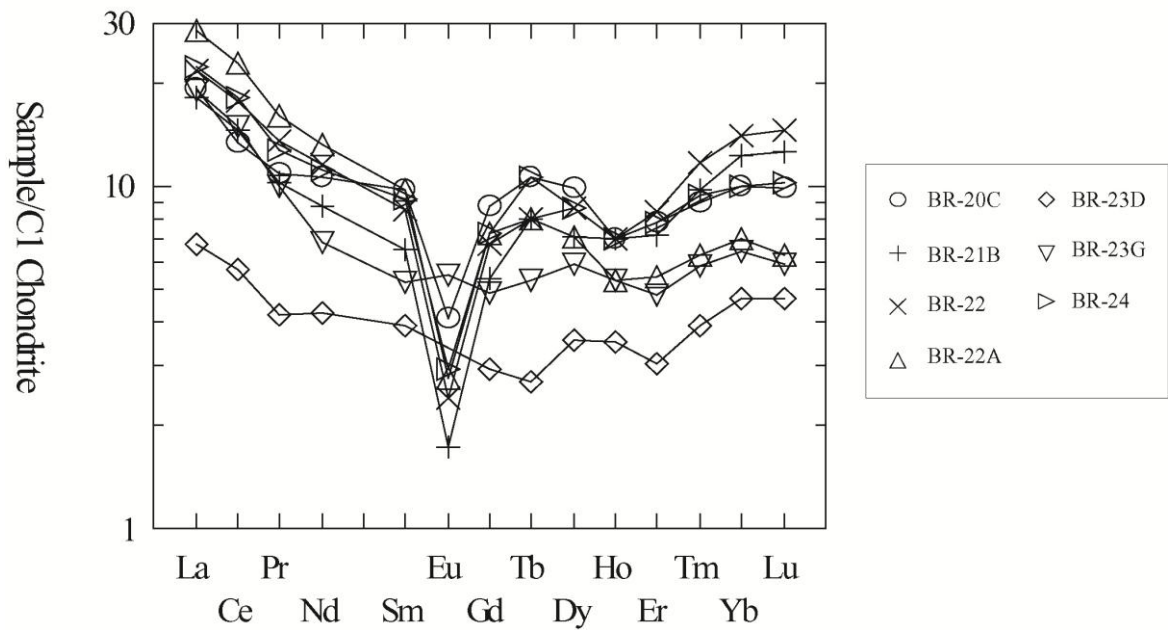


Figura 55 – Abundância dos ETR dos leucogranitos da região de Itapema normalizados pelo condrito (Sun 1982).

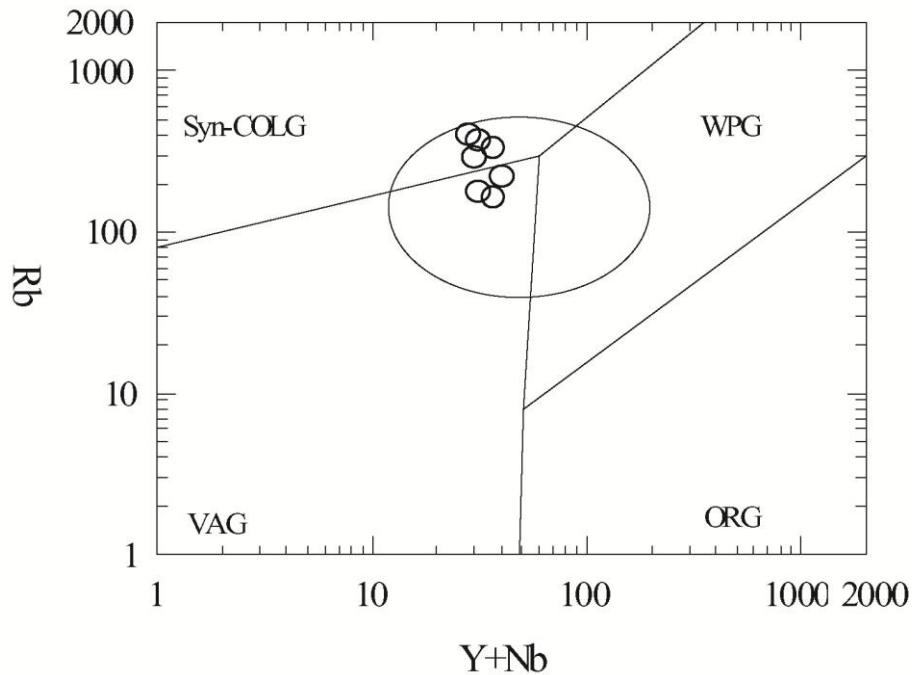


Figura 56 – Disposição dos leucogranitos no diagrama $Rb \times Y+Nb$ de Pearce *et al.* (1984) com a subdivisão dos campos dos granitos intra-placa (WPG), arco vulcânico (VAG), sin-colisionais (SYN-COLG), cadeias oceânicas (ORG) e campo circular definido para os granitóides pós-colisionais (Pearce 1996).

Entretanto, as relações estruturais entre o posicionamento dos corpos graníticos e a evolução metamórfico-deformacional do CMB, associada aos parâmetros geoquímicos e as feições tectônicas e geocronológicas são consistentes com um magmatismo relacionado a fusão crustal em ambiente colisional no final do Ciclo Brasileiro sob condições metamórficas mínimas da fácies anfibolito superior.

2.3.4 Magmatismo Pós Tectônico

Registros do magmatismo pós-colisional de idade brasileira tem sido descritos ao longo de todo o Cinturão Dom Feliciano em SC e no RS, apresentando afinidade variando entre as séries alcalina e cálcica alcalina alto-K a shonshonítica. Evidências magmáticas do período pós colisional desta orogenia estão associadas a movimentação de sistemas de zonas de cisalhamento transcorrentes de escala continental que controlaram a extrusão de extensas associações vulcânicas e o posicionamento dos corpos que constituem os batólitos graníticos. Entre as ocorrências principais destacam-se as unidades vulcanogênicas encontradas intercaladas com as rochas sedimentares em bacias do tipo *strike-slip* como as bacias do Camaquã, no RS, e Itajaí e Campo Grande, em SC (Lima *et al.* 1998; Sommer *et al.* 1999, 2005, 2006; Nardi & Lima, 2000; Waichel *et al.* 2000; Wildner *et al.* 2002, Paim *et al.* 2000, Guadagnin *et al.* 2010), e os batólitos compostos por centenas de corpos graníticos com enxames de diques associados (Philipp, 1998; Philipp *et al.*, 2000, 2002, 2003, 2005; Bitencourt *et al.* 1993, 2000, Oyhançabal *et al.* 2009, 2010).

Episódios magmáticos precoces relacionados a este período foram descritos na região de Botuverá. As evidências estão representadas por diques de diabásios e de lamprófiros espessartíticos, intrusivos em meta-ritmitos, mármores e rochas metavulcânicas básicas do Complexo Metamórfico Brusque. Os diques apresentam estrutura maciça e texturas variáveis entre equigranular muito fina e porfirítica, caracterizada por fenocristais de plagioclásio e de hornblenda/ biotita respectivamente (**Figura 57**). Na região mapeada em Botuverá, ocorrem 3 diques de diabásio e 2 diques de lamprófiro, orientados segundo N10°E e N40°E, apresentando contatos retos e definidos com as rochas metamórficas encaixantes, evidenciando que o seu posicionamento foi posterior ao principal evento de

metamorfismo regional orogênico que afetou o CMB, interpretado como de natureza colisional.

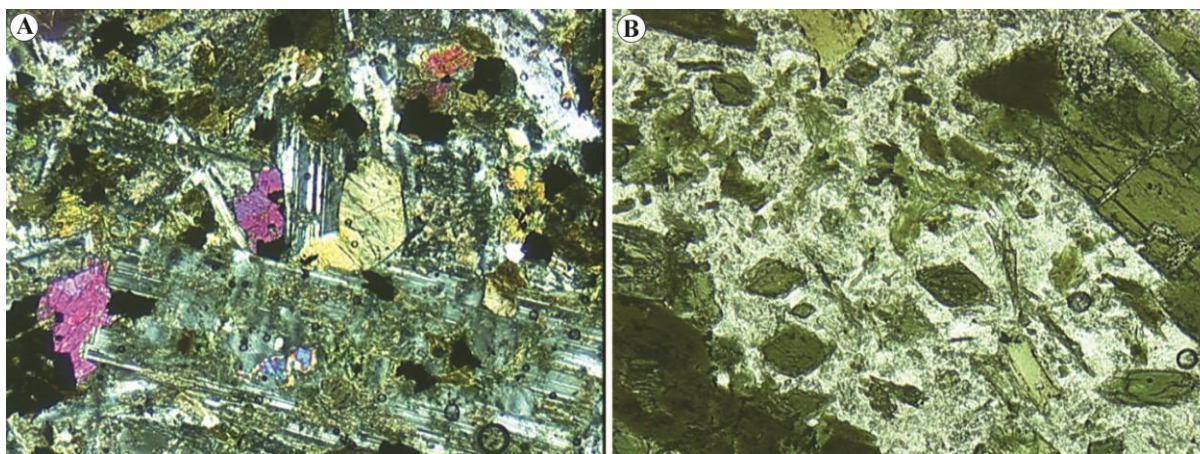


Figura 57 – A) Aspectos microtexturais de diabásio porfirítico (luz polarizada – aumento 25X). B) Aspectos microtexturais de lamprófiro (luz natural – aumento 50X).

Geoquimicamente apresentam composição básica (diabásios) a intermediária (lamprófiros espessartíticos) (**Figura 58**) e possuem afinidade geoquímica das séries toleítica e cálcico-alcalina tipo shonshonítica (**Figura 59**). O padrão de distribuição dos elementos traços é caracterizado pelo forte enriquecimento em LREE e elementos móveis (LILE) como Cs, Rb, Ba, K e Sr e por anomalias negativas relativas de elementos HFSE como Nb, Ta, U e Th (**Figuras 60 e 61**). O padrão dos elementos traços, bem como as razões Th/Yb e Ta/Yb, indicam que a extração dos diabásios ocorreu a partir de uma fonte mantélica enriquecida, com presença de rutilo e granada no resíduo, e que estes magmas foram fortemente contaminados pela crosta litosférica (**Figura 62**). Estas características, com exceção dos valores mais elevados de K, são semelhantes às encontradas em rochas vulcânicas básicas associadas ao período pós-colisional no sul do Brasil. Os valores muito dispersos de $\epsilon\text{Nd}_{(618)}$ para os termos básicos, variando entre -13.74 e +5.52 destacam a heterogeneidade da fonte e reforçam a importância do componente crustal na geração destas rochas. O valor extremamente baixo de $\epsilon\text{Nd}_{(618)}$, de -21.67, obtido para o lamprófiro espessartítico salienta a importância do envolvimento de crosta na gênese dos termos mais diferenciados. Foi obtida uma idade concordante de 618 ± 8.7 Ma (**Figura 63**) através do método U-Pb por LA-ICP-MS em zircões de um dique de diabásio da região de Barra do Areia, interior de Botuverá. A existência de

zircões herdados mais velhos que 1800 Ma nesta amostra reforça o envolvimento de crosta litosférica paleoproterozóica. A análise dos dados obtidos baliza a idade dos primeiros processos magmáticos relacionados a fase pós-colisional da orogênese brasileira para a região de Botuverá, estando estes representados por diques de composição básica e intermediária, que foram posicionados em um cinturão orogênico durante o período pós-colisional.

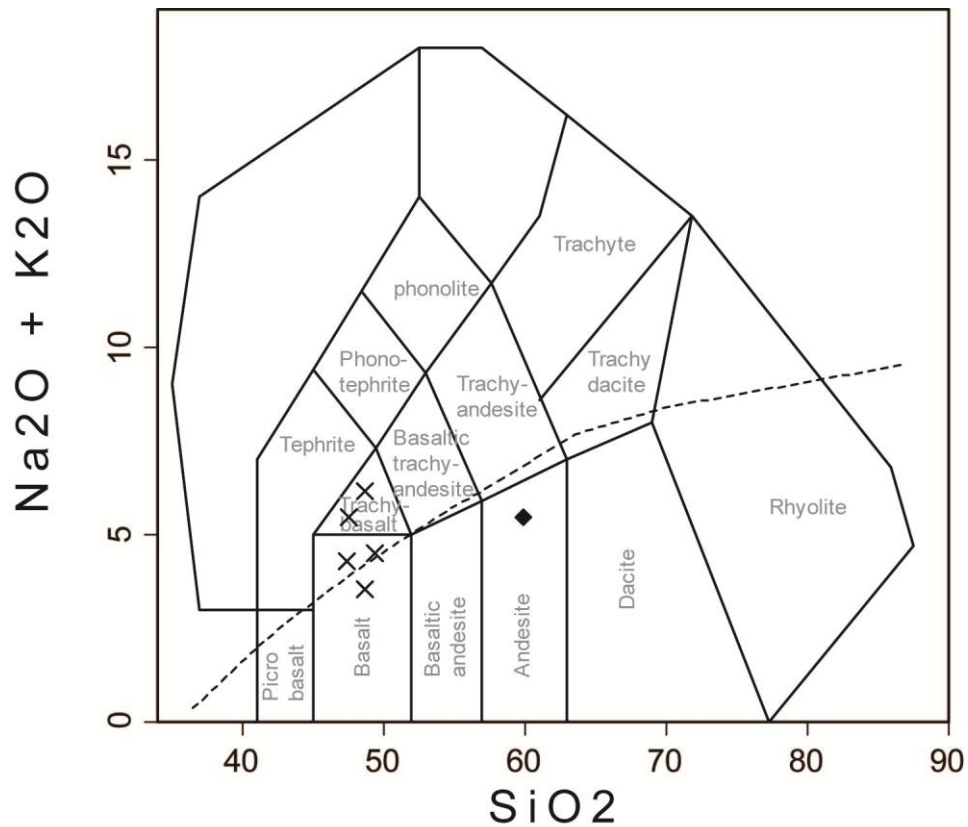


Figura 58 – Diagrama total álcalis x sílica de Middlemost (1994) com curva separando campo de rochas alcalinas de rochas toleíticas adaptada de Cox *et al.* (1979). Simbologia: X – Diabásio e ♦ - Lamprófiro.

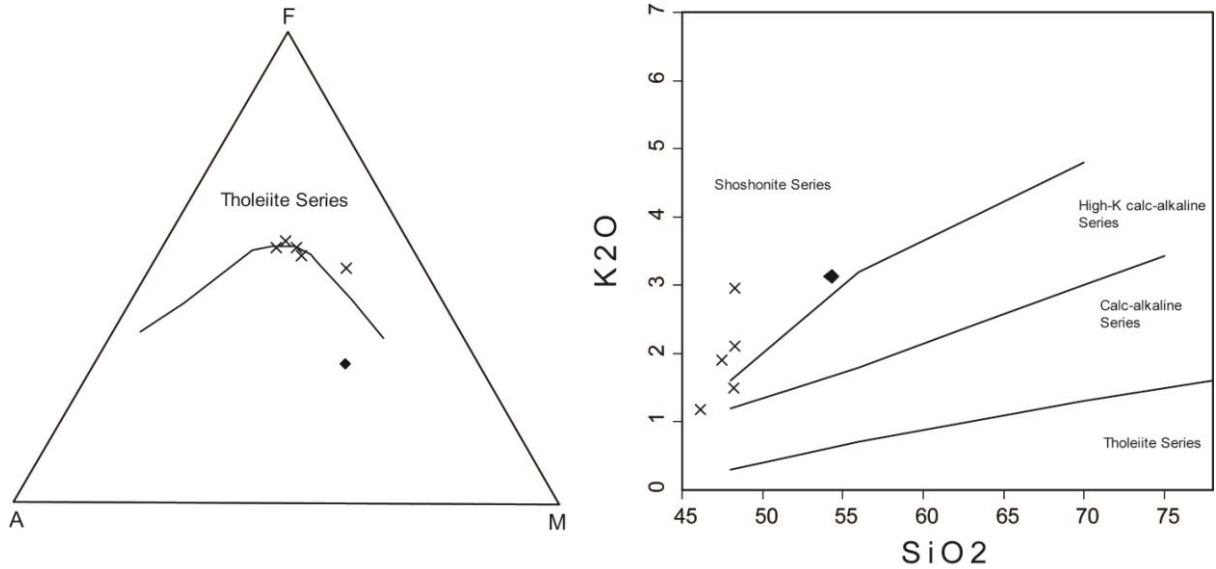


Figura 59 – À direita diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971). À esquerda diagrama K₂O com relação a SiO₂ (Le Maitre 1989) para classificação das rochas cálcico-alcálicas. Simbologia: X – Diabásio e ♦ - Lamprófiro.

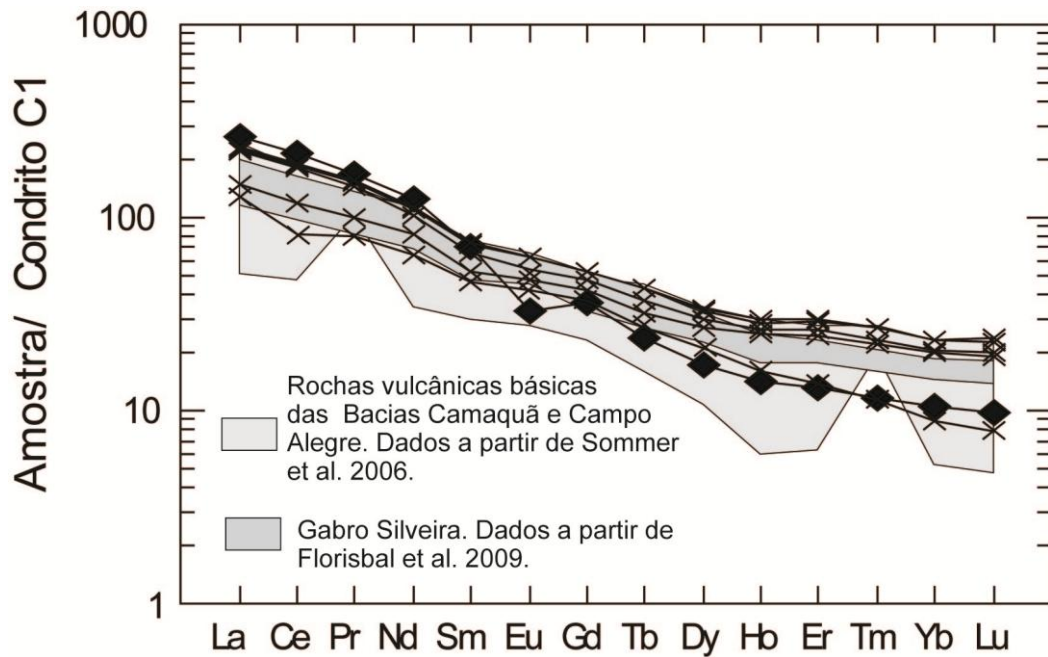


Figura 60 – Abundância de Elementos Terras Raras normalizados pelo condrito C1(Sun 1982) para rochas magmáticas pós colisionais do sul do Brasil. Simbologia: X – Diabásio e ♦ - Lamprófiro.

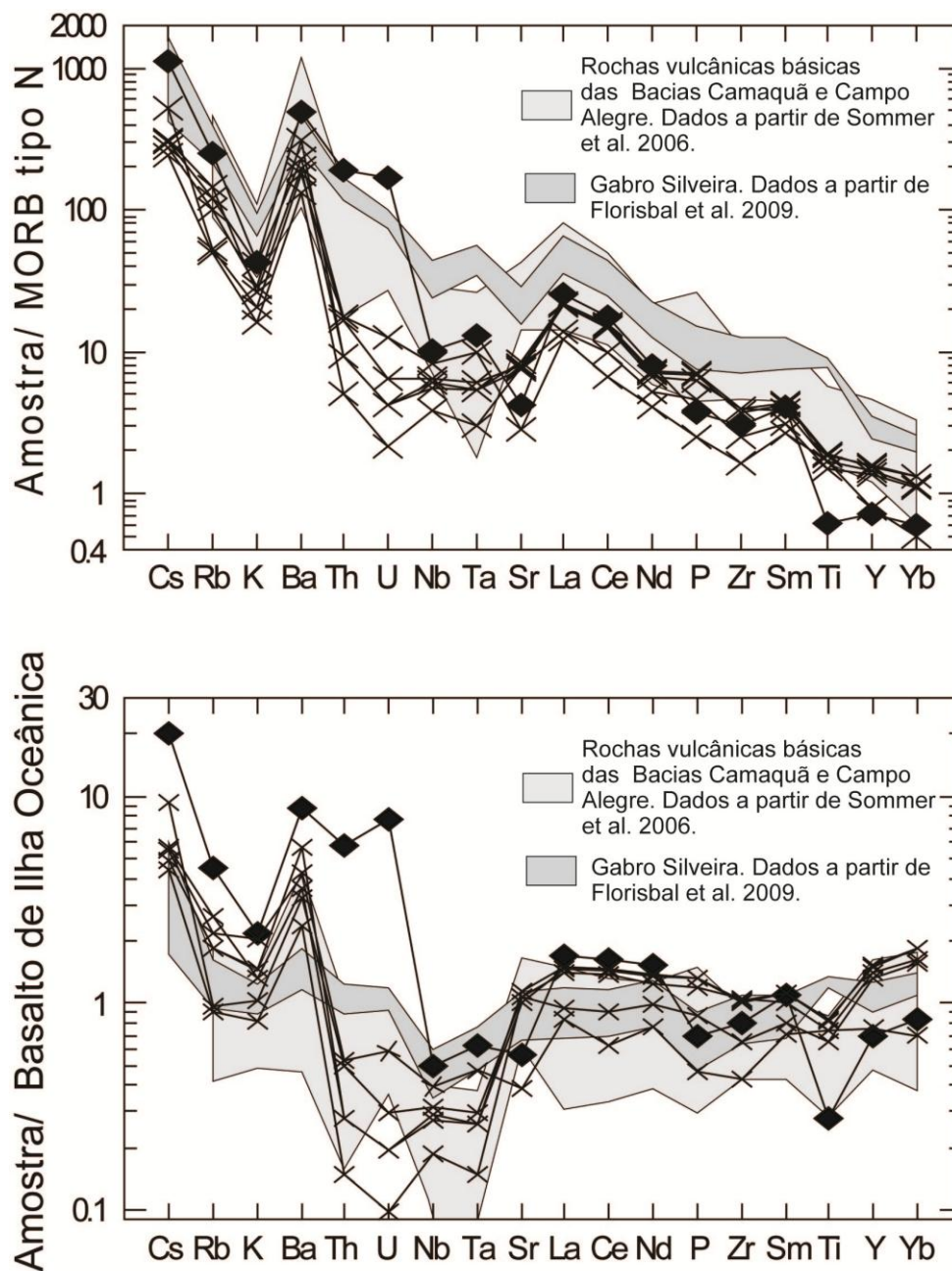


Figura 61 – Diagrama multi-elementar normalizado pelo Morb tipo N e pelo Basalto de Ilha Oceânica - OIB (Pearce 1982) para amostras de rochas magmáticas pós colisionais do sul do Brasil. Simbologia: X – Diabásio e ♦ - Lamprófiro.

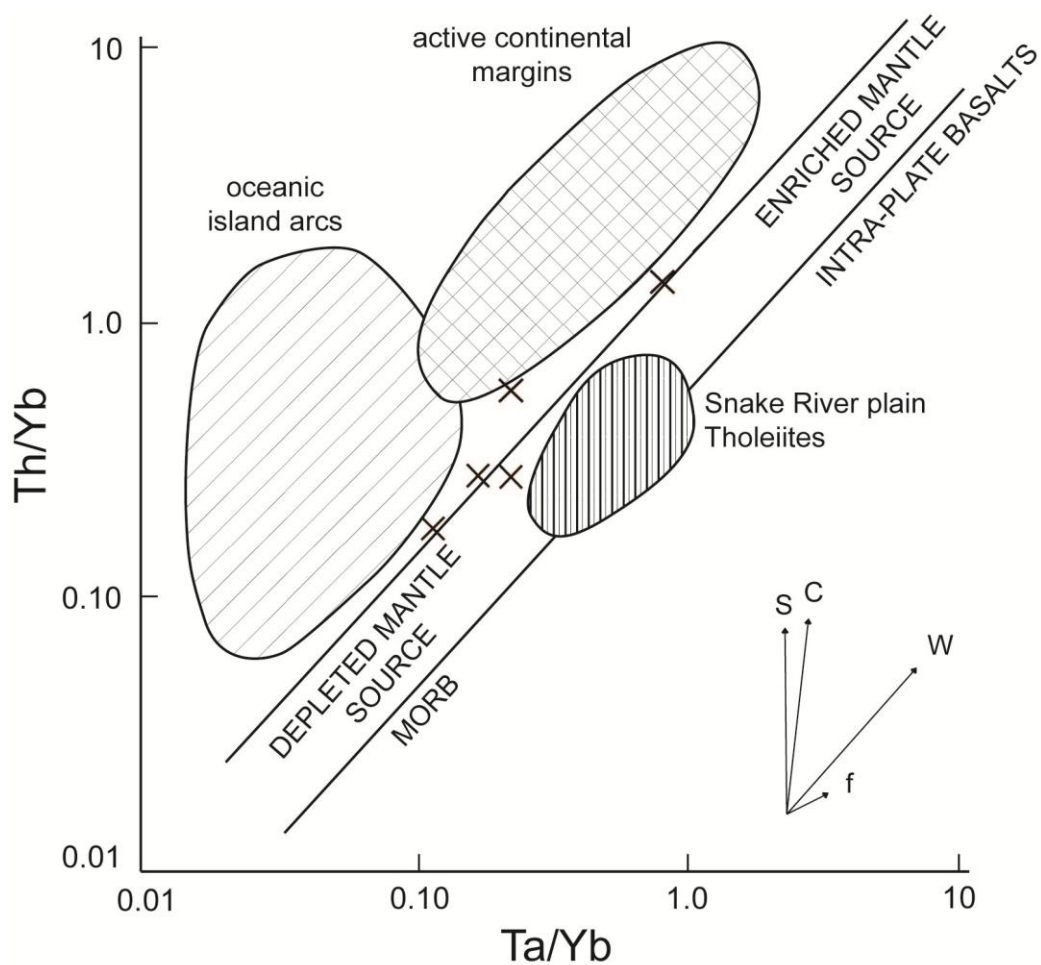


Figura 62 – Diagrama Th/Yb por Ta/Yb para rochas magmáticas pós colisionais do sul do Brasil. Os vetores indicam a influência de componentes de subducção (S), enriquecimento intra-placa (W), contaminação crustal (C) e cristalização fracionada (F). Modificado de Pearce (1983) por Wilson (1989). Simbologia: X – Diabásio.

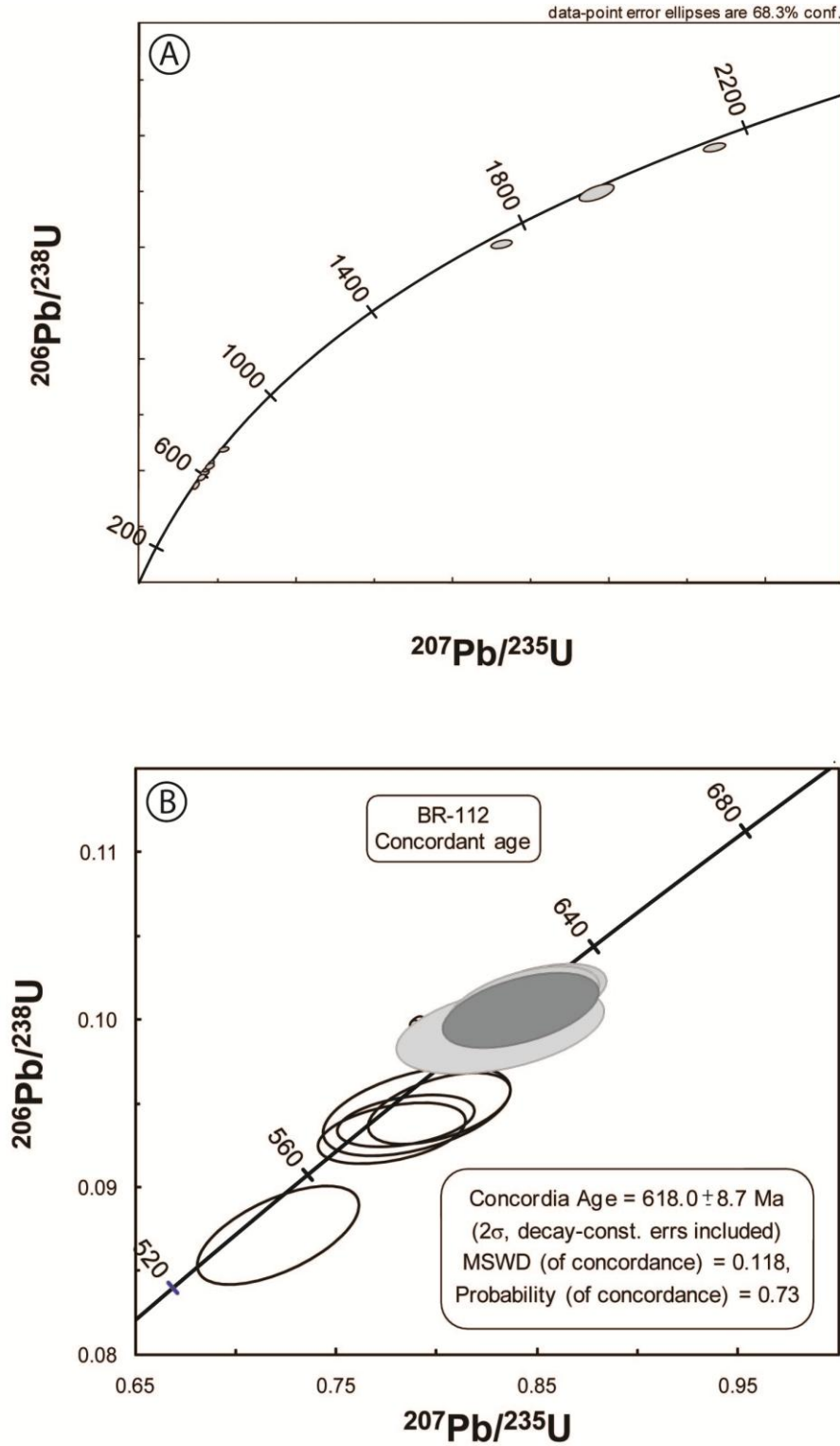


Figura 63 – Diagramas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ por $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ para valores obtidos em análises de 19 cristais de zircões da amostra BR-112. A- Relação valores com a curva dos valores concordantes (concordia). B- Detalhe da interceptação dos valores concordantes em 618 ± 8.7 Ma.

2.3.5 Conclusões

Com base nos dados obtidos e interpretados nesta tese, somado aos trabalhos de Basei (1985), Sander (1992), Basei *et al.* (1990, 2008), Caldasso *et al.* (1995), Philipp *et al.* (2004), Campos & Philipp (2007), Philipp & Campos (2010a,b,c) e Yamamoto & Basei (2009) é apresentando o modelo evolutivo para o Complexo Metamórfico Brusque, mostrado na **figura 64**, com fases evolutivas descritas abaixo:

A) Fragmentação da crosta Paleoproterozóica pela instalação de um domo termal e formação de um sistema tipo *rift*. Abertura de falhas extensionais com fusão do manto e preenchimento por magmas básicos toleíuticos.

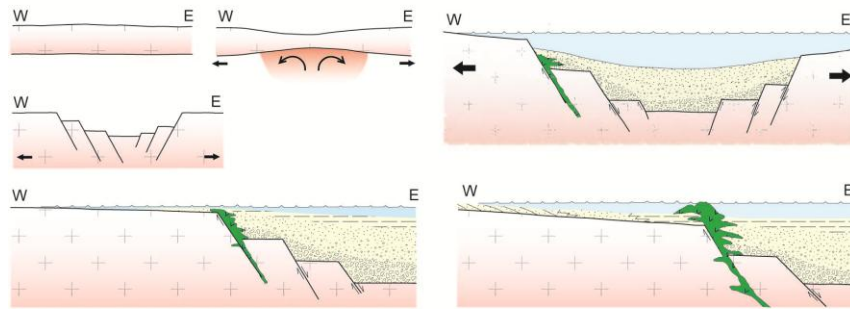
B) Continuidade dos esforços extensivos e evolução para uma bacia intra-cratônica com sedimentação semelhante ao de um ambiente de margem continental passiva, porém sem indícios de formação de crosta oceânica. A ocorrência de espessos pacotes de ritmitos e sedimentos finos, com destaque a região de Botuverá, indica a ocorrência de vastas áreas sob condições sedimentares de águas profundas para deposição destes pelitos. Também ocorrem registros de episódio de mais alta energia marcados pela ocorrência de camadas de arenitos/siltitos, que podem ser interpretados como depósitos formados por fluxos gravitacionais, o que seria típico de um ambiente de talude de plataforma. Na região de Itapema, ocorrem depósitos mais proximais, representados por camadas de conglomerados, indicando provável aporte sedimentar fluvial de grande energia e também por arenitos praias, destacando o retrabalhamento destes sedimentos por cordões litorâneos. As lentes de rochas vulcânicas ocorrem tipicamente intercaladas a espessas camadas de sedimentos pelágicos, permitindo supor que estes episódios magmáticos ocorreram em condições de águas mais profundas e que foram contemporâneos a sedimentação. Embora exista uma carência de mais trabalhos sobre este tema em específico, a grande associação entre as rochas vulcânicas e carbonáticas em campo permite supor que este magmatismo intra-placa submarino ocasionou a formação de montes submarinos (*sea mounts*), criando condições de águas rasas para a formação dos carbonatos biogênicos, e que também teria conduzido a formação dos depósitos de margas e sedimentos vulcanogênicos. Também ocorrem registros de carbonatos de ambientes mais proximais. Uma síntese completa desta interpretação é apresentada na **tabela 02**.

Os dados de idades para estes eventos indicam que a abertura do *rift* ocorreu entre 843 e 835 Ma (Basei *et al.* 2008 com base no método U-Pb em zircão de granitos do tipo A), ao passo que a idade do vulcanismo toleítico contemporâneo a sedimentação está datado, também pelo método U-Pb zircão, em 936 Ma (Yamamoto & Basei 2009). Tal divergência de idades sugere que o Granito do Morro do Parapente possa estar representando um evento de extensão localizado com baixas taxas de fusão associadas.

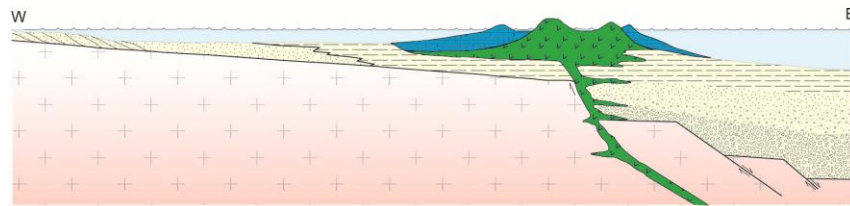
C) Início da fase de colisão/espessamento crustal, como resultado dos esforços relacionados a orogênese brasileira no CMB. O fechamento da bacia e posterior metamorfismo foram acompanhados dos eventos deformacionais D_1 e D_2 gerando estruturas S_1 e S_2 e injeção dos leucogranitos sin-colisionais (Philipp & Campos 2010). Idades do clímax deste evento foram estimadas em 706 Ma (Rb-Sr em rocha total) por Basei & Teixeira (1987) e estão próximas as idades U-Th-Pb em monazitas de xistos pelíticos do CMB, entre 650 e 630 Ma, obtidas por Philipp *et al.* (2010).

D) Término do evento colisional e encurtamento crustal ligados a orogênese e início dos esforços da fase colapso, que precedem da abertura e magmatismo das bacias pós-colisionais, acompanhado da intrusão de granitóides sin-transcorrentes e pós-colisionais. Eventos magmáticos precoces de natureza pós-tectônica que ocorrem no CMB na forma de diques tardios, estão balizados em 620 Ma (Campos *et al.*, 2010b) por meio de datação U-Pb em zircão de diabásio porfirítico da região de Botuverá.

A Fragmentação da crosta e desenvolvimento de sistema tipo Rift Continental



B Evolução para uma Bacia Intracratônica com vulcanismo toleítico associado em torno de 936±40 Ma (U-Pb) e sedimentação carbonática



Preenchimento da Bacia e soterramento progressivo dos sedimentos

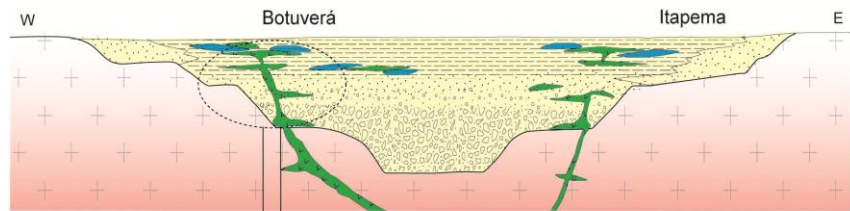
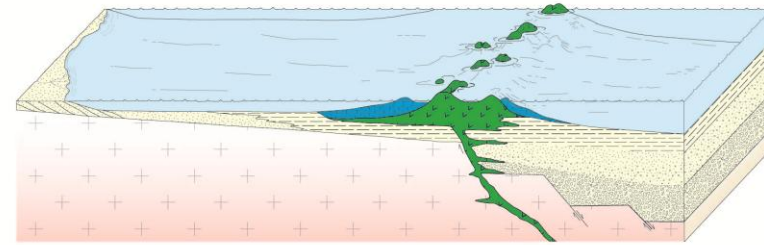


Fig. 64b

Modelo Paleoambiental de Preenchimento da Bacia Precursora do Complexo Metamórfico Brusque









- | | |
|--|--|
|  Arenitos de Frente Deltaica |  Pelitos e Semi-pelitos Plataformas, Distais e Turbidíticos |
|  Arenitos Plataformais e Turbidíticos |  Calcários Plataformais e Margas |
|  Arenitos e Conglomerados Aluviais - Fase Rift |  Rochas Vulcânicas, Intrusivas e Sedimentos Vulcanogênicos |
|  Embasamento | |

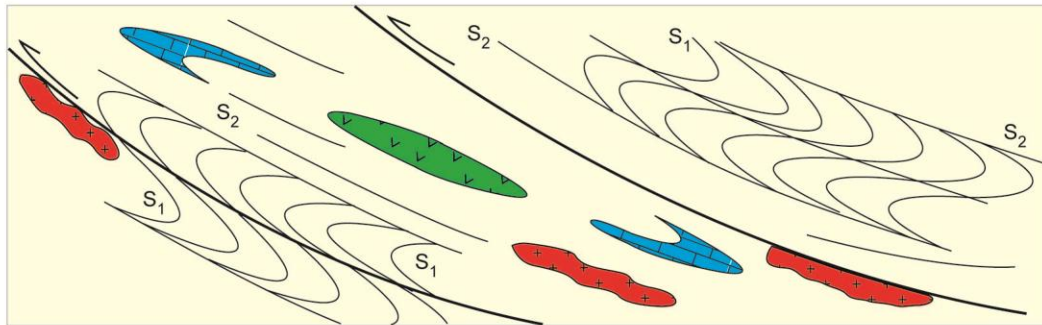
Figura 64a - Modelo evolutivo para o Complexo Metamórfico Brusque durante as fases de abertura e preenchimento da bacia sedimentar precursora.

C

DETALHE DA FIGURA 64a
Colisão, espessamento crustal e formação da superfície S₁

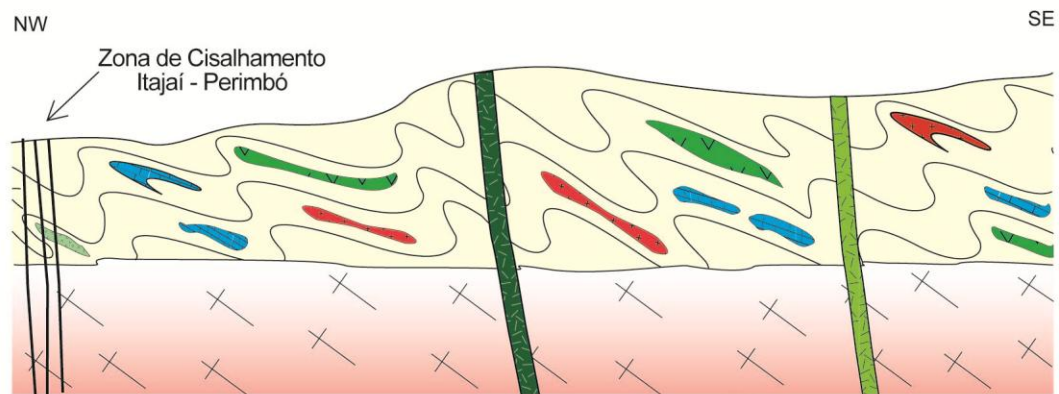


Pico metamórfico associado ao desenvolvimento da foliação metamórfica principal S₂ em torno de 706 Ma (Rb-Sr), com posicionamento dos leucogranitos sin a tardi-colisionais

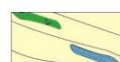


D

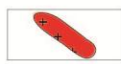
Posicionamento dos diabásios (D) e lamprófiros espessartíticos (L) pós-colisionais em torno de 618±9 Ma (U-Pb)



Diques Básicos a Intermediários Pós-Colisionais



Associação Metavulcano-sedimentar



Granitos Sin a tardi-Colisionais



Embasamento

Figura 64b - Modelo evolutivo para o Complexo Metamórfico Brusque durante as fases sin e pós colisionais de evolução do complexo.

Tabela 02 – Relações Litofácies x Estruturas Reliquiarias x Ambientes Depositionais. Extraído de Caldasso *et al.* (1995) e Philipp *et al.* (2004).

Unidade	Litofácies Principal	Litofácies Subordinada	Estruturas	Ambiente Depositional
Areno-Pelítica	Metarritimitos Arenosos	Metarritimitos pelítico-arenosos, metarenitos e metaconglomerados.	Laminação Plano-Paralela, Acamamento Gradacional, Climbing Ripples.	<p>Os Metarritimitos Arenosos são interpretados como leques turbidíticos (tração + suspensão associado a fluxos gravitacionais desconfinados). Os metarenitos são interpretados como gerados por processos de tração+suspensão, porém a presença de marcas onduladas permite supor condições de lâmina da água mais rasa em relação aos leques turbidíticos.</p> <p>Os paraconglomerados são interpretados como depósitos de fluxo denso (fluxo de lama) associados aos turbiditos (em porções mais proximais).</p>
Pelítico-Arenosa	Metarritimitos Pelítico Arenosos	Metarritimitos arenosos, metarenitos, metaconglomerados, metapelitos, metacalcários, metabásicas porfíricas e xistos magnesianos.	Microgradação normal e/ou inversa e Estruturas de Carga/Fluidização	<p>Os Metarritimitos pelítico-arenosos são interpretados como leques turbidíticos mais distais em relação aos da Unidade Areno-Pelítica. Os metarenitos intercalados são interpretados como depósitos de corrente de turbidez (representando períodos de maior energia) e quando associados ao paraconglomerados (depósitos de preenchimento de canais submarinos) são interpretados como porções mais distais destes.</p> <p>Os metapelitos caracterizam depósitos de mais distais,</p>

				<p>dominados pela sedimentação pelágica.</p> <p>Ainda, a intercalação com lentes de calcário permite supor o desenvolvimento de uma plataforma carbonática concomitante a sedimentação.</p>
Arenosa	Metarenitos		Maciços ou Laminados	<p>Podem ser interpretados como originados a partir de depósitos de lobos de suspensão ou barras de costa-fora ou turbiditos ou cordões litorâneos</p>
Carbonática	Metacalcários	Metapelitos, metabásicas porfíricas e xistos magnesianos	<p>Camadas tabulares com gradação normal e/ou inversa. Presença de possíveis estruturas estromatolíticas plano-paralelas e pseudocolunares</p>	<p>São interpretados como parte de uma plataforma carbonática. Os metacalcários laminados representariam as fácies de supra a intermarés, enquanto que os metacalcários com estruturas estromatolíticas pseudocolunares e os metacalcários pretos maciços representariam as fácies de inter a inframarés (lagunares de baixa energia).</p> <p>Os calcarenitos representariam fácies de alta energia, associadas a barreiras.</p> <p>A presença de metamargas e sua intercalação com metapelitos indicam que distalmente havia interdigitação da seqüência carbonática com a siliciclástica.</p> <p>A intercalação com derrames de rochas metabásicas/ultrabásicas indica uma atividade vulcânica sin-sedimentar.</p>

<p>Vulcano-Sedimentar</p>	<p>Rochas Máficas e Xistos Magnesianos</p>	<p>Metagabros, Metabasaltos Finos e Variolíticos, Metacalcários e Metarritmitos Pelítico Arenosos</p>	<p>Estruturas variolíticas e prováveis "Pillow Lavas"</p>	<p>Vulcanismo básico-ultrabásico toleítico em regime intraplaca continental. A intercalação destas rochas com as da unidade pelítico arenosa e ausência de intercalação destas com as da unidade arenosa pelítica indica que este vulcanismo subaquoso ocorreu em águas relativamente profundas.</p> <p>A intensa intercalação das rochas desta unidade com as rochas da unidade carbonática (que representa tanto ambientes de águas rasas como ambientes de águas mais profundas) indica que este vulcanismo se desenvolveu sobre o talude a porções mais distais de uma plataforma carbonática.</p>
----------------------------------	--	---	---	--

2.4 Referências Bibliográficas

- Almeida F. F. M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. *Boletim Divisão Geologia Mineralogia*, **241**: 1-36.
- Arculus R. J. & Powell R. 1986. Source component mixing in the regions of arc magma generation. *F. Geophys. Res.* **91**: 5913-5939.
- Barbarin B. 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids, *Geology*, **24**(4):295-298.
- Basaltic Volcanism Study Project. 1981. Basaltic volcanism on the terrestrial planets*, Pergamon Press Inc, New York.
- 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.
- Basei M. A. S., Grasso C. B., Vlach S. R. F., Nutman A., Sigla Jr. O., Osako L.S. 2008. "A"-type rift-related granite and the lower cryogenian age for the beginning of the brusque belt basin, dom feliciano belt, southern brazil. *In: VI South American Symposium on Isotope Geology San Carlos Bariloche, Argentina, Anais*.
- Bertotti A. L. 2005. *Metodologia Samário/Neodímio: Uma abordagem analítica simplificada e alguns exemplos aplicativos*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 105pp.
- Bitencourt M. F. & Nardi L. S. V. 1993a. Late- to post-collisional Brasiliano Magmatism in the Southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **65**:3-16.

- Bitencourt M. F., Nardi L. V. S. 1993b. Late- to post-collisional Brasiliano in Southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **65**: 3-16.
- Bitencourt M. F., Nardi L. V. S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:184-187.
- Brandelik A. 2009. CALCMIN - an EXCEL™ Visual Basic application for calculating mineral structural formulae from electron microprobe analyses. *Computers & Geosciences*, **35**(7): 1540-1551.
- Bucher K. & Frey M. 1994. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. New York. Springer-Verlag, 318pp.
- Busby C. J. & Ingersoll R. V. (eds.) 1995. *Tectonics of sedimentary basins*. Blackwell Science, London, 579 pp.
- Caldasso, A. L., Krebs, A. S. J., Silva, M. A. S., Camozzato, E., and Ramgrab G.E. 1995. *Mapa Geológico 1:50.000 da Folha Brusque, SC, SG-22-Z-D-II-1*, Programa de Levantamentos Geológicos Básicos – CPRM, Brasília, Brazil.
- Campos R. S., Philipp, R. P., 2007. Petrografia e Geoquímica das Rochas Metavulcânicas Máficas e Ultramáficas da Região da Serra da Miséria/SC. *Revista Brasileira de Geociências*, 3, 63-75.
- Campos R. S., Philipp R. P., Massone H-J., Chemale Jr. F., Theye T. 2011a (aceito). Petrology and isotope geology of the mafic to ultramafic metavolcanic rocks of the Brusque Metamorphic Complex, Itapema, Santa Catarina, Brazil. *International Geology Review*.
- Campos R. S., Philipp R. P., Massone H-J., Chemale Jr. F. 2011b (submetido). Early Post-collisional Brasiliano Magmatism in Botuverá Region, Santa Catarina, Southern Brazil: Evidence from Petrology, Geochemistry, Isotope Geology and Geochronology of the Diabase and Lamprophyre Dikes. *Journal South American Earth Sciences*.
- Campos R. S. & Philipp R. P. 2011c (submetido). Geoquímica e isótopos de Sm-Nd e Sr-sr dos metabasaltos, metagabros e rochas cumuláticas do Complexo

Metamórfico Brusque na região do Ribeirão do Ouro, Botuverá, Brusque, Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*.

Chemalle Jr., F. 2007. Tectonic evolution of Neoproterozoic to Eopaleozoic belts in the Southern Brazil and Southern Africa. *In: I Workshop problems in the western Gondwana geology, Gramado, RS. Extended Abstracts, 1, 22-25.*

Chemalle Jr., F., Kawashita K., Dussin I.A., Ávila J.N., Justino D., Bertotti A.L. 2009. *U-Pb zircon dating with MC-ICP-MS using mixed detector configuration*. Relatório Interno, Porto Alegre, UFRGS.

Chemalle Jr., F., Mallmann, G., Bitencourt, M.F. Isotope geology of the magmatism related to the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil (*in prep.*).

Clague D. A. & Frey F. A. 1982. Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: implications for the oceanic mantle below Hawaii. *F. Petrol.* **23**: 447-504.

Clarke D., Mengel F., Coish R. A., Kosinowski M. H. F. 1994. *NewPet for DOS-version 94.01.07*. Department of Earth Sciences, Memorial University of Newfoundland, Canada.

Cohen R. S. & O'Nions R. K. 1982a. The lead, neodymium and strontium isotopic structure of ocean ridge basalts. *F. Petrol.* **23**: 299-324.

Condie K. C. 1988. *Plate tectonics and crustal evolution*. Pergamon Press, New York, 476pp.

Cox K. G. & Hawkesworth C. J. 1985. Geochemical stratigraphy of the Deccan Traps, at Mahabaleswar, Western Ghats, India, with implications for open system magmatic processes. *F. Petrol.* **26**: 355-432.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman, J. 1966. *An Introduction to Rock Forming Minerals*. Longmans, London, 77-112.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1972. *An Introduction to Rock Forming Minerals*. Longmans, London, pp: 517.

DePaolo D. J., and Wasserburg G. J. 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letter*, **3**: 249-301.

- DePaolo D.J. 1988. *Neodymium isotope geochemistry: an introduction*. Springer-Verlag. Berlin. 187pp.
- England P.C. & Thompson A.B. 1986. Some thermal and tectonic models for the crustal melting in continental collision belts. *In*: Coward M.P. & Ries A.C. (Ed.). *Collision Tectonics*. London. p. 83-94. Geological Society Special Publication, n° 19.
- Frey M., Hunziker J.C., O'Neil J.R., Schwander H.W. 1976. Equilibrium-disequilibrium relations in the Monte Rosa Granite, Western Alps: petrological, Rb-Sr and stable isotope data. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **55**: 147-179.
- Gabaglia G. P. & Milani E. J. 1991. Origem e evolução de bacias sedimentares. Rio de Janeiro, Gávea, 415pp.
- Goldstein S. L., O'Nions R. K., Hamilton P. J., 1984. A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth Planet Science Letter*, **70**: 221-236.
- Goldstein S. L. and Jacobsen S. B. 1988. Neodymium and strontium systematics of river water suspended material: Implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **87**:249-265.
- Guadagnin F., Chemale Jr., F., Dussin I. A., Jelinek A. R., dos Santos M. N., Borba M. L., Justino D., Bertotti A. L., Alessandretti L., 2010. Depositional age and provenance of the Itajaí Basin, Santa Catarina State, Brazil: Implications for SW Gondwana correlation. *Precambrian Research*, **180**: 156-182.
- Hartmann L. A., Bitencourt M. F, Santos J. O. S., McNaughton N. J., Rivera C. B., Bettiollo 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.
- Hartmann, L. A., Chemale Jr., F., Philipp, R. P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. *In*: Roberto Iannuzzi, José Carlos Frantz. (Org.). 50 Anos de geologia no Rio Grande do Sul. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, CIGO e IG-UFRGS, **1**: 97-123.

- Haskin L.A. & Paster T.P. 1979. Geochemistry and mineralogy of the rare earths. *In*: Gschneidner Jr, K.A. and Eyring, L., Editors. *Handbook on the Physics and Chemistry of Rare Earths*, North-Holland, New York, **3**: 1–80.
- Hasui Y., Carneiro C. D. R., Coimbra A. M. 1975. The Ribeira Fold Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, **5**: 257-266.
- Hawkesworth C. J., Erlank A. J., Marsh J. S., Menzies M. A., Van Calsteren P. W. C. 1983. Evolution of the continental lithosphere: evidence from volcanics and xenoliths in Southern Africa. *In*: Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J. (Eds), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, pp.: 111-149.
- Hawkesworth C. J., Marsh J.S., Duncan A.R., Erlank A.J., Norry M.J. 1984. The role of continental lithosphere in the generation of the Karoo volcanic rocks: evidence from combined Nd- and Sr-isotope studies. *In*: Erlank, A.J. (Eds), *Petrogenesis of the volcanic rocks of the Karoo province*. Special Publication of the Geological Society of South Africa pp.: 341-354.
- Hawthorne F. 1981. Crystal Chemistry of the amphiboles. *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, 9A, 1-102.
- Hekinian R. 1982. *Petrology of the ocean floor*. Amsterdam. Elsevier, 393p.
- Hickey R. L., Frey F. A., Gerlach D. C. 1986. Multiple sources of basaltic arc rocks from the southern volcanic zones of the Andes (34°- 41° S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust. *F. Geophys. Res.* **91**: 5963-6046.
- Hole M. J., Saunders A. D., Marriner G. F., Tarney J. 1984. Subduction of pelagic sediments: implications for the origin Ce-anomalous basalts from the Mariana Islands. *F. Geo. Soc. Lond.* **141**: 453-525.
- Irvine T. N. & Baragar W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* **8**: 523–548.
- Janousek V., Farrow C., Erban V., 2008. Geochemical Data Toolkit for Windows – GCD Kit V 2.3. Available from: <http://www.gla.ac.uk/gcdkit>.

- Kay R.W. & Gast P.W. 1973. The rare earth content and origin of alkali-rich basalts. *J. Geol.* **81**, 653–682.
- Klein E. M. & Langmuir C. H. 1987. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness, *Journal of Geophysical Research*, **92**: 8089-8115.
- Leake B. E. & Winchel H. 1978. Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, **63**: 1023-1052.
- Leake B. E. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, **82**:1019-1037.
- Liégeois J. P. 1998a. Some words on the post-collisional magmatism. *Lithos*, **45**:15-17.
- Liégeois J.P., Navez J., Hertogen J. & Black, R. 1998b. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos*, **45**:1-28.
- Liew T. C. & Hofmann A. W. 1988. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of Central Europe: indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contributions Mineralogy Petrology*, **98**: 129-138.
- Lima E. F. & Nardi L.V.S. 1998. The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in the southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**: 67–77.
- Ludwig K.R. 2008. *Isoplot 3*. Berkeley: Berkeley Geochronology Center.
- Menezies M. A. 1983. Mantle ultramafic xenoliths in alkaline magmas: evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity. *In*: H Hawkesworth C. J. & Norry M. J. (eds.). Shiva Publications, Nantwich. pp.:92-110.

- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, **56**: 207-218.
- Middlemost E.A.K. 1994. Towards a Comprehensive Classification of Igneous Rocks and Magmas. *Earth Sci. Rev.*, **31**:73-87.
- Mullen E. D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: 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., Zehnder 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.
- Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**: 755-775.
- Nardi L.V.S. & Lima E.F. 2000. O magmatismo Sonshonítico e Alcalino da Bacia do Camaquã – RS. In: De Ros L.F. & Holz M. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*, Porto Alegre: CIGO/UFRGS, p.: 119-131.
- Norry M.J. & Fitton J.G. 1983. Compositional differences between oceanic and continental basic lavas and their significance. In: Hawkesworth, C.J. & Norry, M.J. (eds) *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva Publications, Nantwich, pp.: 5-19.
- O’Nions R. K., Hamilton P. J., Evenson N. M. 1977. Variations in ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios in oceanic basalts. *Earth Planet Sci. Lett.* **39**: 13-22.
- Oythantçabal P., Siegesmund S., Wemmer K., Layer P., 2010. The Sierra Ballena Shear Zone in the southernmost Dom Feliciano Belt (Uruguay): evolution, Kinematics, and deformation conditions. *International Journal Earth Sciences (Geol Rundsch)*, **99**: 1227-1246.
- Paim P. S. G., Chemale Jr. F., Lopes R. C. 2000a. A Bacia do Camaquã. In: De Ros L.F. & Holz M. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*, Porto Alegre: CIGO/UFRGS, 231-274.

- Patchett P. J., Ruiz J. 1987. Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **96**: 523-528.
- Patiño Douce A. E. & McCarthy T. C. 1998a. Melting of crustal rocks during continental collision and subduction. *In*: Hacker, B. R. & Liou, J. G. (eds) *When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks*. Dordrecht: Kluwer Academic, pp.: 27–55.
- Patiño Douce A. E. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas?. *In*: Castro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J.E. (Eds.). *Understanding granites: New and Classical Techniques. Geological Society of London, Special Publications*, **168**: 55-75.
- Patiño-Douce A. E. 1995. Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks. *Journal of Geophysical Research*, **100**:15623-15639.
- 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 J. A. 1975. Basalt geochemistry used to investigate tectonic settings on Cyprus. *Tectonophysics* **25**: 41-67.
- 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. & Nory M. J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Min. Petrol.* **69**: 33-47.
- Pearce J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In*: Thorpe R.S. (ed.), *Andesites*. Wiley, Chichester, pp.: 525-548.
- Pearce J.A. 1983. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *In*: C.J. Hawkesworth and M.J. Nurry, Editors,

- Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva Publishing, Nantwich, pp. 230–249.
- Pearce J. A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**: 956-983.
- Pearce J. A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*. **19**: 120-125.
- 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. 1998. *A Evolução Geológica e Tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 255pp.
- Philipp R. P., Nardi L. V. S., Bitencourt M. F. 2000. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: De Ros L.F., and Holz M. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*, Porto Alegre: CIGO/UFRGS, 133-160.
- 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., Machado, R., Nardi, L. V. S., Lafon, J. M., 2002. O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**: 277-290.
- Philipp R. P., Machado R., Chemale Jr., F. 2003. Reavaliação e novos dados geocronológicos sobre o Batólito Pelotas: implicações petrogenéticas e idade das zonas de cisalhamento. *Boletim IG-USP. Série Científica*, São Paulo, **3**: 71-84.

- 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.
- Philipp R. P., Machado R. 2005. The Neoproterozoic to Cambrian granitic magmatism of Pelotas Batholith, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Londres, **19**: 461-478.
- Philipp R. P., Massonne H. J., Teye T., Campos R. S., 2010. Neoproterozoic Th-U-Pb monazite ages from metapelites of Brusque Metamorphic Complex, Tijucas Terrane, Dom Feliciano belt, SC, southern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, submitted.
- Philipp R. P. & Campos R. S. 2010. Granitos peraluminosos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque: registro do magmatismo relacionado a colisão Neoproterozóica no Terreno Tijucas, Itapema, SC. *Revista Brasileira de Geociências*, **40**(3): 301-318.
- Richard, L. R. and Clark, D. B., 1990. AMPHIBOL: A program for calculating structural formulae and for classification and plotting analyses of Amphiboles. *American Mineralogist*, **75**, 421- 423.
- Richard, L. R. 1995. *Mineralogical and petrological, data processing system for Windows, version 2.02*. Minpet Geological Software-Logiciel Géologique Minpet, Quebec.
- 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. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Schilling J. G., Zajac M., Evans R., Johnston T., White W., Devine J.D., Kingsley R. 1983. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic ridge from 29°N to 73°N. *Am. J. Sci.*, **283**:510-586.

- 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 *quench*. 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.
- Smith G. A. & Landis C. A. 1995. Intra-arc basins, *in* Busby, C. J., and Ingersoll, R. V. (eds.). *Tectonics of sedimentary basins*: Oxford, Blackwell Science, p.: 263-298.
- Sommer C. A., Lima E. F., Nardi L. V. S. 1999. Evolução do vulcanismo alcalino na porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito – RS. *Rev. Brasileira de Geociências* **29**: 245-254.
- Sommer C. A., Lima E. F., Nardi L. V. S., Figueiredo A. M. G., Pierosan R. 2005. Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, EUA, **18**: 237-254.
- Sommer C. A., Lima E. F., Nardi L. V. S., Liz J. D., Waichel B. L. 2006. The evolution of Neoproterozoic magmatism in southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **58**(3): 573-589.

- Sommer C. A., Lima E. F., Nardi L. V. S., 1999. Evolução do vulcanismo alcalino na porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito – RS. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 245–254.
- Staudigel H. A., Zindler S. R., Hart T., Leslie C., Chen Y., Clague D. 1984. The isotope systems of a juvenile intra-plate volcano: Pb, Nd and Sr isotope ratios of basalts from Loihi Seamounts, Hawaii. *Earth Planet. Sci. Lett.* **69**: 13-29.
- Sun S. S. 1982. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. *Geochemical et Cosmochemical Acta*, **46**: 179-192.
- Sun S. S. & Mc Donough W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts implications of mantle composition and process. *In*: A.D. Saunders and M.J. Norry, Eds. *Magmatism in the oceanic basins*. London Geological Society Special Publications, 313-345.
- Thompson R. N. 1982. Magmatism of British Tertiary Volcanic Province. *Scott. F. Geol.* **18**: 49-107.
- Thompson R. N., Morrison M. A., Dickin A. P., Hendry G L. 1983. Continental flood basalts arachnids rule. *In* Hawkesworth C. J. & Norry M. J. (eds) *Continental basalts and mantle xenoliths*. Nantwich: Shiva, pp.: 158-243.
- Thompson R. N., Morrison M. A., Hendry G. L. & Parry S. J. 1984. An assessment of the relative roles of a crustal and mantle magmas genesis: an elemental approach. *Phil Trans R. Soc. Lond.* **A310**: 549-90.
- Tickyj H., Hartmann L. A., Vasconcellos M. A. Z., Philipp R. P., Remus, M. V. D. 2004. Electron microprobe dating of monazite substantiates ages of major geological events in the southern Brazilian shield. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**: 699-713.
- 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, BRASIL*. 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).

