

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



**GEOLOGIA E PETROLOGIA DOS DIABÁSIOS DA FORMAÇÃO SERRA
GERAL NO CERRO DO CORONEL, RIO PARDO, RS.**

CARLA CECÍLIA TREIB SARMENTO

ORIENTADORES

Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima

SUPERVISOR

Prof. Dr. Nelson Amoretti Lisboa

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi

Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

COMISSÃO DOS PROJETOS TEMÁTICOS

Prof. Dr^a. Andrea Ritter Jelinek

Prof. Dr. Rualdo Menegat

Prof. Dr. Marcus V. D. Remus

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Geólogo.

Porto Alegre, dezembro/2010.

...aos que não acreditam no Destino.

AGRADECIMENTOS

Meus sinceros agradecimentos aos meus orientadores Carlos Augusto Sommer e Evandro Fernandes de Lima pela dedicação e paciência e ao Prof. Nelson Amoretti Lisboa, pela sua experiência e conhecimento sobre a área do Cerro do Coronel.

Agradeço também ao Vinícius Matté, por coletar praticamente todas as amostras na etapa de campo, ao Diego Skieresz de Oliveira pelo mapa geológico e ao Felipe Leitzke, pela grande ajuda no *Abstract*.

E, Por fim, meus agradecimentos à Universidade Federal do Rio Grande do Sul e aos seus professores pelo ensino público e de qualidade.

RESUMO

O Cerro do Coronel possui aproximadamente 12,4 km² e situa-se no limite do Escudo Sul-Rio-Grandense com a Bacia do Paraná, a sudeste da cidade de Pantano Grande, RS. É caracterizado por uma soleira de diabásio, estratigraficamente vinculada a Formação Serra Geral (FSG). Este corpo intrude concordantemente as rochas sedimentares das Formações Rio Bonito e Irati, as quais fazem contato por falhamento N70E. Este conjunto de unidades define geomorfologicamente um morro testemunho denominado bismálito. O corpo de diabásio foi dividido, em decorrência da falha NE, em blocos norte e sul. O bloco norte foi abatido em relação ao bloco sul e tem uma maior espessura (cerca de 180m), expondo a base e topo do corpo intrusivo. O bloco sul tem pouca espessura (aproximadamente 30m) e expõe principalmente a base da soleira. Disjunções colunares são observadas em praticamente todo o corpo, sendo em algumas porções afetadas por forte fraturamento NE e NW. A pequena variação faciológica é caracterizada por termos equigranulares finos a muito finos e raramente porfiríticos. Texturalmente os diabásios apresentam o predomínio da textura intergranular e são constituídos essencialmente por plagioclásio, augita, minerais opacos como minerais primários e mesóstase como etapa final da cristalização. Os dados geoquímicos indicam que as rochas apresentam composição intermediária e afinidade toleítica, cuja evolução deu-se por mecanismos de cristalização fracionada. As características dos elementos maiores, traços e ETR são compatíveis com as apresentadas para magmatismo vinculados a grandes províncias toleíticas continentais. De acordo com dados geoquímicos e estratigráficos, sugere-se que os diabásios do Cerro Coronel sejam correlacionáveis ao magma tipo Esmeralda, vinculado ao magmatismo do tipo baixo-Ti da Formação Serra Geral.

Palavras-chave: Bismálito. Formação Serra Geral. Rochas hipabissais básicas-intermediárias. Magmas-Tipo.

ABSTRACT

The Cerro do Coronel owns approximately 12.4 km² and is situated on the edge of the Sul-Rio-Grandense Shield with the Parana Basin, southeast of the Pantano Grande City, RS. It is characterized by a diabase sill, stratigraphically linked to the Serra Geral Formation (SGF). This body concordantly intrudes sedimentary rocks of the Rio Bonito and Irati Formations, which make contact by N70E faulting. This set of units defines geomorphologically a monadnock called bismalith. The diabase body was split, due to NE fault, in blocks north and south. The northern block was shot down over the southern block and has a greater thickness (about 180m), exposing the base and top of the intrusive body. The southern block is thin (approximately 30m) and exposes mainly the base of the sill. Columnar jointings are observed in practically the whole body, and in some portions is affected by strong NE and NW fracturing. The small facies variation is characterized by terms equigranular fine to very fine and rarely porphyritic. Texturally, the diabase shows the dominance of intergranular texture and are composed mainly of plagioclase, augite, opaque minerals as primary minerals and mesostasis as the final crystallization stage. The geochemical data indicate that the rocks have tholeiitic affinity and intermediate composition, whose evolution was by fractional crystallization mechanisms. The characteristics of major, trace and REE elements are compatible with those presented for magmatism linked to major continental tholeiitic provinces. According to geochemical and stratigraphic data it is suggested that the diabase Cerro Coronel are correlated to the Esmeralda magma type, linked to the Serra Geral magmatic type low-Ti.

Keywords: Bismalith. Serra Geral Formation. Basic-intermediate hipabissais rocks. Magmas-Type.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	10
1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA	11
1.3 HIPÓTESE	13
1.4 OBJETIVOS	13
2 ESTADO DA ARTE	14
2.1 PROVÍNCIAS BASÁLTICAS CONTINENTAIS.....	14
2.2 FORMAÇÃO SERRA GERAL	15
2.3 SOLEIRAS (SILLS) E INTRUSÕES HIPABISSAIS RELACIONADAS À FORMAÇÃO SERRA GERAL	17
3 METODOLOGIA	24
3.1 ETAPA DE ESCRITÓRIO	24
3.1.1 Levantamento Bibliográfico	24
3.1.2 Aquisição de Mapas e Imagens	24
3.1.3 Edição de figuras, Tabelas, Confecção do Trabalho Final	25
3.2 ETAPA DE CAMPO	25
3.3 ETAPA DE LABORATÓRIO.....	26
3.3.1 Petrografia.....	26
3.3.2 Geoquímica	27
3.3.3 Confecção de Mapa Geológico Digital do Terreno	28
4 GEOLOGIA DO DIABÁSIO DO CERRO DO CORONEL	29
5 ASPECTOS PETROGRÁFICOS DOS DIABÁSIOS DO CERRO DO CORONEL 36	
5.1 TEXTURAS	36
5.2 MINERALOGIA	38
5.2.1 Plagioclásio	38
5.2.2 Piroxênio	39
5.2.3 Quartzo.....	39
5.2.4 Minerais Opacos	40
5.2.5 Apatita	40
5.2.6 Mesóstase	40
5.3 COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA	41
6 LITOGEOQUÍMICA DOS DIABÁSIOS DO CERRO CORONEL	43
6.1 CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA: ELEMENTOS MAIORES, TRAÇOS E TERRAS RARAS (ETR).....	43
6.2 MAGMA TIPO DA ÁREA DE ESTUDO: VINCULAÇÃO AO MAGMATISMO DA FORMAÇÃO SERRA GERAL	56
7 CONSIDERAÇÕES FINAIS	58
REFERÊNCIAS	60

LISTA DE FIGURAS:

- Figura 1 - Mapa Geológico simplificado da Bacia do Paraná e abaixo o mapa de localização da área de estudo destacada em verde. Fonte: Waichel (2005) 12
- Figura 2 - Mapa da localização da Formação Serra Geral, abrangendo todo o sul e parte do sudeste do Brasil, além da porção ocidental do Uruguai, nordeste da Argentina e leste do Paraguai). Legenda: 1 – Rochas básicas; 2 – Rochas ácidas da Formação Serra Geral. 15
- Figura 3 - Figura esquemática mostrando diversos tipos de estruturas relacionadas a intrusões de diabásio e suas geometrias na Bacia do Paraná. Simplificado de Zalán et al. (1986). Legenda: Verde escuro - derrames; Verde claro – rochas intrusivas; Vermelho – embasamento cristalino; Demais cores – rochas sedimentares da Bacia do Paraná; 1 – Estrutura do tipo Lacólito; 2 – *Sea-gull Structure*; 3 – Bismálito formando *horst*, com estruturas do tipo apófise nas laterais; 4 – Intrusão provocando flexuras na rocha encaixante; 5 – Dique; 6 - *Sill Jump*; 7 – Domo associado à lacólito. Fonte: Machado (2005). 19
- Figura 4 – Vista panorâmica da porção nordeste do Cerro do Coronel. 29
- Figura 5 - Figura esquemática mostrando um bismálito formando Graben e Horst. Modificado de Machado (2005). 30
- Figura 6 – Visão da porção sudoeste do Cerro do Coronel. Em destaque com a linha pontilhada o contato do diabásio acima com as rochas da Formação Rio Bonito abaixo. 31
- Figura 7 - A: Siltito com feições de silicificação e afetado por falhamentos ; B – Siltito subhorizontal intercalado com pelitos carbonosos. 31
- Figura 8 – Possíveis eventos geológicos ocorridos na área do Cerro do Coronel: 1) Deposição das Formações Rio Bonito e Irati; 2) Falhamento segundo N70E, com bloco sudeste soergido e bloco nordeste abatido; 3) Continuação da sedimentação e intrusão do diabásio, recobrando as duas formações; 4) Reativação da falha N70E e de outras direções de deslocamento e fragmentação do diabásio; 5) Erosão da sedimentação sobre o diabásio e exposição de todas as unidades mencionadas, inclusive o embasamento, destacando-se o atual Cerro do Coronel. Modificado de Eick *et. al.* (1984). 33
- Figura 9 - A e B: Intenso fraturamento subvertical em duas direções visto em planta e em perfil respectivamente; C: Poligonais alongadas e D: Disjunções colunares clássicas. 34
- Figura 10 – Mapa Geológico da área investigada mostrando em detalhe o diabásio em verde. 35
- Figura 11 - (A e B): Amostras do diabásio holocristalina e com granulação fina; (C) Bolsão pegmatóide em contato com diabásio de granulação típica. (D) Porção pegmatóide em detalhe mostrando os cristais de piroxênio e plagioclásio. 37
- Figura 12 – Fotomicrografias mostrando: (A) Textura intergranular, onde cristais ripiformes de plagioclásio apresentam cristais intersticiais de clinopiroxênio amarronado, além de minerais opacos. LN; (B) Cristal de plagioclásio com intercrescimento micrográfico nas bordas. LP; (C) Textura coronítica em cristal de augita formada por uralitização. LP; (D) Mesóstase nos interstícios entre os cristais de plagioclásio e piroxênio. LN; Leve diminuição da granulação da base do corpo de diabásio (F) para o topo (E). LP. 42

Figura 13 – Diagrama de nomenclatura das rochas intrusivas do Cerro Coronel plotados segundo o esquema TAS (LE BAS; et. al., 1986). A linha tracejada separa os campos dos alcalinos e toleíticos (IRVINE; BARAGAR, 1971). Legenda: cruces – Bloco norte; círculos – Bloco Sul.	44
Figura 14 - Diagrama Nb/Y versus ZrTiO ₂ (WINCHESTER; FLOYD, 1977) para classificação das rochas hipabissais do Cerro do Coronel. Legenda: cruces – Bloco norte; círculos – Bloco Sul.....	44
Figura 15 - Diagrama de classificação FeOt/MgO x SiO ₂ de Miyashiro da rocha estudada. Legenda: cruces – bloco norte; círculos – bloco sul.	46
Figura 16 - Diagrama do tipo A (Na ₂ O + K ₂ O) - F (Fe ₂ O ₃) – M (MgO) do corpo de diabásio estudado, com linha divisória entre os campos segundo Irvine e Baragar (1971). Legenda: cruces – bloco norte; círculos – bloco sul.....	46
Figura 17 - Amostras do diabásio Cerro Coronel plotados no diagrama de classificação de Jensen (1976). Legenda: círculos – sul; cruces – norte.....	47
Figura 18 - Diagrama de variação de elementos maiores (%) em função do MgO (%) do corpo investigado. Legenda: cruces – bloco norte; círculos – bloco sul.....	49
Figura 19 - Diagrama de variação de elementos traço (ppm) em função do MgO (%) do corpo de diabásio. Legenda: cruces – bloco norte; círculos – bloco sul.....	50
Figura 20 - Padrões de abundância dos elementos terras raras, normalizados em relação ao condrito (THOMPSON, 1982). Legenda: cruces – bloco norte; círculos – bloco sul.....	52
Figura 21 - Padrões de abundância dos elementos terras raras, normalizados em relação ao MORB (PEARCE, 1983). Legenda: cruces – bloco norte; círculos – bloco sul.....	53
Figura 22 - Padrão de distribuição dos elementos terras raras dos diabásios do Cerro Coronel normalizadas pelo padrão condrítico (NAKAMURA, 1974). Legenda: cruces – bloco norte; círculos – bloco sul.....	53
Figura 23 - – Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos: (a) Zr x Zr/Y (PEARCE; CANN, 1973); (b) MgO x FeOt x Al ₂ O ₃ (PEARCE et al., 1977). Legenda: cruces – bloco norte; círculos – bloco sul.....	54
Figura 24 - Diagramas Zr/Y x Ti/Zr (a), Ti/Zr x Sr (b) e Sr x SiO ₂ mostrando o comportamento das amostras coletadas na área investigada, com os campos dos magmas-tipo segundo Peate et al. (1992). Legenda: triângulos – bloco norte; círculos – bloco sul.....	57

LISTA DE TABELAS:

- Tabela 1 – Características principais da composição química dos diferentes magmas-tipo segundo a classificação de Peate *et al.* (1992).....16
- Tabela 2 – Resultados geoquímicos e norma cfw das amostras da área de estudo para elementos maiores, menores, traços e terras raras.....55

1 INTRODUÇÃO

A porção centro-sul da Placa Sul-Americana é constituída por várias províncias toleíticas continentais do Cretáceo Inferior (ALMEIDA; CARNEIRO, 1989), com destaque para o magmatismo da Província Paraná-Etendeka. Na América do Sul, especialmente no Brasil, concentra-se cerca de 90% desta província, sendo o restante localizado na África. No Brasil estes vulcanitos são reunidos e denominados estratigraficamente como Formação Serra Geral (FSG). Esta unidade abrange toda a região centro-sul do Brasil e se caracteriza por ser uma associação vulcânica bimodal, que representa um dos maiores conjuntos de derrames do planeta. A origem desta província está espacialmente e temporalmente associada à fragmentação do Gondwana e a abertura do Atlântico Sul durante o Cretáceo Inferior (WAICHEL, 2005). Além do imenso volume de lavas basálticas são também encontradas inúmeras soleiras localizadas a noroeste e sudeste do Estado de São Paulo, leste do Mato Grosso do Sul e norte do Paraná como as soleiras de Salto e de Reserva e diques, muitas vezes agrupados na forma de enxames, cujas ocorrências têm maior concentração no estado de Paraná (enxame de diques de Ponta Grossa), Santa Catarina (enxame de diques de Florianópolis), São Paulo e Rio de Janeiro (enxame de diques da Serra do Mar) e, finalmente, no Mato Grosso do Sul. Constata-se nestas rochas intrusivas a mesma tendência geoquímica relatada para os basaltos, com suítes alto e baixo-TiO₂. No Rio Grande do Sul a Formação Serra Geral é representada predominantemente por sucessivos fluxos de lava *pahoehoe* e subordinadamente do tipo *a'a'*, sendo as ocorrências de litotipos básicos intrusivos como os corpos hipabissais de composição picrítica a andesito basáltica do Complexo Básico Lomba Grande, localizado no município de Gravataí segundo (VIERO; ROISENBERG, 1992) e os sills de composição andesito basáltica e localizados nas regiões de Manoel Viana e Agudo de acordo com (RENNER; HARTMANN; WILDNER, 2008) menos frequentes do que nos estados acima mencionados. Neste contexto propõe-se investigar o diabásio do Cerro do Coronel, localizado na região do Vale do Rio Pardo (RS), para se identificar as relações de campo desta unidade, as características petrográficas e geoquímicas dos elementos maiores, traços e ETR. Esta iniciativa é justificada pela exposição significativa da soleira do Cerro do Coronel e pela ausência de trabalhos geológicos específicos que

permitam comparar outros litotipos intrusivos e extrusivos da Formação Serra Geral. Embora estas rochas hipabissais apresentem composições químicas intermediárias e não estritamente básicas, optou-se por manter esta denominação pelas características geológicas (corpo hipabissal) e petrográficas (texturas e mineralogia) observadas nas rochas estudadas.

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA

O Cerro do Coronel localiza-se a sudeste da cidade de Pantano Grande, no Vale do Rio Pardo, RS, sendo delimitado pelas coordenadas 30°10'38" e 30°17'30" S e 52°16'41" e 52°12'20" W. Dentro do contexto geológico, o Cerro do Coronel situa-se limite do Escudo Sul-Rio-Grandense com a Bacia do Paraná como mostra a figura 1. Este corpo de diabásio se encontra estratigraficamente vinculado a Formação Serra Geral (FSG) intrudindo concordantemente as rochas sedimentares das Formações Rio Bonito e Irati, as quais fazem contato por falhamento N70E. Este conjunto de unidades define geomorfologicamente um morro testemunho denominado de bismálito, caracterizado como uma feição relacionada a uma intrusão concordante a diferentes unidades de rochas encaixantes, as quais foram colocadas lado a lado por falhamentos. Ao sul da área ocorrem dois morros testemunho com cotas mais baixas que o Cerro do Coronel, contendo no topo diabásio com pouca espessura e afetado por falhas (EICK; *et al.*, 1984).

