



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

**METALOGENIA DOS ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA
COM BASE NA ESTRATIGRAFIA E GEOQUÍMICA DA
PROVÍNCIA ÍGNEA CONTINENTAL DO PARANÁ**

Ronaldo Luiz Mincato

TESE DE DOUTORADO

Esta exemplar foi recebido
redigido por Ronaldo Luiz Mincato
e aprovado em 24/02/2000
por Alfano front
ORIENTADOR

CAMPINAS - SÃO PAULO

JANEIRO - 2000



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

RONALDO LUIZ MINCATO

**METALOGENIA DOS ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA
COM BASE NA ESTRATIGRAFIA E GEOQUÍMICA DA
PROVÍNCIA ÍGNEA CONTINENTAL DO PARANÁ**

Tese apresentada ao Instituto de Geociências como
parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor
em Geociências – Área de Metalogênese

Orientador: Prof. Dr. Alfonso Schrank

Co-Orientadora: Profa. Dra. Jacinta Enzweiler

CAMPINAS - SÃO PAULO

JANEIRO - 2000

072900001

UNIDADE	B.C.
N.º CHAMADA:	T/UNICAMP
	M 661m
I.	Ex.
COMBO	40999
PREC.	278100
	D ☒
PREC.	R911,00
DATA	25/04/00
N.º CPD	

CM-00140577-0

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA do IG – UNICAMP

..... Mincato, Ronaldo Luiz

M 661m Metalogenia dos elementos do grupo da platina com base na estratigrafia e geoquímica da Província ígnea continental do Paraná / Ronaldo Luiz Mincato.- Campinas, SP.: [s.n.], 2000.

Orientador: Prof. Dr. Alfonso Schrank
Co-Orientador: Profa. Dra. Jacinta Enzweiler

Tese (doutorado) - Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Metalogenia 2. Grupo da Platina. 3. Geologia – Estratigrafia - Província Paraná. 4. Geoquímica - Província Paraná. I. Schrank, Alfonso. II. Enzweiler, Jacinta. III. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências. IV. Título.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

Autor: Ronaldo Luiz Mincato

**METALOGENIA DOS ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA COM BASE NA
ESTRATIGRAFIA E GEOQUÍMICA DA PROVÍNCIA ÍGNEA CONTINENTAL DO PARANÁ.**

Orientador: Prof. Dr. Alfonso Schrank

Co-Orientadora: Profa. Dra. Jacinta Enzweiler

Aprovada em: ____/____/____

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Alfonso Schrank (Presidente)

Prof. Dr. Hardy Jost

Profa. Dra. Marta M. S. Mantovani

Prof. Dr. Roberto P. Xavier

Prof. Dr. Asit Choudhuri

[Handwritten signatures of the examiners over horizontal lines]

Campinas, Janeiro de 2000

À memória de meus pais,
Batista e Eliza

AGRADECIMENTOS

Agradeço à CAPES, pela bolsa de estudo entre março de 1995 e fevereiro de 1998.

À PUC-Campinas, pelo Regime de Dedicação (Capacitação) desde março de 1998.

À FAPESP, pelo auxílio à pesquisa (Processo nº 95/9850-7) outorgado em nome do Prof. Dr. Alfonso Schrank.

Aos meus orientadores, Prof. Dr. Alfonso Schrank e Profa. Dra. Jacinta Enzweiler, pela orientação dedicada.

Aos professores Dr. Alfonso Schrank, Dra. Jacinta Enzweiler, Dr. Hardy Jost, Dr. Asit Choudhuri e Dr. Gilberto Amaral, membros da banca de qualificação, pela críticas e sugestões.

Ao Prof. Dr. Paul Randall Renne, do Berkeley Geochronology Center, pela colaboração e orientação nas datações ^{40}Ar - ^{39}Ar .

À Dra. Ana Maria Graciano Figueiredo, da Divisão de Radioquímica do IPEN / CNEN – SP, pelas determinações de elementos traços e terras raras por análise instrumental por ativação neutrônica.

Ao Dr. Jorge Eduardo de Souza Sarkis e ao Sr. Maurício Hiromitu Kakazu, do Grupo de Caracterização Isotópica do IPEN / CNEN – SP, pelas determinações dos elementos do grupo da platina por espectrometria de massa de alta resolução com fonte de plasma indutivo.

Ao MSc. Alexandre Paulo de Souza Jorge, pelas execução dos procedimentos de pré-concentração dos elementos do grupo da platina com fusão coletora de sulfeto de níquel.

À Sra. Maria Aparecida V. Peneireiro, do Laboratório Geoquímico do IG-UNICAMP, pela determinação dos elementos maiores e traços por fluorescência de raios X.

Ao Sr. Juarez Costa, do IG-UNICAMP, pela colaboração nos trabalhos de campo.

Ao Sr. Devison Pereira de Abreu, do IG-UNICAMP, pela confecção das lâminas petrográficas.

Ao Sr. Oswaldo Carvalho da Silva e Sra. Iracema Alves Carvalho, de Indaiatuba, pela carinhosa acolhida para redação final da tese.

Aos meus amigos Wagner, Tânia e Yvone, pelo apoio incondicional.

Aos meus irmãos Leda, Helena, Remo, Rubens[†], Ramiro, Rosmari, Ramone e demais familiares, pelo inestimável apoio.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

Metalogenia dos Elementos do Grupo da Platina com base na Estratigrafia e Geoquímica da Província Ígnea Continental do Paraná

RESUMO

TESE DE DOUTORADO

Ronaldo Luiz Mincato

A metalogenia dos elementos do grupo da Platina na Província Ígnea Continental do Paraná foi avaliada a partir de novos dados geoquímicos (elementos maiores, traços, terras raras e do grupo da platina) e geocronológicos (^{40}Ar - ^{39}Ar).

As rochas da província do Paraná foram categorizadas, com base em critérios geoquímicos, em cinco unidades básicas (Gramado, Esmeralda, Paranapanema, Pitanga e Urubici) e três ácidas (Caxias do Sul, Santa Maria e Chapecó). As unidades básicas de Ti e P baixos (Gramado e Esmeralda) e as ácidas, de baixo-Ti, associadas (Caxias do Sul e Santa Maria), estão concentradas no sul-sudeste da província. As unidades básicas de Ti e P intermediários (Paranapanema) e altos (Pitanga) e a unidade ácida, de alto-Ti, associada dominam no norte-noroeste. A unidade Urubici (de Ti e P altos) ocorre intercalada à unidade Gramado no leste da província, em Santa Catarina. Apesar dessa distribuição preferencial das unidades, os resultados não confirmam a compartimentação geoquímica da província nas zonas Norte, Central e Sul e nem os lineamentos tectônicos do Rio Uruguai e do Rio Piquiri como controladores da efusão e da natureza do magmatismo.

As diferentes assinaturas geoquímicas das unidades básicas podem ser relacionadas à graus de fusão parcial distintos do manto litosférico continental, tendo a contaminação crustal desempenhado papel importante na evolução da unidade Gramado ($\text{Th}/\text{Ta} \sim 8,2$). A gênese e evolução das unidades ácidas puderem ser diretamente relacionadas à evolução das unidades basálticas geograficamente associadas.

Os dados radiométricos indicam que o magmatismo da província teve uma duração de cerca de 3,5 Ma (entre 133,90 e 130,36 Ma), com uma taxa de efusão de $0,23 \text{ km}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$, e que evoluiu de sul para norte em estreita vinculação com a abertura do oceano Atlântico Sul.

A partir das abundâncias dos EGP, as unidades básicas são caracterizadas como altamente fracionadas ($\text{Pd}/\text{Ir} = 75$) e que foram geradas a partir de magmas subsaturados em S. Tal condição em associação com os controles geológicos dos depósitos de Ni-Cu-EGP nas províncias de CFB, permitem indicar a unidade Gramado, na borda leste da província, como o principal alvo para esse tipo de depósito na província do Paraná. Todavia, a potencialidade das demais unidades básicas não pode ser descartada, pois os baixos teores de EGP de alguns derrames da unidade Pitanga podem ser devidos à segregação de sulfetos na ascensão de tais magmas.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

**Platinum Group-Elements Metallogeny based on Stratigraphy and
Geochemistry of the Paraná Continental Igneous Province**

ABSTRACT

DOCTORAL THESIS

Ronaldo Luiz Mincato

The platinum-group elements metallogeny of the Paraná Continental Igneous Province is evaluated from new geochemical (major, trace, rare-earth and platinum-group element) and geochronological (^{40}Ar - ^{39}Ar) data.

The Paraná rocks vary widely in chemical composition but can be categorised into five basic units (Gramado, Esmeralda, Paranapanema, Pitanga and Urubici) and three acid units (Caxias do Sul, Santa Maria and Chapecó). The low-Ti and low-P basic units (Gramado and Esmeralda) and the associated low-Ti acid units (Caxias do Sul and Santa Maria) are located at the south – southeast of the province. The basic units of Ti and P intermediate (Paranapanema) and high (Pitanga) and the associated high-Ti acid unit (Chapecó) dominate in the north-northwest. The Urubici unit (high-Ti and -P) occurs interbedded with Gramado unit at the eastern border of the province in Santa Catarina state. This observed preferable distribution of the magmatic units does not confirm the geochemical subdivision of the province in three main zones: North, Central and South. Also, the Rio Uruguai and Rio Piquiri lineaments have no obvious control on the nature and distribution of the magmatic units.

The distinct geochemical signatures of the basic units can be related to different grades of partial melt of the continental lithospheric mantle, with the crustal contamination playing an important role in the evolution of the Gramado unit ($\text{Th}/\text{Ta} \sim 8,2$). The genesis and evolution of acidic units were related to the evolution of the basaltic units, to which they occur associated.

The geochronological data indicated that the magmatism of the Paraná province lasted about 3,5 My (between 133,90 and 130,36 My) with a mean eruption rate of $0,23 \text{ km}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$ and was linked to northward opening of South Atlantic ocean.

From the PGE geochemistry, the Paraná basalts were characterised as highly fractionated ($\text{Pd}/\text{Ir} = 75$), and that were generated from S-undersaturated magmas. This favourable condition together with the geological controls of Ni-Cu-PGE ore deposits in CFB provinces allows to indicate the Gramado unit (low-Ti and -P) at the eastern border of the province, as the principal target for this kind of deposit. However the potentiality of the other basic units of the province cannot be ignored, because the low PGE abundance of some flows of the Pitanga unit might be related to the segregation of sulphides during the ascension of those magmas.

Metalogenia dos Elementos do Grupo da Platina com base na Estratigrafia e Geoquímica da Província Ígnea Continental do Paraná.

Índice

Lista de Abreviaturas	vii
Lista de Tabelas	viii
Lista de Figuras	ix
I. Introdução	01
1.1. Apresentação da Tese	01
1.1.1. Objetivos	02
1.1.2. Justificativas	02
1.1.3. Abordagem da Província Ígnea Continental do Paraná	03
1.2. As Grandes Províncias Ígneas	04
1.2.1. As Províncias de Derrames de Basaltos Continentais	06
1.2.1.1. Geoquímica e Origem das Províncias de CFB	07
1.2.1.2. Modelos de Colocação das Províncias de CFB	11
1.2.2. A Província Ígnea Continental do Paraná	13
1.2.2.1 Arcabouço Geológico Regional	15
1.2.2.2. Estágio Atual de Conhecimento sobre a Província do Paraná	18
II. Materiais e Métodos	27
2.1. Trabalhos de Campo	27
2.2. Estudos Petrográficos	31
2.3. Análises Geoquímicas	32
2.3.1. Óxidos Maiores e Elementos Traços	32
2.3.2. Elementos Terras Raras e outros Traços	34
2.3.3. Elementos do Grupo da Platina e Ouro	35
2.4. Geocronologia ^{40}Ar - ^{39}Ar	37

III.	Resultados e Discussões	39
3.1.	Estratigrafia e Geoquímica da Província Ígnea Continental do Paraná	39
3.1.1.	Trabalhos de Campo, Petrografia e Classificação	42
3.1.2.	Idade do Magmatismo – Datações ^{40}Ar - ^{39}Ar	51
3.1.3.	Geoquímica do Pacote Vulcânico da Província do Paraná	55
3.1.3.1.	Aspectos Geoquímicos Regionais	56
3.1.3.2.	Estratigrafia Química da Província do Paraná	78
3.1.3.3.	Detalhamento da Estratigrafia Química	82
3.1.4.	Comentários Petrogenéticos	93
3.2.	Metalogenia dos Elementos do Grupo da Platina na Província do Paraná	101
3.2.1.	Gênese dos Depósitos de EGP em Províncias de CFB	101
3.2.2.	Geoquímica dos EGP na Província do Paraná	104
3.2.3.	Metalogenia dos EGP na Província do Paraná	114
IV.	Conclusões	120
	Referências Bibliográficas	122
	Anexos	139

Lista de Abreviaturas

AFC – *Assimilation, fractional crystallisation*
AS – Assis - Sertãoópolis
BI – Bauru - Itirapina
BV – Bento Gonçalves - Veranópolis
CFB - *Continental Flood basalts*
CN – Rio Uruguai – Campos Novos
CP – Vila Cristina – Nova Petrópolis
EGP – Elementos do Grupo da Platina
ETR - Elementos Terras Raras
FCs - *Fish Canyon sanidine*
FP – Fartura - Pirajú
GB – Guatá – Bom Jardim
GC – Goio-En - Chapecó
GPS - *Geographic Position System*
HFSE - *High-Field Strength Elements*
HPT – Basaltos de Ti e P altos
II – Itapiranga – Iporã do Oeste
IC – Rio Iguaçu - Cascavel
IPT – Basaltos de Ti e P intermediários
IS – Ilha Solteira
JS – Jaguari – Santiago
JC – Jacarezinho – Santo Antônio da Platina
LILE - *Large Ions Lithophile Elements*

LIPs – *Large Igneous Provinces*
LL – Londrina - Lerroville
LPT – Basaltos de Ti e P baixos
LS – Lajeado – Soledade
MI – Morro da Igreja
MORB – *Mid-Ocean Ridge Basalts*
Mg[#] – número de Mg
OIB – *Ocean Island Basalts*
OU - Ourinhos
PG – Prudentópolis – Guará
RA – Rodovia Anhangüera
RC – Rodovia Castelo Branco
RP – Sertãozinho – Ribeirão Preto
SG – Salto Grande
SJ – Santa Maria – Júlio de Castilhos
SO – Salto Osório
SP – Salto do Segredo - Pinhão
SV – Rodovia São Vendelino
TF – Três Fronteiras
TP – Rio Iguaçu – Três Pinheiros
UM – Usina Marimbondo
WL – Rodovia Washington Luiz

Lista de Tabelas

Tabela 1.1: Localização e atributos de algumas províncias de CFB	06
Tabela 2.1: Locais (perfis e pontos) trabalhados na Província Ígnea Continental do Paraná.	29
Tabela 3.1: Características químicas das unidades basálticas da província do Paraná caracterizadas neste estudo	77
Tabela 3.2: Principais características químicas das unidades ácidas da província do Paraná caracterizadas neste estudo	77
Tabela 3.3: Razões $(La/Yb)_N$; $(La/Sm)_N$; $(Sm/Lu)_N$; $(Tb/Yb)_N$ e Eu/Eu^* nas unidades básicas e ácidas caracterizadas neste estudo sobre a província do Paraná.	89
Tabela 3.4: Teor médio e desvio padrão (95%) dos EGP e Au das amostras da província do Paraná	105
Tabela 3.5: Teores (ppb) médios dos EGP e Au nos basaltos da província do Paraná, nas diferentes unidades de basaltos desse estudo, nos MORB e nos tholeiítos de baixo-Ti.	106

Lista de Figuras

Figura 1.1: Mapa do Atlântico Sul	13
Figura 1.2: Província do Paraná – Etendeka pré deriva continental	14
Figura 1.3: Mapa geológico do embasamento da bacia do Paraná	16
Figura 1.4: Perfil Norte - Sul através da Província do Paraná.	22
Figura 2.1: Mapa da Província do Paraná com os locais trabalhados.	30
Figura 3.1: Classificação R1-R2 das vulcânicas da Província do Paraná	43
Figura 3.2: Seção litológica transversal (~ W-E) à porção sul da província do Paraná (~ 29° S)	44
Figura 3.3: Seção litológica transversal (~ W-E) à porção central da província do Paraná (~ 27° S)	46
Figura 3.4: Seção litológica transversal (~ W-E) à porção norte da província do Paraná (~ 25° S)	49
Figura 3.5: Diagrama AFM com as amostras da Província do Paraná	57
Figura 3.6: Histograma dos teores de SiO ₂ das amostras da Província do Paraná	57
Figura 3.7: Diagrama Mg [#] versus SiO ₂ (%)	58
Figura 3.8: Diagrama Mg [#] versus TiO ₂ (%).	59
Figura 3.9: Diagrama Mg [#] versus Al ₂ O ₃ (%)	59
Figura 3.10: Diagrama Mg [#] versus Fe ₂ O ₃ (%)	60
Figura 3.11: Diagrama Mg [#] versus MnO (%)	60
Figura 3.12: Diagrama Mg [#] versus CaO (%)	61
Figura 3.13: Diagrama Mg [#] versus K ₂ O (%)	61
Figura 3.14: Diagrama Mg [#] versus Na ₂ O (%)	62
Figura 3.15: Diagrama Mg [#] versus P ₂ O ₅ (%).	62
Figura 3.16: Diagrama SiO ₂ (%) versus TiO ₂ (%)	64
Figura 3.17: Diagrama Mg [#] versus Rb (ppm).	65
Figura 3.18: Diagrama Mg [#] versus Sr (ppm)	65
Figura 3.19: Diagrama Mg [#] versus Zr (ppm)	66
Figura 3.20: Diagrama Mg [#] versus Nb (ppm)	66
Figura 3.21: Diagrama Mg [#] versus Ni (ppm)	67
Figura 3.22: Diagrama Mg [#] versus Cu (ppm)	67

Figura 3.23: Diagrama Fe_2O_3 (%) <i>versus</i> Sr (ppm).	69
Figura 3.24: Diagrama SiO_2 (%) <i>versus</i> Zr (ppm).	70
Figura 3.25: Diagrama SiO_2 (%) <i>versus</i> Nb (ppm).	70
Figura 3.26: Diagrama $\text{Mg}^\#$ <i>versus</i> Rb/Sr.	73
Figura 3.27: Diagrama $\text{Mg}^\#$ <i>versus</i> Ti/Y	73
Figura 3.28: Diagrama $\text{Mg}^\#$ <i>versus</i> Ti/Zr.	74
Figura 3.29: Diagrama Ti/Zr <i>versus</i> Rb/Sr.	74
Figura 3.30: Diagrama Ti/Y <i>versus</i> Zr/Y.	75
Figura 3.31: Diagrama Ti/Zr <i>versus</i> Zr/Y	75
Figura 3.32: Diagrama Ti/Y <i>versus</i> Sr/Y.	76
Figura 3.33: Seção transversal do Rio Grande do Sul (~W-E) com as unidades caracterizadas	79
Figura 3.34: Seção transversal do Paraná (~W-E) com as unidades caracterizadas	80
Figura 3.35: Seção transversal de Santa Catarina com as unidades caracterizadas	82
Figura 3.36: Diagrama $\text{Mg}^\#$ <i>versus</i> Th (ppm).	83
Figura 3.37: Diagrama $\text{Mg}^\#$ <i>versus</i> Hf (ppm).	84
Figura 3.38: Diagrama $\text{Mg}^\#$ <i>versus</i> Sc (ppm).	84
Figura 3.39: Diagrama $\text{Mg}^\#$ <i>versus</i> Ce (ppm).	85
Figura 3.40: Diagrama $\text{Mg}^\#$ <i>versus</i> La (ppm).	85
Figura 3.41: Diagrama $\text{Mg}^\#$ <i>versus</i> Sm (ppm).	86
Figura 3.42: Diagrama $\text{Mg}^\#$ <i>versus</i> Eu (ppm).	86
Figura 3.43: Diagrama $\text{Mg}^\#$ <i>versus</i> Yb (ppm).	87
Figura 3.44: Diagrama Zr (ppm) <i>versus</i> Th (ppm).	87
Figura 3.45: Diagrama La (ppm) <i>versus</i> Th (ppm).	88
Figura 3.46: Diagrama Ti/Y <i>versus</i> Th/Hf.	88
Figura 3.47: Diagrama dos ETR das unidades básicas normalizados aos condritos	91
Figura 3.48: Diagrama dos ETR das unidades ácidas normalizados aos condritos	91
Figura 3.49: Diagrama multi-elementar das unidades da província normalizados ao manto	92
Figura 3.50: Diagrama Ta (ppm) <i>versus</i> Th (ppm).	96

Figura 3.51: Diagrama MgO (%) (ppm) <i>versus</i> Pt (ppb).	107
Figura 3.52: Diagrama MgO (%) (ppm) <i>versus</i> Ir (ppb).	107
Figura 3.53: Diagrama dos EGP das unidades básicas normalizados ao manto	109
Figura 3.54: Diagrama dos EGP das unidades básicas normalizados aos condritos	109
Figura 3.55: Diagrama dos EGP da unidade Pitanga normalizadas aos valores do manto	110
Figura 3.56: Diagrama Ir (ppb) <i>versus</i> Zr (ppm)	110
Figura 3.57: Diagrama Ir (ppb) <i>versus</i> Nb (ppm)	111
Figura 3.58: Diagrama Pt (ppb) <i>versus</i> Zr (ppm)	111
Figura 3.59: Diagrama Pt (ppb) <i>versus</i> Nb (ppm)	112
Figura 3.60: Diagrama Ir (ppb) <i>versus</i> Pt (ppb)	112
Figura 3.61: Diagrama Pd (ppb) <i>versus</i> Cu (ppm)	113
Figura 3.62: Diagrama Pd (ppb) <i>versus</i> Ni (ppm)	113
Figura 3.63: Diagrama Pt (ppb) <i>versus</i> Pd (ppb)	117
Figura 3.64: Diagrama Pd (ppb) <i>versus</i> Cu (ppm)	117
Figura 3.65: Diagrama Cu/Zr <i>versus</i> SiO ₂ (%)	118

Metalogenia dos Elementos do Grupo da Platina com base na Estratigrafia e Geoquímica da Província Ígnea Continental do Paraná.

I. Introdução

A Província Ígnea Continental do Paraná tem se destacado nas duas últimas décadas como objeto de investigação de várias pesquisas, que têm procurado caracterizá-la do ponto de vista geoquímico (Piccirillo & Melfi, 1988), isotópico (Mantovani *et al.*, 1985a; b; Marques *et al.*, 1999) estratigráfico (Peate *et al.*, 1992), geofísico (Vidotti *et al.*, 1998), geocronológico (Renne *et al.*, 1992; Stewart *et al.*, 1996), geodinâmico (Turner *et al.*, 1996) e metalogenético (Mincato & Schrank, 1998). Neste trabalho é dada ênfase a metalogenia dos elementos do Grupo da Platina (EGP) a partir da caracterização da composição e da disposição e distribuição espaço – temporal do pacote vulcânico.

1.1. Apresentação da Tese

No Brasil, esforços começaram a ser envidados, a partir dos anos 90, na avaliação e investigação de alvos potenciais para depósitos de ou portadores de elementos do Grupo da Platina – EGP. A partir daí, programas de pesquisas foram desenvolvidos, tanto no meios acadêmicos, como nos círculos empresariais, públicos e privados. Nesse esforço, reuniões científicas sobre o tema foram realizadas (Jost & Macedo, 1993) e importantes intercâmbios e convênios de pesquisa foram empreendidos. Pesquisadores brasileiros participaram de programas específicos de estudos no exterior e renomados consultores internacionais foram contratados.

A Província Ígnea Continental do Paraná é, desde então, uma das áreas que vem sendo enfocada como promissora, de forma recorrente. Programas exclusivos de avaliação da sua potencialidade para esse tipo de depósito foram executados, devido, basicamente, à ocorrência dos, economicamente importantes, depósitos magmáticos de sulfetos de Ni-Cu-EGP em Noril'sk - Talnakh, na província de derrames de basaltos continentais dos Traps Siberianos - Rússia.

Na província do Paraná, trabalhos prévios evidenciaram a importância do conhecimento sobre a estruturação regional e sobre a evolução espaço – temporal do vulcanismo, na

avaliação do seu potencial para este tipo de mineralização (Mincato, 1994; Mincato & Schrank, 1993; 1994; 1998).

1.1.1. Objetivos

Ampliar os conhecimentos sobre a estratigrafia, ou seja, sobre a estruturação, disposição e distribuição, tridimensional da seqüência vulcânica da província do Paraná e apresentar uma proposta de sua evolução espaço - temporal. Em seguida, a partir desse cenário, avaliar e discutir as potencialidades para ocorrência de depósitos magmáticos de sulfetos de Ni-Cu-EGP.

1.1.2. Justificativas

A província do Paraná foi considerada durante muito tempo como uma seqüência relativamente homogênea de derrames basálticos com intercalações de arenitos intertrápicos, todavia, já nos trabalhos pioneiros, Guimarães (1933), foram descritas importantes variações litológicas.

As propostas preliminares de separação da Formação Serra Geral em sub-unidades informais surgiram, somente, muito tempo depois, no início dos anos 80 (Amaral & Crósta, 1983). Nessa época, impulso foi dado, também, à caracterização geoquímica dos litotipos que constituem a província (e.g. Bellieni *et al.*, 1984a; b). Estes estudos permitiram, inclusive, a compartimentação geográfica da província em três grandes domínios geoquímicos, embora a abordagem do empilhamento estratigráfico e da distribuição dos litotipos tenha sido bastante genérica e superficial.

As ações e os programas de pesquisas, voltados à caracterização da estrutura interna do pacote vulcânico, da gênese e da evolução espaço-temporal do magmatismo da província, foram implementados apenas no final dos anos 80 e início dos 90 (Mantovani *et al.*, 1988; Peate *et al.*, 1988; 1990; 1992). Estes estudos representaram um grande avanço no conhecimento sobre a província, apesar de carecerem de um melhor controle e definição da distribuição espacial e temporal das unidades definidas.

Outras províncias de CFB (*continental flood basalts*) são compartimentadas em unidades estratigráficas a partir de diversos critérios geológicos, como mapeamento de campo,

petrografia e estudos magnetométricos e geoquímicos (e.g. Traps Siberianos, Karoo, Deccan e Columbia River). Nos Traps Siberianos, por exemplo, os ~ 3.700 m de derrames da região de Noril'sk são subdivididos em onze suítes (Lightfoot *et al.*, 1990b), enquanto os ~ 1.800 m da região de Putorana são separados em apenas três (Sharma *et al.*, 1991). Esta diferença no número de suítes entre as duas regiões, reflete a maior variedade de tipos litológicos (basaltos alcalinos, sub-alcalinos e tholeiíticos, picritos e tufos) na região de Noril'sk, em relação à de Putorana, que é constituída, basicamente, por basaltos tholeiíticos.

O estabelecimento de um quadro coerente da evolução espaço-temporal da sequência vulcânica de qualquer província de CFB é fundamental para a realização de interpretações e modelagens petrogenéticas e geodinâmicas e para o planejamento de estratégias de investigação de suas potencialidades minerais e, neste enfoque, é imprescindível para as avaliações metalogenéticas.

O estabelecimento de uma proposta de estratigrafia da província do Paraná com base em critérios de campo, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos deverá facilitar futuros estudos comparativos. Principalmente, entre diferentes áreas geográficas da província, mesmo sem a continuidade física das unidades, pois, estas características, basicamente, não foram afetadas pela paleogeografia da época de extravasamento das lavas e, nem, por possíveis perturbações tectônicas posteriores. Nessa perspectiva, os estudos geoquímicos desempenham papel fundamental na caracterização da sequência vulcânica, na identificação das possíveis unidades estratigráficas, na modelagem da origem e evolução da província e na identificação de possíveis vínculos e relações genéticas entre as unidades e delas com os corpos intrusivos. A geoquímica cumpre, ainda, papel importante na avaliação metalogenética, identificando, por exemplo, eventuais magmas que teriam sofrido processos de segregação de elementos calcófilos, tais como Ni, Cu, Co e EGP, e que poderiam, eventualmente, estar concentrados na forma de um depósito.

Os estudos geocronológicos servem de alicerce para elaboração de uma evolução espaço - temporal coerente e coesa para província, pois permitirão elucidar a sequência evolutiva e o intervalo de tempo de colocação dos produtos ígneos (derrames e intrusões) e, conseqüentemente, das próprias taxas de efusão.

1.1.3. Abordagem da Província Ígnea Continental do Paraná.

Visando esses objetivos foram feitos levantamentos detalhados de perfis geológicos

compostos, de orientação geral leste – oeste, distribuídos, espaçadamente, de norte a sul, na província. Os perfis foram descritos e documentados no campo e detalhados nos trabalhos de laboratório, por meio de descrições petrográficas e de caracterizações geoquímicas (elementos maiores, traços, terras raras e do grupo da platina) e geocronológica (^{40}Ar - ^{39}Ar).

A documentação e apresentação dos resultados da pesquisa está organizada em quatro partes: introdução, materiais e métodos, resultados e discussões e conclusões. Na introdução é feita a apresentação da tese e de um panorama atualizado do conhecimento sobre a distribuição geográfica e temporal, as características geoquímicas e os modelos geodinâmicos de colocação das províncias de CFB, a partir do cenário das grandes províncias ígneas. Logo após, dentro deste contexto, é descrita a província do Paraná, com uma síntese do estágio atual de conhecimento sobre ela.

Nos materiais e métodos são apresentados os procedimentos e as técnicas analíticas empregadas nas diversas fases do desenvolvimento da pesquisa. Os resultados de cada etapa foram organizados em tabelas e anexados no final do texto.

Na parte de resultados e discussões, os trabalhos de campo e as análises petrográficas, geoquímicas (elementos maiores, traços e terras raras) e geocronológicas são considerados na perspectiva de caracterizar a distribuição, a disposição estratigráfica, e a evolução espaço – temporal das diferentes unidades caracterizadas na sequência vulcânica. Em seguida, a partir desse cenário é feita a avaliação da potencialidade metalogenética da província para os metais nobres (EGP e Au), considerando os dados inéditos desses elementos, obtidos neste estudo.

A tese é finalizada com um sumário das principais conclusões da pesquisa realizada.

1.2. As Grandes Províncias Ígneas

A partir do início dos anos 90, as províncias de basaltos continentais são tidas como um tipo particular das Grandes Províncias Ígneas (*Large Igneous Provinces* ou LIPs) de Coffin & Eldholm (1992). As grandes províncias ígneas são definidas como regiões de extensivo extravasamento de lavas associadas com intrusões de rochas, basicamente, máficas, cuja origem está relacionada à processos diferentes daqueles vinculados ao espalhamento “normal” do assoalho oceânico (Coffin & Eldholm, 1994). Exemplos dessas efêmeras manifestações de atividades extrusivas e intrusivas, de grande escala, incluem além das províncias de CFB (e.g. a do Paraná; Piccirillo & Melfi, 1988), as margens vulcânicas passivas (e.g. a Margem Vöering;

Skogseid *et al.*, 1992), os platôs oceânicos (e.g. o Platô Ontong Java; Neal *et al.*, 1997), os derrames basálticos de bacias oceânicas (e.g. a Província Ígnea Cretácea Caribenha-Colombiana; Kerr *et al.*, 1997; Sinton *et al.*, 1998) e as cadeias de montanhas submarinas (e.g. a Hawaiian-Emperor; Detrick & Crough, 1978). Assim, estas grandes províncias representam, talvez, depois dos assoalhos oceânicos, os maiores eventos ígneos básicos do planeta.

O interesse pelo conhecimento dessas grandes províncias tem aumentado bastante nos últimos anos, seja pelo papel desempenhado na evolução da crosta terrestre, como, também, por serem feições comuns em outros corpos planetários terrestres (Head & Coffin, 1997). Outros temas de interesse de vários pesquisadores são as sugeridas rápidas taxas de colocação dessas províncias (e.g. Tarduno *et al.*, 1991) e a possível associação com os eventos de extinção em massa (e.g. Courtillot, 1994; Rampino & Caldeira, 1993; Renne *et al.*, 1992; 1995).

A grande maioria dos estudos realizados nas províncias oceânicas e nas margens continentais está restrito ao reconhecimento geoquímico, à sondagem e à investigação sísmica das porções superficiais dessas seqüências vulcânicas. Entretanto, apesar de tais limitações, os estudos revelaram semelhanças em composição e volume com as províncias continentais, que sugerem origens e evoluções, possivelmente, comparáveis (Kent, 1995).

Diferente do passado, quando as grandes províncias ígneas eram estudadas isoladamente, os estudos recentes, a partir da integração de uma grande quantidade de dados (Coffin & Eldholm, 1992; 1993; 1994; Head & Coffin, 1997; Anderson, 1994; Ernst & Buchan, 1997; Yale & Carpenter, 1998), apontam a existência de importantes relações temporais, espaciais e composicionais entre elas. Tais estudos indicam, ainda, que a origem e a evolução dessas províncias estiveram fortemente vinculadas à dinâmica mantélica e que, algumas, marcam eventos de abrangência global, cuja própria colocação estaria relacionada à modificações, tanto das taxas como da direção, de movimentação das placas tectônicas (Head & Coffin, 1997). Ademais, a despeito do escasso conhecimento sobre o volume de rochas intrudidas em profundidade, na crosta e manto superior, essas províncias representam, sem dúvida, as maiores adições de material juvenil à litosfera (Coffin & Eldholm, 1993).