- Waichel B. L., Lima E. F., Nardi L. V. S., Sommer C. A. 200. The Alkaline Post-Collisional Volcanism of Campo Alegre Basin in Southern Brazil: Petrogenetic Aspects. *Rev. Bras. Geoc.* **30**: 393-396.
- Watson E. B. & Harrison M. T. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Letters*, **64**:295-304.
- Wildner W., Lima E. F., Nardi L. V. S., Sommer C. A. 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. *J. Volcanol. Geoth. Res.* **118**: 261-283.
- 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.
- Wood D. A., Tarney J., Saunders A. D., Bougault H., Joron J. L., Treuil M., Cann J. R. 1979. Geochemistry of basalts drilled in the north Atlantic by IPOD Leg 49: implications for the mantle heterogeneity. *Earth Planet Sci. Lett.* **42**: 77-97.
- Wood D. A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic provinces. *Earth Planet. Sci. Lett.* **50**: 11-30.
- Yamamoto M. T. & Basei M. A. S. 2009. Geoquímica isotópica e idade U-Pb em zircão do magmatismo básico do grupo Brusque no estado de Santa Catarina-SC. In: Simpósio 45 Anos de Geocronologia no Brasil, USP. Boletim de resumos expandidos, 328-330.
- Zindler A. H., Staudigel & Batiza R. 1984. Isotope and trace element geochemistry of young Pacific seamounts: implications for the scale of upper mantle heterogeneity. *Earth Planet. Sci. Lett.* **70**: 175-95.

3. Corpo Principal da Tese

3.1 Petrology and Isotope Geology of the Mafic to Ultramafic Metavolcanic Rocks of the Brusque Metamorphic Complex, Itapema, Santa Catarina, Brazil.
International Geology Review



Roberto Sacks Campos <beto.decampos@gmail.com>

Brusque Metamorphic Comple

Roberto Sacks Campos <beto.decampos@gmail.com> Sun, Feb 13, 2011 at 11:12 AM
 To: Ruy Philipp <ruy.philipp@ufrgs.br>

Dear Dr. de Campos:

Thank you for sending me your new research paper coauthored Ruy Paulo Philipp, Hans-Joachim Mas-
 sonne, Farid Chemale Jr., and Thomas Theye, entitled "Petrology and Isotope Geology of Mafic to Ultra-
 mafic Metavolcanic Rocks of the Brusque

Metamorphic Complex, Southern Brazil." Please note that I suggested a slightly shortened, somewhat
 more informative title. I have examined this petroctectonic-geochemical work and have concluded that it
 presents valuable new data, so I am accepting it for

ultimate publication in INTERNATIONAL GEOLGY REVIEW. However, your paper is not quite ready yet.

The exposition is wordy, awkward, and repetitive (see my track changes on p. 1-2). Thus for me to finally
 accept this work, (1) you will need the

help of a native British or American speaker-technical writer as you revise the English exposition. (2) The
 six tables and 25 B & W illustrations are mostly fine as is. However, in Fig. 1, the word LEGENDA should
 omit the A. Also, Figs. 9, 11, and 24

contain Times fonts throughout or in part--these will need to be changed to sans serif fonts such as
 Helvetica, Geneva, or Arial, compatible with the journal). Finally, (3) you must obtain an expert extramu-
 ral review of your research before I can reconsider
 and accept the improved version for inclusion in IGR. OK?

I thank you for submitting this excellent paper to IGR. Your analytical data and conclusions look to be
 both important in interesting. I am sorry to delay publication a bit, but you must improve the writing for
 this contribution to be readily understood.

Sincerely, --Gary Ernst

 Campos et al 2011 Manuscript.doc
145K

**PETROLOGY AND ISOTOPE GEOLOGY OF THE MAFIC TO ULTRAMAFIC
METAVOLCANIC ROCKS OF THE BRUSQUE METAMORPHIC COMPLEX, ITAPEMA,
SANTA CATARINA, BRAZIL**

Roberto Sacks de Campos¹, Ruy Paulo Philipp², Hans-Joachim Massonne³, Farid Chemale
Jr.⁴ & Thomas Theye³

1 – Curso de Geologia, Centro de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Espírito Santo (CCA-UFES). Alto Universitário, Guararema, Alegre, ES, Brasil, zip code: 29500-000, e-mail: roberto.campos@cca.ufes.br, phone: 552899666616. Corresponding autor.

2 – Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre - RS. P.O. box 15001, zip code: 91540.000, CNPq Researcher, e-mail: ruy.philipp@ufrgs.br

3 – Institut für Mineralogie und Kristallchemie, Universität Stuttgart, D-70174, Stuttgart, Germany, e-mail: h-j.massonne@mineralogie.uni-stuttgart.de

4 – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (UnB), Distrito Federal, Brazil, e-mail: faridchemale@gmail.com

Abstract

The Brusque Metamorphic Complex (BMC) is one of the main units of the Tijucas Terrain and the Dom Feliciano belt in Santa Catarina state of southern Brazil. In the Itapema region the BMC is composed of metasediments with subordinate metabasalts, amphibole schists and tremolite schists. The metavolcanic rocks form four m-thick lenses interlayered with metapelites and calc-silicate schists. According to the observed textures, associated to structural, geochemistry and mineral chemistry data, metamafites and ultramafites were ancient lava flows of tholeiitic basalts and ultramafic cumulates. The metamorphic paragenesis of the metabasalts are albite + actinolite + chlorite + epidote + titanite + magnetite and oligoclase + hornblende + epidote + titanite + magnetite indicating progressive metamorphic transformations produced under greenschist to amphibolites facies conditions. The volcanogenic metasediments show the same geochemical patterns of the metabasalts,

while ultramafic rocks represent cumulates generated by flow segregation. The studied rocks show similar REE patterns characterized by clearly higher normalized contents of light REE compared to heavy REE without Eu-anomalies in metabasalts and with positive Eu-anomalies in ultramafic rocks and volcanogenic metasediments. In accordance with further trace element contents pointing to a within-plate nature, the corresponding silicate melts were formed in the mantle and enriched by crustal components. The $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios are between 0.5123 and 0.5126 and 0.7067 and 0.7086, respectively and, thus, also typical of tholeiitic basalts of the continental plateau type. The initial values of epsilon $\text{Nd}_{(945)}$ and the model ages (T_{DM}) between 1028 and 1762 Ma suggest mantelic sources with extraction and positioning in the Neoproterozoic. The field relations and geochemical including isotopic data indicate the generation of the studied mafic and ultramafic rocks in a continental rift. In the regional context the formation of the volcanic and metasedimentary units of the BMC mark a period of fragmentation of the continental crust, this is preserved regionally by gneisses from the Santa Catarina Granulitic Complex and the Camboriú Complex.

Keywords: Dom Feliciano Belt, Tijucas Terrane, Brusque Metamorphic Complex, Mafic rocks, Tholeiitic lava flows, Nd-Sr-isotope data

Introduction

The identification of the environment of formation of ancient magmatic rocks is limited by the superposition of metamorphic and deformational processes as well as to scarce outcrop exposition in many cases. The identification of relict structures and textures and the related geochemical and isotopic characterization is essential to recognize the protholiths of

such magmatic rocks. In addition, geochronology data can help to understand the geotectonic regional position of these rocks.

The integration of data from geological mapping and geochemical investigation of the metamorphic units from the Itajaí and Tijucas regions in Santa Catarina (SC) state (Bitencourt *et al.*, 2000; Philipp *et al.* 2004; Campos & Philipp, 2007), associated with new geochemical and Sm-Nd and Sr-Sr isotopic data, allowed us to define the paleo-environment of the metavolcanic association of the Brusque Metamorphic Complex (BMC) of these regions.

The BMC is the principal unit of the Tijucas Terrane in SC and belongs to Dom Feliciano belt. This terrane is exposed as elongated belt of N45°E direction being about 75 km long and 45 km wide (figure 1). The BMC is bounded to the northwest by the Itajaí-Perimbó Shear Zone and to the southeast by the Major Gercino Shear Zone, both being high ductile deformational structures with subvertical disposition and dextral movement (figure 2). Furthermore, the BMC is in fault contact to the volcanosedimentary rocks of the Itajaí Basin in the northwest and covered by Cenozoic sediments in the north. In the south and southeast the BMC was intruded by Brazilian granitic rocks. In the study area, the BMC is interrupted by a tectonic intercalation with the Itapema granite (Bitencourt *et al.*, 2000), intruded in Paleoproterozoic times (Hartmann *et al.* 2003) and intrusive bodies of the Compra Tudo, Valsungana and Serra dos Macacos granites of the Braziliano cycle (Bitencourt *et al.*, 2000). The intrusion of the latter granites caused contact metamorphism and is responsible for the formation of zones with gold mineralization in the region. The contact relation between the BMC and the Itapema granite is defined by an oblique shear zone (Bitencourt *et al.*, 2000), however, Bitencourt & Nardi (2003) suggested that the granite intruded the BMC as direct contact relations between the migmatitic gneisses of the Camboriú Complex and the BMC are not discernable.

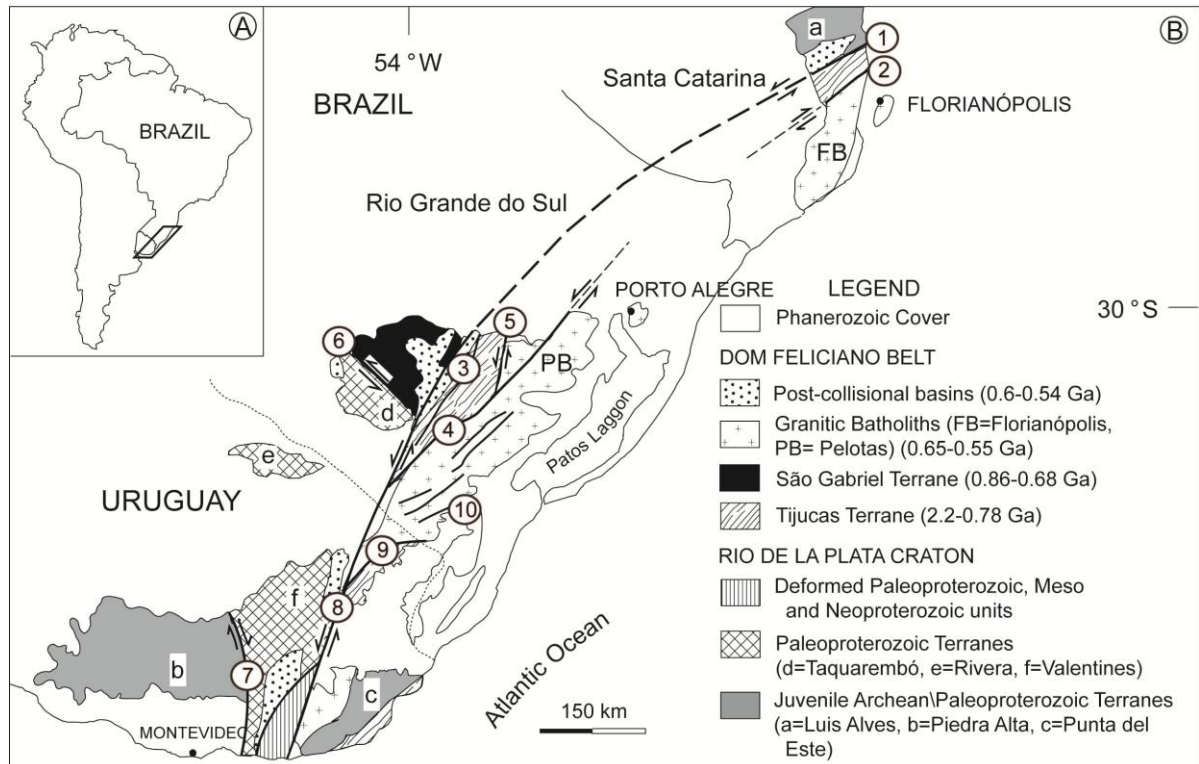


Figure 1 – A) Localization of studied area in South America. B) Main geotectonic units from southern Brazil and Uruguay. Shear Zones: 1- Itajai-Perimbó, 2- Major Gercino, 3- Santana da Boa Vista, 4- Dorsal de Canguçu, 5- Passo do Marinheiro, 6- Ibaré, 7- Sarandi Del Y, 8- Sierra Ballena, 9- Cerro Amaro, 10- Arroio Grande. Modified from Chemale Jr. et al. (2007) and Oyhantçabal et al. (2010).

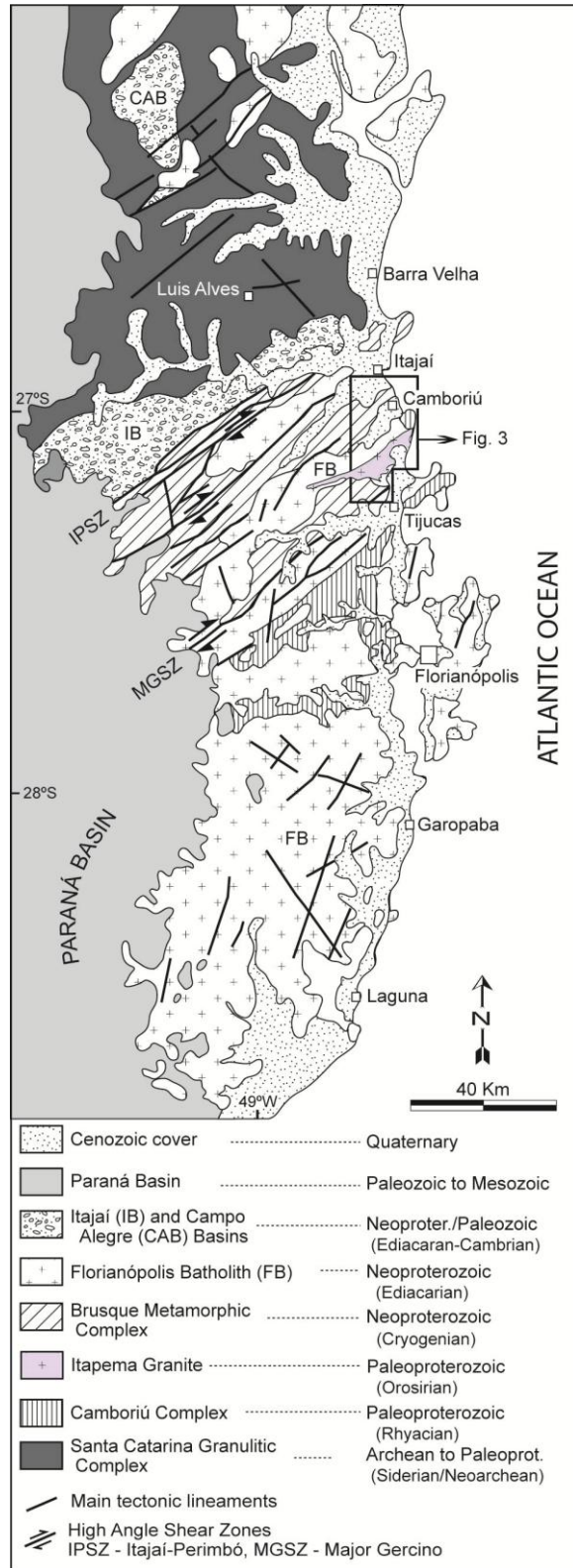


Figure 2 – Map of the Catarinense Shield with the main lithostratigraphic units taken from Philipp & Campos, 2010.

This paper is aimed at the characterization of the geological environment and the sources of magmatism that led to the origin of the BMC mafic metavolcanic and the associated ultramafic rocks occurring in the Serra da Miséria region and in the coastal area of Itapema, SC. This characterization is based on the use of techniques of geologic mapping, structural geology, petrography (with emphasis on textural and microstructural features), mineral chemistry, geochemical and isotopic data (Sm-Nd and Sr-Sr systems) related to the whole rocks.

Methodology

Geological mapping data were compiled from Bitencourt *et al.* (2000), Campos (2007) and Campos & Philipp (2007). Mineral chemistry data were obtained through the CAMECA SX-100 electron microprobe (EMP) of the Institut für Mineralogie und Kristallchemie at Universität Stuttgart using 15 kV and 20 nA beam current, with time count of 20 seconds using a Andradite standard pattern, respectively. Minerals from 4 mafic schists (samples BR-01B, BR-02C, BR-18A, BR-20A), 2 magnesium schists (BR-06, BR-12) and 4 calc-silicate schists (BR-09, BR-11, BR-17, BR-23A) were analyzed with the EMP. The mineral chemistry data were further processed and classified by the Calcmin (Brandelik, 2009) and Minpet (Richard, 1995) software packages.

New geochemical data of 7 samples, which were obtained by Activations Labs., Canada, using ICP-MS (Inductively Conductively Plasma, Mass Spectrometry), were added to the existing database by Campos (2007) and Campos & Philipp (2007). Whole rock $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic ratios were determined in a thermal ionization mass spectrometer (VG-Sector 54) of the Isotope Geology Laboratory of Geosciences, Institute at Federal University in Rio Grande do Sul, from 8 selected samples of metavolcanic rocks. The isotope data present in this paper were obtained in a Thermal Ionization Mass Spectrometer (VG Sector 54), with nine collectors, of the Isotope Geology Laboratory of the

Geosciences Institute at Federal University of the Rio Grande do Sul. The analysis of the Sm, Nd and Sr were made by Multi Dynamic Mode. Operational conditions of argon flux in the ICP are: refrigeration: (i) main: 15L/min e (ii) auxiliary: 0,7L/min; Sample gas: 0,9L/min. The elements are separated in chromatographs columns and laid in Ta filaments for the isotopic analysis. After they are disposable in bars and insert into the mass spectrometer. The used system is the simple filament type. The samples were ionized by thermal way and accelerating by differential potential, resulting in an ion beam posterior collimated. When the isotopes passing through the magnetic field they are deviated of its trajectories related to mass differences. This deviation occurs proportionally to mass of each isotope and permit established the relations between the mass concentration existents. The different beams of isotopes elements are deviate and formed individual trajectories until were collected and counting in a Faraday count.

The isotopic ratios results were treated and recalculated by GCD Kit program (Janousek 2008). The parameters TDM (Time Depleted Mantle) were calculated according to Liew & Hofmann (1988). Lithogeochemical and isotope geology data were processed through the softwares Minpet and GCD Kit.

Geologic Context

The evolution of the geological knowledge of the BMC in the last four decades resulted in distinct interpretations of the environment of formation of the complex. Initially, the BMC was characterized as a platform sediment association (Hasui *et al.* 1975) or as a volcano-sedimentary sequence formed in a subduction environment (Trainini *et al.* 1978). The merger between metasediments and mafic-ultramafic metavolcanic rocks lead Silva & Dias (1981), Silva (1983a,b) and Silva *et al.* (1985) to consider the BMC as a *greenstone belt* association type. Simultaneously, the BMC

was interpreted as an association of a passive continental margin related to the evolution of the Dom Feliciano belt (Fragoso Cesar, 1980; Basei, 1985; Basei & Teixeira, 1987). Caldasso *et al.* (1995) related the BMC to an association of shelf and submarine fan deposits with Paleoproterozoic source areas. Silva (1991) suggested an evolution of the BMC related to the development of a continental rift as emphasized in part by Sander (1992), Philipp *et al.* (2001a; 2004) and Campos & Philipp (2007).

The period of sedimentation and volcanism and the age of metamorphism of the BMC are related to the Neoproterozoic and mark the beginning of the Brazilian cycle in the region. The U-Pb zircon ages of 835 ± 9 Ma (TIMS methodology) and 843 ± 12 Ma (SHRIMP) of the Morro do Parapente alkaline granite, Gaspar region, were considered as minimum values for the sedimentation of the BMC by Basei *et al.* (2008). The generation of the alkaline magmatism was interpreted as being related to the opening of a continental rift system that originated the basin filled by metasediments of the BMC. Recently, Yamamoto & Basei (2009) determined a U-Pb (SHRIMP) age of 936 ± 40 Ma for igneous zircons from metabasalts occurring in the Serra da Miséria area. The determination of U-Pb conventional ages on detrital zircons in pelitic schist of the BMC indicated sources with ages between 1.5 and 2.0 Ga (Basei, 1990), similar to U-Pb SHRIMP ages of detrital zircons from quartzite of the BMC (2023 ± 7 and 2450 ± 12 Ma) obtained by Hartmann *et al.* (2003).

The age of metamorphism, i.e. 706 Ma (Rb-Sr, whole rock, Basei & Teixeira, 1987), was interpreted by Basei (1990) as representative age of the metamorphic climax of the BMC, corresponding to the second phase of metamorphism (M_2) of the pelitic schists. Tickyj *et al.* (2004) obtained monazite ages by EPM analysis with ages of 545 ± 55 Ma for peraluminous leucogranites, that intruded the BMC. Similar ages of

550±52 Ma were reported by Yamamoto & Basei (2009) from metamorphic zircons in metabasalts. Recently, Philipp *et al.* (2011) presented new monazite EPM metamorphic ages between 650±10 Ma and 630±9 Ma from pelitic schists of the BMC in the Itapema region.

In the Itapema and Itajaí region the BMC is composed of metapelites, consisting of phyllites and micaceous schists, intercalated with quartzites, marbles, calc-silicate rocks, mafic metavolcanics and magnesium schists (Bitencourt *et al.*, 2000; Philipp *et al.* 2001a, 2004) (figure 3). In the Itapema region the occurrence of white to pink peraluminous leucogranites is common. The granites occur as tabular, 1 to 10 meter thick bodies with emplacement related to the S₂ foliation development (Philipp & Campos, 2010).

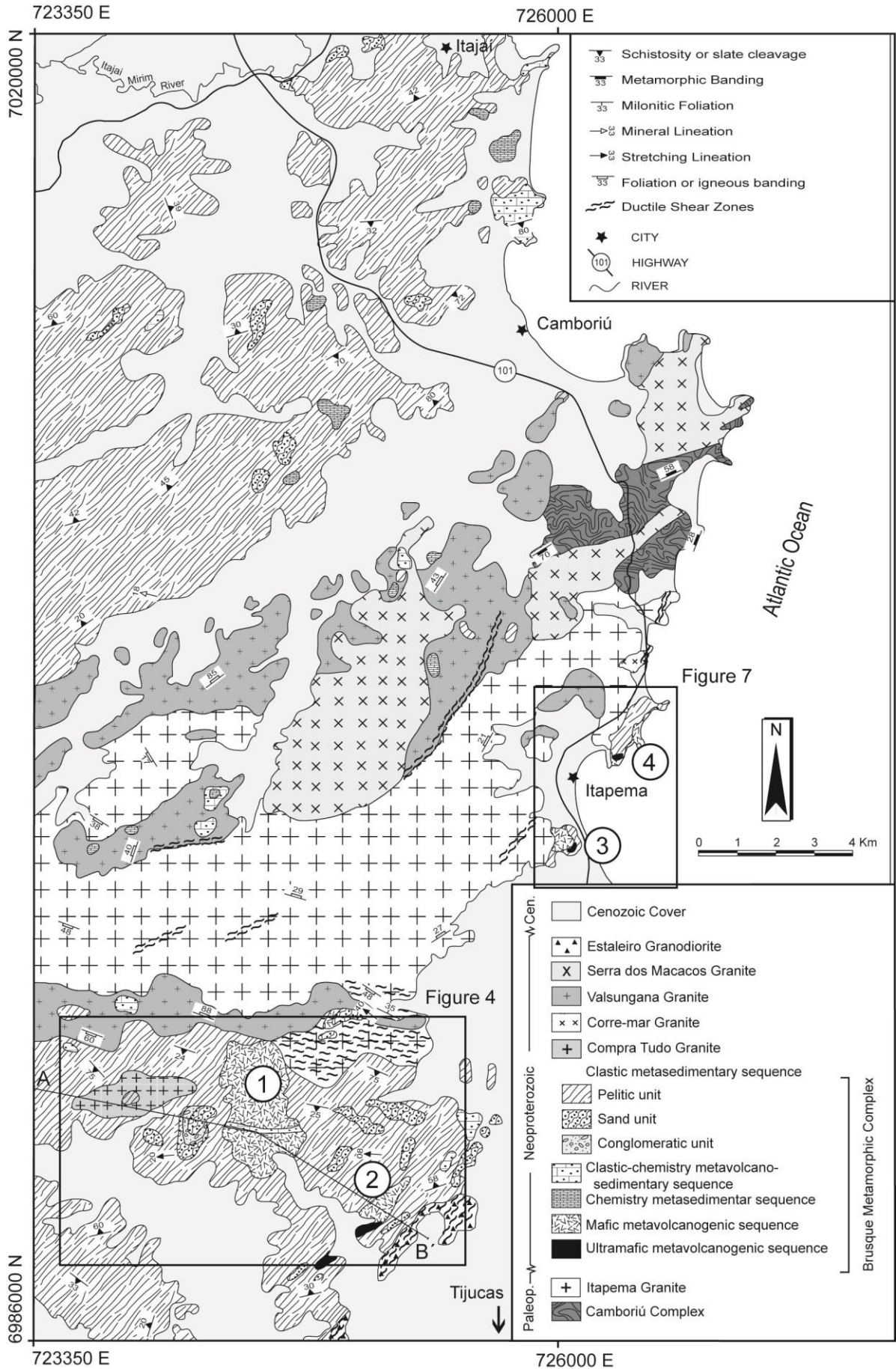


Figure 3 – Geologic map of the Itajaí-Tijucas region with localization of the studied metavolcanic rock bodies: (1) Sertão do Valongo, (2) Sertão de Santa Luzia, (3) Meia Praia e (4) Ponta do Engodo, and localization of the AB geological section of figure 5.

In the studied area, the BMC was subdivided into five lithological groups based on compositional features and relict structures of the protholiths (Bitencourt *et al.* 2000). The pelitic unit is composed of muscovite-chlorite phyllite and muscovite-biotite schist of pale green to grey color and limited contents of garnet, andalusite, and cordierite. The sandstone unit is composed of pure quartzites with yellow to white color and minor muscovite-quartz schists. The quartzites are intercalated with metapelites and metaconglomerates, constituting lenses with thicknesses of 1 to 30 meters. The metaconglomerates are restricted to the Morro da Caveira area forming a layer which is approximately 20 to 30 meters thick. The metaconglomerates are composed of quartzite pebbles in a whitish matrix showing oriented structure also defined by the stretching of the pebbles. The matrix mainly consists of quartz grains with interlobate granoblastic texture and minor opaques minerals and muscovite. In low deformational zones it is possible to identify the stratification plane and the gradational bedding.

The clastic metasedimentary sequence occurs in the north of the study area, characterized by aluminous and silicate metamarls, intercalated with metapelites. In the central study area metamarls form *roof pendants* in the Valsungana and Serra dos Macacos granites. The aluminous-rich metamarls are tremolite-phlogopite schists containing some opaque minerals, quartz and epidote. The silicate-rich metamarls show a banded structure with regular and continuous levels of 1 to 20 mm thick intercalating levels composed of diopside, grossular, amphibole and/or phlogopite or rich in plagioclase, K-feldspar, epidote, quartz and titanite. The chemical metasedimentary sequence are characterized by calcitic to dolomitic marbles with white to grey color which occur as lenses elongated in north-south direction. These lenses are intercalated with others metasediments of the BMC.

The metabasalts, mafic and ultramafic schist are represented by lenticular bodies concordant with the regional structure at four major sites in the south and east portion of the study area (figure 3). The main occurrence is located in the Sertão do Valongo area, while the smaller occurrences are located in the interior of the Sertão de Santa Luzia area.

Geology of the mafic and ultramafic rocks

In the Sertão do Valongo region, the metabasalts were originally two subhorizontal lava flows being 25 to 40 m thick. These metabasalts are intercalated with magnesium schists, volcanogenic metasediments, metapelites, quartzites and calc-silicate schist. The main mafic bodies show in a map an elongate form in N10°W direction, being about 3.5 km long and 2 km wide (figure 4 and figure 5). The metabasalts possess a slaty cleavage to incipient schistosity with subhorizontal orientation (figure 6(a) and figure 6(b)). The mineralogy is characterized by calcic plagioclase, hornblende, quartz, and minor albite, actinolite, epidote and chlorite. The ultramafic rocks are tremolite schists with pale green color containing subordinate amounts of actinolite, Mg-chlorite, talc and magnetite. These schists form a small, 3 m thick lens located in the bottom portion of the lava flow, being in concordant contact with the metabasalts. As shown in the geological section of Figure 5 there is a predominance of metabasalts compared to magnesium- and calc-silicate schists and volcanogenic metasediments. The latter rocks occur as thin, 3-15 m thick lenses intercalated between the two basaltic lava flows.

In the Sertão de Santa Luzia area, a tabular body of metabasalt, elongated in N40°E direction and approximately 1.5 km long, 300 m wide and 15-20 m thick, occurs (figure 4 and figure 5). This body, showing concordant contacts with pelitic schists, is also associated with tremolite schists. These magnesium schists occur as elongate body, being about 1.2 km long, 150 m wide and 10-15 m thick and showing a massive structure or incipient slate

cleavage of subhorizontal orientation characterized by amphibole. The tremolite schists are beige to pale green with defined schistosity and nematoblastic texture.

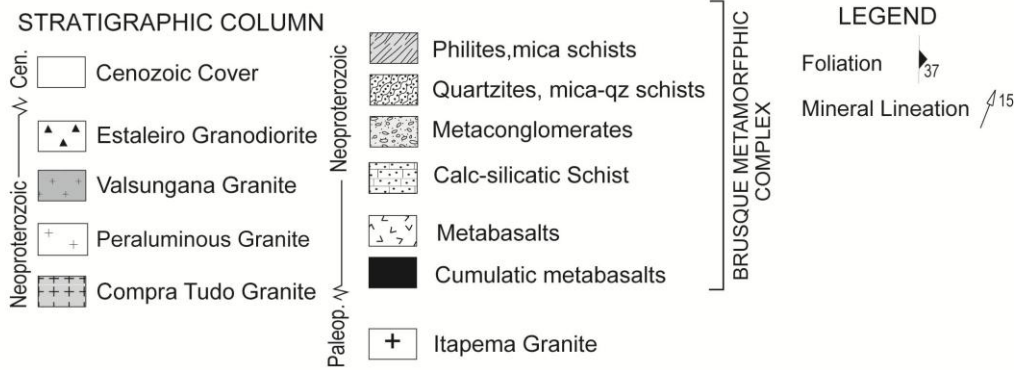
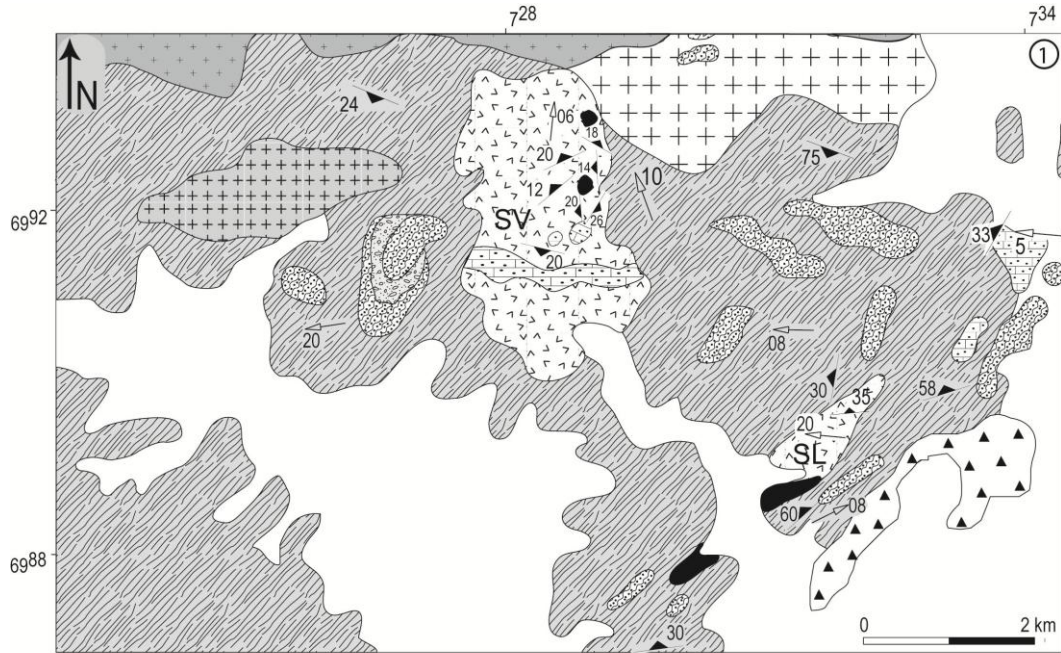


Figure 4 – Geological map of the Serra da Miséria region with the indication of the mafic bodies of the Sertão do Valongo (SV) and Sertão de Santa Luzia (SL) areas.

A-B) GEOLOGICAL SECTION OF RIO CAMPO NOVO - SERTÃO DO VALONGO

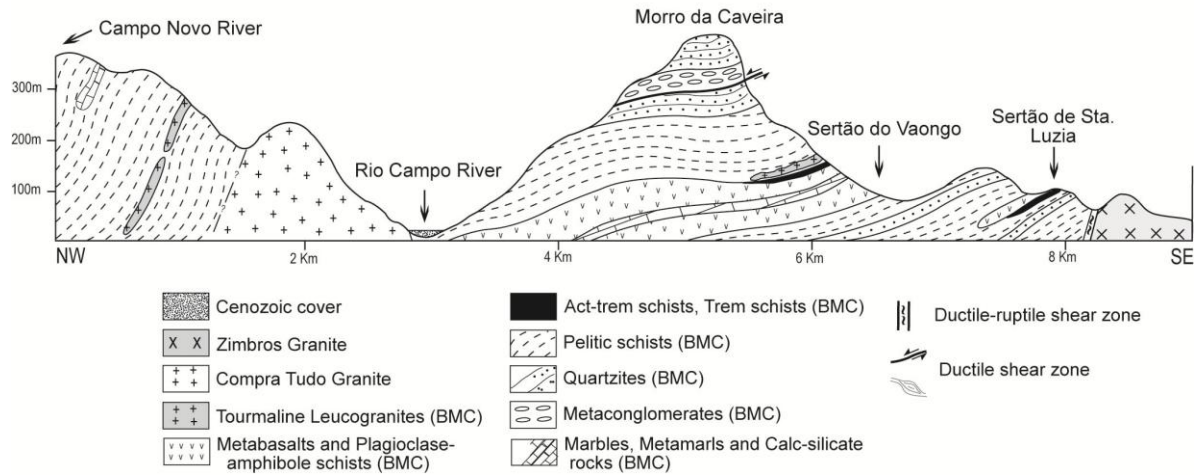


Figure 5 – Schematic geological section from Campo Novo River to Sertão do Valongo showing the position of mafic and ultramafic bodies and the main structural elements.

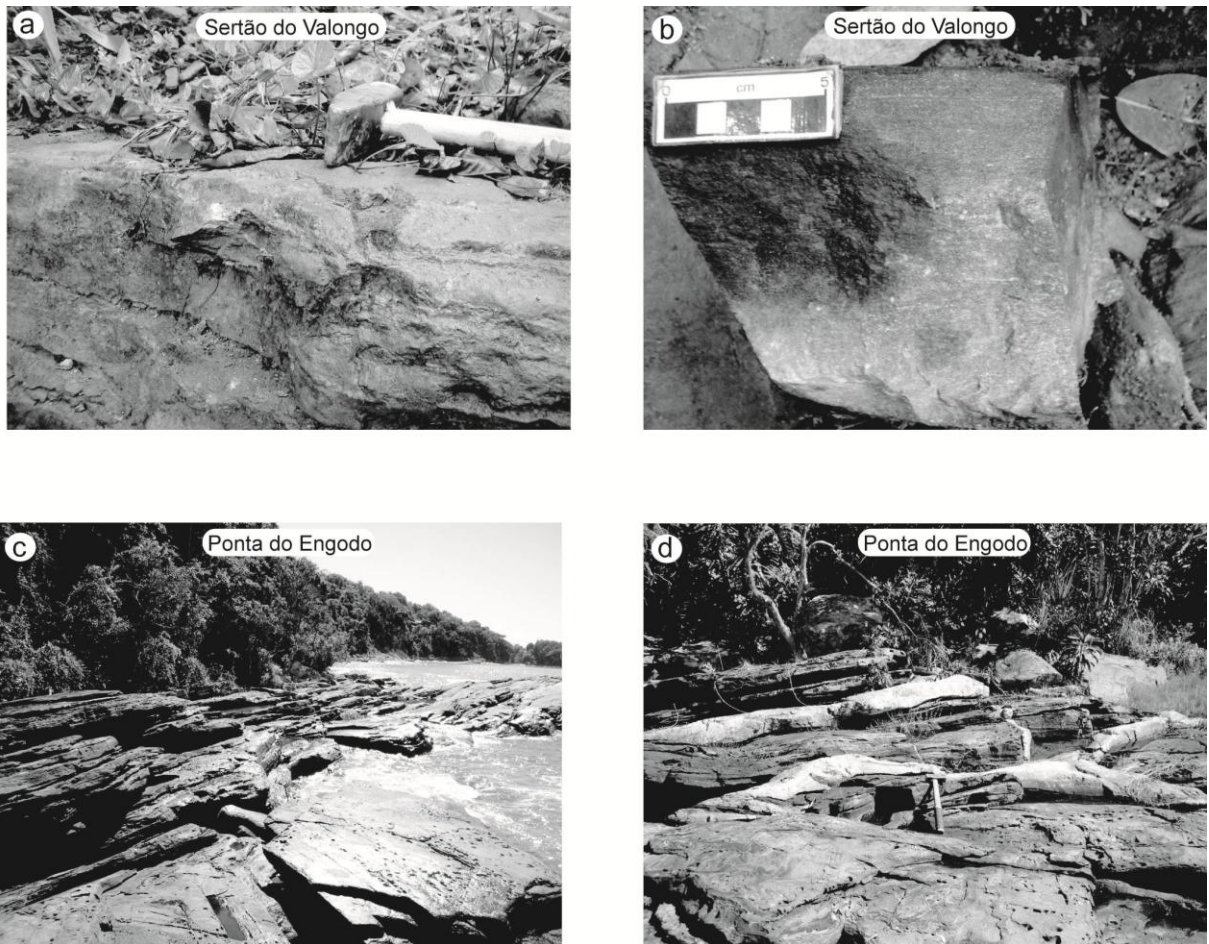


Figure 6 – Principal structures in mafic rocks from the BMC. A) Massive to incipient foliation of the Sertão do Valongo metabasalts; B) Sample from the last outcrop showing

blastoporphyratic texture; C) Mafic schist in an outcrop from the northern portion of Itapema beach (Ponta do Engodo). D) Injections of tabular leucogranitic bodies with concordant disposition related to S_2 regional schistosity.

Mafic schists occur in the village of Meia Praia at Itapema beach as tabular body slightly elongated in direction $N30^\circ W$, intercalated with tremolite schists and cordierite-muscovite schists (figure 7). The body is about 600 meters long, 400 meters wide, and 15-20 meters thick. Tabular injections of peraluminous leucogranites with thicknesses of 15 centimeters to 2 meters cut the mafic rocks and are deformed and folded by the S_2 foliation. The mafic schists show a pronounced mineral lineation marked by the orientation of hornblende. The amphibole is the dominant mineral. Plagioclase, chlorite, epidote and opaques minerals are minor phases. The tremolite schists form a body elongated in $N50^\circ E$ direction, being 150 meters long, 50 meters wide, and 5 meters thick.

Mafic schists also occur in the Ponta do Engodo as a tabular body that is elongated in $N50^\circ E$ direction, 10-20 meters thick, c. 500 meters long and 100 meters wide (figure 6(c) and figure 7). These rocks have schistosity and lineation, defined by amphibole, and exhibits a pronounced fracturing. The mafic schist are intercalated with metapelites to the north and with calc-silicate schist in the northeast, cut by tabular injections of peraluminous leucogranites with thicknesses between 1 and 5 meters (figure 6(d)). Actinolite is the dominant mineral in the mafic schists also containing minor albite, chlorite, epidote and opaque minerals. The tremolite schists form a subordinate elongated body with concordant to regional foliation, being 40 meters in length and 4 meters in thickness.

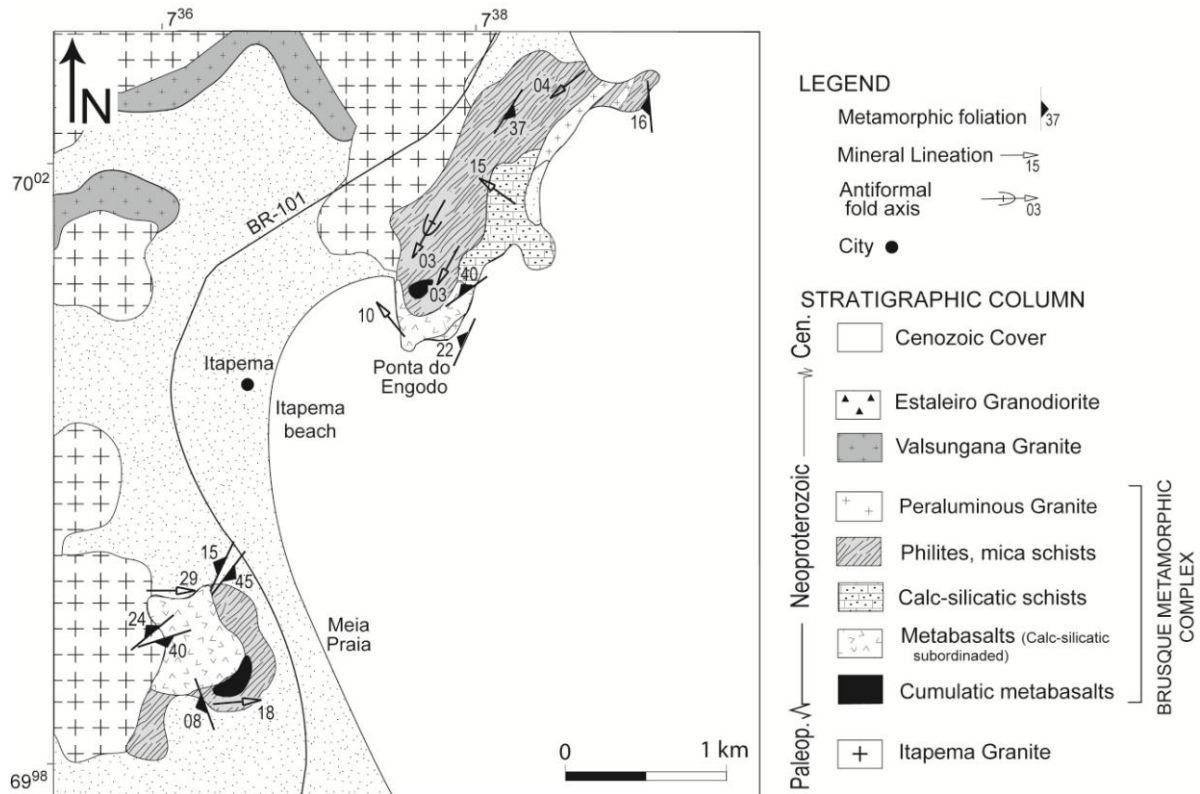


Figure 7 – Geologic map of the Meia Praia e Ponta do Engodo region, with locations of mafic and ultramafic bodies.

Petrography of metamafic and ultramafic rocks

Petrography analysis of mafic and ultramafic bodies, associated to mineral chemistry data, allow us to recognize three main petrography types: (i) metabasalts (titanite-epidote-clorite-albite-actinolite phyllites and schists, titanite-epidote-oligaclase-hornblende and titanite-epidote-andesine-hornblende schists), (ii) cumulate ultramafic rocks (magnetite-clorite-actinolite-tremolite and magnetite-tremolite schists) e (iii) volcanogenic metasediments (quartz-albite-K feldspar-actinolite and anortite-K feldspar-hornblende schists). The petrographic modal estimative data are given in table 1.

Chemical mineral analysis made by CAMECA SX-100 electron microprobe of the Institut für Mineralogie und Kristallchemie at Stuttgart University, were realized in amphibole and plagioclase of two metabasalts samples of Santa Luzia region and two metabasalts of

Meia Praia/Ponta do Engodo region. The classification of minerals data was made using Minpet and Microsoft Excel softwares. The amphibole analyses were recalculated and classified using the Hawthorne (1981) concepts, based on 13 CNK calculations. The plagioclase analyses were recalculated and classified using Deer *et al.* 1966. In table 2 are showed representative mineral chemistry analyses of the metabasalts studied.

Table 1 – Modal analysis from minerals of metabasalts, cumulate ultramafic rocks, volcanogenic metasediments and calc-silicate schist of the BMC in the Itapema region.

METABASALTS													
Sample/ Mineral	BR-01A	BR-02C	BR-08	BR-18A	BR-18C	BR-20A	BR-20B	BR-21A	PCA 5033B	PCA 5093	PCA 5231A	PCB 2049	PCB 4068A
Plagioclase	20	10	31	12	23	42	49	15	49	8,5	10	30	20
Hornblende	68	55	46	83	73	30	30	65	49	87	74.5	60	60
Actinolite	3	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Tremolite	—	14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Quartz	4	—	3	—	—	—	—	15	1	1	3	—	10
Epidote	Tr	4	15	—	—	—	—	—	Tr	1	2	1	2
Sericite	—	Tr	0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Titanite	1	5	3	—	2	—	—	—	Tr	2	10	4	1
Opaque	4	7	2	5	2	25	18	5	1	0,5	0,5	5	7
Biotite	—	—	—	—	Tr	3	3	—	—	—	—	—	—

CUMULATE ULTRAMAFIC ROCKS									
Sample/ Mineral	BR-03	BR-06	BR-12A	PCA	PCA	PCA	PCB	PCB	
Feldspar	Tr	—	—	5	—	2	—	—	
Plagioclase	—	—	—	—	—	—	—	—	
Microcline	—	—	—	—	—	—	—	—	
Hornblende	—	—	—	87,5	19	88	44,5	95	
Actinolite	65	—	43	—	—	—	—	—	
Tremolite	28	56	35	—	74	—	44,5	—	
Diopside	—	—	—	—	—	—	—	—	
Quartz	—	—	—	0	—	—	—	—	
Epidote	Tr	—	—	0,5	—	5	—	1	
Sericite	—	—	—	—	—	—	—	—	
Titanite	5	—	—	—	—	—	1	1	
Opaque	2	4	10	7	7	5	10	3	
Biotite	—	—	—	—	—	—	—	—	
Clorite	—	40	10	—	—	—	—	—	
Apatite	—	—	2	—	—	—	—	—	
Calcite	—	—	—	—	—	—	—	—	

Sample/ Mineral	VOLCANOGENIC METASEDIMENTS							CALC-SILICATE SCHIST			
	BR-07	BR-09	BR-11	BR-14A	BR-14B	BR-17A	BR-17B	BR-05	BR-23B	BR-25A	BR-25B
Feldspar	5	—	—	13	15	9	10	45	25	20	7
Plagioclase	—	15	10	—	—	—	—	—	—	—	—
Microcline	—	5	5	—	—	—	—	—	—	—	—
Hornblende	72	60	23	—	55	—	—	—	—	—	65
Actinolite	—	—	40	55	—	70	65	—	—	—	—
Tremolite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Diopside	6	—	—	—	—	—	—	50	55	52	10
Quartz	7	—	—	15	24	15	17	—	15	25	10
Epidote	3	15	20	—	—	—	—	3	—	—	5
Sericite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Titanite	5	3	1	—	1	4	5	1	5	3	3
Opaque	2	2	1	15	5	2	3	1	—	—	—
Biotite	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	Tr
Clorite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Apatite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Calcite	—	—	—	—	40	—	—	—	—	—	—

Table 2 - Representative mineral-chemistry analysis of plagioclases and amphiboles from metabasalts of the Santa Luzia e Meia Praia/ Ponta do Engodo Region.

		Sample	Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Total	TSi	Mg/(Mg+Fe ₂)
Amphibole	BR-01	#04		42.59	0.50	8.90	0.01	22.34	0.27	7.83	11.65	1.42	0.51	3.97	100.00	6.58	0.48
		#08		45.49	0.59	7.48	0.01	19.32	0.25	10.00	11.49	1.32	0.36	3.68	100.00	8.11	0.40
	BR-02	#110		43.28	0.58	13.16	0.04	15.41	0.13	11.04	12.02	1.62	0.29	2.43	100.00	6.34	0.65
		#115		54.55	0.04	1.50	0.05	10.10	0.20	17.52	12.61	0.19	0.05	3.20	100.00	7.78	0.80
	BR-18	#51		49.02	0.78	7.39	0.21	12.64	0.16	14.03	11.65	0.90	0.15	3.07	99.99	7.07	0.75
	BR-20	#25		47.67	0.52	8.35	0.06	13.75	0.37	13.20	11.44	1.16	0.21	3.27	100.00	6.93	0.74
Plagioclase	BR-01	#15		63.15	0.04	22.14	0.00	0.00	0.00	0.01	3.56	9.68	0.05	98.63	82.90	16.80	0.30
		#18		64.89	0.01	20.75	0.00	0.02	0.00	0.00	1.94	10.45	0.05	98.10	90.50	9.30	0.30
	BR-02	#60		57.57	0.00	27.83	0.00	0.00	0.00	0.00	8.07	6.89	0.03	100.40	45.97	53.85	0.18
	BR-18	#91		57.56	0.00	27.88	0.03	0.10	0.00	0.01	8.72	6.98	0.02	101.29	59.10	40.80	0.10
	BR-20	#7		60.63	0.02	25.99	0.00	0.21	0.00	0.00	6.16	8.33	0.07	101.40	70.70	28.90	0.40

Metabasalts

The metabasalts have foliated structure defined by orientation of amphibole and the samples most deformed show a prominent mineral lineation. In a restricted way occur porphyroclast of plagioclase with prismatic to elliptic shape with dimensions between 0,5 to 3 millimeters. In the Sertão do Valongo area the structure is foliated, however, we can observe an irregular banding in the bodies that occur in the Sertão de Santa Luzia area, in the portion north Itapema and Meia Praia beach. The banding are irregular, with continuous levels rich in amphibole, with milimetric to centimetric thickness, intercalated with subordinate milimetric and discontinuous levels composed by plagioclase, with amphibole and epidote (figure 8(a)).

The principal texture is nematoblastic (0,3 to 0,7 mm), characterized by orientation of subidioblastic and prismatic crystals of actinolite and/or hornblende. The interstitial spaces are occupied by elongate aggregates of plagioclase, epidote, opaques minerals and titanite. The aggregates present interlobate and inequigranular granoblastic texture shading to interlobate to polygonal and equigranular, the latter identified only in the bodies of Sertão do Valongo area. In the metabasalts of this region is observed the blastoporphyrictic to blastoamygdaloidal texture. The first is characterized by porphyroclasts of plagioclase, subeudral, with elongate and prismatic shape, with size 0,3 to 2 mm, occurring as

aggregates or isolate crystals (figure 8(b), figure 8(c), figure 8(d)). Rarely occur porphyroclasts of clinopyroxene with equidimensional shape, with central portion with colorless to pale green and crystal border partially transformed to amphibole (figure 8(e)). The blastoamygdaloidal texture is characterized by quartz aggregates with globular to elliptic shapes with dimensions between 0,7 to 2,5 mm (figure 8(f)).

The main type of amphibole is the hornblende. This crystal has an elongated prismatic shape, subeuhedral with size between 0,1 to 0,5 mm and pleochroism ranging from green to greenish brown. Still are observed crystals of actinolite with elongated prismatic form, subeuhedral, with pleochroism from bluish green to greenish blue with size between 0,2 to 0,5 mm.

Chemical analysis of 284 crystals of amphibole of the metabasalts reveals the existence of two main types of calcic amphiboles (figure 9(a) and figure 9(b)). The main amphibole of the metabasalts is magnesium hornblende, and some variations are found in BR-01 sample (Sertão de Santa Luzia Region) with amphibole composition variation ranging between iron and magnesium hornblende boundary, without zoned pattern. The most common type is a magnesium hornblende, ordinarily found in every bodies of the Itapema region. The metabasalts samples BR-01 and BR-02 of the Sertão de Santa Luzia area present iron hornblende and restricted occurrence of tschermakite hornblende. Many of these crystals showing zonation in the *back scattered electrons* (BSE) images with portions more dark constituted by Mg-actinolite (enriched magnesium and silicon and depleted in iron and aluminum and ferrous iron) evolved by more light portions composed by Mg/Fe hornblende. (figure 10(a)). This actinolite nucleus was interpreted as relicts of S_1 foliation evolved by Mg hornblende related to S_2 foliation and M_2 metamorphism. The amphibole composition variation found in metabasalts is the same found in BR-12 sample (cumulatic rocks). The generation of amphiboles with lower Mg/(Mg+Fe) have the same composition of the amphiboles of the volcanogenic metasediments.

The metamorphic plagioclase of this metabasalts occurs as tiny crystals of 0.05 to 0,3 mm size, with equidimensional to polygonal boundaries and interlobate to straight limits. The relict plagioclase has an elongated prismatic to equidimensional shape, normal zonation, regular polysynthetic twins and size between 0,5 to 3 millimeters. In some thin section, the more calcic rich nucleus is altered to epidote (figure 8(c)). Chemical analysis in 254 plagioclase crystals showed compositional differences between the relict and metamorphic plagioclase. The composition of metamorphic plagioclase from samples BR-01 and BR-02 from Sertão de Santa Luzia area plot in oligoclase field (An_{17-20}) (figure 11(a)). These crystals are not zoned but some (mainly the larger ones) show some sodium enriched in the border, rarely reaching albite field. The relict plagioclase crystals found in the BR-02 and BR-18 samples have more than 50 μm size and more calcic composition (An_{50-60}) (figure 12 and table 2).

In the Meia Praia and Ponta do Engodo region, in the east portion of studied area, the composition of amphibole is homogeneous and characterized by Mg-hornblendes with size between 30 and 100 μm . The composition of metamorphic plagioclase from sample BR-18 and BR-20A plot in oligoclase field (An_{25-40}) (figure 11a)). These crystals are not zoned.

The opaques minerals occur as equidimensional and subeuhedral crystals with 0,2 to 0,3 millimeter size and as aggregates of xenoblastic crystals about 0,1 millimeters size, oriented according to the foliation. The latter are derived from transformation of clinopyroxene in amphibole, whereas the first, most common in the Sertão do Valongo bodies, can be present as relict crystal of magmatic origin. The epidote is pistacite, frequently found as equidimensional crystals, subidioblastic to xenoblastic, varying of 0,05 to 0,2 millimeter, more rarely as porphyroblasts of 0,2 to 0,5 millimeter. The titanite occurs as thin layers associated to elongate aggregates of xenoblastic opaques minerals. The crystals have irregular shape with size between 0,02 to 0,1mm.

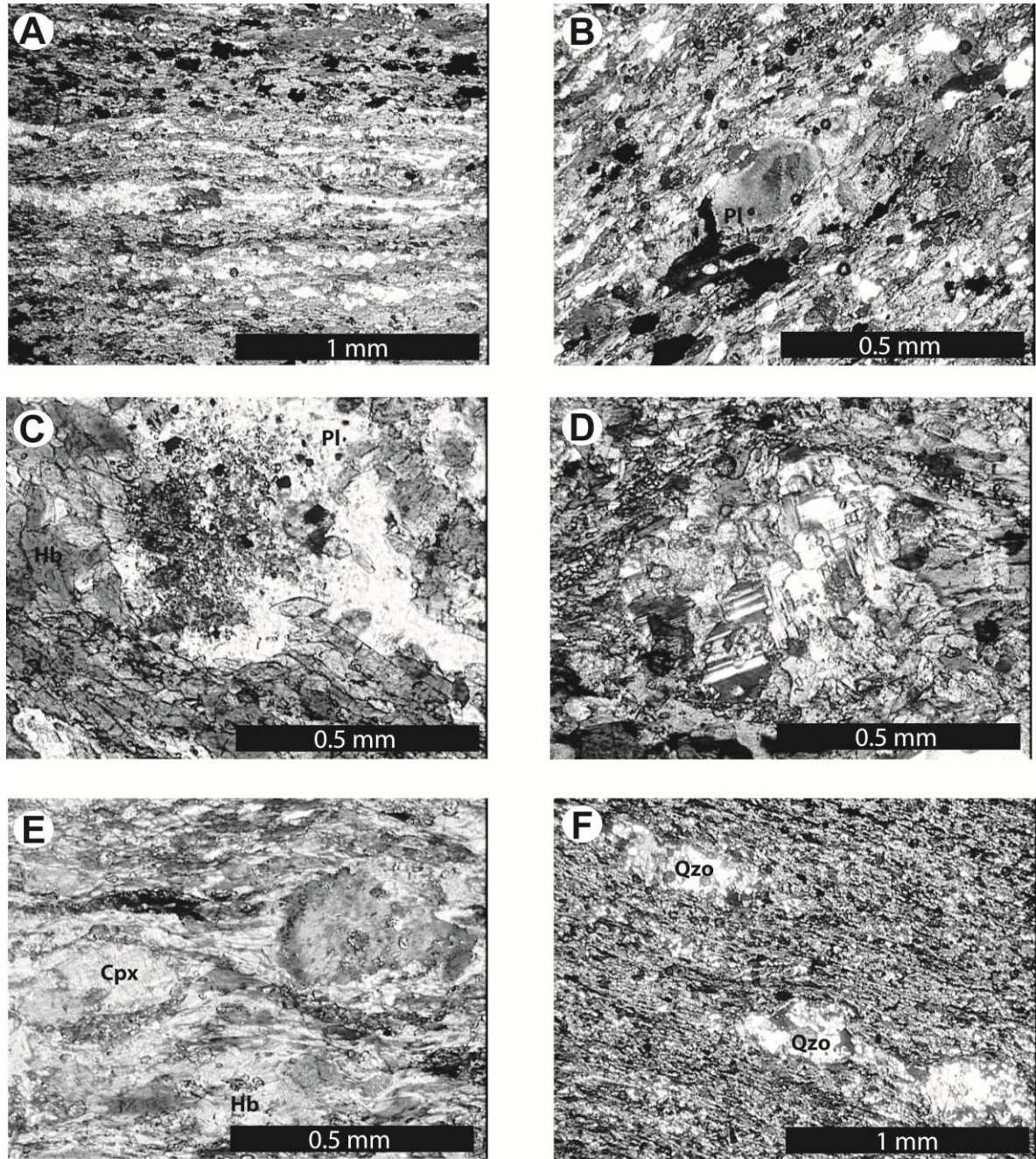


Figure 8 – Main microstructural and textural features associated with metabasalts. A) S_2 schistosity in tit-ep-plag-hb schist showing incipient banding with segregation of amphibole-rich dominant levels and felsic levels with plagioclase and little epidote, of the Sertão de Santa Luzia, natural light; B) Blastoporphyritic texture defined by zoned plagioclase phenocrystal with subeudral prismatic shape, of the Sertão de Santa Luzia, polarized light; C) Detail of plagioclase with normal zonation defined by epidote growing in central portion of the porphyroclast, of the Sertão do Valongo, natural light; D) Same plagioclase crystal with complex gemination, polarized light; E) Porphyroclasts of clinopyroxene involved by nematoblastic matrix defined by hornblende orientation, of the Sertão do Valongo, polarized light; F) Blastamygdaloidal texture characterized by amygdales of deformed quartz, of the Sertão de Santa Luzia, polarized light. PI: plagioclase, Hb: hornblende, Diop: dyopside e Qz: quartz.

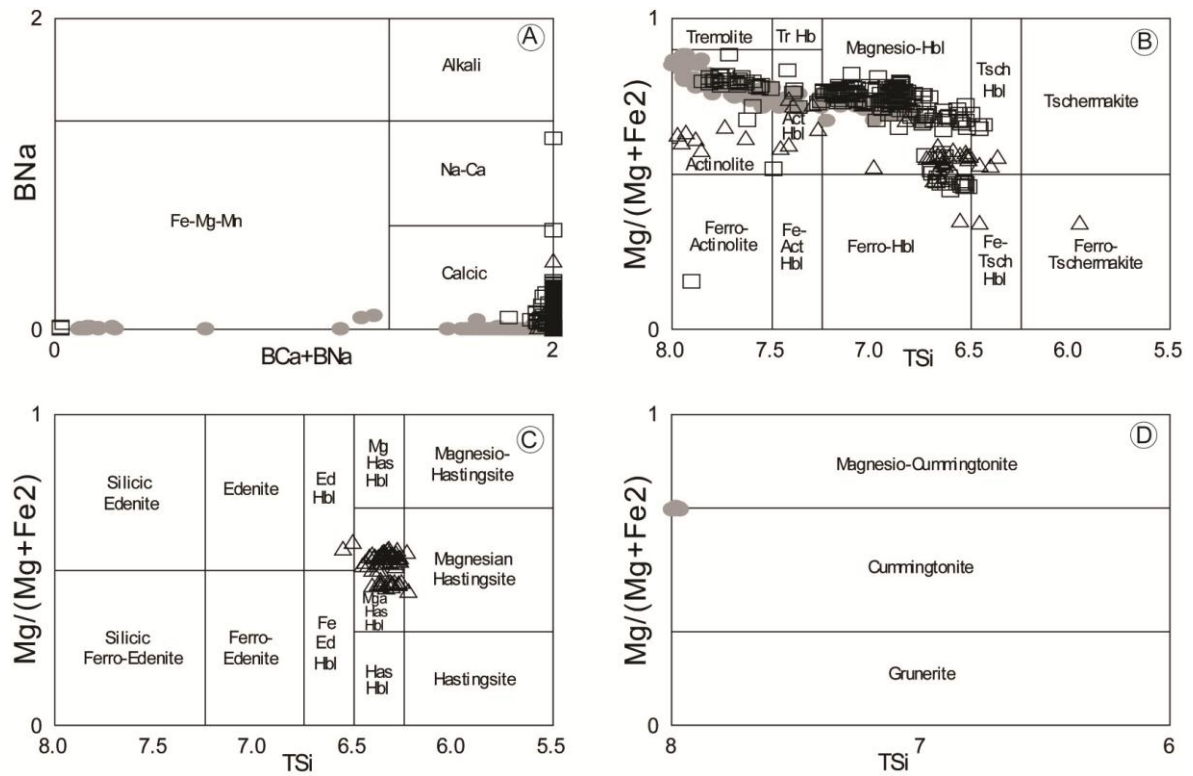


Figure 9 – Amphibole classification diagram (Hawthorne 1981) from mafic and ultramafic schist of the Itapema region. Legende: □ – metabasalts, Δ- volcanogenics metasediments, ●- ultramafic schist. A) Amphibole general classification; B) Calcic amphiboles with $ANa+AK > 0.5$ and $Ti < 0.5$; C) Calcic amphiboles with $ANa+AK < 0.5$, $Ti < 0.5$ e $Fe_3 > Al(VI)$; D) Iron-magnesium amphiboles.