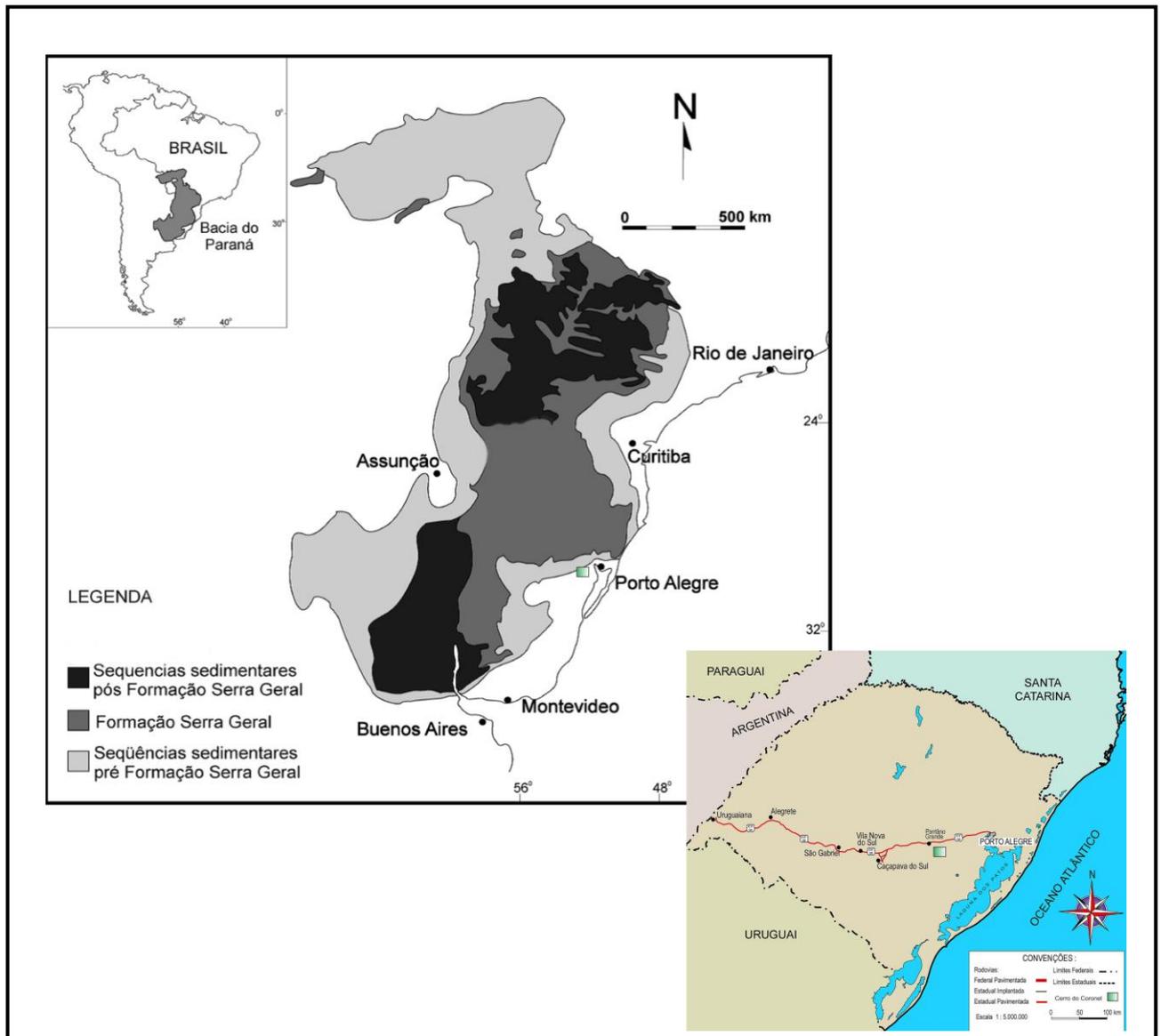


Figura 1 - Mapa Geológico simplificado da Bacia do Paraná e abaixo o mapa de localização da área de estudo destacada em verde. Fonte: Waichel (2005)

Apesar do importante acervo bibliográfico como Almeida (1986), Zalán *et al.*, (1985), Maniesi (1997) entre outros, sobre soleiras e diques de diabásio relacionadas à Formação Serra Geral, não foram registrados trabalhos sobre a área do projeto o que justifica a proposta de investigar as fácies petrográficas e os padrões geoquímicos que permitam construir um modelo evolutivo da rocha intrusiva estudada.

1.3 HIPÓTESE

A soleira de diabásio do Cerro do Coronel está relacionada à Formação Serra Geral, mas isto ocorre baseado apenas em dados e observações de campo e relações estratigráficas. Trabalhos de campo de detalhe, envolvendo a investigação do corpo intrusivo e estudos petrológicos e geoquímicos são praticamente inexistentes e, ao mesmo tempo, fundamentais na caracterização destas rochas hipoabissais e do magmatismo relacionado. A obtenção, a integração e a interpretação destes dados serão essenciais para o estudo correlativo entre as rochas intrusivas do Cerro do Coronel e o magmatismo básico da Formação Serra Geral.

1.4 OBJETIVOS

O presente trabalho tem como objetivo geral investigar a soleira de diabásio relacionado ao bismálito Cerro do Coronel. Para isso permeiam-se os seguintes objetivos específicos:

- a) realizar o mapeamento geológico de detalhe da soleira, investigando a relação deste corpo com as rochas encaixantes e geração de um mapa geológico que represente a distribuição espacial das rochas, com ênfase nas rochas hipabissais;
- b) descrição petrográfica de detalhe do diabásio, destacando-se estruturas, variações texturais e mineralógicas, de forma a permitir a individualização de prováveis fácies;
- c) caracterização geoquímica dos elementos maiores, traços e elementos terras raras do diabásio.

2 ESTADO DA ARTE

Neste capítulo será apresentada uma breve revisão temática envolvendo os seguintes temas: As Províncias Basálticas Continentais, a Formação Serra Geral e as soleiras e intrusões hipabissais relacionadas.

2.1 PROVÍNCIAS BASÁLTICAS CONTINENTAIS

As Províncias Basálticas Continentais (PBCs) resultam do derramamento de enormes volumes de lava em períodos de tempo relativamente curtos (SELF; *et al.*, 1998), através de fissuras na crosta continental, e têm afinidade predominantemente toleítica (COFFIN; ELDHOLM, 1992.). A maior parte das PBCs foi formada durante os períodos Mesozóico e Cenozóico e sua gênese tem sido motivo de grande debate na literatura internacional. Como resultados dessas investigações foram propostos diversos modelos que procuram explicar a origem dos derrames e das intrusões associadas. Segundo Kumagai e Kurita (2005), as PBCs estão relacionadas à superplumas sua relação com a formação e fragmentação de supercontinentes. Por outro lado, White e McKenzie (1995), propõem que a atividade ígnea estaria relacionada a processos distensivos, que poderiam evoluir para a abertura de oceanos, sendo que neste caso, a distensão da litosfera precederia o magmatismo, ocasionando alívio de pressão em regiões do manto anormalmente quentes.

A PBC Paraná-Etendeka está dividida em duas partes: uma encontra-se na Namíbia (África) e a outra, quase sua totalidade, na América do Sul com a denominação de Formação Serra Geral. (WHITE, 1908). Esta foi classificada por Hooper (2000) como uma Província de Basaltos de Platô Clássica, como também as Províncias do Deccan (Índia), Karoo (África do Sul), Columbia River (EUA) e Traps Siberianos (Rússia).

2.2 FORMAÇÃO SERRA GERAL

Esta formação é caracterizada por uma sequência de derrames com espessura máxima de 1.700 metros e ocorre a predominância de basaltos toleíticos, associados com riolitos, riodacitos e rochas básicas e ácidas intrusivas. A FSG, que está localizada na América do Sul, recobre uma área de 1.300.000 km² no Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai (figura 2). As rochas vulcânicas que compõe essa formação são interpretadas como reflexo do fenômeno que levou a separação dos continentes e como consequência a abertura do Atlântico Sul. (WAICHEL, 2005). O volume de magma estimado é próximo a 780 000 km³, contudo certamente este valor é muito maior, tendo, visto o processo erosivo fortemente atuante após o evento vulcânico. (GALLAGHER; *et al.*, 1994).



Figura 2 - Mapa da localização da Formação Serra Geral, abrangendo todo o sul e parte do sudeste do Brasil, além da porção ocidental do Uruguai, nordeste da Argentina e leste do Paraguai). Legenda: 1 – Rochas básicas; 2 – Rochas ácidas da Formação Serra Geral.

Fonte: Machado (2005)

Os pacotes de lavas depositaram-se sobre os arenitos da Formação Botucatu, cujo contato é discordante e abrupto, gerando muitas vezes *intertraps*, cuja origem está relacionada a uma pausa no evento vulcânico, ou até mesmo na penetração do magma, na forma de sills, nos sedimentos pré-vulcânicos. Já na parte norte da bacia, os derrames ocorrem sobre o embasamento cristalino, enquanto que na parte sul, na ausência do Arenito Botucatu, sobre os sedimentos lacustres e triássicos da Formação Santa Maria. (MACHADO, 2005).

Estudos químicos demonstram que os basaltos da FSG são toleíticos e estão divididos em dois grandes grupos com base no conteúdo de Titânio: As rochas básicas com baixa concentração em $TiO_2 < 2\%$ e elementos incompatíveis como Ba, La, Ce, Zr e Y ocorrem principalmente na região sul da Bacia do Paraná e são divididas em subgrupos denominados magmas-tipo. São estas fácies Gramado, Esmeralda e Ribeira enquanto que, as rochas básicas com alta concentração de $TiO_2 > 2\%$ e elementos incompatíveis são subdivididas em fácies Paranapanema, Pitanga e Urubici e predominam na região norte da bacia. Na região central, ambos os tipos de basaltos são encontrados associados em uma mesma sequência vulcânica (MELFI, 1988; PEATE; *et al.*, 1992). Os magmas são distintos com base na abundância e razão dos elementos maiores e traço. Os grupos e suas principais características são apresentados na tabela 1.

Magma Tipo	Características	TiO ₂	Ti/Y	Ti/Zr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i
Gramado	BTi/Y e Ti	0,7 – 1,9	< 310	< 60	0,7075-0,7167
Esmeralda	BTi/Y e Ti	1,1 – 2,3	< 310	> 60	0,7046-0,7086
Ribeira	ATi/Y e BTi	1,5 – 2,3	> 310	> 65	0,7055-0,7060
Paranapanema	ATi/Y e Ti	1,7 – 3,2	> 310	> 65	0,7055-0,7063
Pitanga	ATi/Y e Ti	> 2,9	> 350	> 60	0,7055-0,7060
Urubici	ATi/Y e Ti	> 3,3	> 500	> 57	0,7048-0,7065

Tabela 1 – Características principais da composição química dos diferentes magmas-tipo segundo a classificação de Peate *et al.*; (1992). Fonte: Lopes 2008.

A FSG pode ser estratigraficamente caracterizada como sendo constituída essencialmente por três litotipos facilmente reconhecíveis através de suas características petrográficas e geoquímicas, sendo eles: As Rochas basálticas e andesi-basálticas toleíticas, que ocorrem em praticamente toda a extensão da Bacia

do Paraná como litotipos maciços ou vesiculares, faneríticos finos a médios e com textura intergranular, pertencendo às fácies mencionadas anteriormente e as rochas riolíticas, que não chegam a atingir 3% do volume total das rochas da FSG. Estas estão distribuídas nas fácies Palmas (Caxias do Sul e Santa Maria) e Chapecó (Guarapuava e Ourinhos). As rochas ácidas do tipo Chapecó são concentradas no centro da Bacia do Paraná e são representadas por dacitos, riodacitos, quartzo latitos e riolitos, hipohialinos, porfiríticos a fortemente porfirítico. As rochas ácidas do tipo Palmas correspondem a riolitos e riodacitos, tipicamente afíricos, com estrutura “sal-e-pimenta”, hipohialinos a hemihialinos. De maneira geral, as rochas de composição ácida estão preferencialmente presentes nos estados de Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná. (BELLIENI; *et. al.* 1986; PICCIRILLO; *et. al.* 1988; NARDY 1995).

As datações do tipo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e dados paleomagnéticos, indicam que atividade vulcânica que deu origem aos derrames de lava da Formação Serra Geral ocorreram principalmente entre 133 e 132 Ma, sendo que as rochas mais jovens se encontram na porção norte da província, enquanto as mais antigas na porção sul mostrando, portanto que a evolução da atividade vulcânica se deu de sul para norte. A atividade ígnea ocorreu em um intervalo próximo a 3 milhões de anos (RENNE; *et al.* 1992, 1996; ERNESTO; *et al.* 1999).

2.3 SOLEIRAS (SILLS) E INTRUSÕES HIPABISSAIS RELACIONADAS À FORMAÇÃO SERRA GERAL

As soleiras estão em maioria encaixadas nos sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná e são relativamente comuns em toda sua extensão, embora sejam mais abundantes no limite leste (ALMEIDA 1986; ZALÁN; *et. al.*, 1985). As soleiras da FSG são relacionadas principalmente ao Cretáceo Inferior e contemporâneas à atividade vulcânica. Ocorrem principalmente intrudidas nos sedimentos paleozóicos em seus diferentes níveis estratigráficos e são condicionadas por fatores estratigráficos e tectônicos. O condicionamento estratigráfico é evidenciado pela existência de níveis preferenciais de intrusão, sendo em primeiro lugar a Formação Irati (em toda a bacia), a Formação Botucatu (em São Paulo e Rio Grande do Sul) e Formações Serra Alta e Terezina (Paraná e Santa Catarina). O condicionamento

tectônico é caracterizado pelas áreas em que o esforço máximo favorece as intrusões concordantes, enquanto que a formação de diques é facilitada quando o esforço vertical é maior que o horizontal. (SOARES, 1981).

As intrusões de rochas básicas toleíticas, associadas aos derrames da FSG, são fenômenos comuns na Bacia do Paraná. Utilizando dados de furos de sondagem e geofísicos, Zalán *et. al.* (1985) descreveram as principais estruturas na Bacia do Paraná relacionadas a esses corpos intrusivos, sendo estas destacadas na Figura 3 e descritas abaixo:

Soleira (*Sill*) – Trata-se de uma intrusão tabular concordante, ou seja, está posicionada paralelamente ou subparalelamente ao acamamento das rochas encaixantes;

Salto de Soleira (*Sill Jump*) – Dependendo da rocha encaixante e do volume do magma durante a intrusão do sill, o corpo pode mudar de nível estratigráfico através de porções inclinadas, que geralmente situam-se entre 10° até 40°;

Lacólito – Corpo intrusivo concordante e de grande espessura, possuindo geralmente a base plana e topo arqueado;

Bismálito – Tipo especial de lacólito, sendo que neste caso as rochas encaixantes acima das intrusões são soerguidas por meio de falhamentos, formando desta forma feições do tipo *horst*;

Estrutura Gaivota (*Sea-gull Structure*) – Desenvolve-se nos contatos de certos diques de diabásio com as rochas sedimentares encaixantes, provocando arqueamento dos estratos da rocha em direção ao dique;

Dique – Intrusão vertical ou subvertical concordante, muitas vezes encaixado em planos de falha das rochas encaixantes;

Apófise – São dobras e flexuras nas rochas encaixantes relacionadas a diques ou a topo de sills.

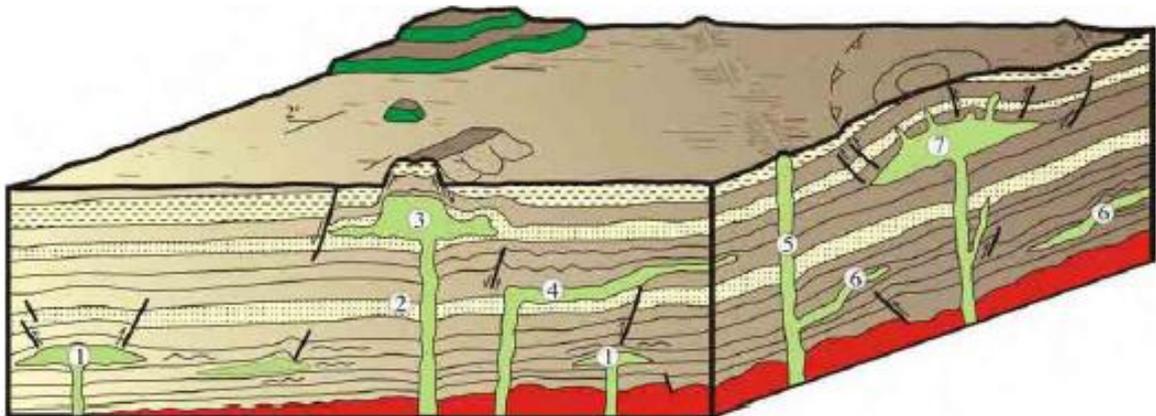


Figura 3 - Figura esquemática mostrando diversos tipos de estruturas relacionadas a intrusões de diabásio e suas geometrias na Bacia do Paraná. Simplificado de Zalán et al. (1986). Legenda: Verde escuro - derrames; Verde claro – rochas intrusivas; Vermelho – embasamento cristalino; Demais cores – rochas sedimentares da Bacia do Paraná; 1 – Estrutura do tipo Lacólito; 2 – *Sea-gull Structure*; 3 – Bismálito formando *horst*, com estruturas do tipo apófise nas laterais; 4 – Intrusão provocando flexuras na rocha encaixante; 5 – Dique; 6 - *Sill Jump*; 7 – Domo associado à lacólito. Fonte: Machado (2005).

Segundo Maniesi (1997), as soleiras de diabásio de Reserva e Salto do Itararé no Estado do Paraná posicionam-se na faixa de rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná. A soleira de Reserva insere-se em rochas sedimentares, representadas em sua porção basal por siltitos arenosos da Formação Palermo, a leste e a oeste da área mapeada e no centro com folhelhos e argilitos da Formação Irati. A soleira do Salto do Itararé encontra-se alojada nos arenitos, siltitos e folhelhos da Formação Rio Bonito (de idade permiana). Essas soleiras mostram ângulos de mergulho de 1-2 graus para oeste, exceto quando afetados falhamentos, nesse caso, os ângulos são acentuados. Os litotipos que compõe as soleiras são representados principalmente por basalto subalcalino seguido por lati-basalto, andesi-basalto, dacito e riolito. São caracterizadas petrograficamente como diabásio vitrofírico, olivina diabásio, pigeonita diabásio, diabásio granofírico e granófiro. Os dados químicos e petrográficos mostram que a cristalização fracionada foi o principal processo responsável de seus diversos litotipos, com exceção dos termos ácidos que são veios pegmatóides granofíricos e representam o líquido residual associado a fases minerais em desequilíbrio, incorporados por algum processo mecânico durante sua migração para zonas de mais baixa pressão. As rochas dessas soleiras exibem maior proximidade

composicional com os basaltos de alto titânio da região norte da Bacia do Paraná do que com os de baixo Ti da região sul.

Para Machado (2005), que estudou as rochas intrusivas básicas da borda leste da Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo, a maior parte das soleiras aflorantes na região estão encaixados nos siltitos, diamictitos e arenitos do Grupo Itararé (Supergrupo Tubarão). Contudo, os corpos superficialmente mais extensos, estão localizados no intervalo estratigráfico que compreende as rochas mecanicamente menos resistentes, sendo a porção superior do Supergrupo Tubarão (siltitos e diamictitos do Grupo Itararé e siltitos arenosos da Formação Tatuí), Formação Irati (principalmente os folhelhos do Membro Taquaral) e Formação Corumbataí (siltitos, argilitos e folhelhos). Além disso, também ocorrem, soleiras intrudidas nos arenitos síltico-argilosos da Formação Pirambóia, raramente chegando até a Formação Botucatu.