Os modelos, mais difundidos e defendidos, de colocação das grandes províncias ígneas são os que invocam a hipótese das plumas mantélicas, com suas variações (e.g. White & MacKenzie, 1989; 1995; Richards *et al.*, 1989; Griffiths & Campbell, 1990; Hill, 1991; Hill *et al.*, 1992; Storey *et al.*, 1995, entre muitos outros). Estes modelos estão baseados, essencialmente, num número limitado de dados quantitativos e, portanto, ainda carecem de ajustes a partir de uma base de dados quantitativos mais representativa, que permitam: 1) estimar os processos

mantélicos e crustais associados; 2) determinar as dimensões, a duração e as taxas de colocação e a estrutura crustal dessas províncias e, até mesmo, 3) avaliar os eventuais efeitos e impactos paleoambientais de sua formação (*cf.* Eldholm & Thomas, 1993).

1.2.1. As Províncias de Derrames de Basaltos Continentais

Dentre as grandes províncias ígneas, as de CFB são, de longe, as mais estudadas, dispondo-se, por conseguinte, de uma maior quantidade de informações e de dados acumulados na literatura. Isto, devido estarem, em geral, expostas nas áreas continentais emersas, portanto, mais acessíveis para estudos do que as províncias oceânicas. Em termos gerais, as províncias de CFB são constituídas por volumosas ($> 10^6 \text{ km}^3$), espessas e monótonas seqüências de derrames basálticos, essencialmente, tholeiíticos. Algumas províncias contêm, ainda, quantidades subordinadas de basaltos picríticos (*e.g.* Traps Siberianos) e, outras, de vulcânicas ácidas (*e.g.* Paraná). Apresentam formas tabulares, sub-horizontais, que se espalharam por extensas áreas da superfície continental em períodos de tempo relativamente curtos, em geral, menores do que 10^6 anos (Anderson, 1994).

Devido às suas grandes dimensões e à ampla distribuição geográfica e ao longo do tempo geológico (Tabela 1.1) tais províncias são tidas como fundamentais no processo de formação e na própria história evolutiva da crosta continental (Richards *et al.*, 1989).

Tabela 1.1: Localização e atributos de algumas províncias de CFB.

Província de CFB	Localização	Área (1000 km ²)	Volume (1000 km ³)	Idade (Ma)	Referências
Columbia River	USA	164	170	17 - 6	Hopper (1988; 1997)
Deccan	Índia	500	500	~ 66	Mahoney (1988)
Etendeka	Namíbia	78	70	132	Ewart <i>et al.</i> (1998)
Etiópia/Yemen	NE da África	600	350	29-31	Menzies <i>et al.</i> (1997)
Grupo Ferrar	Antártica/Austrália	-	-	175	Hergt <i>et al.</i> (1991)
Huroniana	Canadá	-	-	2.450	Jolly (1987)
Karoo	Sul da África	2.000	1.400	180	Marsh <i>et al.</i> (1997)
Keweenawan	Canadá/USA	-	-	1.110	White (1997)
Madagascar	Madagascar	-	-	88	Storey <i>et al.</i> (1997)
Paraná	SE América do Sul	1.200	780	~ 132	Renne <i>et al.</i> (1992)
Rajmahal	Índia	-	-	~ 116	Kent <i>et al.</i> (1997)
Traps Siberianos	Rússia	1.500	1500	~ 250	Sharma (1997)

A maior incidência de províncias de CFB no Mesozóico e no Terciário parece estar relacionada ao regime tensional associado ao desmembramento do supercontinente Gondwana

(Macdougall, 1988b) e à destruição das províncias pré-Mesozóicas por vários processos, incluindo a subducção; a colisão continente – continente e a erosão (Coffin & Eldholm, 1994).

A possibilidade dos enxames de diques máficos pré-Cambrianos representarem os prováveis alimentadores de antigas províncias de CFB, hoje destruídas (Weawer & Tarney, 1983; White, 1997) é ainda bastante controversa, pois nem todos enxames de diques foram, necessariamente, responsáveis pela produção de províncias de CFB (Yale & Carpenter, 1998).

No interesse pelas províncias de CFB, dois temas se destacam amplamente: a fonte mantélica dos magmas e os modelos geodinâmicos de colocação (e.g. Mahoney & Coffin, 1997). Interesse, também, tem sido bastante devotado à investigação do potencial dessas províncias para mineralizações magmáticas de sulfetos, em especial de Ni-Cu-EGP (e.g. Naldrett, 1992; Lightfoot & Naldrett, 1994; Lightfoot & Hawkesworth, 1997; Hawkesworth *et al.*, 1997; Mincato, 1994; Mincato & Schrank, 1993; 1994; 1998).

1.2.1.1. Geoquímica e Origem das Províncias de CFB

A fonte mantélica precisa e a evolução dos extraordinários volumes de magmas das províncias de CFB são ainda bastante intrigantes e debatidas na literatura. Apesar da falta de respostas definitivas, o conhecimento sobre essas questões tem avançado bastante graças, principalmente, aos estudos geoquímicos.

As características geoquímicas das províncias de CFB são abordadas na literatura, tanto para grupos de províncias, como para províncias individuais, por Wilkinson & Binns (1977); Cox (1980; 1988; 1992); Cox *et al.* (1967); Thompson *et al.* (1983); Fodor *et al.* (1985); MacDougall (1988b); Piccirillo & Melfi (1988); Wilson (1989); Piccirillo *et al.* (1988a; b; c; 1989; 1990); Peate (1990); Peate *et al.* (1988; 1990; 1992; 1999); Hergt *et al.* (1991); Menzies (1992); Gallagher & Hawkesworth (1992; 1994); Bellieni *et al.* (1984a; b; 1986a; b; 1988); Mantovani *et al.*, 1985a; b; 1988); Arndt *et al.* (1993); Lightfoot *et al.* (1990a; b; 1993; 1994); Nardy (1995); Marques (1988); Marques *et al.* (1999); Lightfoot & Hawkesworth (1988); Kent (1995); Turner *et al.* (1996); White (1997); Fodor (1987); Fodor *et al.* (1985) Lassister & DePaolo (1997), entre outros.

Da mesma forma que os MORB (*mid-ocean ridge basalts*) e OIB (*ocean island basalts*), os basaltos das províncias de CFB são considerados tholeiíticos em termos de elementos maiores. Neste aspecto, uma das características geoquímicas mais notáveis das províncias de CFB, já salientada por Peate (1990), é a tendência para composições mais ricas em Fe, relativamente aos MORB (MacDougall, 1988b). Esta é uma das questões centrais na discussão

sobre os magmas das províncias de CFB. Deles representarem magmas primários de porções do manto ricas em Fe (Wilkinson & Binns, 1977) ou serem derivados de magmas primitivos mais magnesianos, picríticos. A hipótese de origem picrítica (Cox, 1980), é amparada na presença de derrames picríticos em algumas províncias e no fato das razões Mg/Fe dos tholeiitos serem baixas demais para terem estado em equilíbrio com o manto superior de composição lherzolítica. Thompson *et al.* (1983) também advogam a origem picrítica, pelo fato das províncias de CFB serem saturadas em SiO₂, além de pobres em MgO, portanto, dificilmente representantes de magmas primários. Ressalvam, todavia, que a fusão sob condições hidratadas poderia ser responsável por elevados teores de SiO₂. No entanto, Norry & Fitton (1983) e Dupuy & Dostal (1984) atribuem os elevados teores de SiO₂ à contaminação crustal. Mesmo assim, Norry & Fitton (1983) consideram que a presença de micas e anfibólios em xenólitos peridotíticos da litosfera sub-continental proporcionaria as condições necessárias de pressão de H₂O, para produzir líquidos saturados em SiO₂.

MacDougall (1988b), por sua vez, defende que a natureza mais rica em Fe da grande maioria das províncias de CFB, em relação aos MORB, seria devido, muito mais, à história evolutiva da cristalização, do que a uma característica das fontes mantélicas. No caso, os MORB e OIB são acreditados terem sua origem na astenosfera. Já as possíveis fontes dos basaltos das províncias de CFB seriam tanto a astenosfera como o manto litosférico sub-continental.

Nessa discussão da natureza das fontes, chama a atenção, a caráter geoquímico mais rico em Sr e Nd dos basaltos das províncias de CFB, em relação aos MORB, e o fato de estarem deslocados para o campo ϵ_{Sr} alto e ϵ_{Nd} baixo, no diagrama $\epsilon_{\text{Sr}}-\epsilon_{\text{Nd}}$ (DePaolo & Wasserburg, 1976). Merecem destaque, ainda, as variações maiores nas razões isotópicas Sr, Nd (e Pb) dos CFB em relação às registradas para os OIB (apesar da sobreposição dos campos), que se estendem para o quadrante enriquecido (ϵ_{Sr} positivo e ϵ_{Nd} negativo), indicando uma contribuição para as províncias de CFB, relativamente aos MORB e OIB, a partir de fontes com conteúdos de elementos incompatíveis maiores (Rb/Sr alto e Sm/Nd baixo).

Para explicar essas diferenças isotópicas, muitos autores posicionaram o componente mais rico na porção crustal da litosfera continental e invocaram vários mecanismos de contaminação para modificar a composição de magmas astenosféricos (*cf.* Dupuy & Dostal, 1984; Wooden *et al.*, 1993). Enquanto outros, como Hawkesworth *et al.* (1984; 1992), o posicionaram manto litosférico sub-continental, isotopicamente heterogêneo, que refletiria processos de enriquecimento e empobrecimento relativos ao longo do tempo geológico.

Arndt & Christensen (1992) defendem uma origem astenosférica para a grande maioria das províncias de CFB admitindo, todavia, uma contribuição mínima da litosfera. Estes autores, consideram improvável a geração de magmas exclusivamente na litosfera, por ser, esta, a porção mais fria do manto. Nesse mesmo período, Gallagher & Hawkesworth (1992) defendem a fusão preferencial do manto litosférico na presença de quantidades mínimas de voláteis (H_2O e CO_2), se não houver uma extensão significativa para fusão por descompressão adiabática da astenosfera subjacente. Entretanto, Menzies (1992), apoiado na escassez de xenólitos peridotíticos metassomatizados (hidratados), sugere que esta deve ser uma feição rara da litosfera. Portanto, considera improvável que a litosfera seja a fonte dos enormes volumes de lavas das províncias de CFB.

Arndt *et al.* (1993), também se opondo a proposta de Gallagher & Hawkesworth (1992), argumentam que a fusão de fontes litosféricas hidratadas geraria magmas ricos em água, que se refletiria num vulcanismo explosivo e na presença comum de minerais hidratados nos basaltos continentais. A virtual ausência dessas feições nas províncias de CFB sustenta, segundo eles, a origem dos magmas a partir de fontes astenosféricas. Todavia, não afastam a possibilidade de contaminação desses magmas pela litosfera, conforme sugerido por Ellam & Cox (1991) para os derrames picríticos da Província Ígnea do Karoo.

Já, Cox (1994) apresenta várias feições em favor da hipótese de Gallagher & Hawkesworth (1992), tais como a recorrente percepção de que os basaltos de baixo-Ti, do então supercontinente Gondwana, são similares às rochas de arcos magmáticos. Cita, ainda, a relação espacial desses magmas de baixo-Ti com zonas de subducção (Elliot, 1992), as características geoquímicas cálcio-alcálinas (Si e Al altos e Fe e Ti baixos) (Cox, 1983) e, também, o papel inquestionável da água nas zonas de subducção. Do ponto de vista geoquímico, os autores, a favor da fonte litosférica, defendem o seu enriquecimento em elementos incompatíveis por metassomatismo (Hawkesworth *et al.*, 1992), que poderia envolver elementos traços e isótopos subductados, tipicamente crustais (Hergt *et al.*, 1991). Todavia, um argumento contrário a esta proposta, seria a presença de anomalias negativas de Nb-Ta nos basaltos das províncias de CFB, que estariam pouco representadas nas amostras de peridotitos do manto litosférico continental (Arndt & Christensen, 1992).

Uma outra questão em debate das províncias de CFB é a da contaminação crustal, isto é, da interação desses magmas com a crosta durante a sua ascensão à superfície. Tal debate se deve, em grande parte, às dificuldades de quantificar a contaminação crustal, pela freqüente falta de um conhecimento preciso da composição dos contaminantes (Cox, 1994). Estudos puramente geoquímicos são freqüentemente ambíguos. A identificação de material com

assinatura geoquímica crustal é apenas um aspecto, mas isso não prova que o material residiu fisicamente dentro da crosta, pois poderia, alternativamente, ser um componente crustal subductado para o manto (e.g. Hergt *et al.*, 1991; Lightfoot *et al.*, 1993). Mas, por outro lado, de acordo com Cox (1994), este problema, tipicamente, poderia ser equacionado com estudos que relacionam a cristalização fracionada e assimilação (cf. Devey & Cox, 1987).

Ligado à questão da contaminação crustal está embutido o papel desempenhado pelo manto litosférico sub-continental, o qual é considerado, por muitos, como explicação alternativa para as feições geoquímicas atribuídas, por outros, à contaminação crustal. No entanto, apesar deste debate ainda estar aberto, a contaminação crustal parece ter sido um fenômeno importante nas províncias do Deccan (e.g. Devey & Cox, 1987) e na do Paraná (e.g. Fodor *et al.*, 1985). Nesta última, a contribuição crustal na parte sul da província pode ter sido bastante expressiva. Já, na província do Karoo, por exemplo, a contaminação crustal parece ter sido de importância menor (e.g. Cox, 1988).

Neste debate, sobre os méritos relativos dos processos de contaminação crustal *versus* enriquecimento mantélico, o aspecto fundamental, de acordo com Hawkesworth *et al.* (1984), não é se os processos ocorreram, já que as evidências para ambos, com certeza, se confundem. Segundo os autores, a questão crítica reside nos critérios pelos quais esses processos podem ser melhor reconhecidos, pois, as fusões mantélicas, tanto astenosféricas como litosféricas, podem ser afetadas por assimilação crustal na sua ascensão à superfície e, assim, mascarar os produzidos pelo enriquecimento mantélico.

Assim, como salientado por Turner *et al.* (1996), a fonte do magmatismo das províncias de CFB pode ser tanto astenosférica, como litosférica, não existindo um modelo válido que possa ser generalizado para todas as províncias. Dessa constatação é que, provavelmente, resulta a dificuldade adicional, apontada por Peate (1990), no estudo das províncias de CFB, qual seja, da falta, a exemplo dos MORB e OIB, de uma composição “típica” dos basaltos continentais. O autor justifica que a diversidade isotópica e em elementos traços observada numa província individual é, virtualmente, a mesma verificada no conjunto das províncias de CFB. O autor considera, ainda, que tal diversidade se configura nos entraves encontrados na definição de campos específicos para os CFB nos diagramas geoquímicos discriminantes de ambientes tectônicos (Duncan, 1987).

Em termos de elementos traços, os basaltos das províncias de CFB apresentam, em relação aos MORB e OIB, quantidades maiores de elementos terras raras e de traços incompatíveis, como os elementos litófilos de baixo campo de força, também denominados de LILE (*Large Ions Lithophile Elements*), e os de alto campo de força, também reportados como

HFSE (*High-Field Strength Elements*). Essas diferenças podendo tanto serem derivadas de contaminação crustal como de fontes mantélicas sub-continentais enriquecidas nesses elementos (e.g. MacDougall, 1988b; Wilson, 1989; Vogel & Keays, 1997). Neste contexto, os CFB se caracterizam, ainda, pelas baixas concentrações de elementos traços compatíveis como o Ni e Cr, que, junto com a correlação positiva observada com o índice de diferenciação $Mg^\#$ (número de Mg), confirmam a possibilidade dos magmas basálticos das províncias de CFB não representarem magmas primários, mas que resultaram de cristalização fracionada (Wilson, 1989; Vogel & Keays, 1997). Tal padrão de fracionamento é caracterizado, também, pelo crescimento progressivo de outros elementos de transição como o Cu, e, em menor extensão, o Zn e o V, que acompanham o Fe e o Ti. O Cu, em particular, apresenta correlação positiva com o Fe e o Ti, que define, segundo Dupuy e Dostal (1984), uma feição típica dos CFB.

Quanto aos elementos do Grupo da Platina, as províncias de CFB se caracterizam por teores extremamente baixos, da ordem de ppb e sub-ppb, e caráter altamente fracionado entre os EGP leves e pesados (Pd/Ir ~ 100; Barnes *et al.*, 1985). Brüggmann *et al.* (1993) e Vogel & Keays (1997) atestam tal padrão de fracionamento dos EGP em basaltos continentais, a partir da correlação positiva do MgO com o Ir, compatível, e negativa com a Pt e o Pd, incompatíveis.

1.2.1.2. Modelos de Colocação das Províncias de CFB

As razões fundamentais da formação das províncias de CFB ainda não foram esclarecidas de forma definitiva (e.g. Baker *et al.*, 1996), apesar da vinculação com os ambientes tectônicos distensivos e da formação nas fases precoces dos processos de rifteamento continental (MacDougall, 1988b). Isto, muito provavelmente, pela ausência de situações análogas atuais para comparações (Richards *et al.*, 1989; Peate, 1990; Storey *et al.*, 1995).

Dentre os diferentes modelos propostos para explicar essa associação, destacam-se os que postulam a participação de plumas mantélicas / *hot spots*. Estes modelos vem sendo debatidos, modificados e aprimorados desde Morgan (1971). Uma década depois, Morgan (1981) considerou que as províncias de CFB resultam da fusão do topo (*head*) de grandes plumas mantélicas, geradas na interface manto / núcleo, que colidiram na base da litosfera, enquanto que as ilhas oceânicas e as cadeias de montanhas submarinas resultaram da fusão do conduto (*tail*) dessas plumas.

Posteriormente, surgiram diversas modificações em relação ao modelo original de plumas mantélicas. Estas apresentam, freqüentemente, variações na estrutura e nos mecanismos de evolução das plumas e no papel desempenhado no rifteamento continental (e.g. Storey *et al.*, 1995; Kent, 1995). Por outro lado, apresentam em comum a capacidade de geração de enormes quantidades de magmas basálticos (e.g. White & McKenzie, 1989; Campbell & Griffiths, 1990; Duncan & Richards, 1991), em geral, previamente ao rifteamento continental. Estes modelos de plumas mantélicas, de forma simplificada, podem ser separados em 3 grandes grupos: modelos de plumas ativas, de plumas passivas e modelos híbridos (plumas ativas / passivas).

O primeiro grupo consolida a proposta original de pluma ativa de Morgan (1971; 1981) e considera que as plumas movimentam as placas tectônicas e iniciam o rifteamento continental, pelo arqueamento, ruptura e separação dos continentes (e.g. Richards *et al.*, 1989).

No segundo grupo, as plumas atuam de forma passiva, não tomando parte na ruptura dos continentes. Contudo, se originam da descompressão resultante da distensão e ruptura da litosfera continental. No caso, o rápido extravasamento das províncias de CFB resultaria da exposição, nessas áreas distensivas, de plumas preexistentes ou incubadas (e.g. White & McKenzie, 1989; VanDecar *et al.*, 1995) e, assim, a chegada da pluma e o vulcanismo não seriam necessariamente sincrônicos (Kent *et al.*, 1997).

Os modelos híbridos combinam aspectos tanto dos ativos como dos passivos. As forças que movimentam as placas tectônicas deixariam os continentes sob tensão, quando a subducção ocorre em ambos os lados das placas continentais. Nestes modelos mistos, a chegada de nova pluma numa área já submetida à extensão poderia favorecer a separação continental e levar à formação de um novo oceano (e.g. Hill; 1991; White, 1992).

Há ainda um quarto grupo, menos difundido, que vincula a origem das plumas mantélicas e, assim, das províncias de CFB, ao impacto de meteoritos (Alt *et al.*, 1988).

Propostas de modelos alternativos aos de plumas mantélicas para explicar a origem das províncias de CFB também têm sido apresentadas. Salienta-se a que relaciona as províncias de CFB do, então, supercontinente Gondwana à subducção (e.g. Duncan *et al.*, 1984; Cox, 1994). Nesta proposta, pelo menos, os basaltos de baixo-Ti das províncias do Karoo, do Paraná e da Antártica teriam se formado em ambiente similar ao de uma bacia marginal ou *back-arc*.

Uma outra alternativa foi apresentada também por Anderson (1982). Nesta última é proposto que regiões rasas do manto seriam localmente aquecidas devido ao isolamento térmico provocado pelos enormes supercontinentes sobrejacentes. Tal aumento de calor conduziria, inicialmente, a uma expansão térmica e à gradientes horizontais de temperatura no

manto. Isto podendo levar, em seguida, ao domeamento e à fragmentação dos continentes e, finalmente, à dispersão dos fragmentos continentais, das regiões quentes para as frias do manto (Anderson, 1994). Tal modelo é amparado, segundo seus proponentes, na forte correlação das províncias de CFB com as margens de áreas cratônicas, onde o vulcanismo basáltico seria controlado, ou mesmo iniciado, pelos atributos físicos e geométricos da litosfera, basicamente, pela assimetria dos contatos entre áreas cratônicas e não cratônicas. A diferença de fluxo de calor entre as antigas e espessas litosferas cratônicas e as mais jovens e delgadas geraria convecção de pequena escala, que deslocaria o espesso manto subjacente à litosfera cratônica para a borda, onde ascenderia para a zona de fusão (King & Anderson, 1995).

1.2.2. A Província Ígnea Continental do Paraná

A Província do Paraná, no sudeste da América do Sul, junto com a de Etendeka, na Namíbia – SSW da África, formaram, no início do Cretáceo, uma única província, cuja origem e evolução foi vinculada à abertura do Oceano Atlântico Sul (e.g. Erlank *et al.*, 1984; Bellieni *et al.*, 1984a; b). As províncias do Paraná e de Etendeka, em conjunto, formam uma das maiores províncias ígneas continentais do mundo. O Alto do Rio Grande e a Cadeia Walvis, no Oceano Atlântico Sul, são tidos como as trilhas fósseis da pluma mantélica de Tristão da Cunha. Tais trilhas conectam, respectivamente, as províncias do Paraná e de Etendeka à atividade ígnea atual do agrupamento de Ilhas de Tristão da Cunha, atualmente entre as coordenadas 35° e 40° S e 10° e 15° W (Figura 1.1) (O'Connor & Duncan, 1990; Gallagher & Hawkesworth, 1994).

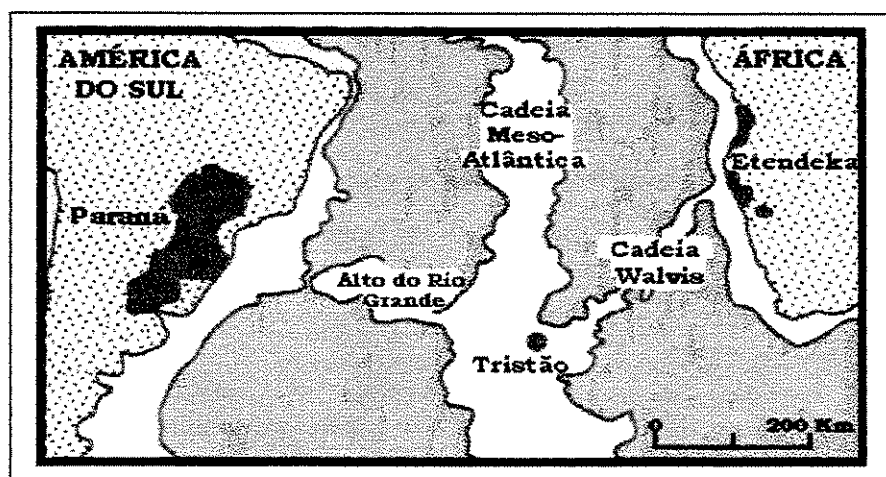


Figura 1.1: Mapa do Atlântico Sul modificado de White & McKenzie (1989). Feições rasas entre 4 km de profundidade e o nível do mar estão na cor branca. A Cadeia Walvis e o Alto do Rio Grande marcam as trilhas do vulcanismo que unem, respectivamente, as províncias de Etendeka e do Paraná, ao agrupamento de Ilhas de Tristão da Cunha.

A província do Paraná (Figura 1.2) cobre uma área de cerca de $1,2 \times 10^6 \text{ km}^2$ da Plataforma Sul Americana, cujo volume atual estimado é da ordem de 780.000 km^3 .

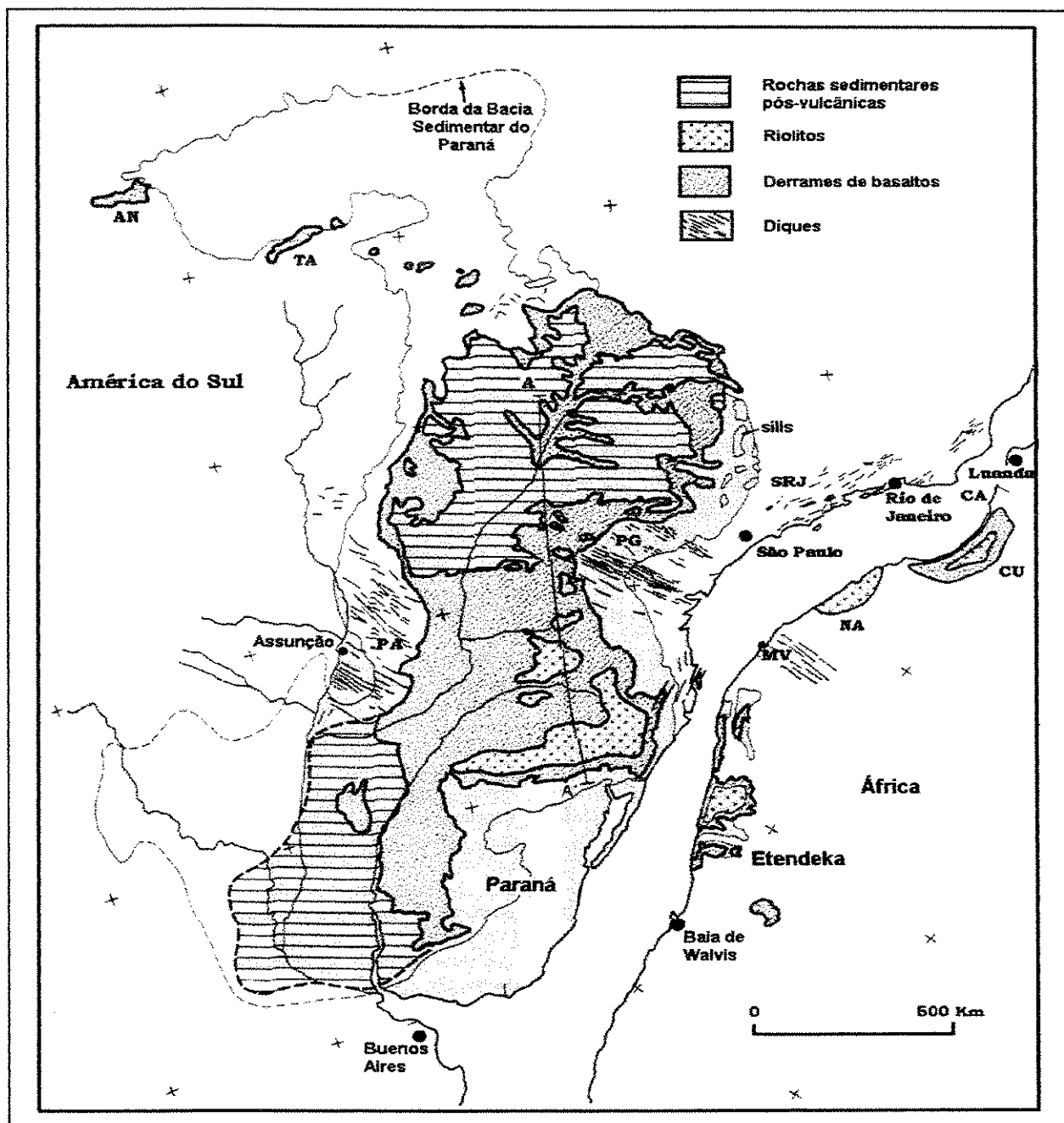


Figura 1.2: Reconstrução do Gondwana pré deriva continental, apresentando a extensão do magmatismo da Província Paraná – Etendeka, em relação à bacia sedimentar e ao incipiente rifte do Atlântico Sul. Diques concentrados em 3 áreas: PG = Ponta Grossa; SRJ = Santos – Rio de Janeiro; PA = Paraguai. CA = Bacia de Campos; NA = Bacia Namibe; CU = Bacia Cuanza; MV = Morro Vermelho. TA = Tapirapuã; AN = Anari. Adaptado de Peate (1997).

A Província do Paraná – Etendeka está amplamente distribuída pelo sul do Brasil ($0,75 \times 10^6 \text{ km}^2$) e na Argentina, Paraguai e Uruguai e configura a terceira província de CFB do mundo, em tamanho, constituindo um dos mais impressionantes registros da atividade magmática sub-aérea da Terra. A espessura média estimada da província no Brasil é de 0,66 km (Leinz *et al.*, 1968) e a sua maior espessura ($\sim 1,7 \text{ km}$) está registrada na porção norte da província (Zalán *et al.*, 1987).

Os produtos da atividade magmática da província concentrados no Brasil (Estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná, São Paulo, Mato Grosso do Sul, Minas Gerais e Goiás) recebem a denominação estratigráfica formal de Formação Serra Geral. Na Argentina a denominação formal é Formação Curuzú Cuatiá, Membro Posadas; no Paraguai é Formação Alto Paraná e no Uruguai é Formação Arapey (*cf.* Peate, 1997).

A sequência vulcânica da província cobre em torno de 70% da área de abrangência da sedimentação gondwânica da Bacia intracratônica do Paraná (Bellieni *et al.*, 1986a; b). Nos Estados de Minas Gerais e Goiás as rochas da província estão em contato direto com o embasamento cristalino pré-Cambriano (Petri & Fúlfaro, 1983).

As exposições isoladas de basaltos tholeiíticos das Formações Anari, no sudeste de Rondônia, e Tapirapuã, no centro-sul do Mato Grosso, no noroeste da Bacia do Paraná, foram caracterizadas por estudos paleomagnéticos e por datações ^{40}Ar - ^{39}Ar como do Jurássico Inferior (Montes-Lauar *et al.*, 1995). Portanto, não estão relacionadas ao evento ígneo da província do Paraná, como previamente sugerido por Peate *et al.* (1992), por exemplo.

1.2.2.1. Arcabouço geológico regional.

A Bacia do Paraná está assentada no embasamento cristalino da porção sudeste da Plataforma Sul Americana, profundamente afetado pelos eventos tectônicos, magmáticos e metamórficos do Ciclo Brasileiro ($\sim 750 - 500 \text{ Ma.}$), que apresenta direções estruturais predominantes NNE-NE e NW. Estas direções condicionaram, segundo Zalán *et al.* (1991), a forma e a evolução tectônica, sedimentar e magmática da bacia.

O conhecimento a respeito da natureza do substrato cristalino da Bacia do Paraná é ainda escasso e pode somente ser inferido a partir de extrapolações a partir das exposições nas suas bordas e de amostragens pontuais obtidas a partir de sondagens exploratórias no seu interior. Diversos autores já abordaram a estruturação e as idades desse embasamento (*e.g.* Mantovani *et al.*, 1991; Bernasconi, 1987; Cordani *et al.*, 1984).

De forma simplificada, o embasamento da Bacia do Paraná pode ser descrito como constituído de vários blocos cratônicos de idade Arqueana à Paleoproterozóica circundados por cinturões móveis do Meso e Neoproterozóico (Figura 1.3). As rochas Arqueanas ocorrem no Cráton Luis Alves, sob a porção sul da Bacia Sedimentar do Paraná e no Cráton São Francisco na borda nordeste da bacia. Litologias do Neoproterozóico ocorrem no maciço de Curitiba, na margem norte do Cráton Luis Alves. O Cinturão Ribeira, do Mesoproterozóico, é observado na porção central e nordeste da bacia. Os cinturões móveis do Neoproterozóico, formados na orogenia Brasileira ou Pan-Africana (750 – 500 Ma), são observados nos limites leste (Cinturão Dom Feliciano) e noroeste (Cinturão Paraguai-Araguaia) da bacia.

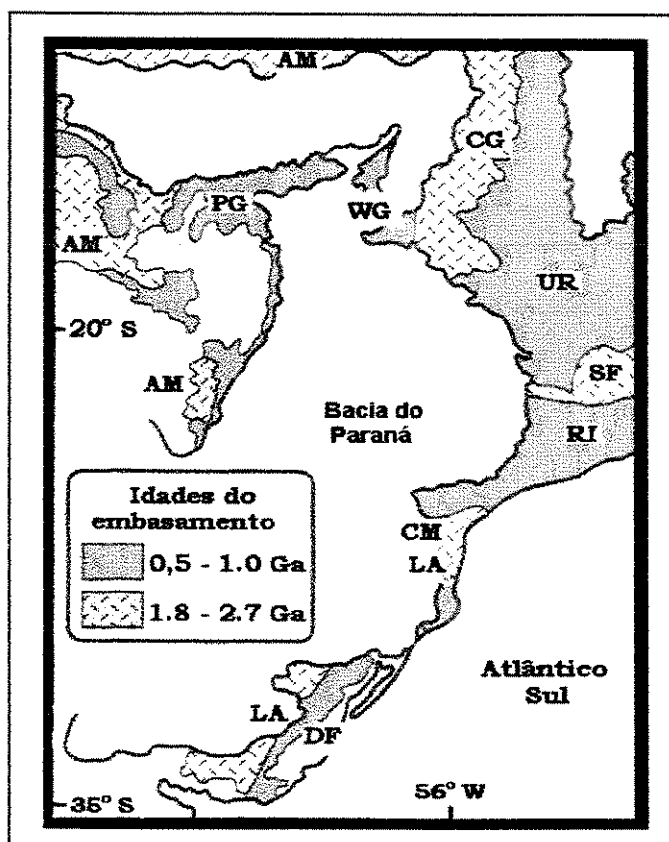


Figura 1.3: Mapa geológico do embasamento da bacia do Paraná, com os crátons Arqueanos e os maciços do Paleoproterozóico (LA = Cráton Luis Alves; SF = Cráton São Francisco; CM = Maciço de Curitiba; CG = Maciço Central de Goiás; AM = Maciços Transamazônicos). Cinturões Móveis (UR = Uruguiano; RI = Ribeira; WG = Oeste de Goiás; PG = Paraguai; DF = Dom Feliciano). Adaptado por Peate (1997) a partir de Mantovani *et al.* (1991).