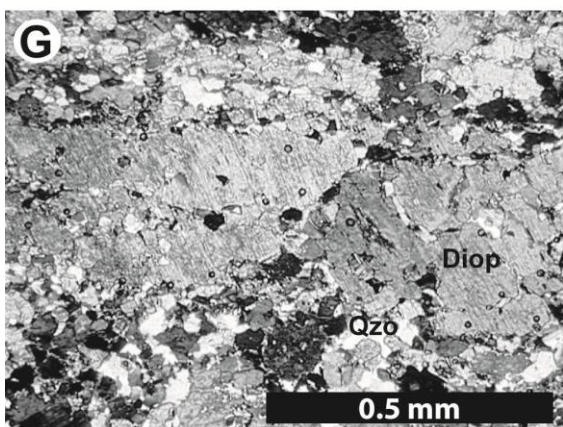
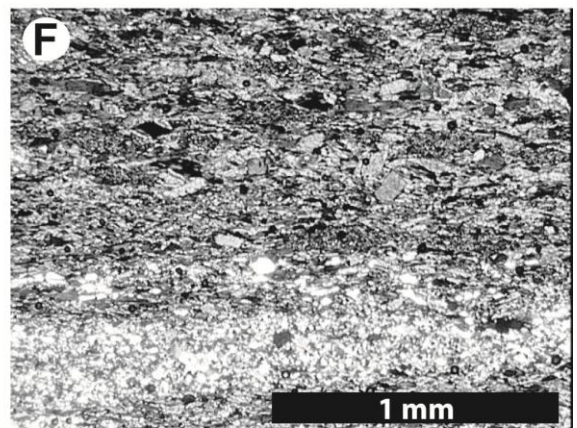
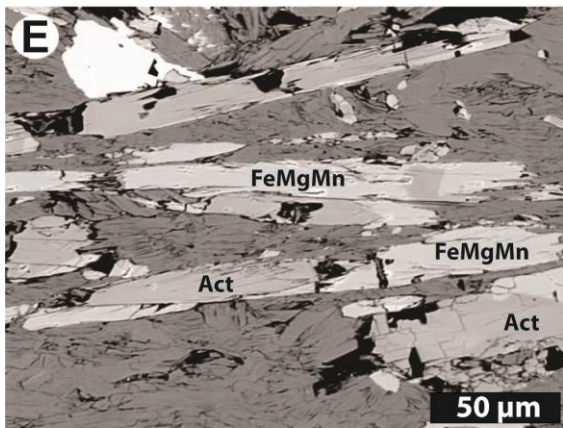
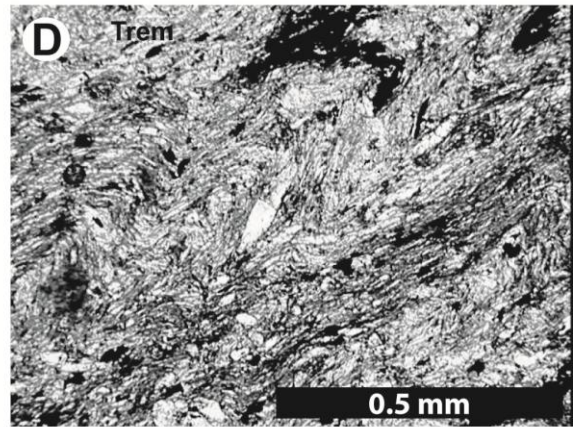
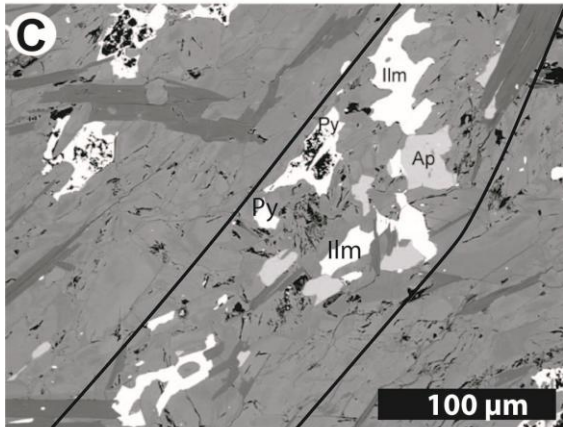
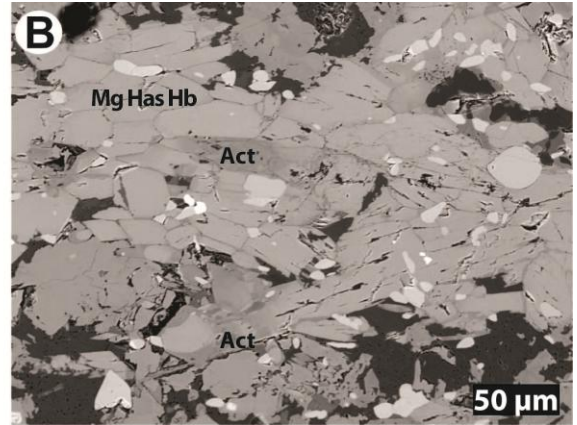
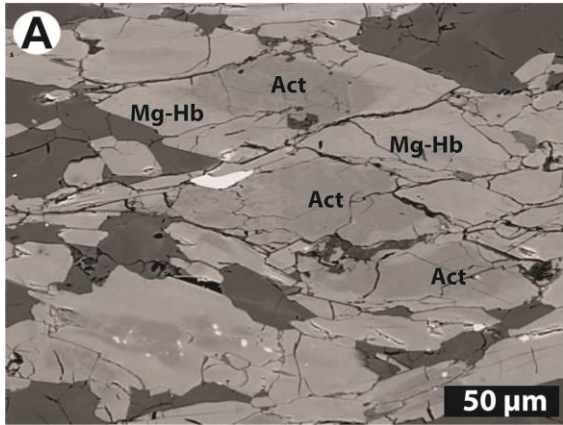


Figure 10 – Main petrographic features of mafic, calcic-silicate and magnesium schist. A) BSE image showing the zonation pattern of amphiboles of metabasalts of the Sertão do Valongo region; B) BSE image showing amphiboles from volcanogenic metasediments of the Sertão do Valongo area; C) BSE image of high concentration levels of heavy minerals as apatite, pyrite, ilmenite, of the magnesium schist of the Sertão de Santa Luzia area; D) S_2 Crenulation cleavage in tremolite schist with F_2 folds, Sertão de Santa Luzia area; E) BSE image show up amphiboles of magnesium schist of the Sertão de Santa Luzia area; F) Calc-silicate schist with relict banding defined by intercalation of amphibole-rich levels and levels composed by quartz, plagioclase, microcline and epidote, Ponta do Engodo beach. Symbology: Qzo: quartz, Dyop: dyopside, Trem: tremolite, Ap: apatite, Py: pyrite, Ilm: ilmenite, Act: actinolite, Mg-Hb: magnesium hornblende, Mg-Has-Hb: magnesium hastingtonite hornblende and Fe-Mg-Mn: iron-magnesium amphibole.

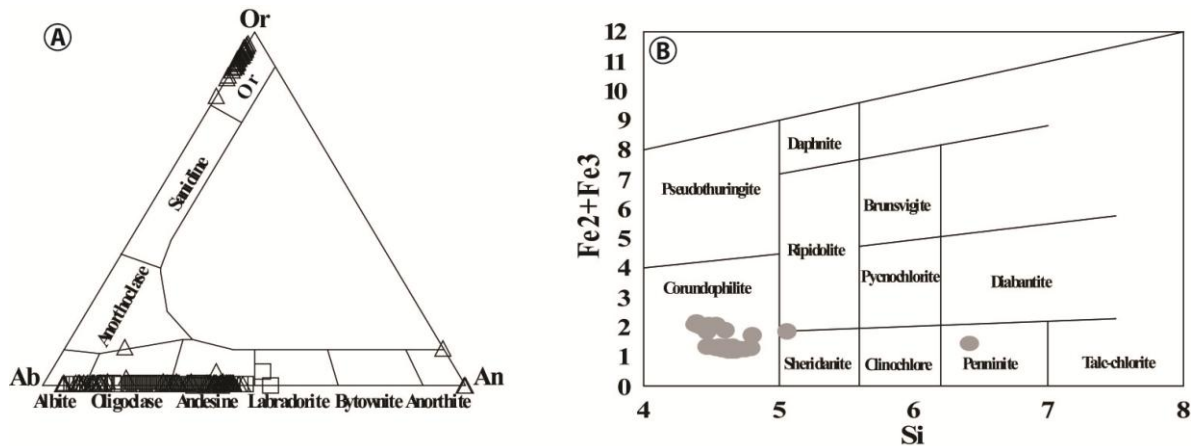


Figure 11 – Feldspar classification diagrams (Deer et al, 1966) from metabasalts and mafic schist and chlorites classification (Deer et al, 1972) from magnesium schist of the Itapema region. Legende: \square – metabasalts, Δ - volcanogenic metasediments, \bullet - ultramafic schist.

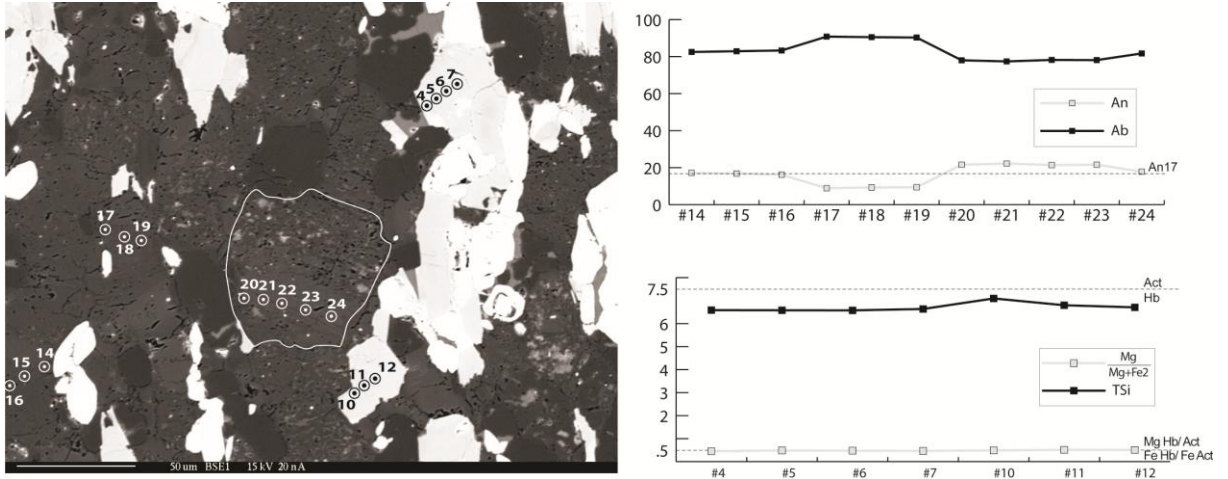


Figure 12 - BSE image showing spots of mineral chemistry analysis in metabasalts of BR-01 sample. Beside compositional profile of plagioclases and amphiboles analyzed.

Volcanogenic Metasediments

The volcanogenic metasediments occur in the Sertão do Valongo, Meia Praia and Ponta do Engodo areas. The metasediments are constituted by metric levels (3 to 5 meters) of amphibole schist intercalated with metabasalts, bt-musc schist and calc-silicate schist. The amphibole schist have schistosity in domains characterized by amphibole-rich layers intercalated with irregular levels with millimetric width (1-4 mm) composed by plagioclase, microcline, quartz, titanite and opaques minerals.

Mineral chemistry data of 138 amphiboles crystals revealed that volcanogenic metasediments are dominantly composed of magnesium and iron hastingite type hornblende, with $Mg/(Mg+Fe)$ lower than metabasalts and cumulatic ultramafic rocks (figure 9(b) and figure 9(c)). In Sertão do Valongo the amphiboles of volcanogenic metasediments present zonation. The back scattered electrons (BSE) images show nucleus of darker color composed of Mg pargasite type hornblende or Mg-hastingsite type hornblende surrounding by actinolite (figure 10(b)). In Meia Praia region there is no significant zonation and the Mg-hornblende is the dominantly amphibole.

The chemical composition of 98 feldspars crystals of the volcanogenic metasediments allowed the identification of K-feldspar and plagioclase (figure 11(a)). The plagioclase shows a large compositional variation with albite, oligoclase, bitownite and anortite (table 03).

Comparisons of geochemical compositions of these rocks with metabasalts show a large similarity of the relation of major and traces elements, including RRE, Nd and Sr isotopes, despite the mineralogical differences of the amphiboles and feldspar composition. These observations suggest a volcanogenic affinity for these metasediments.

Table 3 - Representative mineral-chemistry analysis of plagioclases and amphiboles from volcanogenic metasediments of the Santa Luzia e Meia Praia/ Ponta do Engodo Region.

Sample	Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Ab	An	Or	
Plagioclase	BR-09	#92	60.35	0.01	18.96	0.00	0.07	0.00	0.00	0.01	0.76	14.95	100.00	4.8	0.1	95.1
	BR-11	#160	66.94	0.02	20.43	0.01	0.30	0.03	0.03	1.01	10.94	0.07	99.76	91.1	8.4	0.5
		#125	64.29	0.02	22.21	0.00	0.30	0.00	0.01	2.89	9.67	0.08	99.47	76.5	22.8	0.6
	BR-17	#41	51.95	0.01	29.78	0.01	0.29	0.00	0.02	11.16	4.76	0.01	100.00	29.9	70.1	0.1
BR-17	#1	44.53	0.02	34.76	0.00	0.13	0.00	0.00	16.66	1.63	0.01	100.00	8.9	91.0	0.1	

Magnesium Schist

The magnesium schist is represented by magnetite-tremolite schist and magnetite-clorite-actinolite-tremolite schist. The texture is nematoblastic (0,4 a 0,8 mm) defined by the orientation of subidioblastic crystals of tremolite and clorite (figure 10(d)). Tremolite crystals with size between 0,8 to 2 mm characterized a porphyroblastic texture. In the back scattered electrons (BSE) images were recognized relict of discontinuos cumulatic levels of apatite and ilmenite with milimetric thickness (figure 10(e)). The opaques minerals are xenoblastic and constitute elongate aggregates with dimensions between 0,5 to 1,5 mm orientated with S_2 foliation. Plagioclase occur as elongate aggregates the according of the main foliation with dimensions of 0,8 to 1 mm and constituted an interlobate to polygonal granoblastic texture. The epidote crystals compound aggregates of xenoblastic to irregular shape with size of 0,1 to 0,2 mm.

Chemical composition data of 54 amphibole crystals from magnesium schist of the Sertão do Valongo area show the existence of calcic and iron-magnesium amphiboles (figure 09(a)). The calcic amphibole is dominant, composed mainly of actinolite, magnesium hornblende and tremolite subordinately and have the same composition of amphiboles of metabasalts (figure 09(b)). The iron-magnesium amphibole is antophyllite (figure 09(d)) and occurs at the edges of actinolite associated to M_2 metamorphic crystallization phase showed in the back scattered electron (BSE) images (figure 10(e)). The chlorites of magnesium schist show small compositional variation. Chemical analysis of 40 chlorite crystals classified them as corundofilites (figure 11(b)).

Calc-silicate Schist

In the northern portion of Itapema, Sertão do Valongo and Ponta do Engodo areas, the calc-silicate schist are intercalated with metabasalts and volcanogenic metasediments. The schist has green color and show compositional banding with milimetric thickness (2-15 mm), with regular and continue mafic rich levels with dyopside, pistacite, grossular and zoizite and felsic levels composed of plagioclase, quartz, microclíne and pistacite. The internal structure of the levels can be massive or foliated. The main texture is polygonal to interlobate granoblastic, equigranular to inequigranular medium size (0,1 a 0,4 mm), characterized by dyopside, plagioclase and quartz aggregates (figure 10(f)). Prismatic and elongates crystals of epidote with 3 to 8 mm size constituting the porphyroblastic texture.

Geothermometry

The application of geothermometer proposed by Holland & Blundy (1994) to PI-Hb pair permitted to calculate the temperature of formation of the paragenesis mineral. In the table 04 are showed the medium temperatures calculated to the metabasalts samples.

The metabasalts obtained temperatures of the Sertão de Santa Luzia region, based on 22 estimatives on pressure of 5 kbares indicated to BR-01 sample medium temperatures of 745.8 C° (DESVPAD 15.13) to reaction 1) Edenite + 4Quartz = Tremolite + Albite and temperature of 693.7 °C (DESVPAD 20.09) to reaction 2) Edenite + Albite = Richterite + Anortite. In the sample BR-02 the data showing temperatures of 684.2 °C (DP±86.1) to reaction 1) and 677 °C (DP±81.7) to reaction 2). The actinolite nucleus of BR-01 sample indicated temperatures about 550 °C based on reaction 1). The analisys of five (05) actinolite nucleus of BR-02 sample indicated temperature of 548.5 °C (DP±51.5) based on reaction 1 (table 04).

These results indicated the metamorphic equilibrium on conditions of the amphibolite facies to S_2 main foliation. The rare oligoclase crystals with An_{10} composition and the actinolite nucleus probably represent relicts of S_1 foliation, generated on conditions of the upper greenschist facies.

To the metabasalts of Meia Praia area, in Itapema, the obtained temperatures to S_2 foliation based on 42 estimatives indicated temperatures of $644\text{ }^\circ\text{C}$ ($DP\pm 19.74$) to reaction 1) and $660.05\text{ }^\circ\text{C}$ ($DP\pm 13.31$) to reaction 2, on 5 Kbar pressure conditions (table 04).

To the metabasalt of Ponta do Engodo area, the obtained temperatures to BR-20A, presents thermometry results to S_2 foliation very consistent. Were made 24 estimatives that indicated temperatures of $660.33\text{ }^\circ\text{C}$ ($DP\pm 19.74$) to reaction 1) and $650.5\text{ }^\circ\text{C}$ ($DP\pm 13.31$) to reaction 2, on 5 Kbar pressure conditions (table 04).

Table 04 – Mean, standard deviation and population data geothermometry calculated based on Pl-Hb thermometer (Holland & Blundy 1994). Reactions 1: $Ed+4Qzo=Trem+Ab$ and 2: $Ed+Ab=Ri+An$.

BR-01			BR-18		
<i>Foliation</i>	T °C R1 (5Kbar)	T °C R2 (5Kbar)	<i>Foliation</i>	T °C R1 (5Kbar)	T °C R2 (5Kbar)
Mean	745.03	694.43	Mean	644.00	660.05
DESVPAD	15.13	20.09	DESVPAD	19.74	13.31
n	28	27	n	42	42
BR-02			BR-20		
<i>foliation</i>	T °C R1 (5Kbar)	T °C R2 (5Kbar)	<i>Foliation</i>	T °C R1 (5Kbar)	T °C R2 (5Kbar)
Mean	694.95	681.76	Mean	660.33	650.50
DESVPAD	80.63	76.27	DESVPAD	24.34	18.64
n	21	21	n	24	24
Zoned Amph (Core)					
<i>T °C R1 (5Kbar)</i>					
Mean	548.50	* XNaM4<0.03			
DESVPAD	51.50	* XNaM4<0.03			
n	5				

Geochemistry

The bases of bulk-rock analyses used in this paper refer to 17 samples (11 metabasalts, 2 volcanogenic metasediments, 4 magnesium schists) for which major and

trace elements, including rare earth elements (REE) are given in table 5. The analyzed rocks show no features of hydrothermal alteration or weathering with values of LOI in general less than 1 wt%, excepting the magnesium schist. To evaluate the geochemical behavior the samples were plotted in Harker-type diagrams, using SiO_2 as an index of differentiation. To investigate the tectonic significance we used the chemical classification in magmatic series and tectonic diagrams.

Table 5 – Representative bulk-rock composition of metabasalts, magnesium schists and volcanogenic metasediments from the BMC.

Sample	Metabasalts								Volcanogenic Metasediments				Magnesium Schist				
	BR-01B	BR-02C	BR-08	BR-18A	BR-20A	BR-20B	BR-21A	PCA5231A	PCA6092	PCB2049A	PCB4068A	BR-09	BR-11	BR-03	BR-12	PCB1005A	PCB4070A
SiO ₂	49.96	47.45	45.82	44.24	60.85	47.50	52.72	49.34	46.90	48.52	52.09	46.54	54.47	46.15	46.3	42.16	48.09
Al ₂ O ₃	10.56	10.48	9.60	7.62	11.75	10.94	11.26	10.63	9.92	9.84	13.72	11.35	12.21	9.73	12.61	7.94	7.59
Fe ₂ O ₃	16.7	13.04	13.10	16.97	13.73	13.78	14.12	14.34	12.73	12.21	12.69	15.4	13.24	14	15.66	18.23	12.76
MnO	0.169	0.152	0.18	0.19	0.12	0.27	0.162	0.14	0.18	0.17	0.14	0.196	0.105	0.19	0.183	0.17	0.17
MgO	7.79	13.39	8.94	16.56	3.55	10.72	7.28	6.71	10.08	11.58	6.63	8.14	3.65	8.93	6.77	16.34	16.15
CaO	8.2	9.53	14.65	9.22	5.50	10.84	10.85	12.49	12.88	11.20	8.26	12.85	7.53	14.59	11.17	9.03	10.18
Na ₂ O	3.7	2.03	0.66	0.42	3.37	1.66	1.05	0.61	1.21	1.77	2.70	1.7	3.46	0.91	1.62	0.14	0.35
K ₂ O	0.08	0.15	1.34	0.07	0.27	0.13	0.4	0.49	0.33	0.14	0.15	1.18	0.26	1.36	2.38	0.05	0.08
TiO ₂	2.033	2.17	2.64	1.66	1.21	1.25	1.379	2.86	2.60	1.99	1.45	1.854	4.07	2.709	1.947	1.98	1.20
P ₂ O ₅	0.22	0.31	0.42	0.12	0.23	0.06	0.14	0.30	0.59	0.15	0.10	0.27	0.46	0.46	0.23	0.22	0.22
LOI	1.05	1.52	0.99	2.88	0.21	1.24	0.75	0.71	1.36	1.75	0.98	0.88	0.8	0.94	1.22	4.08	2.82
Total	100.5	100.2	98.34	99.96	100.80	98.39	100.1	98.61	98.77	99.33	98.92	100.4	100.2	99.96	100.1	100.35	99.61
V	264	240	228	141	192	144	220	NA	NA	NA	NA	281	290	249	271	NA	NA
Cr	460	920	330	1100	480	590	500	320.5	376.6	1209.6	672.3	470	0	440	490	852.8	1303.7
Co	59	53	42	77	40	84	61	95.4	83.4	76.2	78.9	64	55	56	63	175.4	105.1
Ni	370	280	220	550	200	760	320	140.8	181.9	251.1	194.9	340	80	270	310	904.0	654.0
Cu	50	20	40	40	40	20	30	90.0	66.7	86.0	415.0	40	160	0	40	75.8	103.5
Zn	100	120	120	130	0	130	90	171.3	164.3	125.9	130.4	120	80	130	100	197.1	204.9
Ga	20	20	19	13	13	15	19	30.4	24.2	20.0	26.3	24	24	21	24	19.5	16.4
Ge	2	2	2	2	LD	1	2	NA	NA	NA	NA	2	1	2	2	NA	NA
As	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	2.8	2.8	2.8	2.8	0	0	0	0	2.8	2.8
Rb	3	4	28	2	8	LD	LD	29.4	29.4	25.0	29.4	29	14	84	80	29.4	29.4
Sr	196	148	1420	20	109	93	468	1161.9	854.9	170.3	470.4	1925	315	477	1674	30.3	93.7
Y	18	22	24	16	23	18	18	33.3	32.2	19.0	29.6	24	29	25	22	23.2	26.3
Zr	115	122	110	84	53	53	73	160.1	147.7	80.2	75.9	122	240	169	127	63.0	49.3
Nb	17	20	17	9	8	8	9	31.5	46.5	25.9	16.9	23	33	28	23	25.4	29.6
Cs	LD	1.8	1.1	LD	LD	LD	LD	NA	NA	NA	NA	1.2	1.2	15.5	2.3	NA	NA
Ba	83	97	265	316	84	59	67	317.1	230.1	110.4	88.6	303	154	403	699	109.5	20.5
La	12.9	14.4	22.4	12.8	13.5	7.3	10.4	NA	NA	NA	NA	35	29.1	24.2	31.4	NA	NA
Ce	35.3	39.9	44.1	23.9	27	18.7	22	NA	NA	NA	NA	57.3	56.5	50.1	58.3	NA	NA
Pr	4.11	4.69	6.16	3.42	3.01	2.42	2.92	NA	NA	NA	NA	8.52	8.14	7	7.57	NA	NA
Nd	18.5	21.3	24.9	14.5	12.4	10.9	12.5	NA	NA	NA	NA	34.1	36.1	30.4	30.4	NA	NA
Sm	4.7	5.5	6.3	3.8	3.2	3.1	3.3	NA	NA	NA	NA	6.9	9	7.5	6.3	NA	NA
Eu	1.74	2.13	2.65	1.11	1.11	1.1	1.21	NA	NA	NA	NA	2.52	3.3	2.67	2.1	NA	NA
Gd	5	5.8	7	4.4	3.9	4	3.4	NA	NA	NA	NA	6.3	8.2	7	5.6	NA	NA
Tb	0.8	0.9	1	0.7	0.6	0.6	0.6	NA	NA	NA	NA	1	1.4	1.1	0.9	NA	NA
Dy	4.3	5	5.4	3.7	3.8	3.8	3.9	NA	NA	NA	NA	5.6	7.3	5.9	5.1	NA	NA
Ho	0.7	0.9	1	0.7	0.7	0.7	0.7	NA	NA	NA	NA	1	1.2	1	0.9	NA	NA
Er	1.7	2.3	2.6	1.9	2	2.1	1.9	NA	NA	NA	NA	2.5	2.9	2.4	2.3	NA	NA
Tm	0.22	0.29	0.33	0.24	0.27	0.29	0.27	NA	NA	NA	NA	0.33	0.35	0.29	0.3	NA	NA
Yb	1.3	1.7	1.8	1.3	1.5	1.6	1.6	NA	NA	NA	NA	1.9	1.9	1.6	1.7	NA	NA
Lu	0.17	0.24	0.25	0.18	0.21	0.23	0.22	NA	NA	NA	NA	0.25	0.26	0.22	0.23	NA	NA
Hf	3.2	3.3	3.3	2.7	1.4	2	2.2	NA	NA	NA	NA	3.2	6.7	4.7	3.5	NA	NA
Ta	1.3	3.8	1.1	0.7	0.6	0.6	0.7	NA	NA	NA	NA	1.6	2.5	1.9	1.6	NA	NA
Pb	5	LD	0	LD	LD	LD	LD	2.6	6.5	6.9	8.9	5	6	LD	12	1.2	7.2
Th	2	1.9	2.1	1.4	1.8	1.8	1.8	NA	NA	NA	NA	3.1	3.5	2.8	3.2	NA	NA
U	0.4	0.5	0.6	0.4	0.2	0.3	0.5	NA	NA	NA	NA	0.8	1.2	0.8	0.9	NA	NA

All analyzed samples have a basic composition, with concentrations of major and trace elements similar to those reported from volcanic rocks of Phanerozoic environments. This feature associated with the compositional regularity may indicate that the metabasalts, volcanogenic metasediments and cumulate ultramafic rocks are the metamorphic equivalents of ancient volcanic rocks having preserved their original igneous composition. This conclusion is also indicated by the high Cr/Th (between 152 to 785) and low Th/La (0.09

to 0.24) ratios distinguishing these samples from sedimentary rocks (Taylor & McLennan, 1985; Rollinson, 1996).

The SiO₂ contents of the mafic (metabasalts and volcanogenic metasediments) vary between 45 to 52 wt% and 45 to 48 wt%, respectively. The Mg# values of the mafic and cumulate ultramafic rocks are between 35 and 65 and 48 and 74, respectively (table 5). The arrangements of the 17 samples in the Harker diagrams lead to curved and linear trends in regard to major and trace elements, suggesting again that the samples were not effected by metamorphic or weathering process (figure 13 and figure 14). Despite of the overlap in several diagrams, there are distinct tendencies between mafic and ultramafic rocks, mainly in relation to contents of CaO, MgO and P₂O₅ (figure 13). The metabasalts show an initial enrichment of MgO, CaO, Al₂O₃ and Na₂O, with decreasing contents of TiO₂ and P₂O₅ related to the differentiation indices. The FeOt contents show an increase to 50 wt% SiO₂, when the values decrease suddenly. The metabasalts show a small and regular increase of the K₂O contents with rising SiO₂ contents (figure 13). The major elements show trends, which, however, 4 ultramafic schists (PCB-1005A, PCB-4070A, BR-12 and BR-03) and 2 metabasalts (BR-08 and BR-18A) shows higher contents of CaO, Al₂O₃, MgO and FeOt. These variations suggest processes of segregating minerals during differentiation. The higher K₂O contents of some samples may suggest crustal assimilation by the volcanic magmas.

The contents of trace elements from mafic and ultramafic rocks also emphasize the compositional differences between them allowing a separation into two groups. The main group composed of metabasalts shows a general dominant trend characterized by the steady increase in Ni, Cr, Sr and decrease of Co, Nb, Y and Ba with increasing SiO₂ contents. However, Zr is firstly progressively enriched and, after passing 48 wt% SiO₂, subsequently diminished (figure 14). The subordinate group, composed of magnesium and some other mafic schists, shows features suggesting mineral segregation processes, as indicated by higher Cr, Ni and Co contents, and lower values of Nb, Y, Zr and Ba. Especially

the high contents of Cr (> 800 ppm) and Ni (>500 ppm) in these rocks suggest the accumulation of minerals such as pyroxene and magnetite-chromite. The higher Ba, Sr and Y contents present in some magnesium schists and metabasalts could be due to the assimilation of surrounding metasediments as proposed above.

The compositional overlap between metabasalts and volcanogenic metasediments also suggest that the latter were generated by a strong volcanic contribution nearly contemporary to the volcanic event.

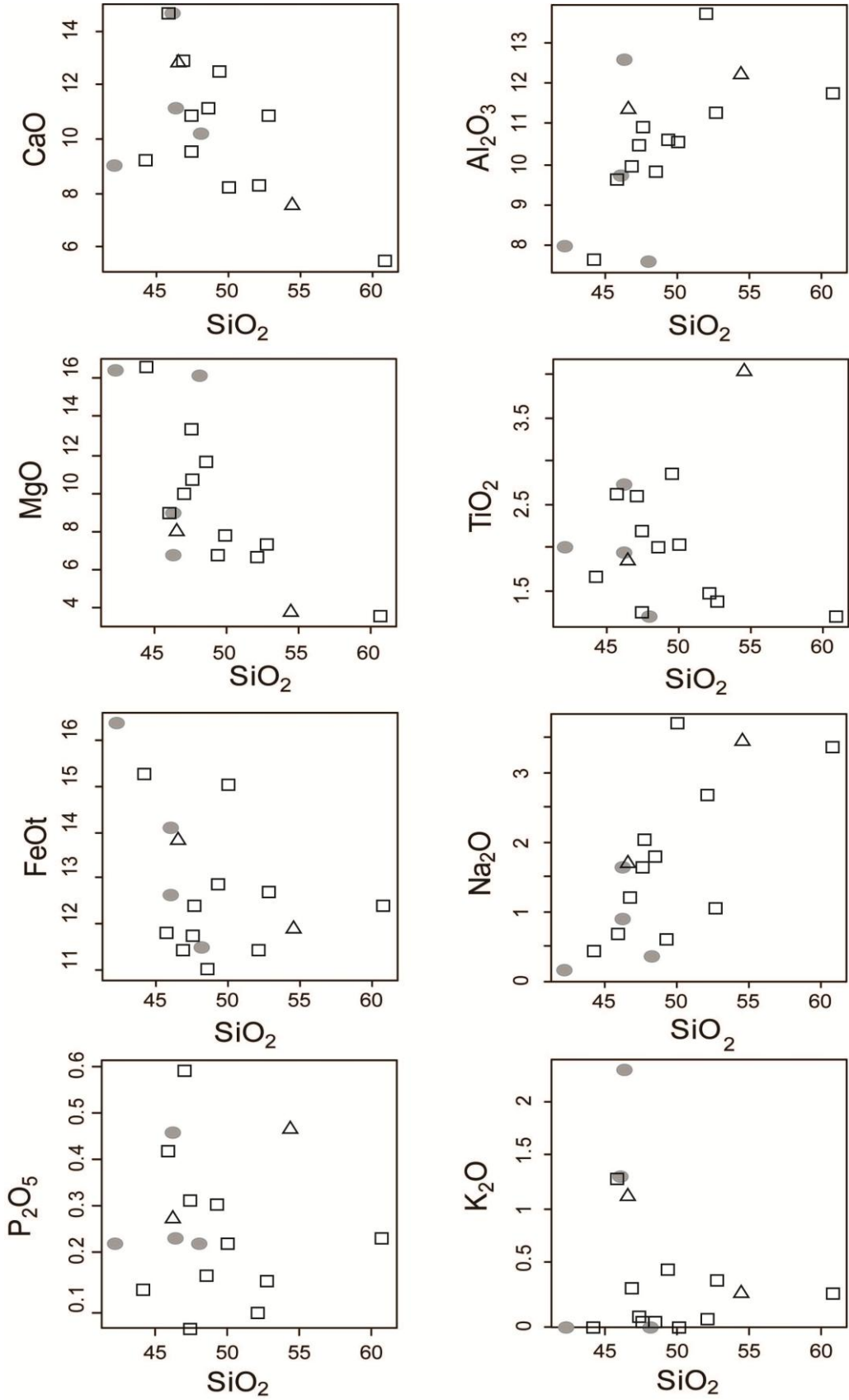


Figure 13 – Major elements (wt%) variation diagrams for the studied samples using SiO_2 as differentiation indices. Legende: □ – metabasalts, Δ- volcanogenics metasediments, ●- ultramafic schist.

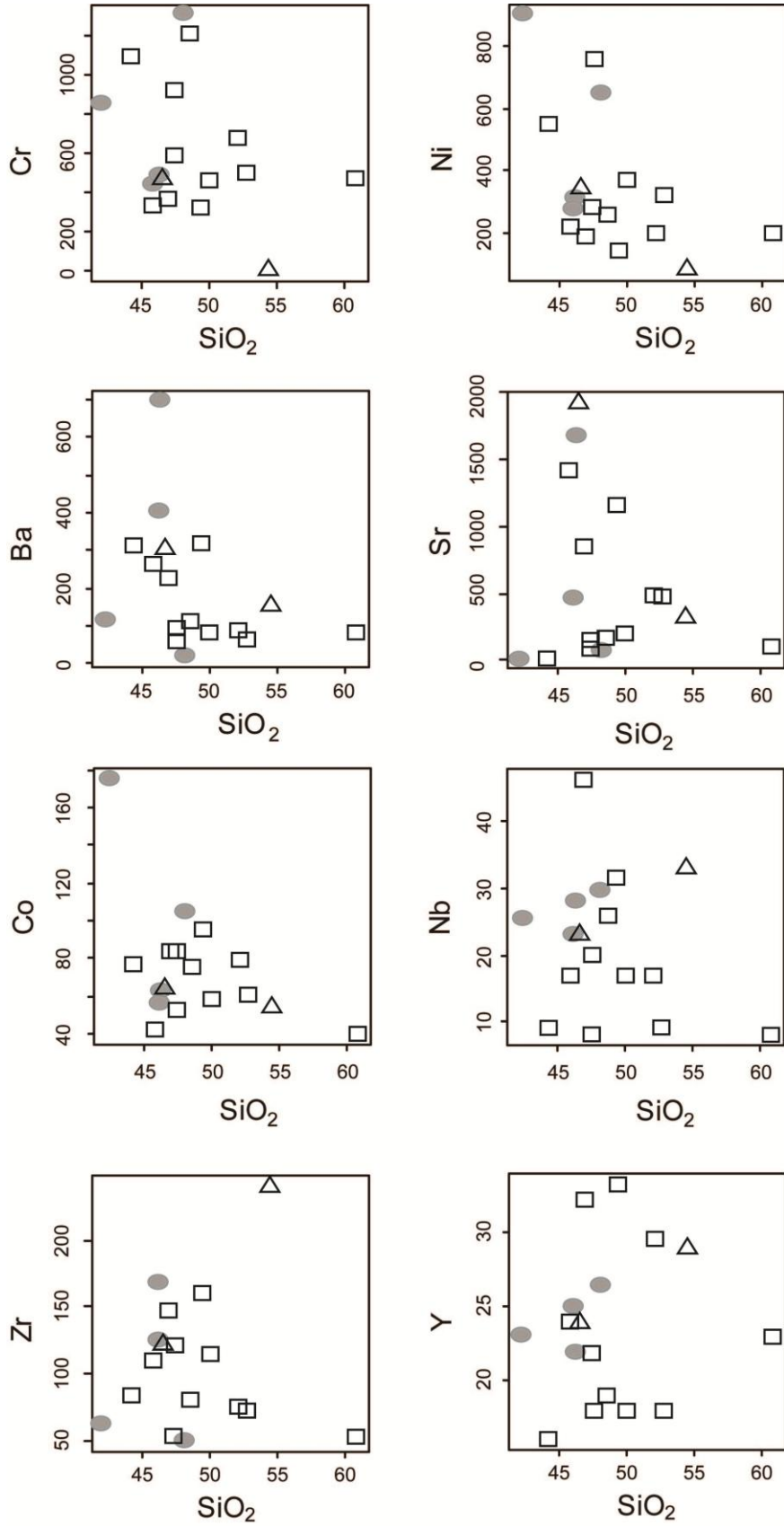


Figure 14 – Minor and trace element (ppm) variation diagrams for the studied samples using SiO₂ as differentiation indices. Legende: □ – metabasalts, Δ- volcanogenics metasediments, ● - ultramafic schist.

The chemical composition of metabasalts and volcanogenic metasediments plotted in the TAS diagram (Le Maitre, 1989) classifies them as basalts and, subordinately, as basaltic andesites (figure 15). The cumulate ultramafic samples plot as basalts and picrite basalts. In the Jensen (1976) diagram, the studied samples are subdivided into two groups, one subordinate with higher contents of Mg. The other group shows a trend from komatiitic basalts to high-Fe tholeiitic basalts (figure 16).

In the AFM diagram of Irvine & Baragar (1971), the metabasalts, ultramafic rocks and volcanogenic metasediments plot as tholeiitic rocks (figure 17). The subalkaline character is also confirmed in the diagram by Winchester & Floyd (1977) plotting ratios of low-mobility elements (figure 18).

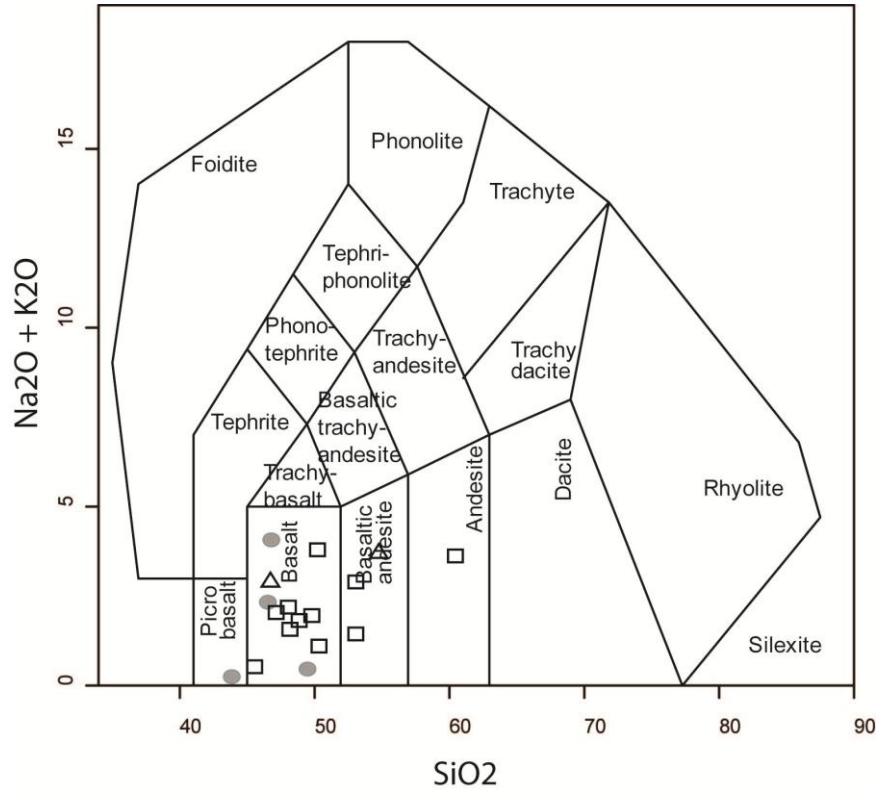


Figure 15 – Total alkalis versus silica diagram (TAS – Le Maitre, 1989) showing metamorphic rocks of the Itapema region. Legende: □ – metabasalts, Δ- volcanogenics metasediments, ●- ultramafic schist.

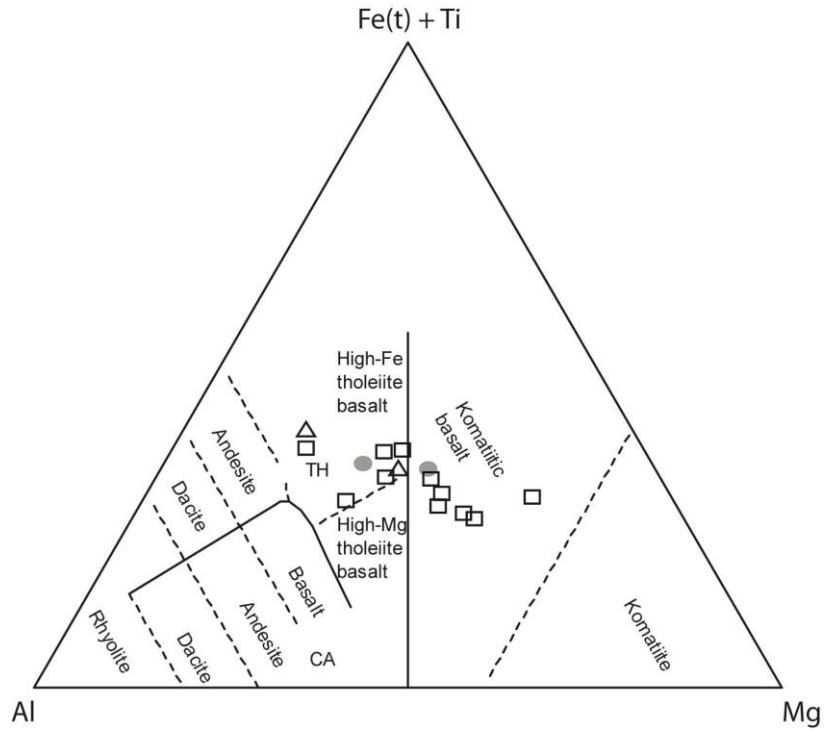


Figure 16 – Plot of studied samples in the $FeO_t+TiO_2-Al_2O_3-MgO$ diagram (Jensen, 1976).
 Legende: □ – metabasalts, Δ- volcanogenics metasediments, ●- ultramafic schist.

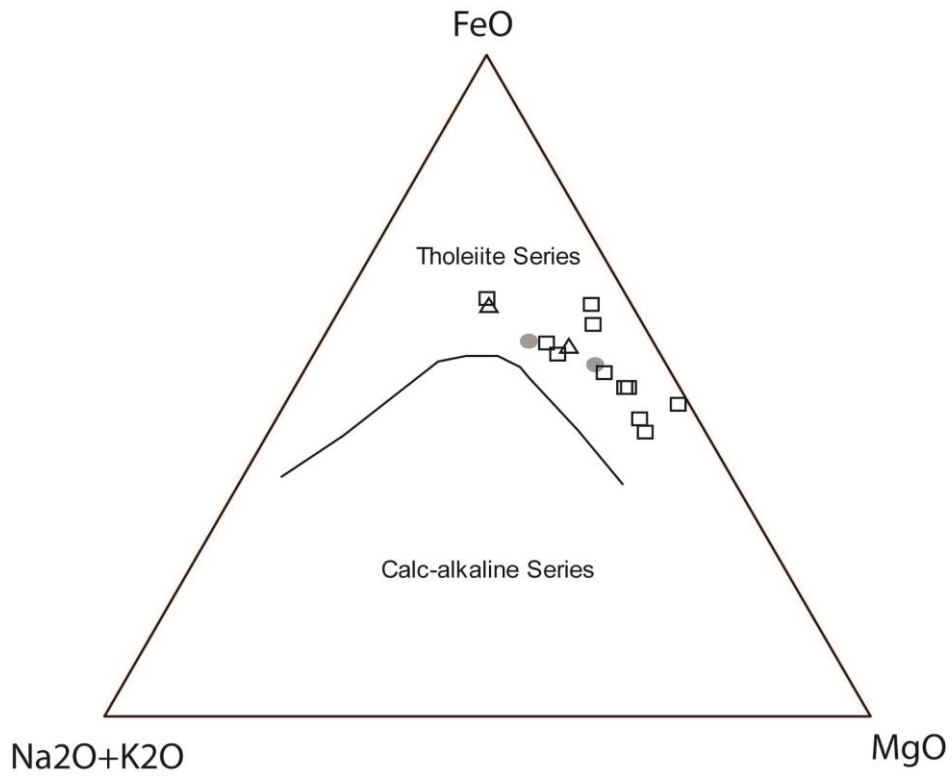


Figure 17 – AFM diagram by Irvine & Baragar (1971) plotting metamorphic rocks of the Itapema region. Legende: □ – metabasalts, Δ- volcanogenics metasediments, ●- ultramafic schist.

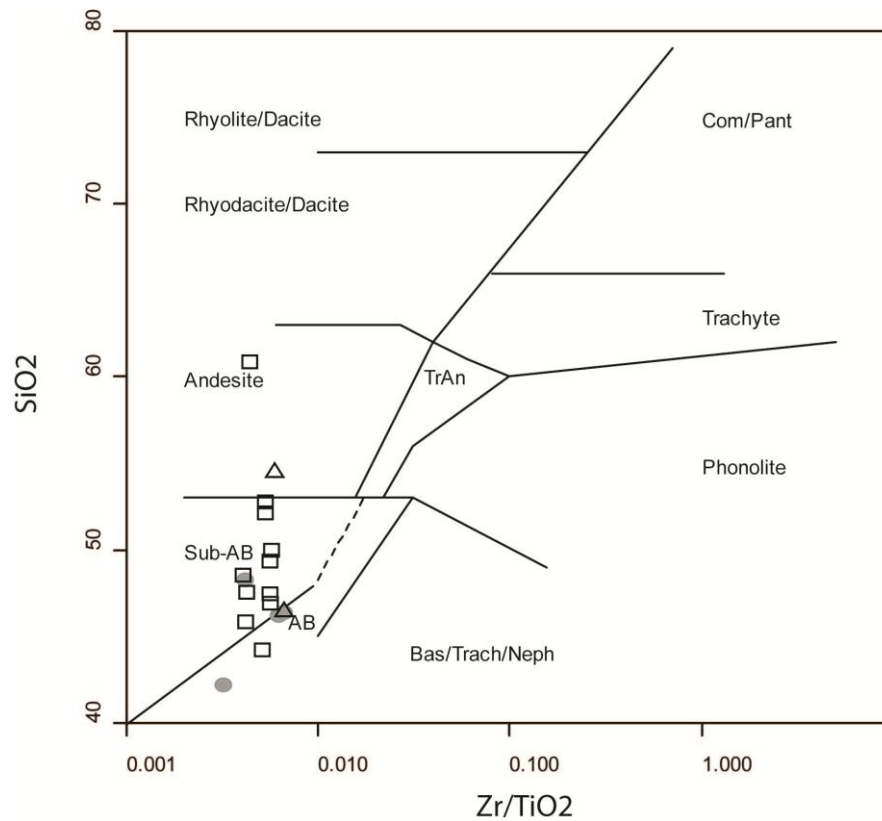


Figure 18 – (Zr/TiO_2) versus SiO_2 diagram of Winchester & Floyd (1977) showing studied samples of the Itapema region. Legende: □ – metabasalts, Δ- volcanogenics metasediments, ●- ultramafic schist.

Patterns of REE, normalized to chondrite, of metabasalts, magnesium schists and volcanogenic metasediments are very similar, characterized by the enrichment in light REE, low heavy REE and small positive Eu-anomalies for magnesium schists and volcanogenic metasediments (figure 19). The volcanogenic metasediments and magnesium schist have higher overall contents of REE, mainly of medium REE, compared to metabasalts. In addition, the latter show a stronger scatter in REE contents. In regard of these contents, the magnesium schists have an intermediate position among the studied rocks. This relation

suggests an accumulation process of mineral phases such as pyroxene and/or amphibole for the magnesium schists.

The comparison between metabasalts, magnesium schists and volcanogenic metasediments in spidergrams, normalized to N-Morb result, in fact, in similar LILE enriched and low Yb and Lu patterns. Remarkable higher LILE contents for the magnesium schists and slightly higher contents in medium REE, Hf and Zr for the volcanogenic metasediments are also observed. The metabasalts and volcanogenic metasediments show large compositional similarity with the OIB when compared in spidergrams, although the studied rocks have slightly lower values of Ba, Rb, K and SR and for higher values of Cs. Again is observed greater enrichment in LILE for cumulatic rocks (figure 20). The patterns found in metasediments are more similar to intraplate basalts, showing a flat pattern with gradual increase towards incompatible trace elements. The magnesium schists show a compositionally restricted variation in comparison to metabasalts, The latest one have a wide compositional variation mainly in incompatible trace elements, as well as, lower values of Th, Nb, Zr, Y and light REE.

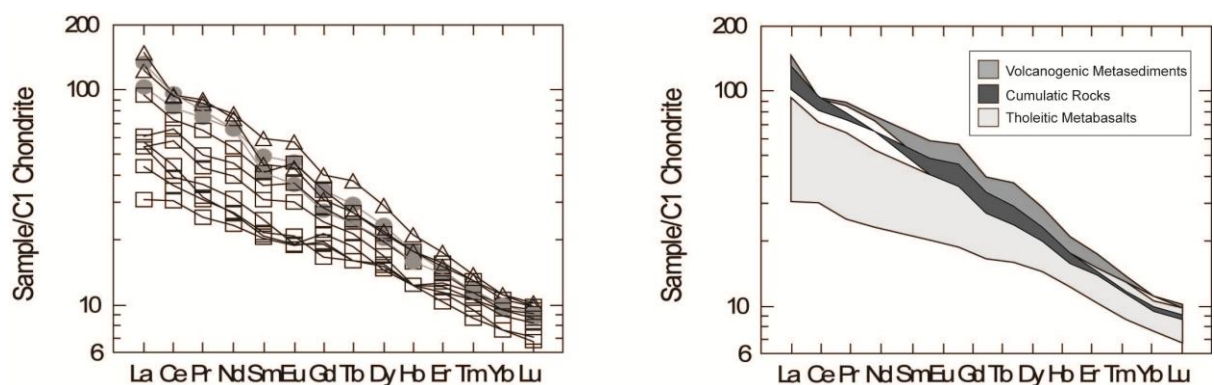


Figure 19 – Rare Earth Elements, normalized to chondrite C1 (Sun 1982), of metabasalts, magnesium schists and volcanogenic metasediments from the Itapema region. Legende: □ – metabasalts, Δ- volcanogenics metasediments, ● - ultramafic schist.

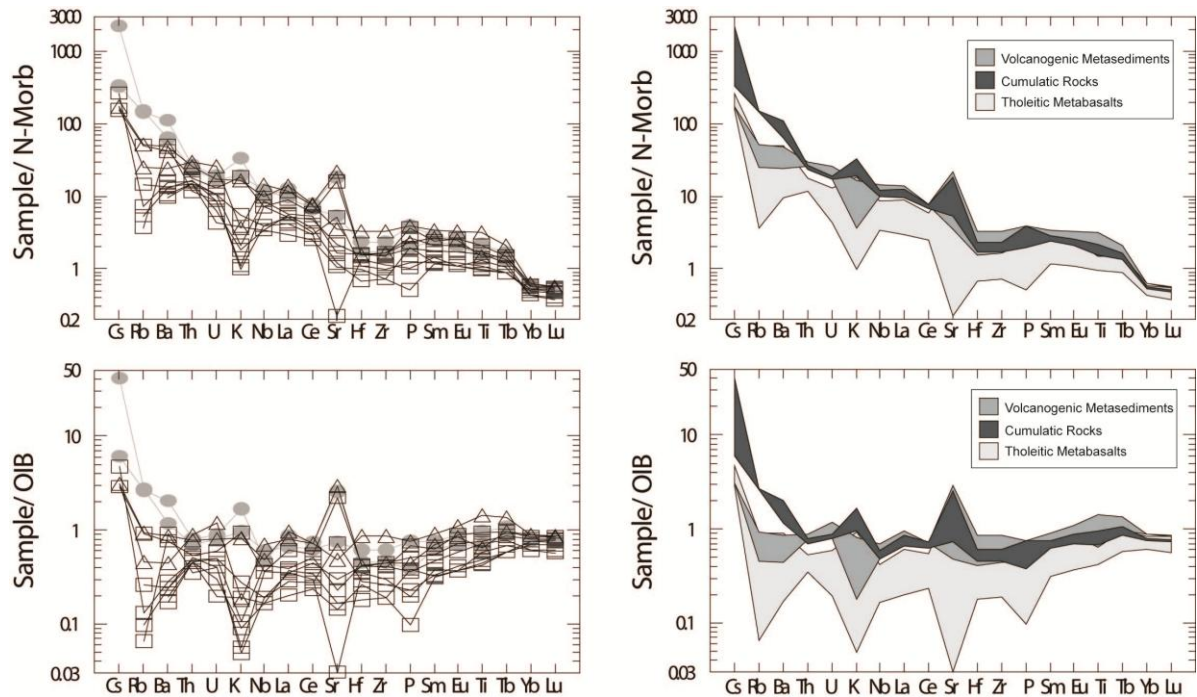


Figure 20 – Multi-elementary diagram, normalized to N-Morb (Sun & Mac Donough 1989) and OIB (Pearce 1982), of the studies rocks of the Itapema region. Legend: \square – metabasalts, Δ - volcanogenic metasediments, \bullet - ultramafic schist.

The intraplate component of the metabasalts, magnesium schists and volcanogenic metasediments also are observed in other tectonic-magmatic discrimination diagrams based on trace elements. Triangular diagrams based on $Ti/100-Zr-Y \times 3$ (Pearce & Cann 1973) and $Nbx^2-Y-Zr/4$ (Meschede 1986) show compatibility of compositions from metabasaltic studied rocks to volcanics rocks generated in an intraplate tectonic environment but also a subordinate compatibility with P-MORBs (figure 21 and figure 22).

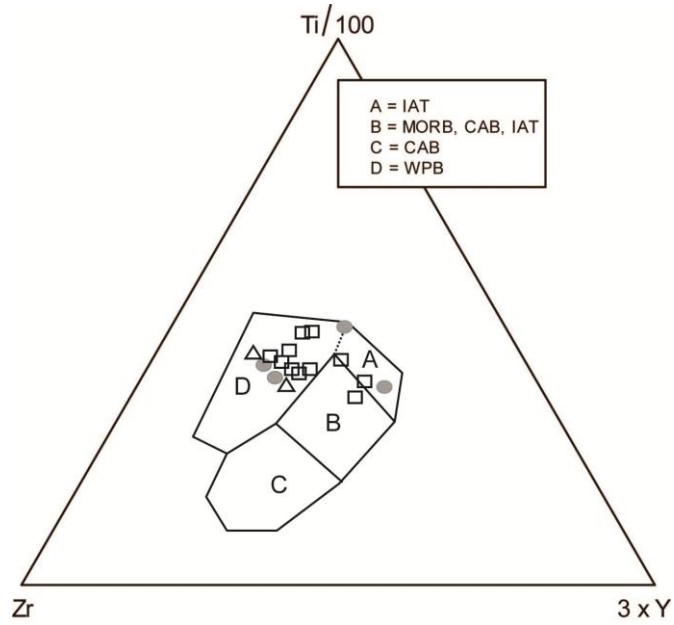


Figure 21 – Plot of the studied samples in the Ti/100-Zr-Yx3 diagram of Pearce & Cann (1973). Legende: □ – metabasalts, Δ- volcanogenics metasediments, ●- ultramafic schist.

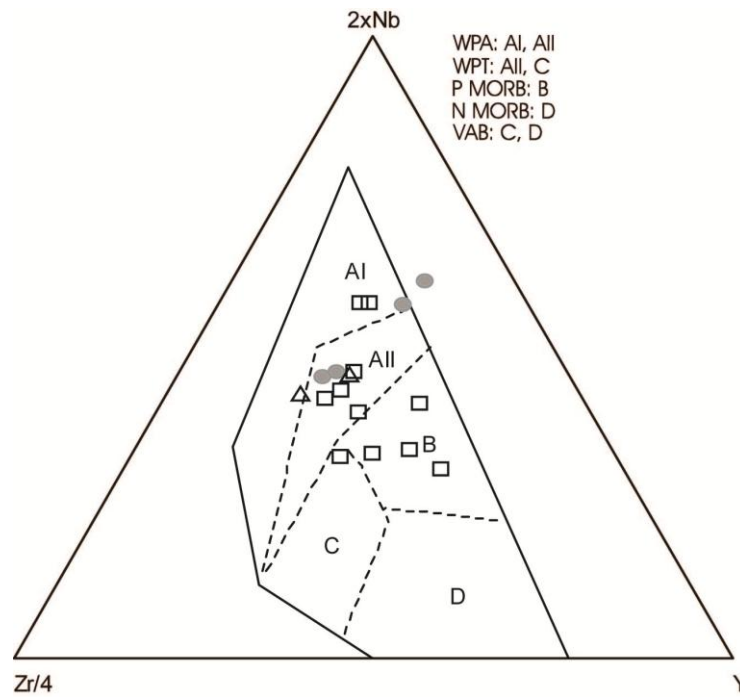


Figure 22 – Plot of the studied samples in the Nb_x2-Zr/4-Y diagram of Meschede (1986). Legende: □ – metabasalts, Δ- volcanogenics metasediments, ●- ultramafic schist.

Sm, Nd and Sr Isotopes

Contents of ^{147}Sm , ^{143}Nd , ^{144}Nd , ^{86}Sr , and ^{87}Sr of the samples BR-01B, BR-02C, BR-08, BR-09, BR-11, BR-18A, BR-20B and BR-21A are presented in table 6. The database was corrected on the basis of a U-Pb SHRIMP age of 936 ± 40 Ma to metabasalt of the Sertão do Valongo area (Yamamoto & Basei 2009). The initial values of epsilon $\text{Nd}_{(t_{936})}$ of the studied rocks vary between -2.96 and 5.05 with predominance in the range between -0.28 and +2.00. The calculated T_{DM} model ages are between 1019 and 1762 Ma. The metabasalt BR-20B, shows an anomalous model age (T_{DM}) of 2516 Ma.

The metabasalts and volcanogenic metasediments show similar values of the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios with a compositional interval for continental flood basalts. Subordinately, the values show a superposition with subduction-related basalts (figure 23).

A plot of the Ba/Y vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the studied rocks indicates again that the samples of metabasalts and volcanogenic metasediments were affected by a different degree of crustal contamination (figure 24). A similar conclusion results of the analysis of the Th/Yb vs. Ta/Yb ratios diagram of Wilson (1989). Furthermore, this plot suggests that the original magmas related to the studied rocks was originated from a mantle source enriched with different grade of contamination by fluids related to subduction processes (figure 25).

Table 6 – $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic ratios, initial values of the $\text{Nd}_{(945)}$ and model ages (TDM) of the studied samples of metabasalt and volcanogenic metasediment.

		Sample	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	error(ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	error(% , 1 Sigma)	
Volcanogenic Metasediments:	Metabasalts	BR-01B	4.44	16.95	0.15830	0.51240	57	0.70918	0.0012	
		BR-02 C	5.35	20.31	0.15929	0.51251	82	0.70799	0.0013	
		BR-08	7.15	28.38	0.15240	0.51260	16	0.70916	0.0011	
		BR-18A	3.59	13.10	0.1659	0.51241	42	0.710888	0.0014	
		BR-20B	2.83	10.07	0.16960	0.51232	84	0.70868	0.0013	
		BR-21A	3.12	11.70	0.16097	0.51252	105	0.70793	0.0018	
	BR-09	6.53	30.91	0.12769	0.51220	23	0.70674	0.0013		
	BR-11	8.41	32.78	0.15517	0.51265	19	0.70757	0.0013		
			Sample	Age (Ma)	$^{143}\text{Nd}_i/^{144}\text{Nd}_i$	ϵNd_i	TDM	$^{87}\text{Sr}_i/^{86}\text{Sr}_i$		
	Volcanogenic Metasediments	Metabasalts	BR-01B	936	0.511428	-0.04	1.88	0.70859		
			BR-02 C	936	0.511532	1.99	1.633	0.706945		
BR-08			936	0.511664	4.58	1.26	0.708399			
BR-18A			936	0.511391	-0.76	2.119	0.707014			
BR-20B			936	0.511279	-2.96	2.551	0.708675			
BR-21A			936	0.511532	1.98	1.654	0.707935			
BR-09		936	0.511416	-0.28	1.584	0.706152				
BR-11		936	0.511697	5.22	1.195	0.705845				

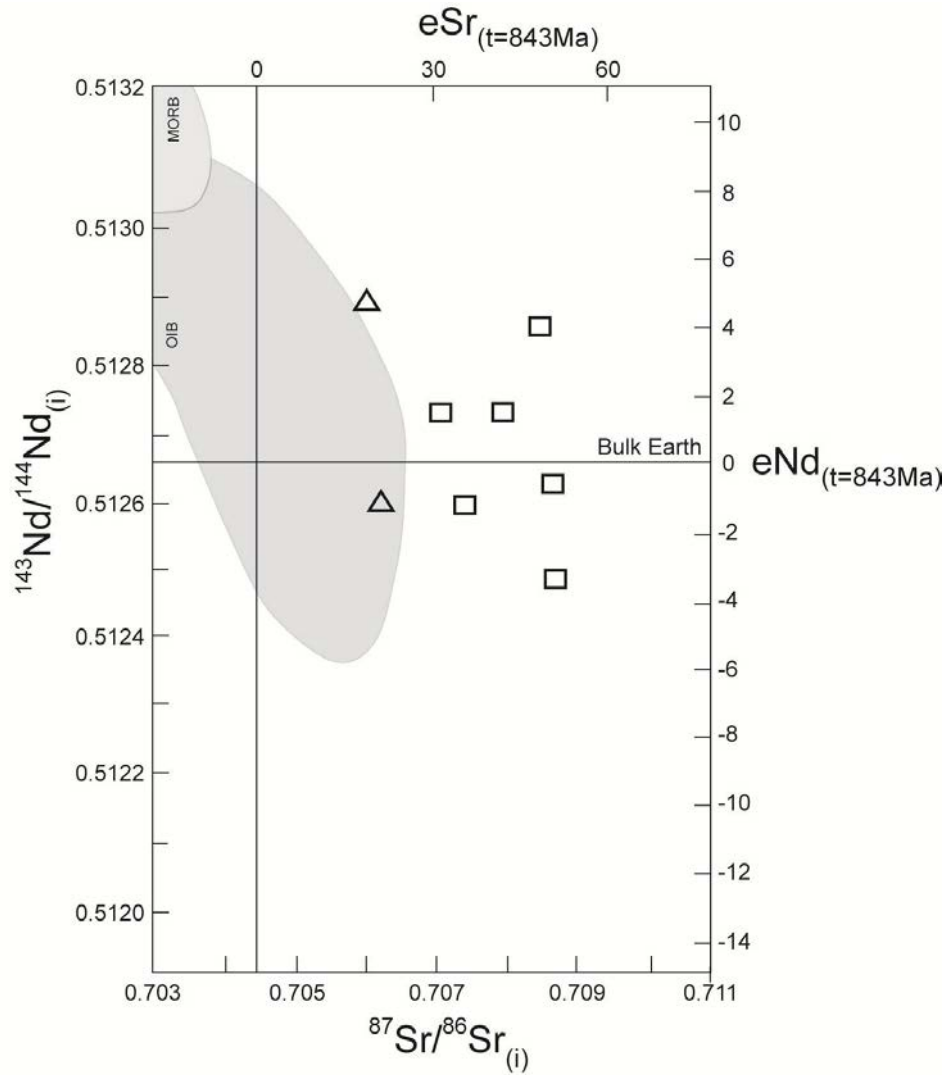


Figure 23 – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram (Wilson, 1989) for the studied samples. The fields showing variations in the values found in basalts related to subduction zone, MORB type, OIB and continental plateau tholeiitic basalts. Legend: \square – metabasalts, Δ – volcanogenic metasediments.