Quanto às espessuras das soleiras desta região, os dados obtidos através de métodos geofísicos, mostram valores da ordem de 250m em Cajuru, 100 a 200m em Cachoeira de Emas, 120m em Pirassununga, cerca de 80m em Iracemápolis, 230m em Cosmópolis, 280m em Paulínia e 300m em Tambaú (DAVINO *et. al.*, 1982).

Também foi verificada a presença de xenólitos de calcário nos corpos magmáticos intrusivos, provocado pelo fluxo do magma, onde grandes blocos da rocha encaixante são engolfados pela intrusão, provocando uma recristalização parcial ou total dos minerais constituintes. Deve-se ressaltar também que foram observados diques intrudidos em soleiras de diabásio. De maneira geral, a mineralogia destas rochas é composta por plagioclásio, piroxênio (augita e pigeonita), minerais opacos (magnetita e ilmenita) e matriz (vítrea ou microgranular).

Dados geoquímicos indicaram que as rochas apresentam natureza básica, afinidade toleítica e podem ser classificadas como pertencentes ao grupo de alto titânio (ATi). Além disso, as diferenças geoquímicas também indicam que as intrusivas pertencem aos subgrupos (magmas-tipo) Paranapanema (PAR) e Pitanga (PIT), mostrando que a distribuição destes magmas pela área estudada não se faz ao acaso. O tipo PAR ocorre nos sills da região de Campinas, enquanto que PIT nas regiões de Cajuru, Leme, e Iracemápolis. Para comparação geoquímica, os derrames próximos também foram investigados, onde se observou que as amostras coletadas nas regiões de Franca, Igarapava e Rifaina em São Paulo, e São Sebastião do Paraíso, em Minas Gerais, são pertencentes ao magma-tipo Urubici

(URU), já aquelas da região de Brotas e Ribeirão Preto são do tipo PIT. Contudo, as concentrações de Elementos terras raras, para as amostras representativas dos três magmas-tipo, mostraram que, embora as rochas intrusivas (PAR e PIT) e derrames (URU) possam ter uma mesma fonte mantélica, foram submetidas a processos de evolução magmática distintos.

Para Petersohn *et. al.* (2007) as soleiras encaixadas nas Formações Irati e Ponta Grossa na Bacia do Paraná nas regiões de Reserva, Prudentópolis, Irati, Rebouças e Ponta Grossa, são constituídas por rochas de composição básica a intermediária, variando de basaltos andesíticos a andesitos, lati-andesitos, latitos e um quartzo latito, compostas mineralogicamente por labradorita, augita, anfibólios, olivina ou quartzo, minerais opacos e apatita como acessório. Com relação à química mineral, os plagioclásios exibem composição variável de oligoclásio a bitownita, com predomínio de labradorita. No diagrama ternário (Or-Ab-An) componente Or (ortoclásio) é superior a 0,5% chegando ao máximo de 5%, condizente com a concentração de K_2O na rocha (0,42 a 3,75%). As análises químicas mostraram para os plagioclásios uma correlação negativa entre os componentes Na (anortita) e Or (ortoclásio), indicando o enriquecimento em K_2O nos líquidos magmáticos finais. Os piroxênios são classificados como cálcicos, variando entre alto cálcio em cristais de augita e baixo cálcio em cristais de pigeonita.

O membro Paso de Los Novillos, que faz parte da Formação Cuaró, esta por sua vez pertence à PBC Paraná-Etendeka, localiza-se a oeste do Uruguai e foi definido por como uma unidade cartográfica independente do magmatismo mesozóico do Uruguai. É formada por soleiras e filões de diabásio intrudidos em sedimentos gowduânicos. A petrografia é contituida de plagioclásio, sendo cerca de 45% do volume das rochas de composições de An_{35} a An_{50} nos cristais da matriz e apresentando fenocristais mais anortíticos. Os clinopiroxênios encontrados são augita e pigeonita, correspondem cerca de 24% do volume das rochas e formam textura intergranular com o plagioclásio. Ocorre também olivina constituindo aproximadamente 7% do volume das rochas, apatita sempre abundante e vidro em proporções muito baixas. É encontrada uma porção pegmatóide na parte central da soleira de maior extensão do membro. De acordo com as análises químicas da Formação Cuaró os corpos de diabásio apresentam relações de $Ti/Y > 300$ associando-o ao magmatismo de Alto Ti que, na bacia do Paraná, resulta num processo de pouca contaminação crustal, enquanto que as outras soleiras

apresentam relações de $Ti/Y < 300$ e valores de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ no campo da forte contaminação crustal (BOSSI; SCHIPILOV, 2007).

Segundo Viero e Roisenberg (1992), o Complexo básico de Lomba Grande, situado no município de Gravataí, RS é constituído por três corpos hipabissais de afinidade toleítica encaixados em rochas sedimentares das Formações Botucatu e Sanga do Cabral, designados de Olivina-Gabro, este correspondendo a 95% do volume total do complexo, Diabásio Envolvente e Diabásio Oriental. As características químicas do Olivina-Gabro mostram que são magmas relativamente primitivos com altos teores de MgO, Cr, Ni e Co e empobrecidos em elementos incompatíveis revelando afinidade com os basaltos do tipo P-MORB. As idades são da ordem de 160 Ma, representando, provavelmente uma das manifestações magmáticas mais precoces da Bacia do Paraná. Já o diabásio envolvente e o oriental são mais jovens (125 Ma) seus dados geoquímicos mostram similaridade com as vulcânicas básicas de Baixo-Ti da Bacia do Paraná.

Renner, Hartmann e Wildner (2008) compararam geoquimicamente as soleiras da Formação Gramado e Formação Caxias (região de Manoel Viana e Agudo, RS), na porção sul da FSG com as soleiras da porção leste e norte da Bacia do Paraná. Segundo os autores, as rochas estudadas no Rio Grande do Sul têm características químicas equivalentes à associação Baixo-Ti, enquanto que as rochas dos estados do Paraná, São Paulo e Goiás apresentam afinidades com a associação Alto-Ti. Os diagramas binários Sr versus SiO_2 das rochas do Rio Grande do Sul mostram uma bimodalidade dos magmas, pois apresentam grande variação de concentrações químicas sugerindo representar a evolução de um líquido o que indica que estas rochas são conjuntos magmáticos distintos.

A soleira de diabásio do Cerro do Coronel, localizada no Vale do Rio Pardo, Rio Grande do Sul, foi discutida por Eick *et al.*, (1984) como sendo relacionada à FSG devido a sua relação com as rochas sedimentares Gownduânicas às quais está capeando. Quando sobre a Formação Rio Bonito, o diabásio é da ordem de 30m de espessura e mostra-se descontínuo, seccionado por intemperismo e erosão, favorecido seletivamente por direções de falhamento. Apresenta-se bastante tectonizado, com diaclases orientadas segundo $N30^{\circ}E$ e $N40^{\circ}W$. Aflora como blocos e pequenos matacões ovóides. Mais raramente sob a forma de pequenas colunas prismáticas indicando disjunção vertical por resfriamento. Ocasionalmente apresenta importante recozimento sobre o folhelho sotoposto.

Quando sobre a Formação Irati, o diabásio é uma grande ocorrência que corresponde ao setor nordeste do Cerro do Coronel. É um espesso pacote concordante, de aproximadamente 180m de espessura. Não foram observados sinais de recozimento do sedimento sotoposto nos afloramentos estudados. Tal fato pode ser devido à cobertura coluvial na zona de contato. Petrograficamente as duas ocorrências de diabásio se assemelham. Trata-se de um diabásio de textura equigranular fina, passando a afanítica, de cor cinza escuro a preto.

3 METODOLOGIA

A metodologia empregada para a consecução dos objetivos específicos constou de três etapas, abaixo descritas.

3.1 ETAPA DE ESCRITÓRIO

Esta etapa foi composta pelos seguintes itens: Levantamento Bibliográfico, Aquisição de Mapas e Imagens e Edição de figuras, Tabelas, Confecção do Trabalho Final, que estão expostos a seguir.

3.1.1 Levantamento Bibliográfico

Foi realizado um levantamento bibliográfico relacionado com a área de estudo, com o objetivo de buscar dados relativos às descrições e interpretações das unidades presentes na área. Nesta etapa, foi adquirido informações acerca da geologia, petrografia e petrogênese das rochas que caracterizam a Província Magmática do Paraná. Também são levantadas bibliografias referentes aos estudos geoquímicos, e petrográficos das rochas relacionadas ao vulcanismo que se manifestou na forma de derrames e corpos intrusivos.

3.1.2 Aquisição de Mapas e Imagens

Esta etapa é também considerada uma etapa pré-campo. Primeiramente foi realizada a fotointerpretação da área estudada com fotografias aéreas de escala 1/60.000, visando separar os principais domínios litoestratigráficos e geomorfológicos.

Para a interpretação de fotografias aéreas é preciso a visualização de imagens com estereoscopia (3D). Para isso, é necessário um par de fotografias com superposição de 60% e um estereoscópio de espelhos. Uma das grandes vantagens

desse tipo de aparelho é permitir que o observador ajuste a distância pupilar entre as lentes, bem como ajuste a distância de visualização.

Também foram reunidas as cartas topográficas confeccionadas pelo exército com escala de 1/50.000 que abrangem a área estudada. Foram utilizadas as porções SE da carta Pantano Grande (folha SH.22-Y-B-I-1), SW da carta Minas do Leão (folha SH.22-Y-B-I-2), NE da carta Várzea do Capivarita (folha SH.22-Y-B-I-3) e NW da Quitéria (folha SH.22-Y-B-I-4). Foi confeccionado um mapa base para o trabalho de campo na escala de 1/25.000 a partir da junção de fotocópias com ampliação de 100% das cartas citadas acima.

3.1.3 Edição de figuras, Tabelas, Confeção do Trabalho Final

Esta etapa consistiu na organização os dados gerados em campo e nos laboratórios durante a realização do projeto, assim como a confecção e edição de figuras e tabelas, para sua interpretação e elaboração de conclusões visando como produto final à realização da monografia.

3.2 ETAPA DE CAMPO

Materiais utilizados para este trabalho de campo: Caderneta, GPS, mapas topográficos, escalímetro, bússola de geólogo, lupa de mão, martelo e marreta. Bem como sacos plásticos, caneta para retroprojeter e fita crepe para guardar e identificar as amostras coletadas e máquina fotográfica.

O trabalho de campo foi realizado durante os dias 27 a 30 de abril de 2010, que consistiu em mapear o corpo intrusivo através de perfis da base para o topo do mesmo. Foram marcados pontos de localização dos afloramentos com o auxílio de mapas topográficos e GPS para a obtenção de coordenadas UTM precisas. Além disso, a grande maioria dos afloramentos foi fotografada com o objetivo de registrar as estruturas e forma de jazimento destas rochas, e quando possível, a litologia encaixante.

Foram visitados 29 afloramentos na área do Cerro do Coronel no qual a grande maioria se concentrou no diabásio e o restante em afloramentos das rochas sedimentares encaixantes. Como a rocha intrusiva normalmente se encontra com baixo ou nenhum grau de intemperismo foi possível a coleta de amostras em todos os pontos adquiridos.

3.3 ETAPA DE LABORATÓRIO

A etapa de laboratório constituiu de preparação das amostras para petrografia e geoquímica, como também da confecção de um mapa geológico digital do terreno. Estes itens estão descritos abaixo.

3.3.1 Petrografia

A etapa de preparação de amostras foi executada no Laboratório de Apoio Analítico e Preparação de Amostras do CPGq (Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica – IG) da UFRGS.

Para a confecção das lâminas petrográficas é feito o corte da rocha em fatias de aproximadamente 2 cm de espessura. Na etapa seguinte, uma fatia fina é separada, lixada com lixas de distintos potenciais de desbaste (120, 220, 600, 1.200, 2.500 e 4.000 grana) é submetida a processos de abrasão com abrasivos de carbeto de silício (900 μ m) e óxido de alumínio (9,5 μ m). O polimento das lâminas é feito com politriz com a aplicação de 100 rotações por minuto (rpm) durante aproximadamente 5 minutos com abrasivo composto por alumina (0,3 μ m).

Para os estudos petrográficos foram confeccionadas 10 lâminas petrográficas que foram analisadas com o auxílio de microscópio petrográfico de luz polarizada convencional. Estas análises compreenderam a identificação e quantificação da mineralogia modal, da textura e estrutura das amostras coletadas.

Nesta etapa também foi realizada a obtenção de microfotografias das amostras mais representativas, destacando os vários tipos de textura e ocorrência mineralógica, através da utilização do “Microscópio de Aquisição de Imagens Leica”.

3.3.2 Geoquímica

A moagem das amostras para análise química de rocha total é adquirida com a fragmentação das mesmas e parte desses fragmentos é reduzida com o auxílio de cadinho (grau) de ágata e pistilo. Posteriormente, a amostra é submetida ao processo de pulverização com a utilização do pulverizador de bolas de ágata, que permite a obtenção de rações inferiores a 200 *mesh* para a realização das análises químicas de rocha total. A rotação e o período de duração do processo de pulverização das amostras são de 3.000 rpm e 30 minutos respectivamente.

O risco de contaminação das amostras nesta etapa é muito grande se não for tomado os devidos cuidados na limpeza dos equipamentos em cada preparação. A desvantagem dessa técnica consiste na destruição da amostra.

Para a realização das análises Geoquímicas, foram preparadas 12 amostras para análise geoquímica de rocha total que foram utilizadas para caracterizar a unidade estudada a partir da determinação da composição dos elementos maiores, traços e terras raras.

As análises geoquímicas foram feitas no Acme Laboratories Ltda (Canadá) por Espectrometria de Emissão de Plasma (*Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry* - ICP-ES) para os elementos maiores, com limite de detecção de 0,01% e para Sc, Be, V, Ba, Sr, Y e Zr, com limite de detecção de 1 a 5 ppm. Para os demais elementos traços e elementos terras raras será utilizado a técnica Espectrometria de Emissão de Plasma com Espectrometria de Massa (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry* - ICP-MS) com limite de detecção de 0,005 a 2 ppm.

O método ICP, em princípio, é capaz de medir a maioria dos elementos da tabela periódica com limites de detecção baixos e boa precisão sobre valores de diversas magnitudes. Os elementos são medidos simultaneamente e uma análise completa pode ser feita no espaço de aproximadamente dois minutos, fazendo do ICP um método analítico extremamente rápido. Uma descrição mais completa do método e sua aplicação pode ser obtida em Walsh e Howie, (1980).

O ICP é uma técnica de espectrometria que usa uma “chama” com uma temperatura entre 6000 e 10000 K. A amostra necessita de uma abertura ou dissolução por ácidos antes de ser analisada. A solução da amostra é passada

como um aerossol através de um nebulizador em um plasma de argônio. O plasma indutivo acoplado consiste em um feixe de átomos de argônio, aquecido pelo calor indutivo de uma bobina de rádio-frequência e inflamado por uma faísca de alta frequência de Tesla. A amostra dissociada no plasma de argônio e um grande número de linhas espectrais atômicas e iônicas são excitadas. As linhas espectrais são detectadas por uma escala de fotomultiplicadores sendo comparadas com as linhas de calibração e suas intensidades são convertidas em concentrações.

O ICP-MS é uma técnica semelhante a do ICP, mas com o incremento da espectrometria de massa, o que aumenta a abrangência do ICP. Esta técnica é aplicada principalmente na determinação de conteúdos de elementos traços, pois oferece resultados com limites de detecção muito baixos e boa precisão. Destaca-se, ainda, que pode ser usada para analisar uma série de elementos traços, em uma única solução, usando, portanto uma pequena amostra. (JENNER; *et al.*, 1990).

Os dados químicos de elementos maiores, menores e traços da rocha estudada foram avaliados através de diagramas binários e ternários com o uso de softwares como GCDKIT (GeoChemical Data ToolKIT), elaborado por Janoušek *et al.*, (2006), que consiste em um sistema de manipulação e recálculo de dados geoquímicos para análises de rocha total de rochas ígneas e metamórficas.

3.3.3 Confeção de Mapa Geológico Digital do Terreno

Foi confeccionado um mapa geológico digital da área estudada com escala de 1/50.000 tendo como base imagens de satélite Landsat georreferenciadas, mapa geológico da área confeccionado por Eick *et al.*, (1984) e também os dados adquiridos no trabalho de campo. A digitalização foi feita com o auxílio do *software* ArcGis 9.0, que se trata de um programa de desenho assistido por computador.

4 GEOLOGIA DO DIABÁSIO DO CERRO DO CORONEL

O Cerro do Coronel é um morro testemunho com aproximadamente 12,4 km², de topo aplainado, que se salienta no contexto geológico-geomorfológico do Estado do Rio Grande do Sul. Este aflora no limite sul da Bacia do Paraná com o Escudo Sul-Rio-Grandense e é constituído por três unidades geológicas distintas. A base é constituída por rochas sedimentares das Formações Irati (Grupo Passa Dois) e Rio Bonito (Grupo Guatá), as quais fazem contato por um falhamento N70E, sendo estas intrudidas concordantemente por um corpo de diabásio (figura 4). Este conjunto de unidades define geomorfologicamente um morro testemunho denominado de bismálito, caracterizado como uma feição relacionada a uma intrusão concordante a diferentes unidades de rochas encaixantes, que foram colocadas lado a lado por falhamento (figura 5). Ao sul da área ocorrem dois morros testemunho com cotas mais baixas que o Cerro do Coronel, contendo no topo diabásio com pouca espessura e afetado por falhas (EICK; *et. al.*, 1984). A figura 10 mostra em detalhe o mapa geológico do Cerro do Coronel.



Figura 4 – Vista panorâmica da porção nordeste do Cerro do Coronel.