A instalação da Bacia do Paraná foi iniciada no final do Ordoviciano como uma bacia sedimentar intracratônica alinhada segundo a direção NE-SW, paralelamente aos *trends* estruturais Brasileiros do embasamento.

O pacote sedimentar que preenche a bacia, do Siluriano ao Jurássico (Zalán *et al.*, 1987), apresenta sua maior espessura (~ 5.000 m) na porção axial da mesma, sendo basicamente siliciclástico marinho, com calcários e evaporitos na Formação Irati. A sedimentação paleozóica reflete vários ciclos de transgressão e regressão marinhas com a Formação Itararé registrando o episódio glacial do Carbonífero Inferior.

O pacote sedimentar mesozóico, por sua vez, é exclusivamente continental (fluvial e lacustrino) que culmina, no Jurássico, com os arenitos eólicos de ambiente desértico da Formação Botucatu, que finaliza o desenvolvimento sedimentar da bacia e a partir do qual inicia-se a erupção subaérea dos derrames basálticos da Formação Serra Geral praticamente se expandindo por toda província. As condições de clima desértico perduraram por todo período de extravasamento das lavas, visto que os arenitos eólicos ocorrem tanto como intercalações no pacote de lavas, como cobertura da pilha vulcânica no norte da província, onde são denominados de Formação Caiuá (Rocha-Campos *et al.*, 1988).

A maior parte da pilha vulcânica na porção norte da província está encoberta por rochas sedimentares de origem fluvial e lacustre da Grupo Bauru, do final do Cretáceo. No Rio Grande do Sul a seqüência de lavas é, localmente, encoberta por exposições isoladas de sedimentos Terciários da Formação Tupanciretã (*cf.* Schobbenhaus *et al.*, 1984).

A forma e a evolução tectônica e sedimentar da Bacia do Paraná foram fortemente condicionadas por estruturas alongadas positivas denominadas de arcos. Estas feições circundam a bacia, exceto na sua borda leste, onde ocorrem as bacias marginais (*e.g.* Almeida, 1980; Fúlfaro *et al.*, 1982). Junto com os lineamentos tectônicos ou magnéticos, de orientação geral NW-SE, os arcos configuram as principais feições tectônicas da província do Paraná.

A atividade magmática da província compreende uma espessa seqüência vulcânica de caráter bimodal (basáltico – riolítico) e inúmeros diques e *sills*. Duas áreas de intensa colocação de diques (enxames) se destacam no território brasileiro: a do Arco de Ponta Grossa (Piccirillo *et al.*, 1990) com disposição geral NW-SE, e a de Santos – Rio de Janeiro, com orientação preferencial NE-SW (Hawkesworth *et al.*, 1992).

Em termos litológicos, o magmatismo caracteriza-se como uma seqüência de basaltos tholeiíticos (90% em volume) afíricos. Em geral, contêm menos de 8% de MgO, índice de Mg[#] inferior a 0,56 (Bellieni *et al.*, 1984a). Ocorrem, ainda, volumes consideráveis de lavas ácidas, riolitos e riodacitos, bem como quantidades bastante subordinadas de tipos intermediários, andesitos (Piccirillo *et al.*, 1988a). Os litotipos ácidos estão, em geral, na parte superior da pilha vulcânica e concentrados, preferencialmente, no sul da província.

Vários complexos alcalinos ocorrem dispersos na Bacia do Paraná e suas bordas. Estes complexos apresentam uma grande variação composicional e incluem carbonatitos, gabros alcalinos, fonólitos e sienitos e representam vários pulsos da atividade magmática alcalina carbonatítica que ocorreu durante ou após a formação da província do Paraná, entre 140 e 40 Ma (Ulbrich & Gomes, 1981).

1.2.2.2. Estágio Atual do Conhecimento sobre a Província do Paraná

Algumas sínteses de revisão da literatura sobre a província já foram feitas. Destacam-se a de Cordani & Vandomos (1967) e a Peate (1990) que fizeram uma retrospectiva histórica dos estudos realizados. Revisões específicas sobre os estudos de paleomagnetismo e sobre a geocronologia foram feitas, respectivamente, por Rocha-Campos *et al.* (1988) e por Ernesto & Pacca (1988).

A análise das pesquisas já realizadas e publicadas sobre província do Paraná permite que elas sejam sub-divididas, de forma simplificada, em cinco grandes fases: (i) estudos descritivos pioneiros (de 1870 a 1960); (ii) estudos paleomagnéticos e datações K-Ar, já na emergência da teoria da tectônica de placas (anos 60); (iii) estudos geoquímicos (anos 70, intensificada nos 80); (iv) estudos estratigráficos e datações ^{40}Ar - ^{39}Ar (anos 90); e (v) estudos de avaliação metalogenética (anos 90).

Na fase (i) destacam-se a descrição original dos basaltos do Brasil meridional como 'Paraná Trapp' (Derby, 1878), a primeira descrição petrográfica de algumas dessas rochas como augito-porphyritos, na região do Paranapanema (SP), realizada por Hussak (1889). No início deste século, ainda na fase de reconhecimento regional, a pilha vulcânica foi denominada de Formação Serra Geral por White (1908). Os estudos petrológicos foram iniciados com Guimarães (1933) que descreve também a presença de litotipos intermediários a ácidos, classificados como leidleitos, na parte superior do pacote vulcânico. Du Toit (1937) notou semelhanças gerais entre as sucessões estratigráficas da bacia do Paraná e as do Karoo, no sul da África, que foram consideradas uma evidência adicional para a existência do supercontinente Gondwana. Uma das contribuições mais significativa foi dada por Leinz (1949) que, numa abordagem regional, elaborou uma detalhada descrição geológica e petrológica dos produtos da província nos Estados do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina.

Nos anos 60, na fase (ii), tiveram início os estudos geocronológicos K-Ar (*e.g.* Creer *et al.*, 1965; Amaral *et al.*, 1966; McDougall & Rüegg, 1966; Vandomos *et al.*, 1966; Melfi, 1967,

Minioli *et al.*, 1971 e Sartori *et al.*, 1975), de paleomagnetismo (*e.g.* Creer, 1962) e de aspectos geoquímicos do magmatismo (*e.g.* Rüegg & Dutra, 1965).

As sínteses de avaliação do conjunto das inúmeras idades K-Ar obtidas naquela época e depois por Piccirillo *et al.* (1987) revelaram um amplo intervalo de idades, entre 165 e 100 Ma, que indica claramente problemas com excesso de argônio radiogênico e perda de argônio pós-cristalização (Amaral *et al.*, 1966; Rocha-Campos *et al.*, 1988; Peate, 1990). Todavia, cerca de 70% das amostras apresentaram idades no intervalo de 115-135 Ma e apontam uma idade preferencial em torno de 130 Ma. Tais estudos revelaram ainda não haver significativas diferenças de idade significativas entre as fases intrusivas e extrusivas. Esta idade preferencial foi confirmada também pelo método Rb-Sr (Cordani *et al.*, 1980; Mantovani *et al.*, 1985b).

Os estudos de paleomagnetismo da província tiveram, preliminarmente, um caráter regional (Creer, 1962) e foram retomados mais tarde em maior detalhe, quando permitiram estabelecer correlações com o magmatismo da Província de Etendeka, na Namíbia. Estes estudos mostraram a coincidência dos pólos paleomagnéticos determinados por Pacca & Hiedo (1976) e Ernesto *et al.* (1979), na porção sul da província, com os determinados por Gidskehaug *et al.* (1975) na província de Etendeka. Esta coincidência é considerada como uma evidência adicional de que as províncias do Paraná e de Etendeka formaram uma única província CFB antes da abertura do RSA. Estudos mais recentes mostraram que os pólos paleomagnéticos determinados na parte norte da província (Piccirillo *et al.*, 1988c) também são coincidentes com os anteriores, porém mais espalhados, sugerindo sua colocação simultânea para toda Província Paraná – Etendeka, num curto período de tempo. Os estudos indicaram, também, a migração do magmatismo da província de oeste para leste. As aplicações magnetoestratigráficas destes estudos indicaram que derrames correlatos, pelos registros magnéticos, são, às vezes, de litologias distintas, sugerindo que a efusão de lavas básicas e ácidas pode ter sido concomitante (Ernesto & Pacca, 1988).

A fase de estudos geoquímicos (iii), anos 70 e 80, se iniciou, na verdade, com Rüegg & Dutra (1965), Cordani & Vandomos (1967), Rüegg (1969) e Rüegg & Amaral (1976), e foi intensificada nos anos 80 (*e.g.* Bellieni *et al.*, 1984a; b; 1986a; b; 1988; Fodor & Vetter, 1984; Mantovani *et al.*, 1985a; b; Hawkesworth *et al.*, 1986; 1988; Fodor, 1987; Petrini *et al.*, 1987; Marques, 1988, Piccirillo & Melfi, 1988; Piccirillo *et al.*, 1988a; b; c; 1989; 1990; Ernesto *et al.*, 1991, entre outros).

Os estudos geoquímicos (elementos maiores, traços, terras raras e composições isotópicas) das lavas e intrusões da província, realizados, principalmente, a partir de 1980, caracterizaram as litologias de composição básica a ácida. As rochas básicas foram separadas

em dois grupos: os LPT, de baixo Fósforo ($P_2O_5 < 0,35\%$) e baixo Titânio ($TiO_2 < 2,0\%$), e os basaltos HPT de alto Fósforo ($P_2O_5 > 0,4\%$) e alto Titânio ($TiO_2 > 3,0\%$) (e.g. Bellieni *et al.*, 1984a; Mantovani *et al.*, 1985b). A existência de um terceiro grupo, IPT, com teores de P_2O_5 e TiO_2 intermediários foi proposta por Piccirillo *et al.* (1988a). Os basaltos LPT são distintos, ainda, por serem mais pobres que os HPT em elementos incompatíveis, como Sr, Ba, La, Ce, Zr e Y (Piccirillo *et al.*, 1988a; b). Os litotipos ácidos também foram separados em dois grupos por Bellieni *et al.* (1986b), que definiram as ácidas tipo Palmas (comparativamente mais pobres em TiO_2 e elementos incompatíveis), em geral associadas aos basaltos LPT, e as ácidas tipo Chapecó (comparativamente mais ricas em TiO_2 e elementos incompatíveis), associadas preferencialmente aos HPT. Nesse mesmo período, porém, as ácidas do tipo Palmas, do Rio Grande do Sul, foram caracterizadas como prováveis ignimbritos formados a partir de diversos focos vulcânicos (Roisenberg, 1989).

Os estudos geoquímicos permitiram compartimentar a província, geograficamente, nas Zonas Sul, Norte e Central (e.g. Piccirillo *et al.*, 1988a). Deve-se, a bem da verdade, registrar que Rüegg & Amaral (1976) já haviam apontado essa variação regional da composição química dos basaltos da província.

A Zona Sul, meridional ao lineamento do Rio Uruguai, é composta pelos derrames de basaltos e andesitos LPT e pelas ácidas do tipo Palmas. A Zona Norte, setentrional ao Lineamento do Rio Piquiri, é constituída quase que unicamente de lavas básicas (99%), predominantemente do tipo HPT e IPT, com quantidades subordinadas de basaltos LPT. Derrames ácidos do tipo Chapecó tem expressão apenas local. A Zona Central, entre os dois lineamentos, compreende as vulcânicas básicas LPT e HPT, além de tipos IPT e as ácidas do tipo Palmas e Chapecó.

As lavas da província apresentam também variações significativas na composição isotópica. Para os litotipos mais evoluídos da Zona Sul, as ácidas do tipo Palmas, com razões isotópicas de Sr de até 0,728, foi sugerida a atuação de processos de contaminação crustal (Fodor *et al.*, 1985). Os termos basálticos LPT das Zonas Norte e Central possuem razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$ entre 0,7055 e 0,7060 e entre 0,7046 e 0,7089, respectivamente. Tais razões são sensivelmente mais baixas que as dos termos básicos da Zona Sul, onde variam de 0,7064 a 0,7114 (Mantovani *et al.*, 1985a; b; Petrini *et al.*, 1987; Piccirillo *et al.*, 1988b). Da mesma forma, as razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ dos litotipos basálticos LPT das Zonas Norte, Central e Sul também apresentam oscilações, variando entre 0,5124 e 0,5125, entre 0,5124 e 0,5128 e entre 0,5123 e 0,5124, respectivamente (Mantovani *et al.*, 1985a; Petrini *et al.*, 1987; Piccirillo *et al.*, 1988b). Nos litotipos IPT e HPT as razões isotópicas de Sr e Nd variam, entre 0,705 e 0,706 e

entre 0,5122 e 0,5124, respectivamente. Nas ácidas associadas, do tipo Chapecó, as razões isotópicas de Sr inicial também são menores, entre 0,706 e 0,708 (Mantovani *et al.*, 1985b; Piccirillo *et al.*, 1988b).

Essas diferenças geoquímicas e isotópicas são atribuídas, pelos diversos autores, à sua geração a partir de fusões do manto litosférico sub-continental com diferentes características químicas (e.g. Mantovani *et al.*, 1985a; Piccirillo *et al.*, 1988b) ou a partir graus de fusão parcial distintos de um manto homogêneo (e.g. Fodor *et al.*, 1987).

A quarta fase de pesquisas (iv), anos 90, abrange os estudos estratigráficos e as datações ^{40}Ar - ^{39}Ar . Na verdade, as tentativas preliminares de proposição de uma estratigrafia para a Formação Serra Geral, a partir de critérios geológicos, ocorreram antes, quando Amaral & Crósta (1983) sugeriram separá-la em três subunidades informais, da base para o topo: a. Lavas basálticas tholeiíticas com intercalações de arenitos intertrapianos; b. Lavas riódacíticas e riolíticas; e c. Lavas basálticas tholeiíticas. Mais tarde, Nardy (1995) trabalhando na Zona Central da província apresenta uma proposta equivalente, separando a Formação Serra Geral, da base para o topo, em 3 unidades: a. Unidade Básica Inferior; b. Unidade Ácida, subdividida nos Membros Chapecó e Palmas, e c. Unidade Básica Superior. Todavia, foram as pesquisas de Peate (1990) que buscaram definir a estratigrafia química e a evolução petrogenética da sucessão vulcânica (e.g. Peate *et al.*, 1988; 1990; 1992). A partir do conceito de magmas-tipo, foram individualizados seis diferentes magmas-tipo basálticos - três de alto-Ti (Urubici, Pitanga e Paranapanema), e três de baixo-Ti (Gramado, Ribeira e Esmeralda) (Peate *et al.*, 1992). Tais estudos permitiram separar também os magmas riolíticos do tipo Palmas e Chapecó em subgrupos. Os do tipo Palmas foram subdivididos nos Subgrupos Santa Maria, Anita Garibaldi e Caxias do Sul e os tipo Chapecó nos Subgrupos Guarapuava e Ourinhos (Peate *et al.*, 1992; Garland *et al.*, 1995).

As principais características isotópicas dos diferentes magmas-tipo definidos, de acordo com Peate (1997), são as seguintes: o magma-tipo Gramado apresenta altas razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (0,7075 – 0,7167) e baixo ϵ_{Ndi} (-8 a -3), relativamente à terra global (*bulk earth*). Já o magma-tipo Esmeralda apresenta um arranjo linear deslocado, em relação ao Gramado, para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ menores (0,7046 – 0,7086) e ϵ_{Ndi} (-4 a +3) maiores. Ambos apresentam ainda composições isotópicas de Pb radiogênico ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 18,2$) maiores do que os magmas HPT. Porém, o Esmeralda apresenta variação isotópica menor ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,6 - 18,8$) do que o Gramado ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,4 - 19,1$). No norte da província, os magmas-tipo basálticos Ribeira, Pitanga e Paranapanema, apresentam variações mais restritas nas composições isotópicas de Sr, Nd e Pb ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,7055 - 0,7063$; $\epsilon_{\text{Ndi}} = -1,6$ a -3,6; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,81 -$

18,12) em relação aos demais magmas-tipo. Por sua vez, o magma-tipo Urubici, HPT do sul da província, apresenta composições isotópicas de Sr-Nd-Pb que se sobrepõem às dos magmas-tipo do norte, todavia apresentando uma variação maior, que se estende para os valores de Sr e Pb menos radiogênicos ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,7048 - 0,7065$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,46 - 18,25$). Já, os derrames ácidos de alto-Ti (tipo Chapecó) apresentam razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (0,705 – 0,708), similares aos litotipos basálticos HPT, e as ácidas de baixo-Ti (tipo Palmas) apresentam razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ bem mais altas (0,714 – 0,727).

Estudos isotópicos recentes em basaltos LPT e HPT distribuídos de norte a sul na província (Marques *et al.*, 1999) confirmam as variações apontadas por Peate (1997).

Esses estudos resultaram na apresentação de uma proposta de estrutura interna do pacote vulcânico da província do Paraná, ou seja, do empilhamento dos diferentes magmas-tipo definidos, principalmente os basálticos, conforme distribuição e disposição esquemática no perfil N-S (Figura 1.4). Na figura verifica-se, no domínio LPT a presença de magmas de alto-Ti, dentro do domínio LPT e, no domínio HPT de magmas de baixo-Ti.

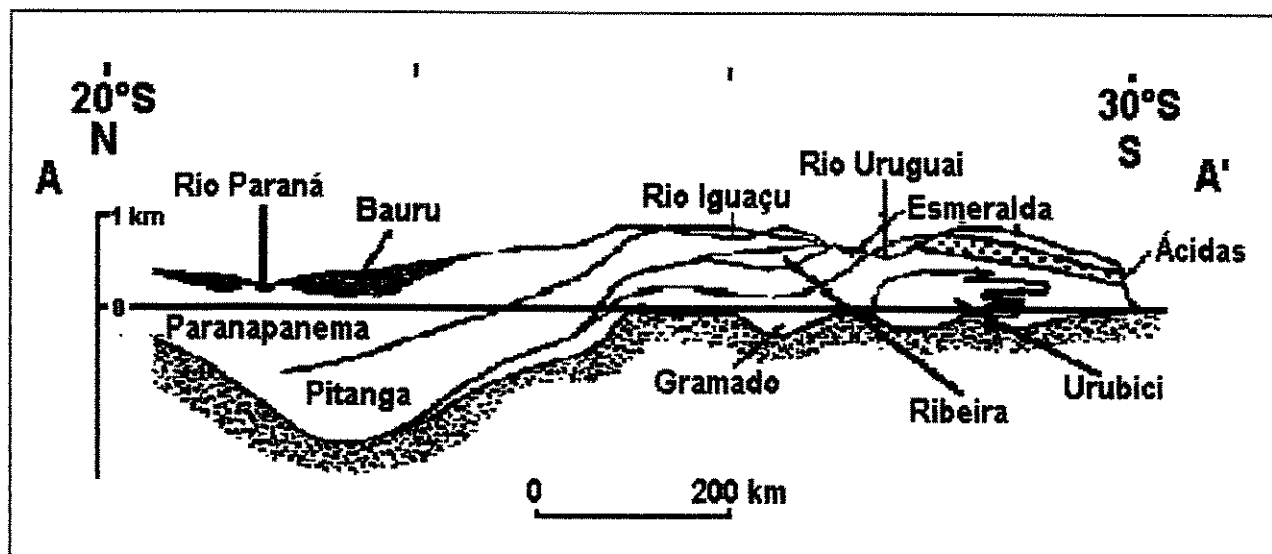


Figura 1.4: Perfil esquemático Norte - Sul através da pilha vulcânica da província do Paraná, segundo ~52W (A – A' na figura 1.2). As unidades estratigráficas conforme definidas por Peate *et al.* (1992). Exagero vertical de 200 vezes.

Então, a partir do recobrimento estratigráfico entre os magmas-tipo, os autores sugerem que o magmatismo evoluiu do tipo Gramado para o Pitanga e deste para o Parapanema. Mais ainda, baseados no mergulho das unidades para norte e de encontro ao assoalho da bacia, que o magmatismo teria migrado de sul para norte, num processo vinculado à abertura do Rife do Atlântico Sul – RAS (e.g. Peate *et al.*, 1990; 1992; Hawkesworth *et al.*, 1992). Com base na separação geoquímica entre as unidades Gramado ($\text{Ti/Y} < 300$) e Pitanga

($Ti/Y > 300$), tida como a mais importante dentro da pilha vulcânica, Peate *et al.* (1990) sugerem que a província do Paraná poderia ser pensada em termos de duas províncias de CFB sucessivas. Uma mais antiga ao sul e uma mais jovem ao norte. Concluindo, Peate (1990), Peate *et al.* (1990; 1992) e Hawkesworth *et al.* (1992) consideram que os magmas basálticos de baixo e alto-Ti foram formados a partir de fusões de porções distintas do manto litosférico continental enriquecidas em elementos incompatíveis, à semelhança da província de CFB do Karoo (Cox, 1988).

Turner *et al.* (1996) defendem que os magmas-tipo da província não devem representar a evolução petrogenética a partir de uma única fonte mantélica, pois formam unidades diacrônicas (Turner *et al.*, 1994), extravasadas a partir de diferentes centros (Peate *et al.*, 1990; 1992). Sugerem, ainda, que a disposição superficial dos magmas-tipo parece refletir a distribuição sub-crustal de regiões fontes litosféricas distintas. Tal zonalidade litosférica, alto e baixo-Ti, está assinalada, também, segundo esses autores, no magmatismo máfico potássico contemporâneo e posterior à província do Paraná (*cf.* Gibson *et al.*, 1995; 1996).

Peate & Hawkesworth (1996), Stewart *et al.* (1996) e Garland *et al.* (1995) apresentam um modelo de evolução temporal do magmatismo da província, que teria migrado de NW para SE, ao longo da zona extensional do Arco de Ponta Grossa, com a fonte mantélica dos magmas tomando-se gradualmente mais rasa. O magma-tipo Pitanga, representando a unidade mais antiga da província, teria derivado da fusão de peridotitos, relativamente férteis e anidros, da parte mais profunda da litosfera (90 – 120 km). Já, o magma-tipo Gramado refletiria a fusão da porção mais rasa (< 60 km) da litosfera, de peridotitos relativamente hidratados. No magma-tipo Esmeralda, a unidade mais jovem da província e que finaliza a evolução do magmatismo, são reconhecidas assinaturas astenosféricas, resultantes da extensão litosférica, que marca a separação América do Sul – África, que teria sido suficiente para gerar magmas por fusão descompressiva da astenosfera.

Mais recentemente, Marques *et al.* (1999) sugerem que as diferentes assinaturas geoquímicas dos basaltos foram derivadas da fusão parcial de antigos reservatórios do manto litosférico com características químicas e isotópicas heterogêneas (Hawkesworth *et al.*, 1988; 1992; Piccirillo *et al.*, 1988b; 1989). Sugerem, ainda, que o papel da pluma mantélica de Tristão da Cunha na geração da província, se houve, foi o de fornecer calor para fusão do manto litosférico. A origem a partir de uma fonte litosférica rasa foi sugerida também para o magma-tipo Urubici (HPT) (Peate *et al.*, 1999) e para a sucessão vulcânica no Uruguai (Turner *et al.*, 1999a; b).

Nos últimos anos, grandes esforços foram dedicados, também, à definição de idades

precisas das províncias de CFB. Elas são tidas como críticas para estimar as taxas de erupção e para elaborar e aperfeiçoar os modelos geodinâmicos que fazem a ligação entre o rifteamento continental, as plumas mantélicas e a geração das províncias de basaltos continentais (Peate, 1997).

A obtenção de idades precisas nas províncias do Paraná e de Etendeka é fundamental para o entendimento da evolução espaço-temporal do magmatismo e sua associação com a abertura do Atlântico Sul. É importante também na avaliação da potencialidade para depósitos de sulfetos magmáticos de Ni-Cu-EGP, que poderiam estar condicionadas às fases precoces do magmatismo das províncias de CFB (e.g. Naldrett, 1992; Naldrett *et al.*, 1992; Mincato, 1994; Mincato & Schrank, 1994; 1998).

Assim, grande empenho foi direcionado ao potencial da técnica de datação ^{40}Ar - ^{39}Ar para obtenção de idades mais precisas do evento ígneo da província do Paraná (e.g. Baksi *et al.*, 1991; Hawkesworth *et al.*, 1992; Renne *et al.*, 1992; 1996a; b; Mantovani *et al.*, 1994; Turner *et al.*, 1996; 1999a; Nardy, 1995; Stewart *et al.*, 1996).

Os pesquisadores ligados ao Centro Geocronológico de Berkeley (USA) dataram, pela técnica *step heating* (idades platô), amostras localizada na parte sul da província (Renne *et al.*, 1992) e concluem que o magmatismo iniciou em 133 ± 1 Ma e teria tido uma duração menor do que 1 Ma. Estes dados concordam com os de Hawkesworth *et al.* (1992) e Nardy (1995) para essa mesma região. Renne *et al.* (1992) estimam, então, uma taxa média de erupção da ordem de $1,5 \text{ km}^3 \text{ ano}^{-1}$, bastante semelhante àquelas obtidas, na época, na Província do Deccan (Índia).

Mais tarde, os pesquisadores vinculados à Open University (Inglaterra) (Mantovani *et al.*, 1994; Turner *et al.*, 1994), trabalhando com a técnica *laser spot* em amostras de sondagem e de superfície distribuídas pela província, sugerem um intervalo de cerca de 10 Ma (entre 137 e 127 Ma) para a erupção das lavas. Neste caso, uma taxa de erupção de cerca de $0,1 \text{ km}^3 \text{ ano}^{-1}$, ou seja, menor uma ordem de magnitude daquela calculada por Renne *et al.* (1992). Defendem, ainda, a migração do magmatismo de NW para SE, previamente à abertura do Atlântico Sul.

A flagrante discrepância entre os resultados obtidos pelos dois grupos e a discordância dos resultados de Turner *et al.* (1994) com o conhecimento estabelecido de formação das províncias de CFB em curtos períodos de tempo deflagrou o debate sobre a própria validade e resolução das diferentes técnicas analíticas empregadas. Estudos comparativos entre ambas revelaram resultados bastante concordantes (Stewart *et al.*, 1996; Renne *et al.*, 1996b).

Renne *et al.* (1996b) dataram diques e *sills* do Arco de Ponta Grossa e concluíram que

eles foram injetados entre $131,4 \pm 0,5$ e $129,2 \pm 0,4$ Ma, com um máxima em 130,5 Ma. Atividade intrusiva subsequente, menor e episódica, perdurou no mínimo até 120 Ma. Para esses autores, tais dados junto com a proposta de estratigrafia química da província (Peate *et al.*, 1992) suportam as conclusões de Piccirillo *et al.* (1990), de que a maioria desses diques representam os alimentadores da fase mais jovem do magmatismo da província, caracterizada pelas lavas de alto-Ti da porção norte da província.

Já, Stewart *et al.* (1996) datando amostras de sondagens e de superfície reafirmam as conclusões de Turner *et al.* (1994) e Mantovani *et al.* (1994), de que o magmatismo durou de 10 a 12 Ma, entre 138 e 127 Ma e consideram que o principal episódio ocorreu entre 134 e 129 Ma, num processo relacionado à abertura do rifte do Atlântico Sul. Ressaltam, todavia, que houve alguma atividade magmática precoce, entre 138 e 135 Ma, no interior do continente e sugerem ainda que o magmatismo teria migrado ao longo da zona extensional do Arco de Ponta Grossa de encontro ao rifte.

Peate (1997), a partir da concordância entre os dados obtidos pelos dois grupos (Berkeley e Open University) em amostras de uma mesma área, defende não haver razões para desconsiderar as idades mais antigas obtidas por Turner *et al.* (1994) e Stewart *et al.* (1996).

A quinta fase (v), anos 90, compreende a avaliação da potencialidade da província do Paraná em para mineralizações magmáticas de Ni-Cu-EGP. Tais estudos tomaram como paradigma os depósitos da região de Noril'sk, nos Traps Siberianos, e do Complexo Insizwa (Waterfall Gorge), no Karoo (Mincato, 1994; Mincato & Schrank, 1993; 1994; 1998). Tais estudos definiram controles geológicos (metalotectos) regionais e locais dos depósitos tomados como modelos, para servirem de critérios de avaliação da província do Paraná. Os estudos indicaram, então, que os depósitos estão associados: 1) às fases iniciais do magmatismo das províncias de CFB; 2) aos estágios precoces do desenvolvimento das estruturas de rifteamento continental; 3) a regiões das províncias que tiveram o seu desenvolvimento vinculado à regiões do manto anormalmente quentes (plumas mantélicas / *hot spots*), caracterizadas pela grande diversidade de tipos litológicos; 4) a estruturas antigas do embasamento reativadas, que serviram de condutos do magmatismo; 5) ao magmatismo tholeiítico de baixo-Ti; 6) a porção basal de corpos intrusivos diferenciados, acamadados; 7) a magmas empobrecidos relativamente em elementos calcófilos (Ni, Cu, Co e EGP) e 8) a processos relacionados à segregação de sulfetos, do tipo contaminação crustal e/ou assimilação de S crustal. Estes estudos indicaram ainda a borda leste da província do Paraná, como o contexto geodinâmico mais favorável para a ocorrência de possíveis mineralizações de Ni-Cu-EGP. Apontaram ainda que, nesta área, a potencialidade decresceria, relativamente, de sul para norte.

Nesta fase foram também desenvolvidos modelos de formação das províncias de CFB e dos depósitos de sulfetos magmáticos, por meio da aplicação de isótopos radiogênicos e de técnicas geoquímicas (Hawkesworth *et al.*, 1997), visando o estabelecimento de estratégias de exploração válidas, inclusive, para província do Paraná. Estes estudos também sugerem os magmas de baixo-Ti da porção sul da província (magma-tipo Gramado, de Peate *et al.*, 1992), como potencialmente mais favoráveis para esse tipo de mineralização.

II. Materiais e Métodos

Visando as metas estabelecidas foi seguido o seguinte roteiro de trabalho: trabalhos de campo (descrição e amostragem), caracterização petrográfica, dosagens geoquímicas de elementos maiores, de traços, de terras raras e do grupo da platina; e datações geocronológicas ^{40}Ar - ^{39}Ar . Durante o desenvolvimento da pesquisa, as etapas de campo, de estudos petrográficos e de dosagens químicas de elementos maiores e traços não foram consecutivas para toda província. Os trabalhos foram planejados de modo que a experiência adquirida e os resultados preliminares das primeiras etapas servissem para orientar o desenvolvimento das fases subseqüentes. Em seguida, são descritos os procedimentos escolhidos e executados no desenvolvimento do trabalho.

2.1. Trabalhos de Campo

Os trabalhos de campo na província foram executados em locais pré-selecionados, a partir da literatura (e.g. Piccirillo & Melfi, 1988; Ernesto & Paca, 1988; Peate, 1990; entre outros). Os locais escolhidos foram objeto de sistemática descrição e coleta de amostras para as análises laboratoriais.

Assim, foram previamente selecionadas seções regionais, de orientação geral E-W (leste – oeste), transversais ao maior alongamento da província e distribuídas de norte a sul, com ao menos uma seção transversal em cada uma das suas zonas geoquímicas, Sul, Central e Norte, definidas por Piccirillo *et al.* (1988a).

Na Zona Sul, a seção transversal compreendeu seis perfis individuais distribuídos ao longo da escarpa meridional da província, aproximadamente no Paralelo 29° S. Na seção da Zona Central, dos cinco perfis, três estão distribuídos ao longo do Paralelo 27° S, acompanhando a calha do Rio Uruguai, e dois estão na escarpa leste da província, no Paralelo 28° S. Na seção localizada na porção sul da Zona Norte, os cinco perfis individuais estão distribuídos ao longo do Paralelo 25° S, sendo quatro junto à calha do Rio Iguaçu e um na borda leste da província. Na parte setentrional da Zona Norte foi trabalhado o perfil localizado entre a cidade de Londrina e a localidade de Lerroville (perfil LL) e outras exposições rochosas da província distribuídas pelo norte do Paraná e pelo Estado de São Paulo, entre os Paralelos 20° e 23° S. A distribuição aleatória dos locais descritos na parte mais setentrional da província se deve à escassez de exposições expressivas, devido principalmente à extensiva cobertura

sedimentar pós-vulcânica (cf. Schobbenhaus *et al.*, 1984).

As coordenadas geográficas dos perfis descritos foram obtidas por meio de GPS (*Geographic Position System*) e a altitude das amostras por meio de 2 altímetros de mão (precisão de 5 m). Os dados de altitudes foram corrigidos pela variação diurna da pressão barométrica.

Na Tabela 2.1, a seguir, são discriminados os perfis e pontos trabalhados na província e apresentadas as siglas adotadas com as respectivas localizações, as coordenadas geográficas e as altitudes da porção inferior do perfil e a quantidade de amostras coletadas em cada um.

O mapa da Figura 2.1 ilustra esquematicamente a localização dos perfis e pontos trabalhados na província do Paraná.

Na Zona Sul, no Rio Grande do Sul, todos perfis trabalhados expõem, com exceção do BV, o contato basal do pacote vulcânico com os arenitos eólicos da Formação Botucatu.

No Estado de Santa Catarina, na Zona Central da província, apenas os perfis GB e o MI, na escarpamento da Serra Geral, no leste da província, expõem a contato basal do pacote vulcânico com as rochas sedimentares da Bacia do Paraná. Nos demais, CN, GC e II, localizados internamente na província, os trabalhos de campo ficaram limitados às exposições entre a calha do Rio Uruguai, ao sul, e a BR-282, ao norte.