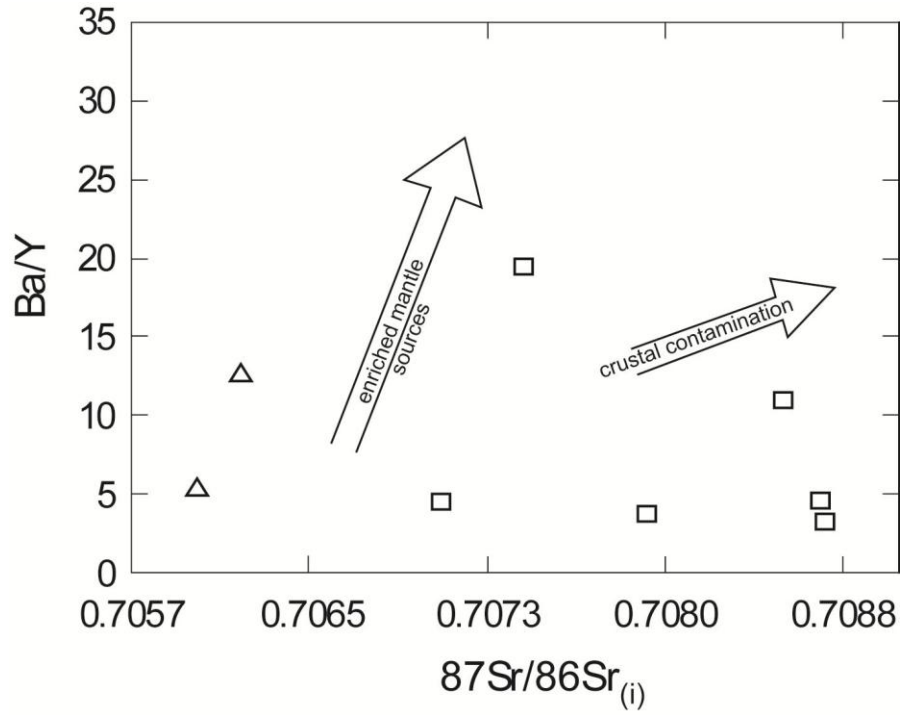


Figure 24 – Ba/Y vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram for the studied rocks. Legend: \square – metabasalts, Δ – volcanogenic metasediments.

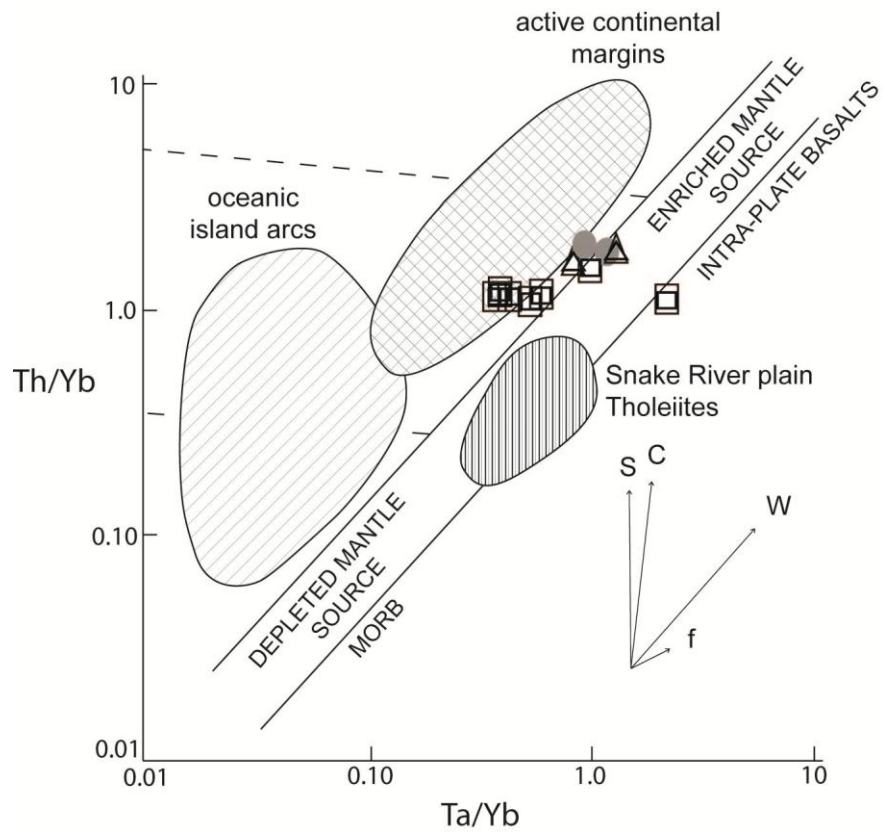


Figure 25 – Discrimination diagram associated to Th/Yb vs. Ta/Yb ratios (Pearce 1982 and Wilson 1989) separating intraplate basalts from basalts related to subduction zones. Legende: □ – metabasalts, Δ- volcanogenics metasediments.

Discussion and conclusions

The new data on mineral chemistry, geochemistry and isotope geology allow to recognize and separate the bodies of mafic and ultramafic rocks of the BMC from the Itapema region in metabasalts, volcanogenic metasediments, magnesium schist (cumulate ultramafites) and calc-silicate schist. Structural and petrographic data suggest that the protoliths of the metabasalts were ancient lava flows which formed during the evolution of the sedimentary basin that later was transformed to the BMC.

The absence of plagioclase, the occurrence of layers with concentration of ilmenite, apatite and pyrite, and the geochemical data of the magnesium schists indicate that these rocks were generated by accumulation of pyroxene, ilmenite and apatite phase from tholeiitic magma. The restrictive occurrences as tiny lenses intercalated in metabasalts and volcanogenic metasediments suggest these cumulated rocks were derived by magmatic flow segregation mechanisms.

The analysis of the metabasalts S_2 mineral compositions results indicated that metamorphic conditions evolved in this S_2 formation were similar to all bodies studied. To Sertão de Santa Luzia the information obtained are related to S_1 foliation marked by relict nucleus of actinolite crystals found in the BR-01 and BR-02 samples. The high An values found in relict plagioclase of the BR-02 sample suggest the presence of igneous crystal relict. In the Meia Praia/Ponta do Engodo areas the compositional homogeneity of the mineral paragenesis suggests higher conditions of metamorphism on amphibolites facies. The obtained data indicate an increasing of the metamorphic conditions in north direction.

The PI-Hb (Holland & Blundy 1994) geothermometry data indicated S_2 high temperatures about 700 C° to Sertão de Santa Luzia area, with relicts of 548 C° to actinolite

nucleus of the S_1 foliation. The metabasalts of the Meia Praia/Ponta do Engodo areas indicated temperatures of 653 °C considering a lithostatic pressure of 5 kbars. Although the obtained temperatures results have been higher to amphibolites without clinopyroxene and, considering the conditions of the upper greenschist facies defined by the presence of garnet (and absence of staurolite) of the Sertão do Valongo and Sertão de Santa Luzia regions, as described to metapelites associated (Philipp *et. al.*, 2004), the results are consistent when consider the error of ± 40 °C of the thermometer. As well as the obtained thermal data are consistent with rocks originated on upper greenschist to amphibolite metamorphic conditions to S_1 foliation ranging to medium amphibolites facies conditions to S_2 foliation. These values are perfectly coherent with the metamorphic conditions described by Philipp *et. al.*, (2004) for the metapelites from Meia Praia and Ponta do Engodo areas, where occurs sin- S_2 cordierite porphyroblasts.

Geochemical data of metamafic and metaultramafic rocks allowed to separate two compositional groups. The main group is composed of metabasalts and mafic schists of tholeiitic composition. The samples of this group show trends defining and suggesting fractionation of mineral phases such as clinopyroxene, iron oxides (ilmenite and magnetite), plagioclase and apatite. The subordinate group composed of magnesium schists and some mafic schists shows features suggesting mineral segregation, mainly by accumulation of phases such as clinopyroxene and magnetite. Some samples of magnesium schists show higher contents of Ba, Sr and Y pointing to the assimilation of adjacent pelitic schists and calc-silicate rocks.

The compositional superposition of metabasalts, magnesium schists and volcanogenic metasediments suggests that the latter rocks were generated by volcanic contribution probably by strong relation to volcanism. The presence of K-feldspar and plagioclase and the higher enrichment grade of the light REE and incompatible trace elements and the great similarity between petrographic, geochemical and isotopic data of the volcanogenic metasediments and metabasalts confirm this.

The geochemical data of the metavolcanic rocks of the Itapema region, displayed in discrimination, REE and multi-elementary diagrams, including isotopic ratios show similarities to intraplate basalts of continental environment, generated from a mantle source with different grades of enrichment of crustal components. The negative anomaly of Nb related to La and Th/Yb vs Ta/Yb relations suggest a mantle source affected by previous subduction events of Paleoproterozoic age. This hypothesis of the participation of Paleoproterozoic continental crust is supported by ϵNd slightly positive and negative, by high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and by T_{DM} model ages. Alternatively, during the ascent and effusion of tholeiitic magmas surrounding rocks were assimilated. On the contrary, the values of ϵNd_t and the T_{DM} model ages of metabasalts suggest a mantle source with extraction in the Neoproterozoic.

Acknowledgments

The authors thanks to Jacira Anton Vargas by review and translation of this paper, to CNPq by financial support that permit the field works and laboratories supply and by the research fellowship of Ruy Paulo Philipp. To anonymous reviews for discussion and suggestions on the final text.

References

- Almeida, F. F. M., 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. *Boletim Divisão Geologia Mineralogia*, 241, 1-36.
- Basei, M.A.S., 1985. *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. Thesis (PhD). Universidade de São Paulo.
- Basei, M.A.S., and Teixeira, W., 1987. Geocronologia do Pré-Cambriano/Eopaleozóico de Santa Catarina, *In*: L.C. Silva, and C.A. Bortoluzzi, Eds. *Texto explicativo para o mapa geológico de estado de Santa Catarina - 1:500.000*. Florianópolis, Brazil. DNPM/CPRM, 91-130.

- Basei, M.A.S., 1990. O Grupo Brusque: uma evolução monocíclica. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Natal-Brazil, Anais*, (6) 2649-2657.
- Basei, M.A.S., Grasso, C.B., Vlach, S.R.F., Nutman, A., Sigla Jr., O., and Osako, L.S., 2008. "A"-type rift-related granite and the lower cryogenian age for the beginning of the brusque belt basin, dom feliciano belt, southern brazil. *In: VI South American Symposium on Isotope Geology San Carlos Bariloche, Argentina, Anais*.
- Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Martinez, L. A., Maerques, L. S., Melfi, A. J., Nardy, A. J. R., Piccirillo, E. M., and 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., Philipp, R.P., Dilemburg, S., Lisboa, N.A., and Hartmann, L.A., 2000. Projeto Camboriú – *Mapa Geológico 1:25.000 das folhas Camboriú e parte sul da Folha Itajaí*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brazil.
- Bitencourt, M.F. and 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* (in press).
- Brandelik, A., 2009. CALCMIN - an EXCEL™ Visual Basic application for calculating mineral structural formulae from electron microprobe analyses. *Computers & Geosciences*, 35, (7) 1540-1551.
- Busby, C.J. and Ingersoll, R.V., eds., 1995. *Tectonics of sedimentary basins*. Blackwell Science, London.
- Butcher, K. and Frey, M., 1994. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. New York. Springer-Verlag.
- Caldasso, A.L., Krebs, A.S.J., Silva, M.A.S., Camozzato, E., and Ramgrab G.E. 1995. *Mapa Geológico 1:50.000 da Folha Brusque, SC, SG-22-Z-D-II-1*, Programa de Levantamentos Geológicos Básicos – CPRM, Brasília, Brazil.
- Campos, R. S., 2007. *Petrografia e Geoquímica das Rochas Metavulcânicas Máficas e Ultramáficas da Região da Serra da Miséria, Itapema, SC*. Thesis (Msc). Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Brazil.

- Campos, R. S. and Philipp, R. P., 2007. Petrografia e Geoquímica das Rochas Metavulcânicas Máficas e Ultramáficas da Região da Serra da Miséria/SC. *Revista Brasileira de Geociências*, 3, 63-75.
- Chemale Jr., F., 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. *In*: M. Holz and L.F. De Ros, Eds. Geologia do Rio Grande do Sul. CIGO-UFRGS, 13-52.
- Chemalle Jr., F., 2007. Tectonic evolution of Neoproterozoic to Eopaleozoic belts in the Southern Brazil and Southern Africa. *In*: I Workshop problems in the western Gondwana geology, Gramado, RS. Extended Abstracts, 1, 22-25.
- Clarke, D., Mengel, F., Coish, R. A., and Kosinowski, M. H. F., 1994. *NewPet for DOS, version 94.01.07*. Department of Earth Sciences, Memorial University of Newfoundland, Canada.
- Culshaw, N. and 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., Breikreuz, C., Harmon, R. S., Todt, W., and Buchelt, M., 1991. The Cordón de Lila Complex, Central Andes, Northern Chile; An Ordovician Continental Volcanic Province. *Geological Society of America*, 265, 179-188.
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J., 1966. *An Introduction to Rock Forming Minerals*. Longmans, London, 77-112.
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J., 1972. *An Introduction to Rock Forming Minerals*. Longmans, London, pp: 517.
- Fragoso-Cesar, A. R. S., 1980. O cráton do Rio de La Plata e cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-rio-grandense. *In*: Congresso brasileiro de Geologia, Balneário de Camboriú, SBG, (5) 2879-2892.
- 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., and Bettiollo, 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.
- Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., and Coimbra, A.M., 1975. The Ribeira Fold Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5, 257-266.
- Hawthorne, F., 1981. Crystal Chemistry of the amphiboles. *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, 9A, 1-102.
- Holland, T.J.B. and Blundy, J.D., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 433-447.
- Janousek, V., Farrow, C., and Erban, V., 2008. Geochemical Data Toolkit for Windows – GCD Kit V 2.3. Available from: <http://www.gla.ac.uk/gcdkit>.
- 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., and Munizaga, F., 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. and 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.
- Leake, B.E. and Winchell, H., 1978. Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, 63, 1023-1052.
- Liew, T. C., Hofmann, A, W., 1988. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of Central Europe: indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contributions Mineralogy Petrology*, 98, 129-138.
- Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chemical Geology* 56, 207–218.

- Mullen, E.D., 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, 53-62.
- Oythantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Layer, P., 2010. The Sierra Ballena Shear Zone in the southernmost Dom Feliciano Belt (Uruguay): evolution, Kinematics, and deformation conditions. *International Journal Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 99, 1227-1246.
- Patchett, P.J. and Ruiz, J., 1987. Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96, 523–528.
- Pearce, J.A. and 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 TiO₂-K₂O-P₂O₅ 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., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In: Thorpe R.S. Ed., Andesites*. Wiley, Chichester, 525-548.
- 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., and 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., and 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-SBG. Boletim de Resumos Expandidos*, 93-97.

- Philipp, R.P., Wild, F., Duarte, L.C., Oliveira, A.S., Arend, S., Rivera, C.B., Samberg, E., Morales, L.F.G., and 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-SBG. Boletim de Resumos Expandidos*, 103-105.
- Philipp, R.P., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Oliveira, A.S., and 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, Montevideu. Boletim de Resumos Expandidos*, 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., and 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.
- Philipp, R.P. and Campos, R.S., 2010. Granitos peraluminosos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque: registro do magmatismo relacionado a colisão Neoproterozóica no Terreno Tijucas, Itapema, SC. *Revista Brasileira de Geociências*, 40 (3), 301-318.
- Philipp, R.P., Massonne, H.J., Teye, T., and Campos, R.S., 2010. Neoproterozoic Th-U-Pb monazite ages from metapelites of Brusque Metamorphic Complex, Tijucas Terrane, Dom Feliciano belt, SC, southern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, submitted.
- Richard, L. R. and Clark, D. B., 1990. AMPHIBOL: A program for calculating structural formulae and for classification and plotting analyses of Amphiboles. *American Mineralogist*, 75, 421- 423.
- Richard, L.R. 1995. *Mineralogical and petrological, data processing system for Windows, version 2.02*. Minpet Geological Software-Logiciel Géologique Minpet, Quebec.
- 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*. Thesis (Msc). Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Silva, L.C. and Dias, A.A., 1981. *Projeto Timbó-Barra Velha, SC, BRASIL DNPM- CPRM*. Porto Alegre, Brazil, 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 Porto Alegre, Brazil. Atas, 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 Porto Alegre, Brazil. Atas, 266-272.*
- Silva, L.C., Oliveira, J.M.P., Aumond, J. J., Lopes, R.M.M., Eipper, J., and Ferro, G., 1985. Caracterização petrográfica da Seqüência Metavulcano-Sedimentar Rio do Oliveira (Cinturão Itajaí-Mirim). *In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, Brazil. Atas, 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., and Santos, J.O.S., 2002. Datações U-Pb SHRIMP do vulcanismo félsico na Bacia Brusque, Orógeno Pelotas, SC. *In: SBG, XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa, Brazil. 510 pp.*
- Sun, S.S. and McDonough W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts implications of mantle composition and process. *In: A.D. Saunders and M.J. Norry, Eds. Magmatism in the oceanic basins. London Geological Society Special Publications, 313-345.*
- Sun, S.S., 1982. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. *Geochemical et Cosmochemical Acta, 46, 179-192.*
- Taylor, St.R., McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust: its Composition and Evolution. *Blackwell Scientific Publications, 29-42.*
- Tickyj, H., Hartmann, L.A., Vasconcellos, M.A.Z., Philipp, R.P., and Remus, M.V.D., 2004. Electron microprobe dating of monazite substantiates ages of major geological events in the southern Brazilian shield. *Journal of South American Earth Sciences, 16, 699-713.*
- Tormey, D. R., Hickey-Vargas, R., Frey, F. A., and 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., and Silva, M.A.S., 1978. *Projeto Vidal Ramos-Biguaçu, SC, BRASIL*. DNPM/CPRM, 303p.
- UFRGS, 2000. *Projeto Camboriú – Mapa Geológico 1:25.000 das folhas Camboriú e parte sul da Folha Itajaí*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, unpublished.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrology*. London, Unwin and Hyman, 466pp.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- Yamamoto, M. T. and Basei, M. A. S., 2009. Geoquímica isotópica e idade U-Pb em zircão do magmatismo básico do grupo Brusque no estado de Santa Catarina-SC. *In: Simpósio 45 Anos de Geocronologia no Brasil, USP. Boletim de resumos expandidos*, 328-330.

3.2 Geoquímica e Isótopos de Sm-Nd e Sr-Sr dos Metabasaltos, Metagabros e Rochas Cumuláticas do Complexo Metamórfico Brusque na Região do Ribeirão do Ouro, Botuverá, Brusque, Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*

Gmail - [RBG] Agradecimento pela Submissão

<https://mail.google.com/mail/?ui=2&ik=88b84c201f&view=pt&search...>

Roberto Sacks Campos <beto.decampos@gmail.com>

[RBG] Agradecimento pela Submissão

Alberto Pio Fiori <fiori@ufpr.br>
To: Roberto Sacks de Campos <beto.decampos@gmail.com>

Thu, Feb 17, 2011 at 3:23 AM

Roberto Sacks de Campos,
Agradecemos a submissão do seu manuscrito "Geoquímica e isótopos de Sm-Nd e Sr-sr dos metabasaltos, metagabros e rochas cumuláticas do Complexo Metamórfico Brusque na região do Ribeirão do Ouro, Botuverá, Brusque, Santa Catarina, Brasil" para Revista Brasileira de Geociências. Através da interface de administração do sistema, utilizado para a submissão, será possível acompanhar o progresso do documento dentro do processo editorial, bastando logar no sistema localizado em:

URL do Manuscrito:

<http://ojs.c3sl.ufpr.br/ojs2/index.php/rbg/author/submission/20809>

Login: beto_decampos

Em caso de dúvidas, envie suas questões para o e-mail secretariarbg@yahoo.com.br. Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de transmitir ao público seu trabalho.

Atenciosamente,
Alberto Pio Fiori

Revista Brasileira de Geociências <http://www.ser.ufpr.br/rbg>

**GEOQUÍMICA E ISÓTOPOS DE SM-ND E SR-SR DOS METABASALTOS,
METAGABROS E ROCHAS CUMULÁTICAS DO COMPLEXO METAMÓRFICO
BRUSQUE NA REGIÃO DO RIBEIRÃO DO OURO, BOTUVERÁ, BRUSQUE,
SANTA CATARINA, BRASIL**

Roberto Sacks de Campos¹, Ruy Paulo Philipp²

1 – Curso de Geologia, Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Espírito Santo (CCA-UFES). Alto Universitário s/n, Guararema, Alegre, ES, Brasil. CEP: 29500-000. E-mail: roberto.campos@cca.ufes.br. Telefone: 2899666616. Programa de Pós Graduação em Geologia (PPGGEO-UFRGS)

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

RESUMO

O Complexo Metamórfico Brusque é a principal unidade do Terreno Tijucas constituindo um dos segmentos do Cinturão Dom Feliciano de idade Brasileira no estado de Santa Catarina. Na região de Ribeirão do Ouro, em Botuverá, ocorrem corpos de rochas máficas e ultramáficas intercalados a mármores, xistos calcisilicáticos, quartzitos, meta-arenitos e metapelitos. As rochas ortoderivadas estão representadas por metabasaltos, metabasaltos variolíticos, metagabros, xistos máficos e xistos magnesianos e correspondem a equivalentes metamórficos de rochas ígneas básicas com termos cumuláticos associados. As paragêneses encontradas nas rochas metamáficas-ultramáficas das regiões de Ourinhos e Barra do Areia indicam que as condições do metamorfismo orogênico variaram entre a fácies xistos verdes e anfibolito inferior. Os metamafitos e metaultramafitos ainda estão intensamente afetados pela intrusão do Granito Barra do Areia, que gera uma aureóla de contato caracterizada por cornubianitos máficos-ultramáficos. As condições deste metamorfismo variaram entre as fácies Ab-Ep Hornfels e Hornblenda hornfels. A disposição da foliação está orientada segundo a direção N45°E, com mergulhos para NW e SE, caracterizando um relevo geral dominado por dobras F₃ do tipo inclinadas com caimento, com assimetria indicando vergência para W. A relação entre a disposição geral da foliação S₂ com a lineação mineral/estiramento sugere uma evolução associada a uma colisão oblíqua, gerada por uma tectônica transpressiva. As rochas ígneas variam de máficas a ultramáficas, de composição básica a ultrabásica e afinidade toleítica. Os teores mais elevados de MgO, FeO_t, Ni e Cr e, os teores menores de K₂O, Al₂O₃, Na₂O e Nb observados nos metaultramafitos, aliados a sua disposição como lentes finas intercaladas aos demais metabasitos sugerem que as mesmas representem rochas cumuláticas. Os padrões obtidos em diagramas de ETR e multi-elementares mostram que estas rochas são co-genéticas, e juntamente com as razões Th/Yb por Ta/Yb e os valores

de ϵNd_t e $^{87}Sr_i/^{86}Sr_i$ indicam que as mesmas foram originadas a partir de uma fonte mantélica relativamente homogênea, submetida a variados graus de enriquecimento intraplaca. Tais características são típicas de basaltos toleíticos tipo intra-placa continental.

Palavras Chave: Cinturão Dom Feliciano, Terreno Tijucas, Complexo Metamórfico Brusque, Basaltos Toleíticos, Geoquímica, Isótopos de Sm-Nd e Sr-Sr.

ABSTRACT

Brusque Metamorphic Complex is the main unit of Tijucas Terrane constituting a segment of the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt in Santa Catarina state. In the region of Ribeirão do Ouro in Botuverá, occur bodies of metamafic and metaultramafic rocks intercalated with marbles, calc-silicate schists, quartzites, sandstones and meta-pelites. The igneous rocks are represented by metabasalts, variolitic metabasalts, metagabbro, mafic and magnesian schists and correspond to metamorphosed equivalent of basic igneous rocks and cumulate terms associated. The paragenesis found in metamafic-ultramafic rocks in regions of Ourinhos and Barra do Areia indicate that the conditions of orogenic metamorphism ranged between greenschist to lower amphibolite facies. The metamafites and metaultramafites are still strongly affected by the intrusion of Barra do Areia Granite, which generates a metamorphic contact aureola characterized by development of mafic-ultramafic hornfels rocks. The conditions of this metamorphism varied among Ab-Ep Hornfels to Hornblende hornfels facies. The foliation is oriented along the N45°E direction with dips to the NW and SE, featuring a general relief dominated by F_3 folds of the inclined type, with asymmetry indicating vergence to W. The relationship between the general provision of the S_2 foliation with the mineral lineation suggests an evolution associated to a oblique collision, generated by a transpressive tectonics. Igneous rocks have basic composition with tholeiitic affinity and range from mafic to ultramafic. The higher levels of MgO, FeO, Ni and Cr associated to lower levels of Al_2O_3 , K_2O , Na_2O and Nb observed in metaultramafites, allies at their disposal as a thin lens intercalated with metabasites suggest that these rocks represent cumulate rocks. The patterns obtained in REE and spidergrams show that metamafic to ultramafic rocks are co-genetic, and together with the reasons Th/Yb by Ta/Yb, the values of ϵNdt and $^{87}Sr_i/^{86}Sr_i$ ratios indicate that they were derived from a relatively homogeneous mantle source, subjected to varying degrees of intra-plate enrichment. Such features are typical of continental tholeiitic basalts type intra-plate.

Keywords: Dom Feliciano Belt, Tijucas Terrane, Brusque Metamorphic Complex, Tholeiitic Basalts, Geochemistry, Sm-Nd and Sr-Sr isotopes.

INTRODUÇÃO

As rochas do Complexo Metamórfico Brusque (CMB) na região de Botuverá destacam-se desde meados da década de 30 devido a ocorrência e extrações de ouro em garimpos irregulares ao longo do arroio Ribeirão do Ouro. As mineralizações estão associadas a um sistema de veios epitermais associados ao posicionamento e ao metamorfismo de contato de corpos graníticos nas seqüências metavulcano-sedimentares do complexo. Atualmente a região é de grande importância econômica devido a diversas jazidas de calcário calcítico e dolomítico

associadas a lentes de mármore do CMB. A natureza peculiar da geologia deste complexo, aliada a abundância de recursos minerais, despertou a curiosidade de diversos pesquisadores entre os quais Almeida (1967), Hasui *et al.* (1975), Trainini *et al.* (1978), Fragozo Cesar (1980), Silva & Dias (1981), Silva (1983a,b e 1991) e Silva *et al.* (1985), Basei (1985), Basei & Teixeira (1987), Sander (1992) e Caldasso *et al.* (1995). Mais recentemente, Philipp *et al.* (2001a, 2004, 2010) e Campos *et al.* (2007 e 2011a,b) tem adicionado novos dados estruturais, geoquímicos e isotópicos as rochas do CMB. Sander (1992) realizou o mapeamento geológico e caracterização litológica em detalhe na região de Botuverá, com atenção especial a geoquímica das rochas máficas/ultramáficas. Caldasso *et al.* (1995) realizaram o mapeamento 1:50.000 da folha Botuverá (SG-22-Z-D-I-2, IBGE 1974) acompanhado de caracterização petrográfica e geoquímica, propondo um modelo paleoambiental para formação e preenchimento da bacia sedimentar precursora do CMB.

Apesar das lentes de rochas ígneas máficas e ultramáficas do CMB na região de Ribeirão do Ouro já terem sido estudadas, existe uma grande carência de trabalhos mais atualizados, e que incluam análise isotópica em sua metodologia. Neste trabalho são apresentados dados obtidos com base no mapeamento geológico e a caracterização petrográfica, geoquímica e isotópica (Sm-Nd e Sr-Sr) dos metabasaltos, metabasaltos variolíticos, metagabros, xistos máficos e ultramáficos, metamafitos e metaultramafitos que ocorrem no Complexo Metamórfico Brusque na região do Ribeirão do Ouro, distrito de Botuverá, em SC. O CMB é constituído por uma seqüência metavulcano-sedimentar com intercalações de componentes clásticos e químicos com rochas ortoderivadas, metamorfizados sob condições da fácies xistos verdes inferior a anfíbolito superior. Com base na sistematização das informações obtidas, é apresentado um ambiente petrotectônico para o posicionamento destes corpos ígneos. Estas informações são de fundamental importância para a continuidade da construção de modelos evolutivos para o CMB.

Geotectonicamente, o CMB representa um segmento do Cinturão Dom Feliciano de idade Brasiliana, constituindo a principal unidade do Terreno Tijucas no estado de Santa Catarina. Este cinturão resultou da colisão dos Crátons Rio de la Plata e Kalahari durante o ciclo orogênico Brasileiro/Pan-Africano (**Figura 01**).

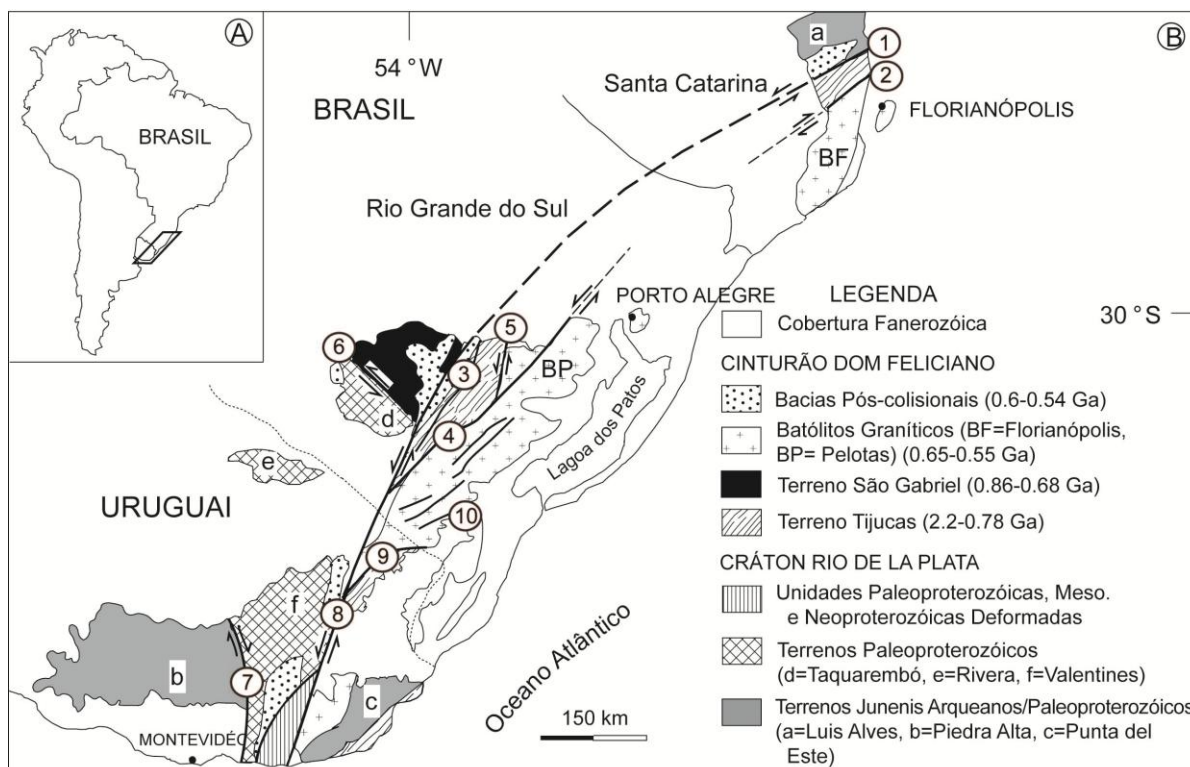


Figura 1 – A) Localização da área estudada na América do Sul. B) Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e Uruguai. Terrenos arqueanos e paleoproterozóicos: a= Terreno Luis Alves, b= Terreno Florida, c= Terreno Punta del Este, d= Terreno Taquarembó, e= Terreno Rivera, f= Terreno Valentines. Zonas de cisalhamento: 1- Itajai-Perimbó, 2- Major Gercino, 3- Santana da Boa Vista, 4- Dorsal de Canguçu, 5- Passo do Marinheiro, 6- Ibaré, 7- Sarandi del Y, 8- Sierra Ballena, 9- Cerro Amaro, 10- Arroio Grande. Modificado a partir de Hartmann et al. (2007) e Oyhantçabal et al. (2010).

METODOLOGIA

O resultado deste trabalho foi obtido a partir da sistematização de dados coletados em etapas de mapeamento geológico, caracterização petrográfica e interpretação de análises litogeoquímicas e isotópicas. Os dados petrográficos foram obtidos a partir da descrição de 17 lâminas e estão sintetizados a partir de amostras representativas na tabela de estimativa modal (**Tabela 01**).

Análises geoquímicas em rocha total foram realizadas por ICP-MS (Inductively Conductively Plasma Mass Spectrometry) no Activation Laboratories-Canadá, em um total de 13 amostras de rochas ortoderivadas. Os resultados são apresentados na **tabela 02**. Também foram realizadas 10 análises de isótopos de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e 4 análises de isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em rocha total, por meio de espectrômetro de massa termo-iônico (TIMS) **MAT-262** do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal de Brasília (**Tabela 03**). Os dados geoquímicos e

isotópicos foram tratados utilizando o *software* GCD Kit. O parâmetro TDM (Time Depleted Mantle) foi calculado de acordo com Liew & Hofmann (1988).

Tabela 01 – Análise modal de amostras representativas das rochas máficas e ultramáficas da região do Ribeirão do Ouro.

Mineral/ Amostra	Rochas Ultramáficas				Rochas Máficas						
	BR-78B	BR-92A	BR-97A	BR-98A	BR-60B	BR-76A	BR-81A	BR-86C	BR-99	BR-99B	BR-107
Serpentina	---	---	---	5	---	---	---	---	---	---	---
Tremolita	90	80	80	67	55	---	---	---	---	47	58
Hornblenda	---	14	---	---	---	---	---	70	50	---	---
Actinolita	---	---	14	18	10	24	77	---	15	12	10
Plagioclásio	---	---	---	---	7	44	---	15	---	10	15
Epidoto	---	5	2.5	2	5	---	0.5	2	10	8	5
Zoizita	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Titanita	---	---	---	---	---	---	---	---	---	2	---
Muscovita	---	---	---	---	---	4	---	---	---	---	---
Clorita	5	---	---	---	2	12	13.5	---	10	---	2
Quartzo	---	---	---	5	2	5	---	5	---	8	6
Esfeno	---	---	3	2	10	---	---	3	10	10	3
Carbonato	3	Tr	---	1	9	4	5	2.5	3	1	---
Sericita	---	---	---	---	---	4	---	2	---	---	---
Zircão	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	Tr
Opacos	2	2	0.5	---	Tr	3	4	0.5	2	2	1
Estrutura da Rocha	Foliada	Foliada	Foliada	Maciça	Maciça	Maciça	Maciça	Foliada	Foliada	Maciça	Foliada

Tabela 02 – Análises químicas das rochas estudadas. Os elementos maiores são mostrados na forma de percentagem de peso do óxido (wt%) e os elementos traços na forma de concentração em partes por milhão (ppm).

	Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O _{3t}	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	Total
Rochas Máficas	BR-59	41.65	9.83	10.42	13.82	8.4	0.161	0.62	1.84	0.26	2.334	99.17
	BR-60B	58.16	11.37	7.35	8.81	5.13	0.13	5.49	0.28	0.31	2.12	100.10
	BR-76A	62.17	13.95	1.64	6.53	4.12	0.062	3.54	1.91	0.38	0.821	99.23
	BR-85B	47.79	15.44	7.11	13.70	4.88	0.19	3.38	1.74	0.80	2.30	100.81
	BR-86C	49.16	12.23	6.92	13.62	7.13	0.186	4.39	0.37	0.37	3.052	99
	BR-99A	44.69	10.13	9.4	14.17	12.81	0.167	1.39	0.22	0.22	1.807	100.1
	BR-99B	48.91	11.69	12.26	11.91	7.27	0.14	2.57	0.17	0.29	2.40	100.54
BR-107A	52.15	10.44	8.34	12.61	8.35	0.14	3.43	0.17	0.27	1.96	99.93	
R. Ultram.	BR-78B	44.85	5.05	8.93	15.42	17.16	0.18	0.19	0.02	0.25	1.87	99.31
	BR-81A	46.70	6.92	7.20	13.45	18.46	0.21	0.12	0.02	0.14	1.50	101.46
	BR-86D	40.17	7.64	17.17	17.06	9.16	0.18	0.67	0.46	1.08	5.39	101.01
	BR-98	38.78	4.32	2.72	18.14	26.71	0.20	0.00	0.04	0.10	1.03	101.06

	Sample	Ni	Cr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
Rochas Máficas	BR-59	270	330	20.5	40.9	5.31	23.4	5.6	1.78	5.1	0.8	4.2
	BR-60B	150	260	23.2	43.9	5.96	23	5.5	1.83	5.8	0.8	4.6
	BR-76A	30	160	57.2	108	12.9	50.8	9.1	2	6.1	0.8	3.7
	BR-85B	20	20	52.3	110	13.8	49.7	10.6	3.54	10.2	1.5	7.8
	BR-86C	90	180	26.6	53.3	7.1	31.9	7.6	2.47	6.9	1.1	5.4
	BR-99A	420	420	20	37.6	4.76	20.6	4.8	1.69	4.6	0.7	3.8
	BR-99B	390	450	25	48.2	6.37	25.3	6.1	2.12	6.7	1	5.2
BR-107A	300	390	23.9	48.2	5.39	22.1	5.2	1.81	5.3	0.9	4.4	
R. Ultram.	BR-78B	740	730	129	29.3	15.3	63.5	13.1	4.22	18.6	2.3	12
	BR-81A	510	970	18	25.3	4.32	18	4.7	1.81	5.5	0.7	4.1
	BR-86D	240	220	49.5	109	17.1	74.1	19.3	7.08	19.5	2.9	14
	BR-98	730	980	9.9	15.6	2.24	8.9	2.2	0.73	2.5	0.3	1.8

	Sample	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Cs	Rb	Ba	Th	U	Nb
Rochas Máficas	BR-59	0.7	1.8	0.23	1.4	0.19	7.7	40	945	2	0.5	31
	BR-60B	0.8	2.2	0.28	1.6	0.22	0.8	5	89	2.5	0.7	25
	BR-76A	0.7	1.8	0.26	1.6	0.26	0.6	56	1335	18.1	4.9	14
	BR-85B	1.5	4.4	0.61	3.6	0.54	2.2	58	1150	1.1	0.2	13
	BR-86C	0.9	2.4	0.31	1.8	0.25	1.5	10	246	2.5	0.7	38
	BR-99A	0.7	1.8	0.24	1.5	0.2	0	4	92	2	0.5	22
	BR-99B	0.9	2.6	0.33	1.9	0.25	0	5	127	2.5	0.8	26
BR-107A	0.8	2.1	0.27	1.5	0.19	0	4	41	1.9	0.5	21	
R. Ultram.	BR-78B	2.2	5.7	0.7	3.5	0.42	0	0	37	0.9	0.3	8
	BR-81A	0.8	2	0.25	1.4	0.19	0	3	12	1.3	0.3	9
	BR-86D	2.1	4.3	0.47	2.2	0.25	0	16	505	4.2	1.5	45
	BR-98	0.3	0.8	0.11	0.6	0.08	3.6	4	82	0.9	0.2	9

	Sample	Sr	Hf	Zr	Y	Ta	(La)n	Sm(n)	Lu(n)	(La/Sm)n	(La/Lu)n
Rochas Máficas	BR-59	200	4.1	150	19	2.5	86.5	36.6	7.5	2.4	11.6
	BR-60B	96	4.2	149	19	1.9	97.9	35.9	8.7	2.7	11.3
	BR-76A	373	5.4	200	18	1.1	241.4	59.5	10.2	4.1	23.6
	BR-85B	706	7.6	306	38	0.6	220.7	69.3	21.3	3.2	10.4
	BR-86C	385	5	185	24	3.1	112.2	49.7	9.8	2.3	11.4
	BR-99A	127	2.9	113	18	1.5	84.4	31.4	7.9	2.7	10.7
	BR-99B	850	5.1	179	23	1.9	105.5	39.9	9.8	2.6	10.7
BR-107A	99	3.2	112	20	1.5	100.8	34.0	7.5	3.0	13.5	
R. Ultram.	BR-78B	168	2.2	70	68	0.6	544.3	85.6	16.5	6.4	32.9
	BR-81A	59	2.5	74	19	0.7	75.9	30.7	7.5	2.5	10.2
	BR-86D	630	13.7	476	52	2.9	208.9	126.1	9.8	1.7	21.2
	BR-98	41	1.4	42	8	0.7	41.8	14.4	3.1	2.9	13.3

Tabela 03 – Valores das razões isotópicas de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, valores de $\epsilon\text{Nd}_{(843)}$ e idades modelo T_{DM} para as amostras de rochas.

	Sample	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	±2SE		
						Error	Sm/Nd	
Rochas Máficas	BR 59	5.48	24.15	0.1372	0.512132	+/-11	0.23	
	BR 60B	5.519	24.092	0.1385	0.512068	+/-16	0.23	
	BR 76 A	8.186	44.683	0.1107	0.511806	+/-13	0.18	
	BR 86C	7.478	32.728	0.1379	0.512189	+/-9	0.23	
	BR 99	5.374	23.828	0.1363	0.512087	+/-9	0.23	
	BR 107	6.111	26.385	0.14	0.511632	+/-12	0.23	
R. Ultram.	BR 78B	14.154	68.812	0.1243	0.511917	+/-16	0.21	
	BR 81A	4.61	18.133	0.1537	0.511325	+/-21	0.25	
	BR 86D	18.699	68.038	0.1661	0.512186	+/-18	0.27	
	BR 98	2.285	10.056	0.1374	0.512303	+/-9	0.23	
±2SE								
	Sample	Age (Ma)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_t$	ϵNd_t	TDM	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$
Rochas Máficas	BR 59	843	0.511373	-3.46	1.893	NA		
	BR 60B	843	0.511302	-4.85	2.043	NA		
	BR 76 A	843	0.511194	-6.97	1.887	NA		
	BR 86C	843	0.511427	-2.42	1.803	NA		
	BR 99	843	0.511333	-4.24	1.955	NA		
	BR 107	843	0.510858	-13.54	2.912	0.707698	+/-1	0.7063
R. Ultram.	BR 78B	843	0.51123	-6.27	1.98	0.712189	+/-2	0.7122
	BR 81A	843	0.510475	-21.02	4.217	NA		
	BR 86D	843	0.511268	-5.53	2.764	0.707492	+/-1	0.7066
	BR 98	843	0.511543	-0.14	1.581	0.711525	+/-2	0.7081

CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo está inserida no domínio noroeste do Complexo Metamórfico Brusque. Este complexo constitui uma faixa alongada na direção N45°E com extensão de aproximadamente 125 km e 75 km de largura, interrompida em seu interior pelas intrusões das suítes São João, Valsungana, Nova Trento e Faxinal, além dos Granitos Serra dos Macacos e Itapema (Bitencourt *et al.* 2000; Yamamoto & Basei *et al.* 2009). Ao sul, o CMB faz contato com granitóides do batólito Florianópolis através da zona de cisalhamento Major Gercindo, e, ao norte com o Complexo Granulítico Santa Catarina. A bacia do Itajaí ocorre a norte da área de estudo, estando separada do CMB pela zona de cisalhamento Itajaí-Perimbó (**Figura 02**). Por toda área de estudo ocorrem diques de diabásio, com ocorrência subordinada de lamprófiros espessartíficos e raros diques de riolito que estão relacionados aos primeiros episódios magmáticos relacionados ao período pós colisional nesta região do Escudo Catarinense (Campos *et al.*, 2011b).

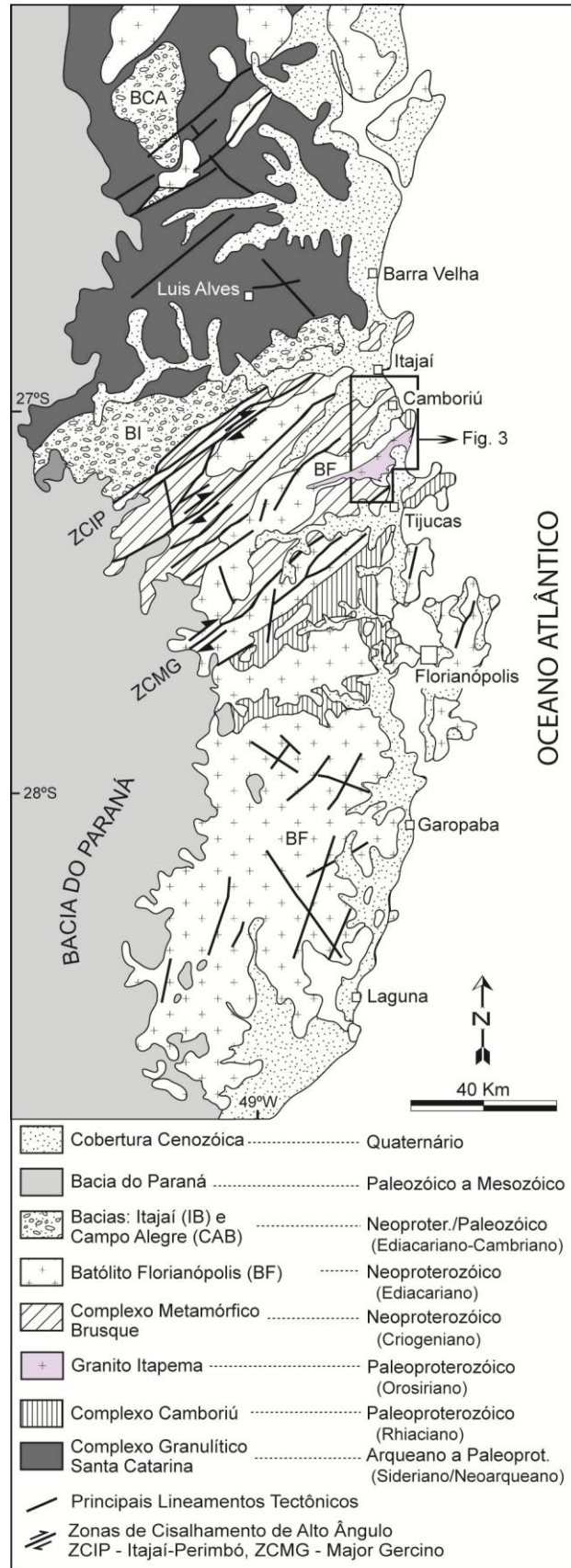


Figura 2 – Mapa geológico do Escudo Catarinense, com as principais unidades litoestratigráficas. O polígono indica a área da figura 03. Modificado a partir de Philipp & Campos (2010).

Na região do município de Botuverá as rochas do CMB estão constituídas pela intercalação de espessos pacotes de metapelitos, meta-arenitos e quartzitos com finas lentes de mármore e xistos calci-silicáticos, além de lentes de metabasaltos, metagabros e rochas metamáficas e metaultramáficas.

Basei (1995) estudando a mesma região, definiu o Grupo Brusque como constituído por três seqüências: a) Seqüência Rio da Areia, que ocupa uma posição de topo sob demais seqüências e engloba rochas vulcânicas e carbonáticas; b) Seqüência Ribeirão do Agrião, constituída por rochas psamo-pelíticas; c) Seqüência Botuverá, composta por rochas pelito-psamíticas e areno-pelíticas, e que pode ser estruturalmente correlacionável a Seqüência Ribeirão do Agrião. A Seqüência Rio da Areia é composta predominantemente por rochas metavulcânicas máficas a ultramáficas, com termos filonianos e extrusivos, e mais raras intercalações com rochas metasedimentares. Sotoposto ocorrem níveis de metamargas, calcoxistos e grandes lentes de metacalcários e metadolomitos. A Seqüência Ribeirão do Agrião é constituída por sedimentos sílticos a síltico-pelíticos com significativa contribuição arenosa. Por fim, a Seqüência Botuverá, que ocorre ao sul da cidade homônima apresenta uma sedimentação predominantemente siliciclástica, com rochas metasedimentares apresentando paragêneses da fácies xistos verdes alto a anfíbolito. O mesmo autor propõe a divisão da área em dois domínios, agrupando as rochas de baixo grau nas seqüências Rio da Areia e Ribeirão do Agrião, com rochas de grau mais elevado constituídas predominantemente por granada micaxistos, na Seqüência Botuverá. Segundo Basei (1995) a foliação regional é marcada por uma superfície S_2 gerada pela transposição de uma foliação metamórfica anterior (S_1), materializada na forma de dobras isoclinais (D_2). A foliação S_3 está marcada pelo desenvolvimento de uma superfície de crenulação associada a uma fase de dobras D_3 , assimétricas e com formas abertas a fechadas. Os dados estruturais obtidos neste trabalho estão de acordo com estas conclusões. A disposição da foliação está orientada segundo a direção $N30-45^\circ E$, com mergulhos para NW e SE, caracterizando um relevo geral dominado por dobras F_3 do tipo inclinadas com caimento, com assimetria indicando vergência para W (**Figura 03**). Observa-se nesta figura que a foliação S_2 está muito afetada pelas dobras F_3 e tem direção predominante $N40^\circ E$ com caimento em alto ângulo para SE e em menor escala para

NW. As lineações minerais associadas a S_2 também estão rotacionadas sob efeito das dobras F_3 . A análise da disposição espacial dos eixos de dobras F_2 e F_3 indicam que estas fases são coaxiais. Sendo assim, pode ser concluído que a superfície S_2 foi inflexionada durante a formação das dobras da fase de deformação D_3 , vindo a ocasionar a variação angular da foliação S_2 e a rotação da lineação mineral. A relação entre a disposição geral da foliação S_2 com a lineação mineral/estiramento sugere uma evolução associada a uma colisão oblíqua, gerada por uma tectônica transpressiva.

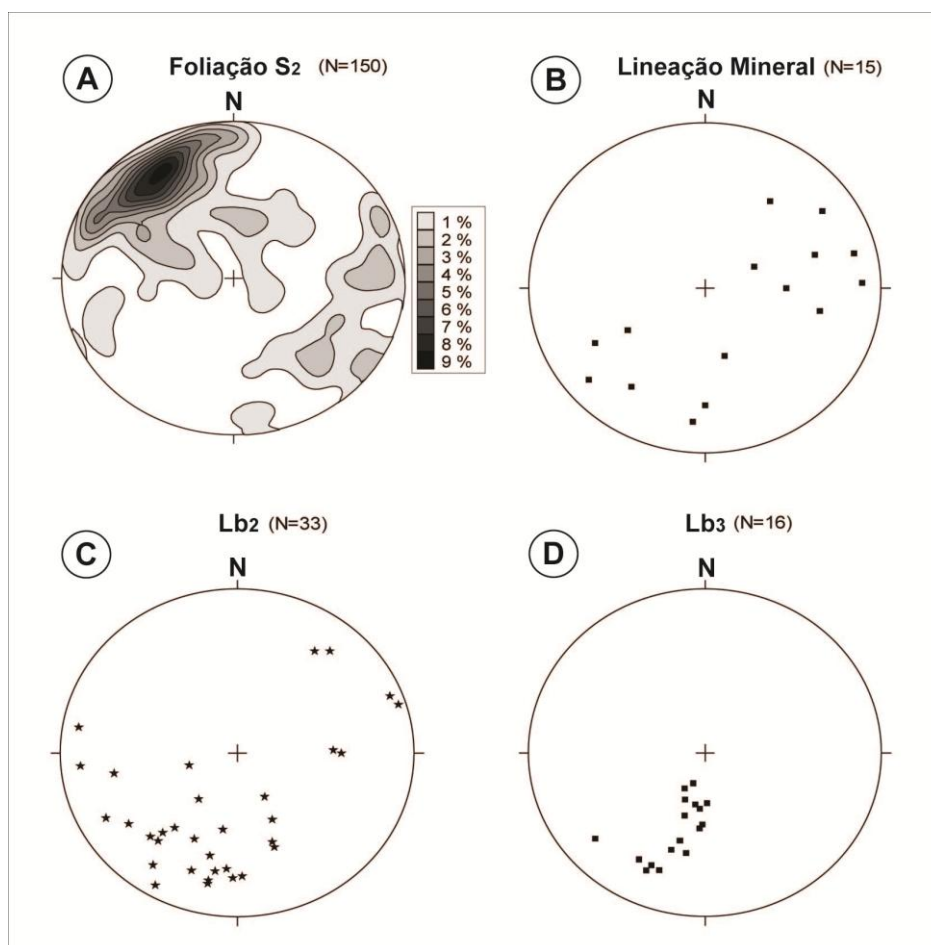


Figura 03 – Diagramas de freqüência de dados estruturais das rochas do CMB na região de Ribeirão do Ouro, hemisfério inferior. A) Pólos dos planos de xistosidade da foliação principal (S_2); B) Lineações minerais de anfibólios e micas; C) Disposição dos eixos de dobras F_2 ; D) Disposição dos eixos de dobras F_3 .

Na porção sudoeste da área de estudo ocorre a intrusão do Granito Barra do Areia (Basei, 1995) (**Figura 04**). Basei (1995), Caldasso *et al.* (1995) e Philipp *et al.* (2004) descrevem a formação de zonas de metamorfismo de contato

associado ao posicionamento de corpos graníticos, gerando o crescimento de porfiroblastos de cordierita, andaluzita e silimanita sincrônicos ou tardio com relação a foliação S_3 .

A evolução sobre o conhecimento geológico do CMB nas últimas 3 décadas resultaram na distinta interpretação dos ambientes de formação do complexo. Inicialmente o CMB foi caracterizado como uma associação de sedimentos de plataforma (Hasui *et al.* 1975) ou como uma seqüência vulcano-sedimentar formada em ambiente de subducção (Trainini *et al.* 1978). A intercalação de rochas metasedimentares e metavulcânicas máficas e ultramáficas levou Silva & Dias (1981), Silva (1983a,b) e Silva *et al.* (1985) a considerarem o CMB com uma associação do tipo greenstone belt. Simultaneamente o CMB foi interpretado como uma associação de margem continental passiva relacionada a evolução do Cinturão Dom Felciano. (Fragoso Cesar 1980; Basei 1985; Basei & Teixeira, 1987). Caldasso *et al.* (1995) relaciona o CMB com uma associação de depósitos plataformais e leques submarinos de talude, tendo como áreas fontes as rochas Paleoproterozóicas do Complexo Granulítico de Santa Catarina. Silva (1991) sugere que o CMB foi formado a partir do desenvolvimento de um rift continental, posição enfatizada em parte por Sander (1992), Philipp *et al.* (2001a; 2004) e mais recentemente por Campos & Philipp (2007).

Segundo Caldasso *et al.* (1995), a ocorrência de espessos pacotes de ritmitos e sedimentos finos, com destaque a região de Botuverá, indica a ocorrência de vastas áreas sob condições sedimentares de águas profundas para deposição destes pelitos. Também ocorrem registros de episódios de mais alta energia marcados pela ocorrência de camadas de arenitos/siltitos, que podem ser interpretados como depósitos formados por fluxos gravitacionais, o que seria típico de um ambiente de talude de plataforma. Ainda, depósitos mais proximais estão representados por camadas de conglomerados, indicando provável aporte sedimentar fluvial de grande energia e também por arenitos praias, destacando o retrabalhamento destes sedimentos por cordões litorâneos. As lentes de rochas vulcânicas ocorrem tipicamente intercaladas a espessas camadas de sedimentos pelágicos, permitindo supor que estes episódios magmáticos ocorreram em condições de águas profundas e que foram contemporâneos a sedimentação. Embora exista uma carência de levantamentos sobre este tema, a associação entre

as rochas vulcânicas e carbonáticas em campo permite supor que este magmatismo intra-placa submarino ocasionou a formação de montes submarinos (*sea mounts*), criando condições para a formação dos carbonatos biogênicos, e que também teria conduzido a formação dos depósitos de margas/sedimentos vulcanogênicos. Também ocorrem registros de carbonatos de ambientes mais proximais. Não foram encontrados até o momento registros de ofiolitos que pudessem sugerir a existência de uma crosta oceânica extensa.

GEOLOGIA DAS ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS

Neste trabalho foram estudadas as rochas metamáficas e metaultramáficas ocorrentes em Botuverá nas regiões de Ribeirão do Ouro, Barra do Areia e Ourinhos (**Figura 04**). A mais expressiva é a região de Ourinhos, onde são encontrados bons afloramentos de metabasaltos, metabasaltos variolíticos, metagabros, xistos máficos e ultramáficos, intercalados aos mármore, metapelitos e metapsamitos. A região de Barra do Areia possui exposições regulares de metabasaltos e metabasaltos variolíticos, representados por uma estreita e contínua lente de cerca de 3 km de extensão. Por fim, a região de Ribeirão do Ouro apresentou afloramentos de xistos máficos com elevado grau de alteração intempérica e por isso não foram confeccionadas lâminas delgadas de amostras desta região.

A área de estudo deste trabalho é uma área bastante montanhosa e coberta por intensa vegetação. Os afloramentos são na forma de lajeados e blocos em leitos de drenagem ou em encostas, e mais raramente, em cortes de estradas com baixo grau de preservação.

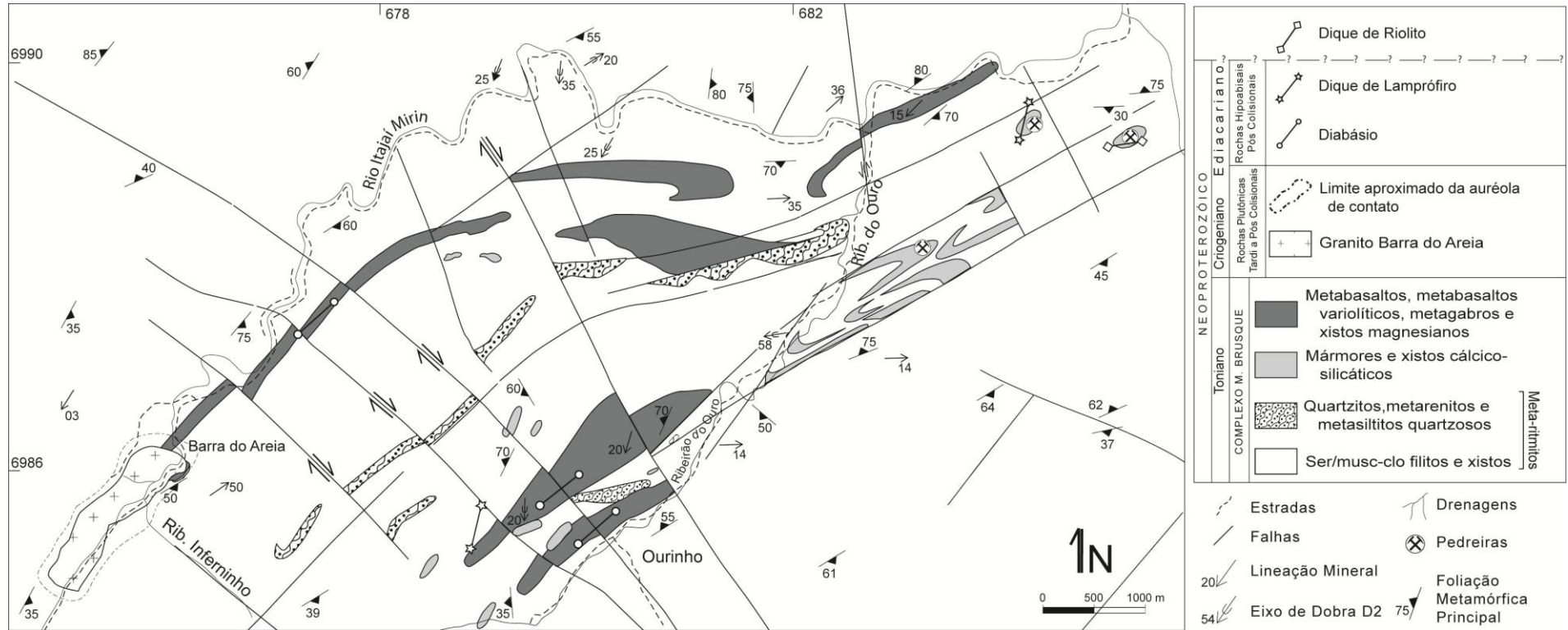


Figura 04 – Mapa geológico da área estudada, situada entre os distritos de Ribeirão do Ouro e Barra do Areia. Modificado a partir de Sander (1992) e Caldasso et al. (1995).