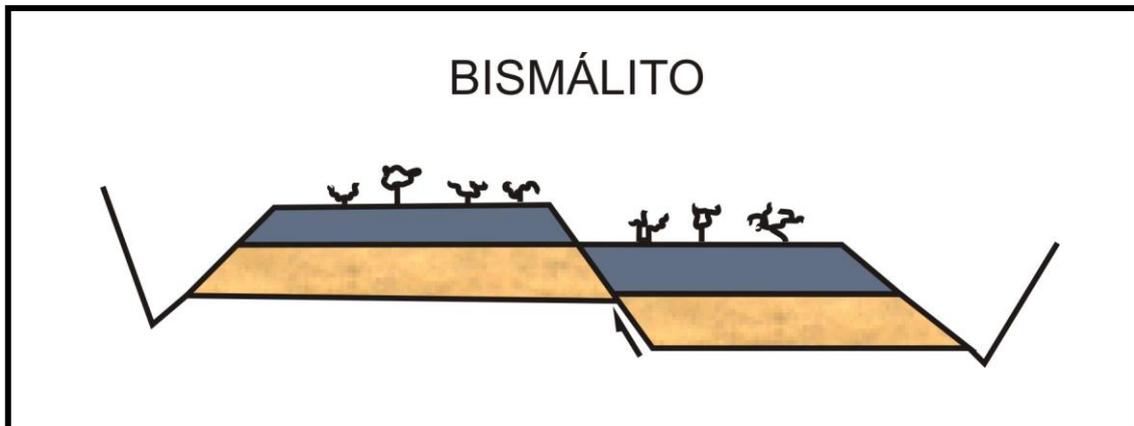


Figura 5 - Figura esquemática mostrando um bismálito formando Graben e Horst. Modificado de Machado (2005).

As rochas sedimentares da Formação Irati ocorrem na porção norte-nordeste do Cerro do Coronel e são limitadas por uma falha de direção N70E a sul com rochas da Formação Rio Bonito (figura 6).

As rochas da Formação Irati fazem contato erosivo com a seqüência sub-horizontal de depósitos aluviais e coluviais da várzea do Arroio Capivari e afluentes. Nas proximidades da falha que divide o Cerro do Coronel ocorrem concreções carbonáticas, brechadas, com veios preenchidos por calcita e ocasionalmente por pirita. Na base da seqüência ocorre um conglomerado, seguido por siltito friável de cor amarela a cinza com pequenas concreções carbonáticas, siltito amarelo a cinza com lentes de arenito fino e concreções amarelas e cinzas. A sequencia é parcialmente recoberta pela soleira de diabásio sem sinais de reczimento observados no contato.

As rochas da Formação Rio Bonito são caracterizadas por arenitos arcoseanos grossos a conglomeráticos de coloração vermelho-amarelados com crostas lateríticas, lentes de arenito médio a fino de coloração amarela e cimentado, arenitos arcoseanos médios a finos com lentes de siltito amarelo a acinzentado e pelitos cinza escuro a pretos carbonosos ou com restos de matéria orgânica com feições de silicificação devido à intrusão concordante do diabásio (figura 7).



Figura 6 – Visão da porção sudoeste do Cerro do Coronel. Em destaque com a linha pontilhada o contato do diabásio acima com as rochas da Formação Rio Bonito abaixo.



Figura 7 - A: Siltito com feições de silicificação e afetado por falhamentos; B – Siltito subhorizontal intercalado com pelitos carbonosos.

O diabásio do Cerro do Coronel, alvo de estudo deste trabalho, colocou-se concordantemente nas duas formações citadas anteriormente e devido aos processos erosivos não foi preservado o contato superior do corpo intrusivo com a Formação Irati. A soleira também é afetada pela falha N70E que determinou a separação da intrusão em dois blocos com espessuras diferentes. O corpo de diabásio do bloco sudeste apresenta aproximadamente 30 m de espessura, ao passo que no bloco noroeste a soleira tem cerca de 180 m. Este fato evidencia uma reativação da falha que resultou no soerguimento do bloco sudeste e a descida do bloco noroeste. A sequência de eventos proposta por Eick *et al.* (1984) se encontra esquematizada na figura 8.

A soleira do Cerro do Coronel caracteriza-se petrograficamente por um diabásio com pequena variação faciológica, textural e composicional. Nas porções basais e de topo observa-se uma textura equigranular fina a afanítica e nas centrais a textura predominante a equigranular fina a média. Estas variações sugerem uma maior taxa de resfriamento nas extremidades do corpo. Bolsões pegmatóides de mesma composição ocorrem com proporções centimétricas em uma pequena expressão na base da porção norte da soleira. O corpo de diabásio exhibe disjunções colunares subverticais poligonais e centimétricas nas porções superiores e inferiores da soleira. Disjunções poligonais alongadas são observadas localizadamente e é comum estarem perturbadas em regiões com intenso fraturamento tabular subvertical (figura 9).

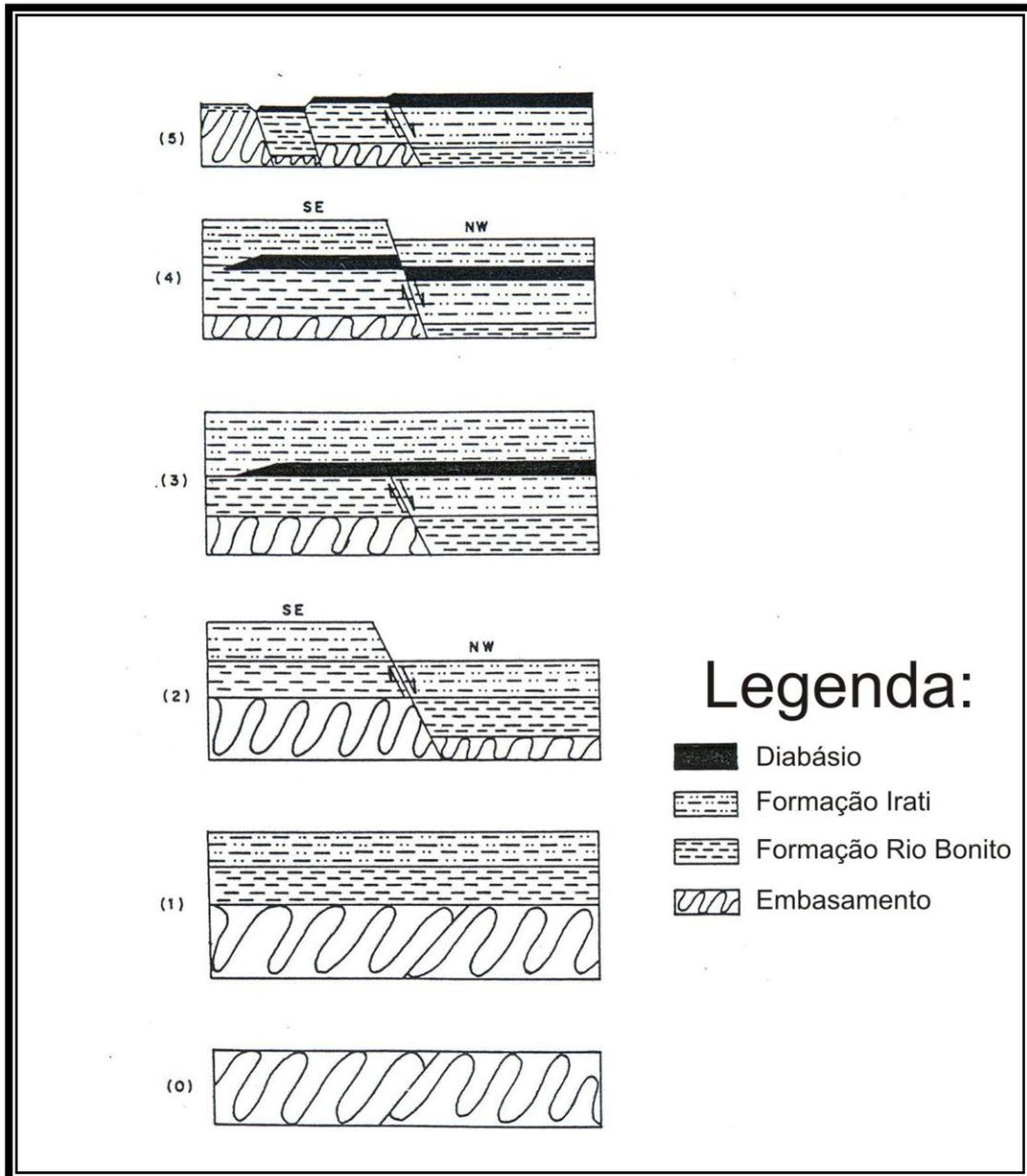


Figura 8 – Possíveis eventos geológicos ocorridos na área do Cerro do Coronel: 1) Deposição das Formações Rio Bonito e Irati; 2) Falhamento segundo N70E, com bloco sudeste soerguido e bloco nordeste abatido; 3) Continuação da sedimentação e intrusão do diabásio, recobrando as duas formações; 4) Reativação da falha N70E e de outras direções de deslocamento e fragmentação do diabásio; 5) Erosão da sedimentação sobre o diabásio e exposição de todas as unidades mencionadas, inclusive o embasamento, destacando-se o atual Cerro do Coronel. Modificado de Eick *et. al.*, (1984).



Figura 9 - A e B: Intenso fraturamento subvertical em duas direções visto em planta e em perfil respectivamente; C: Poligonais alongadas e D: Disjunções colunares clássicas.

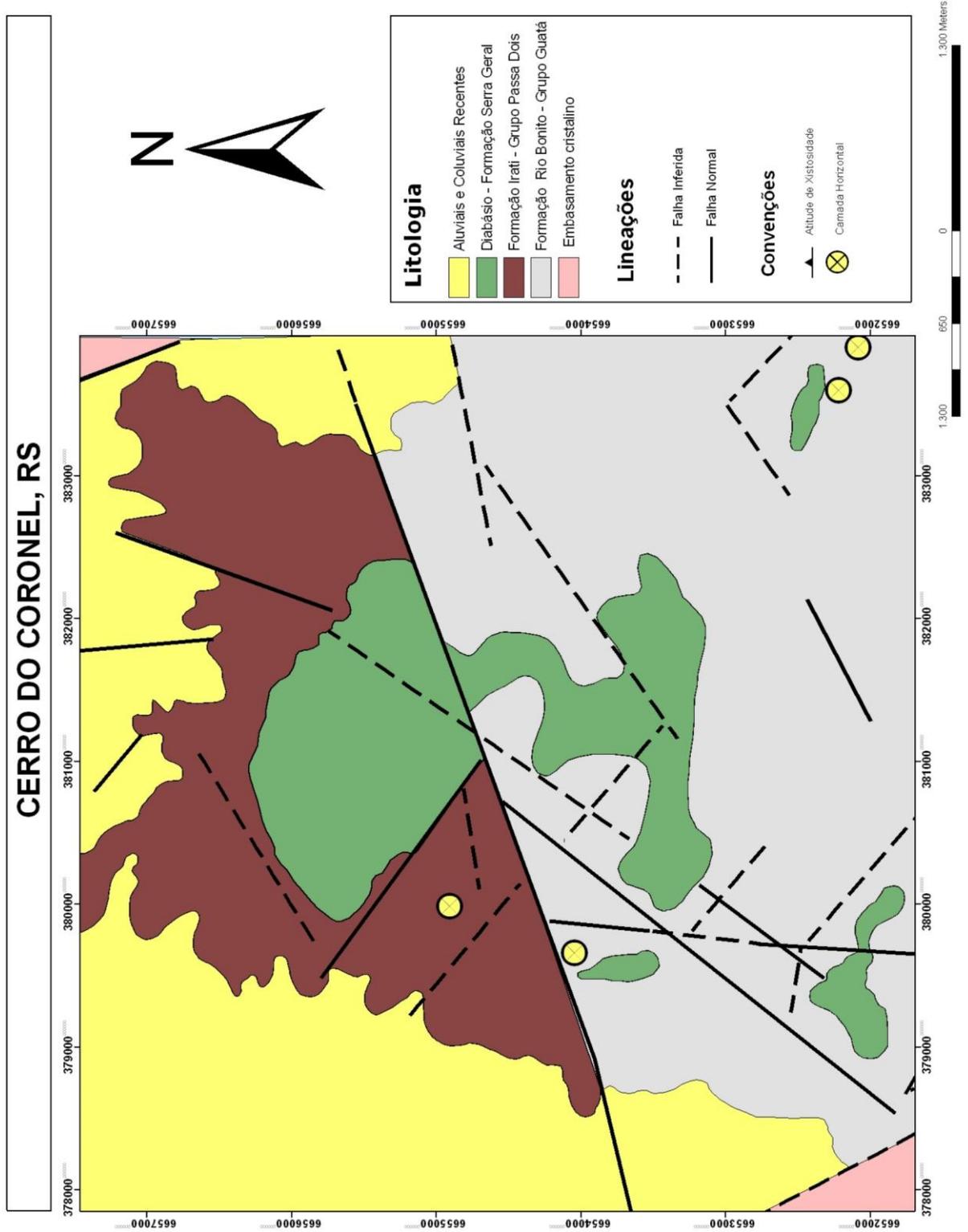


Figura 10 – Mapa Geológico da área investigada mostrando em detalhe o diabásio em verde.

5 ASPECTOS PETROGRÁFICOS DOS DIABÁSIOS DO CERRO DO CORONEL

A soleira de diabásio do Cerro do Coronel pode ser dividida, em decorrência da falha NE, em 2 blocos: norte e sul. O bloco norte foi abatido em relação ao bloco sul e tem uma maior espessura de diabásio (cerca de 180m), e expõe a base e topo do corpo intrusivo. O bloco sul tem pouca espessura (aproximadamente 30m) e expõe principalmente a base da soleira.

Os critérios petrográficos adotados neste trabalho foram baseados principalmente em Kerr (1977), Deer *et al.*, (1992) e Mackenzie (1995).

Em geral o diabásio é mesocrático e possui coloração que varia de cinza a cinza-escura, por vezes com tons acastanhados e eventualmente esverdeados, decorrentes de alteração. A rocha é holocristalina e relativamente homogênea com granulação fina (Fig. 11 A e B). Bolsões pegmatóides de pouca expressão são localizados na base do bloco norte do corpo de diabásio, sendo caracterizada pela textura fanerítica média a grossa e pelo arranjo intergranular entre plagioclásio e clinopiroxênio ripidiformes (figura 11 C e D). Uma pequena variação textural pode ser identificada, com um afinamento da granulação em direção a base e topo do diabásio (Fig. 12 E e F). A textura predominante é a equigranular, embora seja observada a presença de poucos microfenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio e raros xenocristais de plagioclásio reabsorvidos. Xenólitos milimétricos de mesma composição também ocorrem de maneira muito subordinada. A mineralogia da rocha investigada é composta essencialmente por plagioclásio, piroxênio (augita), minerais opacos e mesóstase. Macroscopicamente a rocha pode ser classificada a partir de sua textura e associação mineral como **diabásio**.

5.1 TEXTURAS

Existe uma variedade de texturas que ocorrem na rocha investigada, relacionadas à forma de cristalização do corpo magmático, que depende de fatores como velocidade de resfriamento do magma, temperatura, viscosidade, teor de voláteis, dentre outros.

A textura dominante é a intergranular (foto 12 A) onde os interstícios entre os cristais euédricos e subédricos ripidiformes de plagioclásio são preenchidos por cristais subédricos de clinopiroxênio. É comum a presença de textura micrográfica, que consiste em um intercrescimento quartzo e K-feldspato, produzindo uma aparência cuneiforme (figura 12 B) e eventual de mirmequítica, caracterizada pela cristalização tardia de plagioclásio intercrescido com quartzo vermicular. Nas amostras coletadas na porção sul da soleira foi observado a uralitização do clinopiroxênio que é parcialmente substituído por anfibólio fibroso provavelmente sob condições tardi magmática a subsólidas que, por vezes, forma textura coronítica com cristais de clinopiroxênio envolvidos por uma “coroa” de anfibólio (figura 12 C).

Os bolsões pegmatóides são caracterizados pelo intercrescimento de clinopiroxênio e plagioclásio. Esta feição é relacionada com a concentração localizada de fluidos que promovem o crescimento das fases minerais que estão cristalizando.



Figura 11 - (A e B): Amostras do diabásio holocristalino e com granulação fina; (C) Bolsão pegmatóide em contato com diabásio de granulação típica. (D) Porção pegmatóide em detalhe mostrando os cristais de piroxênio e plagioclásio.

5.2 MINERALOGIA

A mineralogia observada no corpo intrusivo é constituída por plagioclásio cálcico, clinopiroxênio (augita) e minerais opacos como minerais primários e apatita como mineral acessório. É comum a presença de material de baixa cristalinidade opticamente identificado como resíduo de cristalização de cristalitos de quartzo e feldspatos. Como minerais acessórios são encontrados apatita e em quantidades bastante reduzidas pode ser encontrado e quartzo nos interstícios dos minerais precoces. Como minerais secundários foram identificados micas brancas como produto de alteração do plagioclásio, oxidados de Ferro e uralitização como produto de alteração do clinopiroxênio.

5.2.1 Plagioclásio

Não há variação de hábitos dos cristais de plagioclásio pela extensão do corpo de diabásio, somente é observada uma discreta variação de granulação da porção inferior para a porção superior da rocha.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos, subédricos a euédricos e normalmente alongados, cujo tamanho varia de 0,2 a 1,3 mm. Nas amostras com textura mais fina (porção de topo) aproximado de 0,05 a 0,4mm. Possuem maclas polissintéticas ou do tipo albita. Raros microfenocristais são observados, formando algumas vezes agregados, com tamanho variando entre 0,8 e 2,0 mm e, ocasionalmente, com zonação normal bem marcada. Foi observada a presença microxenocristal subédrico com textura *Sieve* com inclusão de clinopiroxênio esqueletal medindo aproximadamente 2 mm. A mica branca aparece como produto de alteração parcial ou total dos grãos. É frequente a inclusão parcial ou total de cristais de piroxênio. Esporadicamente aparecem anédricos quando junto ao material microcristalino. Ocasionalmente apresenta sobrecrecimento em alguns cristais.

Na porção pegmatóide os cristais são grossos de tamanho aproximado de 0,6 a 1,0 cm, de hábito acicular e por vezes esqueletais, principalmente quando estão

inclusos no material microcristalino. É comum os cristais se mostrarem fortemente fraturados.

A estimativa visual dos cristais de plagioclásio no corpo investigado indicou um volume variando de 40% até 50%.