Na seção ao longo do Paralelo 25° S, no sul da Zona Norte, apenas o perfil PG expõem o contato basal da pilha vulcânica com o pacote sedimentar da bacia. Os trabalhos nos perfis IC, SO, TP e SP dessa seção ficaram restritos às exposições entre o leito do Rio Iguaçu, ao sul, e a BR-277, ao norte.

No norte do Paraná e em São Paulo, a distribuição aleatória dos locais trabalhados reflete a escassez de exposições expressivas do vulcanismo na região. Apenas nos perfis LL, FP e BI foi identificado e caracterizado o contato basal da seqüência vulcânica com as rochas sedimentares da bacia.

Todos os perfis e pontos selecionados e descritos estão expostos ao longo de cortes de estradas de rodovias federais ou estaduais que interceptam a seqüência vulcânica da província do Paraná.

A individualização dos derrames básicos e ácidos foi baseada nos atributos físicos de cada unidade, tais como as zonas maciças basais e as escoriáceas (amigdalares e/ou vesiculares) de topo. Foram consideradas também a intensidade da alteração, a cor e a espessura particular de cada derrame e os aspectos texturais, como a granulação, a presença de fenocristais e de matriz fina e/ou vítrea e a presença de minerais de alteração tardia.

Tabela 2.1: Locais (perfis e pontos) trabalhados na Província Ígnea Continental do Paraná.

UF	Sigla	Localização	Coordenadas geográficas da base do perfil	Cota (base)	Nº de Amostras
RS	JS	Jaguari – Santiago	29°21'26,8" S e 54°45'44,3" W	135 m	15
RS	SJ	S. Maria – J. Castilhos	29°39'26,0" S e 53°46'22,4" W	190 m	12
RS	LS	Lajeado – Soledade	29°23'32,8" S e 52°02'31,2" W	080 m	24
RS	CP	V. Cristina – Nova Petrópolis	29°21'00,5" S e 52°08'48,1" W	205 m	12
RS	SV	São Vendelino	29°23'10,9" S e 51°21'44,4" W	085 m	15
RS	BV	B. Gonçalves – Veranópolis	29°02'53,3" S e 51°34'13,4" W	150 m	13
SC	II	Itapiranga – Iporã do Oeste	27°10'10,0" S e 53°42'25,0" W	155 m	12
SC	GC	Goio-En – Chapecó	27°16'47,1" S e 52°41'31,6" W	220 m	10
SC	CN	Campos Novos	27°35'59,9" S e 51°28'17,3" W	490 m	15
SC	MI	Morro da Igreja	28°03'16,7" S e 49°29'56,3" W	1230 m	13
SC	GB	Guatá – Bom Jardim	28°26'00,0" S e 49°28'03,0" W	760 m	29
PR	IC	Rio Iguaçu – Cascavel	25°33'52,4" S e 53°34'35,1" W	300 m	14
PR	SO	S. Osório – Q. do Iguaçu	25°32'18,2" S e 53°00'35,0" W	340? m	08
PR	TP	R. Iguaçu – Três Pinheiros	25°44'22,2" S e 52°13'43,8" W	510 m	08
PR	SP	Usina do Segredo – Pinhão	26°00'29,8" S e 51°40'04,4" W	590 m	10
PR	PG	Prudentópolis – Guará	25°18'32,9" S e 51°12'46,6" W	1030 m	05
PR	LL	Londrina – Leroville	23°39'13,7" S e 51°06'28,2" W	435 m	12
PR	JC	Jacarezinho – S.A. Platina	23°14'21,4" S e 50°02'18,5" W	480 m	04
SP	AS	Assis – Sertanópolis	22°54'26,5" S e 50°48'40,0" W	350 m	06
SP	OU	Ourinhos	22°59'40,2" S e 49°54'17,4" W	425 m	01
SP	RC	Rodovia Castelo Branco	23°15'30,4" S e 47°51'59,3" W	435 m	01
SP	SG	Usina Salto Grande	22°54'27,0" S e 49°59'27,0" W	400 m	02
SP	FP	Fartura – Pirajú	23°22'12,5" S e 49°29'07,9" W	470 m	04
SP	WL	Rodovia Washington Luiz	21°52'59,5" S e 48°05'10,2" W	650 m	01
SP	BI	Bauru – Itirapina	22°19'08,5" S e 48°43'35,4" W	585 m	06
SP	RA	Rodovia Anhangüera	21°15'19,6" S e 47°45'19,6" W	650 m	04
SP	RP	Sertãozinho – Ribeirão Preto	21°09'54,7" S e 47°55'57,7" W	535 m	01
SP	UM	Usina Marimbondo	20°18'23,7" S e 49°12'23,5" W	385 m	02
SP	TF	Três Fronteiras	20°18'00,2" S e 50°54'12,6" W	340 m	01
SP	IS	Ilha Solteira	20°23'29,0" S e 51°18'00,2" W	355 m	01

Os derrames de caráter básico estão, em geral, mais intensamente alterados no topo, podendo apresentar níveis delgados de paleossolos. As porções basais, maciças, são caracterizadas por feições do tipo disjunção colunar e fraturamento e as porções escoriáceas,

de topo, por variações na abundância e no tamanho das vesículas. Estes derrames apresentam ocasionalmente, ainda, brechas de fluxo nos contatos.

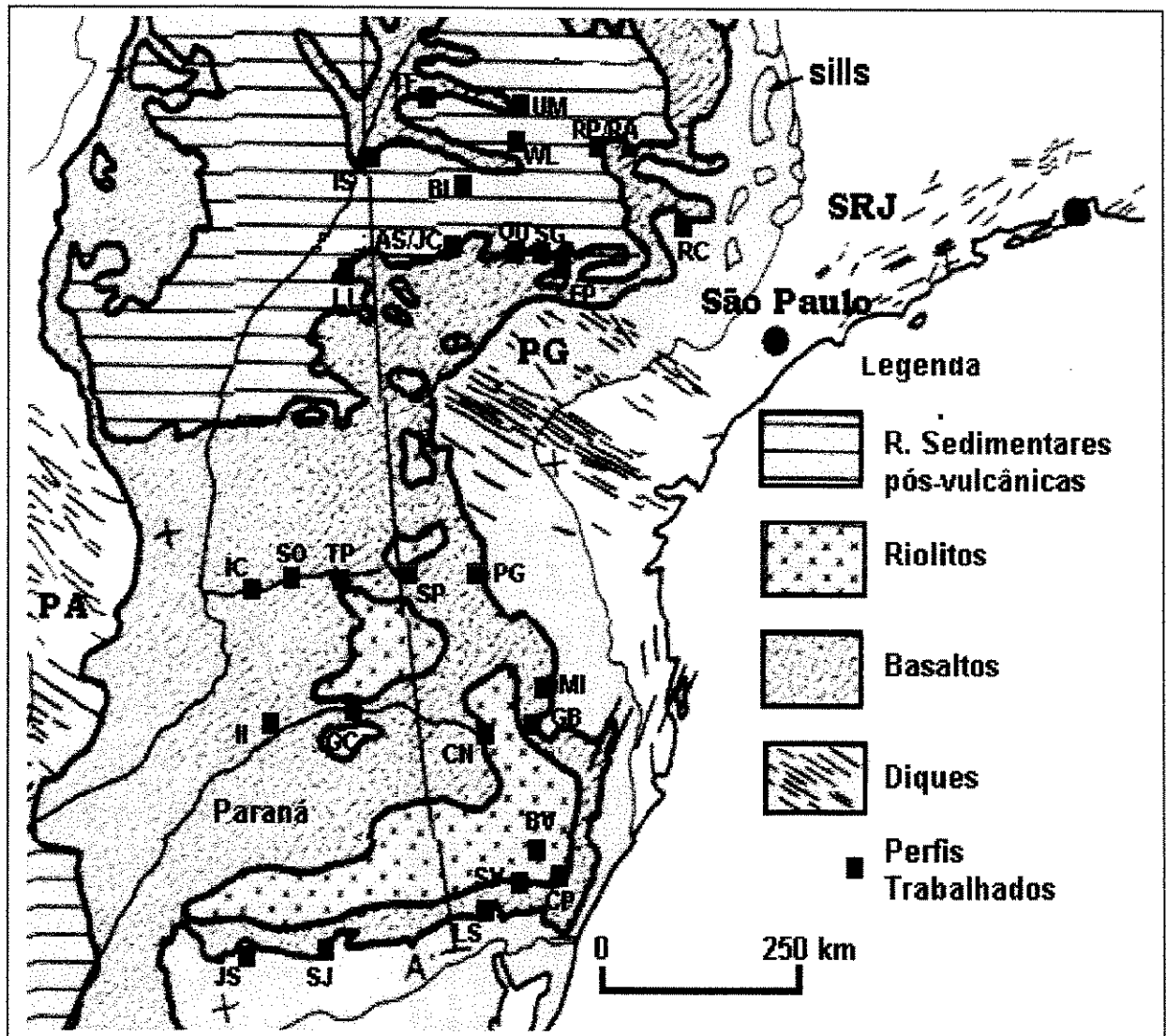


Figura 2.1: Detalhe ampliado e modificado do mapa da Província Ígnea Continental do Paraná (Figura 1.2 adaptada de Peate, 1997) com a localização dos perfis descritos e amostrados nos trabalhos de campo. Diques: PG = Ponta Grossa; SRJ = Santos – Rio de Janeiro; PA = Paraguai. Legenda dos locais trabalhados vide Tabela 2.1 (página 29).

Os derrames ácidos podem ser divididos, de forma esquemática, da base para o topo em três partes: basal, central e de topo. A basal se caracteriza por uma zona vítrea com fraturas horizontais e espessura de até 8 metros. A porção central é a mais espessa, em geral, com várias dezenas de metros, granulação fina e freqüentes disjunções colunares. Raramente apresentam vesículas preenchidas e mostram, por vezes, bandeamento de composição e textura característica de fluxo ígneo. A porção de topo desses derrames apresenta espessura

variável (poucos metros) e se caracteriza pela abundância de amígdalas e/ou vesículas e de material amorfo. Nesta porção de topo é comum a presença de juntas de contração horizontais e feições resultantes do fenômeno de autobrechação.

Outra feição amplamente distribuída na pilha vulcânica é a presença de brechas tectônicas, caracterizadas por zonas verticais de espessura centimétrica a decimétrica, que ultrapassam os limites dos derrames individuais. Estas brechas são constituídas por blocos angulosos, em geral, cimentados por sílica e carbonatos.

As principais limitações enfrentadas nos trabalhos de campo foram as exposições incompletas dos derrames, devido aos processos erosivos e a falta de continuidade física entre eles, exceto no perfil GB, em Santa Catarina, onde a exposição dos derrames é contínua entre as cotas 760 e 1.480 m. Para superar tal dificuldade, foi estabelecido como rotina a amostragem de todas as exposições encontradas ao longo dos perfis trabalhados. Tal estratégia foi necessária devido às semelhanças mesoscópicas observadas entre derrames contíguos, portanto, para evitar que possíveis unidades expostas fossem ignoradas. Dessa forma, várias vezes não foi possível demarcar com precisão o contato entre os derrames e, eventualmente, porções dos perfis podem não ter sido amostradas, exatamente, pela falta de exposição.

A coleta de amostras para os estudos petrográficos e as determinações geoquímicas e geocronológicas foi sistemática nas unidades identificadas. Sempre que possível, as amostras foram obtidas na mesma posição relativa dos derrames, ou seja, nas porções mais inferiores, maciças, isentas de amígdalas e/ou vesículas e menos afetadas pela alteração supergênica.

Os perfis foram mapeados sempre a partir da porção aflorante mais basal em direção ao topo. Em cada um deles, a identificação das amostras coletadas obedeceu uma nomenclatura formada por uma sigla, de duas letras, identificadora do perfil (*cf.* Tabela 2.1) e um número crescente a partir da base.

A Tabela 1 do Anexo 1 apresenta um sumário detalhado dos trabalhos de campo com a discriminação de todas as amostras coletadas com as suas respectivas localizações e altitudes. Tal anexo discrimina, ainda, as amostras selecionadas para análise petrográfica, para as distintas dosagens geoquímicas e para datação.

2.2. Estudos Petrográficos

Na etapa inicial foi realizada a descrição e caracterização macroscópica das amostras

com objetivo de selecionar as amostras para confecção de lâminas delgadas e análise petrográfica. Para tanto, as amostras foram, de forma sistemática, selecionadas sempre a partir da porção mais inferior de cada perfil. Foram escolhidas todas as amostras que sugeriam diferenças composicionais e/ou texturais ao longo do perfil. As lâminas foram examinadas em microscópio binocular polarizador, da marca Carl Zeiss, no Laboratório de Microscopia do Instituto de Geociências – IG – UNICAMP. Assim, além da caracterização da composição mineral e do arranjo textural das rochas, também, foram feitas estimativas visuais das abundâncias relativas dos constituintes minerais em cada amostra.

Assim, foram confeccionadas e descritas 183 lâminas delgadas, sendo 59 do Rio Grande do Sul, 57 de Santa Catarina, 46 do Paraná e 21 de São Paulo. Na prática, cada zona geoquímica contribuiu com cerca de 1/3 das amostras para os estudos petrográficos.

Uma síntese da descrição petrográfica (composição mineral e texturas) das amostras selecionadas é apresentada no Anexo 2.

2.3. Análises Geoquímicas

O seleção das amostras para as diversas dosagens geoquímicas foi sempre baseada na interpretação dos dados obtidos nas etapas precedentes.

2.3.1. Óxidos Maiores e Elementos Traços

As mesmas amostras escolhidas para caracterização petrográfica foram também objeto de dosagens geoquímicas para óxidos maiores e elementos traços, pois, essas amostras já haviam sido escolhidas pelas diferenças mesoscópicas que apresentavam em relação às suas vizinhas imediatas, portanto com possíveis histórias evolutivas diferentes e pelas próprias dificuldades de diagnosticar semelhanças petrográficas marcantes entre elas, devido à presença comum de quantidades variáveis de matriz fina e/ou vítrea.

Um total de 183 amostras foram dosadas para os óxidos maiores SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5 . Nessas amostras foram determinadas, ainda, a perda ao fogo e os elementos traços Ba, Rb, Sr, Y, Zr, Zn, Nb, Cr, Ni, V e Cu.

As amostras isentas de alteração e de amígdalas visíveis foram britadas em britador de mandíbulas de aço temperado (Fritsch, Alemanha). Depois de britadas, foram homogeneizadas

e quarteadas até uma alíquota de cerca de 100 g, que foram cominuídas em moinho planetário (Fritsch, Alemanha), com potes e bolas de ágata.

Das 183 amostras analisadas para óxidos de elementos maiores, 104 foram dosadas no Laboratório Geoquímico do IG-UNICAMP e 79 no Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE) UNESP, de Rio Claro.

Para as dosagens de óxidos de elementos maiores o procedimento adotado consistiu na determinação da perda ao fogo por calcinação da amostra seca, em mufla a 1.000°C. Depois de calcinada, 1,2 g da amostra foi misturada com fundente (4,8 g de metaborato de lítio e 1,2 g de tetraborato de lítio, MERCK, ambos de pureza espectroscópica) num cadinho de Pt-5%Au e fundida em equipamento (Fluxy, da Claisse) para produzir os discos de vidro.

No IGCE-UNESP, todos os óxidos de elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5) foram dosados num espectrômetro de fluorescência de raios X Phillips modelo PW 2400.

No Laboratório Geoquímico do IG-UNICAMP os óxidos SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , K_2O e P_2O_5 foram analisados no espectrômetro de fluorescência de raios X VRA-30. Para determinação do MgO e Na_2O , uma alíquota da amostra seca a 110°C foi decomposta com ataque ácido total ($\text{HCl} + \text{HNO}_3$, 3:1, HF e HClO_4) em recipiente de Teflon®. Após volatilização completa da sílica, o resíduo foi dissolvido em HCl 1:1 e diluído a volume conhecido. Esta solução foi então diluída de acordo com as necessidades da curva de calibração e as determinações realizadas num espectrofotômetro de absorção atômica Varian, modelo AA1475.

Os elementos traços Ba, Rb, Sr, Y, Zr, Zn, Nb, Cr, Ni e V foram dosados por fluorescência de raios X em pastilhas prensadas preparadas a partir de amostras moídas. O Cu foi dosado por absorção atômica a partir da mesma solução da amostra usada na determinação do MgO e Na_2O . Exceto nas 79 amostras analisadas para elementos maiores no IGCE-UNESP, nas quais a dosagem do Cu foi feita por fluorescência de raios X, no IG-UNICAMP, a partir das pastilhas prensadas.

A checagem do procedimento analítico foi feita com a análise de amostras de referência internacional e amostras de referência interna do Laboratório Geoquímico do IG-UNICAMP. Para os óxidos maiores SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , K_2O e P_2O_5 e para os elementos traços Rb, Sr, Y, Zr, Zn, Nb, Cr, Ni e V foi usada a amostra de referência internacional WS-E. Na dosagem do MgO e Na_2O e do Ba e Cu foi utilizada amostra de referência internacional GSR-2. O procedimento analítico dos óxidos maiores envolveu também a análise da amostra BAC-RO, uma amostra de referência interna do laboratório.

Dos resultados obtidos foi calculado o índice de diferenciação número de magnésio

(Mg[#]) ou razão Fe/Mg, definida como a razão molar do Mg²⁺ e (Mg²⁺ + Fe²⁺), pela fórmula:

$$\text{Mg}^{\#} = 100(\% \text{MgO}/40,3)/(\% \text{MgO}/40,3 + 0,85(\% \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0,8998/71,84))$$

onde: 40,30 é o peso molecular do MgO; 71,84 é o peso molecular do FeO; 0,8998 é o fator gravimétrico que transforma a % de Fe₂O₃ em % de FeO e 0,85 é assumida como sendo a razão Fe²⁺/Fe³⁺ no magma primitivo (Ragland, 1989; Lightfoot, 1993).

O conjunto dos dados obtidos de óxidos maiores e elementos traços nas amostras da província e os respectivos Mg[#] são apresentados na Tabela 1 do Anexo 3, onde são mostrados também os valores obtidos e os recomendados para as amostras de referência analisadas.

2.3.2. Elementos Terras Raras e outros Traços

Foram selecionadas 38 amostras para dosagens dos elementos Terras Raras (ETR) La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb e Lu e dos elementos traços U, Th, Hf, Cs, Sc, Ta e Co. As análises foram realizadas na Divisão de Radioquímica do Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares – IPEN – CNEN/SP, pela técnica de análise instrumental por ativação neutrônica, também referida como INAA.

O procedimento consistiu na pesagem de aproximadamente 100 mg de amostra moída em envelopes de polietileno de cerca de 1 cm², previamente limpos com solução de HNO₃ diluído. Depois de pesados, os envelopes foram selados a quente (com um ferro de solda). Da mesma maneira foram preparados os materiais geológicos de referência (GS-N e BE-N (GIT-IWG)).

Para a irradiação, as amostras e os materiais de referência foram inseridos em recipientes de Al (“coelhos”), desenvolvidos para o reator IEA-R1 do IPEN-CNEN/SP e irradiados por 8 horas num fluxo de nêutrons térmicos de 10¹² n cm⁻² s⁻¹.

Após cerca de 5 dias, as amostras e padrões foram retirados dos “coelhos” de Al, transferidas para recipientes de aço inox e levados ao sistema de espectrometria gama. Os tempos de contagem são de 90 minutos. Uma nova série de medidas é feita cerca de 15 dias após a irradiação, com tempos de contagem de 150 minutos.

O Espectrômetro de raios gama é constituído de um detector de Ge hiperpuro GMX Canberra com eficiência de 20% e resolução de 1,9 keV para o pico de 1332 keV do ⁶⁰Co acoplado a um analisador multicanal de 8192 canais Canberra S-100, inserido num

microcomputador modelo 486/DX2 compatível com IBM, com processador, 4mb, RAM.

Nessas condições de análise, obtêm-se desvios padrão da ordem de 10% e erros relativos, em relação aos materiais de referência, inferiores a 5%.

Os resultados obtidos e as respectivas estimativas das incertezas analíticas e os limites de detecção são apresentados na Tabela 2 do Anexo 3.

As razões Nb/Ta e Zr/Hf podem ser usadas para checar a consistência entre os dados obtidos por fluorescência de raios X e ativação neutrônica. As razões Nb/Ta e Zr/Hf dos condritos C1 são 17,6 e 36,3, respectivamente (e.g. Sun & McDonough, 1989).

Das trinta e oito amostras analisadas pelas duas técnicas analíticas, apenas três (JS-04, JS-14 e LS-20) apresentaram razões Nb/Ta menores do que 13. As razões não condriticas dessas três amostras, todas ácidas, podem refletir erros na determinação do Nb. A variação entre 33,64 e 43,34 nas razões Zr/Hf das amostras analisadas sugerem que os dados de abundância do Zr e Hf são também bastante confiáveis.

2.3.3. Elementos do Grupo da Platina e Ouro

Um total de 25 amostras da província do Paraná e a amostra de referência internacional UMT-1 foram analisados para os elementos do Grupo da Platina – EGP (Os, Ir, Ru, Rh, Pt e Pd) e Au por HR-ICPMS (espectrometria de massa de alta resolução com fonte de plasma indutivo), depois de pré-concentradas com fusão coletora de sulfeto de Ni. A pré-concentração e a dissolução das amostras foi realizada no Laboratório Geoquímico do IG-UNICAMP e a determinação instrumental no Laboratório do Grupo de Caracterização Isotópica (GCI) do IPEN – CNEN/SP.

Cada uma das amostras da província e o material de referência e o branco analítico foram objeto de duas determinações totalmente independentes para os EGP e Au. Os baixos teores, a distribuição errática e as incertezas nas concentrações desses elementos em amostras desconhecidas justificam a análise de duas alíquotas de cada amostra (McDonald, 1998).

Para a pré-concentração dos EGP e Au com a fusão coletora de sulfeto de Ni foi preparada uma mistura com a seguinte formulação (Jorge *et al.*, 1998): 17 g de tetraborato de sódio ($\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7$) (MERCK), 9 g de carbonato de sódio (Na_2CO_3) (MERCK), 1 g de Ni metálico em pó (INCO), 0,75 g de enxofre purificado (MERCK) e 20 g de amostra. Na formulação das misturas para o material de referência e para os brancos analíticos a quantidade de amostra foi

reduzida pela metade. Nos brancos a amostra foi substituída por quartzo (SiO_2), finamente granulada, lavado e calcinado (*quartz pro analysis*; MERCK).

Para o procedimento de fusão, as misturas foram homogeneizadas e depositadas em cadinho de porcelana identificado. Os cadinhos foram levados à mufla pré-aquecida a 650°C . Em seguida, a temperatura da mufla foi ajustada para 950°C , com taxa de aquecimento de $10^\circ\text{C}/\text{minuto}$. Após 30 minutos, a temperatura da mufla é elevada para 1.050°C , por mais 30 minutos, mantendo a mesma taxa de aquecimento. Os cadinhos foram, então, removidos da mufla e deixados resfriar. Depois de frios, os cadinhos foram quebrados e os botões de sulfeto são separados da escória e pesados.

No procedimento de dissolução, o botão é triturado e sua massa novamente medida para correções de perdas de massa. Tais perdas de massa não ultrapassaram a 2%. A seguir o material triturado é transferido para recipiente de Teflon[®], onde são adicionados 20 mL de HCl concentrado, Suprapur (MERCK). Os recipientes são então fechados e aquecidos em chapa de aquecimento até a completa dissolução do sólido.

Após o resfriamento, adicionou-se 8 mL de solução de cloreto estânico ($\text{SnCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$, MERCK), seguido de 5 mL de água deionizada (Milli-Q) e 2 mL de solução de telúrio (MERCK) a 2.000 ppm. Estes reagentes foram preparados com base em Jackson *et al.* (1990).

Em seguida, o recipiente é novamente fechado e aquecido. Após cerca de 20 minutos ocorre a formação de um precipitado de teluretos de EGP e outros metais. Depois de frio, o conteúdo do recipiente é filtrado no sistema a vácuo da Millipore, com kitassato e trompa d'água. O filtro utilizado é de metil-celulose com poros de $0,45 \mu\text{m}$, Millipore. O precipitado é então lavado com solução de HCl 10% e dissolvido com 2 mL de HNO_3 concentrado (MERCK), sendo adicionados ainda 2 mL de HCl concentrado (MERCK) e 10 mL de água deionizada.

A determinação dos EGP e Au foi feita no HR-ICPMS da marca Finnigan, modelo Element, com as seguintes condições: resolução 300; potência de RF (rádio frequência) 1.500 W; vazão do gás de arraste 1,2 a $1,3 \text{ L min}^{-1}$; vazão do gás auxiliar $1,0 \text{ L min}^{-1}$; vazão do gás de refrigeração $14,5 \text{ L min}^{-1}$; nebulizador Meinhard; câmara de nebulização tipo Scott; cone de amostragem de Ni com orifício de 1,1 mm; cone de *skimmer* de Ni com orifício de 0,8 mm; bomba peristáltica marca Spetec e taxa de fluxo de amostra de $0,5 \text{ mL min}^{-1}$. A calibração foi feita com curva de calibração externa e a estatística de contagem de 15×1 (*runs and passes*).

A curva de calibração foi preparada com solução multielementar em EGP e Au (Specpure, Johnson Matthey), cujo teor é $100 \mu\text{g L}^{-1}$ de cada EGP e de Au.

Os resultados das análises dos EGP e do Au (ppb), corrigidos para as interferências de ^{63}Cu e ^{65}Cu , das duas determinações (a e b) feitas para cada amostra com os respectivos

desvios padrões (95%) são listados na Tabela 3 do Anexo 3, juntamente com os limites de detecção. Na amostra de referência foram feitas duas determinações (leituras) em cada uma das soluções (a e b). Na tabela estão listados, em negrito, também a média e o desvio padrão das duas determinações feitas em cada amostra. Nos casos em que a concentração obtida é negativa em relação ao branco, foi considerado aqui apenas o valor sublinhado na tabela citada acima. O limite de detecção (3s) foi definido como a leitura do branco do método mais três desvios padrões multiplicado pela diluição (~ 14).

2.4. Geocronologia ^{40}Ar - ^{39}Ar

Para obtenção de idades absolutas e avaliação da evolução espaço-temporal do vulcanismo foi previamente estimado datar pelo método ^{40}Ar - ^{39}Ar , no Berkeley Geochronology Center, Califórnia – USA, 16 amostras distribuídas regionalmente pela província.

Após as análises petrográficas e as dosagens de elementos maiores e traços foram selecionadas as 16 amostras que atendiam aos objetivos colocados. Foram escolhidas amostras localizadas na base e no topo da pilha vulcânica, tanto na porção mais oeste como na mais a leste, em cada uma das três seções regionais levantadas, ao longo dos Paralelos 29°, 27° e 25° S. Foram selecionadas mais duas amostras do perfil LL, no norte do Paraná e duas amostras coletadas em São Paulo. Além da localização geográfica e distribuição na pilha vulcânica, a escolha das amostras foi amparada também nas características petrográficas e químicas. Foram assim, prioritariamente, selecionadas amostras de granulação mais grossa, de preferência com fenocristais de plagioclásio, matriz holocristalina e isentas de alteração. Adicionalmente, os critérios de baixa perda ao fogo e os teores de K_2O também foram usados.

Cumprir esclarecer ainda que além das 16 amostras previstas, foram selecionadas e enviadas para datação mais 4 amostras, que deveriam ser analisadas caso alguma das anteriores não fossem adequadas para o procedimento.

O processamento das análises para determinação das idades pelo método ^{40}Ar - ^{39}Ar , técnica *laser stepped heating*, foram conduzidas pelo Prof. Dr. Paul Randall Renne, Diretor do Berkeley Geochronology Center – California University, em Berkeley - USA.

De acordo com o Prof. Dr. Paul R. Renne, todas as 20 amostras enviadas foram submetidas à rotina analítica do BGC para obtenção das idades ^{40}Ar - ^{39}Ar (Renne, 1995).

O procedimento analítico consistiu na seleção manual das fases minerais adequadas para datação. Nas amostras de composição básica foram separados cristais de plagioclásio e

nas ácidas de feldspato potássico da matriz. As fases minerais selecionadas foram carregadas em recipientes com 0,7 cm de diâmetro e 0,3 cm de profundidade, do disco de alumínio e irradiadas por 7 horas no reator TRIGA da Universidade Estadual do Oregon - USA. As amostras foram irradiadas junto com a sanidina Fish Canyon (FCs), como monitor do fluxo de nêutrons rápidos, mais a fluorita (CaF_2) e o vidro sintético (KFeSiO_4), como monitores da produção dos isótopos de Ar a partir do Ca e do K.

Todas as amostras foram irradiadas ao mesmo tempo, mas em 4 níveis (posições) diferentes no reator, cada um com seu próprio padrão FCs (27,84 Ma). Atualmente a idade do padrão FCs é 28,02 Ma (*cf.* Renne *et al.*, 1998). Todavia, idade de 27,84 Ma foi considerada nos cálculos das idades, pois as datações ^{40}Ar - ^{39}Ar da província do Paraná, realizadas anteriormente, em Berkeley, foram obtidas a partir dela.

As análises dos grãos individuais da FCs, dispostos no reator de forma a englobar as amostras desconhecidas no tubo de irradiação, permitiram calcular o valor médio de J (baseado na FCs), que é o parâmetro que mede o fluxo de nêutrons rápidos durante a irradiação. A incerteza obtida no valor de J reflete a variação total do fluxo de nêutrons sobre o disco de alumínio e a incerteza na idade da FCs. A partir das análises da fluorita foram determinadas as razões $(^{36}\text{Ar}\text{-}^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}}$ e $(^{39}\text{Ar}\text{-}^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}}$ e das análises do vidro, a razão $(^{40}\text{Ar}\text{-}^{39}\text{Ar})_{\text{K}}$.

Os cristais individuais de plagioclásio e de feldspato potássico foram individualmente degasados em etapas com laser iônico de Ar não focalizado, em várias etapas cada um. Os grânulos foram aquecidos por 30 s e o gás liberado foi purificado em duas fases, pela exposição, primeiro, por 120 s ao metal absorvedor (“getter”) C-50, operado a 2,2 A e na sequência por 60 s num metal absorvedor idêntico, na temperatura ambiente. A análise dos isótopos de Ar foi realizada num espectrômetro de massa MAP 215C, operado com uma resolução de massa de ~ 500 . A discriminação de massa foi monitorada pela análise automática de 50 pipetas de ar intercaladas às amostras.

Os espectros das idades aparentes (produzidas por aquecimento incremental) dos cristais de plagioclásio e de feldspato potássico foram definidos a partir de, no mínimo, três etapas consecutivas que contêm, no mínimo, 70% do $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ liberado.

Das 20 amostras encaminhadas para datação, 4 apresentaram resultados não coerentes e foram desconsideradas. A localização das amostras datadas é apresentada no Anexo 1 e as idades platô e integrada, em $\text{Ma} \pm 1\sigma$, são listadas na Tabela 4 do Anexo 3.

III. Resultados e Discussões

Os resultados das diversas etapas deste trabalho são abordados de forma a retratar a própria história da investigação realizada. Em vários momentos no transcurso da pesquisa, opções foram feitas e decisões foram tomadas, a partir do acervo de dados disponível, buscando alcançar os objetivos estabelecidos. Os procedimentos executados foram descritos no capítulo anterior. Neste, os dados são avaliados e discutidos visando a definição da estrutura tridimensional e da evolução espaço - temporal do pacote vulcânico, que servirão de substrato para considerações sobre a metalogenia dos EGP na província do Paraná.

3.1. Estratigrafia e Geoquímica da Província Ígnea Continental do Paraná

O estabelecimento da estratigrafia do pacote vulcânico das províncias de CFB é considerado fundamental para a compreensão da estrutura e da própria evolução espaço – temporal dessas expressivas seqüências vulcânicas. Este conhecimento, sobre a disposição e a distribuição espacial das diferentes unidades, consolida, ainda, a base para a elaboração de modelagens petrogenéticas e para as avaliações metalogenéticas dessas províncias.

De acordo com Peate (1990), os estudos geológicos detalhados em seções localizadas das províncias de CFB, podem evidenciar variações na composição dos derrames e fornecer informações sobre processos ígneos, tais como cristalização, mistura e assimilação, que podem ter ocorrido, previamente ao extravasamento, numa câmara magmática. Este autor considera, ainda, que a expansão desses estudos para a província toda, além de ajudar na definição da estrutura tridimensional do pacote vulcânico, poderia facilitar, inclusive, a compreensão dos possíveis efeitos tectônicos de soerguimento e deformação concomitantes e posteriores à erupção, como os verificados na borda leste da Serra Geral, especialmente em Santa Catarina.

As propriedades dos derrames, tais como os atributos físicos, as características petrográficas, a polaridade paleomagnética e a composição química, têm sido usadas para elaboração de propostas de compartimentação estratigráfica das pilhas vulcânicas de algumas províncias de CFB. A possibilidade de aplicação desses critérios é apresentada, sucintamente, abaixo.

Os atributos físicos dos derrames individuais que podem ser descritos nos trabalhos de campo são vários, como por exemplo, hábitos de juntas, cor de alteração, granulação, espessura do derrame, abundância, tamanho e distribuição das vesículas e etc.. Todavia, para

a individualização de unidades e para o estabelecimento de correlações litoestratigráficas, os derrames devem apresentar variações suficientes dentro de uma determinada seção, para que a mesma possa ser objetivamente subdividida em diferentes unidades. Por outro lado, essas características físicas, em geral, não são únicas de cada derrame. Na verdade, elas refletem diversos fatores, como a distância do local de extravasamento e variações na paleogeografia do terreno e no próprio regime de resfriamento local. Vale lembrar, ainda, que variações laterais significativas desses atributos num mesmo derrame estão, com efeito, registradas e documentadas na literatura (Swanson & Wright, 1980; Self *et al.*, 1997).