Região de Ourinhos

Nesta região são encontrados dois corpos alongados e orientados segundo a direção N40-45°E, com cerca de 2,5 km de extensão por 30 a 70 metros e 50 a 500 m de largura, definidos a partir de exposições descontínuas e pouco a muito alteradas. Estes corpos estão constituídos por intercalações de metabasaltos, metabasitos variolíticos, metagabros, xistos máficos e ultramáficos. Observa-se ainda a ocorrência de cornubianitos máficos e ultramáficos, sugerindo a superposição por um metamorfismo termal mais tardio. As rochas metamáficas-ultramáficas estão intercaladas com metapelitos (musc-clo xistos), quartzitos e mármore e xistos cálcico-silicáticos do CMB. Internamente estes corpos apresentam uma ampla variação composicional, ocorrendo como lentes de escala métrica a dezenas de metros. Os corpos de metamafitos-ultramafitos estão segmentados e movimentados pela atuação de um sistema de falhas transcorrentes rúpteis dextrais de direção N20-40°W.

A análise petrográfica permitiu agrupar as rochas ortoderivadas desta região como: (i) metabasaltos (op-carb-ser-qzo-bt-pl-trem-act metabasitos); (ii) metabasaltos variolíticos (op-qzo-tit-ep-act-trem xistos), (iii) xistos máficos (op-ser-carb-qzo-ep-pl-hb xistos, qzo-op-ser-carb-tit-pl-clo-ep-act-hb xistos e op-tit-qzo-ep-pl-trem-act xistos); (iv) xistos ultramáficos (carb-op-qzo-ep-clo-act-trem xistos) e (v) metaultramafitos (tit-op-qzo-carb-tc-clo-trem-act metaultramafitos) (**Tabela 01**).

Em campo os metabasitos e xistos máficos possuem cor cinza-verde e são maciços (com fraturamento fino e regular centimétrico), ou apresentam foliação incipiente a regular marcada pela orientação de cristais de anfibólio. Os metaultramafitos e xistos magnesianos se apresentam maciços ou foliados, mostram elevados teores de anfibólio (tremolita, actinolita e hornblenda) e não possuem plagioclásio. Os metabasitos e xistos máficos variolíticos também são maciços ou foliados, possuem cor cinza escura e apresentam teores variáveis entre de 15 e 50 % de varíolas circulares a elípticas de cor branca, preenchidas por quartzo e carbonato com tamanhos entre 2 e 30 mm (**Figura 5A**).

Ao microscópio os metamafitos e xistos máficos possuem estrutura maciça ou foliada respectivamente, marcada por uma textura nematoblástica fina a média definida pela orientação dos cristais de anfibólio (hornblenda, actinolita e/ou tremolita) com

tamanho entre 0,01 e 0,1 mm, ou sem orientação na textura decussada (**Figura 5B**). Na amostra BR-86C foi observado um bandamento metamórfico incipiente marcado por níveis máficos milimétricos e contínuos de actinolita e/ou hornblenda com clorita e por níveis félsicos compostos por agregados de plagioclásio e epidoto (**Figura 5D**). Subordinadamente é observado, de maneira generalizada nas rochas máficas, textura granoblástica inequigranular interlobada fina desenvolvida por cristais de plagioclásio (por vezes com macla polissintética) e por cristais de quartzo, ambos com tamanho de grão variando entre 0,1 a 0,15 mm; textura porfiroblástica, marcada pelo desenvolvimento de cristais de hornblenda com forma prismática alongada, subidioblásticos, com tamanho entre 0,5 e 1 mm, muitas vezes rotados, crescendo no meio da matriz. Os metabasaltos apresentam textura blastoporfírica caracterizada por porfiroclastos prismáticos e euédricos de plagioclásio com cerca de 0.7 mm e textura blastoamigdaloidal marcada por inúmeras amígdalas com formas amebóides e globulares com tamanho entre 0,3 e 1 mm compostas por quartzo, subordinadamente carbonato, e mais raramente, clorita (**Figuras 5C e 5D**). O metamorfismo de contato gera metamafitos caracterizados pelo crescimento de porfiroblastos de epidoto com forma equidimensional e subidioblástica com até 0.8 mm, além do crescimento de uma matriz fina com titanita, epidoto e clorita sobre cristais de anfibólio, seritização do plagioclásio, além do desenvolvimento de filmes de óxido de ferro sobre fraturas e clivagens.

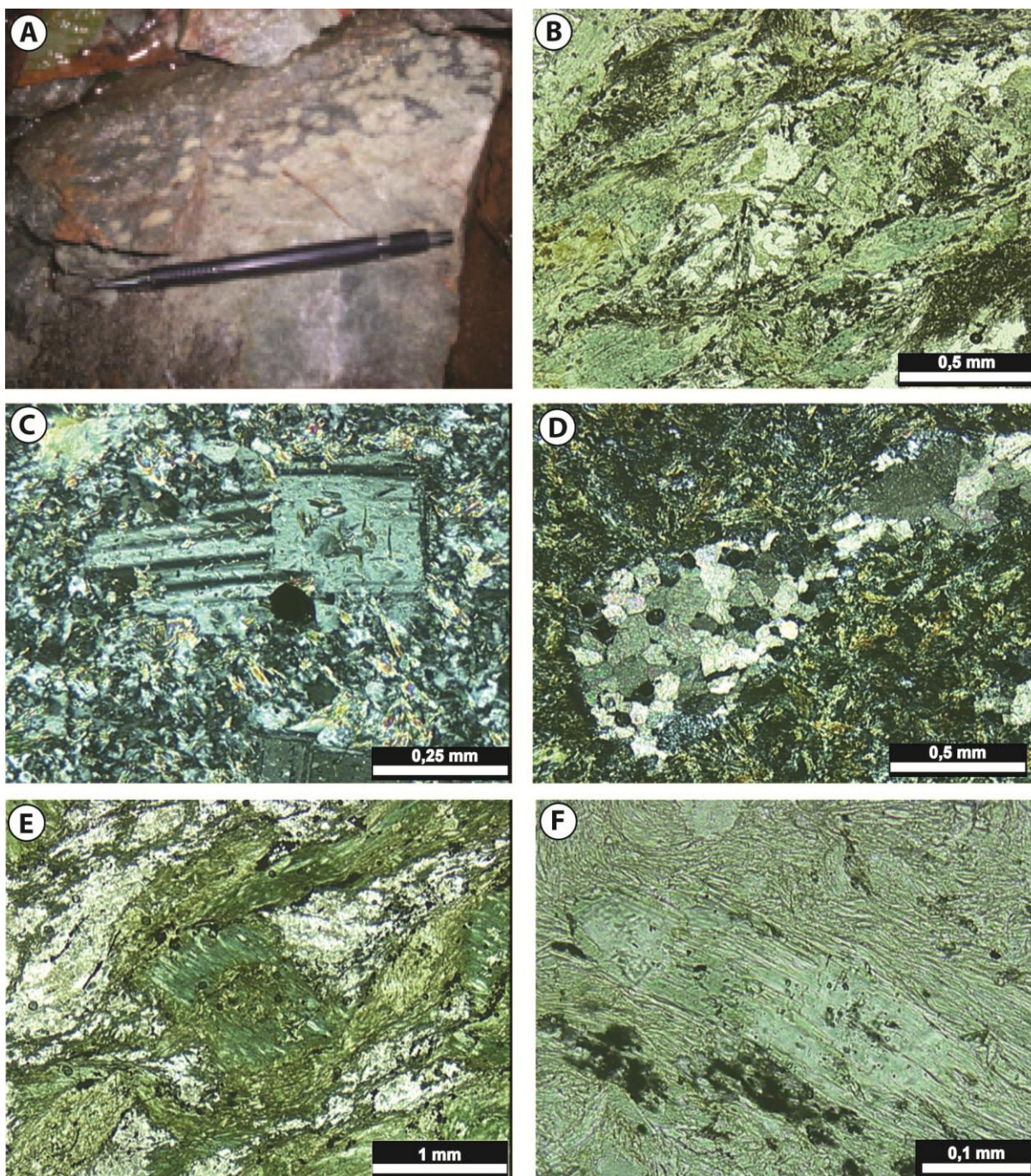


Figura 05 – Principais feições petrográficas das rochas metamáficas e ultramáficas. A) Aspecto de campo da estrutura variolítica dos xistos máficos; B) Fotomicrografia mostrando textura nematoblástica em xisto máfico marcada pela orientação de actinolita (luz polarizada); C) Fotomicrografia com detalhe de porfiroclasto de plagioclásio em metabasalto porfirítico (nicóis cruzados); D) Fotomicrografia de vesícula em metamafito preenchida com carbonato e secundariamente quartzo (luz polarizada); E) Fotomicrografia de porfiroblasto pré- S_2 de actinolita em xisto máfico envolto pela foliação S_2 com formação de bandamento incipiente definido por níveis ricos em

actinolita e clorita e níveis ricos em plagioclásio e epidoto (luz polarizada); F) Fotomicrografia mostrando textura nematoblástica em xisto ultramáfico marcada pela orientação de tremolita e clinocloro. No centro da foto ocorre um porfiroblasto de tremolita (luz polarizada).

Os metabasaltos variolíticos estão afetados pelo metamorfismo de contato e apresentam uma estrutura maciça. Os limites entre as zonas de mistura de líquidos imiscíveis apresentam forma interlobada a curvilínea, ocorrendo bolhas da rocha máfica no interior da rocha ultramáfica (**Figura 5A**). O cornubianito ultramáfico está caracterizado por uma textura decussada média (0,2 a 0,4 mm) definida pelo crescimento de cristais aciculares de tremolita e actinolita, enquanto o cornubianito máfico está composto por uma matriz fina a média com epidoto, quartzo, tremolita e titanita. Junto a estas porções ainda ocorrem varíolas de 0,1 a 1 mm de tamanho compostas por agregados de quartzo e secundariamente plagioclásio e calcita, apresentando textura granoblástica fina, interlobada a poligonal.

Os metagabros apresentam estrutura foliada ou maciça, quando afetados pelo metamorfismo de contato. Os metagabros deformados possuem um bandamento incipiente e descontínuo caracterizado pela alternância de níveis máficos contínuos ricos em hornblenda e níveis félsicos descontínuos compostos por agregados de porfiroclastos de plagioclásio, com formas prismáticas tabulares, euédrico a subédrico, com macla polissintética, zonados, com núcleos parcialmente alterados para agregados finos de sericita e pouco carbonato, comumente fortemente deformados e estirados. A hornblenda apresenta textura nematoblástica média e o plagioclásio mostra recristalização parcial definida pelo envolvimento dos cristais prismáticos por faixas finas de agregados com textura granoblástica interlobada a poligonal equigranular média. Ocorre preservação parcial da textura blastointergranular média definida por porfiroclastos prismáticos de plagioclásio intrecrescidos com agregados de hornblenda. Os minerais máficos são compostos por cristais de piroxênio quase totalmente transformados para hornblenda/actinolita, por vezes, preservando parcialmente nos núcleos do anfibólio, porções incolores e com birrefringência elevada, representando relictos de cristais ígneos. Os cristais de anfibólio têm forma prismática alongada, cor verde e ocorrem associados a agregados de clorita e pouco epidoto. Os metagabros estão em geral muito alterados pelas transformações superpostas e associadas ao

metamorfismo de contato. Neste caso, mostram estrutura maciça com textura blastoequigranular média definida por uma trama dominada por esqueletos de cristais prismáticos curtos a equigranulares provavelmente de orto e/ou clinopiroxênio totalmente alterados para agregados de clorita e opacos (subidioblásticos a xenoblásticos), acompanhados por carbonato e pouca serpentina, e por esqueletos de cristais prismáticos alongados de plagioclásio alterados para agregados finos de clorita e carbonato. Também ocorrem pequenos teores de tremolita associados a substituição dos minerais máficos, constituindo agregados de textura acicular.

Os metaultramafitos e xistos ultramáficos apresentam variação estrutural e textural semelhante as das rochas máficas, com termos maciços caracterizados pelo crescimento desorientado de tremolita e actinolita com tamanho entre 0,01 e 0,1 mm, constituindo uma textura decussada fina. Os xistos ultramáficos desenvolvem textura nematoblástica fina definida por cristais orientados de tremolita e clinocloro com tamanhos entre 0.1 e 0.3 mm (**Figura 06F**). Ocorrem porfiroblastos de hornblenda e/ou actinolita com até 0,2 mm de tamanho. São encontrados prováveis pseudomorfos de ortopiroxênio caracterizados por agregados de cerca de 0,75 mm compostos por clorita arranjada na porção central e por franjas sintaxiais de hornblenda nas bordas.

Região de Barra do Areia

Na região da Barra do Areia foi investigada uma lente de metamafito com forma bastante estreita, alongada para N40-45°E, medindo cerca de 5 km de extensão por cerca de 250 metros de largura, segmentado por zonas de cisalhamento transcorrentes rúpteis de direção N35-45°W de movimentação dextral (**Figura 4**). Esta lente está intercalada de maneira concordante com filitos, psamitos e quartzitos, e é intrudida por diques métricos de diabásios porfiríticos.

Os termos metamáficos são classificados como qzo-clo-ep-carb-pl-tit-act-trem hornfels. Estas rochas possuem cor cinza esverdeada e estrutura maciça. A textura principal é decussada média a fina caracterizada por agregados aciculares de tremolita e actinolita com tamanhos entre 0,5 e 2,0 mm juntamente com agregados irregulares de cristais diminutos de titanita. Ocorre a presença de até 10 a 15 % de porfiroblastos de actinolita/hornblenda com forma prismática alongada, subidioblásticos, com tamanhos

entre 0,5 e 1 mm crescendo no meio da matriz. De maneira subordinada observa-se textura blastoamigdaloidal caracterizada por inúmeras amígdalas com formas amebóides e globulares e tamanho entre 3 a 7 mm compostas por cristais de carbonato constituindo agregados com textura granoblástica interlobada a poligonal, subordinadamente quartzo, e mais raramente, clorita.

A amostra BR-110D coletada próxima ao contato com o granito Barra do Areia é um xisto calci-silicático caracterizado por um bandamento milimétrico regular e contínuo marcado pela alternância de níveis ricos em actinolita/hornblenda com cerca de 0,2 mm de tamanho e textura nematoblástica média com níveis félsicos constituídos por agregados de cristais de plagioclásio com pouco quartzo e agregados de cristais tabulares de até 0.8 mm de epidoto tipo pistacita e clinozoizita, juntamente com cristais de aproximadamente 0,1 mm de tamanho de titanita e actinolita.

Região do Ribeirão do Ouro

Os afloramentos de rochas ortoderivadas que ocorrem nesta região apresentam-se intensamente intemperizados. São constituídos por xistos máficos de cor cinza clara com pronunciada foliação marcada pela orientação de anfibólio.

LITOGEOQUÍMICA

A partir da análise dos resultados das análises litogeoquímicas obtidas, as rochas metamáficas e metamultramáficas aflorantes nas regiões de Ourinhos e Barra do Areia foram divididas em dois grandes grupos, de acordo com os critérios petrográficos anteriores: i) constituído por 8 análises de metabasaltos, xistos máficos, xistos variolíticos e metamafitos (cornubianitos) e ii) composto por 4 análises de xistos magnesianos e metaultramafitos (cornubianitos) (**Tabela 02**).

Conforme observado no diagrama TAS de Middlemost (1994) o grupo das rochas ultramáficas e ultrabásicas, classificam-se como basaltos e basaltos picríticos (**Figura 06**). Os xistos máficos, xistos variolíticos e metamafitos apresentam teores mais elevados de SiO₂, além de Na₂O e K₂O, variando desde basaltos picríticos até andesitos, com uma amostra caindo no campo dos dacitos, variação explicável pela presença de diminutos veios e vênulas de quartzo tardios cortando esta rocha. As

amostras posicionam-se no campo das rochas de afinidade toleítica ou sub-alcálica como proposto por Cox *et al.* (1979). Duas amostras de rochas máficas (BR-60 e BR-76A) apresentaram uma composição mais rica em álcalis e se posicionaram acima da linha que subdivide o campo das séries alcalinas. Esta condição pode estar relacionada a atuação de processos metamórfico-hidrotermais relacionados a intrusão do granito Barra do Areia. O caráter toleítico das rochas estudadas é reforçado pelo diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971), onde as amostras analisadas posicionam-se acima da curva que separa as rochas toleíticas das não toleíticas, com exceção novamente das amostras BR-60 e BR-76A. Observa-se ainda que o grupo das rochas ultramáficas posicionou-se mais próximo ao vértice FM (**Figura 07**). No diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{Zr/TiO}_2$ de Winchester e Floyd (1977) as amostras posicionam-se predominantemente no campo dos basaltos sub-alcálicos e termos mais diferenciados (**Figura 08**). Novamente as amostras alteradas estão deslocadas em direção ao campo das rochas alcalinas.

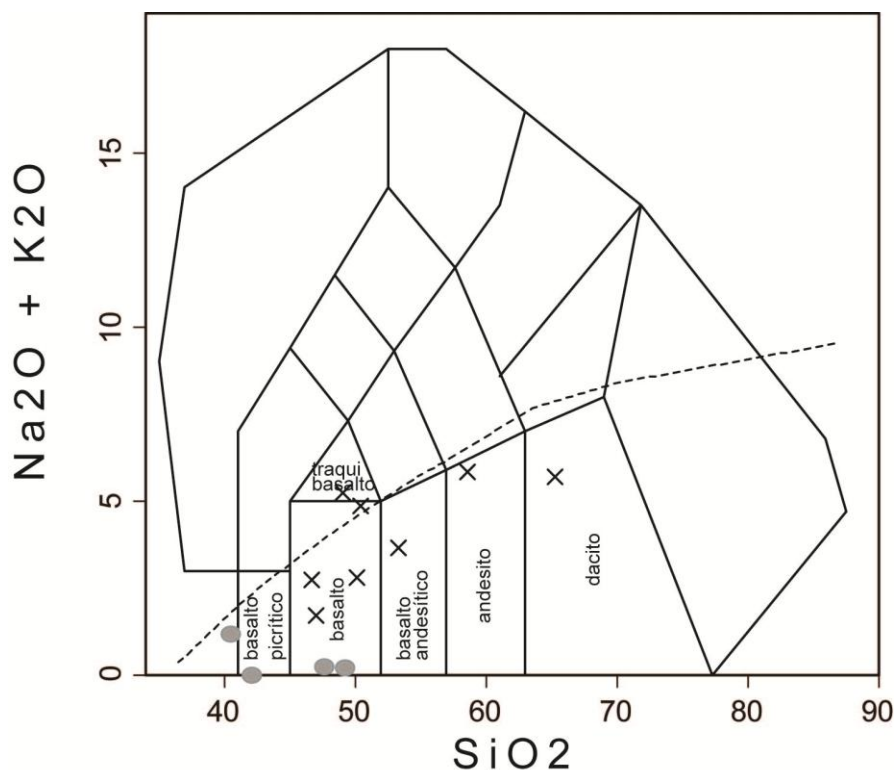


Figura 06 – Diagrama TAS (total álcalis x sílica) de Middlemost (1994) com curva separando campo de rochas alcalinas e subalcálicas adaptada de Cox *et al.* (1979). Simbologia: x - rochas máficas; • – rochas ultramáficas.

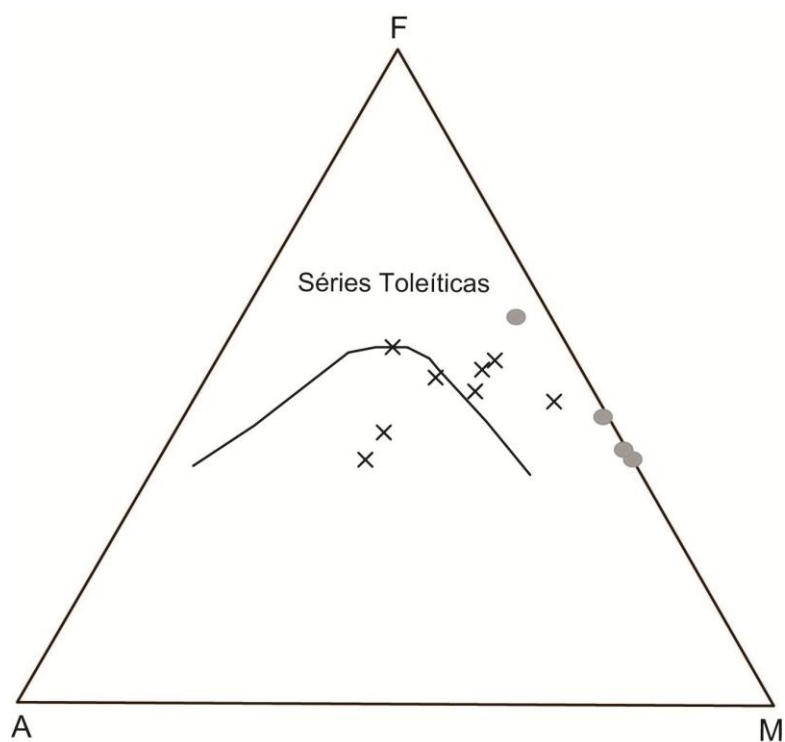


Figura 07 – Diagrama triangular AFM de Irvine e Baragar (1971). Simbologia: x - rochas máficas; • – rochas ultramáficas.

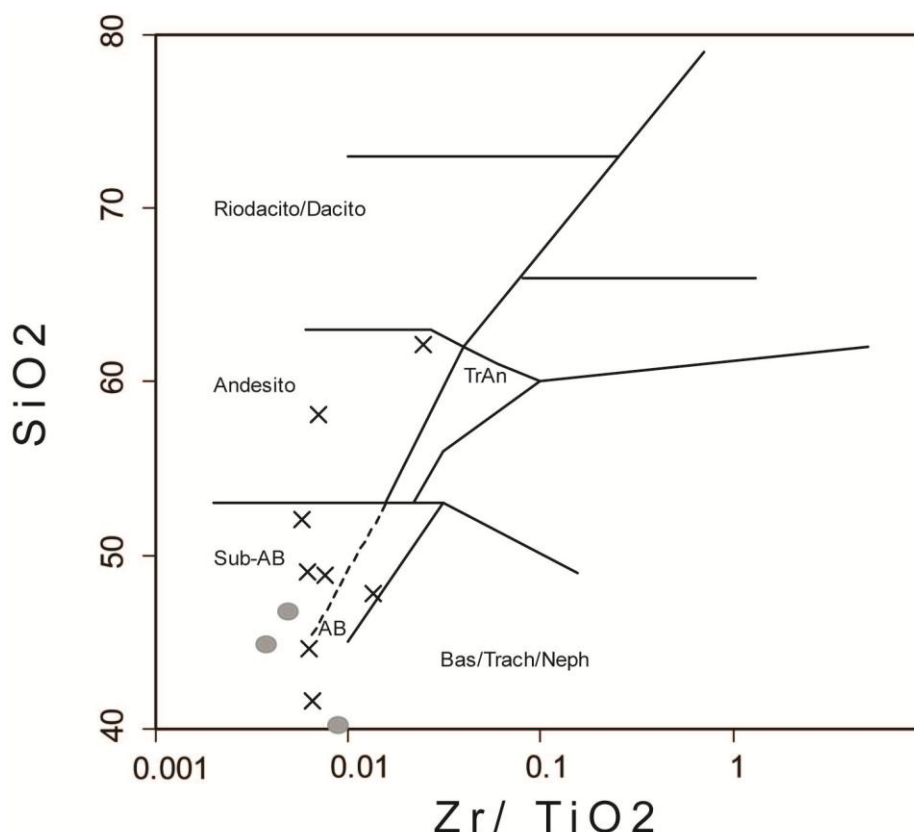


Figura 08 – Diagrama (Zr/TiO_2) versus SiO_2 de Winchester & Floyd (1977) contendo as amostras das rochas máficas e ultramáficas da região de Botuverá. Simbologia: x - rochas máficas; • - rochas ultramáficas.

A análise de diagramas de Haker permitiu a visualização de tendências e padrões de enriquecimento e empobrecimento sistemático de elementos maiores e traços (**Figuras 9 e 10**). Os xistos ultramáficos e metaultramafitos possuem teores mais elevados de MgO , FeO_t , Ni e Cr e teores mais baixos de K_2O , Al_2O_3 , Na_2O e Nb , quando comparadas com as rochas metamáficas. Esta comparação indica que os termos ultramáficos podem representar rochas cumuláticas geradas pela segregação de fases de cristalização precoces como olivina e/ou ortopiroxênio. Observa-se também sobreposição dos valores de CaO , P_2O_5 , TiO_2 , Rb , Ba , Sr , Eu e Y entre as rochas máficas e ultramáficas. A existência de produtos diferenciados permitiu a visualização de algumas tendências de fracionamento. Para os metabasitos é possível observar uma tendência de diminuição dos teores de CaO , MgO , FeO_t , TiO_2 , K_2O , Ni e Cs e aumento dos teores de Al_2O_3 , Na_2O e P_2O_5 com o incremento do grau de diferenciação. A definição de tendências definidas para estes elementos é compatível com a

crystalização fracionada de olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio, apatita e ilmenita-magnetita.

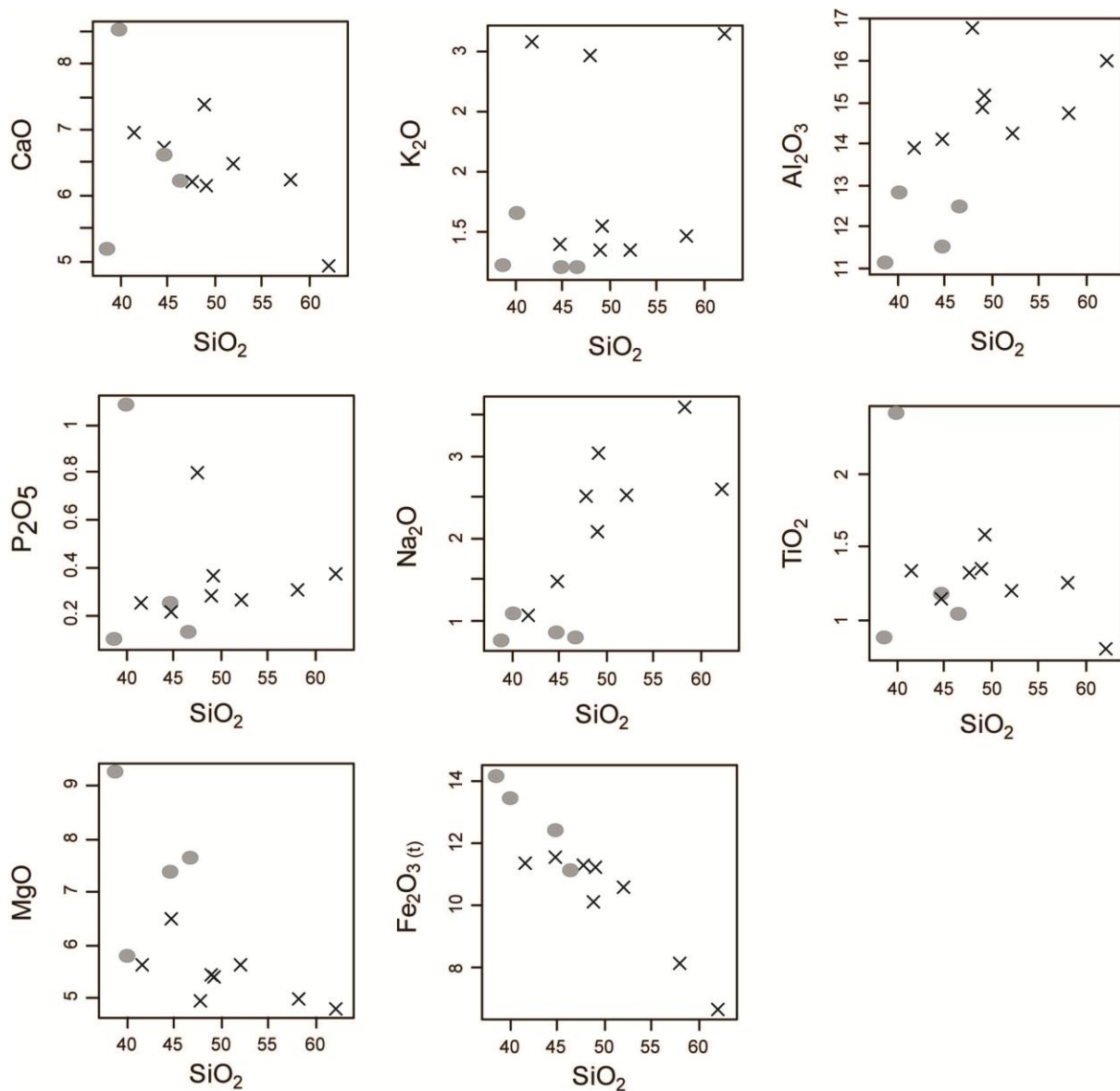


Figura 9 – Diagramas de variação dos elementos maiores (%) utilizando SiO_2 como índice de diferenciação. Simbologia: x - rochas máficas; • – rochas ultramáficas.

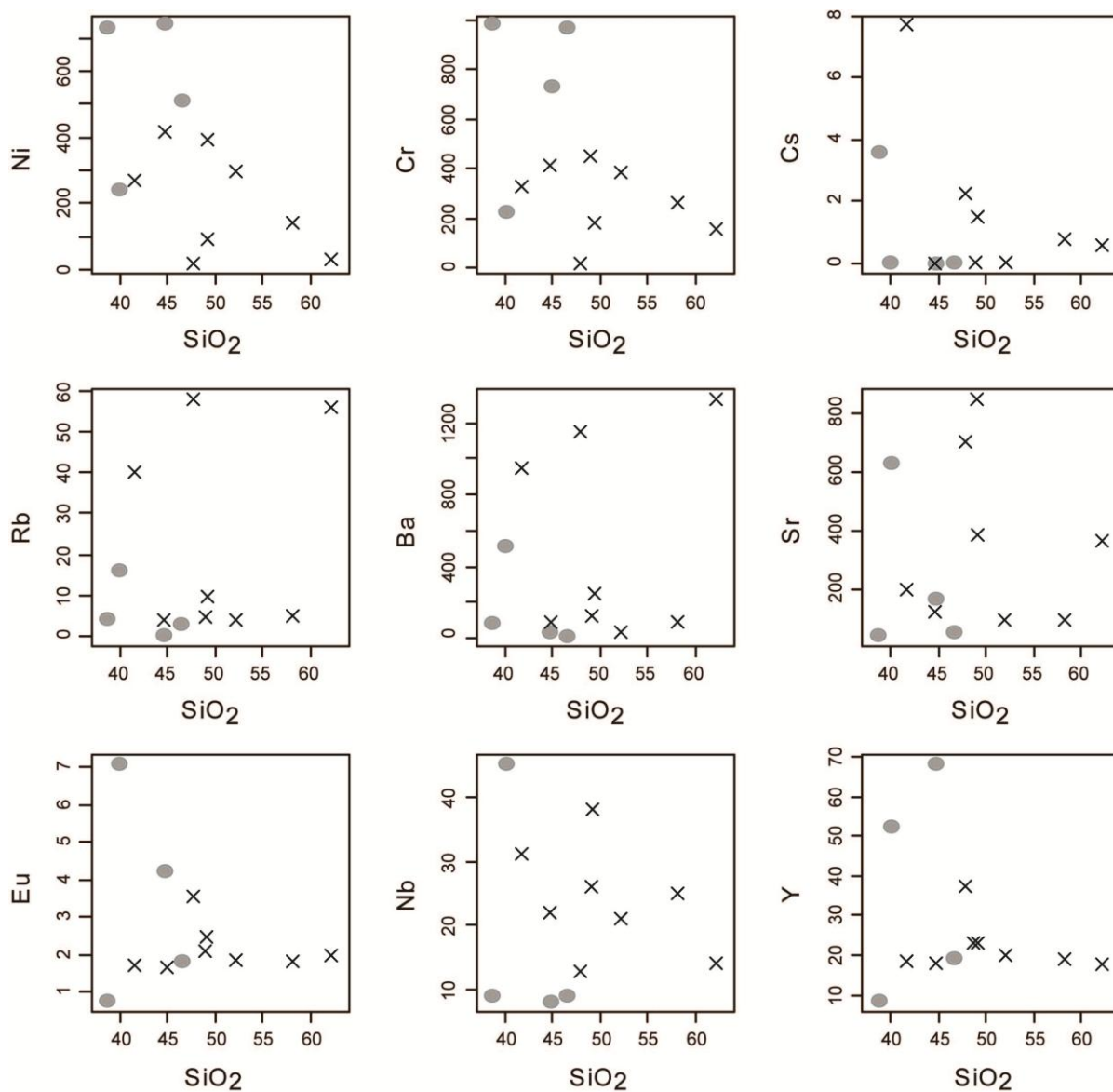


Figura 10 – Diagramas de variação dos elementos traços (ppm) utilizando SiO₂ como índice de diferenciação. Simbologia: x - rochas máficas; • – rochas ultramáficas.

No diagrama de elementos terras raras normalizados pelo condrito C1 (Sun 1982) as amostras mostram um padrão consistente e enriquecido com pouca dispersão dos valores, entretanto, com espectro de valores mais variado para as rochas metaltramáficas (**Figura 11**). Este padrão é caracterizado por um maior enriquecimento em ETR leves (na ordem de 100 vezes) do que de ETR pesados (na ordem de 10 vezes), o que está de acordo com os valores de $(La/Sm)_n$ entre 1.7 e 4.1 e com os valores de $(La/Lu)_n$ entre 9.5 e 23.6 (**Tabela 02**) encontrados. Destacam-se

ainda os valores anômalos destas razões encontrados na amostra BR-78B (6.4 e 32.9 respectivamente), bem como os teores de La e Ce. Observam-se ainda valores gerais mais baixos de ETR da amostra BR-98. As tendências consistentes e bem definidas, em geral pouco dispersas, obtidas para maior parte das amostras salientam seu caráter co-genético e são indicativas de que mesmo as amostras mais suspeitas de terem sido afetadas por sofrido processos hidrotermais, não alteraram significativamente seu conteúdo de ETR.

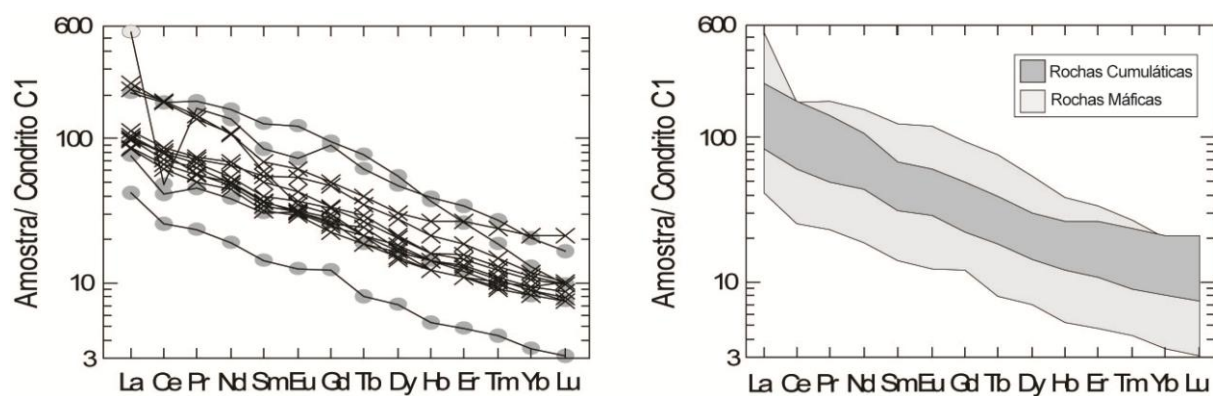


Figura 11 - Abundância de Elementos Terras Raras normalizados pelo condrito C1 (Sun 1982). Simbologia: x - rochas máficas; • – rochas ultramáficas.

Em diagramas multi-elementares é possível observar um enriquecimento geral em LILE das rochas estudadas com relação ao N-MORB (**Figura 12**). Os metabasaltos, xistos máficos, xistos variolíticos e metamafitos apresentam grande semelhança composicional com basaltos de ilhas oceânicas, com destaque para os valores ligeiramente inferiores de Ba, Rb, Th, U e K e para os valores superiores de Cs. Ainda, a amostra BR-76A apresentou valores superiores de Ba, Th e U.

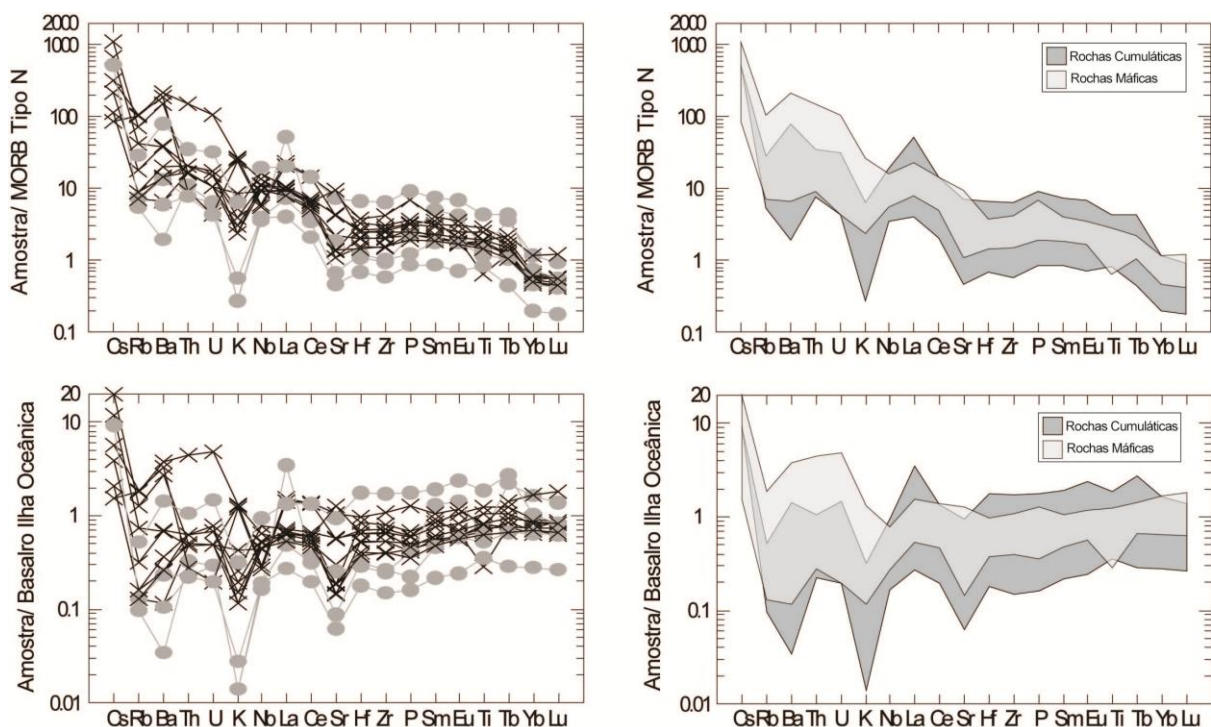


Figura 12 - Diagramas multi-elementares para as rochas metamáficas e metaultramáficas estudadas normalizados pelo N-MORB (Sun & Mac Donough 1989) e pelos Basaltos de Ilhas Oceânicas (OIB) (Pearce 1982). Simbologia: x - rochas máficas; ● – rochas ultramáficas.

Os padrões de elementos ETR e multi-elementares visualizados nos diagramas das rochas estudadas são caracterizados pelo grande enriquecimento em ETR leves e secundariamente em LILE indicando que estas rochas se originaram a partir de uma fonte mantélica enriquecida. A importância do componente manto enriquecido na gênese dos metabasaltos, xistos máficos, xistos máficos variolíticos, metagabros e metamafitos também é comprovado pela análise das razões Th/Yb por Ta/Yb, de acordo com o diagrama bivariante proposto por Pearce (1983). Neste diagrama as rochas metamáficas indicam que a gênese destas rochas teve forte influência da fonte mantélica, que é relativamente homogênea e com variados graus de enriquecimento intraplaca, com participação subordinada da contaminação crustal (**Figura 13**). Um comportamento semelhante também é observado nos diagrama trivariante de discriminação geotectônica $2 \cdot Nb$ vs. $Zr/4$ vs. Y proposto por Meschede (1986) e $Ti \cdot 100$ vs Zr vs Y proposto por Pearce e Cann (1973), onde as amostras do grupo das rochas

máficas se posicionam nos campos dos basaltos intraplaca toleíticos e alcalinos (Figuras 14 e 15).

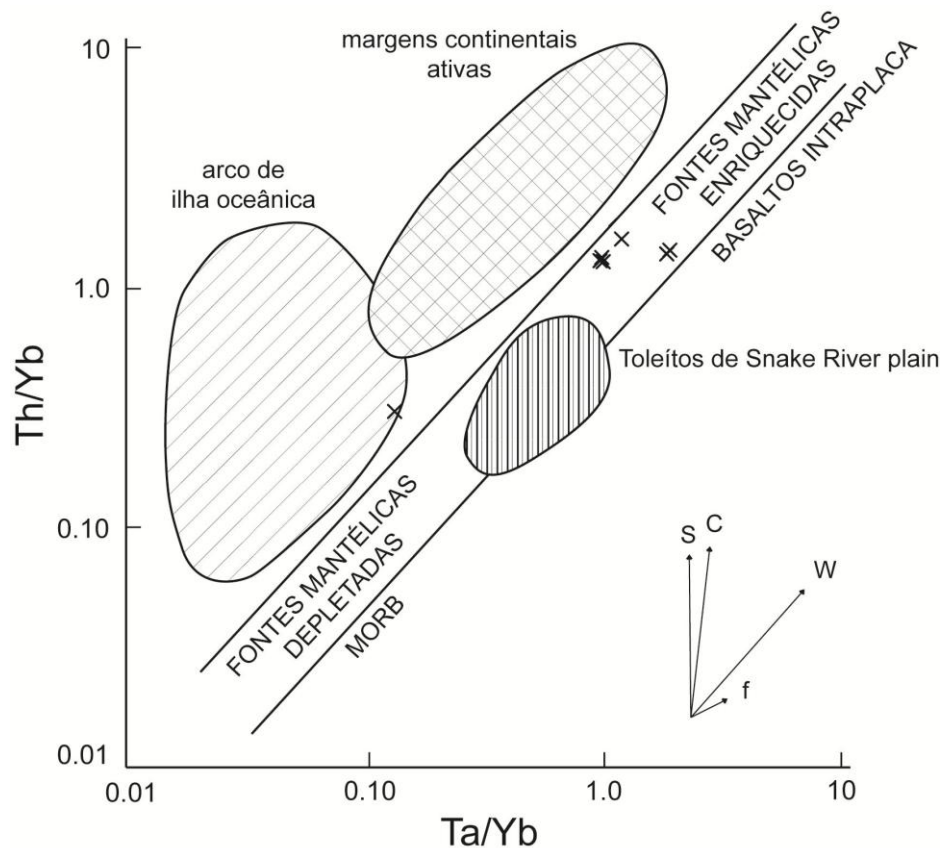


Figura 13 – Diagrama bivalente das razões Th/Yb por Ta/Yb para as rochas metamáficas. Os vetores indicam a influência de componentes de subducção (S), enriquecimento intra-placa (W), contaminação crustal (C) e cristalização fracionada (F). Modificado de Pearce (1983) por Wilson (1989).

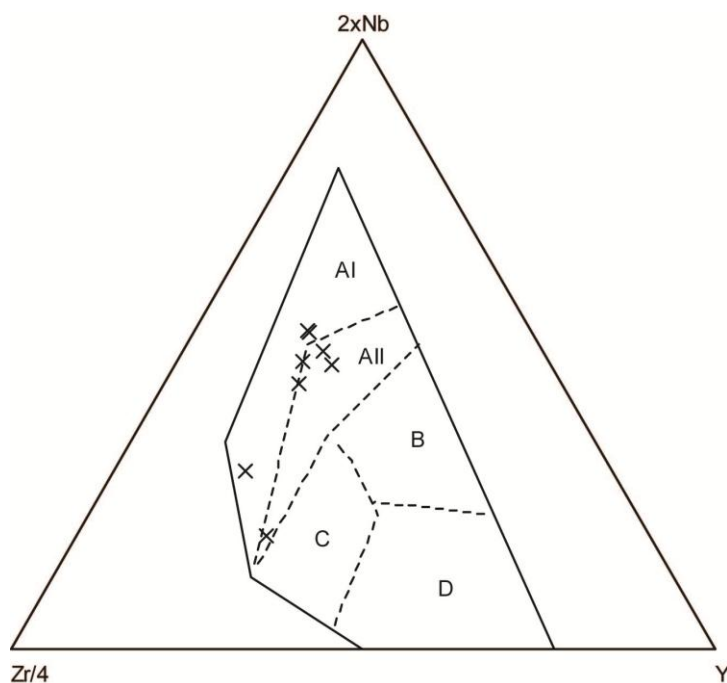


Figura 14 – Diagrama $Nb \times 2-Zr/4-Y$ de Meschede (1986) para as amostras metamáficas estudadas. Campos A1-II: basaltos alcalinos intra-placa, AII-C: basaltos toleíticos intra-placa, B: P-MORB, D: N-MORB, C-D: Basaltos de arcos vulcânicos.

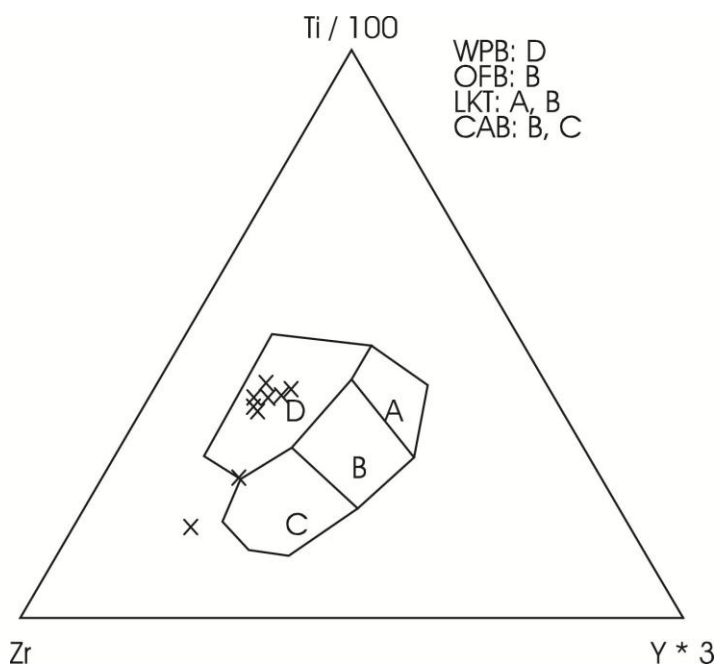


Figura 15 – Disposição das amostras metamáficas estudadas no diagrama $Ti/100-Zr-Y \times 3$ de Pearce & Can (1973) com a subdivisão dos campos dos basaltos intra-placa (WPB), basaltos de fundo oceânico (OFB), Toleíticos de baixo-K (LKT) e basaltos de arcos continentais (CAB).

Dados Isotópicos de $^{147}Sm/^{144}Nd$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$

As rochas metamáficas e metaultramáficas estudadas apresentam pouca variação dos valores das razões Sm/Nd, que estão entre 0.21 e 0.25. A amostra mais diferenciada, BR-76A, apresentou um valor mais baixo de 0.18, e a amostra BR-86D apresentou o valor mais alto, de 0.27 (**Tabela 03**).

As razões isotópicas $^{143}\text{Nd}_t / ^{144}\text{Nd}_t$, calculadas com base na idade de 843 Ma determinada por Basei *et al.* 2008 com base no método U-Pb(SHRIMP) em zircões de granito tipo A relacionado a fase *rift*, também mostraram pouca variação para as rochas analisadas, resultando em valores de ϵNd_t moderadamente negativos, variando entre -0.14 e -6.97 (**Tabela 03 e Figura 16**). Valores mais negativos, de -13.54 e -21.02 foram obtidos para as amostras BR-107 e BR-81A respectivamente. Os valores de ϵNd_t moderadamente negativos e pouco variantes indicam que estas rochas se originaram a partir de uma fonte mantélica relativamente homogênea e enriquecida, muito semelhante a dos basaltos de ilhas oceânicas (OIB). Os valores da idade modelo TDM variam entre 1,8 e 2,9 Ga, sugerindo que estas magmas foram gerados a partir da fusão parcial de um manto enriquecido e de idade Paleoproterozóica (**Tabela 03**).

Os valores da razão $^{87}\text{Sr}_i / ^{86}\text{Sr}_i$ calculados estão entre 0.70629 e 0.71219 (**Tabela 03**). Estes valores relativamente elevados sugerem que a composição dos magmas avaliados sofreu com variados graus de contaminação crustal durante a gênese dos mesmos, embora o número de amostras analisadas seja baixo para obter uma interpretação mais significativa.

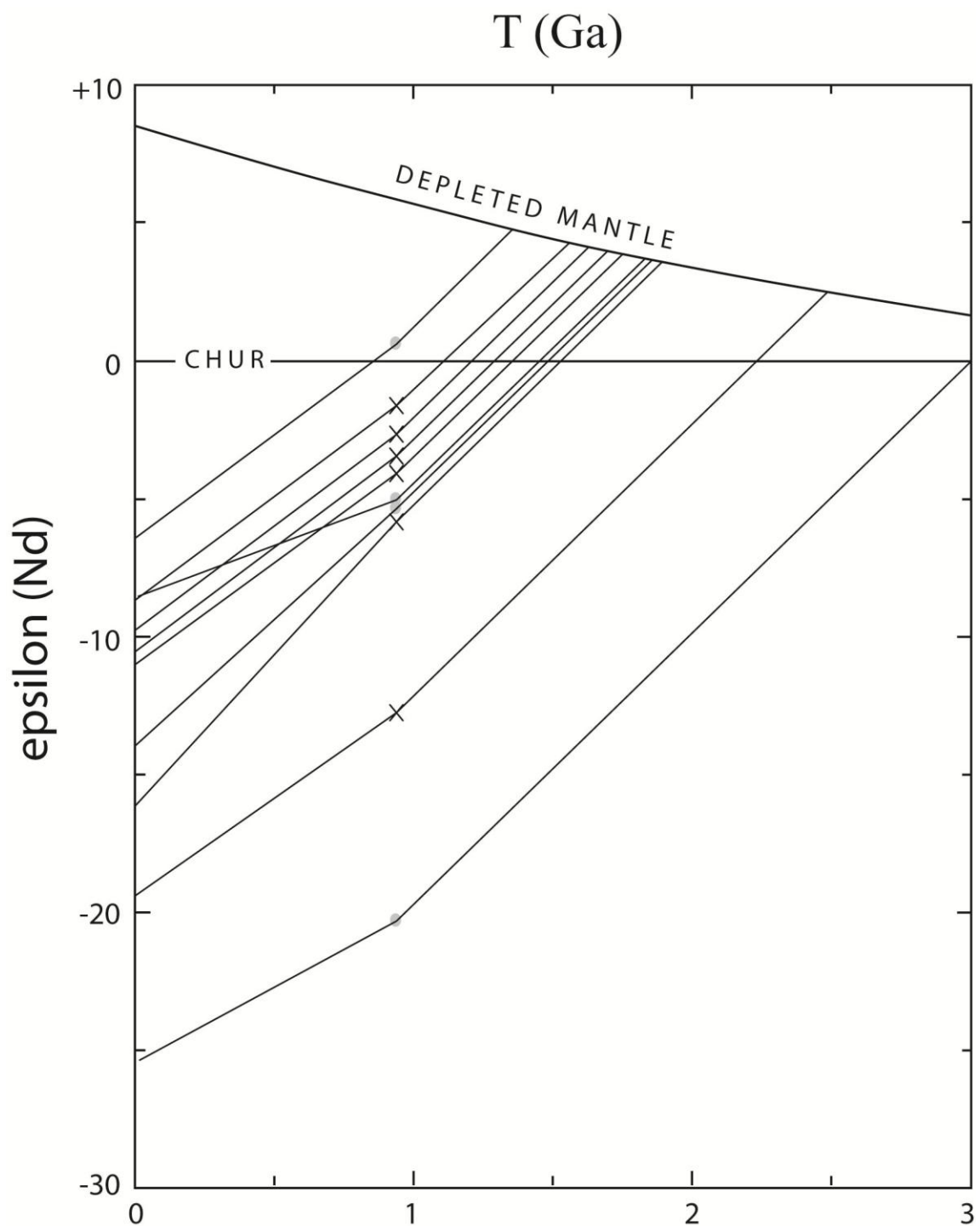


Figura 16 – Diagrama ϵ_{Nd} - T para as rochas estudadas. Curvas de evolução dos dois reservatórios principais, CHUR (Chondritic Uniform Reservoir - DePaolo e Wasserburg 1976a) e DM (depleted mantle Goldstein & Jacobsen 1988 e Liew & Hofmann 1988). Simbologia: x - rochas máficas; • – rochas ultramáficas.

CONCLUSÕES

A interpretação dos dados indicou que os metabasaltos, metabasaltos variolíticos, xistos máficos, xistos máficos variolíticos, metagabros e metamafitos correspondem a equivalentes metamórficos de rochas ígneas básicas de composição toleítica. Os xistos magnesianos e os metaultramafitos são rochas cumuláticas geradas através de mecanismos de cristalização fracionada e segregação mineral a partir dos magmas básicos.

As paragêneses encontradas nos metamafitos e metaultramafitos da região de Ourinhos, contendo act+trem+plag+bt, hb+act+ep+clo e act/hb+plag+ep indicam que o metamorfismo orogênico atingiu na formação da foliação regional S_2 , condições de transição entre as fácies xistos verdes e anfíbolito (Butcher & Frey 1994). Para a região da Barra do Areia, as paragêneses contendo act+trem+plag+tit+clo+ep indicam condições metamórficas da fácies xistos verdes.

Posterior ao metamorfismo regional orogênico os metamafitos e metaultramafitos estudados foram intensamente afetados por um metamorfismo termal associado ao posicionamento do Granito Barra do Areia. Este processo gera um amplo desenvolvimento de texturas decussada e acicular, registrando condições metamórficas variáveis entre as fácies Ab-ep hornfels e Hornblenda hornfels.

A foliação metamórfica principal, representada pela S_2 está orientada segundo a direção $N30-45^\circ E$, com mergulhos para NW e SE, constituindo uma disposição geral do relevo caracterizada por dobras F_3 do tipo inclinadas com caimento para SW, de escala decamétrica e com assimetria indicando vergência para W. A relação entre a disposição da foliação S_2 e a lineação mineral/estiramento sugere uma evolução associada a uma colisão oblíqua, gerada provavelmente por uma tectônica transpressiva. O redobramento da foliação S_2 indica que na região de Ribeirão do Ouro esta xistosidade regional foi fortemente afetada pela atuação da terceira fase de deformação (D_3) com a formação das dobras F_3 . Esta fase provavelmente está relacionada ao desenvolvimento da zona de cisalhamento Itajaí-Perimbó.

As rochas metaígneas possuem afinidade toleítica e são constituídas por rochas metamáficas e metabásicas e secundariamente por rochas metaultramáficas. A análise do comportamento dos elementos maiores e menores com relação ao índice de diferenciação sugere que os metaultramafitos foram gerados por processos de

segregação mineral associados à acumulação de fases precoces. A disposição dos metaultramafitos como lentes finas intercaladas as demais rochas metamáficas dão suporte a hipótese de as mesmas serem cumulos. Os padrões das rochas estudadas nos diagramas ETR e multi-elementares ressaltam o caráter co-genético das mesmas, e juntamente com as razões Th/Yb por Ta/Yb (Pearce 1983) e os valores de ϵNd_t e $^{87}Sr_i/^{86}Sr_i$ indicam que as mesmas foram originadas a partir de uma fonte mantélica relativamente homogênea submetida a variados graus de enriquecimento intraplaca. Tais características são típicas de basaltos toleíticos tipo intra-placa continental. Estes magmas estão possivelmente relacionados a fase *rift* de abertura da bacia precursora do CMB, ou são sin-deposicionais aos sedimentos plataformais. Com exceção dos valores suavemente positivos de ϵNd_t , as características geoquímicas das rochas metaígneas da região de Ribeirão do Ouro são muito semelhantes aquelas encontradas nas rochas metamáficas e metabásicas da região de Itapema (Campos & Philipp 2007 e Campos *et al.* 2011a), o que destaca a homogeneidade geoquímica e a ampla ocorrência e importância destas rochas na formação e evolução do CMB.

Agradecimentos

Os autores agradecem Jacira Anton Vargas pela revisão e sugestões ao texto final e ao CNPq (processos 140653/2007-4 e 473847/2006-0) pelo apoio financeiro que permitiu a realização dos trabalhos de campo a análises químicas e a concessão de bolsa de produtividade para Ruy Paulo Philipp. Agradecemos aos revisores anônimos desta revista pelas críticas, sugestões e discussões.

Referências

- Almeida F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. *Boletim Divisão Geologia Mineralogia*, **241**: 1-36.
- 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, p. 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.
- Basei M.A.S., Grasso C.B., Vlach S.R.F., Nutman A., Sigla Jr. O., Osako L.S., 2008. "A"-type rift-related granite and the lower cryogenian age for the beginning of the brusque belt basin, dom feliciano belt, southern brazil. *In*: VI South American Symposium on Isotope Geology San Carlos Bariloche, Argentina, *Anais*.
- Bitencourt M.F., Philipp R.P., Dilemburg S., Lisboa N.A., and Hartmann, L.A., 2000. Projeto Camboriú – *Mapa Geológico 1:25.000 das folhas Camboriú e parte sul da Folha Itajaí*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil.
- Butcher K., Frey M. 1994. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. New York. Springer-Verlag, 318p.
- 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.
- Campos R.S. & Philipp R.P. 2007. Petrografia e Geoquímica das Rochas Metavulcânicas Máficas e Ultramáficas da Região da Serra da Miséria/SC. *Revista Brasileira de Geociências*, **3**: 63-75.
- Campos R.S., Philipp R.P., Massone H-J., Chemale Jr. F., Theye T. 2011a (aceito). Petrology and isotope geology of the mafic to ultramafic metavolcanic rocks of the Brusque Metamorphic Complex, Itapema, Santa Catarina, Brazil. *International Geology Review*.
- Campos R.S., Philipp R.P., Massone H-J., Chemale Jr. F. 2011b (submetido). Early Post-collisional Brasiliano Magmatism in Botuverá Region, Santa Catarina, Southern Brazil: Evidence from Petrology, Geochemistry, Isotope Geology and Geochronology of the Diabase and Lamprophyre Dikes. *Journal South American Earth Sciences*.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R. J. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin, 464 p.
- DePaolo D.J. & Wasserburg, G.J. 1976a. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letter*, **3**: 249-52.
- Fragoso-Cesar A.R.S. 1980. O cráton do Rio de La Plata e cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-rio-grandense. *In*: Congresso brasileiro de Geologia, Balneário de Camboriú, SBG, **5**: 2879-2892.

- Goldstein S.L., Jacobsen S.B. 1988. Neodymium and strontium systematics of river water suspended material: Implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **87**: 249-265.
- Hartmann L.A., Chemale Jr. F., Philipp R.P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. *In*: Roberto Iannuzzi, José Carlos Frantz. (Org.). 50 Anos de geologia no Rio Grande do Sul. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, CIGO e IG-UFRGS, **1**: 97-123.
- Hasui Y., Carneiro C.D.R., Coimbra A. M. 1975. The Ribeira Fold Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, **5**: 257-266.
- Irvine T.N. & Baragar W.R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* **8**: 523–548.
- Liew T.C. & Hofmann A.W. 1988. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of Central Europe: indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contributions Mineralogy Petrology*, **98**: 129-138.
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, **56**: 207-218.
- Middlemost E.A.K. 1994. Towards a Comprehensive Classification of Igneous Rocks and Magmas. *Earth Sci. Rev.*, **31**:73-87.
- Oythantçabal P., Siegesmund S., Wemmer K., Layer P., 2010. The Sierra Ballena Shear Zone in the southernmost Dom Feliciano Belt (Uruguay): evolution, Kinematics, and deformation conditions. *International Journal Earth Sciences (Geol Rundsch)*, **99**: 1227-1246.
- 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 J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In*: Thorpe R.S. (ed.), *Andesites*. Wiley, Chichester, p. 525-548.
- Pearce J.A. 1983. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *In*: C.J. Hawkesworth and M.J. Nurry, (Eds.). *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva Publishing, Nantwich, p. 230–249.
- 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, p. 93-97.

- 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.
- Philipp R.P., Massonne H.J., Teye T., Campos R. S. 2010 (submetido). Neoproterozoic Th-U-Pb monazite ages from metapelites of Brusque Metamorphic Complex, Tijucas Terrane, Dom Feliciano belt, SC, southern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, submitted.
- Philipp R.P. & Campos R.S. 2010. Granitos peraluminosos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque: registro do magmatismo relacionado a colisão Neoproterozóica no Terreno Tijucas, Itapema, SC. **Revista Brasileira de Geociências**, **40**(3): 301-318.
- 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, p. 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, p. 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, p. 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.
- Sun S.S. 1982. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. *Geochemical et Cosmochemical Acta*, **46**: 179-192.
- Sun S.S. & Mc Donough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts implications of mantle composition and process. *In: A.D. Saunders and M.J. Norry, (Eds.). Magmatism in the oceanic basins*. London Geological Society Special Publications, p. 313-345.

- 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, BRASIL*. Porto Alegre, DNPM/CPRM, 303p.
- 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.
- Yamamoto M.T. & Basei M.A.S. 2009. Geoquímica isotópica e idade U-Pb em zircão do magmatismo básico do grupo Brusque no estado de Santa Catarina-SC. *In*: Simpósio 45 Anos de Geocronologia no Brasil, USP. Boletim de resumos expandidos, p. 328-330.