5.2.2 Piroxênio

Os cristais de piroxênio são subédricos e possuem tamanhos variando de 0,05 a 0,3 mm nas porções de topo da soleira até 0,2 a 0,8 mm nas porções basais e intermediárias. Ocorrem em geral como em agregados granulares de grãos finos geralmente associados com os minerais opacos. Opticamente são identificados como do grupo da augita Raros microfenocristais prismáticos de até 4,0mm podem ser observados, principalmente na base da soleira. A uralitização ocorre somente em uma porção no bloco sul corpo intrusivo. É comum a ocorrência de oxidados de ferro como produtos de alteração. Na porção pegmatóide os cristais de augita tem dimensões variando entre 1,0 a 8,0mm e desenvolvem textura simplectítica e esqueletal com o plagioclásio. Muitas vezes são incluídos parcialmente ou totalmente pelo plagioclásio. Estimativa visual dos cristais de augita indicou uma concentração entre 25% a 35%.

5.2.3 Quartzo

É muito raro e ocorre nos interstícios dos cristais precoces, por vezes formando subgrãos. O tamanho varia de 0,2 a 0,5 mm, caracterizando-se como resíduo de cristalização. Localmente ocorre intercrescido com o feldspato, compondo a textura micrográfica.

5.2.4 Minerais Opacos

Os minerais opacos apresentam geralmente faces retas e estão quase sempre associados aos piroxênios e, muitas vezes inclusos nestes e nos plagioclásios. O hábito destas fases sugerem pertencer ao grupo dos óxidos de Fe e Ti e representam de 10% a 15% da rocha estudada.

5.2.5 Apatita

A apatita está presente em todas as amostras analisadas, podendo chegar até 3% do total da amostra. Normalmente ocorrem como cristais euédricos e aciculares, presentes principalmente no material microgranular.

5.2.6 Mesóstase

O material de baixa cristalinidade é formado provavelmente por resíduo de cristalização de coloração castanho-claro em LN e baixo relevo. Sob nicóis cruzados este material possui uma birrefringência baixa (cinza) e extinção ondulante, sendo interpretado como um agregado quartzo-feldspático tardio.

Observa-se também uma massa homogênea que por vezes apresenta formas vermiculares ou dendríticas, configurando a textura micrográfica e granofírica, identificado como intercrescimentos quartzo-feldspáticos. Ocorrem nos interstícios entre os cristais de plagioclásio e piroxênio, como ilustrado na figura 12 (D), e varia de 10% a 12% do volume da amostra.

5.3 COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA

A composição mineralógica foi adquirida através de estimativa visual. Com isso, os volumes em porcentagem dos minerais nas rochas estudadas são os seguintes: Plagioclásio 40%; Piroxênio 35%; Minerais opacos 10%; Quartzo 1%; Minerais de alteração 4% e Mesóstase 10%. Conseqüentemente, a classificação petrográfica incidiu em **Augita Diabásio**.

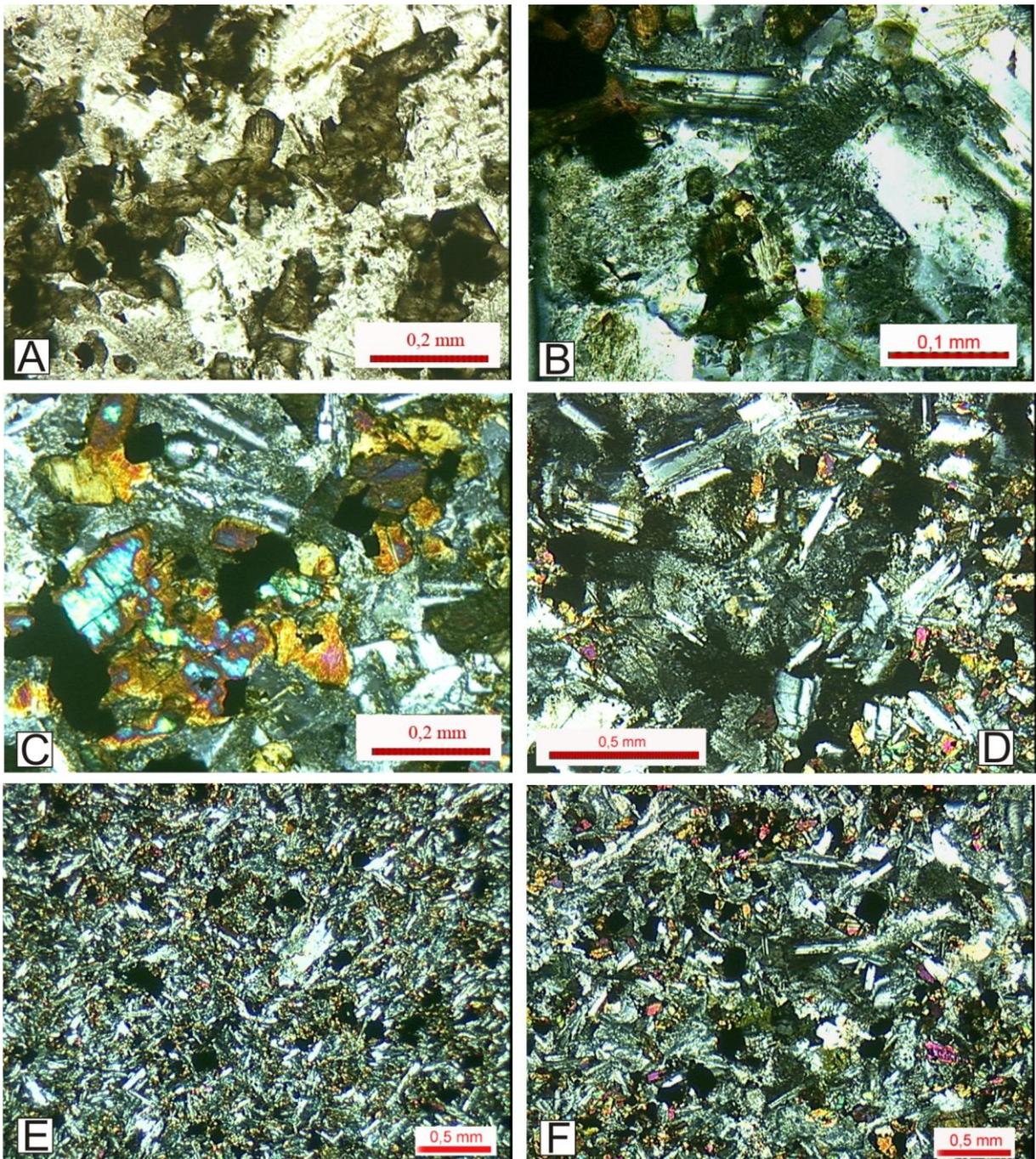


Figura 12 – Fotomicrografias mostrando: (A) Textura intergranular, onde cristais ripiformes de plagioclásio apresentam cristais intersticiais de clinopiroxênio amarronado, além de minerais opacos. LN; (B) Cristal de plagioclásio com intercrescimento micrográfico nas bordas. LP; (C) Textura coronítica em cristal de augita formada por uralitização. LP; (D) Mesóstase nos interstícios entre os cristais de plagioclásio e piroxênio. LN; Leve diminuição da granulação da base do corpo de diabásio (F) para o topo (E). LP.

6 LITOGEOQUÍMICA DOS DIABÁSIOS DO CERRO CORONEL

Para elaborar as interpretações geoquímicas sobre o magmatismo relacionado ao diabásio do Cerro do Coronel, foram utilizados os dados químicos de rocha total, envolvendo a análise de elementos maiores, traços e terras-raras, obtidos através da metodologia descrita no capítulo 3. Os resultados das amostras da área de estudo estão dispostos na tabela 2 e a caracterização geoquímica das rochas foi baseada na utilização de diversos diagramas. No tratamento dos dados e para efeito comparativo as amostras foram divididas de acordo com sua posição geográfica em blocos norte e sul, como já foi descrito no capítulo 5.

6.1 CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA: ELEMENTOS MAIORES, TRAÇOS E TERRAS RARAS (ETR)

As rochas investigadas puderam ser classificadas segundo o diagrama TAS (SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) elaborado por Le Bas *et al.*, (1986) como andesitos basálticos (Fig. 13), com concentrações de sílica variando de 53,30 à 54,99% e de álcalis entre 5,15% a 3,55%. Todas as amostras se encontram abaixo da linha Irvine e Baragar (1971), evidenciando assim sua natureza subalcalina e toleítica. Isso pode ser confirmado com a utilização de diagramas baseados em elementos traços e imóveis, onde as rochas mantêm o *trend* subalcalino, ocupando o campo próximo ao limite entre basaltos e andesitos basálticos (Fig. 14).

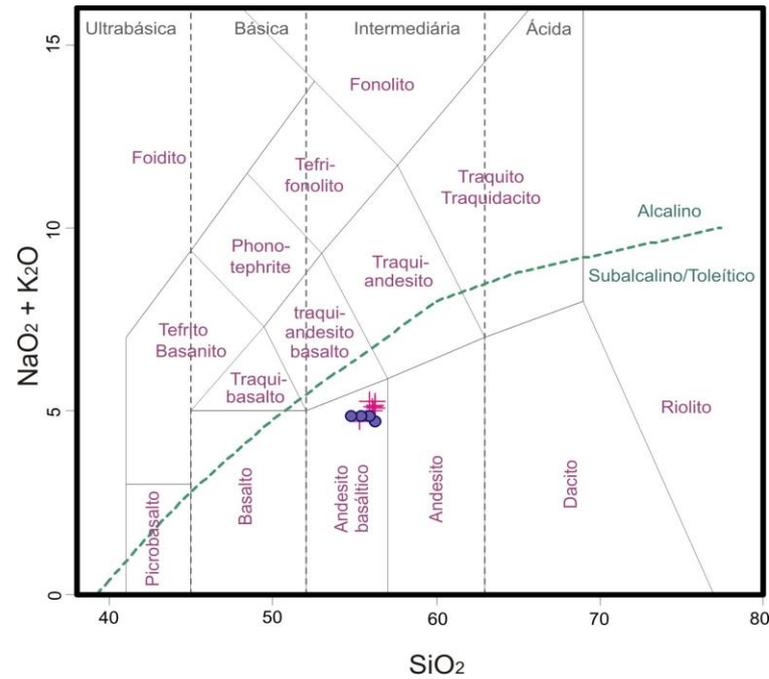


Figura 13 – Diagrama de nomenclatura das rochas intrusivas do Cerro Coronel plotados segundo o esquema TAS (LE BAS; *et. al.*, 1986). A linha tracejada separa os campos dos alcalinos e toleíticos (IRVINE; BARAGAR, 1971). Legenda: cruzes – Bloco norte; círculos – Bloco Sul.

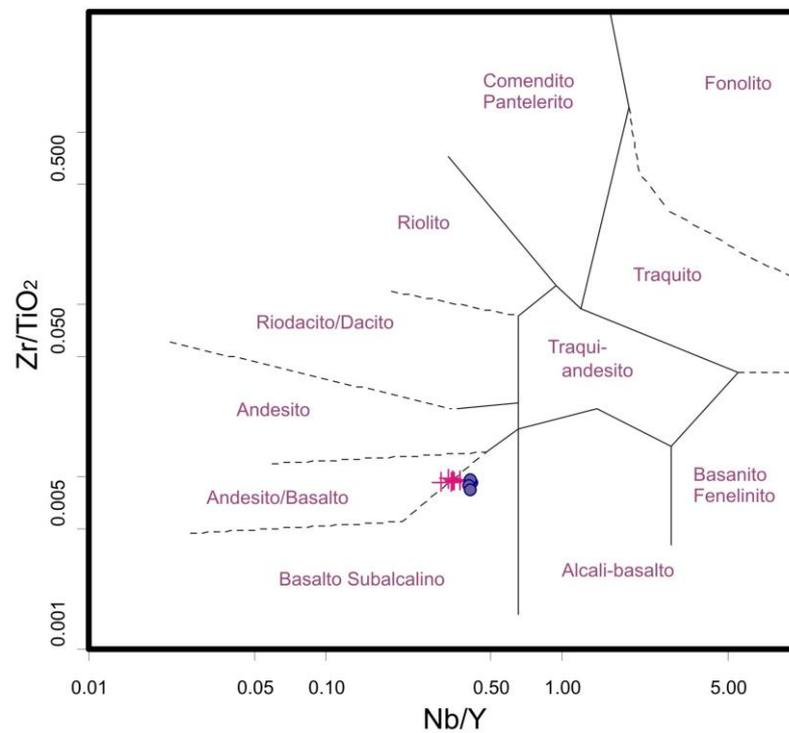


Figura 14 - Diagrama Nb/Y versus Zr/TiO₂ (WINCHESTER; FLOYD, 1977) para classificação das rochas hipabissais do Cerro do Coronel. Legenda: cruzes – Bloco norte; círculos – Bloco Sul.

A afinidade toleítica do magmatismo é caracterizada pelo enriquecimento de FeOt em relação ao MgO, o que pode ser constatado nos diagramas FeOt/MgO x SiO₂ de Miyashiro (1974) (Fig. 15) e AFM (IRVINE; BARAGAR, 1971) (Fig. 16), além dos baixos valores de Al₂O₃ (WILSON, 1989). Em ambos os diagramas observa-se um aumento na razão FeOt/MgO nas rochas da porção norte da intrusão, evidenciando a presença de termos mais diferenciados. Isso também é confirmado no diagrama de Jensen (1976), onde devido ao enriquecimento em Fe e Ti destas rochas elas ocupam o campo dos basaltos toleíticos alto-Fe (Fig. 17).

Adicionalmente, os dados normativos (Tab. 2) confirmam as interpretações apresentadas acima. Olivina, clinopiroxênio, ortopiroxênio e plagioclásio são minerais comuns aos basaltos e tendem a substituir os membros finais quimicamente puros: forsterita, diopsídio, enstatita e albita, de acordo com o conceito do tetraedro de basalto ou sistema haplo basáltico (YODER; TILLEY, 1962). A consideração deste sistema é importante para discussões quanto aos conteúdos de elementos maiores e quanto à origem das rochas basálticas. Desta forma as rochas basálticas podem ser divididas em cinco grupos:

- (a) *Toleíto (supersaturado)*: contém quartzo normativo e hiperstênio;
- (b) *Toleíto (saturado)*: contém hiperstênio normativo, mas não contém quartzo normativo;
- (c) *Olivina Toleíto*: contém olivina e hiperstênio normativos;
- (d) *Olivina Basalto*: contém olivina normativa, mas não contém hiperstênio ou nefelina normativos (*subsaturado*);
- (e) *Álcali Basalto*: contém olivina e nefelina normativos.

As rochas dos grupos (a) e (b) são consideradas basaltos subalcalinos podendo ser, no entanto, toleíticos ou basaltos cálcio-alcalinos; as rochas dos grupos (d) e (e) são essencialmente basaltos alcalinos; e as rochas do grupo (c) são chamadas de basaltos transicionais.

Todas as rochas do Cerro do Coronel apresentam quartzo, hiperstênio e diopsídio normativos (Tab. 2), o que permite interpretá-las como toleítos supersaturados, corroborando as interpretações obtidas a partir dos dados químicos de elementos maiores e traços.

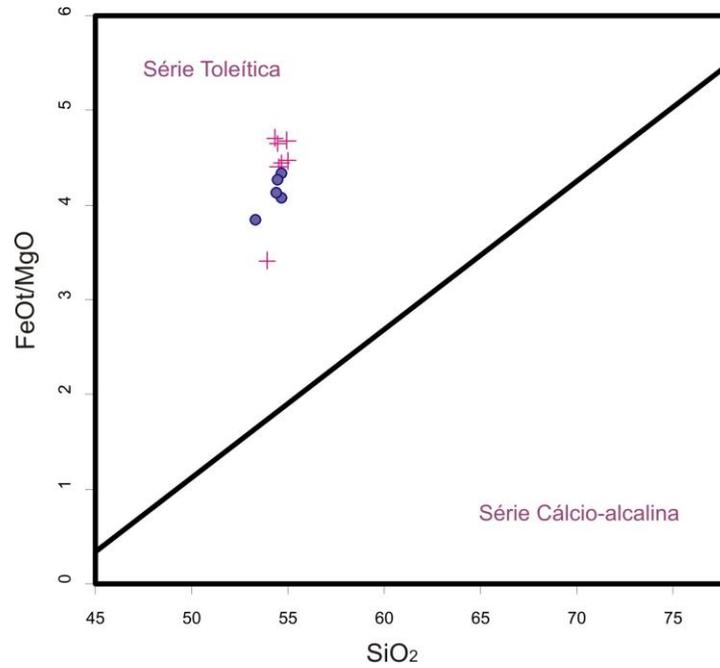


Figura 15 - Diagrama de classificação FeOt/MgO x SiO₂ de Miyashiro da rocha estudada. Legenda: cruces – bloco norte; círculos – bloco sul.

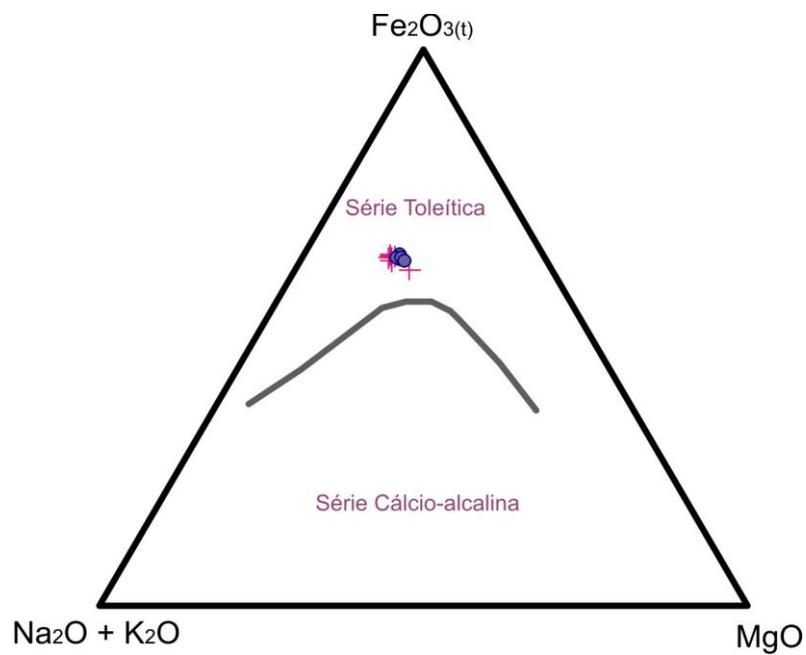


Figura 16 - Diagrama do tipo A (Na₂O + K₂O) - F (Fe₂O₃) - M (MgO) do corpo de diabásio estudado, com linha divisória entre os campos segundo Irvine e Baragar (1971). Legenda: cruces – bloco norte; círculos – bloco sul.