De acordo com as conclusões prévias de diversos pesquisadores, como Swanson & Wright (1980), na Província Columbia River; Lightfoot & Hawkesworth (1988) e Cox & Hawkesworth (1985), na Província do Deccan, e Peate (1990), na Província do Paraná, não é possível estabelecer subdivisões estratigráficas das seqüências de basaltos continentais a partir, apenas, das feições físicas dos derrames. Todavia, é inegável a importância dessas feições para o estabelecimento de correlações em escala local (*e.g.* Peate, 1990).

As tentativas preliminares de utilização somente de critérios petrográficos para a compartimentação da pilha vulcânica de perfis individuais da província do Paraná não tiveram sucesso. As razões do insucesso foram tanto os derrames com características petrográficas semelhantes e assinatura geoquímica distinta, como os derrames com mesmo caráter geoquímico e características petrográficas diferentes (*e.g.* Mincato *et al.*, 1995; 1997; 1998). Além dessas, há outras limitações para o estabelecimento de correlações estratigráficas nas seqüências vulcânicas, como as semelhanças entre derrames sucessivos e as variações observadas, dentro de derrames individuais, na quantidade de fenocristais e de vesículas. Portanto, deve se ter muito cuidado quando se considera a textura de uma amostra particular como representativa de um derrame, pois ela registra a história variável do resfriamento, após o extravasamento (Peate, 1990).

Os estudos paleomagnéticos, por sua vez, consistem, basicamente, da determinação, em laboratório, da polaridade magnética remanente natural dos derrames. Mesmo não fazendo parte deste trabalho a realização desses estudos, tal ferramenta também permite a caracterização de unidades magnetoestratigráficas regionais. No caso, o número de unidades depende da freqüência das reversões do campo magnético da Terra durante o período em que ocorreu a erupção de uma determinada província de CFB. Apesar dessas limitações naturais e sendo, ainda, normalmente, bastante onerosos e demorados, esses estudos podem, de fato, contribuir para o estabelecimento de correlações de amplitude regional nas seqüências vulcânicas. Todavia, estes estudos não são hábeis para identificar diferenças litológicas e

composicionais dentro e entre as unidades, como na apontada contemporaneidade entre derrames ácidos e básicos, de algumas seções da província do Paraná (Piccirillo *et al.*, 1988c). Mesmo, esta contemporaneidade entre unidades composicionalmente distintas, estando, atualmente, amparada no caráter diacrônico do magmatismo (Stewart *et al.*; 1996; Turner *et al.*, 1999a).

Indubitavelmente, os estudos geoquímicos são os que mais se destacaram, nas duas últimas décadas, na abordagem estratigráfica das províncias de CFB. Entre os motivos desse destaque estão os progressos verificados nas técnicas analíticas instrumentais, basicamente na fluorescência de raios X, que se manifestam nas facilidades atuais para determinação de elementos maiores e traços em amostras de rochas. Os estudos realizados em várias províncias revelaram importantes diferenças composicionais dentro das, aparentemente, monótonas seqüências de derrames. Além disso, mostraram que as diferenças observadas são muito significativas para serem, meramente, o resultado de processos supergênicos de alteração e que resultaram, muito mais, de processos intratelúricos, prévios à erupção.

As facilidade atuais para obtenção de dados geoquímicos tem possibilitado caracterizar variações químicas significativas nas sucessões vulcânicas. Fato esse, que tem permitido o estabelecimento de colunas estratigráficas quimicamente detalhadas para diversas províncias de CFB. Algumas em trabalhos de abrangência regional, como na do Deccan (Mahoney *et al.*, 1982; Beane *et al.*, 1986; Cox & Hawkesworth, 1985; Devey & Lightfoot, 1986; Lightfoot & Hawkesworth, 1988; Lightfoot *et al.*, 1990a), na da Columbia River (Hopper, 1988), na do Karoo (Marsh *et al.*, 1997), na dos Traps Siberianos (Sharma *et al.*, 1991) e na do Paraná (Mantovani *et al.*, 1988; Peate *et al.*, 1990; 1992). Em outras, com abordagem mais localizada, como a região de Noril'sk dos Traps Siberianos (Fedorenko *et al.*, 1984; 1996; Lightfoot *et al.*, 1990b; 1993; 1994; Naldrett *et al.*, 1992; Wooden *et al.*, 1992; 1993; Hawkesworth *et al.*, 1995; Lightfoot & Hawkesworth, 1997).

Este recente grande interesse e empenho dos pesquisadores em caracterizar a estratigrafia química do pacote vulcânico da região de Noril'sk está diretamente relacionado à presença, naquela região, dos gigantescos depósitos magmáticos de sulfetos de Ni-Cu-EGP de Noril'sk e Talnakh. Estes estudos são amplamente reconhecidos como fundamentais para a compreensão da gênese desses depósitos (*e.g.* Naldrett, 1992; 1999; Naldrett *et al.*, 1992; Naldrett & Lightfoot, 1993; Fedorenko *et al.*, 1996; Lightfoot *et al.*, 1994; Lightfoot & Hawkesworth, 1997).

3.1.1. Trabalhos de Campo, Petrografia e Classificação.

Uma classificação adequada das rochas vulcânicas da província, com base em critérios unicamente petrográficos, não foi possível, devido, essencialmente, à granulação fina e às quantidades variáveis de matriz fina e/ou vítrea. Estas feições texturais inviabilizaram a realização de estimativas precisas das proporções, em volume, das fases minerais. Estes problemas enfrentados na classificação das amostras, confirmaram as dificuldades, já previstas, de utilização de critérios petrográficos na compartimentação estratigráfica da província. Assim, na classificação das amostras, foi necessário a utilização da composição química aliada às feições colocação, verificadas no campo.

A despeito da existência de um esquema internacional para classificação das rochas vulcânicas, baseado no conteúdo total de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) e de sílica (SiO_2), proposto pela Subcomissão de Sistemática das Rochas Ígneas (Le Bas *et al.*, 1986), foi adotada aqui a nomenclatura de classificação baseada no Diagrama R1-R2 de De La Roche *et al.* (1980) modificado, para o campo dos basaltos, por Bellieni *et al.* (1981). Esta classificação foi escolhida por ser baseada num maior número de óxidos de elementos maiores, expressos em milicats, ($\text{R1} = [4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})]$ e $\text{R2} = (\text{Al} + 2\text{Mg} + 6\text{Ca})$). Este esquema de classificação foi usado, também, por discriminar um maior número de litologias e por ser, ainda, o que vem sendo mais frequentemente utilizado na classificação dos litotipos ígneos da província do Paraná (*e.g.* Comin-Chiaramonti *et al.*, 1988).

As principais restrições feitas à classificação R1-R2 são as de que os parâmetros R1 e R2 carecem de um significado imediato, o que prejudicaria o entendimento do diagrama à primeira vista, e a de que os limites entre os campos das diferentes litologias são curvilíneos e, portanto, de difícil reprodução (*e.g.* Rollinson, 1993). Porém, o seu uso generalizado na classificação das litologias da província do Paraná, facilita, inclusive, as comparações com trabalhos anteriores. Para evitar distorções na classificação, devido à presença de água livre, os valores de perda ao fogo foram desconsiderados e as proporções dos óxidos de elementos maiores foram recalculados em base seca.

A Figura 3.1 apresenta o diagrama R1-R2 com os resultados analíticos das amostras deste estudo, que revela, de imediato, a grande variedade de litotipos que constituem a província do Paraná e a marcante presença de dois subconjuntos. Um de caráter básico a intermediário, que reúne as amostras de basalto tholeiítico e transicional, andesi-basalto, lati-basalto, lati-andesito e andesito e o outro, de caráter ácido que agrupa as amostras de riolito e riodacito.

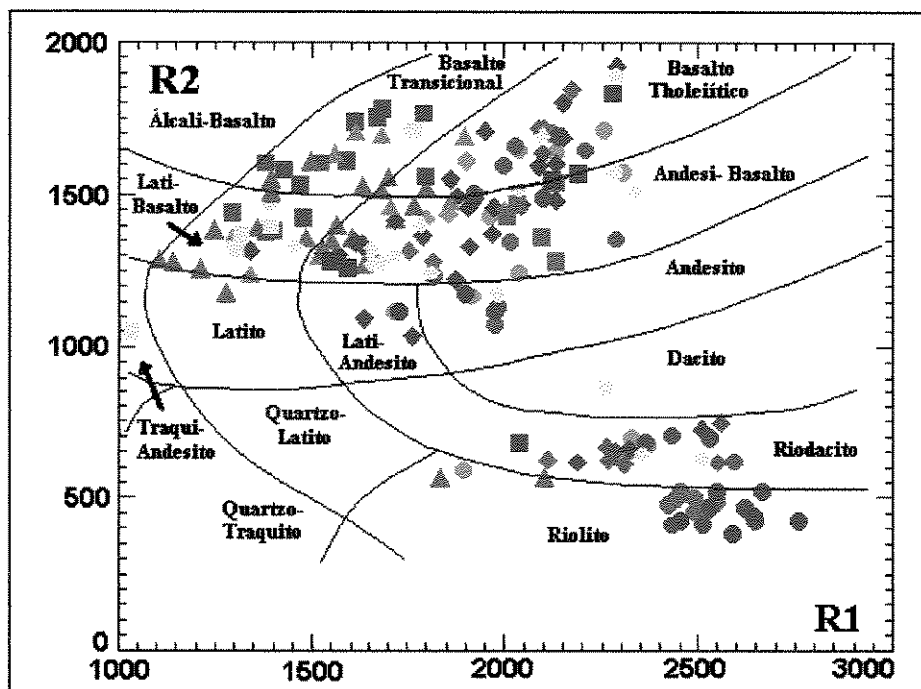


Figura 3.1: Distribuição das rochas vulcânicas da Província do Paraná no diagrama de classificação R1-R2, de De La Roche *et al.* (1980), modificado para o campo dos basaltos por Bellieni *et al.* (1981). [Seção do Rio Grande do Sul = Círculos; JS = verde; SJ = rosa; LS = vermelho; CP = azul; SV = amarelo e BV = ciam]. [Seção de Santa Catarina = Losangos; IL = ciam; GC = verde; CN = azul; GB = rosa; MI = amarelo]. [Seção do Paraná = Quadrados, IC = vermelho; SO = azul; TP = amarelo; SP = Rosa; PG = verde]. [Norte do Paraná e São Paulo = Triângulos; LL = cinza; demais pontos = verde].

A síntese dos trabalhos petrográficos, de descrição (composição mineral e texturas) e classificação, de cada amostra examinada é apresentada no Anexo 2.

A partir da classificação dos litotipos e dos levantamentos de campo foram confeccionados seções litológicas, esquemáticas, transversais ao maior alongamento da província, que são apresentados e descritos a seguir, do sul para o norte da província.

A seção litológica transversal levantada no Rio Grande do Sul (Figura 3.2) pode ser separada em duas partes, cada uma perfazendo cerca de 50% em volume. Uma inferior, básica a intermediária ("basáltica"), caracterizada pela intercalação de andesi-basaltos, andesitos e basaltos tholeiíticos com subordinados lati-andesitos e lati-basaltos. Uma superior, ácida ("riolítica") composta por riolitos e riolacitos. Esta separação é verificada, sistematicamente, ao longo de toda extensão do perfil. Uma outra feição da seqüência inferior é a inexistência de uma disposição preferencial dos litotipos a partir da base, controlada pela composição, (Piccirillo *et al.*, 1988b), segundo a qual os litotipos básicos estariam subjacentes aos intermediários.

Das 59 amostras descritas nos 06 perfis individuais da seção transversal feita no Rio Grande do Sul (Figura 3.2), 29 pertencem à porção inferior, basáltica, e 30 à superior, riolítica. Na inferior, 14 amostras foram classificadas como andesi-basalto, 09 como andesito, 03 como basalto tholeiítico, 02 como lati-andesito e 01 como lati-basalto. Na superior, 20 amostras foram classificadas como riolito e 10 como riodacito. Em termos químicos, a totalidade das amostras caracterizadas é de baixo fósforo e baixo titânio (LPT).

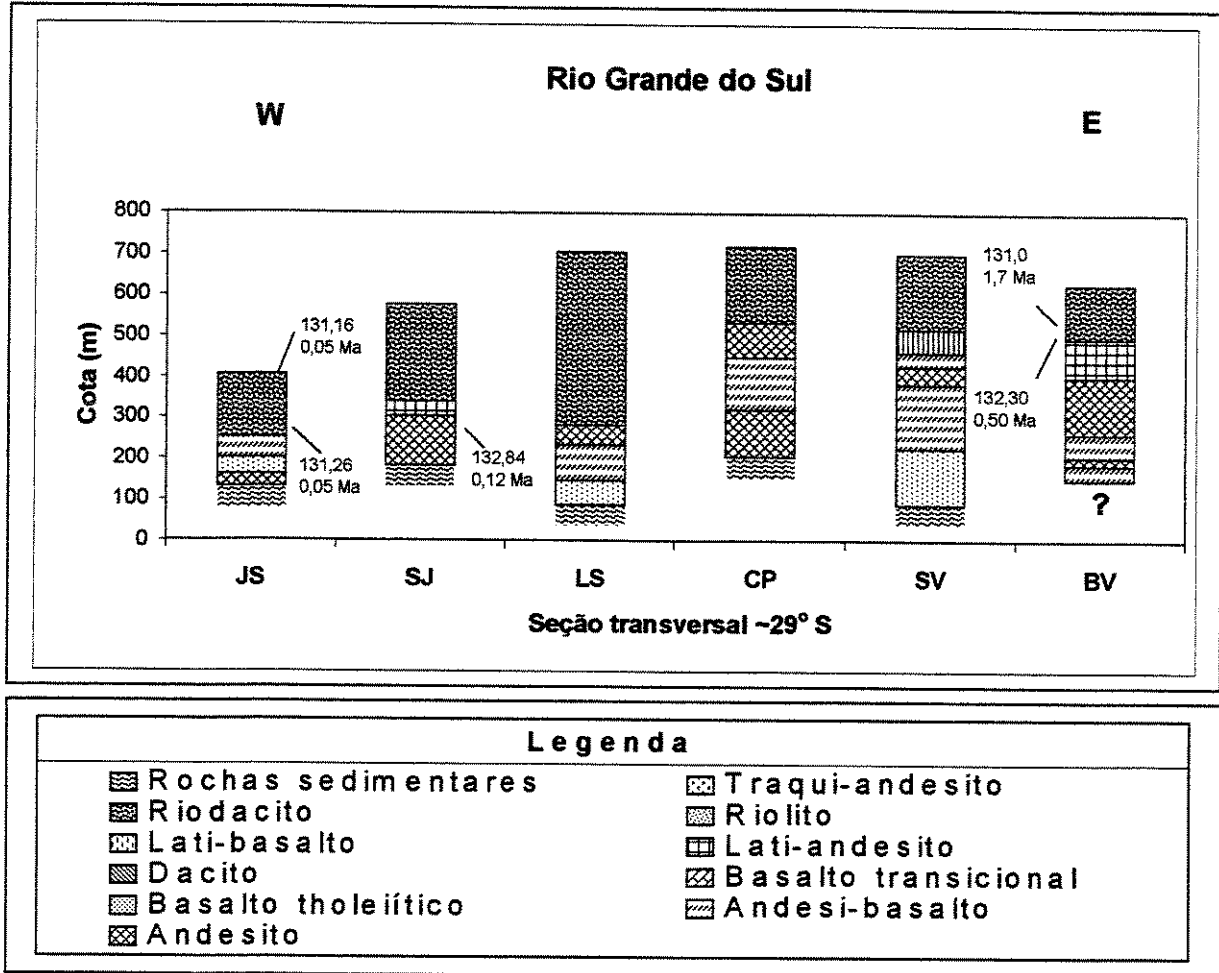


Figura 3.2: Seção litológica esquemática transversal (~W-E) à porção sul da Província do Paraná no Rio Grande do Sul (~ 29° S), com a distribuição e disposição dos litotipos e as idades ^{40}Ar - ^{39}Ar .

Na porção inferior da seção litológica da Figura 3.2, os andesitos e os andesi-basaltos foram caracterizados em todos os perfis individuais, exceto no perfil SJ, onde não foram definidos andesi-basaltos. Os basaltos tholeiíticos ocorrem nos perfis JS, LS e SV e os lati-andesitos nos perfis SJ e BV. Lati-basaltos ocorrem apenas no SV. Na porção ácida, superior, há uma mescla de riolitos e riodacitos, exceto nos perfis JS e SJ, no oeste, onde há apenas riolitos e no perfil CP, no leste, onde a amostra analisada, recebeu a classificação de riodacito.

Os andesi-basaltos são predominantemente afíricos e subafíricos, com os tipos porfíricos bastante subordinados. Pela relação dos fenocristais com a matriz, dominam as texturas hipocristalinas e holocristalinas, com as hialopiliticas, hipohialinas e hialinas subordinadas. Os fenocristais e microfenocristais são, em ordem decrescente de abundância, de plagioclásio, clinopiroxênio (augita), opacos e, raramente, olivina (em geral alterada para iddingsita, serpentina, hidróxidos e argilo-minerais (celadonita)) e pigeonita. A matriz contém as mesmas fases minerais com quantidades variáveis de vidro, de apatita, e de quartzo e feldspato alcalino intersticiais. O plagioclásio chega a constituir macrofenocristais (> 2 mm) nos tipos porfíricos. Já, os opacos ocorrem tanto como fase precoce de cristalização (magnetita ?), nos tipos afíricos e subafíricos, como também como produto da instabilização dos máficos. Os minerais de alteração comuns são biotita, clorita, sericita, carbonatos e epidotos.

Os andesitos e os lati-andesitos são semelhantes aos andesi-basaltos, com a presença de tipos afíricos, subafíricos e porfíricos, onde predominam as texturas hipocristalinas e holocristalinas e, subordinadamente, as hialinas, hipohialinas e hialocristalinas. Nos lati-andesitos ocorre também a textura subofítica. Em ordem decrescente de abundância, os fenocristais e microfenocristais são representados por plagioclásio, opacos, clinopiroxênio (augita) e, por vezes, pigeonita. A matriz é constituída pelas mesmas fases minerais e proporções variáveis de vidro e de quartzo e feldspato alcalino intersticiais. Nos tipos holocristalinos é comum a presença de anfibólio uralítico sobre os cristais de clinopiroxênio, de intercrescimentos micrográficos de quartzo e feldspato alcalino e, ocasionalmente, da textura mirmequítica.

Os basaltos tholeiíticos apresentam, em geral, texturas afíricas a subafíricas, raramente porfíricas, que variam de hialocristalinas a holocristalinas. Normalmente, são constituídos de microfenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio (augita), opacos, olivina e, ocasionalmente, pigeonita. A matriz é formada pelas mesmas fases minerais, exceto olivina, com quantidades variáveis de vidro. Este último fortemente devitrificado. Os tipos porfíricos chegam a apresentar macrofenocristais (> 2 mm) de plagioclásio.

Os lati-basaltos são afíricos hipocristalinos com o plagioclásio e os opacos representando as fases primordiais e a matriz sendo formada por micrólitos de plagioclásio, opacos e clinopiroxênio imersos em vidro. Apatita é o mineral acessório e a celadonita é a fase de alteração supergênica, de ocorrência restrita.

Os riolitos e riodacitos da porção ácida são, em geral, afíricos, com menos de 5% de fenocristais, e tidos como do tipo Palmas de Bellieni *et al.* (1986b). Os derrames individuais

variam de hialinos a hialocristalinos, na base e no topo, a hialocristalinos a hipocristalinos, na porção central.

A porção ácida dos perfis mais a oeste (JS e SJ) é, em termos texturais, mais homogênea, do que a da porção leste (CP, SV e BV) onde ocorrem marcantes variações texturais, inclusive com notáveis níveis e flames de vidro e texturas ignimbríticas. Feições como bandeamento de fluxo são salientadas pela alteração diferencial. Obsidianas estão também presentes.

A caracterização petrográfica desses litotipos ácidos é dificultada pela grande quantidade de material vítreo (> 60%), normalmente devitrificado. Os microfenocristais e fenocristais são representados por plagioclásio, opacos, pigeonita, clinopiroxênio (augita) e ortopiroxênio. A matriz é vítrea e/ou felsítica. Intercrescimentos granofíricos de quartzo e feldspato alcalino, na matriz felsítica, são escassos. Apatita é o acessório ocasional.

Na seção litológica transversal descrita em Santa Catarina (Figura 3.3) não é observada, a exemplo da seção do Rio Grande do Sul, a sistemática separação dos perfis individuais nas unidades inferior basáltica e superior riolítica.

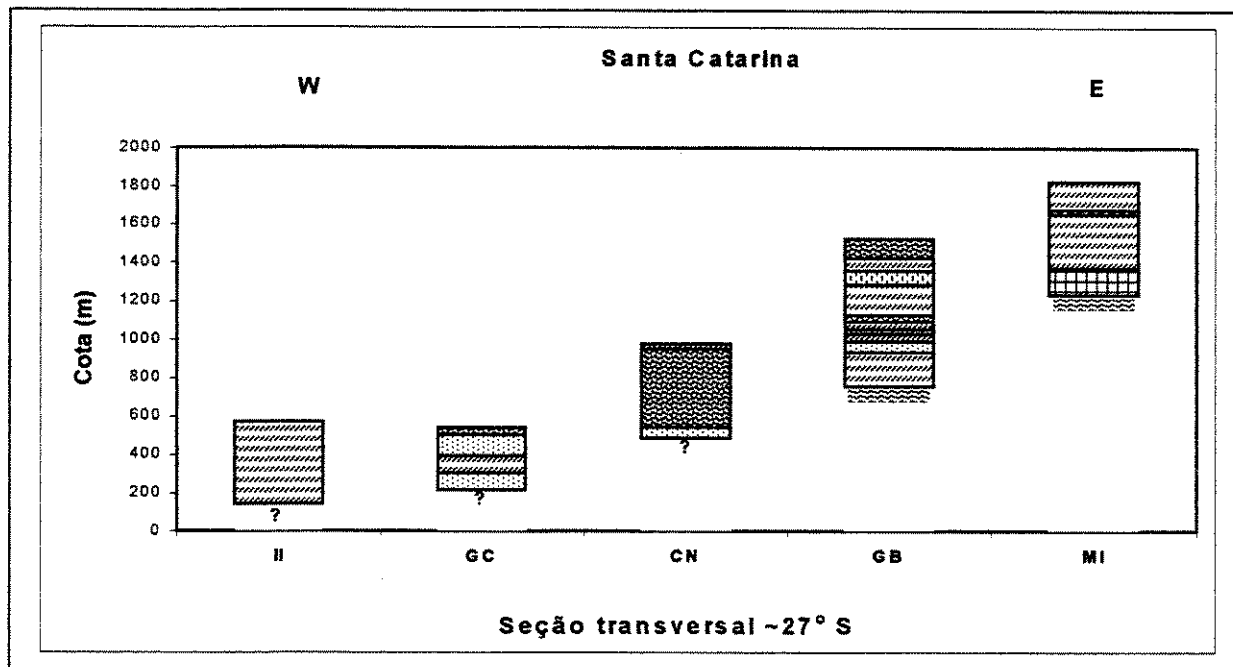


Figura 3.3: Seção litológica esquemática transversal (~ W-E) à porção central da província do Paraná, em Santa Catarina (~ 27° S), com a distribuição e disposição dos litotipos e as idades ^{40}Ar - ^{39}Ar . Legenda como na figura 3.2.

Nesta seção, o volume de ácidas é menor do que na seção do Rio Grande do Sul, apesar da significativa espessura no perfil CN, e há também a presença de derrame básico

acima das ácidas. Estes derrames basálticos, acima das ácidas, foram identificados e descritos também por Amaral & Crósta (1983) e Nardy (1995) e correspondem ao magma-tipo Esmeralda de Peate *et al.* (1992).

Das 57 amostras descritas na seção transversal de Santa Catarina (Figura 3.3), 46 são básicas a intermediárias e 11 ácidas. Das básicas a intermediárias, 33 foram classificadas como andesi-basalto, 07 como basalto tholeiítico, 02 como andesito, 03 como lati-andesito e 01 como lati-basalto. As 11 amostras ácidas foram classificadas como riodacito. Nesta seção, distintamente daquele do RS, há uma intercalação entre litotipos de fósforo e titânio baixo (LPT) com aqueles de fósforo e titânio alto e intermediário (HPT e IPT).

Os andesi-basaltos apresentam texturas afíricas, subafíricas, porfíricas e, raramente, subofíticas. Em geral, são holocristalinos e hipocristalinos e, menos comumente, hipohialinos e hialinos. Os constituintes essenciais são, em ordem decrescente de abundância, plagioclásio, opacos, clinopiroxênio (augita) e, por vezes, pigeonita e olivina, que ocorrem tanto como fenocristais, como microfenocristais. Em várias amostras ocorrem inversões nas abundâncias de opacos e clinopiroxênio. A matriz é constituída pelas mesmas fases minerais e quantidades variáveis de vidro, em geral devitrificado. Os acessórios são feldspato alcalino, quartzo e apatita. O quartzo, ocasionalmente, ocorre de forma intersticial. Cristais de olivina, quando presentes, estão alterados para iddingsita e celadonita.

Os basaltos tholeiíticos, assim como os andesi-basaltos apresentam ampla variação textural, desde afíricos até subofíticos, passando pelos subafíricos e porfíricos. São caracterizados, ainda, por texturas holocristalina e hipocristalina e, em menor proporção, pelas seriada, hipohialina e hialina. A assembléia mineral é formada, em ordem decrescente de abundância, por fenocristais e microfenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio, opacos, olivina e pigeonita. As vezes, os opacos são mais abundantes do que o clinopiroxênio. A matriz é constituída pelas mesmas fases minerais e quantidades variáveis de vidro, além de apatita como acessório. Iddingsita e celadonita são fases de alteração comum da olivina. Nas bordas, planos de clivagem e de fraturas dos minerais máficos é comum a presença de hidróxidos.

A amostra definida como lati-basalto apresenta caráter subafírico, hipocristalino intersertal, com raros fenocristais (entre 0,5 e 2 mm) de plagioclásio, clinopiroxênio e opacos imersos em matriz de mesma composição e material vítreo. O epidoto é a fase de alteração tardia.

Os andesitos e lati-andesitos são caracterizados pela textura afírica a subafírica hipocristalina e porfírica hipocristalina a hipohialina. Os fenocristais e microfenocristais de

plagioclásio, clinopiroxênio, opacos e, raramente, pigeonita estão imersos numa matriz de mesma composição mais vidro. O acessório comum é a apatita.

Os riodacitos são separados nos tipos afírico a subafírico e porfirítico a fortemente porfirítico, referidos, respectivamente, como do tipo Palmas e do tipo Chapecó (e.g. Bellieni *et al.*, 1986b).

Os riodacitos afíricos a subafíricos (tipo Palmas) estão concentrados no perfil GB, na porção leste da província, e são caracterizados em ordem decrescente de abundância por fenocristais e microfenocristais de plagioclásio, pigeonita, opacos e clinopiroxênio. Apatita ocorre como fase subordinada. Na matriz, freqüentemente vítrea, são comuns intercrescimentos granofíricos de quartzo e feldspato alcalino.

Os riodacitos fortemente porfiríticos (tipo Chapecó) foram caracterizados nos perfis CN e GC, na porção mais central e oeste da seção transversal. Na base, estes derrames são caracterizados por massas essencialmente vítreas. Nas porções centrais há a presença constante de macrofenocristais (atingindo mais do 1,0 cm de comprimento) e fenocristais de plagioclásio e, subordinadamente, de clinopiroxênio, opacos e pigeonita e, menos comumente, de apatita. Estas mesmas fases minerais ocorrem ainda como microfenocristais. Na matriz há quantidades variáveis de vidro e concentrações felsíticas de quartzo e feldspato alcalino.

A amostra da unidade básica de topo, classificada como andesi-basalto, apresenta características petrográficas semelhantes aos andesi-basaltos subafíricos hipocristalinos da unidade basáltica inferior.

A descrição e caracterização dos litotipos da porção norte da província, Estados do Paraná e São Paulo, reúne tanto as amostras da seção transversal do Paraná (Figura 3.4), ao longo do paralelo 25° S, como as das exposições situadas mais a norte. Em São Paulo, conforme previsto, não foram identificadas seqüências de derrames da mesma magnitude observada no sul da província.

Das 67 amostras descritas na porção norte da província, apenas 04 são ácidas. As demais são de caráter básico a intermediário, sendo 26 classificadas como andesi-basalto, 18 como lati-basalto, 14 como basalto transicional, 02 como basalto tholeiítico, 01 como andesito, 01 como traqui-andesito e 01 como latito. Das ácidas, 02 foram classificadas como riolito, 01 como dacito e 01 como riodacito. Os litotipos caracterizados são, essencialmente, IPT e HPT, com os LPT, apenas nos perfis PG e SP no leste da seção transversal do Paraná.

Nesta seção litológica transversal do Paraná (Figura 3.4) também não ocorre, como na de Santa Catarina, a separação sistemática dos perfis individuais nas unidades inferior básica a intermediária e superior ácida. Nesta porção da província há uma diminuição relativa do volume

de rochas ácidas, que são exclusivamente de caráter porfíritico (tipo Chapecó). Os litotipos ácidos foram identificados nos perfis SP (riodacito) e TP (dacito) da seção transversal e no FP (riolitos) entre Fartura e Pirajú, em São Paulo.

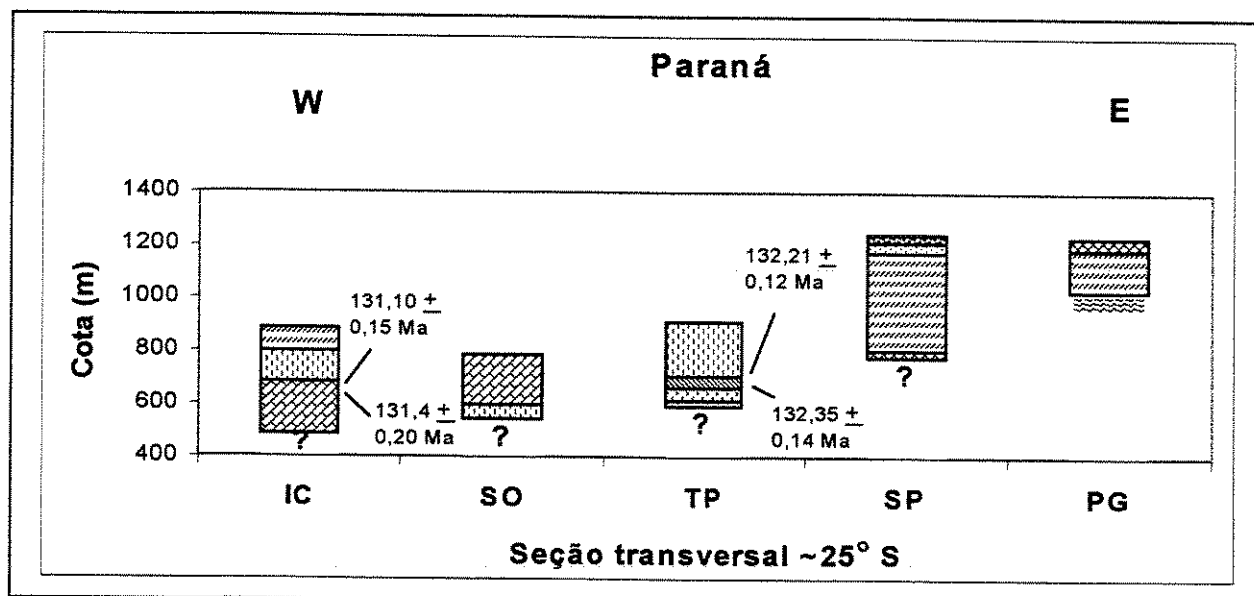


Figura 3.4: Seção litológica esquemática transversal (~ W-E) à zona norte da província do Paraná, no Estado do Paraná (~ 25° S), com a distribuição e disposição dos litotipos e as idades ^{40}Ar - ^{39}Ar . Legenda como na figura 3.2.

A descrição das amostras da porção norte da província do Paraná é apresentada a seguir, em ordem decrescente de suas abundâncias relativas, neste trabalho.

Os andesi-basaltos são desde afíricos a subafíricos até subofíticos, com alguns tipos porfíricos, nos quais os fenocristais raramente excedem 5% em volume. As texturas variam de hialinas a holocristalinas, com predomínio das hipohialinas e hipocristalinas. Texturas seriadas são raras. Estes litotipos são formados, basicamente, por fenocristais e/ou microfenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio e opacos. As vezes contêm pigeonita e, raramente, cristais de olivina completamente alterados. Esta mesma assembléia mineral forma a matriz, juntamente com o acessório apatita e quantidades variáveis de vidro, em geral devitrificado. Na matriz das variedades holocristalinas observa-se quartzo e feldspato alcalino intersticiais. Nos andesi-basaltos HPT há uma maior quantidade de opacos, relativamente aos LPT e IPT (ilmenita ?).

Os lati-basaltos apresentam a mesma variação textural verificada nos andesi-basaltos. Os fenocristais e/ou microfenocristais são representados por plagioclásio, clinopiroxênio (augita), opacos e, menos freqüentemente, por pigeonita. A matriz dos tipos hipohialinos e hipocristalinos são constituídas pelas mesmas fases minerais e quantidades variáveis de vidro.