3.3 Granitos peraluminosos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque: registro do magmatismo relacionado a colisão neoproterozóica no Terreno Tijucas, Itapema (SC). *Revista Brasileira de Geociências* 40(3), 301-308

Granitos peraluminosos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque: registro do magmatismo relacionado a colisão neoproterozóica no Terreno Tijucas, Itapema (SC)

Ruy Paulo Philipp¹ & Roberto Sacks de Campos²

Resumo O Complexo Metamórfico Brusque (CMB) é uma das principais unidades do Terreno Tijucas em Santa Catarina. Na região de Itapema este complexo é composto por uma associação de xistos pelíticos, quartzitos, mármore e rochas calci-silicáticas, com ocorrência subordinada de rochas metavulcânicas máficas, ultramáficas e granitos peraluminosos. Estas unidades estão intercaladas tectonicamente e dispostas segundo uma foliação de baixo ângulo orientada segundo a direção nordeste. Os granitos constituem corpos tabulares de espessuras centimétricas a métricas e mostram relações concordantes com a foliação S_2 , posicionando-se ao longo das superfícies axiais de dobras isoclinais e apertadas da fase F_2 . Possuem composição monzogranítica com mineralogia composta por K-feldspato, plagioclásio e quartzo, teores subordinados de muscovita e turmalina, com biotita, granada, monazita, zircão, apatita e minerais opacos como acessórios. A estrutura principal é um bandamento magmático de espessura centimétrica, alternando níveis regulares e contínuos com textura equigranular média a grossa e porções pegmatíticas. O bandamento é originado pelo preenchimento sucessivo de fraturas por injeções graníticas. Estudos geoquímicos caracterizaram os granitos como representantes do magmatismo peraluminoso relacionado à série cálcico-alcalina alto-K. Os padrões de elementos maiores e traços como razões La_N/Yb_N (variando entre 1,34 e 4,66), K_2O/Na_2O (entre 0,86 e 1,72), CaO/Na_2O (entre 0,11 e 0,44) e os baixos teores de Rb, Sr, Zr e de ETR são muito similares aos de granitos peraluminosos descritos em outros cinturões orogênicos. Composições deste tipo são usualmente atribuídas à rochas formadas por fusão parcial de seqüências crustais de composição pelítica deixando um resíduo sólido granulítico. As relações estruturais entre o posicionamento dos corpos graníticos e a evolução metamórfico-deformacional do CMB, associada aos parâmetros geoquímicos e as feições tectônicas e geocronológicas são consistentes com um magmatismo relacionado à fusão crustal em ambiente colisional no final do Ciclo Brasileiro.

Palavras-chave: Escudo Catarinense, Terreno Tijucas, Complexo Metamórfico Brusque, Itapema, granitos peraluminosos, geoquímica.

Abstract *Intrusive peraluminous granites on Brusque Metamorphic Complex: register of Neoproterozoic collisional magmatism in the Tijucas Terrane, Itapema, SC, Brazil.* Brusque Metamorphic Complex is one of the main units of the Tijucas terrane in Santa Catarina state. This complex, located in the Itapema region is constituted by metasedimentary association with subordinate presence of mafic and ultramafic metavolcanic rocks and peraluminous granites. The granites have tabular form from centimetric to metric thickness intruding metapelites, mafic and calc-silicate schists. These units are tectonically interposed and disposed to a low angle foliation from northeast-southwest direction. The granites are concordant with the S_2 foliation and lie in according to axial surfaces of isoclinal F_2 folds. The granite have a monzogranite composition with a K-feldspar, plagioclase and quartz, subordinates quantities of muscovite and tourmaline, with biotite, garnet, monazite, zircon, apatite and opaque minerals as accessories. The main structure is a magmatic banding of centimetric thickness alternating regular and continual levels from medium to coarse equigranular texture as well as pegmatitic texture levels. The banding is originated by successive fulfilling of fractures by granite injections. Geochemical studies characterize the granites as peraluminous magmatism related to high-K calc-alkaline series. The majors and traces elements patterns present values for the ratios La_N/Yb_N (1.34 to 4.66), K_2O/Na_2O (0.86 to 1.72), CaO/Na_2O (0.11 to 0.44) and low values of Rb, Sr, Zr and RRE, are similar to peraluminous granites of other orogenic belts of Phanerozoic age. These type of granites are usually associated to rock generated by partial fusion of crustal sequences of pelitic composition with formation of a granulitic residuo. Structural relations between the position of the granitic bodies and metamorphic evolution of the Brusque Metamorphic Complex associated to geochemical and geotectonic parameters are related to magmatism generator by anatexis connected to collisional event of the end of Brasileiro Cycle.

Keywords: Catarinense Shield, Tijucas Terrane, Brusque Metamorphic Complex, Peraluminous granites, Geochemistry.

1 - UFRGS, Instituto de Geociências, Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica. Porto Alegre (RS), Brasil; Pesquisador do CNPq. E-mail: ruy.philipp@ufrgs.br

2 - UFRGS, Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências (PPGEO), Porto Alegre (RS), Brasil; Universidade Federal do Espírito Santo, Campus Universitário, Alegre (ES), Brasil. E-mail: beto_decamos@hotmail.com

Granitos peraluminosos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque: registro do magmatismo relacionado a colisão neoproterozóica no Terreno Tijucas, Itapema (SC)

INTRODUÇÃO O completo entendimento da evolução de um cinturão orogênico exige a integração da cartografia geológica de detalhe com análise petrográfica e estrutural. A partir da separação dos corpos e do estabelecimento das relações estratigráficas e espaciais, os estudos de química-mineral e termobarometria, levantamentos geoquímicos, isotópicos e geocronológicos são fundamentais para a caracterização dos protólitos. A identificação dos eventos magmáticos e metamórficos e de suas relações é um passo fundamental para compreender a construção do cinturão. A geração do magmatismo granítico pode estar associada a formação inicial do cinturão, vinculada a fase de subducção ativa, relacionada ao espessamento do orógeno durante a colisão continental ou ainda a uma fase posterior, de relaxamento e soergimento crustal. O magmatismo granítico peraluminoso pode ser formado pela fusão crustal em porções profundas dos cinturões colisionais (White & Chappell 1977; Winkler 1983; Patiño-Douce & Johnston 1991; Stevens *et al.* 1997; Patiño-Douce & McCarty 1998; Barbarin 1996), estar relacionado com a decompressão adiabática associada com o período pós-colisional (Liégeois 1998; Liégeois *et al.* 1998), ou ainda estar relacionado ao fracionamento de magmas básicos ou intermediários (Wilson 1989).

Novos dados estratigráficos, estruturais e metamórficos obtidos para a região compreendida entre as cidades de Itajaí e Tijucas, permitiram uma melhor compreensão sobre a origem e a superposição dos eventos metamórficos associados com a evolução do Complexo Metamórfico Brusque (CMB) (Bitencourt *et al.* inédito; Philipp *et al.* 2001a,b,c, 2004; Campos & Philipp 2007). Durante estes levantamentos foram re-

conhecidos corpos graníticos de natureza peraluminosa que ocorrem associados a evolução metamórfico-deformacional do referido complexo (Philipp *et al.* op.cit.).

O Complexo Metamórfico Brusque está localizado no Terreno Tijucas, na porção oeste do Cinturão Dom Feliciano em SC (Fig. 1). Apresenta uma disposição alongada segundo a direção N45°E com cerca de 75 km de extensão e 45 km de largura, estando delimitado ao noroeste pela Zona de Transcorrência Itajaí-Perimbo e ao sudeste pela Zona de Cisalhamento Major Gercino, ambas estruturas de alta deformação dúctil (Fig. 2). O CMB é composto por um espesso pacote de metassedimentos clásticos, dominado por filitos e xistos micáceos intercalados com semipelitos, quartzitos, mármore e rochas calci-silicáticas, além de ocorrências restritas de rochas metavulcânicas de composição máfica a ultramáfica e leucogranitos peraluminosos (Sander 1992; Bitencourt *et al.* inédito; Philipp *et al.* 2004; Campos 2007; Campos & Philipp 2007) (Fig. 3). Os principais corpos leucograníticos ocorrem na região de Itapema, estão deformados e apresentam formas tabulares concordantes com a xistosidade principal S₂. A seção geológica esquemática da figura 4 apresenta uma visão geral das relações espaciais entre os corpos estudados. Os granitos possuem composição monzogranítica, cor esbranquiçada a rosada e estrutura bandada, subordinadamente, maciça, foliada e milonítica.

Na área estudada, as unidades do CMB são interrompidas pela intrusão dos granitóides brasilianos Comprá Tudo (Bitencourt *et al.* inédito), Valsungana e Serra dos Macacos (Bitencourt *et al.* inédito). A intrusão destes corpos graníticos causa metamorfismo de contato e é responsável pela formação de zonas com

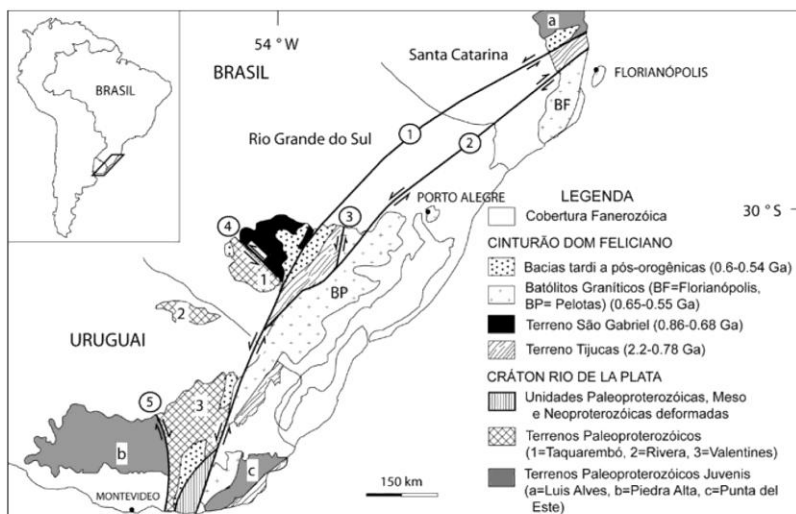


Figura 1 - Mapa da porção sul da Plataforma Sul Americana com as principais unidades geotectônicas. Legenda: a= Terreno Luis Alves, b= Terreno Florida, c= Terreno Punta del Este, 1= Terreno Taquarembó, 2= Terreno Rivera, 3= Terreno Valentines. (Modificado de Hartmann *et al.* 2007).

mineralização de ouro na região de Tijucas e Canelinhas e na região do Ribeirão da Prata e Ribeirão do Ouro, em Botuverá (Silva & Dias 1981; Caldasso *et al.* 1995).

A tectônica deformadora do CMB está relacionada ao processo colisional de idade Brasiliana. Posteriormente, a atividade das zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo e o metamorfismo de contato associado ao período pós-colisional, marcam o final do Ciclo Brasileiro nesta região.

A partir de novos dados de campo e petrográficos foram delimitados os corpos de leucogranitos que ocorrem na região de Itapema. As análises petrográficas reconheceram a natureza peraluminosa com a presença de muscovita e turmalina do tipo schorlita, associadas a biotita e granada almandina-espessartina. Os dados geoquímicos permitiram caracterizar a série magmática, enquanto as fontes do magmatismo e a correlação com o ambiente tectônico foram investigadas através da integração entre os dados de campo e os diagramas discriminantes e multi-elementares.

A idéia inicial de distinguir magmas de ambientes tectônicos diferentes com base na composição química de basaltos foi objeto de pesquisa por Pearce & Cann (1971) Pearce *et al.* (1975), entre outros. Posteriormente, Pearce *et al.* (1984) e Pearce (1996) reconheceram a importância do uso dos diagramas utilizando elementos incompatíveis para a caracterização dos ambientes tectônicos das rochas granitóides. Mais recentemente, entretanto, os pesquisadores têm optado por uma análise integrada de dados petrográficos, estruturais, geoquímicos, isotópicos e geocronológicos para uma definição adequada do ambiente de formação das rochas.

Este trabalho tem como objetivo a caracterização petrográfica e geoquímica dos leucogranitos peraluminosos intrusivos no CMB na região de Itapema, em Santa Catarina. Para este fim foram empregadas técnicas de mapeamento geológico associado com petrografia (com ênfase para caracterização textural e microestrutural), dados estruturais e litogeoquímica.

MÉTODOS DE TRABALHO A etapa de campo teve como base o mapa geológico em escala 1:25.000 da Folha Camboriú, (Bitencourt *et al.* inédito). Novos dados foram obtidos a partir do mapeamento em escala 1:5.000, com a definição precisa da forma e limites dos corpos, bem como sobre as relações de contato com as rochas metamórficas encaixantes do CMB. Foram realizados perfis geológicos no costão norte e na porção central da praia de Itapema e na Serra da Miséria, com coleta de dados estruturais e estratigráficos e amostras para petrografia e geoquímica. As 15 lâminas petrográficas selecionadas foram descritas e fotografadas em microscópio petrográfico Zeiss modelo Axiolab.

Foram selecionadas 09 amostras de leucogranitos para estudos geoquímicos. As amostras selecionadas foram fragmentadas em prensa hidráulica e pulverizadas em moinho de ágata. Posteriormente, foram analisadas no Activations Laboratories (Canadá), por ICP-MS (Inductively Conductively Plasma, Mass

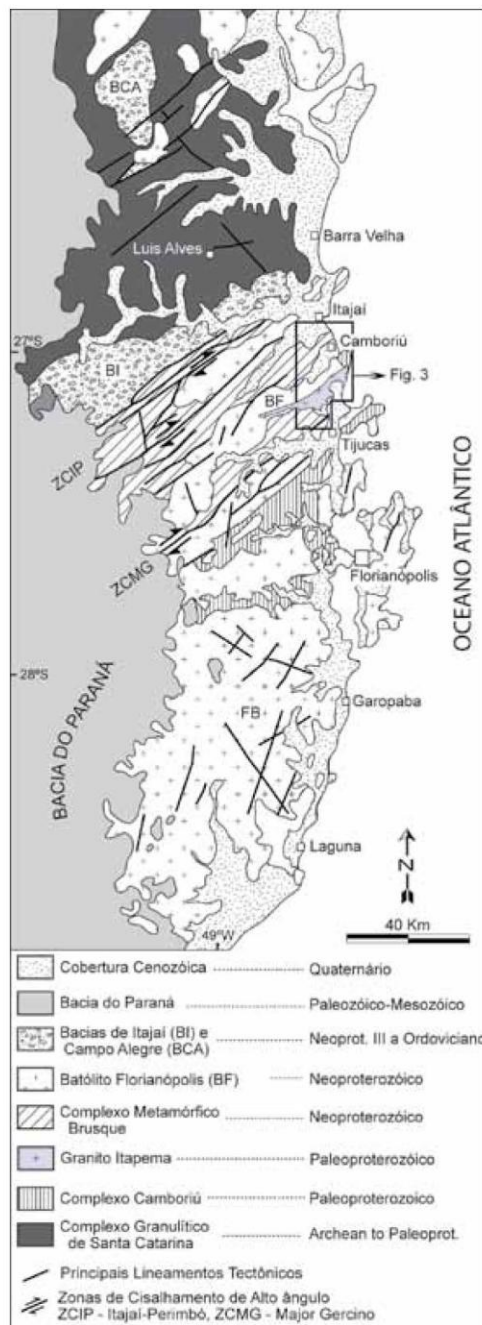


Figura 2 - Mapa do Escudo Catarinense destacando as principais unidades litoestratigráficas (Modificado de Philipp *et al.* 2004).

Spectrometry), para determinação dos óxidos de elementos maiores (erro <0,01%), elementos traços (erro <1 ppm) e dos elementos terras raras (erro <0,1 ppm). Os dados geoquímicos foram tratados por intermédio

Granitos peraluminosos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque: registro do magmatismo relacionado a colisão neoproterozóica no Terreno Tijucas, Itapema (SC)

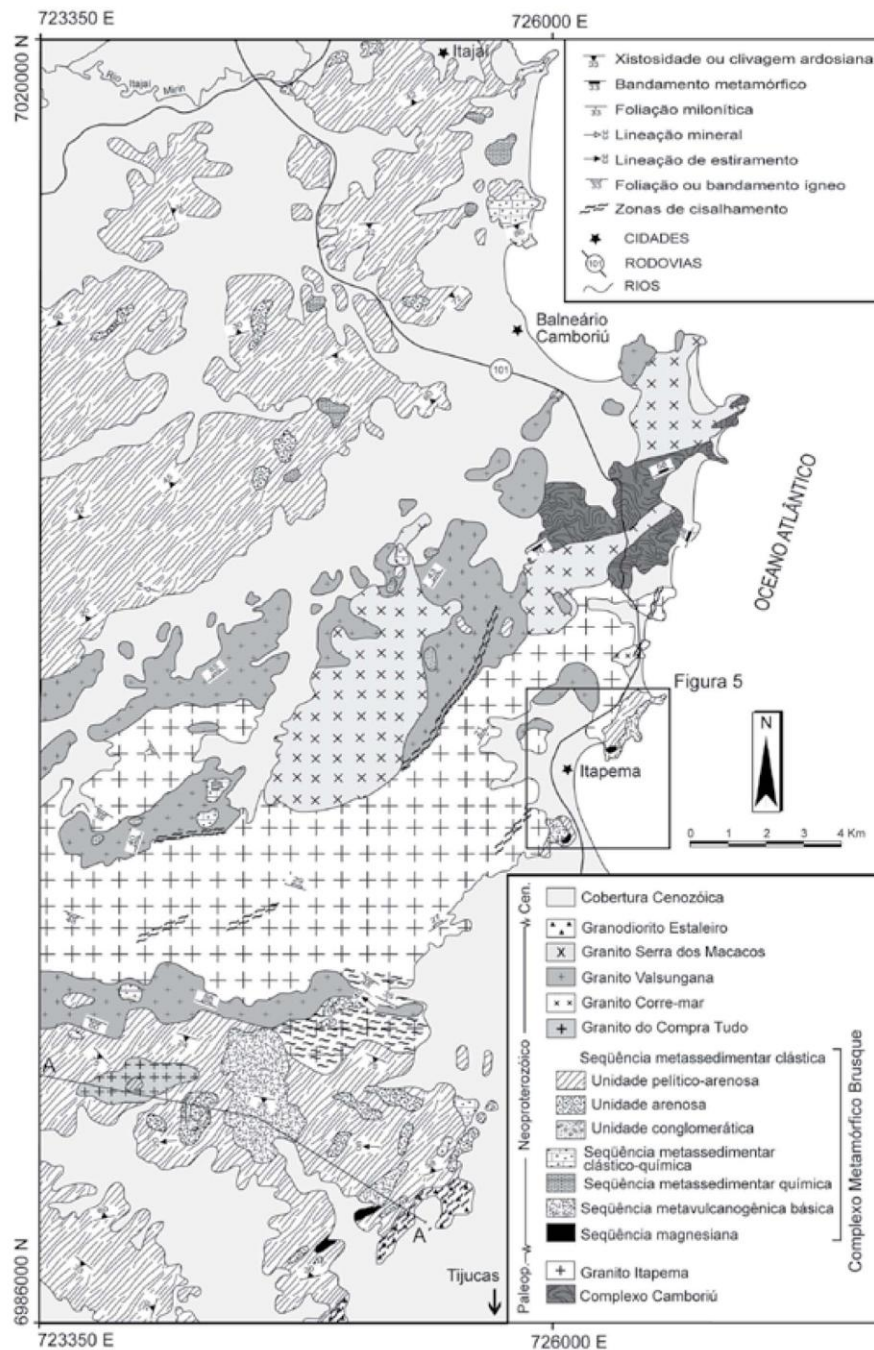


Figura 3 - Mapa geológico do Complexo Metamórfico Brusque na região entre Itajaí e Tijucas e localização da seção geológica da figura 4 e do mapa da figura 5 (modificado de Philipp *et al.* 2004).

dos programas Newpet e Minpet.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL A ocorrência de granitos associados ao CMB tem sido descrita por diversos autores, que relacionaram estes corpos

com o final da orogênese Brasileira (Silva & Dias 1981; Basi & Teixeira 1987; Caldasso *et al.* 1995). Novos dados associados ao mapeamento geológico realizado por Bitencourt *et al.* (inédito) e Philipp *et al.* (2001c, 2004) permitiram o reconhecimento de granitóides

Ruy Paulo Philipp & Roberto Sacks de Campos



Figura 4 - Seção geológica esquemática Rio Campo Novo-Sertão do Valongo, mostrando a disposição espacial e os principais elementos estruturais das unidades do Complexo Metamórfico Brusque (modificado de Philipp *et al.* 2004).

mais antigos, com evolução e posicionamento associado as fases de deformação e metamorfismo que afetaram o CMB. Bitencourt & Nardi (2004) descreveram o Granito Itapema, e embora não tenham observado relações de contato entre o granito e o CMB, sugerem que o referido granito é intrusivo no complexo. Hartmann *et al.* (2003) obtiveram uma idade magnética paleoproterozóica para o Granito Itapema a partir da datação geocronológica de zircões pelo método SHRIMP.

O período de sedimentação e vulcanismo e a idade do metamorfismo do CMB ainda não estão 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 uma idade Nd (T_{DM}) de 1670 Ma, obtida em rocha metavulcânica básica do Complexo, como o limite inferior 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 ± 7 Ma. As idades U-Pb em zircão de 835 ± 9 Ma (método TIMS) e 843 ± 12 Ma (método SHRIMP) foram apontadas por Basei *et al.* (2008) como os valores mínimos para a sedimentação do Complexo Brusque. Estas idades representam a cristalização do Granito do Morro do Parapente, descrito na região de Gaspar. Este magmatismo da série alcalina foi interpretado como sendo gerado em um sistema de *rift* continental que originou a bacia preenchida pelos metassedimentos do Complexo Brusque.

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. Tickyj *et al.* (2004) obtiveram através

da determinação da composição química da monazita por microsonda eletrônica, uma idade de 545 ± 55 Ma para os leucogranitos estudados.

Na região de Itapema-Tijucas foram reconhecidas quatro fases de deformação (D_1 a D_4) na evolução estrutural do CMB, superimpostas a partir da superfície sedimentar S_0 , gerando as superfícies S_1 - S_4 (Philipp *et al.* 2001c, 2004). As duas primeiras fases são caracterizadas por estruturas de baixo ângulo, relacionadas a um evento de colisão oblíqua, gerando estruturas dúcteis em temperaturas compatíveis com as da fácies xisto verde inferior a anfibolito inferior. As duas últimas estão relacionadas ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento transcorrente gerando estruturas dúctil-rúpteis acompanhada por metamorfismo de fácies xisto verde. A fase de deformação D_1 está preservada na maioria das litologias como dobras F_2 intrafoliais, apertadas a isoclinais. A xistosidade S_2 representa a principal foliação regional e mostra direção predominante $N30^\circ E$ com mergulho de baixo ângulo para noroeste e sudeste. A fase D_3 gerou dobras F_3 assimétricas, com formas abertas a fechadas e superfície axial subvertical marcada por uma clivagem de crenulação incipiente e/ou por uma clivagem de fratura com direção $N45^\circ E$, subvertical. A fase de deformação D_4 está marcada por dobras F_4 abertas do tipo *kink* e *chevron*, com uma clivagem de fratura plano-axial S_4 de direção NW.

Os eventos M_1 e M_2 são relacionados ao metamorfismo orogênico de baixa pressão, ocorrendo concomitantes com o desenvolvimento das foliações S_1 e S_2 , ambas estruturas geradas durante o evento colisional no fim do Ciclo Brasileiro (Caldasso *et al.* 1995; Philipp *et al.* 2004). As condições de temperatura evoluem da fácies xisto verde a anfibolito 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 disposição

Granitos peraluminosos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque: registro do magmatismo relacionado a colisão neoproterozóica no Terreno Tijucas, Itapema (SC)

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 sintranscorrência (D_3) dos granitóides Valsungana e Serra dos Macacos, e desenvolve auréola de metamorfismo de contato, com cornubianitos pelíticos e calci-silicáticos apresentando assembléias minerais indicativas de condições metamórficas da fácies albíta-epidoto cornubianito a piroxênio cornubianito. Esta auréola atinge extensões variáveis entre 300 a 1500 m e sugere que

o posicionamento dos granitos ocorreu em níveis mais profundos da crosta superior (Caldasso *et al.* 1995; Philipp *et al.* 2004).

ASPECTOS GEOLÓGICOS DOS LEUCOGRANITOS Os principais leucogranitos estudados ocorrem no costão norte de Itapema (Ponta do Engodo, Ponta Grossa e a Ponta da Ilhota) e na porção central de Itapema (Meia Praia), com exposições restritas na região do Sertão do Valongo. Destas exposições somente os corpos do costão norte de Itapema conseguiram ser representados na escala de mapeamento (Fig. 5).

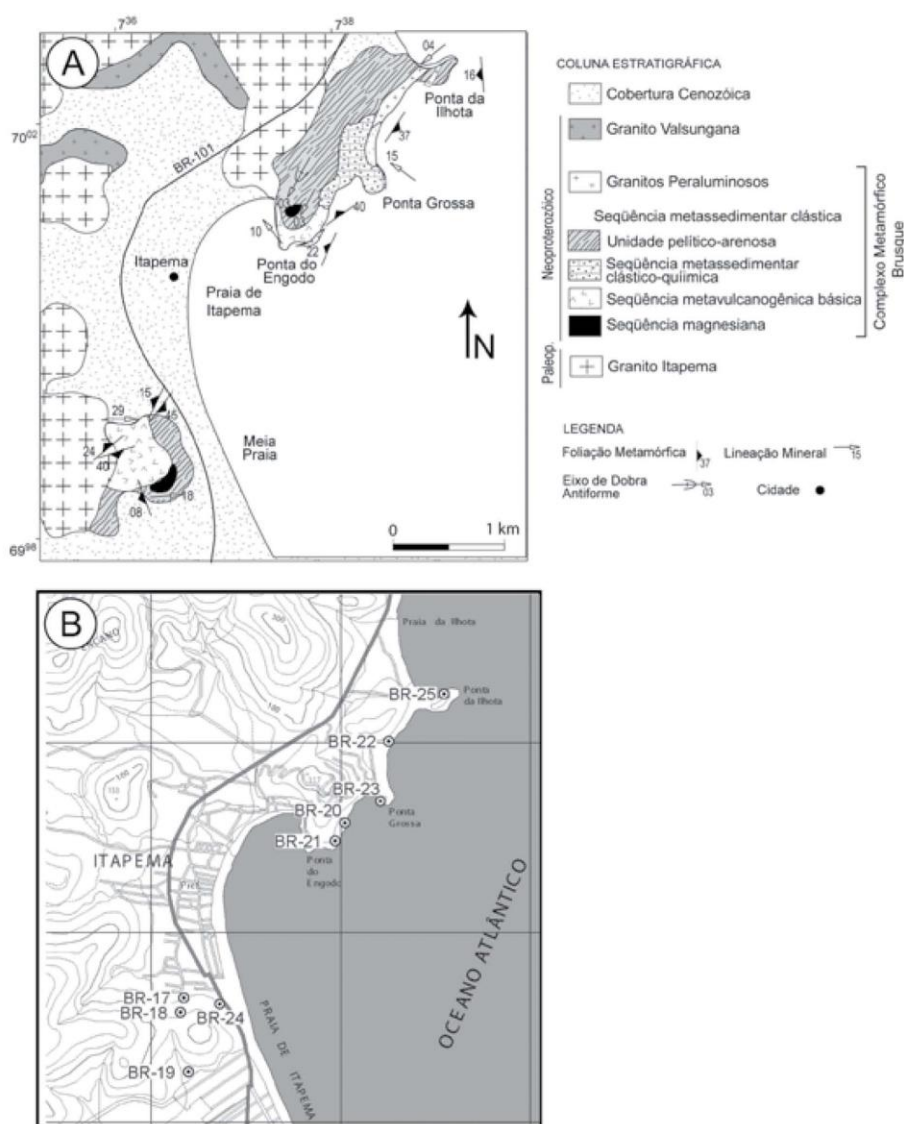


Figura 5 - A) Mapa geológico da região de Itapema, destacando a localização do principal corpo de leucogranito estudado; B) Mapa de localização das amostras com análises geoquímicas e petrográficas.

Sertão do Valongo No Sertão do Valongo os leucogranitos ocorrem como corpos tabulares com disposição subhorizontal, intercalados com os metapelitos (Fig. 4). Estes corpos apresentam em planta uma forma alongada segundo a direção N20°E, aflorando com cerca de 15 a 20 m de extensão e 1-5 metros de espessura. Os granitos estão alterados, apresentam cor esbranquiçada a rosada, aspecto maciço a pouco foliado e textura equigranular média (2 a 5 mm). A mineralogia é composta por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, com pouca turmalina e muscovita.

Costão Norte de Itapema No costão norte de Itapema, entre a Ponta do Engodo e a Ponta da Ilhota, ocorrem as principais exposições dos leucogranitos estudados. Os corpos têm forma tabular e são concordantes com a xistosidade regional dos xistos máficos e calci-silicáticos do CMB. O maior dos corpos entre a Ponta Grossa e a Ponta da Ilhota, aflora a partir da metade da praia em direção ao norte. Possui forma tabular orientada segundo a direção N35°E, com 400 metros de extensão e 6 e 10 metros de espessura (Figs. 5 e 6a). O granito apresenta um bandamento magmático caracterizado pela alternância regular e contínua de níveis com textura equigranular média a grossa (2 a 10 mm) e níveis com textura pegmatítica, com cristais de ordem de 5 a 10 centímetros (Figs. 6b e 6c). As bandas mostram espessuras centimétricas (5 a 25 cm) e estrutura interna pouco foliada a maciça. O bandamento é formado pelo preenchimento de fraturas por injeções sucessivas. A mineralogia principal é composta por K-feldspato, plagioclásio e quartzo com ocorrência subordinada de biotita, muscovita, turmalina e granada. São comuns veios e injeções ricas em quartzo e turmalina ou somente de turmalina. Apresentam disposição concordante a discordante, limites retos a pouco curvilíneos e espessuras variáveis entre 1 e 10 centímetros.

Os corpos da Ponta do Engodo possuem espessura entre 10 e 40 centímetros e forma tabular. Estão deformados pela foliação S_2 , mostrando-se boudinados quando subparalelos com a foliação e dobrados quando dispostos em ângulo elevado com relação a xistosidade S_2 (Fig. 6d). Os contatos são nítidos, com limites miloníticos a pouco retilíneos. As injeções causam hidratação nos xistos máficos próximos a zona de contato, formando finas faixas de epidoto com clorita associada. Os granitos mostram foliação incipiente ocorrendo um corpo granítico deformado por uma zona de cisalhamento dúctil de baixo ângulo com orientação mineral proeminente. Possui espessura inferior a 1 metro e textura milonítica com pronunciada lineação de estiramento definida por porfiroclastos de feldspato e quartzo. A mineralogia é composta por K-feldspato, plagioclásio e quartzo, com turmalina e muscovita. Os corpos de granito estão cortados por veios de quartzo e turmalina e por turmalinitos. Os primeiros constituem corpos em geral discordantes associados a porções pegmatóides e frequentemente encontram-se dobrados. Possuem cor esbranquiçada com espessuras entre 2 e 10 cm e são compostos por quartzo com turmalina associada. Os turmalinitos possuem cor

preta, espessuras entre 1 e 3 cm e mostram disposição aproximadamente paralela ao bandamento dos corpos graníticos (Fig. 6e). Os cristais de turmalina têm forma alongada e mostram um crescimento sintaxial, com disposição perpendicular as paredes da fratura.

Meia Praia (Itapema) Os leucogranitos que ocorrem na Meia Praia constituem três corpos com forma tabular e espessuras entre 50 centímetros e 1,5 metros com cerca de 20 a 40 metros de extensão aflorante. Os principais afloramentos são cortes de estrada na BR-101. As injeções estão intercaladas com cordierita-muscovita xistos e, menos frequente, com xistos máficos. Os corpos estão concordantes com a xistosidade regional de direção N40°E e mostram-se boudinados e dobrados pelas fases de dobramento F_2 e F_3 . Os granitos têm cor branca e estrutura bandada, semelhantes aos do costão norte de Itapema. Mostram uma composição rica em feldspatos e quartzo, com presença subordinada de muscovita e turmalina.

Condições de Posicionamento A presença de texturas equigranular média a grossa, a superposição por uma foliação milonítica e a presença de rochas encaixantes de baixo a médio grau metamórfico é sugestiva que os granitos representem injeções posicionadas em níveis intermediários da crosta. O granito apresenta uma foliação de forma marcada pela orientação dimensional de feldspatos, muscovita, turmalina e alongamento de quartzo. Esta foliação magmática é superposta por uma foliação milonítica concordante. Observam-se também feições de deformação em estado subsolidus, como encurvamento de maclas, formação de subgrãos com limites interlobados e maclas de deformação no quartzo do tipo *chessboard*. Estas observações sugerem uma transição entre as estruturas magmáticas e tectônicas, indicando a contemporaneidade entre a colocação dos corpos e a atuação das fases de deformação do CMB. Os corpos mostram disposição subhorizontal, concordantes com a xistosidade regional, orientados em planta segundo a direção N30-40°E (Fig. 6f). Menos frequentemente, também se observam corpos menores, de espessura centimétrica (5 a 20 cm), com disposição discordante, geralmente em ângulo alto com relação a xistosidade regional (Fig. 7a). Esta relação sugere um posicionamento simultâneo, controlado pela mesma fase de deformação regional, com os corpos injetando superfícies axiais de dobras F_2 e, subordinadamente, pequenos corpos discordantes, associados a fraturas de extensão do mesmo evento.

As relações de campo mostram que os corpos estão deformados e concordantes com a xistosidade regional S_2 . Nas exposições da Meia Praia e nas Pontas do Engodo e da Ilhota, as injeções graníticas posicionam-se na superfície axial das dobras F_2 (Fig. 7b). Estas relações sugerem que os corpos se posicionaram durante a formação da S_2 e continuaram sendo deformados como indicado pela *boudinage* e pelo dobramento localizado das pequenas injeções discordantes. Estas relações vinculam a colocação dos granitóides com segunda fase de metamorfismo e deformação regional do Complexo

Granitos peraluminosos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque: registro do magmatismo relacionado a colisão neoproterozóica no Terreno Tijucas, Itapema (SC)

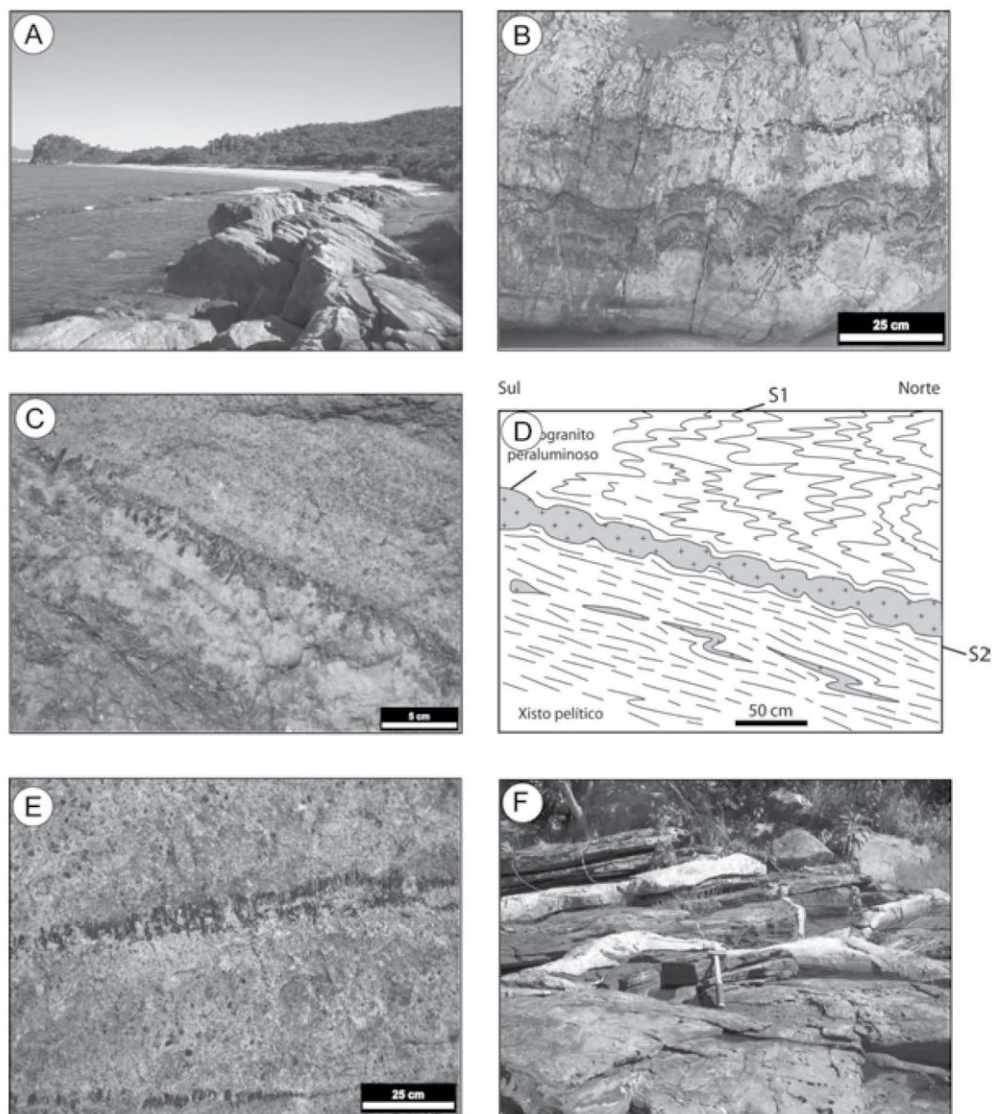


Figura 6 - Principais feições estruturais do leucogranitos estudados. A) Corpo principal de leucogranito entre a Ponta Grossa e a Ponta da Ilhota, realçando sua disposição tabular e concordante com a xistosidade regional (S₂); B) Afloramento da Ponta da Ilhota, destacando o bandamento magmático dos leucogranito; C) Detalhe do bandamento magmático alternando níveis de textura equigranular fina e grossa, ressaltando o crescimento sintaxial de turmalina, BR-101, Itapema; D) Croqui esquemático de corpos graníticos que ocorrem na Ponta do Engodo e que estão deformados pela foliação S₂; E) Veios de turmalinitos, ressaltando o crescimento sintaxial de turmalina e quartzo, Ponta da Ilhota; F) Injeções de corpos tabulares de leucogranitos concordantes a xistosidade regional S₂, Ponta do Engodo.

Metamórfico Brusque.

Estes dados ressaltam a diferença temporal entre os leucogranitos e os demais granitóides que cortam o complexo. Além das relações estruturais, os Granitos Compra Tudo (Bitencourt *et al.* inédito), Valsungana, Serra dos Macacos (Bitencourt *et al.* inédito) e Guabiruba cortam de modo discordante as foliações S₁ e S₂ e

causam metamorfismo de contato nas unidades do complexo (Caldasso *et al.* 1995; Bitencourt *et al.* inédito; Philipp *et al.* 2001a, 2004). As paragêneses identificadas nas aureólas indicam que os granitóides posicionaram-se sob condições de pressão inferiores ou iguais a 3 Kbares, e portanto, em um nível da crosta superior. Os dados estruturais apresentados por Philipp *et al.* (2001c)

Ruy Paulo Philipp & Roberto Sacks de Campos

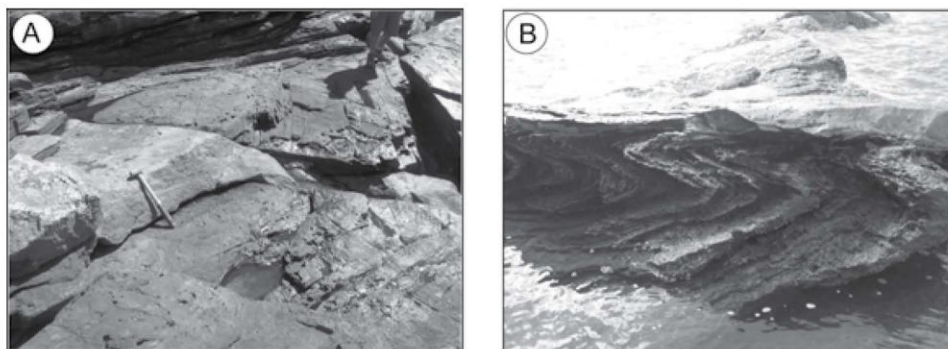


Figura 7 - Relações estruturais entre os leucogranitos e o Complexo Metamórfico Brusque. A) Detalhe de parte de uma injeção de leucogranito discordante com relação a xistosidade regional S₂, mesmo afloramento da figura 6F; B) Injeção de corpo tabular concordante com a superfície axial de dobra isoclinal F₂, Ponta da Ilhota.

indicam que a atitude média da xistosidade regional S₂ é N60-70°E, com mergulhos para noroeste e subordinadamente, para sudeste. Esta variação da atitude do mergulho foi interpretada como uma consequência da fase de dobramentos D₃, que provavelmente é o resultado da instalação e movimentação das zonas de cisalhamento Itajai-Perimbo e Major Gercino. A superfície axial destas dobras é concordante com as principais zonas de cisalhamento transcorrentes que delimitam o CMB e que controlaram o posicionamento dos granitos Valsungana, Serra dos Macacos e Guabiruba (Philipp *et al.* 2001, 2004). A relação entre as atitudes médias da foliação regional e da lineação mineral levou os autores acima a sugerir que a evolução tectônica do complexo esteja relacionada a um processo de colisão oblíqua.

PETROGRAFIA

Leucogranitos Os leucogranitos apresentam estrutura bandada intercalando níveis com textura equigranular-hipidiomórfica de diferentes granulações, desde fina, média até grossa (2-10 mm) e níveis com textura muito grossa a pegmatítica (1 a 10 cm). As porções equigranulares são compostas por quartzo, K-feldspato e plagioclásio, com presença subordinada de muscovita, biotita, turmalina e granada. Os níveis mais grossos e pegmatóides mostram teores mais elevados de muscovita e turmalina, sem granada. O contato entre as bandas é bem definido e tem formas retilíneas a pouco curvilíneas. As bandas de textura pegmatóide são zonadas, apresentando uma porção externa rica em turmalina e muscovita e/ou biotita, com uma porção central com teores elevados de feldspatos e quartzo, acompanhados por muscovita (Figs. 8a,b). Os cristais de turmalina e muscovita da porção externa mostram crescimento sintaxial, com alongamento principal perpendicular a zona de contato. Esta feição indica que a zonação é resultado de sucessivas injeções magmáticas a partir de diversas aberturas de uma mesma fratura. Subordinadamente apresentam estrutura foliada de origem magmática, definida pela orientação dimensional de K-feldspato, pla-

gioclásio e turmalina, alongamento de quartzo.

A composição é predominantemente monzogranítica, embora ocorram termos sienograníticos (Fig. 9). Os principais minerais constituintes são K-feldspato, plagioclásio, quartzo, muscovita, biotita e turmalina, ocorrendo granada, monazita, zircão, apatita e minerais opacos como acessórios (Tab. 1). O epidoto e a clorita são raros e se encontram principalmente nas zonas de contato de algumas injeções com os xistos máficos, preenchendo veios ou nas bordas e núcleos do plagioclásio e/ou hornblenda.

O *plagioclásio* tem cor branca a cinza clara, forma prismática pouco alongada, subédrico, com tamanhos entre 1 a 4 mm. Apresenta macla polissintética, estão zonados e mostra contatos suturados a retos. Contém inclusões de turmalina e zircão. Em porções de bordo de algumas bandas ocorre intercrecido com o quartzo de forma vermiforme constituindo a textura granofírica. O *K-feldspato* tem cor rosa a cinza clara, forma prismática, subédrico, tamanhos entre 2 e 10 mm, podendo atingir até 10 cm. Possui macla Carlsbad e xadrez (Ab-Periclíneo). Em porções externas de certas bandas apresenta forma vermiforme e ocorre associado ao quartzo constituindo a textura micrográfica. Os feldspatos estão pouco fraturados e apresentam crescimento irregular de sericita. O *quartzo* é incolor e constitui grãos com forma amebóide e alongada, variando de 1 a 3 mm. Possui raras inclusões de turmalina. A *muscovita* é o principal mineral subsessencial, apresentando cor cinza prateada, forma hexagonal e subédrica. Ocorre em agregados e de modo intersticial, variando de 0,2 a 4 mm, podendo chegar a 5 cm nas porções pegmatíticas. A *turmalina* do tipo Schorlita ocorre em todos os corpos. Mostra cor preta, forma prismática alongada, euédrica a subédrica, na forma de agregados e cristais isolados intersticiais, em proporções variadas. Ocorre também inclusa em plagioclásio, K-feldspato e quartzo. Possui tamanhos entre 0,2 a 5 mm, atingindo até 7 cm nos pegmatóides. Ao microscópio mostra zonação bem definida, com cor verde azulada e pleocro-

Tabela 1 - Análises modais representativas dos minerais constituintes dos leucogranitos estudados.

Miner./Amostras	BR-12	BR-19	BR20C	BR21D	BR-22	BR22B	BR-24	BR24a	BR25C	Br22Qz	Br22Tr
K-feldspato	31	29	36	34	30	29	29	32	34	---	---
Plagioclásio	28	26	14	25	28	27	31	30	26	---	---
Quartzo	30	29	31	28	31	31	28	32	33	82	15
Muscovita	4	6	7	4	1	5	3	7	4	1-2	---
Turmalina	5	4	12	6	12	3	4	Tr	2	16	85
Biotita	2	---	---	---	---	3-4	---	---	---	---	---
Granada	---	---	---	3	---	---	---	1	---	---	---
Monazita	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	---	---
Apatita	---	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	---	---
Zircão	---	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	---	---
Minerais Opac.	---	Tr	---	Tr	---	Tr	---	---	Tr	---	---
Epidoto	---	2	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Clorita	---	1	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Sericita	---	1	1	Tr	Tr	---	---	---	1	---	---
Classificação	Monz	Monz	Sien	Monz	Monz	Monz	Monz	Monz	Monz milon.	Veio de Qz-Tur	Turm

Classificação: Monz – monzogranito, Sien – sienogranito, milon.- monitico, Turm – Turmalinito.

Tabela 2 - Composição representativa dos elementos maiores (% de peso) de amostras selecionadas dos leucogranitos.

Amostras	BR-20C	BR-22	BR-22A	BR-23D	BR-23G	BR-21B	BR-24
SiO ₂	73.9	73.95	75.2	75.31	75.57	75.66	76.24
Al ₂ O ₃	15.1	14.65	14.58	14.25	13.78	14.4	14.34
Fe ₂ O ₃ (t)	0.69	0.92	0.75	0.2	0.21	0.59	0.54
MnO	0.01	0.111	0.032	0.011	0.006	0.054	0.025
MgO	0.35	0.15	0.11	0.1	0.12	0.08	0.1
CaO	1.6	0.52	0.47	1.87	0.95	0.59	0.8
Na ₂ O	3.97	4.24	3.92	3.91	3.45	4.04	3.18
K ₂ O	3.57	3.76	4.47	3.36	5.63	4.55	4.46
TiO ₂	0.046	0.043	0.04	0.012	0.035	0.025	0.039
P ₂ O ₅	0.28	0.15	0.19	0.15	0.16	0.13	0.14
LOI	0.8	0.95	1.05	0.57	0.63	0.51	0.73
Total	100.3	99.44	100.8	99.74	100.5	100.6	100.6
K ₂ O/Na ₂ O	0.89	0.88	1.14	0.85	1.63	1.12	1.4
CaO/Na ₂ O	0.40	0.12	0.11	0.47	0.27	0.14	0.25
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	328.3	340.7	364.5	1187	393.7	576	367.6

leucogranitos mostram conteúdos de SiO₂ entre 73,9 e 76,3 % e teores elevados de Al₂O₃, entre 13,8 e 15,1 %, similar aqueles observados em associações graníticas peraluminosas (Barbarin 1996).

Apesar dos elevados teores de sílica, a disposição dos elementos maiores nos diagramas de Harker mostra tendências de diferenciação com diminuição dos teores de TiO₂, MgO, FeO_T, Al₂O₃, MnO, Na₂O e P₂O₅ (Fig. 10). Estes padrões de comportamento são compatíveis com rochas comagmáticas afetadas por cristalização fracionada de biotita, plagioclásio, apatita e minerais opacos.

Tabela 3 - Composição representativa dos elementos traços (ppm) de amostras selecionadas dos leucogranitos.

Amostras	BR-20C	BR-22	BR-22A	BR-23D	BR-23G	BR-21B	BR-24
Be	19	9	7	13	11	12	9
Ba	121	26	60	151	654	15	155
Sr	114	16	21	163	73	17	102
Y	14	14	10	6	8	11	13
Zr	19	25	34	21	32	21	20
Ga	25	26	27	24	16	24	27
Rb	176	288	397	221	162	365	332
Nb	17	16	18	34	29	20	24
Sn	2	17	15	2	3	6	26
La	4.6	5.2	6.8	1.6	4.5	4.3	5.3
Ce	8.2	10.9	14.1	3.5	9.2	8.9	11.1
Pr	1.04	1.29	1.53	0.4	0.95	0.97	1.22
Nd	5	5.4	6.2	2	3.2	4.1	5.2
Sm	1.5	1.3	1.5	0.6	0.8	1	1.4
Eu	0.24	0.14	0.16	< 0.05	0.32	0.1	0.17
Gd	1.8	1.4	1.5	0.6	1	1.1	1.5
Tb	0.4	0.3	0.3	0.1	0.2	0.3	0.4
Dy	2.5	2.2	1.8	0.9	1.5	1.8	2.2
Ho	0.4	0.4	0.3	0.2	0.3	0.4	0.4
Er	1.3	1.4	0.9	0.5	0.8	1.2	1.3
Tm	0.23	0.3	0.16	0.1	0.15	0.25	0.24
Yb	1.7	2.4	1.2	0.8	1.1	2.1	1.7
Lu	0.25	0.37	0.16	0.12	0.15	0.32	0.26
Ta	9.8	4.5	3.3	15.6	10.5	9.3	4
Th	3.7	5.3	4.1	2.5	2.6	5.4	4.8
U	9	2.8	2.8	7	8	8.3	3.8

Granitos peraluminosos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque: registro do magmatismo relacionado a colisão neoproterozóica no Terreno Tijucas, Itapema (SC)

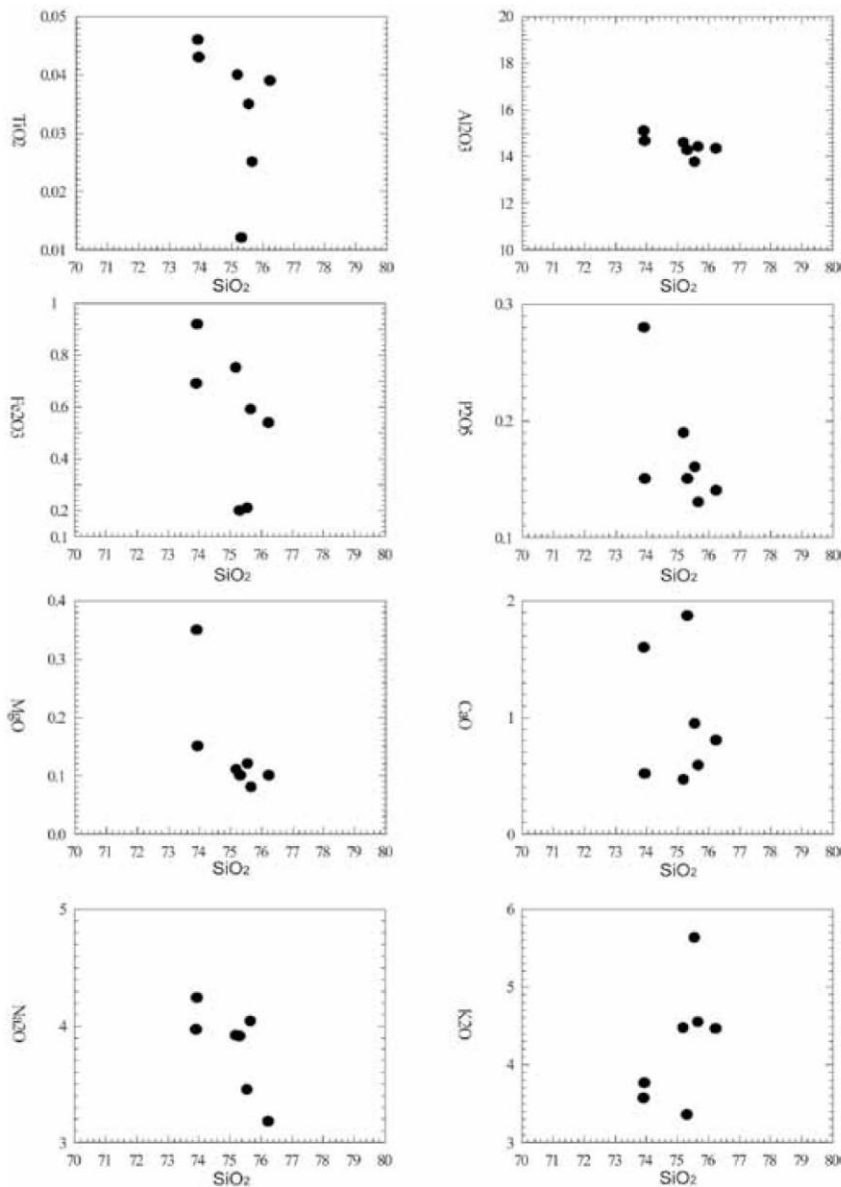


Figura 10 - Diagramas de Harker com variação dos elementos maiores dos granitos estudados.

Os leucogranitos têm caráter subalcalino como ilustrado no diagrama TAS (Middlemost, 1994) e natureza peraluminosa (Figs. 11 e 12). A afinidade cálcico-alcalina destas rochas está indicada pelo diagrama AFM (Irvine and Baragar 1971) (Fig. 13). O teor de K₂O com relação a SiO₂ como proposto por Le Maitre (1989) classifica os leucogranitos como cálcico-alcalinos alto-K (Fig. 14).

Os teores de Rb e Sr mostram ampla dispersão nos diagramas composicionais (Fig.15). Esta variação pode estar relacionada com as condições de cristalização,

caracterizada por alterações muito variáveis da pressão de voláteis e pela reologia dos magmas em um sistema de alta sílica. Nos leucogranitos afetados pela milonitização pode haver contribuição da atuação de fluidos metamórficos. Os teores de Ba são baixos e mostram uma tendência de aumento incipiente do teor com o aumento do conteúdo de SiO₂. Os valores de Sr (17-163 ppm) e de Zr são baixos, como esperados para magmas graníticos produzidos pela fusão parcial de rochas crustais em temperaturas relativamente baixas (Wilson 1989; Patiño-Douce & Johnston 1991; Patiño-Douce 1998, 1999) (Fig. 15).

Ruy Paulo Philipp & Roberto Sacks de Campos

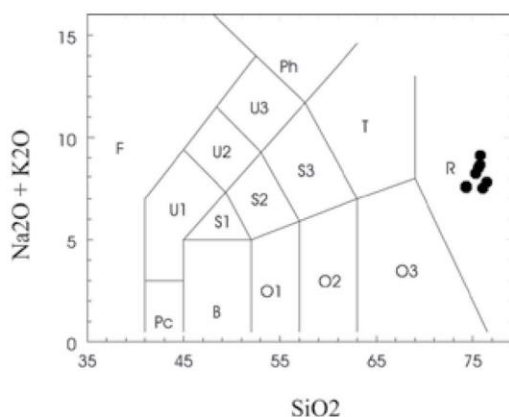


Figura 11 - Diagrama alcalis total versus sílica (TAS) contendo as amostras de leucogranitos da região de Itapema.

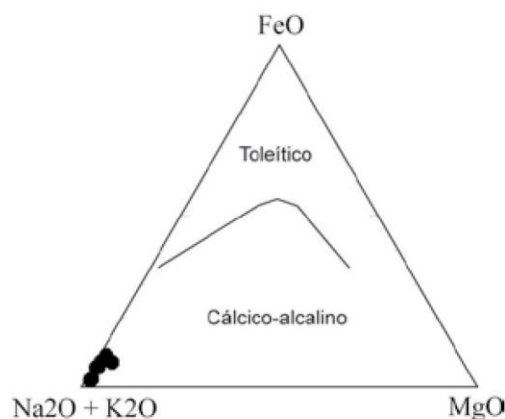


Figura 13 - Disposição dos leucogranitos da região de Itapema no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971).

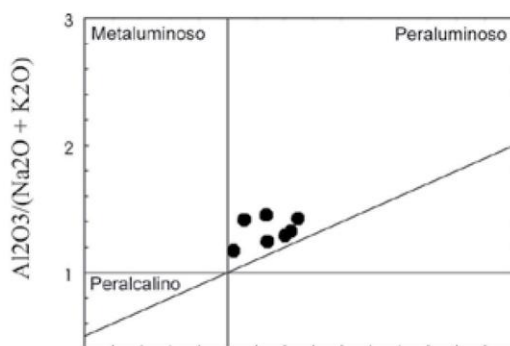


Figura 12 - Diagrama de Shand para avaliação das relações entre álcalis e alumina.

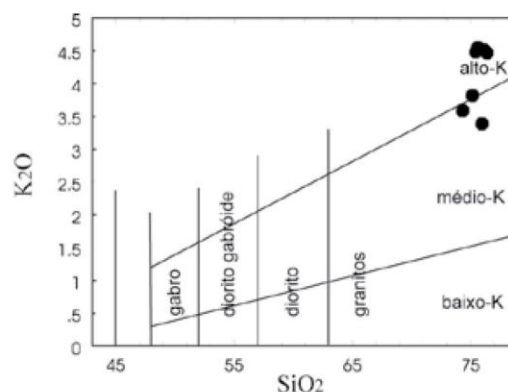


Figura 14 - Diagrama K_2O com relação a SiO_2 (Le Maitre 1989) para classificação das rochas cálcico-alcálicas.

Os padrões de ETR normalizados contra os valores condriticos (Sun 1982) mostram diminuição dos ETR leves em rochas mais diferenciadas (Fig. 16). Os padrões de ETR são homogêneos, sugerindo que as rochas analisadas são co-magmáticas. Os valores de La_N variam de 7 a 30 e o Yb_N variam de 5 a 14, com fortes anomalias de Eu e enriquecimento em ETR leves e em ETR pesadas, estas última provavelmente refletindo a presença de granada nos granitos. As amostras 23D e 23G são do maior corpo granítico e mostram valores em geral mais baixos ETR e ausência de anomalia de Eu, refletindo a composição menos diferenciada deste corpo. As fortes anomalias de Eu indicam a abundância de plagioclásio como fase residual. O padrão extremamente fracionado de ETR leves também sugere a presença de granada no restito (Martin 1993).

No diagrama multi-elementar com amostras normalizadas contra os valores condriticos (Sun 1982) os granitos mostram enriquecimento em U, Th e Rb, com anomalias negativas de Ba, Sr, Eu e Ti, como encontradas em granitos de fusão crustal (Fig. 17). As

anomalias positivas de ETR leves e pesadas refletem respectivamente, a presença de granada no resíduo da fusão e no granito. A ausência de anomalias de Nb com relação ao La sugere que os granitos são produtos de fusão crustal. As amostras 23D e 23G mostram pequenas diferenças como os teores mais elevados de Sr e Ba, refletindo mais presença de plagioclásio e talvez uma maior participação dos processos de fusão.

No diagrama Rb versus (Y + Nb) (Pearce *et al.* 1984; Pearce 1996) a maioria das amostras posicionam-se no campo dos granitos de fusão crustal relacionados a ambientes colisionais (sin-col) (Fig. 18). As amostras do principal corpo estudado caem no campo dos granitos de arco vulcânico, próximas do limite entre os campos composicionais, podendo refletir a mobilidade do Rb com relação aos fluidos metamórficos. Os parâmetros para elementos maiores R_1 - R_2 (Batchelor & Bowden 1985) indicam, a mesma similaridade com o

Granitos peraluminosos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque: registro do magmatismo relacionado a colisão neoproterozóica no Terreno Tijucas, Itapema (SC)

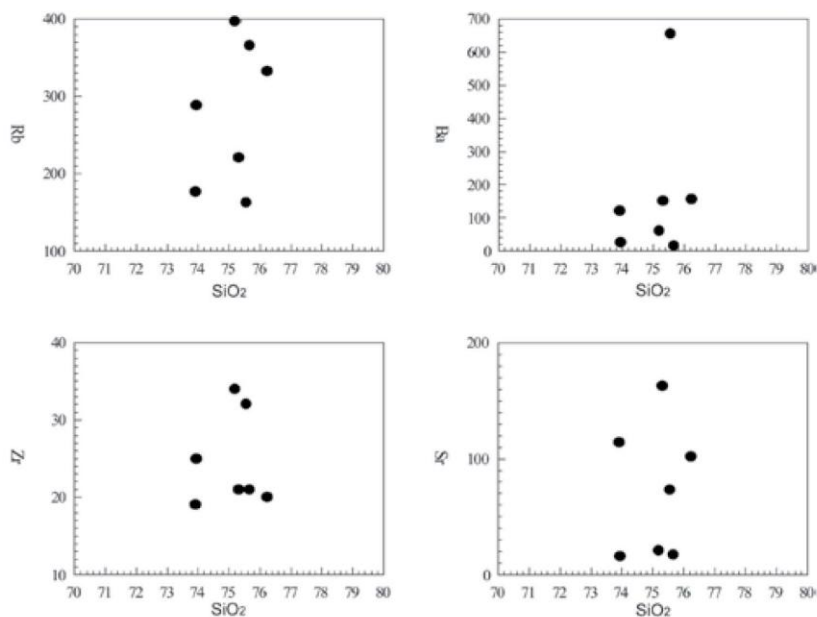


Figura 15 - Diagramas de variação dos elementos traços (ppm) para os leucogranitos utilizando SiO₂ como índice de diferenciação.

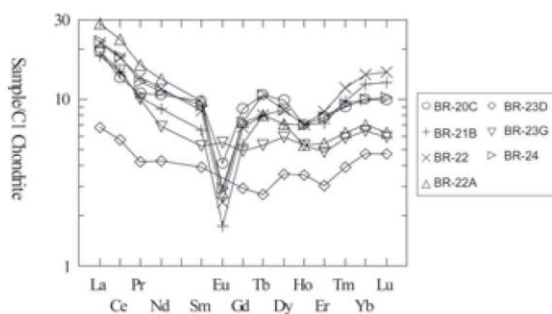


Figura 16 - Abundância dos ETR dos leucogranitos da região de Itapema normalizados pelo condrito (Sun 1982).

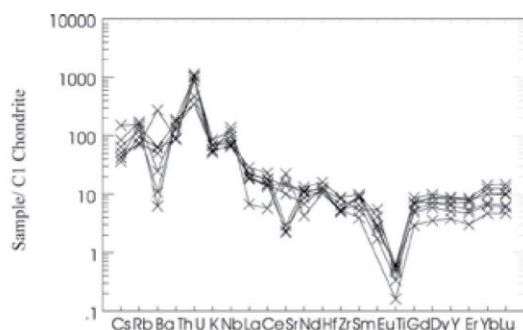


Figura 17 - Diagrama multi-elementar contendo elementos traços normalizados pelo condrito (Sun 1982) para os granitos estudados.