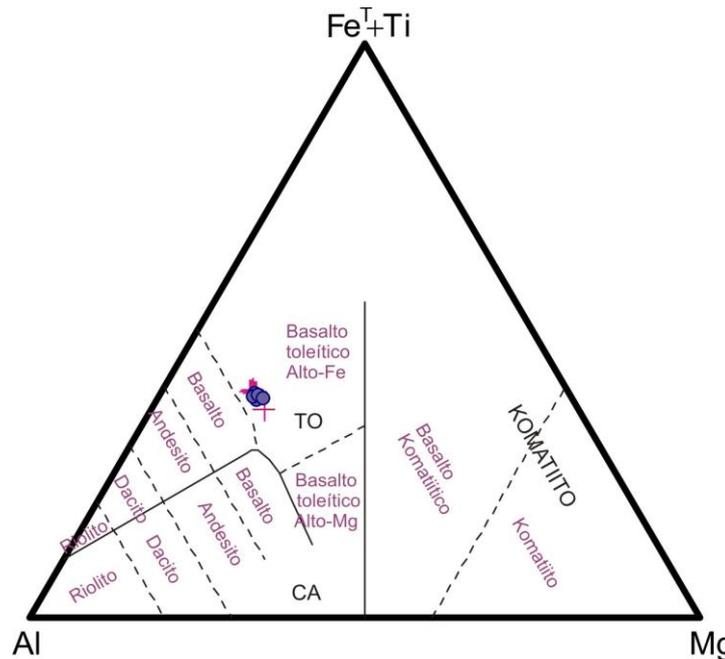


Figura 17 - Amostras do diabásio Cerro Coronel plotados no diagrama de classificação de Jensen (1976). Legenda: círculos – sul; cruzes – norte.

O comportamento dos elementos maiores e traços e a evolução do magmatismo das rochas hipabissais do Cerro Coronel foi caracterizada em um primeiro momento através da construção de diagramas de variação utilizando-se o MgO como índice de diferenciação como mostra as figuras 18 e 19.

De maneira geral, observa-se que não há muita variação nos teores dos elementos maiores, mas nota-se um *trend* magmático com correlações positivas de Al_2O_3 e CaO e negativas de SiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , FeOt e TiO_2 em relação ao MgO (Fig 18). Isso, associado ao comportamento compatível do níquel, sugere que a evolução do magmatismo foi controlada basicamente por fracionamento de plagioclásio e clinopiroxênio, provavelmente por mecanismos de cristalização fracionada, conforme já ressaltado por Cox (1980) e Wilson (1989).

Os teores de MgO são menores que 4%, o que juntamente com os baixos valores de Cr e Ni (Tab. 2), sugerem que o magma que deu origem a intrusão sofreu processos de fracionamento anteriores, envolvendo provavelmente olivina e piroxênio.

A distribuição das amostras dos diabásios do Cerro do Coronel mostra que a tendência é que as rochas menos diferenciadas estejam situadas no bloco sul, com exceção de uma amostra no bloco norte, coletada na porção mais alta de todo o

corpo intrusivo, como evidenciado pelos maiores teores de MgO, Al₂O₃, FeO_t e CaO. As rochas mais evoluídas tendem a se concentrar no bloco norte, caracterizados por mais altos conteúdos de SiO₂ e álcalis. O bloco sul é caracterizado por termos intermediários, evoluindo para litologias mais diferenciadas. Em síntese, levando-se em conta a maior espessura encontrada na porção norte e, assumindo-se um padrão semi-horizontal da soleira, pode-se sugerir que os termos menos diferenciados estão situados na porção basal do corpo intrusivo e que uma leve evolução é observada em direção as suas porções superiores.

Em relação aos elementos traços (Fig. 19), percebe-se claramente que, com o aumento na concentração de MgO, há uma diminuição nas concentrações de Ba, Rb, Sr, Zr, Y, Nb e Th, evidenciando a incompatibilidade destes elementos. No geral os valores são baixos a moderados o que é característico de magmas básicos/intermediários toleíticos de ambientes continentais. O Cr apresenta teores abaixo do nível de detecção e o Ni mostra-se compatível com a diferenciação, como demonstrado pela correlação positiva com o MgO.

Percebe-se que nas amostras do bloco norte os teores de Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Th e Y são levemente mais elevados que os teores destes mesmos elementos do bloco sul.

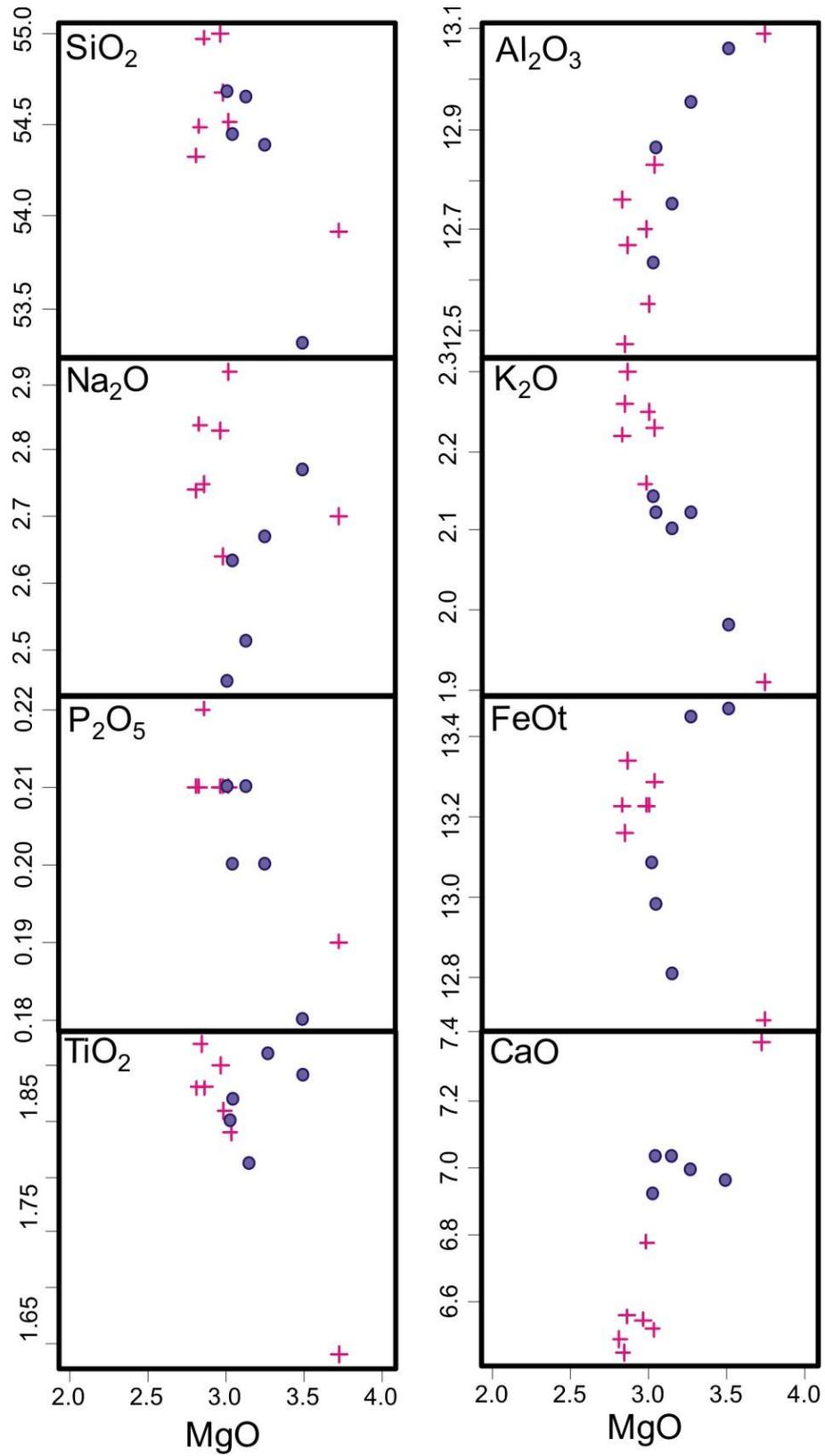


Figura 18 - Diagrama de variação de elementos maiores (%) em função do MgO (%) do corpo investigado. Legenda: cruces – bloco norte; círculos – bloco sul.

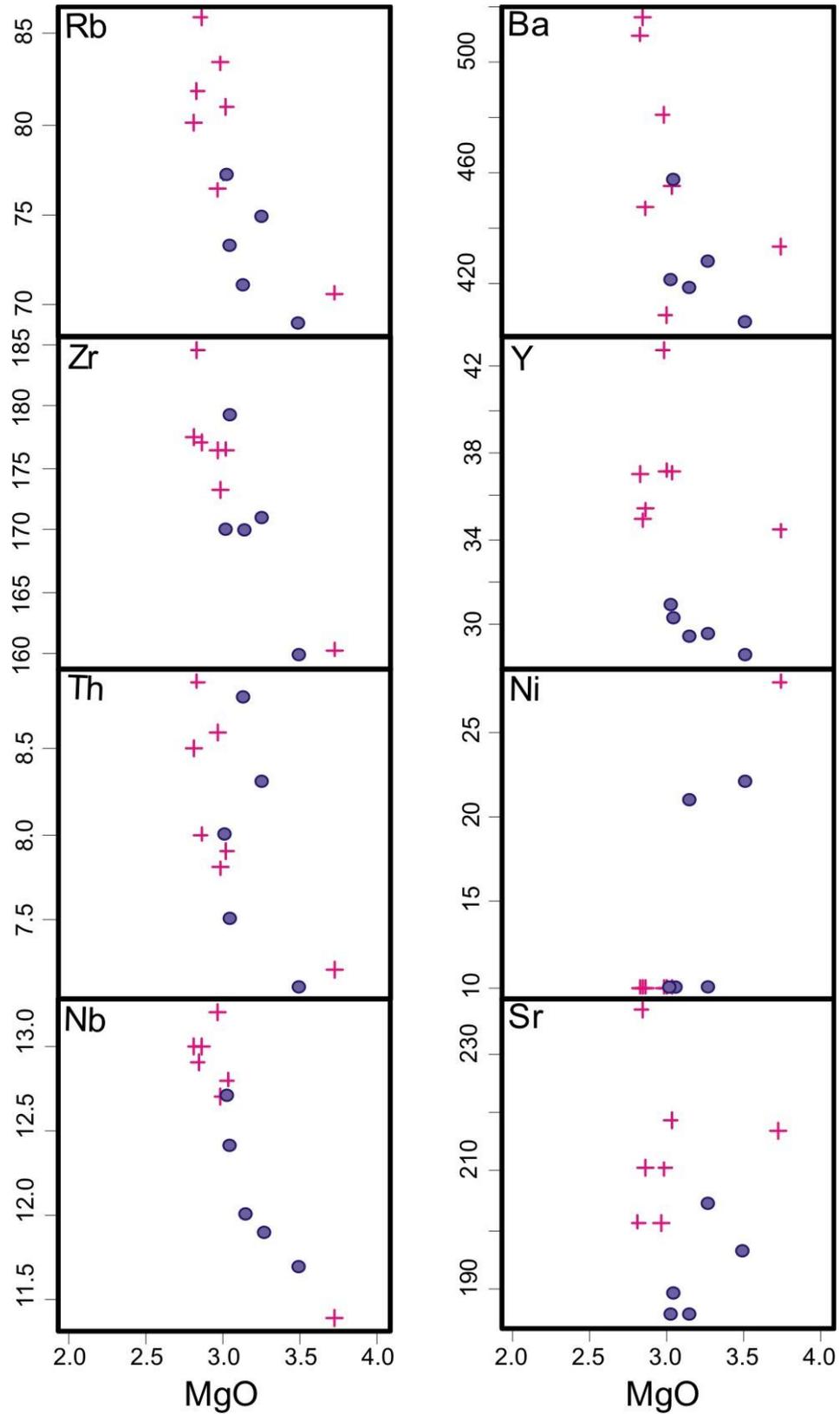


Figura 19 - Diagrama de variação de elementos traço (ppm) em função do MgO (%) do corpo de diabásio. Legenda: cruces – bloco norte; círculos – bloco sul.

Estudos envolvendo a geoquímica de elementos traços em magmas toleíticos associados a grandes províncias continentais, normalmente são focados no comportamento dos elementos incompatíveis (THOMPSON; *et al.*, 1983, 1984). Em geral, estes magmas são empobrecidos em elementos compatíveis, como o Ni, sustentando a idéia de que são líquidos evoluídos e que durante a sua evolução ocorreu um aumento na concentração em elementos incompatíveis, quando comparados aos seus magmas primários enriquecidos em MgO.

As amostras de diabásios do Cerro do Coronel, quando normalizadas pelo condrito (THOMPSON, 1982), apresentam um enriquecimento em elementos incompatíveis, com anomalias negativas em Nb e Ta (Fig. 20), o que segundo alguns autores podem sugerir a presença de alguma fase residual rica em Nb e Ta, durante os processos de fusão parcial, ou ainda ser consequência de contaminação crustal (WILSON, 1989; COX, 1985; HAWKESWORTH, 1985). A anomalia negativa de Sr indica o fracionamento de plagioclásio na evolução do corpo intrusivo. Os padrões observados nestes diagramas multielementares e o comportamento dos LILEs (K, Rb, Ba, Sr, Pb), aliado ao baixos teores de HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, P) são muito semelhantes aos de basaltos toleíticos intraplaca (WILSON, 1989).

Quando normalizadas pelo padrão MORB (PEARCE, 1983), as concentrações dos principais elementos-traço dos diabásios do Cerro do Coronel, apresentam enriquecimento dos elementos entre Sr e Sm, sendo Ti, Y e Yb próximo da unidade (Fig. 21). Este padrão geoquímico, com enriquecimento geral dos elementos mais móveis, com exceção do Sr, é característico de basaltos toleíticos de grandes províncias continentais (WILSON, 1989). Segundo alguns autores, este padrão semelhante ao de basaltos alcalinos e toleítos de ilha oceânica e as variações observadas podem ser decorrentes da participação de contaminação crustal ou da sua derivação de fontes mantélicas continentais enriquecidas (WILSON, 1989; THOMPSON; *et al.*, 1983, 1984). Toleítos continentais tendem a ter valores de HFSE semelhantes as do toleítos oceânicos, mas em geral são mais enriquecidos em ETR leves.

Em ambos os diagramas observa-se um leve aumento no fracionamento de alguns elementos, principalmente ETR pesados com o aumento da diferenciação.

Os padrões dos elementos terras raras (ETR), quando normalizados com o padrão condrítico (NAKAMURA, 1974), mostram valores moderados destes elementos ($\Sigma_{ETR} = 139 - 172$) e são caracterizados por um moderado enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP ($La/Yb = 4,6 - 5,6$) (Fig. 20). Apresentam um leve fracionamento em ETR leves ($La_N/Sm_N = 2,4 - 2,8$) e em ETR pesados ($Eu_N/Yb_N = 1,1 - 1,5$). Embora os padrões de ETR não mostrem grandes variações entre as rochas mais ou menos diferenciadas, parece haver um leve aumento no fracionamento em ETR, principalmente os pesados com o aumento da diferenciação (Fig. 22). Leves anomalias de Eu são observadas ($Eu/Eu^*_N = 0,8$) o que sugerem o fracionamento de plagioclásio. O padrão apresentado pelos diabásios do Cerro do Coronel são semelhantes aos apresentados por Wilson (1989) para basaltos toleíticos de grandes províncias continentais como os da Formação Serra Geral.

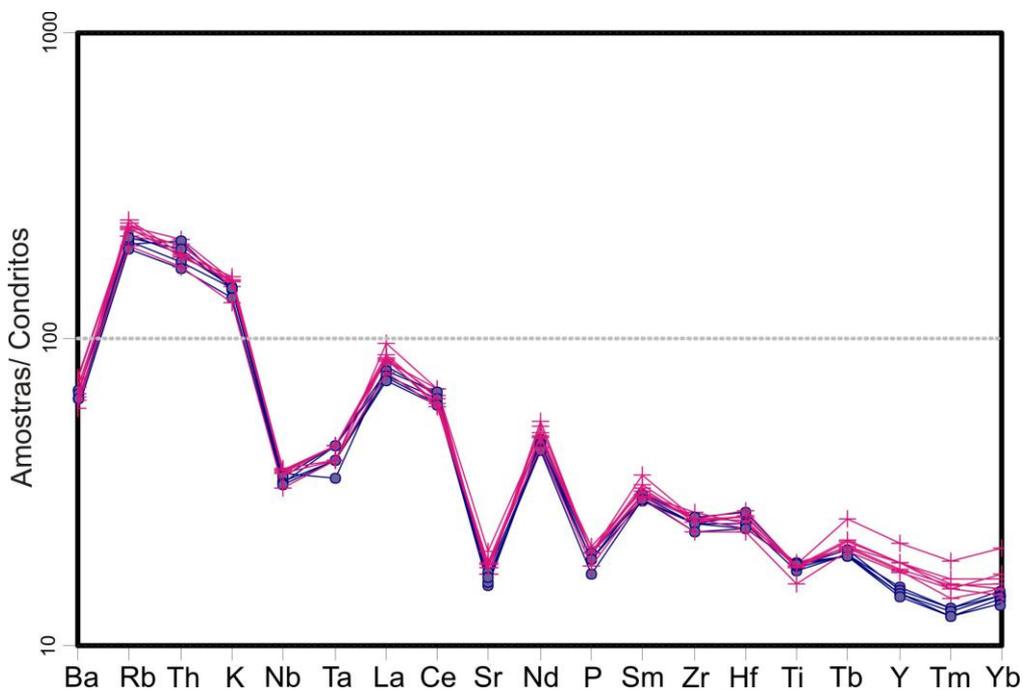


Figura 20 - Padrões de abundância dos elementos terras raras, normalizados em relação ao condrito (THOMPSON, 1982). Legenda: cruzes – bloco norte; círculos – bloco sul.