As características petrográficas dos basaltos tholeiíticos e basaltos transicionais são bastante similares. Os basaltos transicionais ocorrem exclusivamente na porção norte da província e estão concentrados preferencialmente na sua borda WNW. Estes litotipos variam de afíricos a subafíricos até porfíricos. Em relação às características da matriz, são desde hipohialinos até holocristalinos. Os fenocristais e microfenocristais são constituídos por plagioclásio, clinopiroxênio, opacos e, por vezes, por pigeonita e olivina alteradas. A matriz é constituída pela mesma assembléia mineral e quantidades variáveis de vidro, mais apatita e quartzo intersticiais.

Os litotipos de caráter mais intermediário, andesitos, traqui-andesitos e latitos, apesar da variedade de litotipos, são ocasionais no norte da província. Estes litotipos variam de afíricos a porfíricos, com tipos hialinos, hipocristalinos e holocristalinos. Plagioclásio, clinopiroxênio e opacos formam tanto os microfenocristais e/ou fenocristais, como a matriz, na qual, além de proporções variáveis de vidro, há a presença de quartzo e de feldspato alcalino intersticiais e de apatita como acessório.

Dentre as litologias de caráter ácido, o dacito apresenta marcante textura porfírica (tipo Chapecó). Os macrofenocristais são de plagioclásio e, mais raramente, de clinopiroxênio que juntamente com os microfenocristais dessas mesmas fases e os opacos estão imersos numa matriz vítrea, que apresenta concentrações felsíticas expressivas. Massas de hidróxidos ocorrem como produto de alteração dos minerais máficos e opacos. Na matriz felsítica ocorrem também agregados de quartzo e alguns aglomerados criptocristalinos de biotita.

Os riolitos e riodacitos são também porfíricos (tipo Chapecó) com texturas hipohialinas a hipocristalinas, com macrofenocristais basicamente de plagioclásio e fenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio e opacos. A matriz é constituída de arranjos felsíticos de quartzo e feldspato alcalino, juntamente com quantidades variáveis de vidro e micrólitos de plagioclásio, clinopiroxênio, opacos, pigeonita e apatita.

A monotonia e recorrência verificadas na descrição petrográfica acima, revelam por si próprias a dificuldade na utilização desse critério, isoladamente, para o estabelecimento de uma proposta de estratigrafia para a seqüência vulcânica da província. Tais dificuldades já haviam sido apontadas, de forma preliminar, por Mincato *et al.* (1995; 1997; 1998), exceto pelas marcantes diferenças entre os pacotes “basálticos” e “riolítico”, também já apontadas (Amaral & Crósta, 1983; Nardy, 1995). De maneira geral, as variações petrográficas observadas são bastante sutis para serem usadas de forma definitiva na caracterização de possíveis unidades estratigráficas e principalmente como critério de distinção entre elas.

Apesar disso, a caracterização nos litotipos de dois clinopiroxênios (augita e pigeonita), a escassez de olivinas e a abundância de minerais opacos na matriz dos litotipos básicos a intermediários, confirmam o caráter tholeiítico do magmatismo da província, já apontado por Bellieni *et al.* (1984a) e Comin-Chiramonti *et al.* (1988). O caráter tholeiítico é confirmado, ainda, pelos dados de química mineral de Bellieni *et al.* (1988) e Marques (1988).

Mas, por outro lado, os trabalhos de campo e a caracterização petrográfica permitiram salientar e confirmar algumas feições particulares da pilha vulcânica da província do Paraná, já diagnosticadas na literatura (e.g. Piccirillo & Melfi, 1988), como por exemplo: a) do sul para o norte da província há uma sensível e gradativa diminuição no volume de litotipos ácidos; b) no perfil composto de SC há também uma expressiva diminuição na quantidade de ácidas, de leste para oeste; c) a ausência de litotipos ácidos porfíricos (tipo Chapecó) no sul da província, especificamente no Rio Grande do Sul; d) a ausência de litotipos ácidos afíricos (tipo Palmas) no norte da província, no Paraná e em São Paulo, e e) a presença dos litotipos ácidos afíricos e porfíricos (tipos Palmas e Chapecó) em Santa Catarina.

A partir da classificação química, R1-R2, adotada é também saliente, em relação aos litotipos básicos, o domínio daqueles do campo tholeiítico (andesi-basaltos e basaltos tholeiíticos) e a escassez dos do campo transicional (lati-basaltos) nas zonas sul e central da província. Todavia, é expressiva a quantidade de litotipos do campo transicional (lati-basaltos e basaltos transicionais) na norte. Em relação às rochas de caráter intermediário, apesar da pequena proporção em volume, dominam amplamente os litotipos do campo dos andesitos tholeiíticos (andesitos e lati-andesitos).

3.1.2. Idade do Magmatismo – Datações ^{40}Ar - ^{39}Ar

A obtenção de novos dados geocronológicos ^{40}Ar - ^{39}Ar do pacote vulcânico visou contribuir para a caracterização da evolução espaço – temporal do magmatismo. Para tanto, foi decidido datar amostras da base e do topo das seqüências vulcânicas localizadas nos extremos leste e oeste das seções transversais levantadas. Além destas, decidiu-se obter idades também de amostras do perfil LL, no norte do Paraná, e de algumas exposições no Estado de São Paulo. A seleção das amostras não foi baseada, apenas, no critério de localização. Ela foi baseada, também, nos parâmetros petrográficos (granulação, ausência de alteração visível) e geoquímicos (baixa perda ao fogo e os teores de K_2O) (item 3.4). Todos esses critérios foram usados simultaneamente e, mesmo assim, ocorreram problemas com a datação de algumas

das amostras selecionadas. A Tabela 4 do Anexo 3 sintetiza os resultados dos procedimentos de datação.

Das amostras submetidas à rotina de datação ^{40}Ar - ^{39}Ar do Berkeley Geochronology Center, aquelas da base da porção do perfil LS (leste do Rio Grande do Sul), do topo do perfil GB (no leste de Santa Catarina) e do perfil RA (em São Paulo) se revelaram inadequadas para datação pelo método e forneceram resultados incoerentes que foram desprezados.

De uma forma global, os dados levantados permitem estimar que o ápice do magmatismo ocorreu há cerca de 132 Ma (precisamente 131,75 Ma), concordante com as estimativas de Renne *et al.* (1992; 1996b), Renne (1997), Turner *et al.* (1994) e Stewart *et al.* (1996). O evento ígneo teve uma duração aproximada de 3,5 Ma (entre 133,90 e 130,36 Ma). A taxa de erupção estimada é da ordem de $0,23 \text{ km}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$, da mesma magnitude das estimativas de Stewart *et al.* (1996), para esse intervalo de tempo, e de Renne *et al.* (1996b). Os resultados concordam, ainda, com aqueles do principal episódio de magmatismo da província e associados à abertura do Rifte do Atlântico Sul (entre 134 e 129 Ma), de Stewart *et al.* (1996).

Já, com relação à fase precoce do magmatismo, de Stewart *et al.* (1996), na porção NNW da província (entre 138 e 135 Ma), a localização das amostras datadas, neste estudo, não possibilita o estabelecimento de comparações. Por outro lado essas idades mais antigas não podem ser ignoradas, pois, de acordo com Peate (1997), há uma boa concordância entre os resultados obtidos com a técnica analítica utilizada pelos pesquisadores de *Berkeley* (Califórnia – USA), como por aquela empregada pelos pesquisadores vinculados à *Open University* (Inglaterra), em amostras de uma mesma área.

A controvérsia quanto à duração do magmatismo deve continuar por algum tempo, pois as idades radiométricas mais antigas do vulcanismo (e.g. Turner *et al.*, 1994; Stewart *et al.*, 1996; Mantovani *et al.*, 1994) foram obtidas em fragmentos (*chips*) de amostras coletadas, de forma descontínua, em furos de sondagem realizados no Vale do Paranapanema, no sudoeste do Estado de São Paulo, nas proximidades da cidade de Cuiabá Paulista.

As idades e os respectivos desvios padrões obtidos neste estudo estão lançados nas seções litológicas transversais da porção sul (Figura 3.2), central (Figura 3.3) e norte (Figura 3.4) da província. No norte do Paraná, no perfil LL não foi caracterizada variação temporal entre as amostras datadas. Também não foi observada diferença expressiva entre essas idades e aquelas obtidas no oeste da seção transversal do Paraná (entre o Rio Iguaçu e Cascavel; amostras IC). A amostra RC-01 de São Paulo datada forneceu a idade mais jovem, dentre todas.

A análise da distribuição das idades e das respectivas incertezas analíticas, revela algumas feições relativas à evolução espaço-temporal da província do Paraná. O vulcanismo é mais jovem, nitidamente, na porção norte da província, mais precisamente, em São Paulo, com uma idade de $130,47 \pm 0,11$ Ma (amostra RC-01).

No seção transversal do Rio Grande do Sul (Figura 3.2), a amostra BV-12 foi ignorada por apresentar a maior incerteza analítica dentre as amostras datadas ($131,0 \pm 1,7$ Ma), possivelmente devido à alteração supergênica. Assim, o riódacito BV-11, no topo do extremo leste da seção, forneceu uma idade de $132,3 \pm 0,5$ Ma. Esta idade é comparável àquela do andesito SJ-04 ($132,84 \pm 0,12$ Ma), na porção basal do oeste da seção. Ambas com idades algo mais antigas que os riolitos JS-06 ($131,26 \pm 0,05$ Ma) e JS-14 ($131,16 \pm 0,05$) do topo da parte oeste da seção. Estas idades caracterizam o magmatismo como mais antigo no leste do que oeste da seção transversal, e sugerem sua migração de leste para oeste na evolução da província.

Na seção transversal de Santa Catarina (Figura 3.3), as incertezas analíticas não permitem afirmar a mesma tendência de migração do magmatismo de E para W, verificada na seção do Rio Grande do Sul através da distribuição das idades, apesar dos valores médios assim o indicarem. Na verdade, as incertezas associadas às idades obtidas sugerem a contemporaneidade do vulcanismo ao longo do seção. Na base da porção leste do perfil, as amostras de andesi-basalto GB-03 e MI-02 apresentaram, respectivamente, idades de $133,30 \pm 0,6$ Ma e $131,80 \pm 0,7$ Ma. Já, na porção inferior da parte oeste, o basalto tholeiítico GC-01 apresentou uma idade de $131,60 \pm 1,3$ Ma (a segunda maior incerteza analítica) e o riódacito GC-10, estratigraficamente acima, no topo, idade de $132,10 \pm 0,19$ Ma. Considerando as relações de campo, de superposição dos derrames, a amostra GC-10, deve ter, no máximo, uma idade similar a da GC-01. Essa possibilidade se enquadra dentro da incerteza analítica do idade da amostra GC-01.

Na seção transversal do Paraná (Figura 3.4), as idades obtidas, na porção leste foram $132,35 \pm 0,14$ Ma no dacito TP-04 e $132,21 \pm 0,12$ Ma no lati-andesito TP 05. No oeste, as idades fornecidas pelos basaltos transicionais IC-03 e IC-09 foram, respectivamente, $131,40 \pm 0,2$ e $131,10 \pm 0,15$ Ma. Estas idades mais antigas no leste e mais jovens no oeste sugerem, a exemplo daquelas do Rio Grande do Sul, a migração do magmatismo de leste para oeste.

No perfil LL, no norte do Paraná, as idades do basalto transicional LL-01A e do andesi-basalto LL-11 foram, respectivamente, de $132,30 \pm 0,4$ Ma e $131,84 \pm 0,12$ Ma. A incerteza analítica desses dados, também, não permite distingui-los temporalmente entre si e daqueles

do perfil composto do PR, apesar de serem, sutilmente, mais jovens, do que aqueles da porção leste do tal perfil.

O conjunto das idades da extremidade oeste das três seções transversais revela que o magmatismo é, também, algo mais antigo no sul, com as idades decrescendo de forma suave para norte.

Na porção leste das seções, a mesma característica se delineia, apesar das dificuldades relativas às incertezas analíticas e ao insucesso na obtenção das idades da base (basáltica) da seção do Rio Grande do Sul e do topo (ácido) da de Santa Catarina.

Assim, o conjunto de dados geocronológicos indica que o vulcanismo migrou, concomitantemente e relativamente rápido, de leste para oeste e de sul para norte, estando as fases primordiais do magmatismo da província associadas ao início do processo de desenvolvimento do Rife do Atlântico Sul, na borda leste da província.

A migração de sul para norte estaria de acordo com o modelo de Peate *et al.* (1992), baseado na superposição dos magmas-tipo, apesar de Stewart *et al.* (1996) e Turner *et al.* (1999a) considerarem que a evolução desses magmas foi diacrônica. A proposta concorda também com as conclusões de Piccirillo *et al.* (1990) e de Renne *et al.* (1996a), segundo as quais os diques do Arco de Ponta Grossa representam os condutos de alimentação da fase mais jovem do magmatismo da província, caracterizado pelos derrames HPT da porção norte da província.

Por outro lado, a proposta está em desacordo, ao menos em parte, com a de Turner *et al.* (1994; 1999a); Mantovani *et al.* (1994) e Stewart *et al.* (1996), que defende a migração do vulcanismo NW para SE, com uma duração superior a 10 Ma, separada em dois episódios. Um precoce e pouco expressivo em volume (entre 138 e 135 Ma) que ocorreu internamente na província, na sua porção NNW, e um principal (entre 134 e 129 Ma) distribuído regionalmente pela província e relacionado à abertura do Rife do Atlântico Sul. Na verdade, as novas idades ^{40}Ar - ^{39}Ar apresentadas, neste estudo, concordam com as idades da fase principal desses autores.

A idade mais jovem obtida neste estudo ($130,47 \pm 0,11$) é de uma exposição isolada em São Paulo, no norte da província. Esta idade poderia, todavia, ser correlacionada com a porção superior da pilha vulcânica das cercanias de Cuiabá Paulista - SP. Tal seqüência vulcânica (?) está encoberta por rochas sedimentares pós vulcânicas e foi amostrada através de sondagem exploratória de petróleo, tendo fornecido, posteriormente, uma idade de $132,6 \pm 2,2$ Ma (Turner *et al.*, 1994). Portanto, a idade, de $130,47 \pm 0,11$ Ma fornecida pela amostra RC-01 está dentro da incerteza analítica da idade obtida por aqueles pesquisadores.

3.1.3. Geoquímica do Pacote Vulcânico da Província do Paraná

Os dados geoquímicos são abordados, primeiramente, com vistas à caracterizar padrões gerais da pilha vulcânica, sem ignorar os aspectos geoquímicos significativos, marcantes de algum perfil ou alguma região da província. Em seguida, são discutidos os critérios químicos que possibilitam a separação da pilha vulcânica em unidades estratigráficas de abrangência regional.

A caracterização das unidades é feita com base nas concentrações de elementos maiores, menores e traços. Após essa definição, as unidades são detalhadas com base em dados adicionais de elementos traços e de terras raras. O capítulo finaliza com considerações quanto à origem e à evolução das unidades, para culminar, no próximo capítulo, com a abordagem da metalogenia dos EGP e Au, considerando as abundâncias desses elementos em cada uma das unidades.

No entanto, previamente, à abordagem e à interpretação dos resultados geoquímicos, devem ser ressaltadas as precauções que nortearam o manuseio e avaliação dos dados. Tal cautela se deve, essencialmente, à possível influência dos efeitos dos processos secundários de baixa temperatura, como o intemperismo e a alteração hidrotermal.

Na prática, todos os afloramentos de derrames da província estão, em algum grau, afetados pela alteração tardia. Portanto, cuidados são necessários no momento de se apontar uma amostra como representativa de um magma original. Os efeitos de alteração tardia foram, na medida do possível, evitados ao máximo nos procedimentos de coleta e seleção das amostras para as dosagens geoquímicas. Apesar dessas precauções, a petrografia apontou a presença sistemática, em maior ou menor intensidade, desses produtos de alteração. Mais ainda, a presença comum de amígdalas associadas às evidências persistentes de zeolitização indicam que a circulação tardia de fluidos hidrotermais poderia ter modificado a composição original da pilha vulcânica.

Estudos sobre os efeitos geoquímicos desses processos secundários (Peate, 1990; Marsh & Eales, 1984; Wood *et al.*, 1976) reconhecem certos elementos, em especial os alcalinos e alcalinos terrosos (*e.g.* Rb, Ba e K), como os mais susceptíveis à mobilização durante a alteração. Devem, portanto, ser usados com bastante cautela na discriminação de unidades magmáticas. Estes estudos sugerem, também, que os parâmetros de discriminação dessas unidades devam ser baseados em elementos de comportamento geoquímico mais imóvel, como os elementos de alto campo de força (elevadas razões carga/raio) Ti, Zr, Hf, Nb, Ta e Y, além de outros elementos como V, Co, Zn e alguns elementos terras raras. Tais

estudos concluem que as variações observadas nas concentrações desses elementos não resultam de processos posteriores à solidificação do magma, sendo características do magma e, portanto, com significado primário, em termos de modelos petrogenéticos.

Os estudos citados indicam, ainda, que o uso de critérios únicos, isolados, na definição de unidades magmáticas pode ser ambíguo, pois, além dos efeitos tardios, os processos precoces como a cristalização fracionada, potencialmente, também podem modificar a concentração de um determinado elemento no magma. Citam, como exemplo, que o fracionamento em profundidade da ilmenita, poderia resultar numa lava com teor de TiO_2 aquém do esperado. Assim, para superar tais dificuldades e reduzir ao máximo esses efeitos, recomendam a utilização de razões de elementos incompatíveis ou mesmo razões isotópicas (Peate, 1990).

Os autores consideram, ainda, mais apropriado a utilização de vários critérios na definição das unidades magmáticas e na classificação de eventuais amostras desconhecidas. Justificam esse procedimento pela necessidade de evitar as ambigüidades resultantes da superposição dos intervalos de composição de cada unidade (campos), pois muitos elementos usados como discriminantes de unidades magmáticas podem apresentar enriquecimentos e empobrecimentos relativos entre as diferentes unidades. Por outro lado, alertam que alguns derrames poderiam apresentar, para diversos critérios, características totalmente transicionais entre duas unidades definidas. Tal feição poderia, muito bem, ser o resultado de processos pouco profundos, de mistura de magmas que, eventualmente, poderiam definir uma nova unidade.

Um critério adicional importante na discriminação das unidades e classificação de amostras, principalmente, as desconhecidas, é o da sua localização geográfica e do seu posicionamento estratigráfico.

3.1.3.1. Aspectos Geoquímicos Regionais

Os estudos geoquímicos reafirmam a grande variação na abundância de elementos maiores e traços na província do Paraná, já discutida na literatura desde Rüegg & Amaral (1976). Foi esta variação que ocasionou, posteriormente, a proposição do zoneamento geoquímico da província (e.g. Piccirillo *et al.*, 1988a). Todavia, apesar da ampla variação composicional, a afinidade nitidamente tholeiítica do vulcanismo da província está fortemente indicada no gráfico AFM (Figura 3.5) de Irvine & Baragar (1971).

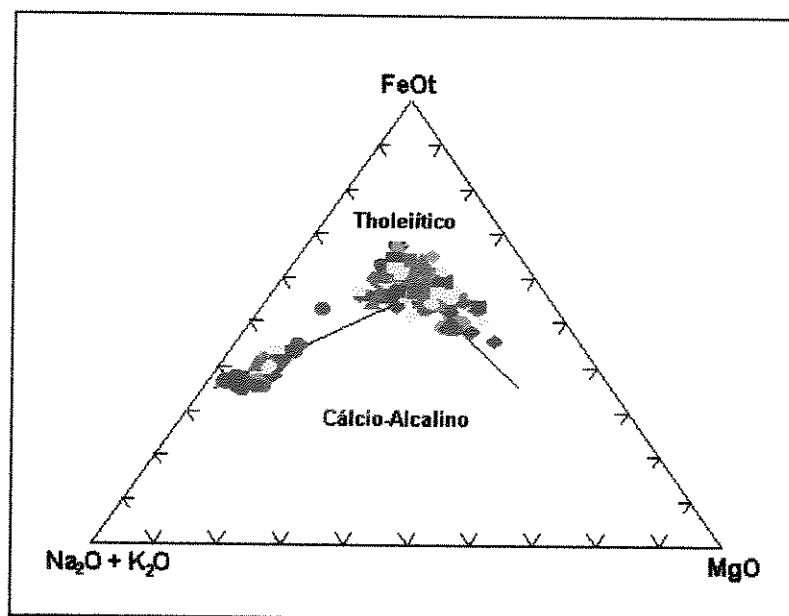


Figura 3.5: Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) demonstrando o caráter tholeiítico do vulcanismo da província do Paraná.

O magmatismo se caracteriza ainda pela bimodalidade dos teores de SiO_2 (Figura 3.6). Porém, a inexistência na prática (raras exceções) de litotipos com 58 a 65% de SiO_2 , define uma separação natural, lacuna composicional, entre os derrames “basálticos” e os “riolíticos”.

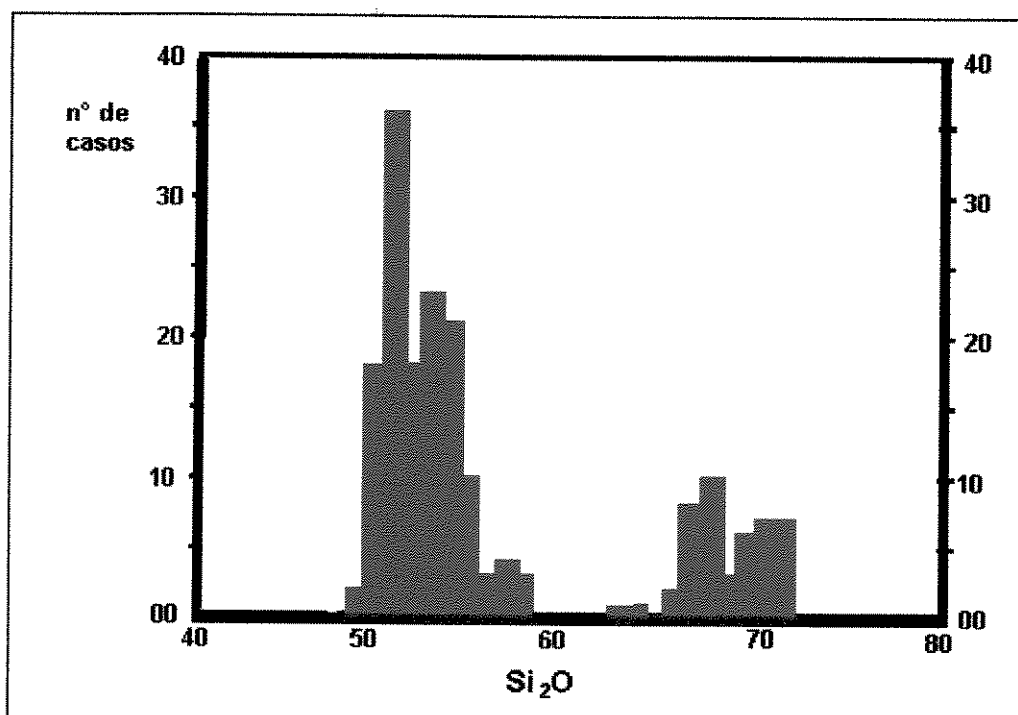


Figura 3.6: Histograma dos teores de SiO_2 (%) da totalidade das amostras da província revelando o caráter nitidamente bimodal do magmatismo.

O caráter bimodal na distribuição dos teores de SiO_2 está refletido, ainda, na bimodalidade de outros constituintes maiores, como MgO , CaO e K_2O e traços, como o Rb e V .

De fato, o conjunto das vulcânicas apresenta uma grande variação nos conteúdos de elementos maiores e traços. Em termos de maiores, tais variações são ilustradas nos diagramas que relacionam SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , K_2O , Na_2O e P_2O_5 com o número de Mg ($\text{Mg}^\#$), o índice de diferenciação magmática (Figuras 3.7 a 3.15).

O $\text{Mg}^\#$ mostra uma variação contínua, entre 14,31 (termos ácidos) e 65,08 (termos básicos). Acima do $\text{Mg}^\#$ 38 ocorrem apenas os litotipos básicos a intermediários e abaixo do $\text{Mg}^\#$ 32 apenas os ácidos. Entre esses limites ocorrem tanto os tipos basálticos como os riolíticos.

Nesses diagramas (Figuras 3.7 a 3.15) é notável a distinção de dois grupos geoquímicos, que correspondem, respectivamente, aos tipos básicos a intermediários e aos ácidos, caracterizados na classificação petrográfica R1-R2.

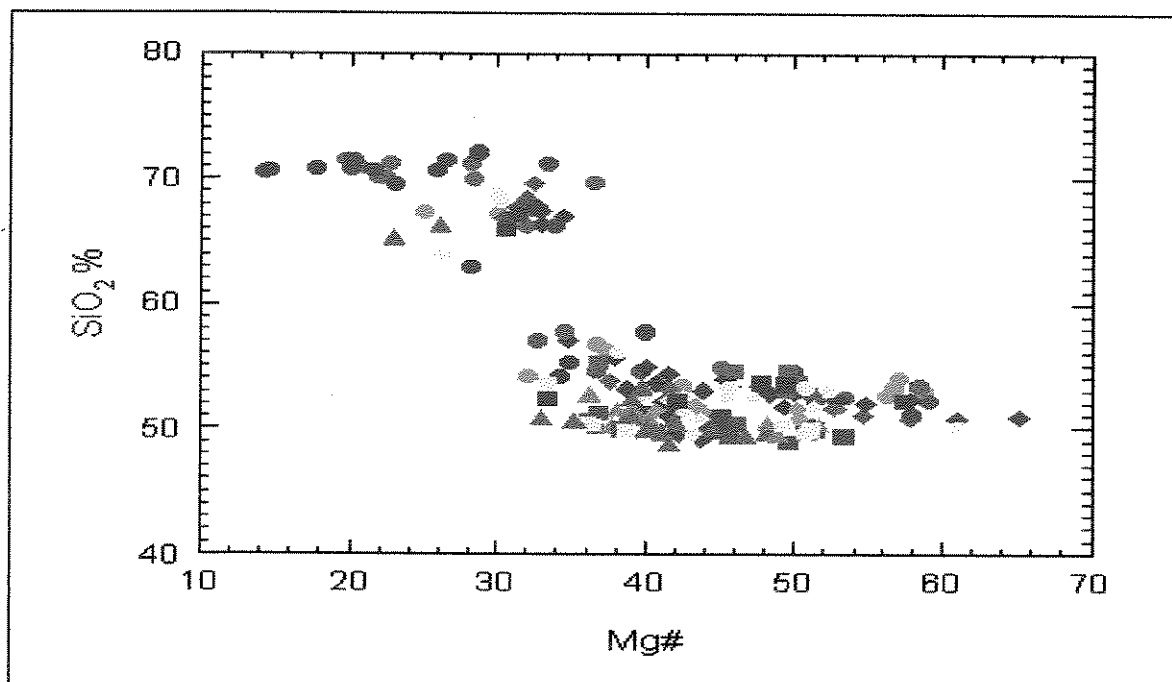


Figura 3.7: Diagrama de correlação entre o índice de diferenciação, $\text{Mg}^\#$, e SiO_2 (%). [Seção do Rio Grande do Sul = Círculos; JS = verde; SJ = rosa; LS = vermelho; CP = azul; SV = amarelo e BV = ciam]. [Seção de Santa Catarina = Losangos; II = ciam; GC = verde; CN = azul; GB = rosa; MI = amarelo]. [Seção do Paraná = Quadrados, IC = vermelho; SO = azul; TP = amarelo; SP = Rosa; PG = verde]. [Norte do Paraná e São Paulo = Triângulos; LL = cinza; demais pontos = verde].

Assim, os diagramas revelam que, com a diminuição do $\text{Mg}^\#$, há um aumento do SiO_2 e do K_2O e uma diminuição do Fe_2O_3 , do MnO , do CaO , e do Al_2O_3 . Para o caso do Na_2O , mesmo

havendo a separação dos tipos basáltico e riolítico, aproximadamente no $Mg^\#$ igual 32, ocorre uma dispersão maior, que reflete possivelmente a alteração tardia.

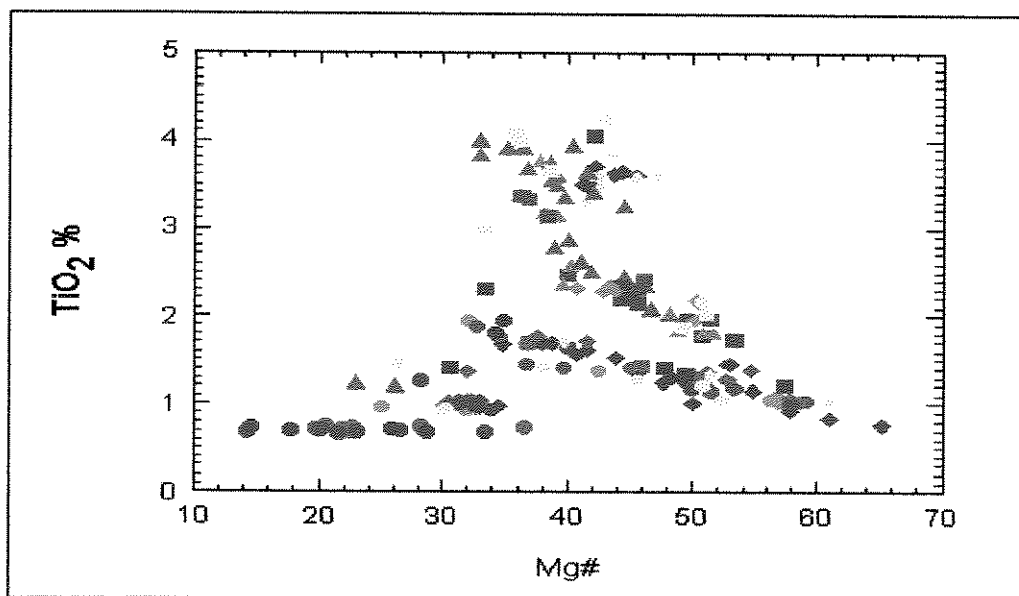


Figura 3.8: Diagrama de correlação entre o índice de diferenciação, $Mg^\#$, e TiO_2 (%). [Símbolos como na Figura 3.7].

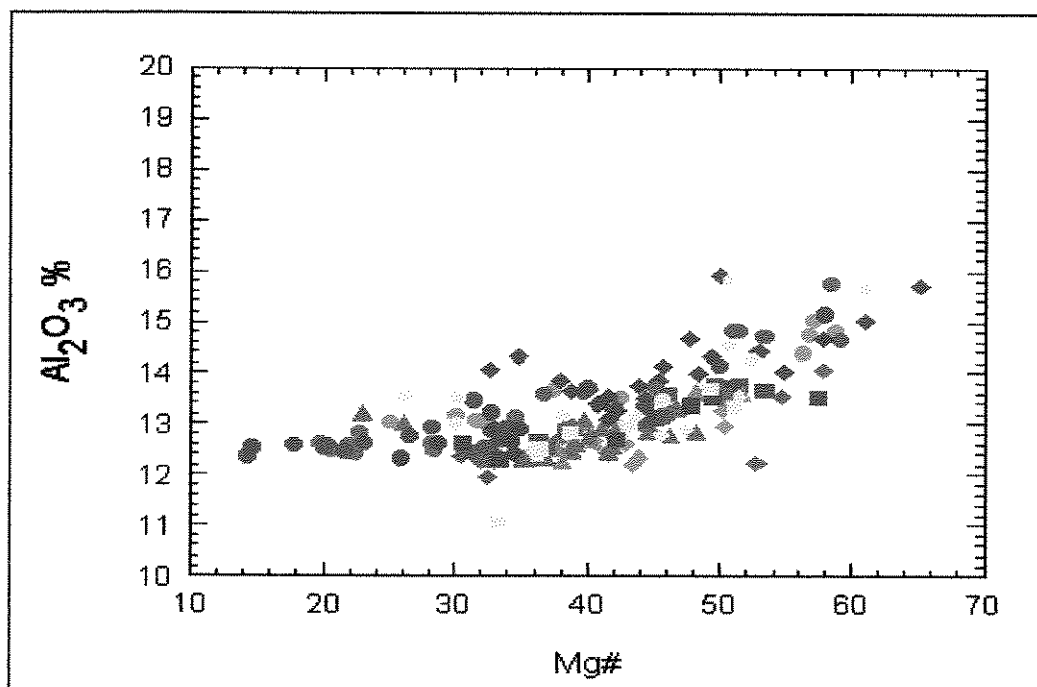


Figura 3.9: Diagrama de correlação entre o índice de diferenciação, $Mg^\#$, e Al_2O_3 (%). [Símbolos como na Figura 3.7].

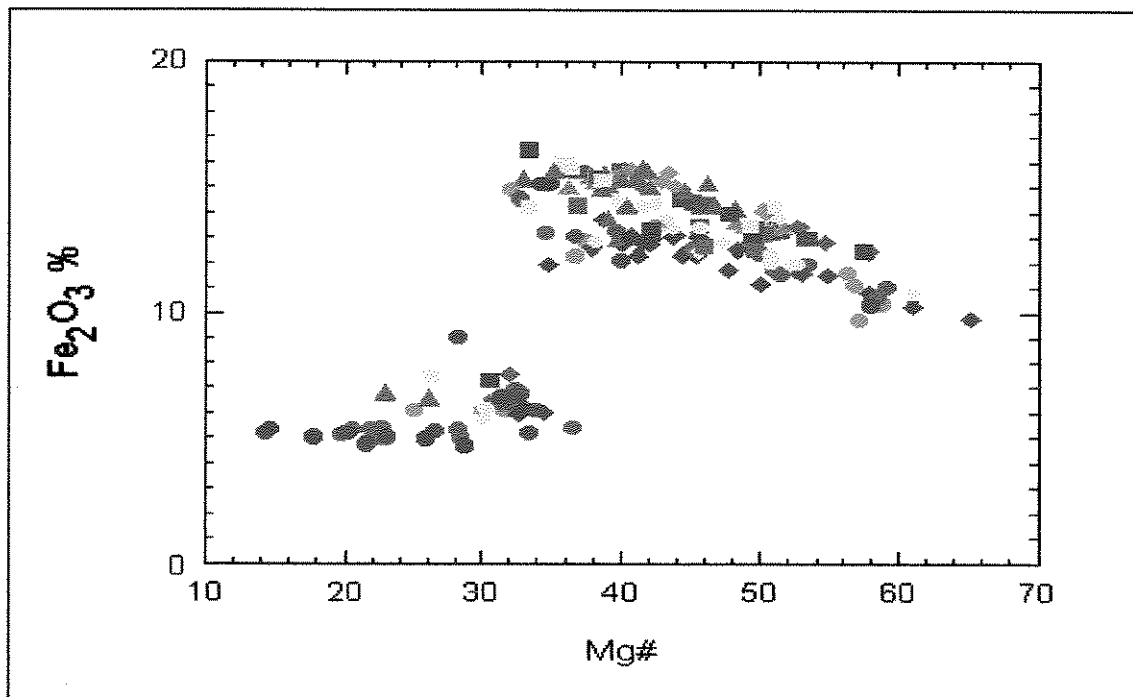


Figura 3.10: Diagrama de correlação entre o índice de diferenciação, $Mg^\#$, e Fe_2O_3 (%). [Símbolos como na Figura 3.7].