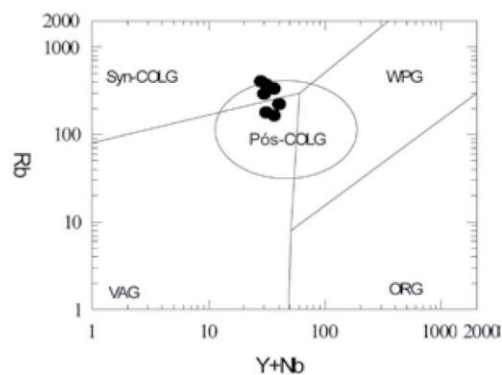


Figura 18 - Disposição dos leucogranitos no diagrama Rb/(Y+Nb) de Pearce et al. (1984) com a subdivisão dos campos dos granitos intra-placa (WPG), arco vulcânico (VAG), sin-colisionais (SYN-COLG), cadeias oceânicas (ORG) e campo circular definido para os granitóides pós-colisionais (Pearce 1996)

magmatismo sin-colisional (Fig. 19).

CONSIDERAÇÕES FINAIS Patiño-Douce & McCarthy (1998a) admitem que a fusão parcial de metapelitos, metagrauvascas e/ou tonalitos podem produzir leucogranitos em segmentos crustais espessados por sistemas colisionais. Com o aporte de fluidos aquosos a fusão de metapelitos (muscovita xistos) e metagrauvascas

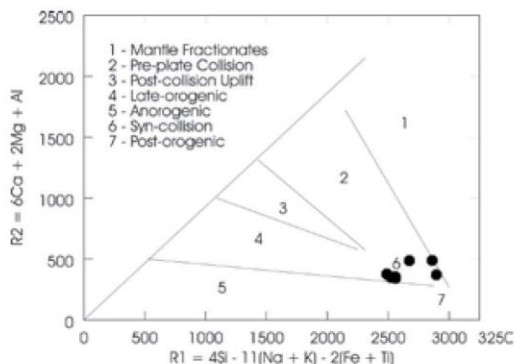


Figura 19 - Disposição dos leucogranitos no diagrama R_1 - R_2 (Batchelor & Bowden 1985).

em temperaturas entre 700 e 800°C e níveis intermediários de profundidade gera fusões de composições tronjhemiticas e resíduos ricos em micas. Entretanto, estas condições são atingidas somente quando seqüências de sedimentos frios e hidratados são soterradas muito rapidamente. Normalmente o aumento da pressão e da temperatura em cinturões colisionais ocorre de modo lento e gradual. Desta forma, a fusão parcial está associada com processos de fusão por desidratação (*dehydration melting*), onde a H_2O necessária para ocasionar a fusão é providenciada pela quebra incongruente de minerais hidratados (Thompson & Algnor 1977; Thompson 1982; Clemens & Vielzeuf 1987; Clemens & Droop 1998).

A ocorrência de fusão por desidratação nestas condições afeta somente xistos ricos em muscovita, gerando leucogranitos peraluminosos e resíduos de composição granulítica ricos em granada, plagioclásio e K-feldspato. Nestas condições a fusão parcial de tonalitos é restrita e gera magmas pobres em Al, formando os granitos do tipo A. Para gerar líquidos graníticos peraluminosos a fusão de tonalitos e metagrauvacas só poderá ocorrer em condições de temperaturas e pressões mais elevadas (> 900°C e > 1GPa para líquidos potássicos e entre 1,2 e 2,0 GPa para líquidos sódicos). Estas condições são verificadas somente em orógenos colisionais que sofreram descolamento do manto litosférico, que é um processo comum no período posterior ao pico da colisão (*slab-breakoff*) como descrito por Davies & Von Blanckenburg (1998).

Variações na razão K_2O/Na_2O das fusões são relacionadas a composição dos protólitos, extensão da fusão, atividade de H_2O e a pressão, sendo relacionadas ao comportamento das micas e do plagioclásio durante as reações de fusão (Patiño Douce 1996; Patiño Douce & Harris 1998b). As fusões geradas em baixas pressões tendem a ser ricas em K_2O com relação ao Na_2O independente da composição do protólito. Quando a pressão aumenta, a quebra incongruente do plagioclásio libera o componente albitico que passa a fazer parte da fusão.

Nas porções profundas dos cinturões colisionais

as assembléias residuais formadas durante a anatexia gradam para as associações da fácies granulito ou eclogito. Na região estudada o Complexo Metamórfico Brusque está disposto entre outras unidades metamórficas como o Complexo Camboriú e o Complexo Granulítico de Santa Catarina. Estas unidades foram afetadas por processos metamórficos sob condições da fácies Anfibolito Superior e Granulito, de idade Neoproterozóica e relacionado ao final do Ciclo Brasileiro (Hartmann *et al.* 2000; Ticky *et al.* 2004; Philipp *et al.* 2009). Durante este evento metamórfico as unidades do embasamento poderiam fundir e gerar os leucogranitos estudados. No Complexo Camboriú a migmatização dos gnaisses pelíticos apresenta materiais residuais contendo granada, plagioclásio, biotita, K-feldspato e silimanita (Philipp *et al.* 2001b).

A avaliação dos tipos de protólitos que geram o magmatismo peraluminoso pode ser feita com base na composição litogeoquímica dos granitos. Com base em ampla revisão de dados experimentais disponíveis e relativos a fusão por desidratação de diversos materiais crustais, Jung & Pfänder (2007) propõem a identificação dos materiais fontes a partir da composição dos elementos maiores de granitos peraluminosos. Os estudos são baseados no cruzamento das razões CaO/Na_2O e Al_2O_3/TiO_2 obtidas a partir da fusão de metapelitos, metarenitos, tonalitos e anfibolitos-eclogitos. As baixas razões de CaO/Na_2O , entre 0,11 e 0,47, associadas aos elevados valores obtidos para a razão Al_2O_3/TiO_2 , entre 320 e 570, indicam que os leucogranitos do Complexo Brusque foram originados provavelmente pela fusão de rochas pelíticas. Os teores relativamente elevados de quartzo e feldspatos encontrados nos termos pelíticos deste complexo podem ser responsáveis pela ausência de líquidos muito aluminosos contendo alumino-silicatos, como encontrado comumente em granitos gerados pela fusão de metapelitos.

Estes mesmos autores comprovaram matematicamente a correlação existente entre as temperaturas de fusão parcial dos diversos tipos de protólitos e os valores da razão Al_2O_3/TiO_2 . A partir desta sistemática Jung & Pfänder (2007) demonstraram a utilização desta razão como um parâmetro para estimar a temperatura de geração das fusões graníticas de natureza peraluminosa. Os cálculos realizados a partir da composição dos leucogranitos intrusivos no Complexo Brusque permitem estabelecer o intervalo entre 696 e 713°C como as temperaturas prováveis de formação dos líquidos geradores dos granitos estudados (Tab. 4). Os levantamentos realizados a partir do uso de parâmetros de cálculos por diferentes funções matemáticas (integração, equação exponencial e regressão linear) confirmam os protólitos pelíticos como prováveis materiais fontes para a formação dos granitos que cortam o complexo.

Os dados geoquímicos dos leucogranitos mostram uma composição peraluminosa com teores relativamente elevados de Na_2O , resultando em razões K_2O/Na_2O baixas, comumente em torno de 1. As restrições composicionais como a baixa razão CaO/Na_2O e as relações petrológicas e tectônicas com o Complexo Metamórfico Brusque

Granitos peraluminosos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque: registro do magmatismo relacionado a colisão neoproterozóica no Terreno Tijucas, Itapema (SC)

Tabela 4 - Temperaturas de fusão de protólitos pelíticos e quartzo-feldspáticos calculadas pelo termômetro Al_2O_3/TiO_2 (Jung & Pfänder 2007) com base na composição química dos leucogranitos da região de Itapema.

Amostras	BR-20C	BR-22	BR-22A	BR-23D	BR-23G	BR-21B	BR-24
CaO/Na ₂ O (%)	0.40	0.12	0.11	0.47	0.27	0.14	0.25
Al ₂ O ₃ /TiO ₂ (%)	328.3	340.7	364.5	1187	393.7	576	367.6
Power Law (pelites)	713.9	710.3	703.7	598.5	696.3	660.9	702.89
Power Law (qz-feldsp.)	608.20	604.37	597.43	488.3	589.62	552.51	596.49
Exponencial Law (p)	694.71	690.16	681.85	533.92	672.37	625.57	680.81
Exponencial Law (qz-f.)	585.2	580.10	570.84	408.89	560.28	508.1	569.69
Linear Regression (p)	575.74	566	548.16	262.44	527.76	482.26	546
Linear Regression (qz-f.)	530.62	521.6	505.1	241.32	486.23	394.28	503.03

Símbolos: p = protólito pelítico, qz-f = protólito quartzo-feldspático.

que, também sugerem que o magmatismo leucogranítico seria gerado por fusões de protólitos metassedimentares.

CONCLUSÕES Os leucogranitos estudados constituem corpos tabulares posicionados nas superfícies axiais das dobras F_{22} , relacionadas a segunda fase de metamorfismo e deformação regional do CMB. A concordância entre a foliação magmática e a milonítica nestes corpos confirma o caráter sin- D_2 desta granito-gênese e vincula os mesmos ao pico do metamorfismo colisional que afetou este complexo e formou a xistossidade S_2 . A vinculação da formação dos granitoides a principal fase da tectônica deformadora do Complexo Metamórfico Brusque sugere que este magmatismo é de idade Neoproterozóica. As relações estruturais e a ausência de metamorfismo de contato diferenciam estes corpos dos granitos Valsungana, Guabiruba e Serra dos Macacos.

Os parâmetros composicionais são consis-

tentes com uma evolução associada com magmas gerados a partir da fusão parcial de rochas crustais de composição pelítica, com participação restrita de processos de diferenciação, provavelmente de cristalização fracionada. Estes padrões são muito similares aos descritos em granitos peraluminosos Fanerozóicos por Watson & Harrison (1983), Pearce *et al.* (1984), Patiño-Douce (1999), Barbarin (1996), entre outros. As feições composicionais identificadas nos leucogranitos são descritas em rochas formadas por fusão parcial de rochas pelíticas sobre pressões intermediárias, deixando um resíduo de composição granulítica (Patiño-Douce & McCarthy 1998a; Patiño-Douce 1999). A afinidade cálcico-alcalina alto-K, bem como, a elevada razão ETR leves/Nb, e os padrões dispostos nos diagramas de Pearce *et al.* (1984) e Pearce (1996) são consistentes com um magmatismo gerado em um cinturão orogênico colisional.

Apesar das feições composicionais indicarem uma origem a partir da fusão parcial de rochas metassedimentares, não foi identificado nas litologias do Complexo Brusque condições metamórficas compatíveis com as necessárias para a fusão *in situ*. Esta limitação sugere que os leucogranitos estudados são alóctones e provavelmente derivam de porções mais profundas da crosta.

As relações estruturais entre o posicionamento dos corpos graníticos e a evolução metamórfico-deformacional do CMB, associada aos parâmetros geoquímicos e as feições tectônicas e geocronológicas são consistentes com um magmatismo relacionado a fusão crustal em ambiente colisional no final do Ciclo Brasileiro, sob condições metamórficas mínimas da fácies anfibolito superior, no intervalo entre 690 e 720°C.

Apesar dos poucos dados geocronológicos, a formação do cinturão metamórfico provavelmente ocorreu no fim do Neoproterozóico, marcando a amalgamação entre uma sequência de sedimentos de margem passiva situada nos limites de uma microplaca continental representada pelo Complexo Granulítico de Santa Catarina, no lado brasileiro, contra o Cráton do Kalahari, na porção sul da África.

Agradecimentos Os autores agradecem ao CNPq (processo N°473847/2006-0) pelo suporte financeiro que permitiu a realização dos trabalhos de campo e laboratório, pela concessão de bolsa de doutorado (Roberto Sacks de Campos) e de produtividade (processo N°301915/2006-7, de Ruy Paulo Philipp) e a CAPES (processo N° 0561/07-0) pela concessão de bolsa de pós-doutoramento no exterior. Os autores agradecem aos revisores anônimos da RBG pela revisão, discussão e importantes sugestões ao texto final.

Referências

- Barbarin B. 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids, *Geology*, **24**(4):295-298.
- Barbarin B. 1997. From the mineralogical composition of granitoids to their origins and tectonic settings. In: SBG, International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, 2, Salvador, Bahia, SBG, p. 95-97.
- Basei M.A.S. 1985. *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências

- cias, Universidade de São Paulo, 190 p.
- 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, p.91-130.
- Basei M.A.S., Grasso C.B., Vlach S.R.F., Nutman A., Siga Jr. O., Osako L.S. 2008. "A"-Type Rift-related granite and the Lower Cryogenian age for the beginning of the Brusque Belt Basin, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, 6, San Carlos de Bariloche, p.1-5.
- Basei M.A.S. 1990. O Grupo Brusque: uma evolução monocíclica. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, 6:2649-2657.
- Batchelor R.A. & Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48:43-55.
- Bitencourt M.F. & Nardi L.S.V. 2004. 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*, 73(1):1-19.
- 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, 243 p.
- Campos R.S. 2007. *Petrografia e geoquímica das rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas do Complexo Metamórfico Brusque, região da Serra da Miséria, Itapema, SC*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 83 p.
- Campos R.S. & Philipp R.P. 2007. Petrografia e geoquímica das rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas do Complexo Metamórfico Brusque, região da Serra da Miséria, Itapema, SC, *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4):705-726.
- Clemens J.D. & Vielzeuf D. 1987. Constrains on melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 86:287-306.
- Clemens J.D. & Droop G.T.R. 1998. Fluids, P-T paths and the fates of anatexic melts in the Earth's crust. *Lithos*, 44:21-36.
- Davies J.H. & Von Blanckenburg F. 1998. Thermal controls on slab breakoff and the rise of high-pressure rocks during continental collisions. In: Hacker B.R. & Liou J.G. (eds.) *When the continents collide: geodynamics and geochemistry of Ultra-High Pressure rocks*. Netherlands, Kluwer Academic Publishers, p.97-115.
- 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., Vasconcelos M.A.Z. 2000. 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., Bettiollo 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.
- Hartmann L.A., Chemale Jr. F., Philipp R.P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Precambriano. In: Ianuzzi R. & Frantz J.C. (eds.) *50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições*, Porto Alegre, Ed. Comunicação e Identidade-CIGO-IG-UFRGS, 4:97-123.
- Jung S. & Pfänder J.A. 2007. Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids: constrains from CaO/Na₂O, Al₂O₃/TiO₂ and accessory mineral saturation thermometry, *European Journal of Mineralogy*, 19:859-870.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8:523-548.
- Le Maitre R.W. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Oxford, Blackwell, 193 p.
- Liégeois J.P. 1998. Some words on the post-collisional magmatism. *Lithos*, 45:xv-xvii.
- Liégeois J.P., Navez J., Hertogen J., Black R. 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos*, 45:1-28.
- Martin H. 1993. The mechanisms of petrogenesis of the Archean continental crust - comparison with modern processes. *Lithos*, 30:373-388.
- Middlemost E. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37:215-224.
- Patiño Douce A.E. & Johnston A.D. 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107:202-218.
- Patiño Douce A.E. 1996. Effects of pressure and H₂O contents on the compositions of primary crustal melts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 87:623-639.
- Patiño Douce A.E. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro A., Fernandez C., Vigneresse J.E. (eds.) *Understanding granites: New and Classical Techniques*. Geological Society of London, Special Publications, 168:55-75.
- Patiño Douce A.E. & Mc Carthy T.C. 1998. Melting of crustal rocks during continental collision and subduction. In: Hacker B.R. & Liou J.G. (eds.) *When the continents collide: geodynamics and geochemistry of Ultra-High Pressure rocks*. Netherlands, Kluwer Academic Publishers, p.27-55.
- 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., Birkett T.E. 1975. The TiO₂-K₂O-P₂O₅ diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24:419-426.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrology*, 25:956-983.
- Pearce J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Epi-*

Granitos peraluminosos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque: registro do magmatismo relacionado a colisão neoproterozóica no Terreno Tijucas, Itapema (SC)

- sodes*, **19**(4):120-125.
- Pereira R.M., Ávila C.A., Neumann R., Mendes J.C., Moura C.A. 2005. Rare metal oxide mineralization related to two neoproterozoic tourmaline granites from the interference zone of the Ribeira and Brasília belts, Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**:341-350.
- 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, 8, International Symposium on Tectonics of Brazilian Geological Society, 2, Recife, *Boletim de Resumos Expandidos*, p.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, 8, International Symposium on Tectonics of Brazilian Geological Society, 2, Recife, *Boletim de Resumos Expandidos*, p.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, 11, Congresso Uruguaio de Geologia, 3, Montevidéo, *Boletim de Resumos Expandidos*, 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.
- 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, 167 p.
- Silva L.C. & Dias A.A. 1981. *Projeto Timbó-Barra Velha, SC, Brasil*. Porto Alegre, DNPM- CPRM, 282 p.
- 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, João Pessoa, *Anais*, p.510.
- Stevens G., Clemens J.D., Droop G.T.R. 1997. Melt production during granulite-facies anatexis: experimental data from "primitive" metasedimentary protoliths. *Contribution to Mineralogy Petrology*, **128**:352-370.
- Streckeisen A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, **12**:1-33.
- Sun S.S. 1982. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. *Geochemical et Cosmochemical Acta*, **46**:179-192.
- Tickyj H., Hartmann L.A., Vasconcellos M.A.Z., Philipp R.P., Remus M.V.D. 2004. Electron-microprobe dating of monazite substantiates ages of major geological events in the southern Brazilian Shield. *Journal of South American Earth Sciences*, Amsterdam, **16**(8):699-713.
- Thompson A.B. 1982. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science*, **282**:1567-1595.
- Thompson A.B. & Algnor J.R. 1977. Model system for anatexis of pelitic rocks. I. Theory of melting reactions in the system KAlO₂-NaAlO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **63**:247-269.
- Watson E.B. & Harrison M.T. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet.Sci.Letters*, **64**:295-304.
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrology*. London, Unwin and Hyman, 466 p.
- Winkler H.G.F. 1983. A survey of granitic rocks of the Damara Orogen and considerations of their origin. In: Martin H. & Eder P.W. (eds.) *Intracontinental fold belts*. Berlin, Springer-Verlag, p.817-837.
- White A.J.R. & Chappell B.W. 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, **43**:7-22.

Manuscrito ID 12152

Submetido em 05 de setembro de 2008

Aceito em 17 de março de 2010

3.4 Early Post-Collisional Brasiliano Magmatism in the Botuverá Region, Santa Catarina, Southern Brazil: Evidence from Petrology, Geochemistry, Isotope Geology and Geochronology of Diabase and Lamprophyre Dikes. *Journal South American Earth Sciences*



Roberto Sacks Campos <beto.decampos@gmail.com>

Submission Confirmation

Journal of South American Earth Sciences <kellogg@geol.sc.edu>

Fri, Feb 11, 2011 at 5:12 PM

Journal of South American Earth Sciences <kellogg@geol.sc.edu> Fri, Feb 11, 2011 at 5:12 PM

To: beto.decampos@gmail.com

Dear Roberto,

We have received your article "Early Post-Collisional Brasiliano Magmatism in the Botuverá Region, Santa Catarina, Southern Brazil: Evidence from Petrology, Geochemistry, Isotope Geology and Geochronology of Diabase and

Lamprophyre Dikes" for consideration for publication in Journal of South American Earth Sciences.

Your manuscript will be given a reference number once an editor has been assigned.

To track the status of your paper, please do the following:

1. Go to this URL: <http://ees.elsevier.com/sames/>

2. Enter these login details:

Your username is: beto.decampos

If you need to retrieve password details, please go to:

http://ees.elsevier.com/sames/automail_query.asp

3. Click [Author Login]

This takes you to the Author Main Menu.

4. Click [Submissions Being Processed]

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System

Journal of South American Earth Sciences

.....

Please note that the editorial process varies considerably from journal to journal. To view a sample editorial process, please click here:

http://support.elsevier.com/app/answers/detail/a_id/160

For further assistance, please visit our customer support site at <http://support.elsevier.com>. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions and learn more about EES via interactive

tutorials. You will also find our 24/7 support contact details should you need any further assistance from one of our customer support representatives.

EES via interactive

EARLY POST-COLLISIONAL BRASILIANO MAGMATISM IN BOTUVERÁ REGION, SANTA CATARINA, SOUTHERN BRAZIL: EVIDENCE FROM PETROLOGY, GEOCHEMISTRY, ISOTOPE GEOLOGY AND GEOCHRONOLOGY OF THE DIABASE AND LAMPROPHYRE DIKES

Roberto Sacks de Campos¹, Ruy Paulo Philipp², Hans-Joachim Massonne³ & Farid Chemale Jr.⁴

1 – Curso de Geologia, Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Espírito Santo (CCA-UFES). Alto Universitário s/n, Guararema, Alegre, ES, Brasil, zip code: 29500-000. Curso de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO), Instituto de Geociências, UFRGS. Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre, RS, Brasil, CEP-91540.000, e-mail: roberto.campos@cca.ufes.br, Phone #: 552899666616.

2 – Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, UFRGS. Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre, RS, Brasil, zip code: 91540.000, CNPq Researcher, e-mail: ruy.philipp@ufrgs.br

3 – Institut für Mineralogie und Kristallchemie, Universität Stuttgart, D-70174, Stuttgart, Alemanha, e-mail: h-j.massonne@mineralogie.uni-stuttgart.de

4 – Departamento de Geologia, Campus Universitário Darci Ribeiro, Universidade de Brasília, Brasília, Distrito Federal, zip code: 70910, Brasil, e-mail: faridchemale@gmail.com

Abstract

The post-collisional magmatism related to Brasiliano orogeny has marked the final stage of construction of the Dom Feliciano Belt in RS and SC, presenting a high-K calc-alkaline to shonshonitic and alkaline composition. Magmatic episodes related to this early period were found in Botuverá region, eastern portion of Santa Catarina state. The evidence is represented by diabase and lamprophyres (espessartite type) dikes, intrusive in meta-rhythmites, marbles and basic metavolcanics rocks of the Brusque Metamorphic Complex. The dykes have massive structure and textures ranging from very fine equigranular to porphyritic, characterized by phenocrysts of plagioclase and hornblende respectively. The dikes are oriented in N10°E N40°E direction, featuring straight and defined contacts with the metamorphic rocks, indicating that its position was after the main orogenic regional metamorphism that affected the CMB, interpreted as a collisional nature. Geochemically the diabase present basic composition and espessartite

lamprophyres are intermediate, with geochemical affinities of tholeiitic and calc-alkaline series, with significant enrichment in LILE elements. The distribution pattern of trace elements is characterized by strong enrichment in LREE, Cs, Rb, Ba, K and Sr and negative anomalies for HFS elements such as Nb, Ta, U and T. The standard of trace elements, as well as the Th/Yb and Ta/Yb ratios indicates that the extraction of these magmas came from an enriched mantle source, with the presence of rutile and garnet in the residue, and that these magmas were heavily contaminated by lithospheric crust. These features, except for higher values of K are similar to those found in basaltic volcanic rocks associated with the post-collisional period in south Brazil. The widely dispersed values of ϵNd (618) to the basic terms, ranging between -13.74 and +5.52 highlight the heterogeneity of source and reinforce the importance of crustal component in the generation of these rocks. The extremely low value of ϵNd (618), of -21.67 obtained for espessartite lamprophyres enhanced the importance of the involvement of crust in the genesis of this rock. It was obtained a concordant age of 618 ± 8.7 Ma by U-Pb method for LA-ICP-MS in zircon crystals of a diabase dyke of the region of the Barra do Areia, in Botuverá, SC. The existence of inherited zircons older than 1800 Ma in this sample supports the involvement of old lithospheric crust. The data analysis characterize the first magmatic age related to post-collisional Brasiliano orogeny processes in this region of the Santa Catarina Shield.

Keywords: Brusque Metamorphic Complex, Post-collisional Magmatism, Diabase, Lamprophyres, Petrology, Isotope Sm-Nd, U-Pb Geochronology.

1. Introduction

Records of post-collisional magmatism of Brasiliano age has been described throughout the Dom Feliciano Belt, with chemical composition varying between high-K calc-alkaline to shonshonitic and alkaline series. Evidence of post collisional magmatism in this orogenic belt is associated with transcurrent shear zones of continental scale that controlled the extrusion of large volcanic associations and granitic batholiths. The main occurrences of this magmatism in south of Brazil include the volcanogenic units interspersed with sedimentary rocks in strike-slip basins as Camaquã in RS, and Campo Grande and Itajai, in SC (Lima *et al.* 1998; Sommer *et al.* 1999, 2005, 2006, Nardi and Lima, 2000; Waichel *et al.* 2000; Wildner *et al.* 2002, Paim *et al.* 2000, Guadagnin *et al.* 2009), and the Pelotas and Florianópolis batholiths composed of hundreds of granitic bodies associated with composed basic and acid dykes swarms (Philipp,

1998; Philipp *et al.*, 2000, 2002, 2003, 2005; Bitencourt *et al.* 1993, 2000, Oyhantçabal *et al.* 2009, 2010).

Brusque Metamorphic Complex (BMC) is composed of metavolcano-sedimentary sequences affected by lower greenschist to higher amphibolite facies metamorphism, and represents an orogenic segment of Brasiliano age, constituting the main unit of the Tijucas Terrane in Santa Catarina. This, in turn, is placed in the context of the Dom Feliciano Belt, which comprises a system of orogenic belt resulting from the collision of Rio de la Plata and Kalahari Cratons during the Brasiliano/Pan-African orogenic cycle in south Brazil and Uruguay (Figure 01).

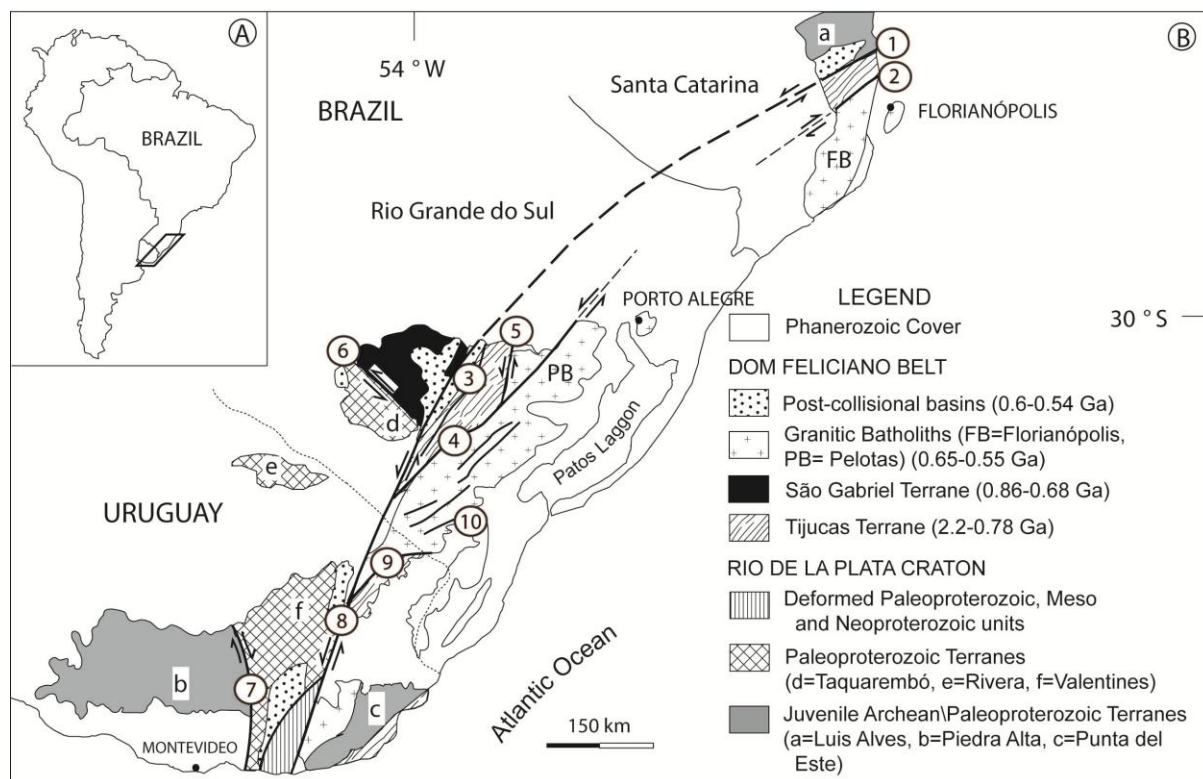


Figure 1 – A) Location of the study area in South America. B) C) Main geotectonic units in southern Brazil and Uruguay. Archean and paleoproterozoic terranes: a = Luis Alves Terrane, b = Florida Terrane, c = Punta del Este Terrane, d = Taquarembó Terrane, e = Rivera Terrane, f = Valentines Terrane. Shear Zones: 1- Itajai-Perimbó, 3- Santana da Boa Vista-Caçapava do Sul, 4- Dorsal de Canguçu, 5- Passo do Marinheiro, 6- Ibaré, 7- Sarandi Del Y, 8- Sierra Ballena and 9- Cerro Amary, 10- Arroio Grande. Modified from Chemale Jr. *et al.* (2007) and Oyhantçabal *et al.* (2010).

In the Barra do Areia region, within municipal district of Botuverá, in SC, occur diabase and lamprophyres dikes intrusive into metasediments and metavolcanic rocks of the Brusque Metamorphic Complex. Previous work of geological mapping and geochemical characterization had described these dykes as related volcanogenic sequences of the CMB (Sander *et al.* 1992 and Caldasso, 1995). New field, petrographic, geochemistry, isotopic and geochronologic data presented here indicate that these rocks were placed in the post-collisional Brazilian orogeny and representing the initial stages of opening and filling of the basin of Itajai and related episodes.

2. Methodology

This work was accomplished through the integration of data obtained from geologic mapping, petrography, whole rock geochemistry, isotope geology and U-Pb geochronology in zircon.

The petrographic analysis was performed using a set of 14 thin sections, whose mineralogical data were summarized in a table of modal estimation (Table 01). We performed a total of 06 chemical analysis of major and trace element whole rock by ICP-MS (Inductively Conductively Plasma Mass Spectrometry) at Activation Laboratories in Canada (Table 02). The isotopic analysis of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios four whole rock samples were obtained in ion thermal mass spectrometer (TIMS) MAT-262, of Isotope Geology Laboratory, at Federal University of Brasilia (Table 03). The $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ isotope analysis in zircon were made by LA-MC-ICP-MS in situ method in the Isotope Geology Laboratory, at Federal University of Rio Grande do Sul through thermal ionization mass spectrometer (Neptune ThermoFinnigan) and analyzed 19 zircons (Table 04). Selected samples were crushed and milled using a jaw crusher and pulverizer. The zircon crystals were separated by the conventional procedures using heavy liquids and magnetic separator after the concentration by hand panning. The images of zircon crystal were obtained in optical and electronic microscopes. The most clear and inclusion-free minerals were handpicked for U-Th-Pb and Lu-Hf laser ablation MC-ICPM-MS analyzes. The detailed description of analytical procedures and data are in Appendix I. Litho-geochemistry and isotope geology date were treated and interpreted through the software NewPet, GCD Kit and MinPet. The parameters TDM (Time Depleted Mantle) were calculated according to Liew & Hofmann, 1988.

Geochemical data of a set of 14 representative samples of basic rocks related to post collision period of the southern Brazil was compiled from Sommer *et al.* (2005, 2006) and Florisbal *et al.* (2005) for comparative purposes.

Table 1 – Modal analyses of diabase and lamprophyre minerals.

Mineral	Diabase			Lamprophyre
	BR-112	BR-86B	BR-81B	BR-66A
Plagioclase	65	62	62	12
Augite	22	25	20	***
Hornblende	***	***	***	35
Biotite	***	***	***	30
Quartz	***	***	***	10
Actinolite	2	***	***	***
Chlorite	2	2	2	***
Sericite	2	2	2	10
Carbonate	2	2	2	0
Opaque	5	7	12	3

Table 2 – Chemical analysis of the studied rocks. Major elements are shown in oxide weight percent (wt%), and trace elements are presented as concentrations in parts per million (ppm).

	Diabase					Lamprophyre
	BR-81B	BR-86B	BR-110B	BR-112A	BR-113A	BR-66A
SiO ₂	48.25	47.46	48.19	48.29	46.10	54.28
Al ₂ O ₃	11.52	15.08	15.03	15.50	16.81	11.09
MnO	0.19	0.21	0.19	0.22	0.18	0.11
MgO	9.10	5.01	5.03	4.80	5.20	9.26
CaO	7.81	6.98	7.70	5.64	8.51	4.94
Na ₂ O	0.74	3.30	2.90	3.61	2.97	1.81
K ₂ O	2.96	1.91	1.49	2.11	1.18	3.13
TiO ₂	2.14	2.40	2.14	2.33	1.88	0.79
P ₂ O ₅	0.29	0.82	0.73	0.81	0.54	0.43
Fe ₂ O ₃ (t)	14.16	14.25	12.49	13.85	11.47	6.67
Total	101.27	100.64	100.76	100.61	98.74	99.83
V	151	188	161	186	211	115
Cr	290	20	30	<20	<20	560
Co	37	38	35	37	32	27
Ni	180	30	20	<20	30	260
Cu	50	40	30	30	30	30
Zn	100	130	120	130	100	60
Ga	15	18	18	19	16	14
Rb	68	82	30	57	28	140
Sr	254	759	710	667	704	374
Y	22	43	41	44	38	20
Zr	121	289	297	280	184	225
Nb	19	13	15	14	9	24
Cs	2.1	2.2	3.6	1.9	1.7	7.8
Ba	1450	1250	1140	1970	825	3081
La	30.7	55.1	52.3	53.8	34.9	62.8
Ce	50.4	117	110	114	73.4	131
Pr	7.6	14.7	13.6	14.3	9.59	16.1
Nd	29.7	52.8	48.3	51.9	38.4	58.7
Sm	7.1	11.3	10.1	11.1	8.1	10.9
Eu	2.44	3.66	3.14	3.61	2.79	1.91
Gd	7.6	10.9	9.8	10.9	8.6	7.4
Tb	1	1.6	1.4	1.6	1.2	0.9
Dy	5.3	8.4	7.6	8.5	6.8	4.4
Ho	0.9	1.6	1.5	1.7	1.4	0.8
Er	2.3	4.8	4.3	4.9	4	2.2
Tm	0.29	0.69	0.59	0.69	0.56	0.3
Yb	1.5	4	3.5	4	3.4	1.8
Lu	0.2	0.57	0.51	0.6	0.48	0.25
Hf	3.7	7.1	7.3	7	5	7
Ta	1.3	0.7	0.8	0.7	0.4	1.7
W	<1	<1	1	1	<1	3
Tl	0.5	1.2	0.4	0.6	0.2	1.9
Th	2.1	1.1	2	1.1	0.6	23.2
U	0.6	0.2	0.3	0.2	0.1	7.9
(La/Sm) _n	3	3	3	3	3	4
(La/Lu) _n	16	10	11	10	8	27

Table 3 - $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic ratios, $\epsilon\text{Nd}_{(618)}$ values and T_{DM} modeled ages for the rock samples.

Sample	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\text{SE}$		Rock Type
					Error	Sm/Nd	
BR-66A	10.81	58.533	0.1116	0.511184	+/-12	0.18	
BR-81B	7.434	32.709	0.1374	0.512198	+/-10	0.23	
BR-86B	11.87	62.148	0.1155	0.511606	+/-20	0.19	
BR-112A	12.055	59.501	0.1225	0.51262	+/-18	0.20	

	Age (Ma)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	ϵNd_i	TDM	TDM.Gold	TDM.2stg	$\pm 2\text{SE}$		
							$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Error	$^{87}\text{Sr}_i/^{86}\text{Sr}_i$
BR-66A	618	0.510732	-21.67	2.775	2.94	2.957	0.725444	+/-1	0.715878
BR-81B	618	0.511642	-3.9	1.775	1.904	1.573	NA		
BR-86B	618	0.511138	-13.74	2.266	2.4	2.34	0.710219	+/-1	0.707462
BR-112A	618	0.512124	5.52	0.839	0.888	0.833	NA		

Table 4 – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ isotopic ratios and concordant ages obtained for zircon crystals from sample BR-112.

Spot number	Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)	Concordia 1				
				$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Rho 1	
Zr-C-III-04	46.4	179.4	19.6	0.84915	2.75	0.10137	1.30	0.47
Zr-C-III-05	31.9	40.0	4.5	0.72092	3.68	0.08712	2.23	0.61
Zr-C-III-06	10.1	161.3	17.3	0.83729	2.87	0.09995	1.55	0.54
Zr-C-III-08	32.2	50.3	5.5	0.71941	5.08	0.08770	1.79	0.35
Zr-C-III-09	53.9	79.8	9.9	0.83619	4.00	0.09898	1.60	0.40
Zr-C-III-10	34.7	181.9	21.9	0.80142	2.92	0.09473	1.49	0.51
Zr-C-III-12	8.0	78.3	8.8	0.83124	4.09	0.09940	1.74	0.42
Zr-C-III-16	10.9	162.3	14.0	0.84291	2.93	0.10103	1.45	0.49
Zr-C-III-17	12.3	183.3	18.5	0.78465	2.86	0.09397	1.10	0.39
Zr-C-III-20	18.3	198.8	18.2	0.77760	3.11	0.09323	1.30	0.42
Zr-C-III-23	41.1	37.9	6.8	0.83239	6.72	0.09766	2.92	0.44
Zr-C-III-33	11.8	115.3	11.8	0.79019	3.89	0.09455	1.87	0.48
Zr-C-III-03	20.5	839.9	48.6	0.42922	6.32	0.04990	5.51	0.87
Zr-C-III-28	30.6	194.6	20.8	0.90299	2.54	0.10694	1.35	0.53
Zr-C-III-35	81.9	181.7	15.2	0.89607	3.65	0.10367	1.70	0.47
Zr-C-III-25	206.5	81.0	18.6	1.07234	3.43	0.11915	1.37	0.40
Zr-C-III-18	83.0	121.6	45.4	4.61783	1.91	0.30338	0.85	0.44
Zr-C-III-29	32.1	38.4	17.5	5.82947	2.47	0.34877	1.55	0.63
Zr-C-III-30	87.6	204.5	99.0	7.33368	1.30	0.38965	0.69	0.53

Spot number	Concordia 2			Age (Ma)			
	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Rho 2	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	error	
Zr-C-III-04	9.86513	1.30	0.06076	2.42	0.54	622	8
Zr-C-III-05	11.47873	2.23	0.06002	2.92	0.76	538	12
Zr-C-III-06	10.00549	1.55	0.06076	2.42	0.64	614	9
Zr-C-III-08	11.40194	1.79	0.05949	4.75	0.38	542	10
Zr-C-III-09	10.10299	1.60	0.06127	3.67	0.44	608	10
Zr-C-III-10	10.55626	1.49	0.06136	2.51	0.59	583	9
Zr-C-III-12	10.06054	1.74	0.06065	3.71	0.47	611	11
Zr-C-III-16	9.89814	1.45	0.06051	2.54	0.57	620	9
Zr-C-III-17	10.64186	1.10	0.06056	2.64	0.42	579	6
Zr-C-III-20	10.72664	1.30	0.06049	2.82	0.46	575	7
Zr-C-III-23	10.23942	2.92	0.06182	6.05	0.48	601	18
Zr-C-III-33	10.57658	1.87	0.06061	3.40	0.55	582	11
Zr-C-III-03	20.04088	5.51	0.06239	3.09	1.79	314	17
Zr-C-III-28	9.35098	1.35	0.06124	2.15	0.63	655	9
Zr-C-III-35	9.64555	1.70	0.06269	3.23	0.53	636	11
Zr-C-III-25	8.39281	1.37	0.06527	3.14	0.44	726	10
Zr-C-III-18	3.29616	0.85	0.11039	1.71	0.50	1708	15
Zr-C-III-29	2.86722	1.55	0.12122	1.92	0.81	1929	30
Zr-C-III-30	2.56641	0.69	0.13650	1.10	0.63	2121	15

Spot number	Age (Ma)		Age (Ma)		$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Discordant	f206
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	error	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	error			
Zr-C-III-04	624	17	631	15	0.26	1	0.0008
Zr-C-III-05	551	20	604	18	0.80	11	0.0011
Zr-C-III-06	618	18	631	15	0.06	3	0.0004
Zr-C-III-08	550	28	585	28	0.65	7	0.0012
Zr-C-III-09	617	25	649	24	0.68	6	0.0013
Zr-C-III-10	598	17	652	16	0.19	10	0.0005
Zr-C-III-12	614	25	627	23	0.10	3	0.0011
Zr-C-III-16	621	18	622	16	0.07	0	0.0005
Zr-C-III-17	588	17	624	16	0.07	7	0.0005
Zr-C-III-20	584	18	621	18	0.09	8	0.0005
Zr-C-III-23	615	41	668	40	1.09	10	0.0019
Zr-C-III-33	591	23	626	21	0.10	7	0.0006
Zr-C-III-03	363	23	687	21	0.02	54	0.0025
Zr-C-III-28	653	17	648	14	0.16	-1	0.0005
Zr-C-III-35	650	24	698	23	0.45	9	0.0006
Zr-C-III-25	740	25	783	25	2.57	7	0.0014
Zr-C-III-18	1752	33	1806	31	0.69	5	0.0003
Zr-C-III-29	1951	48	1974	38	0.84	2	0.0008
Zr-C-III-30	2153	28	2183	24	0.43	3	0.0003

3. Geologic context

The studied area is inserted in the Brusque Metamorphic Complex, an elongated body toward N45°E direction extending approximately 125 km and 75 km wide, interrupted by the intrusion of the Faxinal, Nova Trento, Valsungana and São João granitic suites. In the south, the BMC makes contact with Florianópolis granitic batholith through the Major Gercino shear zone. In the north, the contact with the Santa Catarina Granulite Complex is made through the Itajaí-Perimbó shear zone. The Itajaí Basin is the northern of this shear zone and overlying the rocks of the Santa Catarina Granulite Complex. The Campo Alegre Basin occurs in the far north of the state and also covers the Santa Catarina Granulite Complex (Figure 02).

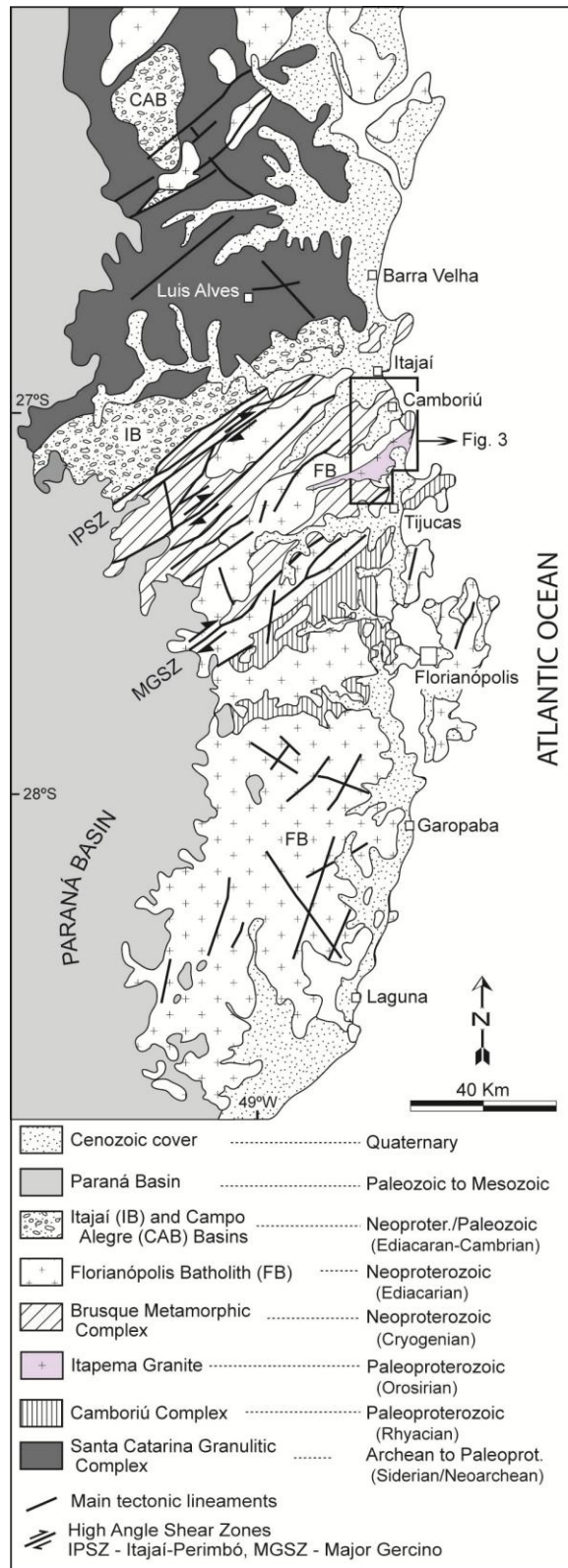


Figure 2 – Geological map of the Catarinense shield, with an emphasis on the main lithostratigraphic units. The box indicates the area of Figure 3. Modified from Philipp and Campos (2010a).

The studied area is located between the districts of Barra do Areia and Ribeirão do Ouro, in the municipal district of Botuverá, where the large exposures of metavolcano-sedimentary sequences of the BMC occurs in road cuts and quarries. The BMC is intruded on the southwest by Rio da Areia granite, an intrusive body of the Guabiruba suite generating a contact metamorphic aureole of the ab-ep hornfels facies metamorphic conditions. Throughout the study area occur dominantly dykes of basic composition, with subordinate occurrence of the intermediate (lamprophyres) and rare rhyolite dykes (Figure 03).

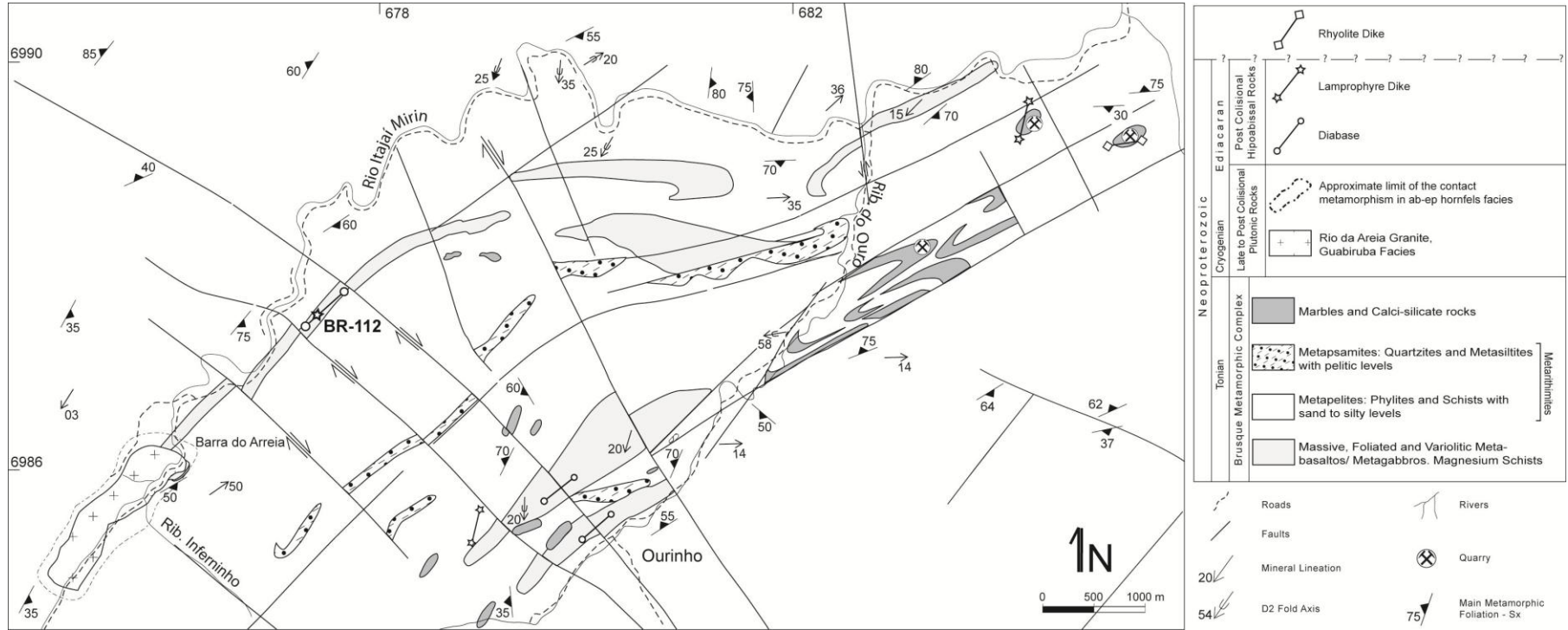


Figure 3 – Geological map of the studied area situated between the Ribeirão do Ouro and Barra do Areia districts. Modified from Sander (1992) and Caldasso *et al.* (1995).

3.1 Brusque Metamorphic Complex

Brusque Metamorphic Complex consist of clastic and chemical volcano-sedimentary sequence with metamorphism ranging from lower greenschist to higher amphibolite facies with increasing of metamorphic grade from NW to SE. The sedimentary rocks consist of metarhythmites, metasandstone, metaconglomerates, marble and calc-silicate schists, interpreted as deposited in the continental shelf and slope (Sander 1992, Caldasso *et al.* 1995, Bitencourt *et al.*, 2000, Philipp *et al.*, 2004). The protoliths of the igneous rocks are lava flow of basalts, gabbros and cumulate rocks associated to rare intermediate terms. This magmatism have an tholeiitic composition with geochemical and isotopic features indicating that they were originated from an enriched mantle source, spilled out in a continental rift environment (Campos, 2007; Campos and Philipp *et al.* 2010b).

The period of sedimentation and volcanism and the age of metamorphism of the BMC are related to the Neoproterozoic and point out the beginning of Brazilian cycle in the region. The U-Pb zircon age of 835 ± 9 Ma (TIMS Methodology) and 843 ± 12 Ma (SHRIMP Methodology) of Morro do Parapente Granite, described in Gaspar region, we're quoted by Basei *et al.* (2008) as the minimum values for the sedimentation of the Brusque Metamorphic Complex. The generation of this alkaline magmatism as related to the opening of the continental rift system that originated the basin filled by metasediments of the BMC. Recently, Yamamoto & Basei (2009) determined a U-Pb (SHRIMP) age of the 936 ± 40 Ma for the igneous zircons from metabasalts occurring in the Serra da Miséria. The determination of U-Pb conventional ages in detrital zircons of the pelitic schist of the BMC indicate sources with ages between 1.5 to 2.0 Ga (Basei, 1990), similar to U-Pb SHRIMP ages obtained by Hartmann *et al.* (2003) in detrital zircons from quartzite of the BMC, with values between 2023 ± 7 and 2450 ± 12 Ma.

Researchers recognized four major stages of deformation in BMC rocks (D_1 to D_4), responsible for generating the surfaces S_1 , S_2 , S_3 and S_4 , respectively (Basei, 1985; Basei 1990; Philipp *et al.* 2001a, 2004). The first two phases are characterized by low-angle structures, related to an oblique collision event, generating ductile structures in conditions from low to medium metamorphic grade, and from lower greenschist to higher amphibolite facies. The last two phases are related to a transcurrent event with the generation of brittle-ductile structures, accompanied by a greenschist facies metamorphism. The age of metamorphism was obtained by a Rb-Sr whole rock isochron with values of 706 Ma (Basei & Teixeira, 1987). This age is interpreted by Basei (1990) as representative of the metamorphic climax of the BMC, corresponding to the second phase of metamorphism (M_2) of the pelitic

schist. Tickyj *et al.* (2004) obtained monazite ages by EPMA (electron probe micro analysis) method an age of 545 ± 55 Ma for the intrusive peraluminous leucogranites of the BMC. Similar age 550 ± 52 Ma found by Yamamoto & Basei (2009) in zircons from metamorphic metabasalts. Recently, Philipp *et al.* (2010) presented new EPMA monazite ages of the metamorphic $650-630\pm 9$ Ma from pelitic schist of the BMC in the region Itapema.

3.2 Itajaí Basin

The Itajaí Basin is a sedimentary unit with clastic volcanic contribution, consisting from the bottom to top by deposits of alluvial and deltaic fans, proximal and distal turbiditic rhythmites, and again by alluvial fan deposits (Rostirolla *et al.*, 1999). Recently the work of Netto and Da Rosa (1997), Paim *et al.* (1997) and Da Rosa (2005), report the existence of records in fossiliferous marine sections of the Itajaí Basin. According to Da Rosa (2005), these fossil records indicate Ediacaran age for those sections. Silva *et al.* (2002), based on three (03) U/Pb SHRIMP zircon ages in tuff, indicate that the maximum age of opening of the basin is 643 ± 12 Ma and the age of volcanism is 606 ± 8 Ma. Guadagnin *et al.*, (2009) based on U-Pb (LA-MC-ICP-MS) zircon dating of a tuff and five samples of sandstone provides a maximum depositional age at 563 ± 3 Ma for the intermediate and upper sections of the Itajaí Basin, while the zircon dating of an intrusive rhyolitic body provides a minimum depositional age of 549 ± 4 Ma, constraining the succession in the Upper Ediacaran period.

3.3 Campo Alegre Basin

The Campo Alegre Basin is composed, from bottom to top, by the Bateias Formation characterized by conglomerates and sandstones, the Campo Alegre formation, which is predominantly volcanic, and the Rio Turvo Formation, composed of pyroclastic and epiclastic rocks (Waichel, 1998). This author has subdivided the units of the Campo Alegre Formation in informal Lower Effusive Sequence, Epiclastic Mid-volcanoclastic Sequence and Effusive Superior Sequence. Campo Alegre Formation presents a U-Pb (TIMS) zircon age of 595 ± 16 Ma (Cordani *et al.*, 1999 apud Waichel *et al.*, 2000).

3.4 Post Collisional Magmatism in RS and SC

Worldwide, abundant amounts of high-K calc-alkaline magmatism have been described, mainly in orogenic environments with evolution and positioning related from syn-

to post-collisional period. During this period there was development of large discontinuities in the form of crustal shear zones that reached the deep sublithospheric mantle, allowing the generation and ascent of magmas of varied character, predominantly of high-K calc-alkaline series evolved to shoshonitic and alkaline-peralkaline (Philipp *et al.* 1998, 2000; Bitencourt & Nardi, 2000). The nature and causes of this transition in the granitic rocks has been studied in the Pelotas and the Florianópolis Batholiths based on the chemical composition of major and traces elements, isotopic studies of systems from Rb-Sr and Sm-Nd and geochronological dating by Ar-Ar, Pb-Pb and U-Pb methods (Philipp, 1998; Philipp *et al.*, 2000, 2002, 2003, 2005; Bitencourt *et al.* 1993, 2000). Likewise, a substantial amount of post-collisional volcanogenic rocks have been described in the Sul-Rio-Grandense Shield and related to development of strike-slip type basin during the post-collisional stage (Lima *et al.* 1998; Sommer *et al.* . 1999, 2005, 2006, Nardi and Lima, 2000; Waichel *et al.* . 2000; Wildner *et al.* . 2002; Paim *et al.* . 2000). In Camaquã and Campo Alegre Basins, the alternation of volcanic and siliciclastic sedimentation cycles developed so dominant in a continental environment and under subaerial conditions. The volcanogenic rocks developed in a range of 60 Ma, evolving from tholeiitic to high-K calc-alkaline to shoshonitic compositions, ending with sodium saturated alkaline magmatism. This compositional variation is interpreted as the result of a partial melting of a heterogeneous mantle source (Sommer *et al.*, 2006).

4. Geology of dikes

4.1 Diabase

The diabase dikes occur as dikes ranging in thickness from a few meters to a set of ten meters, with a preferential orientation for N40°E. The main dike occurs in Barra do Areia area and present about 4 km in length and thickness of about 20 to 80 meters. These rocks outcrop in the form of blocks and rocky hillsides or drainage of the mapped area (Figure 03). Present massive structure and medium to coarse porphyritic texture, characterized by the presence between 15 and 35% of euhedral phenocrysts of plagioclase with dimensions between 2 and 10 cm immersed in very fine equigranular matrix (Figures 04A and B). The matrix shows intergranular texture defined by a fabric dominated by plagioclase crystals with short prismatic shape, whose interstitial spaces occupied mainly by Augite-type clinopyroxene crystals and opaque minerals in smaller quantities. In the diabase also observed ophitic and subophitic textures. The plagioclase has tabular prismatic form, euhedral to subeuhedral, with polysynthetic twins and compositional zoning. The crystals nucleus is partially altered to fine aggregates of sericite and secondary carbonate. The

augite has a short prismatic to equidimensional shape, subeuhedral to euhedral, partly altered to aggregates of fine and acicular crystals of actinolite and chlorite. The apatite crystals are tiny, acicular shape and are observed in clusters on matrix. These signs indicate that the diabase suffered moderate hydrothermal alteration. Table 01 show the estimated modal mineral analyzes of the representative samples diabase.

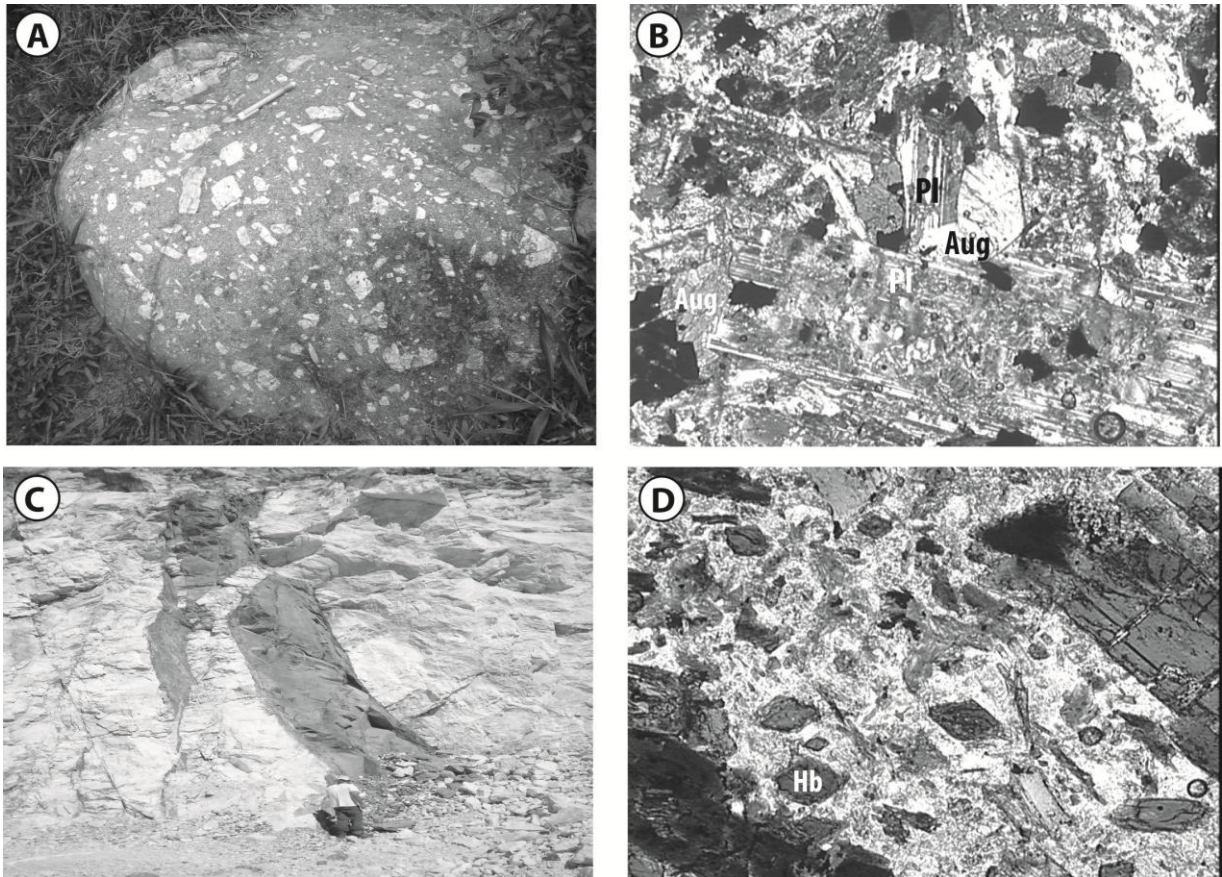


Figure 4 – Structural aspects and main textures of the diabase and lamprophyre dikes. A) Outcrop of porphyritic diabase. B) Porphyritic texture in a thin section, showing plagioclase phenocrysts (Pl) and the matrix of plagioclase, augite (Aug) and magnetite (mg) Microtextures of aspects of the porphyritic diabase (polarized light, 50X). C) Photograph showing the straight contacts of lamprophyre dike and marble, with the superposition of a brittle shear zone located in the left portion of the image. D) Porphyritic texture of lamprophyre, highlighting the hornblende phenocrysts (Hb) in a quartz-feldspatic matrix (natural light, 25X).

4.2 Lamprophyre

It was identified two lamprophyres dikes with a thickness about 4 to 10 meters, oriented in the direction N10°E (Figure 03). The best exposure of these rocks lies in the

marble quarry of Calwer Company between Lajeado and Ribeirão do Ouro regions (Figure 04C). The dykes have straight limits without evidence of reactive contact with the marble (Figure 04D). These lamprophyres are espessartite type and present massive structure and porphyritic texture with 30 to 35% phenocrysts of hornblende immersed in a quartz-feldspar matrix with fine equigranular texture strongly affected by the late growth of sericite and carbonate (Figure 04E). The hornblende has elongated prismatic form, size 1-3 mm, euhedral to subeuhedral, green color with pleochroism in shades of green. Biotite is rare, shows sections from hexagonal to prism-shaped, from euhedral to subeuhedral with brownish color and pleochroism from light to dark brown. Plagioclase is rare and occurs in the matrix with short prismatic shape, from subeuhedral to euhedral, and with intense nucleous alteration from a mass of sericite. Apatite also occurs as phenocrysts, showing elongated prismatic shape, euhedral, and with size between 0.2 and 0.3 mm. The matrix is affected by the intense hydrothermal alteration. Table 01 shows the estimated modal minerals of lamprophyres in the sample analyzed.