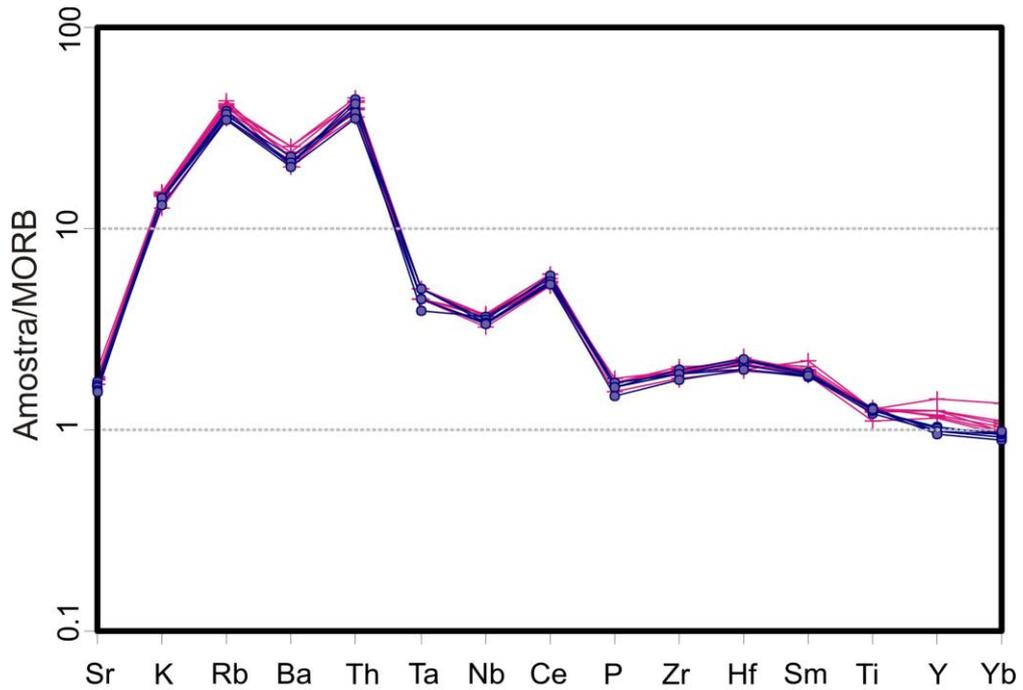


Figura 21 - Padrões de abundância dos elementos terras raras, normalizados em relação ao MORB (PEARCE, 1983). Legenda: cruces – bloco norte; círculos – bloco sul.

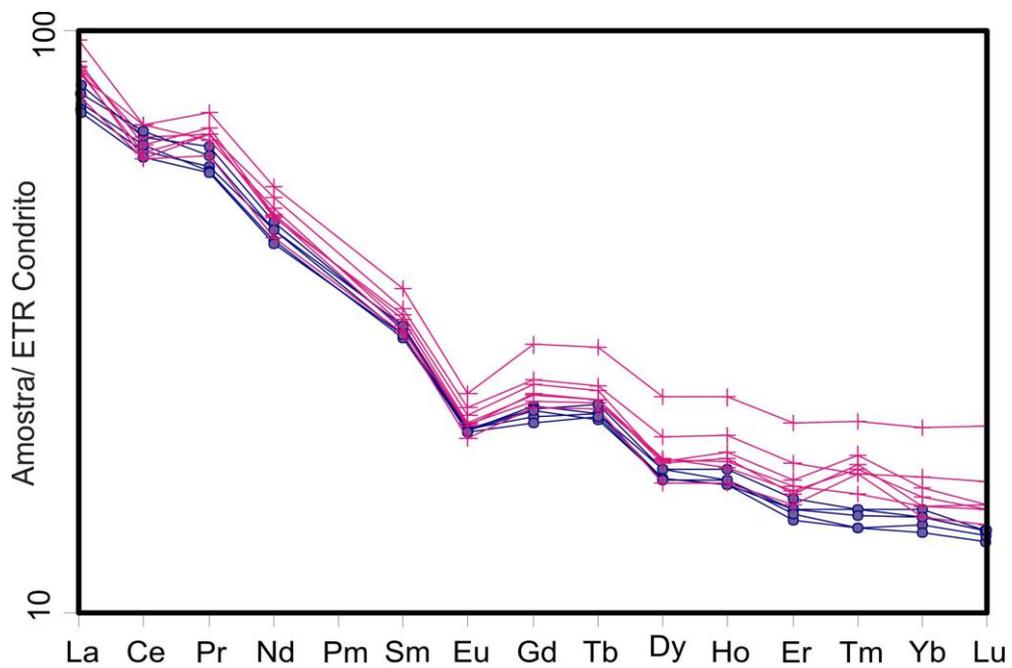
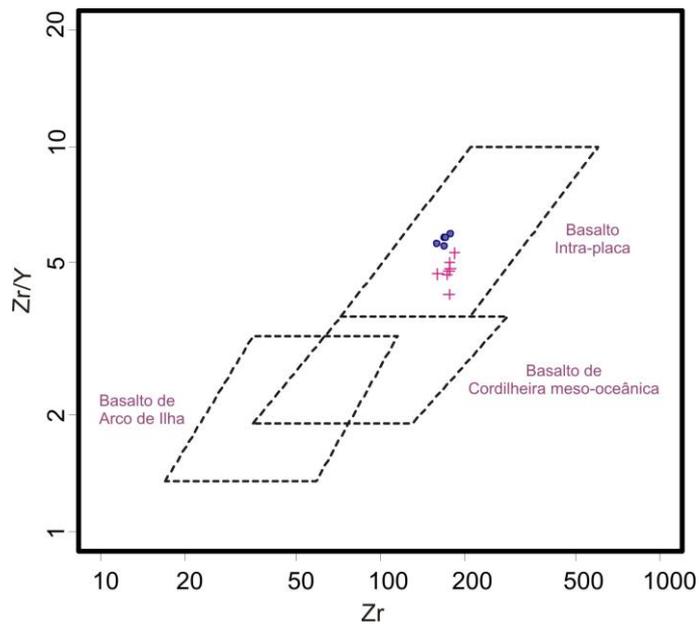
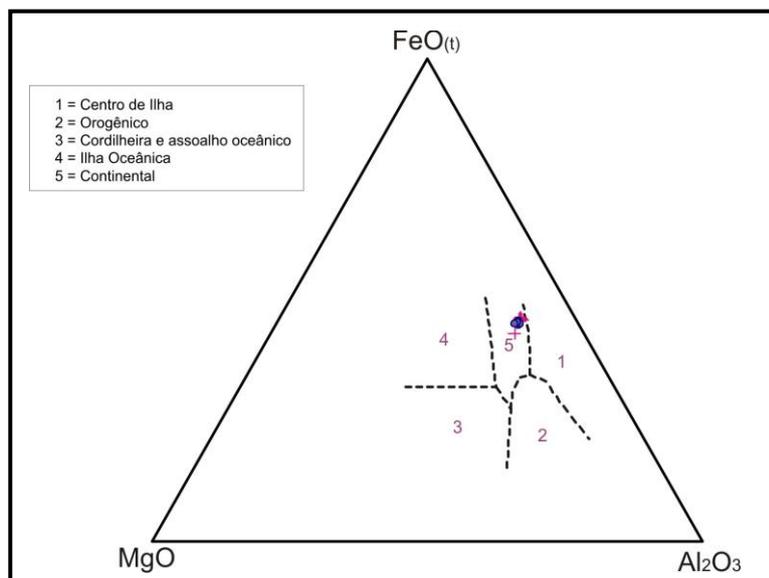


Figura 22 - Padrão de distribuição dos elementos terras raras dos diabásios do Cerro Coronel normalizadas pelo padrão condrítico (NAKAMURA, 1974). Legenda: cruces – bloco norte; círculos – bloco sul.

Em termos de ambiência tectônica, todos os dados de elementos maiores, traços e ETR têm demonstrado a sua relação a basaltos toleíticos vinculados a províncias continentais. Isso pode ser corroborado com o uso do diagrama Zr versus Zr/Y (Fig. 23a), de Pearce e Cann (1973), onde as amostras da intrusão do Cerro do Coronel ocupam o campo dos basaltos intra-placas e relacionados a ambientes continentais como constatado no diagrama de Pearce *et al.*, (1977) (Fig.23b).



(a)



(b)

Figura 23 - - Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos: (a) Zr x Zr/Y (PEARCE; CANN, 1973); (b) MgO x FeOt x Al₂O₃ (PEARCE *et al.*, 1977). Legenda: cruces – bloco norte; círculos – bloco sul.

Amostras:	CCO-005B	CCO-007B	CCO-008B	CCO-025B	CCO-027B	CCO-028B	CCO-029B	CCO-003B	CCO-011B	CCO-012B	CCO-017A	CCO-018B
	BLOCO NORTE							BLOCO SUL				
(%)												
SiO ₂	54,49	54,99	54,33	54,51	54,97	54,67	53,92	54,68	54,64	54,44	54,38	53,30
Al ₂ O ₃	12,47	12,70	12,76	12,83	12,67	12,55	13,09	12,63	12,75	12,86	12,95	13,06
Fe ₂ O ₃ (T)	14,62	14,70	14,70	14,77	14,82	14,70	14,11	14,55	14,24	14,43	14,95	14,97
MnO	0,18	0,18	0,16	0,18	0,18	0,17	0,21	0,19	0,18	0,18	0,19	0,20
MgO	2,83	2,96	2,81	3,02	2,85	2,98	3,72	3,02	3,14	3,04	3,26	3,50
CaO	6,45	6,55	6,49	6,52	6,56	6,78	7,37	6,92	7,03	7,03	6,99	6,96
Na ₂ O	2,84	2,83	2,74	2,92	2,75	2,64	2,70	2,45	2,51	2,63	2,67	2,77
K ₂ O	2,26	2,16	2,22	2,23	2,30	2,25	1,91	2,14	2,10	2,12	2,12	1,98
TiO ₂	1,92	1,90	1,88	1,84	1,88	1,86	1,64	1,85	1,81	1,87	1,91	1,89
P ₂ O ₅	0,21	0,21	0,21	0,21	0,22	0,21	0,19	0,21	0,21	0,20	0,20	0,18
PF*	1,50	0,60	1,50	0,80	0,60	1,00	0,90	1,20	1,20	1,00	0,20	1,00
Total	99,77	99,78	99,80	99,83	99,80	99,81	99,76	99,84	99,81	99,80	99,82	99,81
(ppm)												
Rb	81,90	76,40	80,10	81,00	85,90	83,40	70,70	77,10	71,10	73,20	74,90	69,00
Ba	516,00	481,00	510,00	455,00	447,00	408,00	433,00	421,00	418,00	457,00	427,00	405,00
Sr	237,50	201,10	201,30	218,80	210,60	210,40	217,00	185,30	185,30	188,90	204,30	196,20
Ga	21,10	19,30	19,70	20,60	20,10	20,30	20,10	19,70	18,40	19,10	20,80	20,20
Zr	184,50	176,40	177,50	176,50	177,00	173,20	160,40	170,10	170,10	179,10	170,80	159,90
Y	34,90	42,80	37,00	37,10	35,40	37,20	34,40	30,90	29,50	30,30	29,60	28,60
Nb	12,90	13,20	13,00	12,80	13,00	12,70	11,40	12,70	12,00	12,40	11,90	11,70
Sc	39,00	39,00	39,00	40,00	39,00	39,00	40,00	39,00	39,00	40,00	41,00	42,00
V	553,00	510,00	519,00	494,00	516,00	464,00	433,00	514,00	477,00	502,00	593,00	634,00
Co	43,10	43,30	40,90	45,30	43,90	43,60	48,00	40,90	41,30	42,10	45,60	49,30
Cu	142,40	158,90	146,20	175,00	162,70	155,80	176,20	169,70	163,00	170,70	160,70	154,70
Zn	51,00	61,00	65,00	54,00	63,00	62,00	53,00	52,00	69,00	73,00	62,00	54,00
(ppm)												
La	27,80	31,80	28,70	28,10	29,30	28,50	25,50	26,90	24,50	25,90	24,90	24,10
Ce	59,70	59,70	56,90	53,30	55,00	52,20	52,10	56,90	53,60	58,30	55,00	52,40
Pr	7,27	8,10	7,44	7,44	7,62	7,46	6,84	7,09	6,53	6,83	6,44	6,37
Nd	31,20	34,00	32,50	30,20	30,40	30,10	27,80	29,50	28,60	28,60	27,50	27,10
Sm	6,31	7,30	6,77	6,22	6,46	6,58	6,12	6,25	6,08	6,30	6,03	6,08
Eu	1,62	1,83	1,73	1,61	1,63	1,68	1,53	1,58	1,59	1,59	1,58	1,57
Gd	6,38	7,96	6,95	6,57	6,52	6,79	6,20	6,25	5,99	6,19	6,14	5,86
Tb	1,08	1,34	1,15	1,09	1,09	1,13	1,05	1,03	1,03	1,07	1,01	1,02
Dy	6,27	8,07	6,87	6,21	6,30	6,25	5,73	6,03	5,84	6,03	5,84	5,80
Ho	1,27	1,64	1,41	1,29	1,24	1,32	1,17	1,18	1,16	1,23	1,16	1,18
Er	3,71	4,77	4,06	3,59	3,64	3,79	3,45	3,39	3,24	3,53	3,39	3,33
Tm	0,48	0,64	0,52	0,54	0,53	0,56	0,52	0,45	0,42	0,45	0,44	0,42
Yb	3,35	4,58	3,76	3,35	3,48	3,61	3,20	3,21	3,11	3,30	3,20	3,02
Lu	0,52	0,71	0,57	0,51	0,51	0,52	0,48	0,47	0,46	0,47	0,47	0,45
Hf	5,00	4,80	5,20	5,10	5,50	5,30	4,70	5,30	5,00	5,40	4,80	4,80
Ta	0,90	0,80	0,90	0,90	0,90	0,80	0,80	0,70	0,80	0,90	0,90	0,80
Th	8,90	8,60	8,50	7,90	8,00	7,80	7,20	8,00	8,80	7,50	8,30	7,10
U	1,80	1,30	1,70	1,30	1,60	1,60	1,30	1,90	1,70	1,80	1,90	1,40
NORMA CIPW												
FeO/MgO	4,65	4,47	4,71	4,40	4,68	4,44	3,41	4,34	4,08	4,27	4,13	3,85
I.D.	42,97	42,65	42,07	42,45	42,80	41,68	38,39	40,54	40,45	40,70	40,08	38,53
Apatita	0,50	0,50	0,50	0,50	0,52	0,50	0,45	0,50	0,50	0,47	0,47	0,43
Ilmenita	3,65	3,61	3,57	3,50	3,57	3,53	3,12	3,51	3,44	3,55	3,63	3,59
Orthoclásio	13,36	12,76	13,12	13,18	13,59	13,30	11,29	12,65	12,41	12,53	12,53	11,70
Albita	24,03	23,95	23,18	24,71	23,27	22,34	22,85	20,73	21,24	22,25	22,59	23,44
Anortita	14,60	15,57	15,96	15,32	15,43	15,75	17,96	17,14	17,32	17,02	17,09	17,35
Magnetita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Diopsídio	13,89	13,46	12,89	13,55	13,58	14,27	14,90	13,66	13,95	14,28	14,04	13,77
Hyperstenio	21,24	21,96	21,86	22,28	21,85	21,64	22,69	21,86	21,57	21,35	22,84	23,68
Quartzo	5,58	5,94	5,77	4,56	5,94	6,04	4,25	7,16	6,80	5,92	4,96	3,39
Olivina	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
*Perda ao Fogo.												

Tabela 2 – Resultados geoquímicos e norma cipw das amostras da área de estudo para elementos maiores, menores, traços e terras raras.

6.2 MAGMA TIPO DA ÁREA DE ESTUDO: VINCULAÇÃO AO MAGMATISMO DA FORMAÇÃO SERRA GERAL

Os dados geoquímicos apresentados neste trabalho indicam que os diabásios do Cerro Coronel apresentam características típicas de basaltos/andesitos de afinidade toleítica com assinaturas semelhantes ao de magmatismo de grandes províncias continentais, como são vinculadas as rochas vulcânicas e hipabissais da Formação Serra Geral (FSG) da Bacia do Paraná.

Todas as amostras estudadas apresentam concentrações de TiO_2 menores que 2%, o que permite relacioná-las aos magmas do tipo Baixo-Ti, característico da subprovíncia sul da FSG. Segundo vários autores (MANTOVANI; *et al.*, 1985; MARQUES; *et al.*, 1989; PEATE; *et al.*, 1992) o grupo Baixo-Ti pode ser subdividido em três subgrupos, ou magmas-tipo distintos, denominados Ribeira, Esmeralda e Gramado, segundo critérios baseados nas concentrações de TiO_2 , SiO_2 e outros elementos traços incompatíveis: Gramado ($49 < \text{SiO}_2 < 60$; $0,75\% < \text{TiO}_2 < 1,9\%$; $140\text{ppm} < \text{Sr} < 400\text{ppm}$; $\text{Ti/Y} < 300$; $\text{Ti/Zr} < 60$ e $3,5 < \text{Zr/Y} < 6,5$), Esmeralda ($48 > \text{SiO}_2 > 55$; $1,1\% < \text{TiO}_2 < 2,3\%$, $120\text{ppm} < \text{Sr} < 250\text{ppm}$; $\text{Ti/Y} < 330$; $\text{Ti/Zr} > 60$ e $2 < \text{Zr/Y} < 5$) e Ribeira ($49 < \text{SiO}_2 < 52$; $1,5\% < \text{TiO}_2 < 2,3\%$; $200 \text{ ppm} < \text{Sr} < 375\text{ppm}$; $\text{Ti/Y} > 300$; $\text{Ti/Zr} > 65$ e $3,5 < \text{Zr/Y} < 7$).

As amostras do corpo intrusivo do Cerro do Coronel apresentam teores de Sr entre 185 e 237ppm, Zr/Y entre 4,1 e 5,5, Ti/Zr variando de 61 à 66, e Ti/Y entre 266 e 396, o que mostra uma transição entre os grupos Esmeralda e Ribeira (Fig. 24 a,b). No entanto, a utilização da relação entre a SiO_2 e o Sr permite posicionar o magmatismo relacionado a soleira do Cerro do Coronel como sendo do tipo Esmeralda (Fig. 24).

O grupo Esmeralda está relacionado com os magmas tipo que, baseados nos dados geoquímicos e relações estratigráficas, são considerados mais antigos, juntamente com os grupos Gramado e Urubuci que pertencem a subprovíncia sul da FSG.