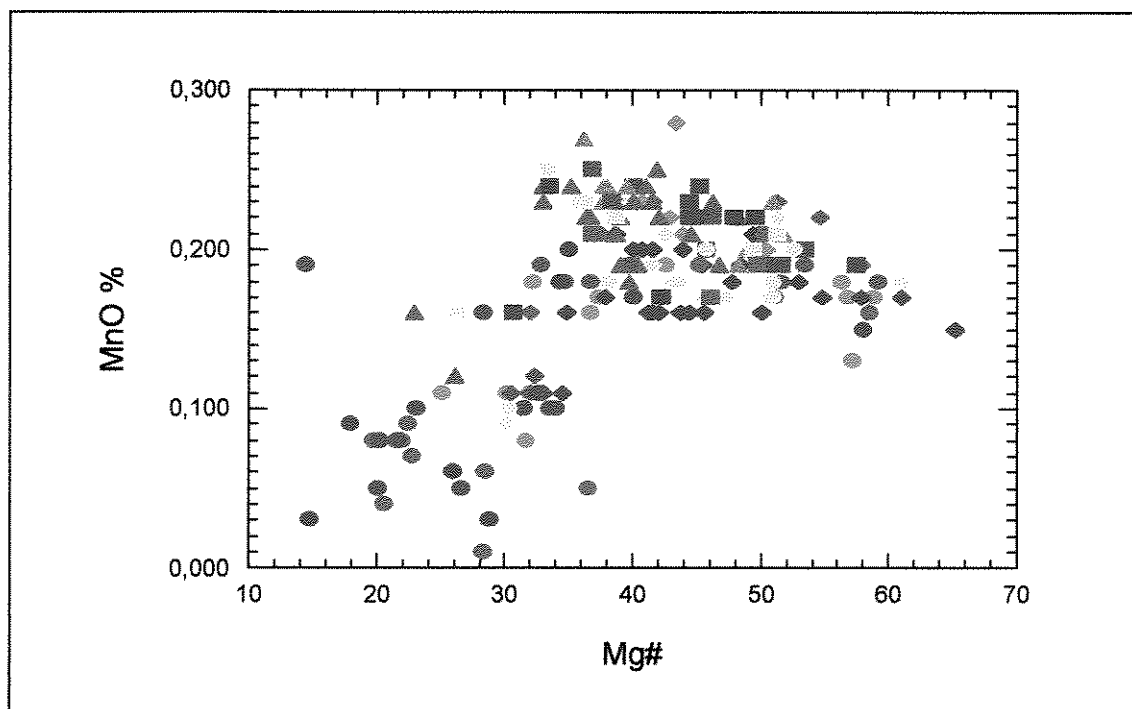


Figura 3.11: Diagrama de correlação entre o índice de diferenciação, $Mg^\#$, e MnO (%). [Símbolos como na Figura 3.7].

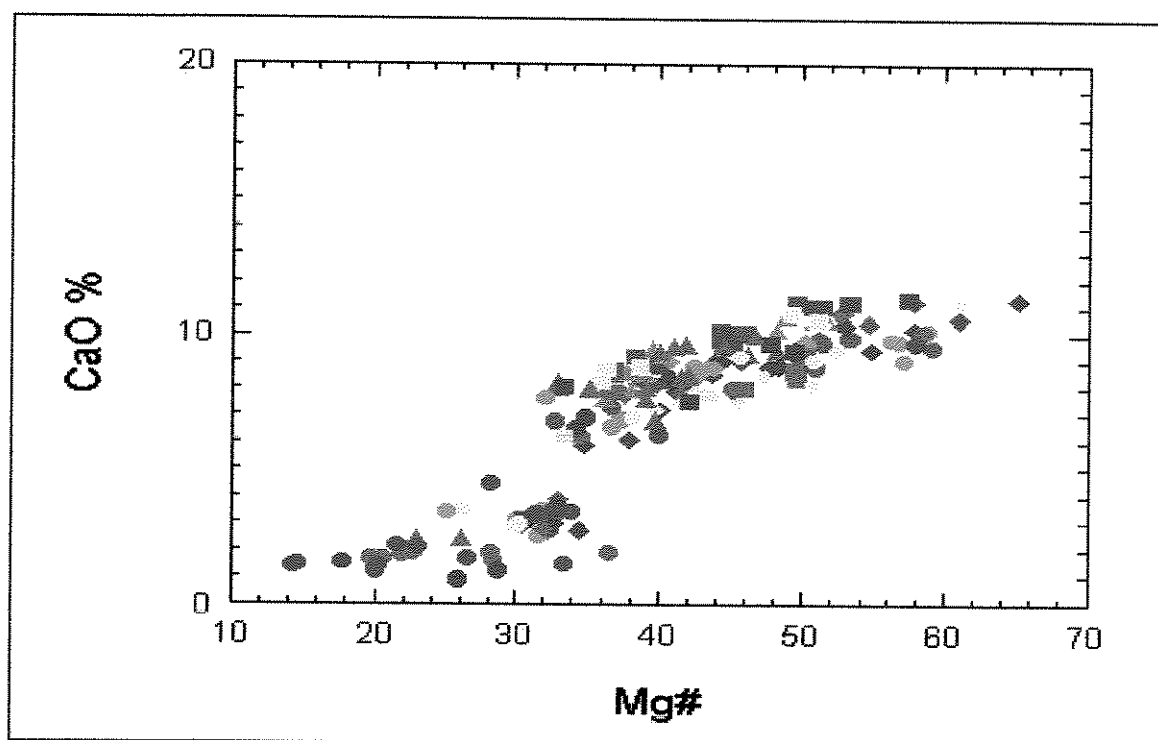


Figura 3.12: Diagrama de correlação entre o índice de diferenciação, $Mg^\#$, e CaO (%). [Símbolos como na Figura 3.7].

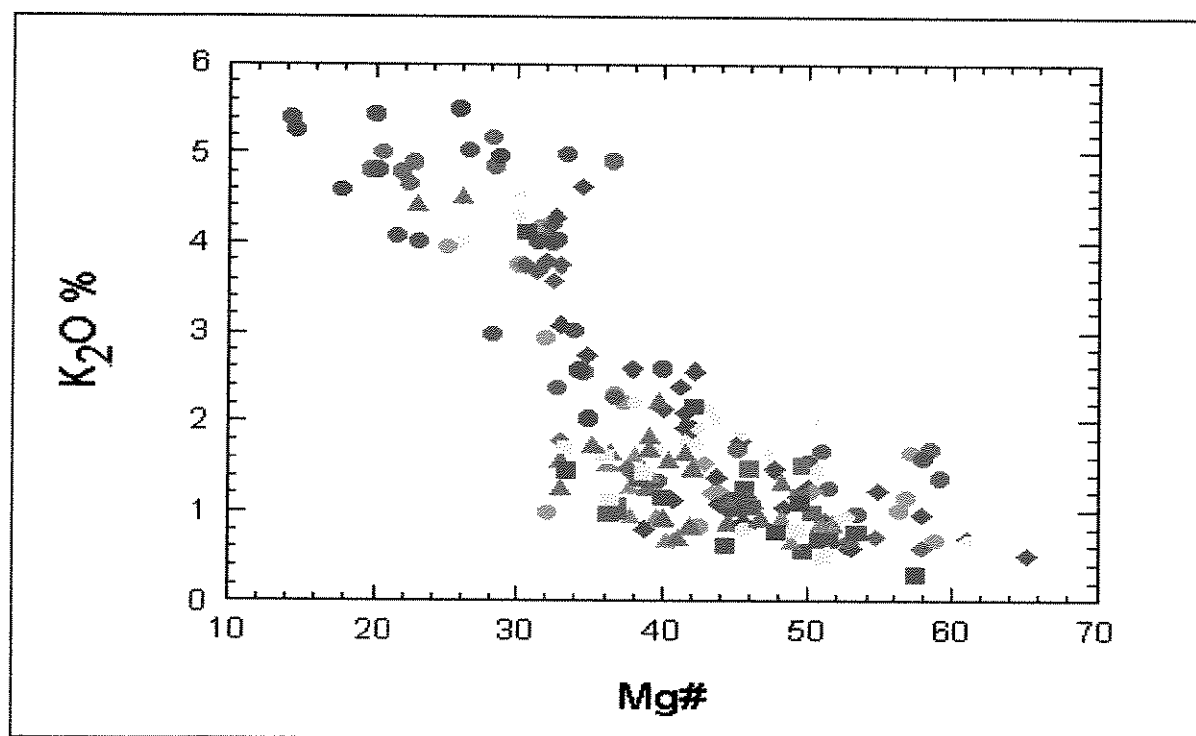


Figura 3.13: Diagrama de correlação entre o índice de diferenciação, $Mg^\#$, e K₂O (%). [Símbolos como na Figura 3.7].

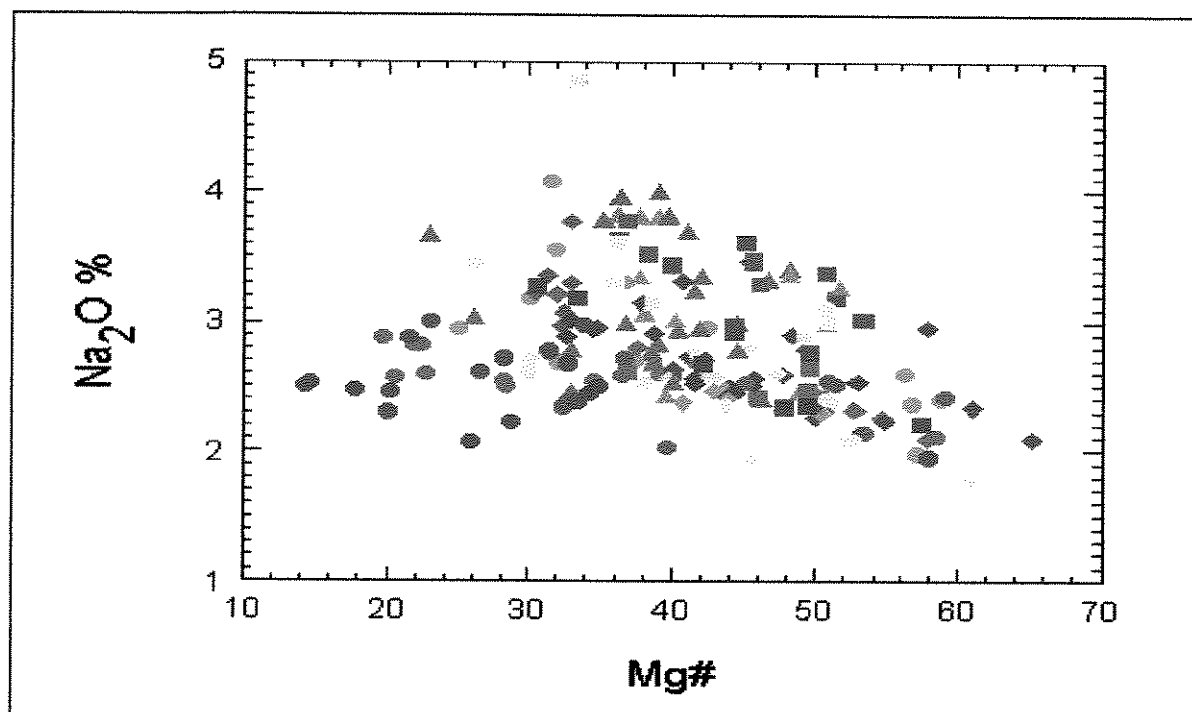


Figura 3.14: Diagrama de correlação entre o índice de diferenciação, $Mg^\#$, e Na_2O (%). [Símbolos como na Figura 3.7].

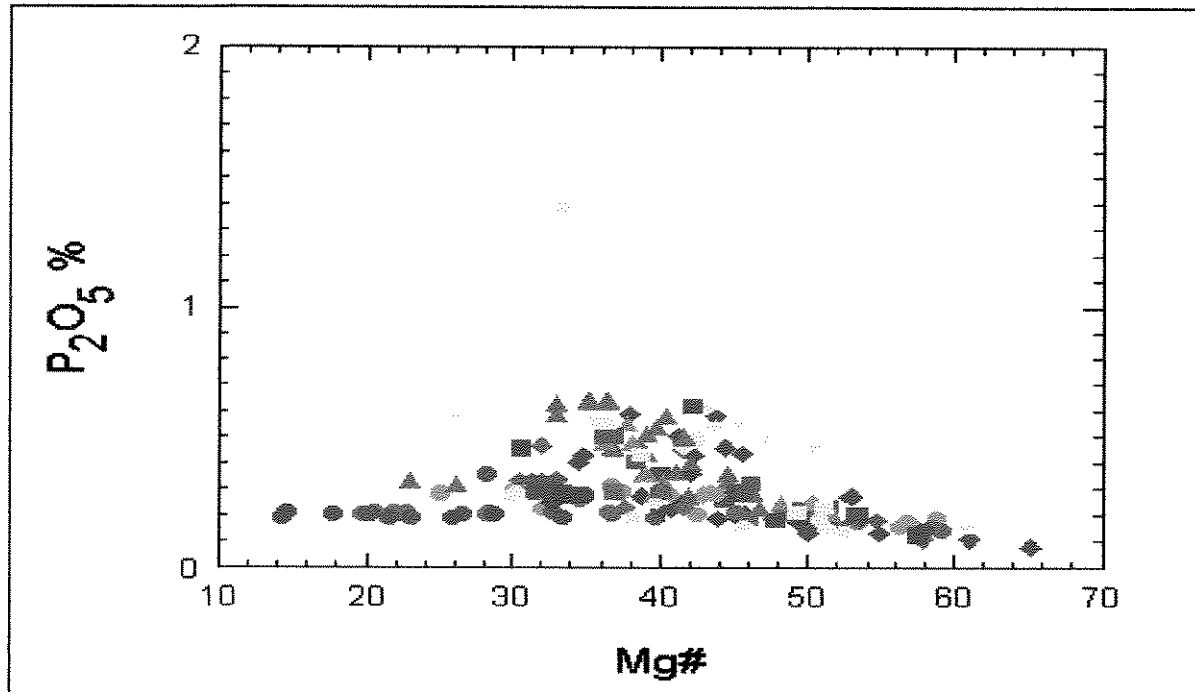


Figura 3.15: Diagrama de correlação entre o índice de diferenciação, $Mg^\#$, e P_2O_5 (%). [Símbolos como na Figura 3.7].

A dispersão maior é verificada, também, nos diagramas do TiO_2 e P_2O_5 , sendo que ambos mostram ainda, para os litotipos básicos a intermediários, a elevação dos teores de TiO_2 e do P_2O_5 com a diminuição do $\text{Mg}^\#$, segundo dois *trends* distintos, a partir de uma origem praticamente comum. No primeiro, há um crescimento suave dos teores até cerca de 2% de TiO_2 e 0,35% P_2O_5 , com a diminuição do $\text{Mg}^\#$. Este *trend* engloba as amostras da seção transversal do Rio Grande do Sul, grande parte das da seção de Santa Catarina e algumas do leste da seção do Paraná. O segundo *trend*, que apresenta um crescimento mais íngreme dos teores, até em torno de 4,25% de TiO_2 e cerca de 0,65% de P_2O_5 , é formado pelas amostras de São Paulo, por grande parte das do Paraná e algumas de Santa Catarina. Os dois *trends* correspondem, na verdade, aos grupos geoquímicos de baixo-P e baixo-Ti (LPT) e alto-P e alto-Ti (HPT) de Bellieni *et al.* (1984a) e Mantovani *et al.* (1985b) e são, doravante, referidos, respectivamente, como LPT e HPT. Entretanto, há que se ressaltar que os litotipos HPT de SC apresentam, para os mesmos teores de TiO_2 e de P_2O_5 , índices de $\text{Mg}^\#$ algo maiores do que as das demais amostras HPT, possivelmente formando um subgrupo do *trend* HPT.

A origem praticamente comum desses dois *trends* nos diagramas do TiO_2 e P_2O_5 sugere que ambos representariam o resultado de evoluções distintas a partir de uma origem comum.

O diagrama do TiO_2 permite, ainda, individualizar dois grupos geoquímicos principais de ácidas. O primeiro com as amostras do Rio Grande do Sul e do leste de Santa Catarina e segundo com aquelas do oeste desse estado e as do Paraná e São Paulo. O primeiro e segundo grupo correspondem, respectivamente, as do tipo Palmas e Chapecó de Bellieni *et al.* (1986b).

A distribuição geográfica preferencial dos tipos LPT e HPT coincide, ao menos parcialmente, com a distribuição geográfica observada a partir da classificação R1-R2. Os litotipos do campo tholeiítico estão localizados preferencialmente na parte sul e central e os do campo transicional na parte norte da província. O mesmo é verificado para os tipos ácidos, com os do tipo Chapecó no Norte e os do tipo Palmas no Sul. Tal coincidência fazia parte das expectativas, tanto pelas informações coletadas na literatura (Bellieni *et al.*, 1984a; b; 1986a; b) como pelo fato das amostras terem sido classificadas com base nos conteúdos de vários elementos maiores (R1-R2).

Ambos grupos geoquímicos (LPT e HPT) são notados, de forma menos saliente, também nos demais diagramas. É notável que, para um mesmo $\text{Mg}^\#$, o *trend* LPT, relativamente ao HPT, é mais rico em SiO_2 , Al_2O_3 e K_2O e mais pobre em Fe_2O_3 , MnO , CaO e Na_2O .

Em outros diagramas também são individualizados os *trends* LPT e HPT. Por exemplo, no diagrama SiO_2 versus TiO_2 (Figura 3.16) o *trend* HPT apresenta uma ampla variação do TiO_2 (entre 1,7 e 4,25%) para uma variação mais estreita dos teores de SiO_2 , de 49 a 54%.

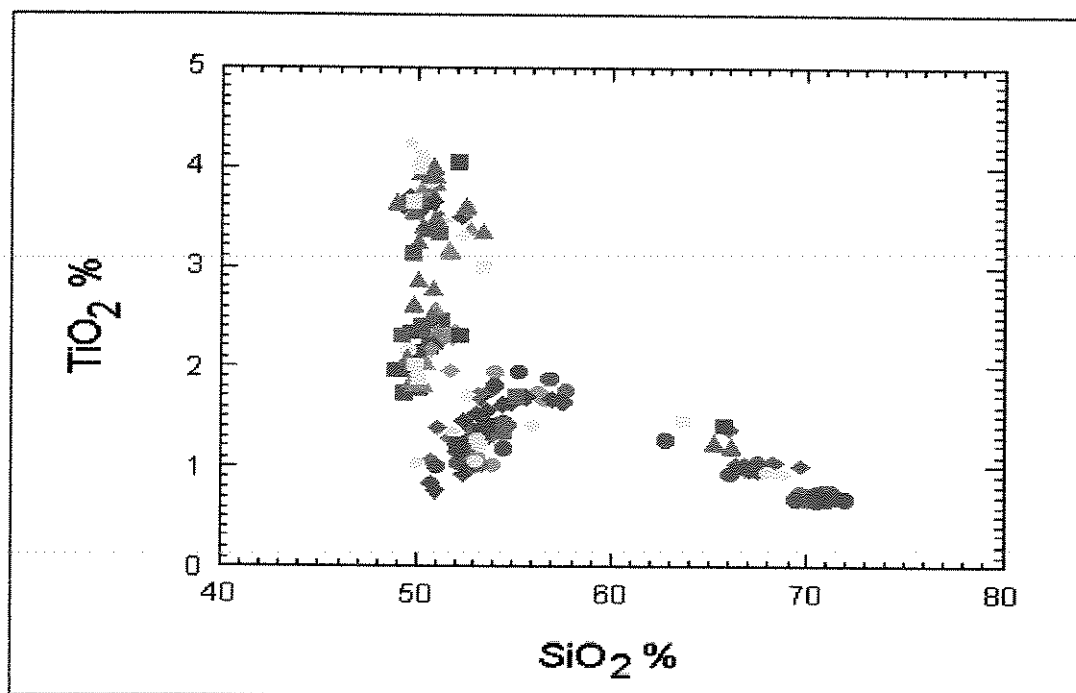


Figura 3.16: Diagrama de correlação entre o SiO_2 (%) e o TiO_2 (%). [Símbolos como na Figura 3.7].

Na Figura 3.16 o *trend* LPT, por sua vez, apresenta uma variação menor dos teores de TiO_2 (entre 0,8 e 2,0%) e mais ampla dos de SiO_2 (de 49 a 58%). Este diagrama permite discriminar, também, três agrupamentos de ácidas. O primeiro com as amostras do norte da província (São Paulo e Paraná) e uma amostra do oeste de Santa Catarina (do perfil GC), que apresentam os maiores teores de TiO_2 (entre 1,2 e 1,4%) e os menores de SiO_2 (entre 62 e 66%). O segundo grupo é formado pelas amostras da porção central e oeste do Rio Grande do Sul (perfis JS, SJ e LS) e apresentam os menores conteúdos de TiO_2 (entre 0,6 e 0,8%) e os maiores de SiO_2 (entre 69 e 72%). O terceiro grupo é constituído pelas ácidas do leste de Santa Catarina (perfis GB e CN) e da porção central e leste do Rio Grande do Sul (perfis LS, CP, SV e BV). Neste último grupo de ácidas os teores de TiO_2 (entre 0,9 e 1,1%) e de SiO_2 (entre 66 e 70%) são intermediários aos dois grupos anteriores.

Na província do Paraná, conforme mencionado, os elementos traços também apresentam variações significativas nas suas concentrações em função do $\text{Mg}^\#$. Para ilustrá-las foram selecionados e considerados os elementos traços Rb, Sr, Zr, Nb, Ni e Cu (Figuras 3.17 a 3.22). Estes elementos foram escolhidos em função de seus comportamentos geoquímicos

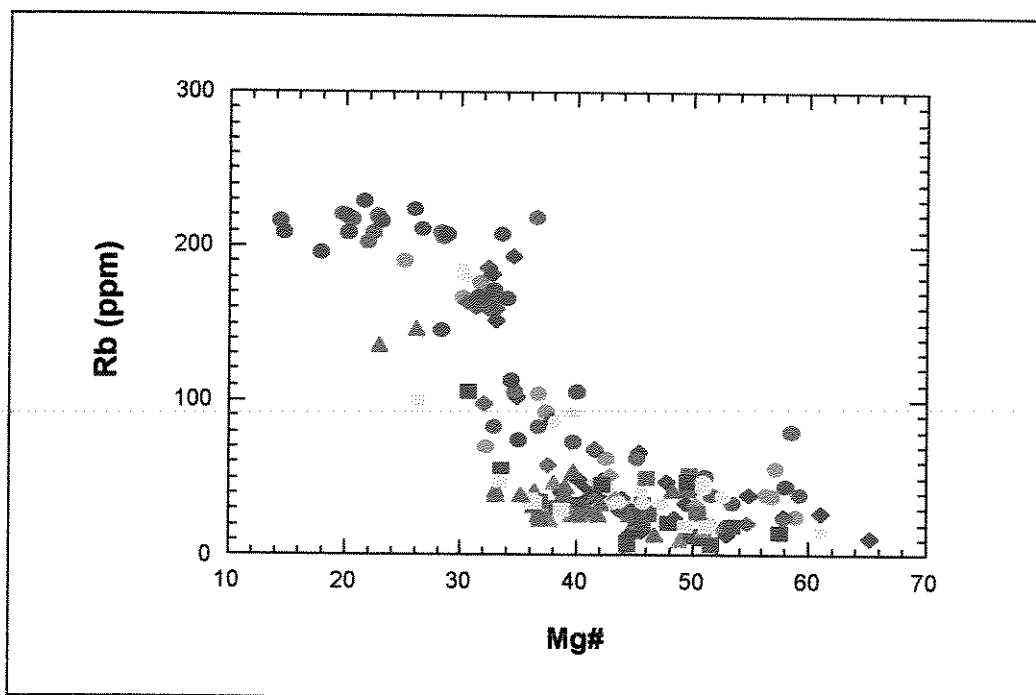


Figura 3.17: Diagrama de correlação entre o índice de diferenciação, $Mg^\#$, e Rb (ppm). [Símbolos como na Figura 3.7].

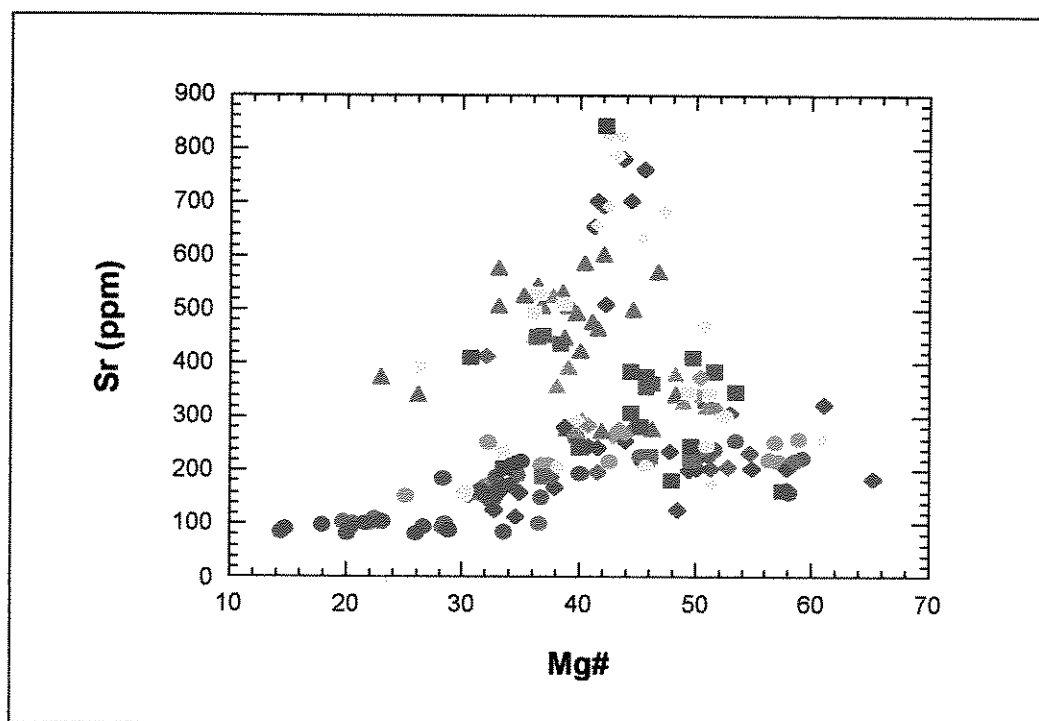


Figura 3.18: Diagrama de correlação entre o índice de diferenciação, $Mg^\#$, e Sr (ppm). [Símbolos como na Figura 3.7].

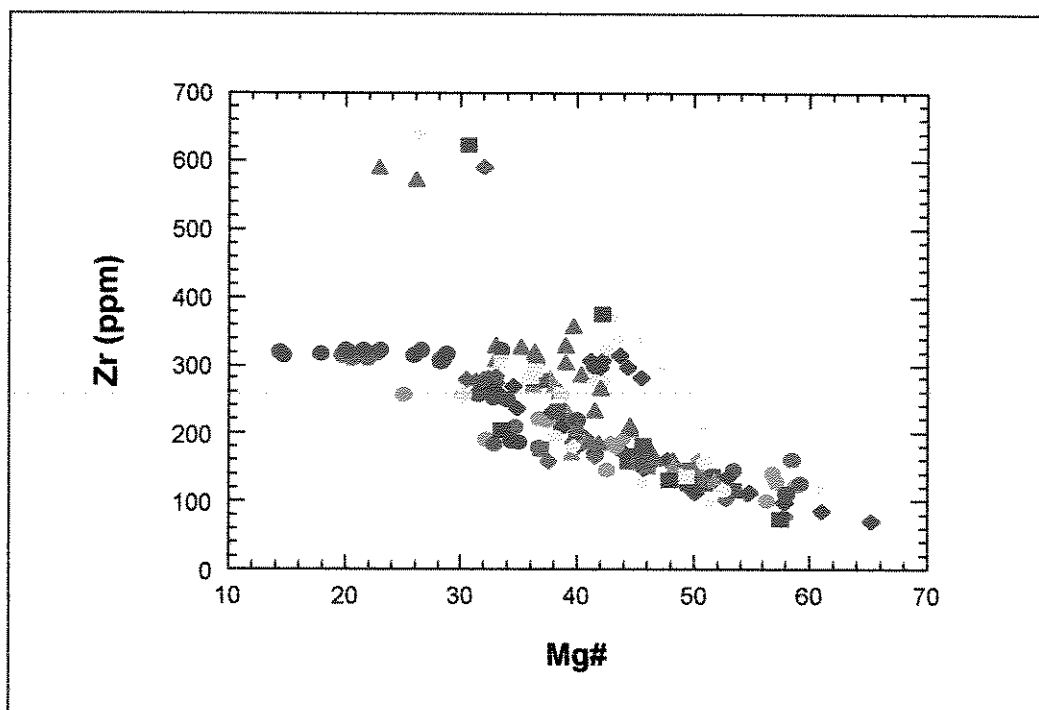


Figura 3.19: Diagrama de correlação entre o índice de diferenciação, $Mg^\#$, e Zr (ppm). [Símbolos como na Figura 3.7].

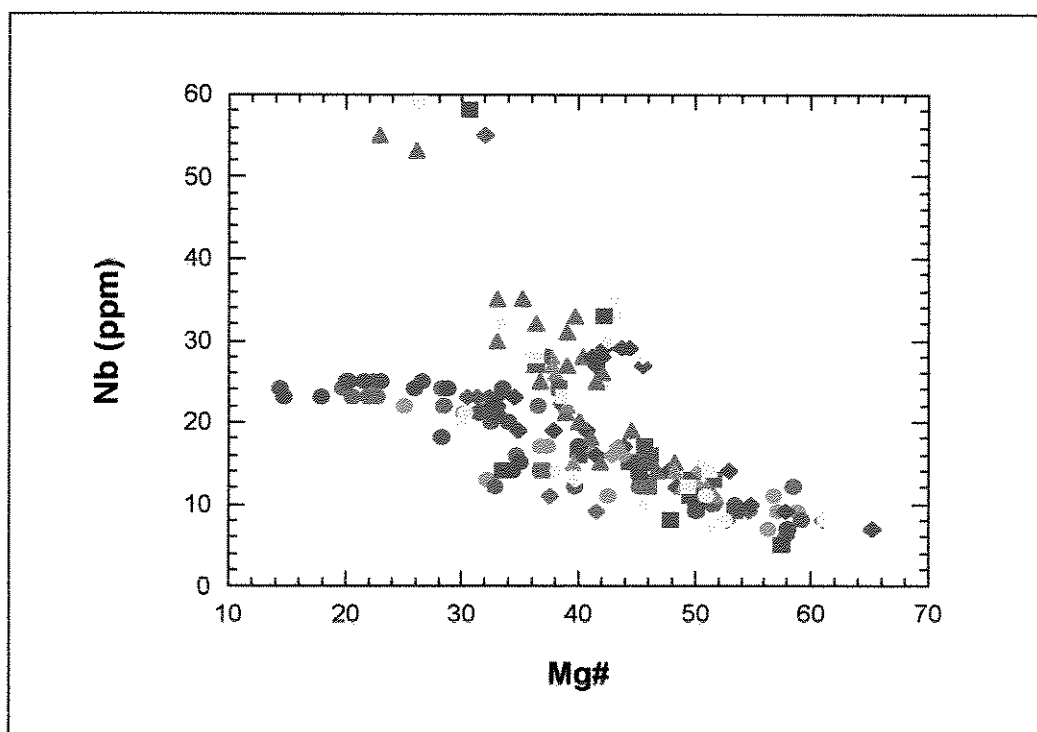


Figura 3.20: Diagrama de correlação entre o índice de diferenciação, $Mg^\#$, e Nb (ppm). [Símbolos como na Figura 3.7].