5. Geochemistry

The chemical data of the diabase and the lamprophyres studied are shown in Table 02. The diabase shows little variation in silica content with values within the ranges of basic rocks, explaining the absence of quartz in the samples. The lamprophyres show intermediate composition. The TAS diagram of Middlemost (1994) classifies the diabase dikes as basalts and trachytic basalts, and the lamprophyres as andesites, with the basic rocks positioning in the field of alkaline rocks suggested by Cox *et al.* (1979) (Figure 05). In the AFM diagram of Irvine and Baragar (1971) the samples position within or close to the field of tholeiitic rocks, except for the lamprophyres (Figure 06). These last rocks have a high-K to shonshonitic calc-alkaline affinity as show the K_2O vs. SiO_2 diagram of Le Maitre *et al.*, (1989), with samples of diabase plotted on the edge of the origin of the fields (Figure 07). In the diagram $SiO_2 \times Zr/TiO_2$ (Winchester and Floyd, 1977) the observed samples of diabase are in the field of alkali basalts, near the border with the terms of sub-alkaline (Figure 08). The observation of fractionation trends in Harker bivariate diagrams is restricted due to little variation in the contents of SiO_2 and Mg #. However, for samples of diabase is possible to observe a trend of enrichment in K_2O , Na_2O , TiO_2 , FeO, Cs, Ba, Y and Nb and depleted in MgO, Al_2O_3 , CaO, Sr and Ni with increasing SiO_2 content (Figures 9 and 10). These systematic variations, despite the limited number of samples, are suggestive of early fractionation of olivine, pyroxene, magnetite and ilmenite. The sample of diabase BR-81B showed significant compositional differences with respect to other diabase, with enrichment

in MgO, Ni, Cr and Nb and depleted in Al₂O₃, Na₂O, P₂O₅, Sr and Y. These characteristics suggest that this sample may represent a portion cumulate enriched in FeO-MgO oxides and pyroxene, as indicated by higher content of opaque minerals in this sample.

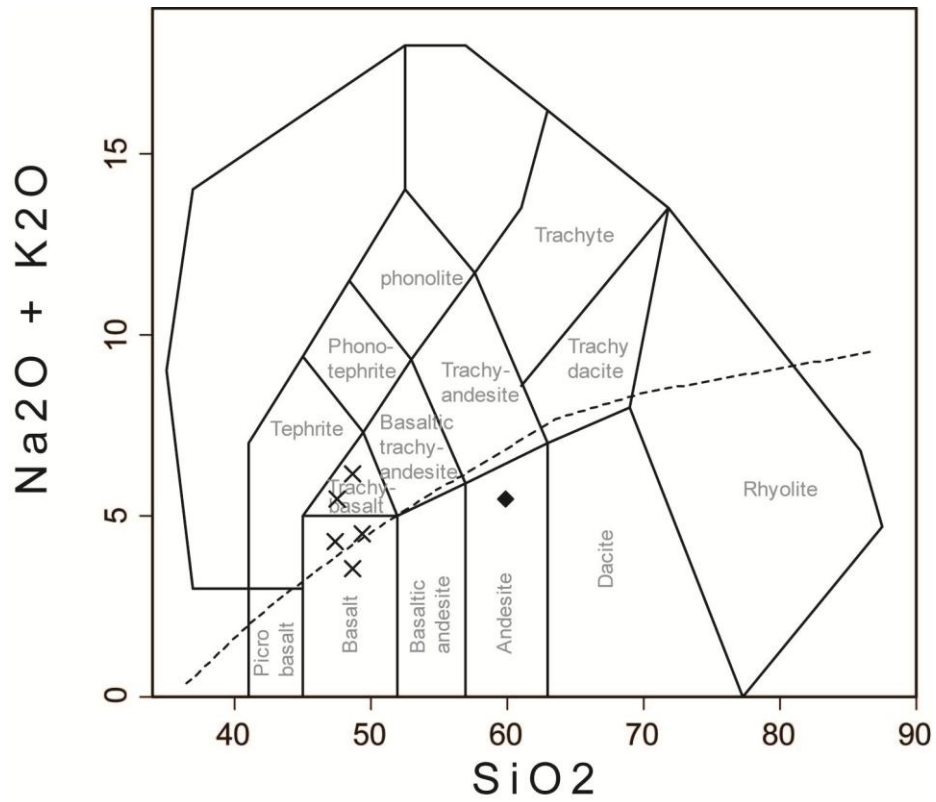


Figura 05 – TAS diagram from Middlemost (1994) with the separation curve for the alkaline and subalkaline fields adapted from Cox *et al.* (1979). Symbols: X – Diabase and ♦ - Lamprophyre.

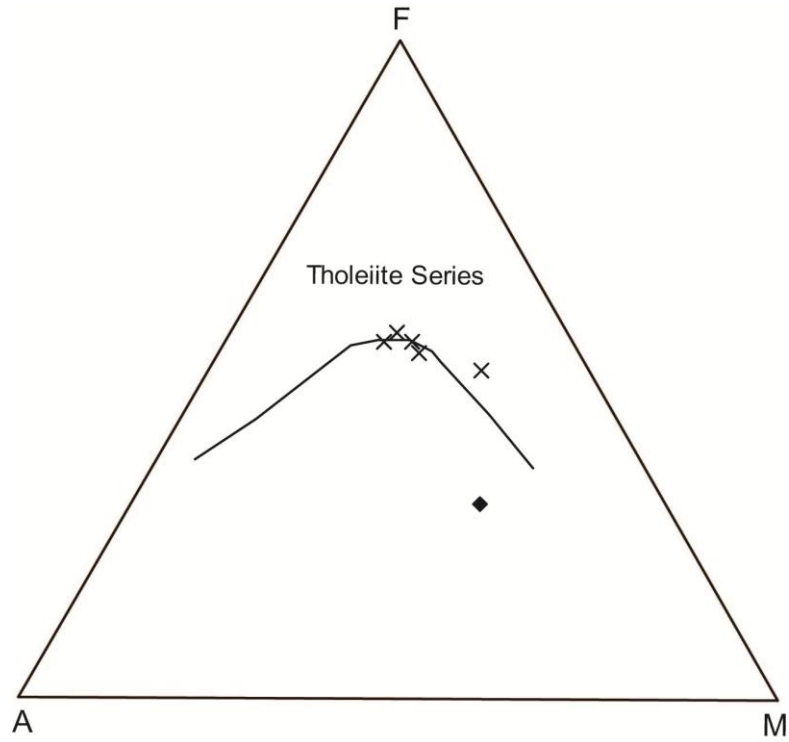


Figure 06 – AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971) for the studied dikes. Symbols: X – Diabase and ♦ - Lamprophyre.

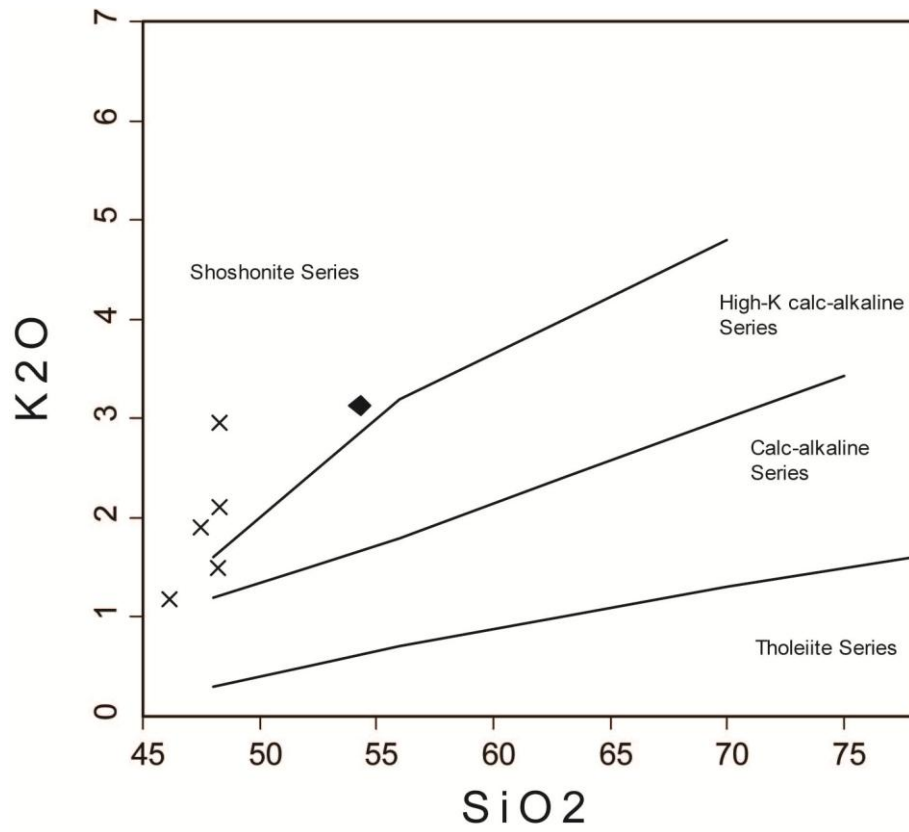


Figure 07 – K_2O - SiO_2 diagram of the studied dike samples (Le Maitre, 1989). Symbols: X – Diabase and \blacklozenge - Lamprophyre.

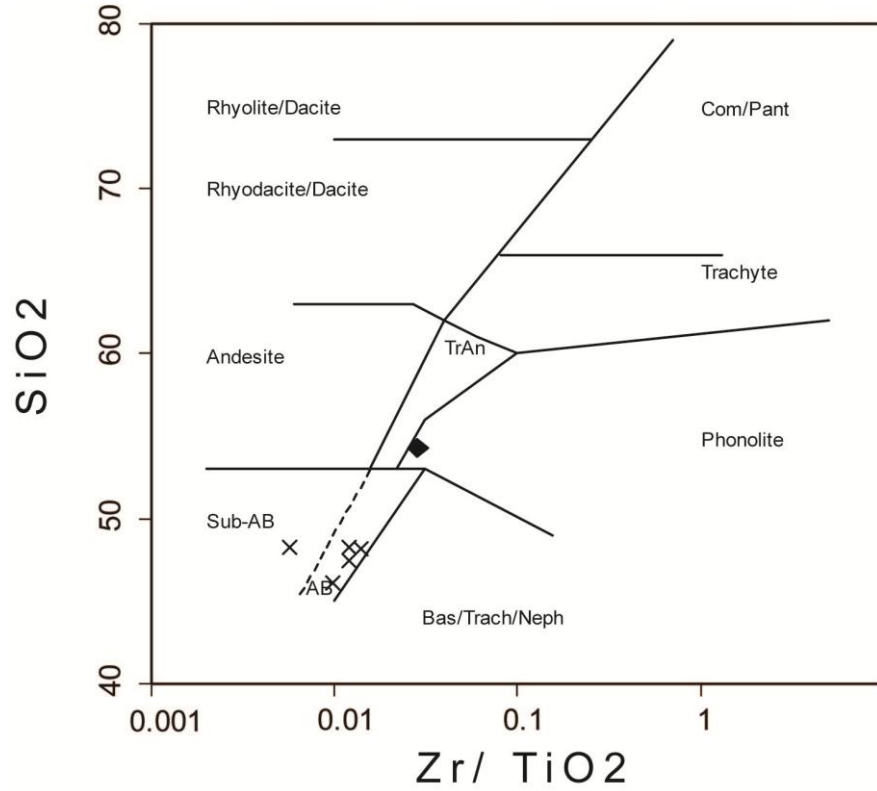


Figure 08 – SiO_2 - Zr/TiO_2 diagram from Winchester and Floyd (1977) for the studied dikes. Symbols: X – Diabase and \blacklozenge - Lamprophyre.

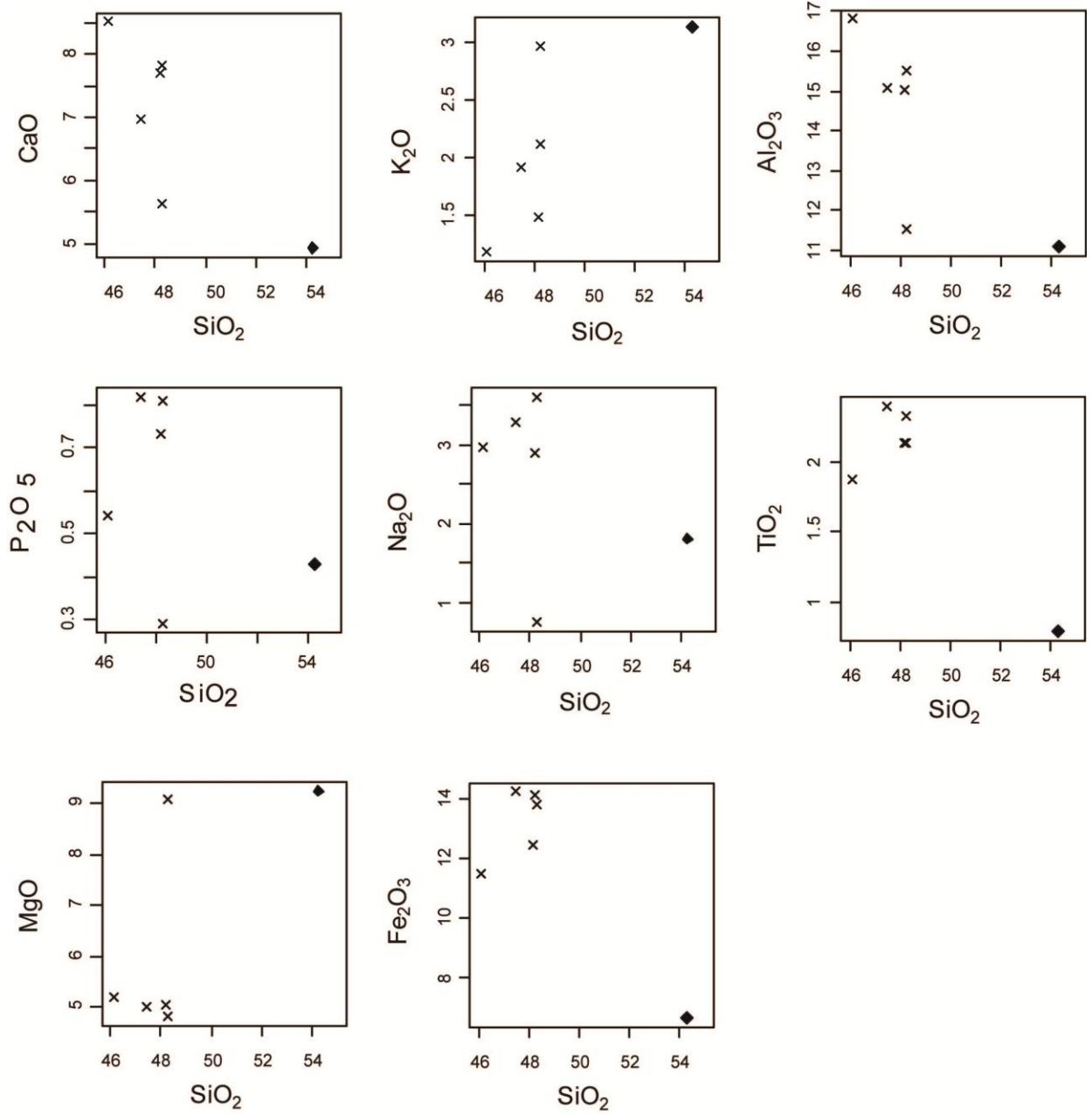


Figure 09 - Variation diagrams for the major elements, plotted against SiO₂ as the differentiation index, for the studied rocks. Symbols are the same as in **Figure 8**.

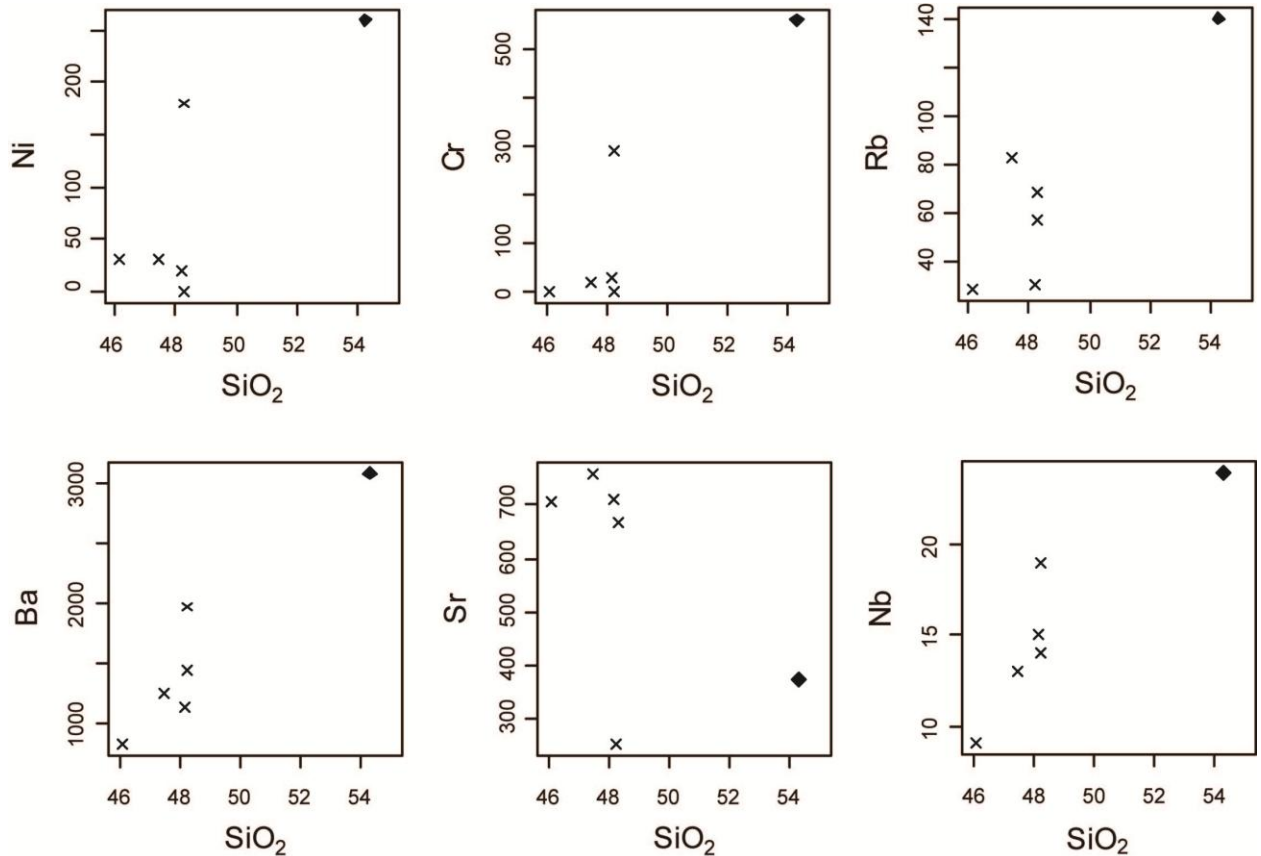


Figure 10 - Variation diagrams for Ni, Cr, Rb, Ba, Sr and Nb, plotted against SiO₂ as the differentiation index, for the studied rocks. Symbols are the same as in **Figure 8**.

The pattern of REE chondrite normalized by C1 (Sun 1982) show consistent trends, with little variation among samples of diabase, indicating that they are comagmatic and that no significant changes (Figure 11). This distribution pattern shows an enrichment in all REE with respect to core values, with a higher enrichment in LREE (in the order of 100 times) than in HREE (around 10) indicates that the diabase were originated from one source enriched mantle, which is compatible with La_N/Sm_N ratios between 2.8 and 3.3 and/or La_N/Lu_N between 7.8 and 16.5 found in these rocks. Sample BR-81B, which shows petrographically strong hydrothermal alteration, showed variations related to the relatively minor amounts of LREE and HREE. The lamprophyres content was lower in LREE and higher HREE, with a slight negative Eu anomaly, consistent with magma of calc-alkaline composition, differentiated by fractional crystallization of plagioclase. The same consistent pattern was observed in the spidergrams of Figure 12. When compared with N-type Morb the diabases show a remarkable enrichment in LILE such as Cs, Rb, Ba and in K secondarily. A slightly enrichment in HFS elements, and very similar or slightly lower amounts of Ti, Y and Yb are also observed. A similar pattern was obtained for the lamprophyres, with the exception of

higher levels of HFS as Th and U and the negative anomalies of Ti, Y and Yb. The studied rocks show great similarity with oceanic island basalts (Pearce 1982). For the basic rocks is possible to observe enrichment in incompatible elements (LILE) mainly Cs and Ba, Rb and secondarily for the K and negative anomalies of compatible elements (HFS) as U, Th, Nb and Ta. Such characteristics are typical of basalts strongly contaminated by crustal components (Wilson 1989). The lamprophyres showed a similar provision in its spidergram when compared with OIB, however, shows even higher levels of Cs, Rb, K, Th and U. The patterns found in the REE and spidergrams of the basic composition rocks are very similar to the patterns obtained compiling geochemical data from Sommer *et al.* (2006) and Florisbal *et al.* (2009), except for higher concentrations of Ba, showing that these were caused by very similar processes. Bivariate diagrams based on ratios of trace elements are important in the study of basalts suites because they allow the separation of those components related to subduction-related enriched mantle and/or intra-plate enrichment during the petrogenesis of these magmas (Wilson 1989 appud Pearce, 1982). Thus the sample arrangement in the diagram Th/Yb for Ta/Yb proposed by Pearce (1983) indicates that the basic rocks were generated from a mantle source significantly heterogeneous, characterized primarily by varying degrees of enrichment in intraplate component (Figure 13). Such characteristics are also evident in the bivariate diagram based on the content of incompatible elements (Zr/Y for Zr) proposed by Pearce and Nory (1979), where the values are compatible with those of intraplate basalts (Figure 14).

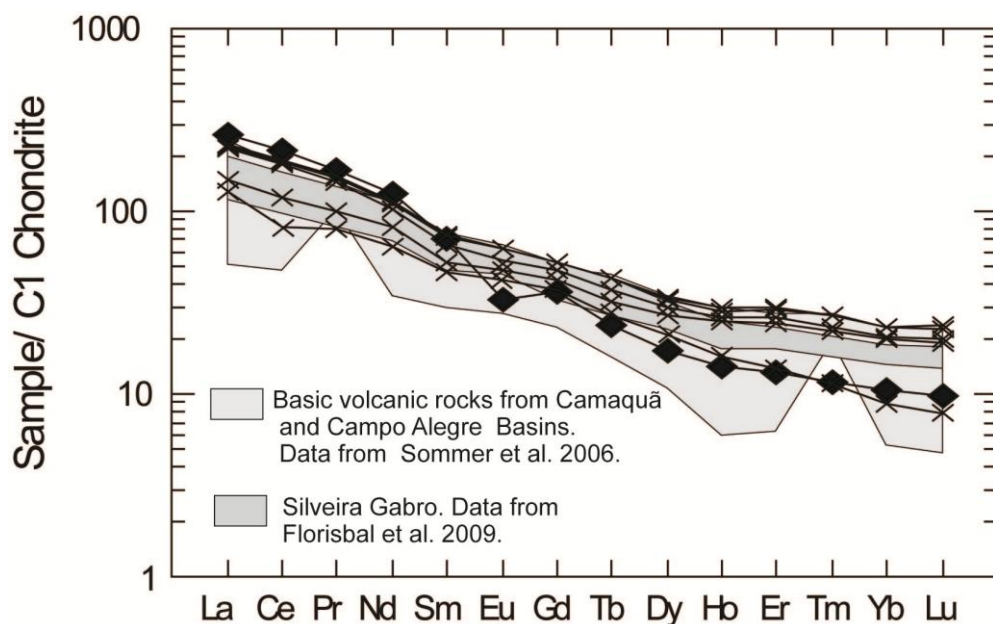


Figure 11 - REE patterns, normalized against chondritic values (Sun, 1982), and fields for Neoproterozoic post-collisional basic rocks of southern Brazil. Symbols: X – Diabase and ♦ - Lamprophyre.

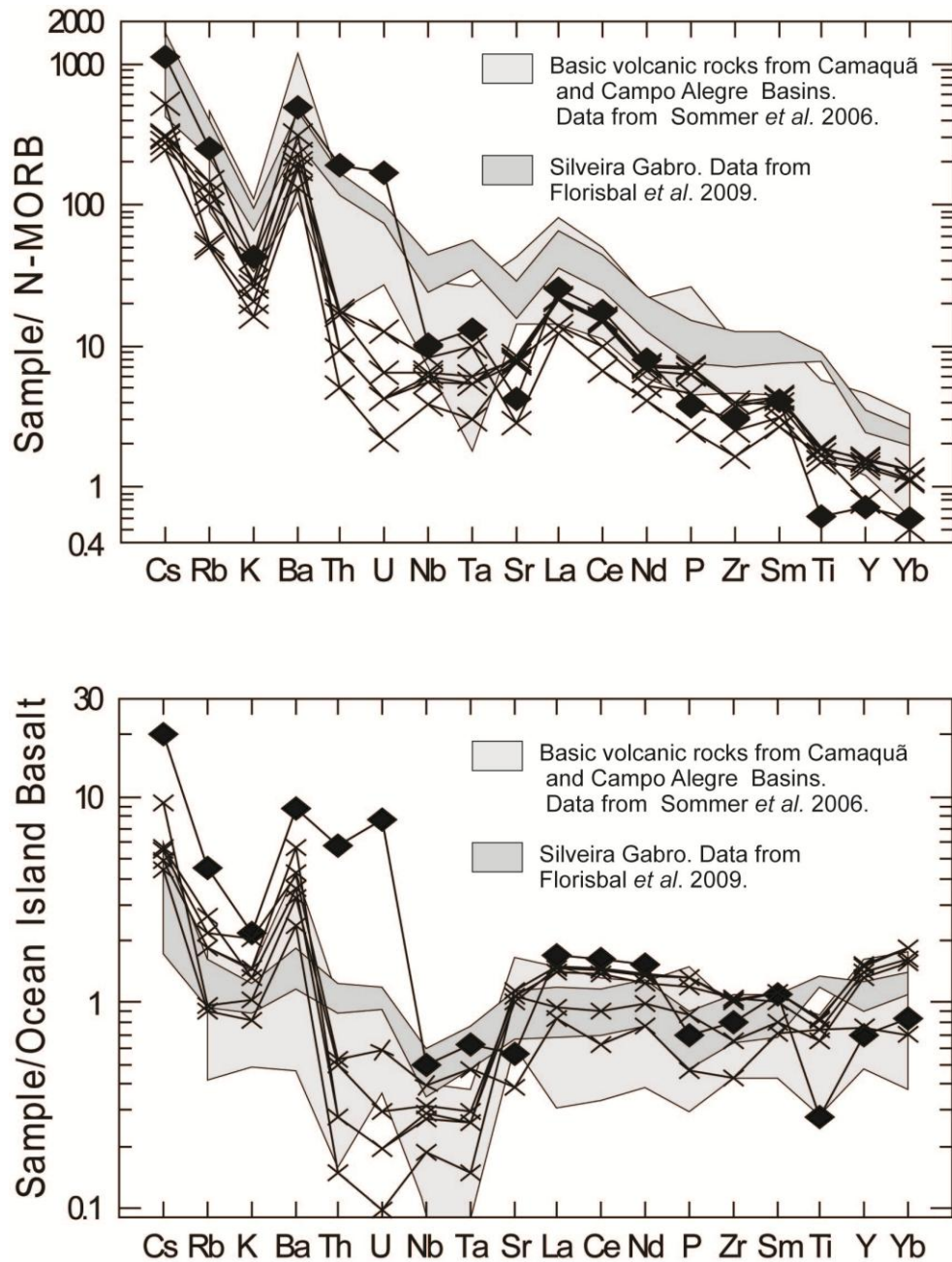


Figura 12 – Diabase and lamprophyre dike sample spiderdiagrams for incompatible elements normalized to OIB (Ocean Island Basalt) from Pearce (1982). The shaded field represents Neoproterozoic post-collisional basic rocks of the southern Brazil. Symbols: X – Diabase and ♦ - Lamprophyre.

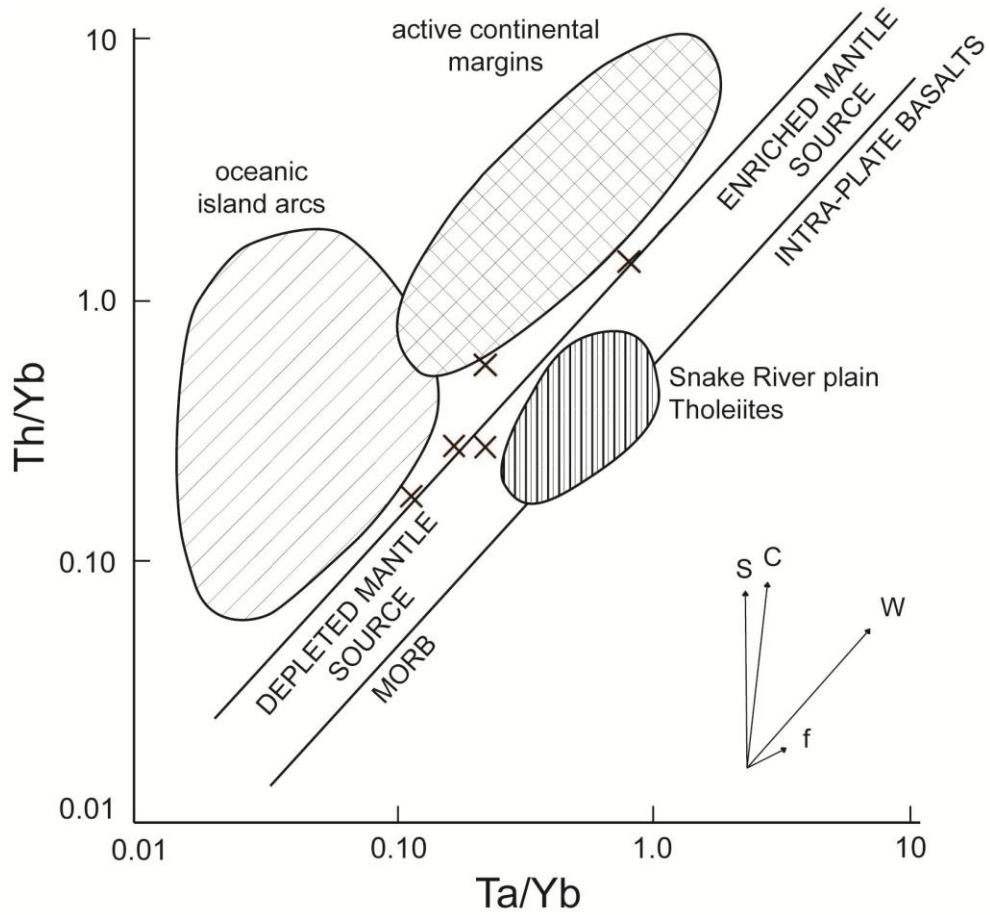


Figure 13 –Diagram of Th/Yb-Ta/Yb ratios from the studied dikes and from Neoproterozoic post-collisional basic rocks of southern Brazil. The vectors indicate the influence from subduction components (S), intra-plate enrichment (W), crustal contamination (C) and fractional crystallization (F). Modified from Pearce (1983) and Wilson (1989). Symbol: X – Diabase.

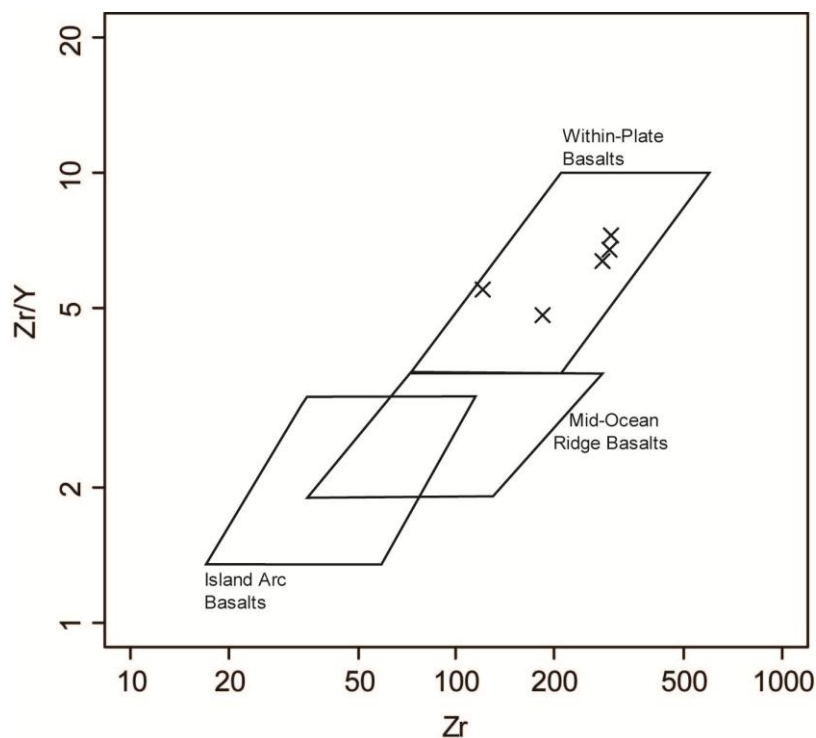


Figure 14 – Zr/Y-Zr discriminant diagram from Pearce and Nory (1979). Symbol: X – Diabase.

6. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Isotope Data

The isotope ratios $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ calculated values show great variation among 0.511138 to 0.512124 for the diabase and 0.510732 for the lamprophyres, resulting in high dispersion values $\epsilon\text{Nd}_{(618)}$ for basic rocks, between -13.74 and +5.52, and values of -21.67 for the lamprophyres (Table 03 and Figure 15). These characteristics underline the heterogeneous nature of the sources of these rocks and are in accordance with the ratios Th/Yb for Ta/Yb obtained, indicating varying degrees of contamination these magmas by lithospheric crust. The extremely low value obtained for lamprophyres shows an even more significant crustal component in a more differentiated.

The values of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio for the two samples were 0.707462 for the diabase and 0.715878 for the lamprophyres, emphasizing the importance of crustal component in the genesis of the latter. (Table 03).

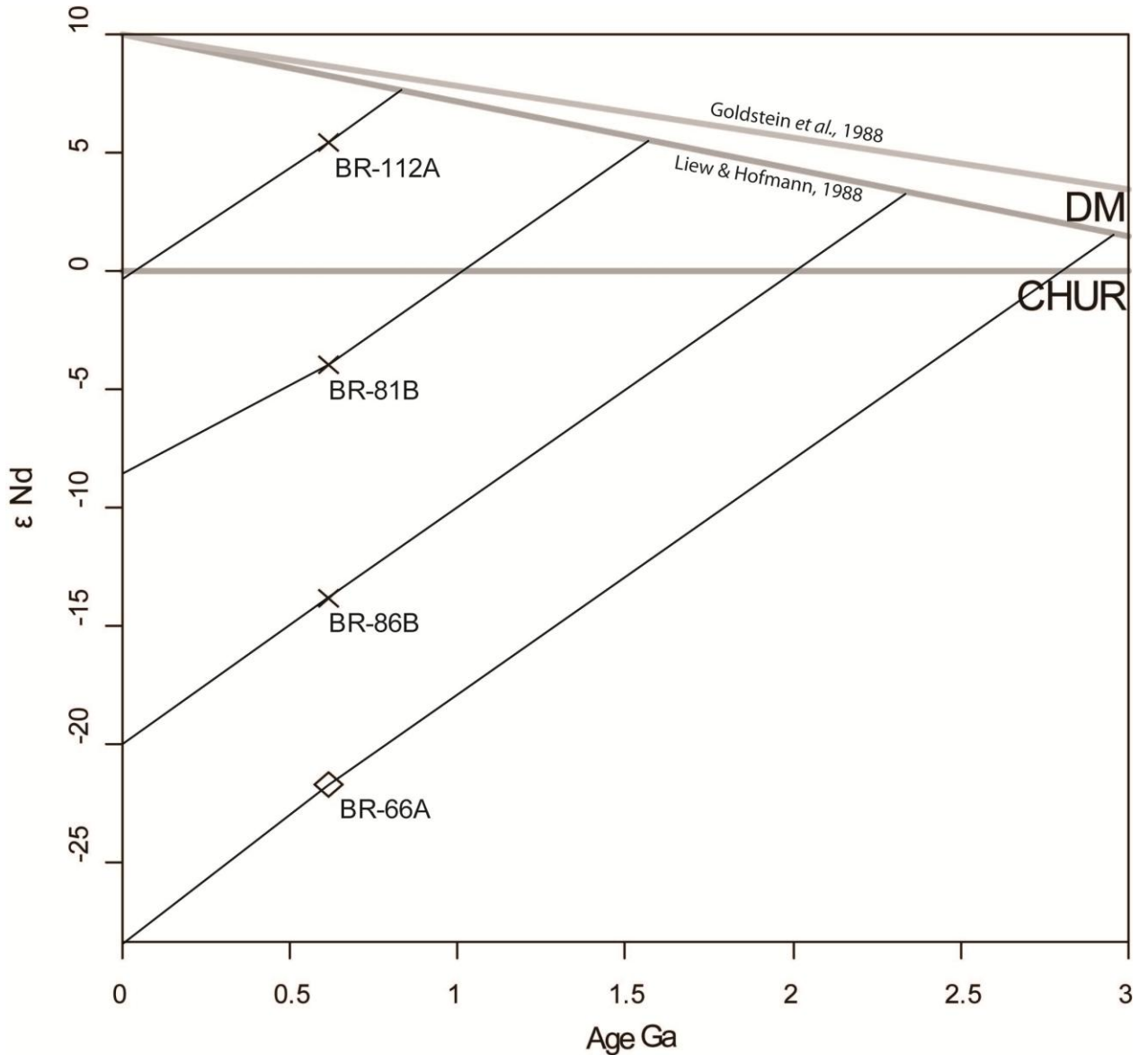


Figure 15 $-\epsilon_{Nd}$ -T diagram for the studied rocks. Growth curves are for the two main mantle reservoirs, CHUR (Chondritic Uniform Reservoir - DePaolo and Wasserburg 1976a) and depleted mantle (DM). The latter was modified according to Goldstein & Jacobsen 1988 and Liew & Hofmann 1988.

7. Zircon U-Pb geochronology

Nineteen (19) zircon grains of the BR-112 sample of porphyritic diabase from the Barra do Areia area have been separated and analyzed by scanning electron microscopy (SEM) (Figures 07 and 16). Based on U-Pb isotope date zircons grains that are divided in two main groups: (i) inherited zircons (2121 ± 24 Ma, 1929 ± 38 Ma and 1738 ± 31 Ma) and (ii) igneous zircons (average 618 ± 8.7 Ma). The obtained ages of 618 ± 8.7 Ma is interpreted as

igneous ages based on regional relationships and petrographic studies. The figure 17 shows the concordia diagram for the igneous ages obtained by U-Pb zircon dating.

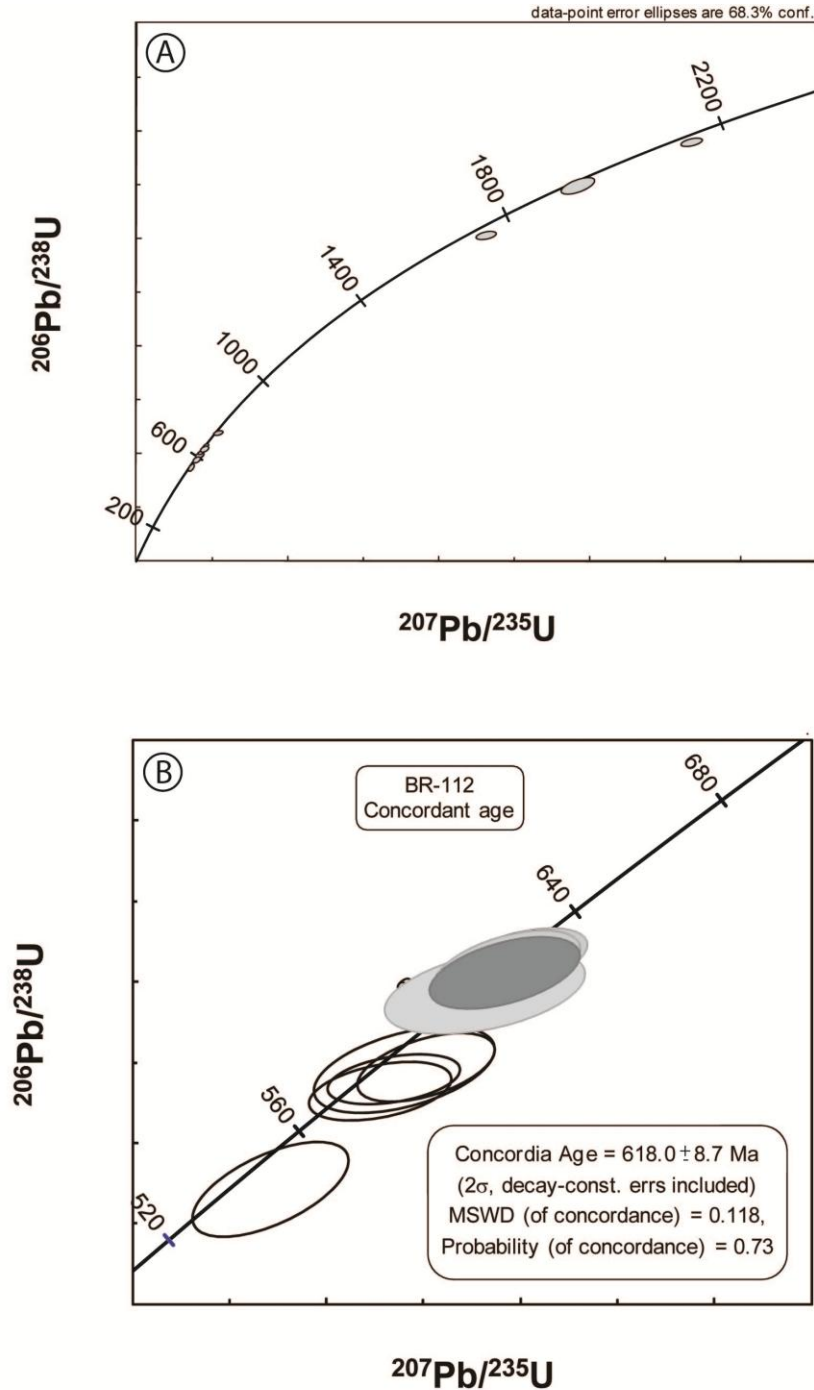


Figure 16 – Concordia diagrams. A- Results of all analyzed zircons from the sample BR-112. B- The grey ellipse represents the Concordia age of 618 ± 8.7 Ma.

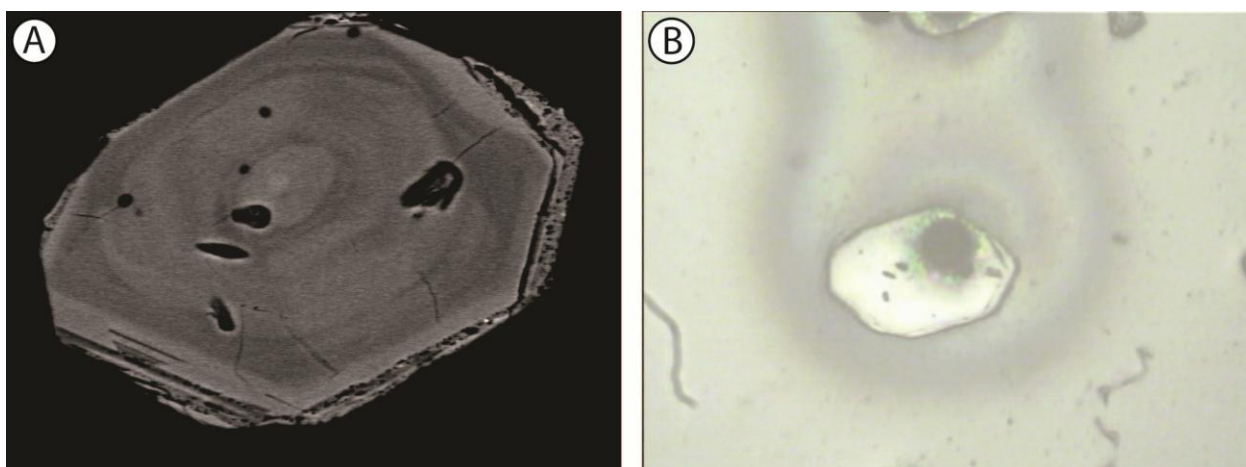


Figure 17 – Analyzed zircon crystal of the BR-112 sample. A – BSE image showing the euhedral prismatic shape. B- Photomicrograph of the zircon crystal showing the analyzed point.

8. Conclusions

The stratigraphic relationships obtained during the geological mapping indicate the emplacement of diabase and lamprophyres as further to development of the metamorphism of the Brusque Metamorphic Complex. This relationship is also confirmed by the concordant age of 618 ± 8.7 Ma obtained by U-Pb method on zircon of the Barra do Areia diabase. This value is close to that calculated by Silva *et al.* (2002) for the possible age of opening of the Itajaí basin, around 643 ± 12 Ma and volcanism, around 606 ± 8 Ma. This hypothesis also justified by the existence of fauna Ediacarian in the substrates of the Itajaí Basin (Da Rosa 2005). It was also emphasizing the presence of inherited zircons, older than 1800 Ma, indicating the involvement of old lithospheric crust in its genesis. The geochemical data shows a toleitic composition for the diabase and shoshonitic composition for the lamprophyre, with great similarity of the the basic rocks of the Camaquã Basin. The diabase studied rocks have variable enrichment in LILE elements and light REE, besides the La_N/Sm_N and La_N/Lu_N ratios, indicate the magmas were generated from an enriched mantle source. In these diagrams, it is possible to observe positive anomaly of incompatible elements such as Cs, Ba, Rb and K and negative anomalies of compatible elements such as U, Th, Nb and Ta, which is a strong indication of the involvement of crustal component in the genesis of these magmas. This assertion is supported by Th/Yb for Ta/Yb ratios showing varying degrees of enrichment intraplateau component and secondarily by subduction related fluids. The positioning of diabase in bivariate diagrams of tectonic-magmatic discrimination indicates

sources similar to basalts of intraplate tectonic environment. The widely different values of $\epsilon\text{Nd}_{(618)}$ between +5.52 and -13.74 highlight the heterogeneity of the source and support the hypothesis of involvement of crustal material in the genesis of magmas. These characteristics have indicated that the dikes studied were generated from a heterogeneous mantle source and enriched with the presence of garnet and rutile in the residue, heavily contaminated by lithospheric crust. In the case of lamprophyre, the crustal component must be related to mantle contamination by crustal assimilation during the Brasiliano cycle, probably due to contamination during magma ascent and positioning of the continental crust, in a post-collisional period. The most distinctive character of the lamprophyres is the negative Eu anomalies point to their generation through fractional crystallization processes. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values obtained and the variable from negative to positive value of $\epsilon\text{Nd}_{(618)}$ highlights the involvement of crust in the genesis of these magma, which probably should occur by effect of fluids related to subduction and subordinate by crustal contamination during differentiation and positioning of these bodies.

The data analysis goal of the first age magmatic processes related to post-collisional period of Brasiliano Cycle in this region of the Santa Catarina Shield in 618 ± 8.7 Ma and is represented by intermediate to basic dykes that occur in the region of Botuverá (SC).

9. References

- Basei, M.A.S., 1985. O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. Phd thesis, Universidade de São Paulo.
- 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, DNPM/CPRM Florianópolis, Brazil, 91-130.
- Basei, M.A.S., 1990. O Grupo Brusque: uma evolução monocíclica. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, Brazil, 6, 2649-2657.
- Basei, M.A.S., McCreath, I., Siga Jr., O., 1998. The Santa Catarina Granulite Complex of southern Brazil: A review. *Gondwana Research*, 1, 383-391.
- Basei, M.A.S., Grasso, C.B., Vlach, S.R.F., Nutman, A., Siga Jr., O., Osako, L.S., 2008. "A"-type rift-related granite and the lower cryogenian age for the beginning of the brusque belt basin, dom feliciano belt, southern brazil. In: VI South American Symposium on Isotope Geology San Carlos, Bariloche, Argentina.
- Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 1993. Late- to post-collisional Brasiliano in Southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65, 3-16.

- Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 186-189.
- Bitencourt, M.F., Philipp, R.P.; Dilemburg, S.R.; Lisboa, N.A.; Porcher, C.C. 2000. Projeto Camboriú – Mapa Geológico 1:25.000 das folhas Camboriú e parte sul da Folha Itajaí. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, unpublished.
- Caldasso, A. L. S., Krebs, A. S. J., Silva, M. A. S., 1995. Folha SG.22-Z-D-I-2, Botuverá. Escala 1:50.000, CPRM, Brasília. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.
- Campos, R. S., Philipp, R. P., 2007. Petrografia e Geoquímica das Rochas Metavulcânicas Máficas e Ultramáficas da Região da Serra da Miséria/SC. *Revista Brasileira de Geociências*, 3, 63-75.
- Campos, R. S., Philipp, R. P., Chemale, Jr F., Massone, H-J., Theye, T., 2010a. Petrology and Isotope Geology of the Mafic and Ultramafic Metavolcanic Rocks of the Brusque Metamorphic Complex, Itapema, Santa Catarina, Southern Brazil. *International Geology Review*. Submitted.
- Campos, R. S., Philipp, R. P., Chemale, Jr F., Massone, H-J., Theye, T., 2010b. Petrology and Isotope Geology of the Mafic and Ultramafic Metavolcanic Rocks of the Brusque Metamorphic Complex, Botuverá Region, Santa Catarina, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. Submitted.
- Chemalle Jr., F., 2007. Tectonic evolution of Neoproterozoic to Eopaleozoic belts in the Southern Brazil and Southern Africa. *In: 1 Workshop problems in the western Gondwana geology*, Gramado, RS. Extended Abstracts, 1, 22-25.
- Cordani, U.G., Basei, M.A.S., Siga JR, O., Nutman, A., 1999. Idades U-Pb (SHRIMP) de rochas vulcânicas das Bacias de Campo Alegre, Itajaí e Castro (SC e PR). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 71, 835-857.
- Cox, K. G., Bell, J. D., Pankhurst, R. J., 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin, 464 p.
- Da Rosa, A. A. A., Paim, P. S. G., Chemale, Jr. F., Zucatti, A. L., Girardi, R. V., 1997. The "state-of-art" of the Cambrian Itajaí Basin (Southern Brazil). *In: 18Th IAS Regional European Meeting of Sedimentology*, Heidelberg, Germany, 112 p.
- Da Rosa, A.L.Z., 2005. Evidências de vida no Ediacarano Inferior da Bacia do Itajaí, SC. Phd thesis, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, Brazil, 56 p.
- DePaolo, D. J., and Wasserburg, G. J., 1976a. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letter*, 3, 249-52.

- Florisbal, L.M., Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F., Betiollo, L. M., 2005. Geoquímica das rochas máficas toleíticas da Suíte pós-colisional Paulo Lopes, Neoproterozóico do sul do Brasil. *Pesquisas* 32, 69-79.
- Goldstein, S. L., Jacobsen, S. B. 1988. Neodymium and strontium systematics of river water suspended material: Implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 87,249-265.
- Guadagnin, F., Chemale Jr., F., Dussin, I. A., Jelinek, A. R., dos Santos, M. N., Borba, M. L., Justino, D., Bertotti, A. L., Alessandretti, L., 2010. Depositional age and provenance of the Itajaí Basin, Santa Catarina State, Brazil: Implications for SW Gondwana correlation. *Precambrian Research*, 180, 156-182.
- Hartmann, L.A., Silva, L.C., Orlandi, V., 1979b. O Complexo Granulítico de Santa Catarina: descrição e implicações genéticas. *Acta Geologica Leopoldensia*, 6, 93-112.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., Vasconcellos, M.A.Z., Silva, L.C., 2000. Ion Microprobe (SHRIMP) dates complex granulite from Santa Catarina, southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 72, 559-572.
- Hartmann, L.A., Bitencourt, M.F., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., Rivera, C.B., Betiollo, 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.
- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523–548.
- Le Maitre, R. W. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the IUGS Commission on the Systematics of Igneous Rocks.* Oxford: Blackwell.
- Liew, T. C., Hofmann, A. W., 1988. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of Central Europe: indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contributions Mineralogy Petrology*, 98, 129-138.
- Lima, E.F., Nardi, L.V.S. 1998. The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in the southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 67–77.
- Meschede, M., 1986., A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chemical Geology* 56, 207–218.
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews* 37, 215–224.

- Nardi, L.V.S., Lima E.F., 2000. O magmatismo Shoshonítico e Alcalino da Bacia do Camaquã – RS. In: De Ros, L.F., and Holz, M., (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*, Porto Alegre: CIGO/UFRGS, 119–131.
- Netto, R. G., Zucatti Da Rosa, A. L., 1997. Registro icnofossilífero da Bacia do Itajaí, SC: Uma primeira visão. *Congresso Brasileiro de Paleontologia*, 15, p. 136.
- Oythantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Layer, P., 2010. The Sierra Ballena Shear Zone in the southernmost Dom Feliciano Belt (Uruguay): evolution, Kinematics, and deformation conditions. *International Journal Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 99, 1227-1246.
- Oythantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnyakov, S., Layer, P., 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society London*, 166, 1075-1084.
- Paim, P.S.G., Leipnitz, I., Rosa, A.L.Z., Rosa, A.A.S., 1997. Preliminary report on the occurrence of *Chancelloria* sp. in the Itajaí basin, southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 27, 303-308.
- Paim, P. S. G., Chemale Jr., F., Lopes, R. C., 2000a. A Bacia do Camaquã. In: De Ros, L.F., and Holz, M., (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*, Porto Alegre: CIGO/UFRGS, 231-274.
- Pearce, J. A., Norry, M. J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69, 33–47.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (ed.), *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley & Sons, Chichester, U.K., 525-548.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., & Norry, M.J. (eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Press, Nantwich, U.K., 230-249.
- Peccerillo, A., Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.
- Philipp, R.P., 1998. A Evolução Geológica e Tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. Phd Thesis, Universidade de São Paulo.
- Philipp, R.P., Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F., 2000. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: De Ros, L.F., and Holz, M., (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*, Porto Alegre: CIGO/UFRGS, 133-160.
- Philipp, R.P., Mallmann, G., Prado, M., Silva, M.M.A., Souza, E.R., Souza, M. M. A., Wild, F., Arendt, 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, VIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos and II International Symposium on Tectonics of Brazilian Geological Society, Recife, Brazil, 93-97.

Philipp, R.P., Machado, R., Nardi, L.V.S., Lafon, J.M., 2002. O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32, 277-290.

Philipp, R. P., Machado, R., Chemale, Jr., F. 2003. Reavaliação e novos dados geocronológicos sobre o Batólito Pelotas: implicações petrogenéticas e idade das zonas de cisalhamento. *Boletim IG-USP. Série Científica*, São Paulo, 3, 71-84.

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, 21-34.

Philipp, R. P., Machado, R., 2005. The Neoproterozoic to Cambrian granitic magmatism of Pelotas Batholith, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Londres, 19, 461-478.

Philipp, R.P., Campos, R.S., 2010. Granitos peraluminosos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque: registro do magmatismo relacionado a colisão Neoproterozóica no Terreno Tijucas, Itapema, SC. *Revista Brasileira de Geociências*, 40, 301-318.

Philipp, R. P., Massonne, H. J., Teye, T., Campos, R. S., 2010. Neoproterozoic Th-U-Pb monazite ages from metapelites of Brusque Metamorphic Complex, Tijucas Terrane, Dom Feliciano belt, SC, southern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, submitted.

Philipp, R.P., Massonne, H.J., Teye, T., Campos, R.S., 2011. Neoproterozoic Th-U-Pb monazite ages from metapelites of Brusque Metamorphic Complex, Tijucas Terrane, Dom Feliciano belt, SC, southern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, submitted.

Rostirolla, S.P., Ahrendt, A., Soares, P.C., Carmignani, L., 1999. Basin analysis and mineral endowment of the Proterozoic Itajaí Basin, south-east Brazil. *Basin Research* 11, 127-142.

Sander, A., 1992. Petrologia e Litoquímica de uma parcela da Seqüência Vulcano-Sedimentar do Complexo Metamórfico Brusque na região do Ribeirão do Ouro, SC. Phd Thesys, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Silva, L.C., Armstrong, R., Pimentel, M.M., Scandorala, J., Ramgrab, G., Wildner, W., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Rizzoto, G., Quadros, M.L.E.S., Sander, A., Rosa, A.L.Z., 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-Cambrianos brasileiros com base em novos dados U/Pb SHRIMP parte III: Províncias Borborema,

- Mantiqueira meridional e Rio Negro-Juruena. *Revista Brasileira de Geociências* 32, 529-544.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., 1999. Evolução do vulcanismo alcalino na porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito – RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 29, 245–254.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Figueiredo, A.M.G., Pierosan, R., 2005. Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada plateau, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 18, 237-254.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D., Waichel, B.L., 2006. The evolution of Neoproterozoic magmatism in southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic, alkaline volcanism in post-collisional basins. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78, 573–589.
- Sun S.S., 1982. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. *Geochemical et Cosmochemical Acta*, 46, 179-192.
- Tickyj, H., Hartmann, L.A.; Vasconcellos, M.A.Z.; Philipp, R.P., Remus, M.V.D., 2004. Electron microprobe dating of monazite substantiates ages of major geological events in the southern Brazilian shield. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 699-713.
- Waichel, B.L., 1998. Caracterização Geoquímica das Rochas Vulcânicas da Bacia de Campo Alegre, SC. Msc Thesys. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Waichel, B.L., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Sommer, C.A., 2000. The Alkaline Post-Collisional Volcanism of Campo Alegre Basin in Southern Brazil: Petrogenetic Aspects. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 393–396.
- Wildner, W., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Sommer, C.A., 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 261–283.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrology*. London, Unwin and Hyman, 466p.
- 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.
- Yamamoto M. T., Basei, M. A. S., 2009. Geoquímica isotópica e idade U-Pb em zircão do magmatismo básico do grupo Brusque no estado de Santa Catarina-SC. In: Simpósio 45 Anos de Geocronologia no Brasil, USP, 328-330.

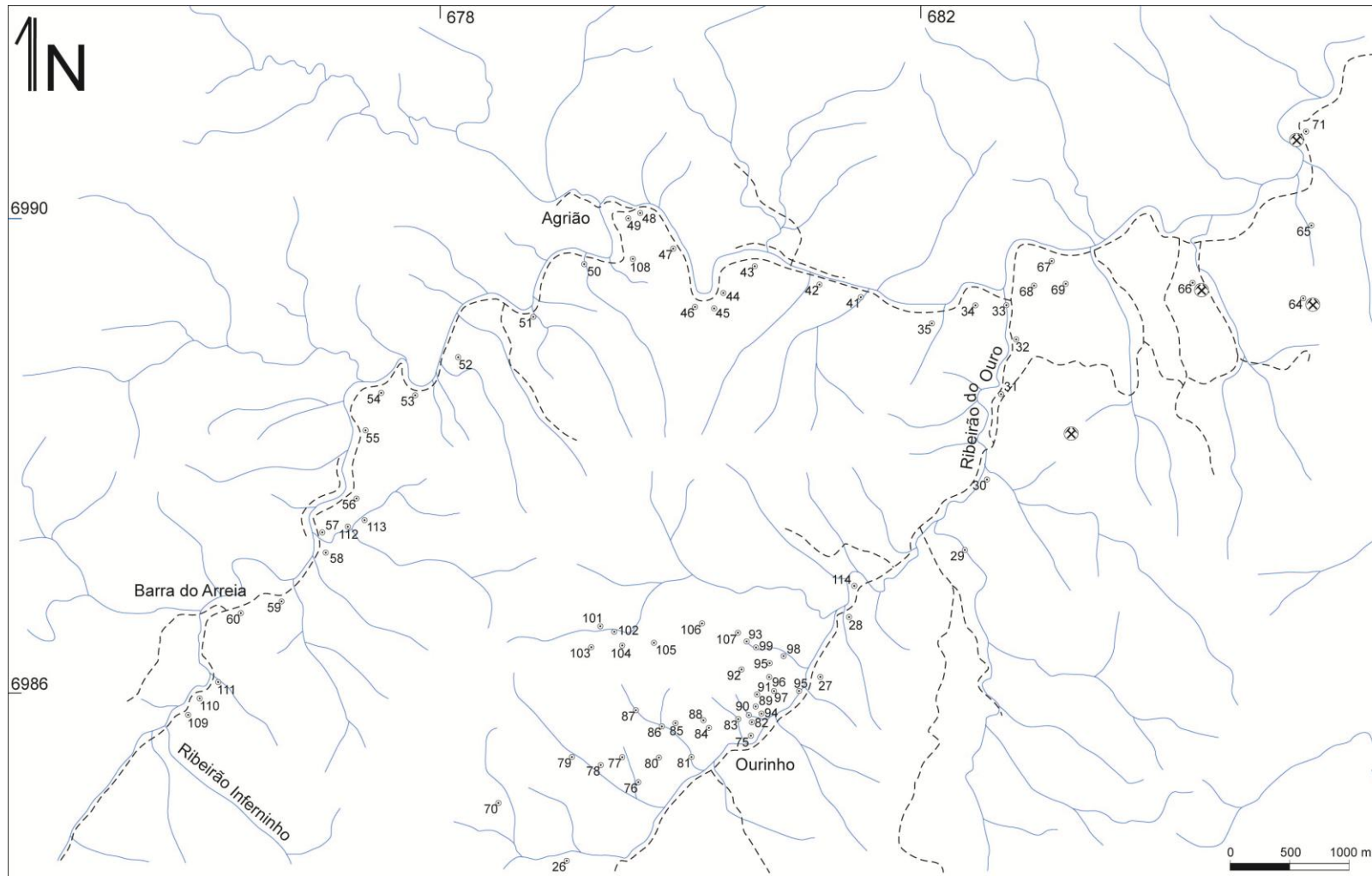
Acknowledgments

Authors thank Jacira Anton Vargas review by the full translation of this article, CNPq (Processes 140653/2007-4 and 473847/2006-0) for financial support which enabled the completion of field work and lab productivity and the fellowship of the Ruy Paulo Philipp. We are graithfull to anonymous reviewers of this journal for critic, discussion and suggestions.

4. ANEXOS



Anexo I: Mapa topográfico com localização das amostras estudadas em Itapema. À esquerda região do Sertão do Valongo e acima Meia Praia e Costão de Itapema. Siglas: BR-amostras coletadas durante este trabalho, PCA e PCB- amostras coletadas durante o Projeto Camboriú UFRGS 2000. Fonte DSG 1976 Folha Camboriú 1:50000.



Anexo II: Mapa de estradas e drenagens com localização das amostras estudadas na região de Botuverá. Fonte CPRM Folha SG-2-Z-D-I-2 escala 1:50000. Simbologia: \odot - ponto investigado \otimes - mina de mármore.