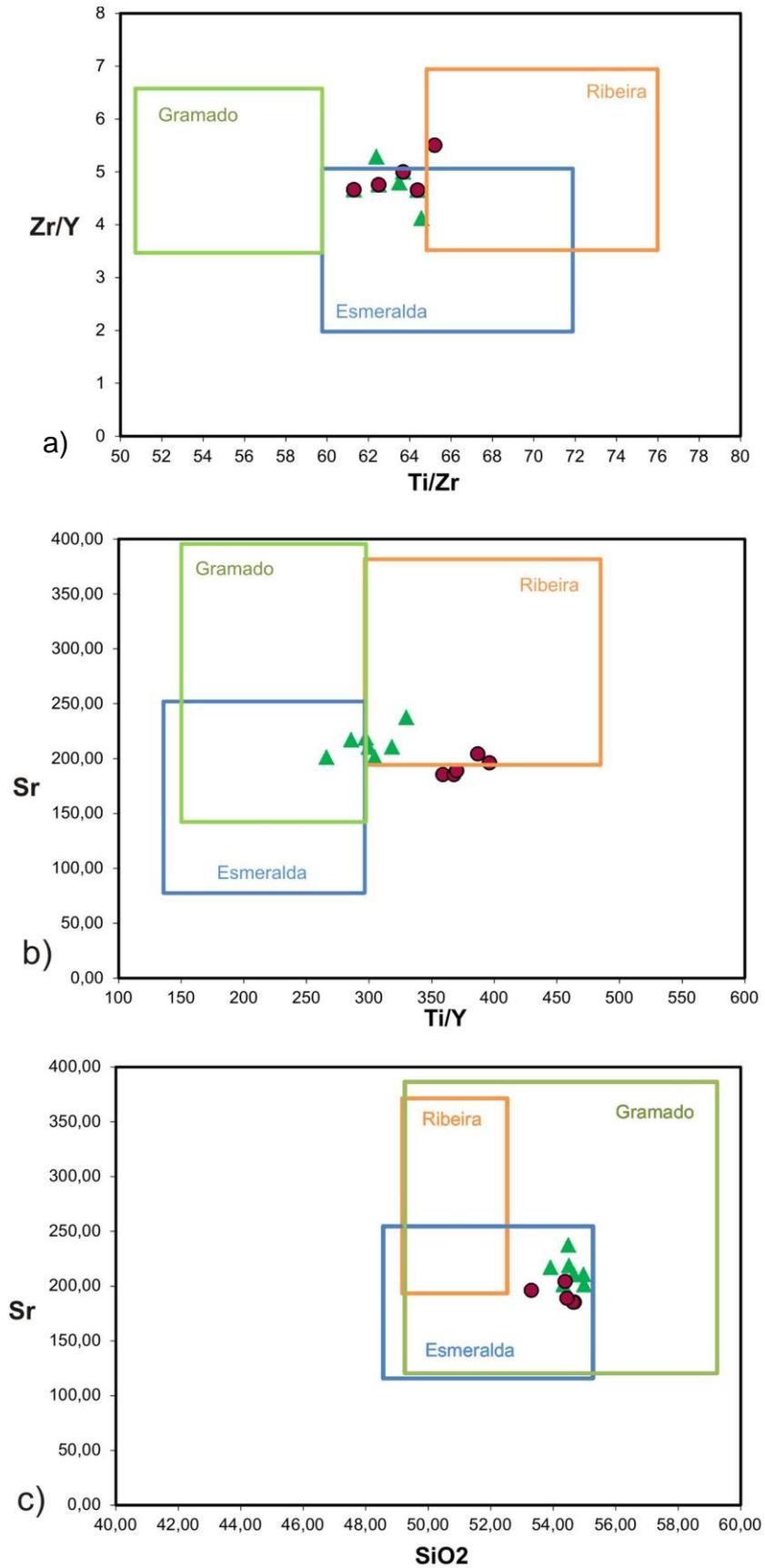


Figura 24 - Diagramas Zr/Y x Ti/Zr (a), Ti/Zr x Sr (b) e Sr x SiO₂ mostrando o comportamento das amostras coletadas na área investigada, com os campos dos magmas-tipo segundo Peate *et al.*, (1992). Legenda: triângulos – bloco norte; círculos – bloco sul.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A soleira de diabásio do Cerro do Coronel é um corpo intrusivo de geometria tabular que corta concordantemente as rochas sedimentares das Formações Rio Bonito e Irati, as quais se encontram em contato por falhamento N70E. A disposição destas três unidades caracteriza geomorfologicamente um morro testemunho denominado bismálito. Disjunções colunares e poligonais alongadas são comuns, tanto na base quanto no topo da soleira e são afetadas, frequentemente, por um intenso faturamento subvertical, provavelmente provocados por atividade tectônica, como reativações da falha NE.

O corpo intrusivo apresenta pequena diversidade faciológica caracterizada pela textura equigranular fina a muito fina, e pela presença muito localizada de bolsões pegmatóides com cristais de piroxênio e plagioclásio aciculares. Esta pouca variação faciológica e textural pode estar vinculada a pouca profundidade em que o magma cristalizou e também pela pouca espessura do corpo magmático. De uma maneira geral, a rocha caracteriza-se pela textura intergranular, evidenciada pela trama formada por plagioclásio e piroxênio, constituintes mineralógicos principais.

Os dados geoquímicos evidenciam a natureza subalcalina do magmatismo relacionado ao corpo intrusivo do Cerro do Coronel, cuja afinidade toleítica pode ser constatada pelas relações entre álcalis, FeO_t e MgO e pelos baixos conteúdos de Al₂O₃. A presença de quartzo, hiperstênio e diopsídio normativos confirmam esta caracterização e permite interpretar estas rochas como toleítos supersaturados.

Os diabásios apresentam baixos teores de MgO, Cr e Ni, o que sugere que estas rochas foram formadas por um magma evoluído que sofreu processos de fracionamento anteriores, envolvendo provavelmente olivina e piroxênio.

O comportamento dos elementos maiores em relação ao índice de diferenciação sugere processos de diferenciação magmática, envolvendo mecanismos de cristalização fracionada controlada, principalmente, pelo fracionamento de plagioclásio e piroxênio e a incompatibilidade dos elementos traços é característico de magmas básicos/intermediários toleíticos de ambientes continentais.

Os padrões observados nos diagramas multielementares e o comportamento dos LILEs, aliado ao baixos teores de HFSE são muito semelhantes aos de basaltos

toleíticos continentais. Os padrões dos elementos terras raras mostram valores moderados, quando normalizados pelo condrito e são caracterizados por um moderado enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP e uma leve anomalia de Eu. O comportamento dos ETR apresentado pelos diabásios do Cerro do Coronel são semelhantes aos apresentados para basaltos toleíticos de grandes províncias continentais como os da Formação Serra Geral.

Em comparação com o magmatismo relacionado ao vulcanismo Serra Geral, as rochas intrusivas do Cerro do Coronel podem ser associadas ao tipo Baixo titânio, pois apresentam teores de TiO_2 inferiores a 2%. As características apresentadas pelos diabásios, como teores de Sr entre 185ppm e 237ppm, Ti/Zr variando de 61 à 66, Ti/Y entre 266 e 396 e a relação entre a SiO_2 e o Sr permite posicionar o seu magmatismo como sendo do tipo Esmeralda, conforme a classificação proposta por Peate et al. (1992) para os magmas Baixo-Ti.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F. F. M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, n. 4, p. 325 – 349.

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C.D.R. 1989. Addendum. **Bol. IG-USP, Sér. Cient.**, São Paulo, 2010 . Disponível em <http://pgegeo.igc.usp.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102-62831989000100018&lng=pt&nrm=iso>. acesso em 4 de junho de 2010.

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R.; MIZUSAKI, A .M. P. 1996. Correlação do Magmatismo das Bacias da Margem Continental Brasileira com o das Áreas Emersas Adjacentes. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 26, n. 3, p. 125 – 138.

BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L. S.; MELFI, A. J.; STOLFA, D. 1984. Low-pressure evolution of basalt sills from bore-holes in the Paraná Basin, Brazil. **TMPM**, v. 33, p. 25-47.

BOSSI, J.; SCHIPILOV, A. 2007. **Rocas Ígneas Básicas del Uruguay**. Montevideo: Universidad de la República – Facultad de Agronomía. 364p.

BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L. S.; MELFI, A. J.; NARDY, A. J. R.; PAPTRECHAS, C.; PICCIRILLO, E. M.; ROISENBERG, A. 1986. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. **Journal of Petrology**, v. 27, p.915-944.

COFFIN, M. F.; ELDHOLM, O. 1992. Volcanism and continental break-up: A global compilation of large igneous provinces. In: **Geological Society of London Special Publication**, v.68, p. 17-30.

COX, K. G. 1980. A model for flood basalt volcanism. **Journal of Petrology**, v. 21, p.629-650.

DAVINO, A.; SINELLI, O.; SOUZA, A. & CORREIA, C.T. 1982. Diabásio na região nordeste da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., **Anais...** Salvador, BA: SBG, p. 1736-1744. v. 4.

EICK, N. C.; LISBOA, N. A.; SCHUCK, M. T. G. de O. 1984. Geologia do Cerro Coronel, Rio Pardo, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., **Anais....** Rio de Janeiro, RJ: SBG, p. 2450-2464. v. 5.

ERNESTO, M.; RAPOSO, M. I. B.; MARQUES, L. S.; RENNE, P. R.; DIOGO, L. A.; DE MIN, A. 1999. Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the North-eastern Paraná magmatic province: tectonic implications. **Journal of Geodynamics**, v. 28, p. 321-340.

GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. 1994. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, p. 18117-18145.

HAWKESWORTH, C. J.; FRASER, K. J.; ROGERS, N. H. 1985. Kimberlites and lamproites: extreme products of mantle enrichment processes. **Trans. Geological Society of South Africa**. 88, 439 – 47.

HOOPER, P. R. 2000. Flood Basalt Provinces. In: SIGURDSSON, H.; HOUGHTON, B.F.; MCNUTT, S. R.; RYMER, H.; STIX, J. (Ed): **Encyclopedia of Volcanoes**. Academic Press, San Diego. p. 345-359.

IRVINE, T. N.; BARAGUAR, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 8, p. 523-548.

JANOŠEK, V.; FARROW, C. M.; ERBAN, V.; ŠMÍD, J. 2006. Technical Note Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). **Journal of Petrology**, v. 47, n.6., p. 1255-1259.

JENNER, G. J.; LONGERICH, H. P.; JACKSON S. E.; FRYER, B. J. 1990. ICP-MS a powerful tool for high precision trace-element analysis in earth sciences; evidence from analysis of selected U.S.G.S. reference samples. **Chemical Geology**, v.83., p. 133-148, 1990.

JENSEN, L. S. 1976. **A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks**. Ontario Division of Mines, Misc., Paper 66, 22 p.

KERR, P. F. 1977. **Optical mineralogy**. 4.ed. New York: Mcgraw-Hill,. 492 p.

KUMAGAI, I.; KURITA, K. 2005. A causal relationship between a superplume and a supercontinent: Which came first? **Geophysical Research Abstracts**, v. 7, p. 9302.

LE BAS, M. J.; LE MAITRE, R. W.; STRECKEISEN, A.; ZANNETIN, B. A. 1986. Chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. **Journal of Petrology**, v. 27, p. 745 – 750,

MACHADO, F.B. 2005. **Geologia e aspectos petrológicos das rochas intrusivas e efusivas mesozóicas de parte da borda leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo. 2005**. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, SP.

MACKENZIE, W. S. 1995. **Atlas of Igneous Rocks and their textures**. London: Longman Scientific & Technical, 148p.

MANIESI, V; OLIVEIRA, M. A. F. 1997. Petrologia das soleiras de diabásio de Reserva e Salto do Itararé, PR. **Geochimica Brasiliensis**, Rio de Janeiro, v.11, n. 2., p. 153-159.

MANTOVANI, M.S.M., MARQUES, L.S., SOUZA, M.A., ATALLA, L., CIVETA, L., INONOCENTI, F. 1985. Trace Element and Strontium Isotope Constrains of the Origin and Evolution of Paraná Coantiental Flood Basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). **Journal of Petrology**, v. 26, p. 187-209.

MARQUES, L.S.; FIGUEIREDO, A.M.G.; SAIKI, M.; VASCONCELLOS, M.B.A. 1989. Geoquímica analítica dos elementos terras raras - Aplicação da técnica de análise por ativação neutrônica. In: FORMOSO, M.L.L.; NARDY, L.V.S. & L.A. HARTMANN (Coords.), **Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil**. Rio de Janeiro: CPRM/ DNPM - SBGq, p. 15-20.

MARQUES, L.; ERNESTO, M. 2004. O Magmatismo Toleítico da Bacia do Paraná. In: NETO, V.M.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.; BRITO-NEVES, B.B.de. (Coordenadores), **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Editora Beca, p. 245-263.

MELFI, A. J.; PICCIRILLO, E. M.; NARDY, A. J. R. 1988. Geological and magmatic aspects of the Paraná basin: an introduction. In: MELFI, A. J.; PICCIRILLO, E. M. (Ed.). **The mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo: USP, Instituto Astronômico e Geofísico, p.1-13.

NAKAMURA, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 38, p. 757-773.

NARDY, A.J.R. 1995. **Geologia e petrologia do vulcanismo mesozóico da região central da Bacia do Paraná**. Rio Claro, Tese (Doutorado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, SP.

NARDY, A. J. R.; OLIVEIRA, M. A. F. de; BETANCOURT, R. H. S.; VERDUGO, D. R. H., MACHADO, F. B. **Geologia e estratigrafia da Formação Serra Geral**. Revista Geociências, v. 21, n 2, p. 15-32, 2002.

PEARCE, J. A.; CANN, J. R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis. **Earth and Planetary Science Letters**, v.19. p. 290-300.

PEARCE, T. H.; GORMAN, B. E.; BIRKETT, T. C. 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 36, p. 121-132.

PEARCE, J. A. 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: HAWKESWORTH, C. J.; NORRY, M. J. (Ed.) **Continental basalts and mantle xenoliths**. Nantwich: Shiva, p. 230-249.

PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. SM. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South América): classification of magma types and their spatial distribution. **Bulletin of Volcanology**, Berlin, v. 55, n. 1, p. 119-139.

PETERSOHN, E; VASCONCELLOS, E. M. G; LOPES, K. 2007. Petrologia de *sills* encaixados nas Formações Irati e Ponta Grossa (Bacia do Paraná) do Estado do Paraná. **Geochimica Brasiliensis**, Rio de Janeiro, RJ. v. 21, n.1., p. 58-70.

PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (Coordenadores). **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects**. São Paulo, Brasil: IAG-USP, 1988, 600 p.

RENNE, P. R.; ERNESTO, M.; PACCA, I. G.; COE, R. S.; GLEN, J. M.; PRÉVOT, M.; PERRIN, M. 1992. The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. **Science**, v. 258, p. 975-979.

RENNER, L. C.; HARTMANN, L. A.; WILDNER, W. 2008. Caracterização geoquímica de sills da região de Manoel Viana e Agudo, porção sul da Formação Serra Geral e comparação com os sills da porção leste e norte da Bacia do Paraná.

In: SIMPÓSIO DO VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS , 4., Foz do Iguaçu, PR. **Anais...** Foz do Iguaçu, PR : SBG. 1 CD.ROM.

SELF, S.; KESZTHELYI, L.; THORDARSON, T. 1998. The importance of pahoehoe. **Annual Reviews Earth Planetary Science**, v. 26, p. 81-110.

SOARES, P. C. 1981. Estratigrafia das Formações Jurássico-Cretáceas na Bacia do Paraná, Brasil. In: **Cuencas sedimentares de Jurássico Y Cretáceo de América del Sur**, Buenos Aires, Comitê Sudamericano del Jurássico Y Cretáceo., v.1, p. 271-304.

THOMPSON, R. N. 1982. Magmatism of British tertiary volcanics provinces. **Scottish Journal of Geology**, v. 18, p. 50-107.

THOMPSON, R. N.; MORRISON, M. A.; DICKIN, A. P.; HENDRY, G.L. 1983. Continental flood basalts...aracnids rule ok? In: HAWKESWORTH, C. J.; NORRY, M. J. (Ed.) **Continental basalts an mantle xenoliths**. Nantwich: Shiva. p. 158-185.

THOMPSON, R. N.; MORRISON, M. A.; HENDRY, G. L.; PARRY, S. J. 1984. An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. **Phil Trans R. Soc. Lond**, v. 31, p. 549-590.

VIERO, A. P.; ROISENBERG, A. 1992. Petrologia e geoquímica do Complexo Básico Lomba Grande. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, RS, v. 19, n.1., p. 41 – 54.

WAICHEL, B. L. 2005. **Estruturação de derrames e interações lava-sedimento em Províncias Basálticas Continentais**. 2005. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS.

WAICHEL, B. L.; LIMA, E. F.; SOMMER, C. A. 2006. Tipos de Derrame e Reconhecimento de Estruturas nos Basaltos da Formação Serra Geral: Terminologia e Aspectos de Campo. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, RS, v. 33, n.2., p. 123 – 133.

WALSH, J. N.; HOWIE R. A. 1980. An evaluation of the performance of an inductively coupled plasma source spectrometer for the major and trace constituents of silicate rocks and minerals. **Mineralogical Magazine**, v. 43, p. 967-974.

WHITE I. C. 1908. Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brazil. 2008. **Relatório final apresentado a S. Ex. o Sr. Dr. Lauro Severiano Müller, Ministro da Indústria, Viação e Obras Públicas por I. C. White, chefe da comissão 1 de julho de 1904 a 31 de maio de 1906.** Tradução de Carlos Moreira. Belo Horizonte: CPRM. 617 p. Edição Comemorativa 100 anos do Relatório White. 1 CD-ROM.

WHITE, R. S.; MCKENZIE, D. 1995. Mantle plumes and flood basalts. **Journal of Geophysical Research**, Cambridge, v. 100, n. b9, p. 17.543-17.585.

WILSON, M. 1989. **Igneous Petrogenesis a global tectonic approach.** Berlin: Springer. 466p.

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

YODER, M. C. E.; TILLEY, C. E. 1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. **Journal Petrology**, v. 3, p. 342-532.

ZALÁN, P. V.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M. A. M.; APPI, V. T.; WOLFF, S.; VIEIRA, I. S.; MARQUES, A. 1985. Estilos estruturais relacionado à intrusões magmáticas básicas em rochas sedimentares. **Boletim Técnico da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, RJ, v. 28, n. 4, p. 221 - 230.