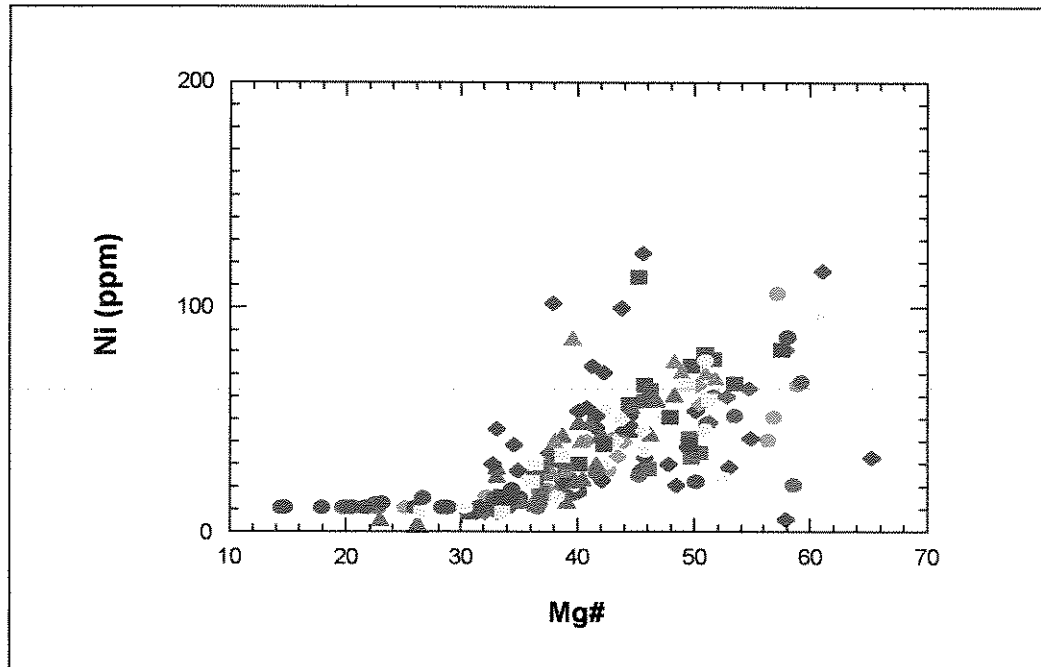


Figura 3.21: Diagrama de correlação entre o índice de diferenciação, $Mg^\#$, e Ni (ppm). [Símbolos como na Figura 3.7].

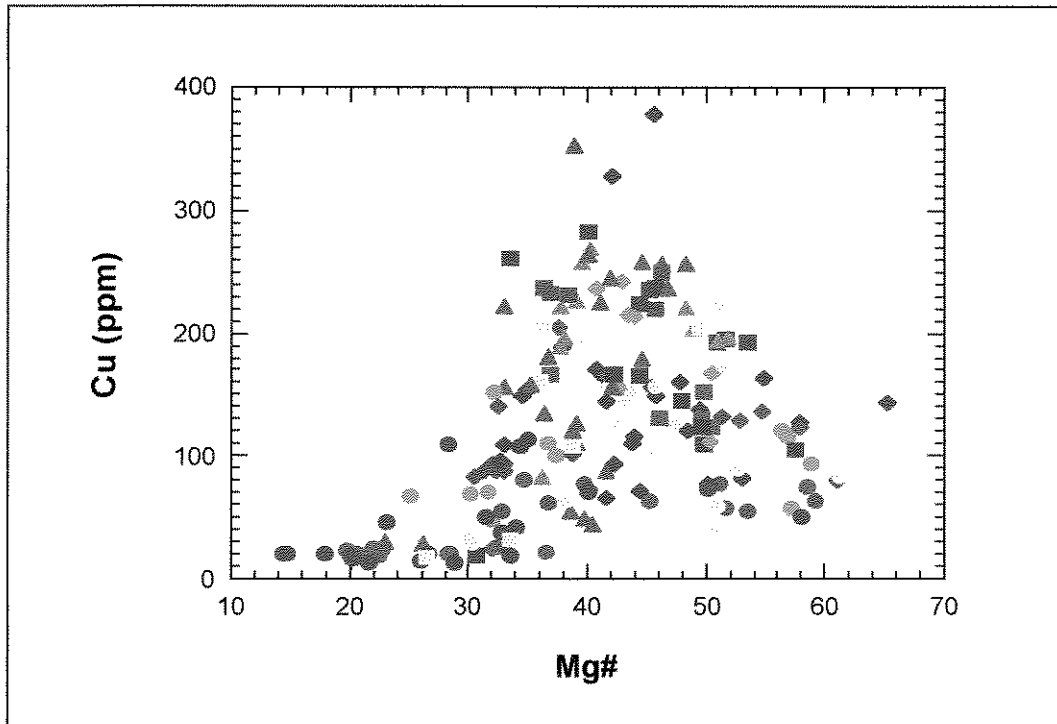


Figura 3.22: Diagrama de correlação entre o índice de diferenciação, $Mg^\#$, e Cu (ppm). [Símbolos como na Figura 3.7].

peculiares e distintos nos processos ígneos ou, mesmo, durante os processos de alteração tardia. Todavia, a variabilidade dos demais elementos traços é abordada quando pertinente.

Assim, a concentração de Rb cresce e a do Sr decresce com a diminuição do $Mg^\#$. Para um mesmo índice de diferenciação, os litotipos do *trend* LPT, relativamente ao HPT, estão mais ricos em Rb e mais pobres em Sr. Contudo, no diagrama do Sr as amostras LPT formam um único grupo (campo) com cerca de 200 ppm de Sr. Já, as amostras HPT definem 2 grupos principais. Um com as amostras do leste de SC (perfis GB e MI), que se caracterizam pelos maiores teores de Sr (> 600 ppm). Já o outro envolve as demais amostras do *trend* HPT com conteúdos de Sr intermediários (entre 200 e 600 ppm). Em ambos diagramas, mas em especial, no do Sr, as ácidas definem os mesmos três agrupamentos verificados no diagrama SiO_2 versus TiO_2 (Figura 3.16).

Os diagramas que correlacionam o $Mg^\#$ com os elementos traços incompatíveis de alto campo de força, Zr e Nb, apontam para uma concentração crescente do Zr e Nb com a queda do índice de diferenciação. E mais, que os tipos HPT são mais ricos nesses elementos do que os LPT. Nesses diagramas, as ácidas do tipo Chapecó (SP, PR e oeste de SC), em relação as do tipo Palmas (RS e leste de SC), também possuem conteúdos maiores de Zr e Nb.

Quanto aos elementos calcófilos Ni (compatível) e Cu (incompatível), apesar da dispersão, os diagramas indicam, de maneira geral, uma diminuição dos teores com o decréscimo do $Mg^\#$. Os teores de Cu, em particular, são maiores nos tipos HPT do que nos LPT. Nas ácidas, por outro lado, os baixos teores desses elementos não permitem discriminar subgrupos.

As concentrações dos demais elementos traços, com o decréscimo do índice de $Mg^\#$, variam da seguinte forma: as do Ba crescem de forma acentuada, apesar da dispersão; as do Y crescem suavemente e as do Cr, a exemplo das do Ni, apresentam uma forte diminuição.

As concentrações de Zn são praticamente constantes para todo pacote vulcânico, com cerca de 100 ppm, enquanto as do V se distribuem basicamente em dois campos, um, com teores maiores do que 250 ppm, formado pelas rochas basálticas e o outro, com teores menores do que 100 ppm, constituído pelas ácidas. Os tipos HPT, em relação aos LPT, são, sistematicamente, mais ricos em V, fato que revela um comportamento geoquímico similar ao do Ti. No caso do Ba, a dispersão reflete, possivelmente, processos de alteração tardia.

Dos outros diagramas de correlação entre elementos maiores e traços, os que relacionam o Fe_2O_3 com o Sr e o SiO_2 com o Zr e com o Nb (Figuras 3.23 a 3.25) também ilustram os *trends* HPT e LPT e os três grupos de ácidas. O diagrama Fe_2O_3 x Sr define os mesmos grupos definidos pelo diagrama do $Mg^\#$ versus Sr (Figura 3.18). Nos diagramas SiO_2 x

Zr, SiO_2 x Nb, os tipos HPT e Chapecó apresentam concentrações maiores de Zr e Nb em relação, respectivamente, aos tipos LPT e Palmas. No entanto, somente o SiO_2 x Zr discrimina claramente os três agrupamentos de ácidas observados na Figura 3.16.

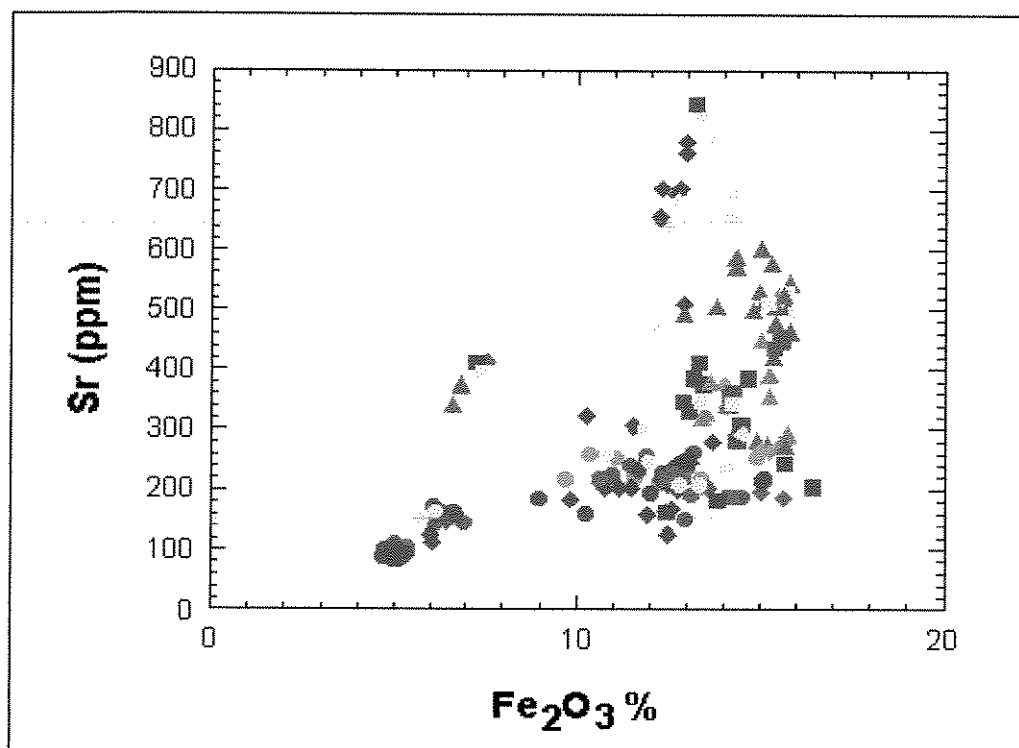


Figura 3.23: Diagrama de correlação entre Fe_2O_3 (%) e o Sr (ppm). [Símbolos como na Figura 3.7].

Para caracterização de unidades magmáticas a partir de critérios geoquímicos é recomendado, conforme já alertado, o uso de razões entre elementos ou isótopos para evitar e/ou contornar as distorções resultantes tanto dos processos ígneos primários, como de alteração tardia (e.g. Peate, 1990; Marsh & Eales, 1984; Wood *et al.*, 1976).

As razões de elementos já vem sendo usadas na avaliação do pacote vulcânico da província do Paraná (e.g. Peate, 1990; 1997; Peate *et al.*, 1992; Peate & Hawkesworth, 1996;). O procedimento visa aprimorar e enfatizar a distinção química entre as possíveis unidades magmáticas que se delinearam a partir dos diagramas de correlação entre os elementos maiores e entre os elementos maiores e os traços e entre os traços.

Nos estudos de estratigrafia química de províncias de CFB (e.g. Lightfoot *et al.*, 1990, 1993; Hergt *et al.*, 1991; Peate *et al.*, 1992) são amplamente usadas razões entre elementos de alto campo de força (Ti, Zr, Nb e Y). De forma menos contundente são usadas também razões

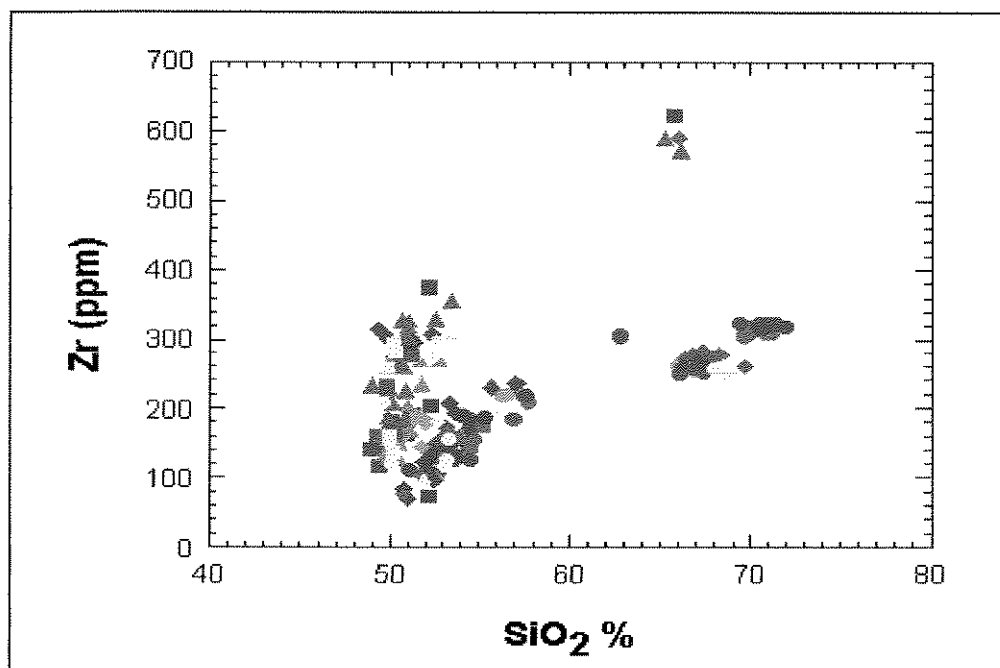


Figura 3.24: Diagrama de correlação entre SiO₂ (%) e o Zr (ppm). [Símbolos como na Figura 3.7].

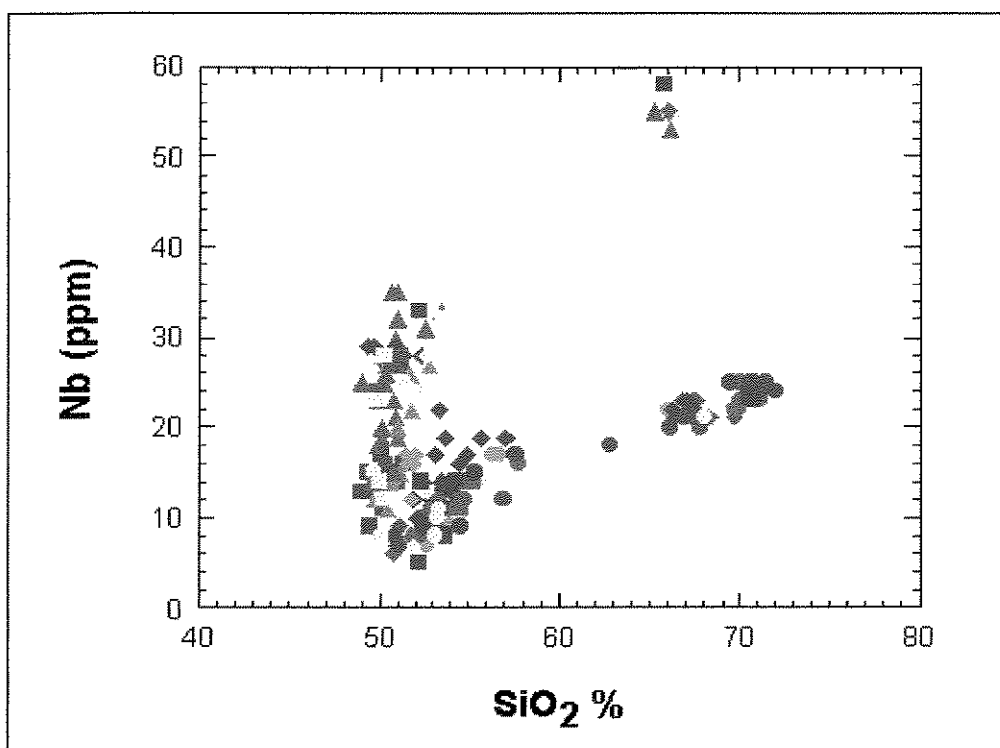


Figura 3.25: Diagrama de correlação entre SiO₂ (%) e o Nb (ppm). [Símbolos como na Figura 3.7].

entre elementos de baixo campo de força, como os alcalinos e alcalinos terrosos (Rb e Sr). A razão Ti/Y se destaca como critério de distinção entre os basaltos de alto e de baixo-Ti. Hergt *et al.* (1991), no estudo das províncias de CFB do então supercontinente Gondwana, consideram que o limite entre os basaltos de baixo e alto-Ti é definido pela razão $Ti/Y = 310$. Assim, consideram de baixo-Ti os basaltos com razões Ti/Y menores ou iguais a 310, ou seja com razões similares ou inferiores aos MORB. Este critério, em particular, além de outras razões entre elementos de alto campo força, são empregados nos estudos geoquímicos das províncias de CFB, não somente para distinguir unidades na estratigrafia química, mas também para discutir e conjecturar sobre as possíveis fontes e sobre a evolução dos magmas (e.g. Gibson *et al.*, 1995; 1996; Turner *et al.*, 1999a, b).

Primeiramente, as variações das razões Rb/Sr, Ti/Y e Ti/Zr, em função do índice de diferenciação ($Mg^\#$), foram consideradas na discriminação de possíveis unidades magmáticas.

O diagrama Rb/Sr *versus* $Mg^\#$ (Figura 3.26) mostra que as litologias basálticas ($Mg^\# > 32$) apresentam razões Rb/Sr menores do que 0,7, sendo que as LPT, para um mesmo $Mg^\#$, apresentam, sistematicamente, razões maiores do que as HPT. Estas razões nos litotipos ácidos ($Mg^\# < 38$) variam desde próximo a zero até cerca de 3 e possibilitam distinguir os 3 grupos já caracterizados. O primeiro, com as menores razões ($< 0,5$), formado pelas ácidas do tipo Chapecó do norte da província, o segundo com as maiores razões ($> 1,8$) e constituído pelos derrames ácidos do tipo Palmas, do centro para oeste da seção transversal do Rio Grande do Sul (perfis LS, SJ e JS). O terceiro grupo, que apresenta razões Rb/Sr intermediárias (entre 0,8 e 1,8) aos dois grupos anteriores, é formado pelas ácidas do tipo Palmas, que ocorrem no centro para o leste das seções transversais do Rio Grande do Sul (perfis LS, CP, SV e BV) e de Santa Catarina (perfis GB e CN).

O diagrama Ti/Y *versus* $Mg^\#$ (Figura 4.31) revela que $Ti/Y = 180$ separa as litologias basálticas das ácidas. Nas primeiras, sem surpresa, as amostras HPT e LPT mostram, respectivamente, razões Ti/Y maiores e menores que 310, de acordo com Hergt *et al.* (1991) e Peate (1997).

No diagrama Ti/Zr *versus* $Mg^\#$ (Figura 3.28), os *trends* HPT e LPT apresentam, respectivamente, razões Ti/Zr maiores e menores do que 65. Este limite também foi utilizado por Peate (1997) como critério adicional para distinção dos dois *trends*. Para as ácidas, o diagrama permite individualizar apenas 2 grupos. Um com razões Ti/Zr entre 10 e 15, formado pelas ácidas tipo Palmas do centro e oeste do Rio Grande do Sul (tipo Santa Maria de Peate *et al.*, 1992) e pelas ácidas tipo Chapecó de São Paulo, Paraná e oeste de Santa Catarina (perfil GC). O outro grupo de ácidas, com razões entre 20 e 25, é constituído pelas amostras do centro

e leste do Rio Grande do Sul e do leste (GB) de Santa Catarina (tipo Caxias do Sul de Peate *et al.*, 1992) e do perfil CN (tipo Chapecó). Neste diagrama, o fato das ácidas tipo Santa Maria junto com as tipo Chapecó do norte formarem um único grupo sugere para ambos uma origem e evolução comum.

Dos diagramas entre razões de elementos, o entre Ti/Zr e Rb/Sr (Figura 3.29) distingue nitidamente os três grupos de litotipos ácidos referidos: Um grupo, com razões Ti/Zr entre 10 e 15 e Rb/Sr menor do que 0,5, constituído pelas amostras do tipo Chapecó de São Paulo, Paraná e oeste de Santa Catarina. O segundo grupo também com razões Ti/Zr entre 10 e 15, porém com razões Rb/Sr maiores do que 1,8, e constituído pelas ácidas do tipo Santa Maria, do centro e oeste do Rio Grande do Sul. O terceiro de razões Ti/Zr maiores (entre 15 e 20) e Rb/Sr intermediárias (entre 0,7 e 1,8) aos dois grupos anteriores, constituído pelas ácidas do tipo Caxias do Sul, no centro e leste do Rio Grande do Sul e leste de Santa Catarina (perfil GB) e ácidas do tipo Chapecó (perfil CN) também do leste de Santa Catarina. Outros diagramas de correlação entre Rb/Sr com razões de elementos de alto campo de força (e.g. Ti/Y e Ti/Nb) confirmam a discriminação destes três grupos de litotipos ácidos. Estes três grupos de ácidas são também individualizados e identificados em outros diagramas entre razões de elementos de alto campo de força (e.g. Ti/Y X Zr/Y (Figura 3.30), Ti/Zr X Zr/Y (Figura 3.31) e Ti/Zr X Nb/Y).

Para os basaltos os diagramas entre razões de elementos permitem, apesar da superposição parcial entre os campos, identificar praticamente os mesmos grupo caracterizados por Peate *et al.* (1992) e Peate (1990; 1997). No diagrama Ti/Y versus Zr/Y (Figura 3.30), considerando que a razão $Ti/Y = 310$ (Hergt *et al.*, 1991) separa os *trends* LPT e HPT, verifica-se nitidamente um grupo LPT ($Ti/Y < 310$ e $Zr/Y < 6$) que corresponde aos magmas-tipo Gramado e Esmeralda de Peate *et al.* (1992). No *trend* HPT ($Ti/Y > 310$), podem ser individualizados três grupos principais: o primeiro com razões $Ti/Y > 310$ e $Zr/Y < 6$, o segundo com $Ti/Y > 450$ e Zr/Y entre 6 e 8, e o terceiro com $Ti/Y > 550$ e $Zr/Y > 8$. Estes três grupos HPT correspondem, respectivamente, aos magmas-tipo Paranapanema, Pitanga e Urubici de Peate *et al.* (1992). Neste caso, o magma-tipo Paranapanema corresponde ao *trend* IPT de Piccirillo *et al.* (1988a). No diagrama Ti/Y versus Sr/Y (Figura 3.32) também é possível individualizar os mesmos magmas-tipo acima: Gramado e Esmeralda ($Ti/Y < 310$ e $Sr/Y < 12$); Paranapanema ($310 < Ti/Y < 450$ e $Sr/Y < 18$); Pitanga ($Ti/Y > 450$ e $Sr/Y < 18$) e Urubici ($Ti/Y > 550$ e $Sr/Y > 18$). O magma-tipo Esmeralda ($Ti/Y < 310$ e $Ti/Zr > 60$) (Peate, 1990; 1997) também foi individualizado no diagrama do Ti/Zr em função do Zr/Y (Figura 3.31). Neste último diagrama, são caracterizados, além do Esmeralda ($Ti/Zr > 60$ e $3 < Zr/Y < 4,5$); o Gramado ($Ti/Zr < 60$ e $Zr/Y < 6$); o Paranapanema ($Ti/Zr > 65$ e $4,5 < Zr/Y < 6$); o Pitanga ($Ti/Zr > 60$ e $6 < Zr/Y < 8$) e o

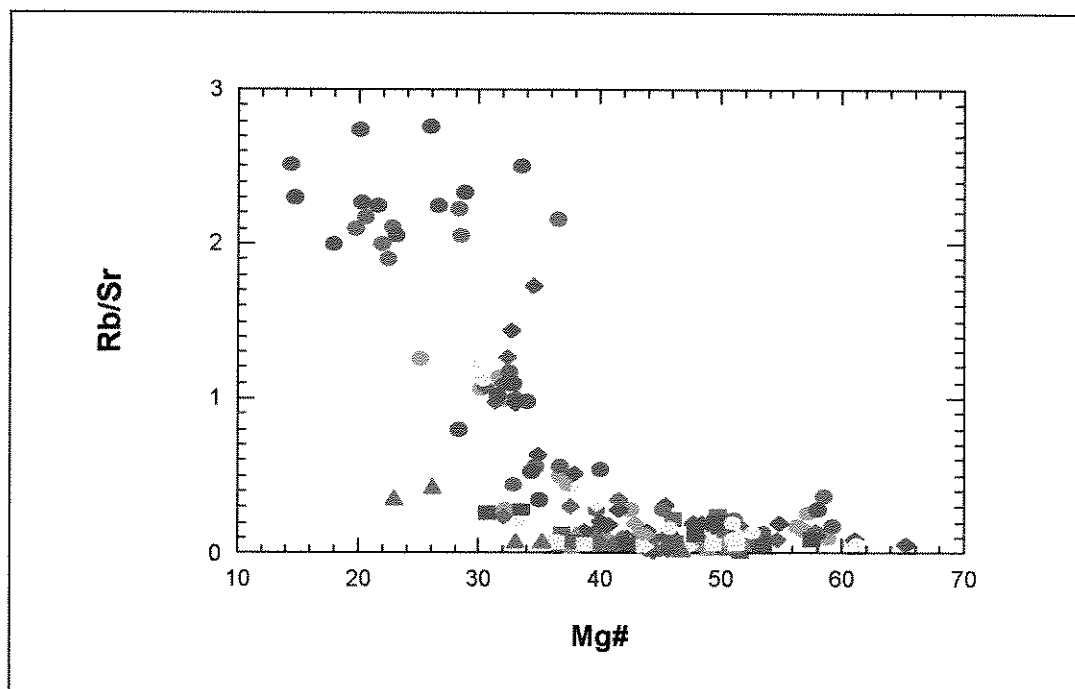


Figura 3.26: Diagrama de correlação entre o índice de diferenciação, $Mg^\#$ e a razão Rb/Sr. [Símbolos como na Figura 3.7].

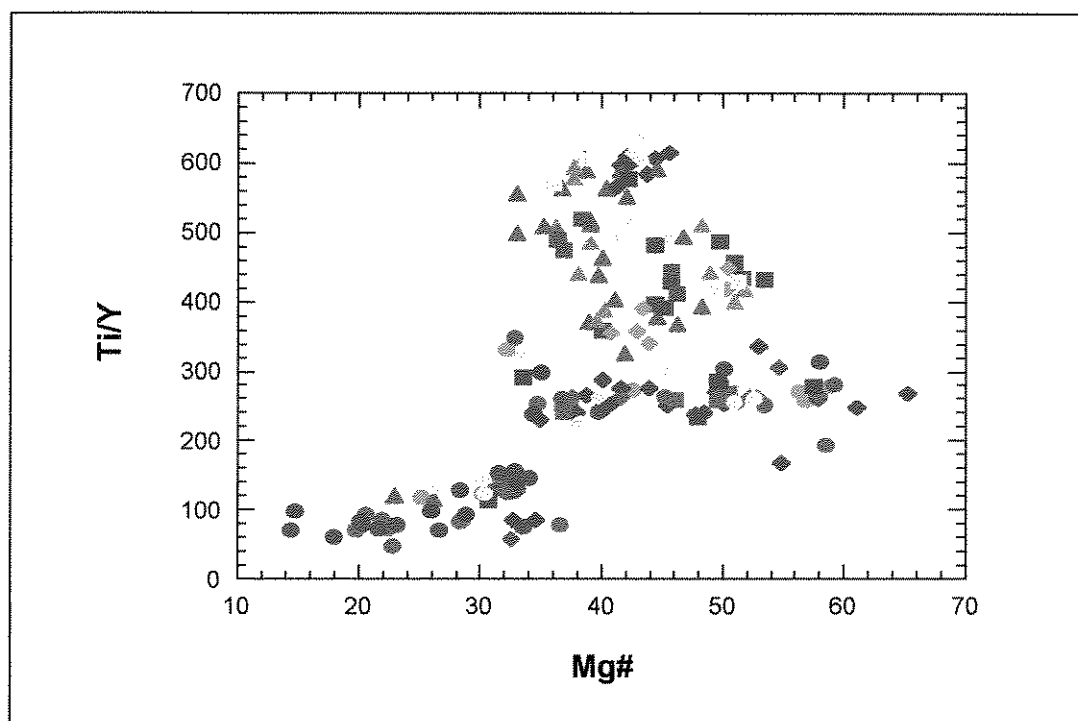


Figura 3.27: Diagrama de correlação entre o índice de diferenciação, $Mg^\#$ e a razão Ti/Y. [Símbolos como na Figura 3.7].

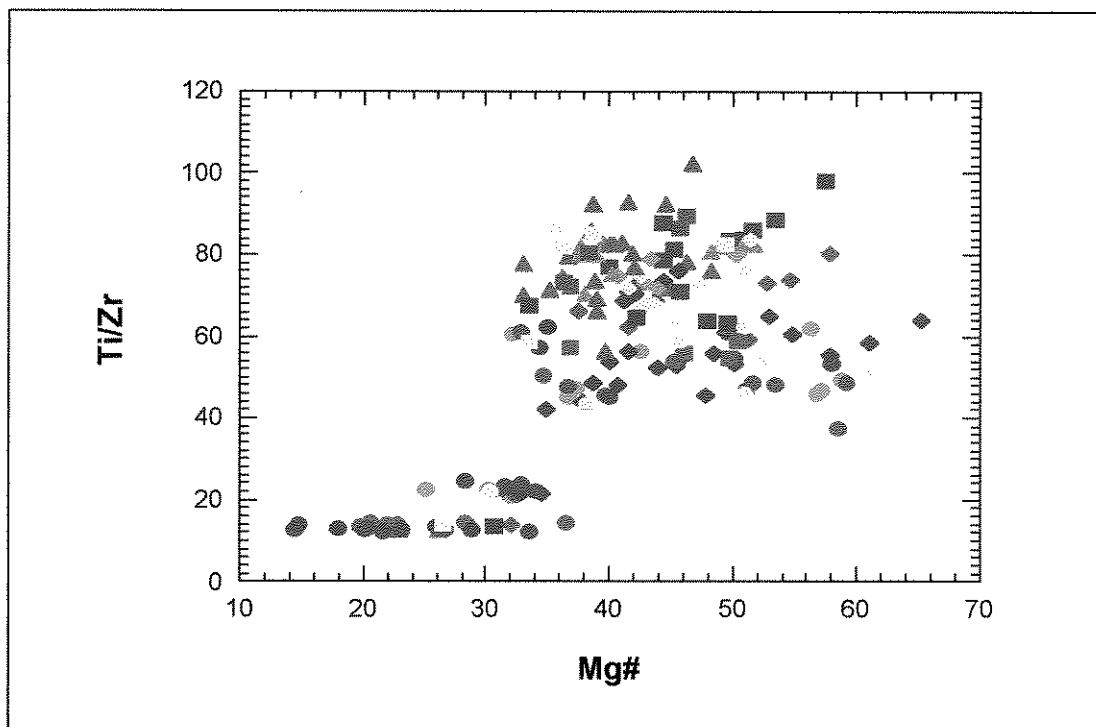


Figura 3.28: Diagrama de correlação entre o índice de diferenciação, $Mg^\#$ e a razão Ti/Zr . [Símbolos como na Figura 3.7].

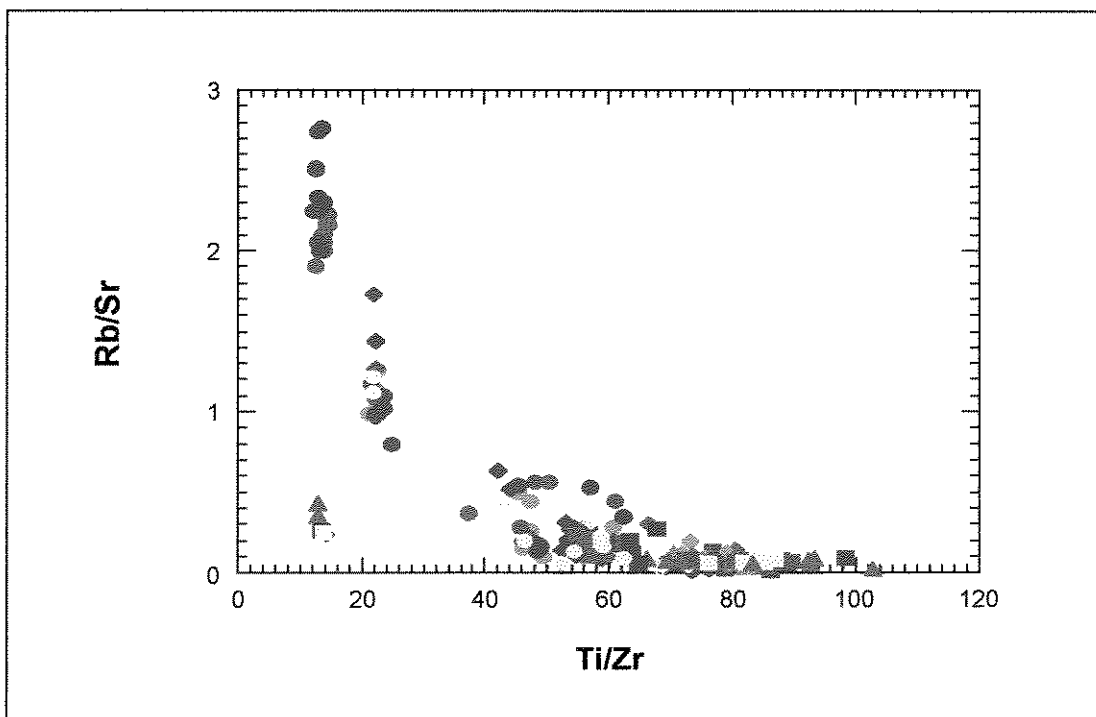


Figura 3.29: Diagrama de correlação entre as razões Ti/Zr e Rb/Sr . [Símbolos como na Figura 3.7].

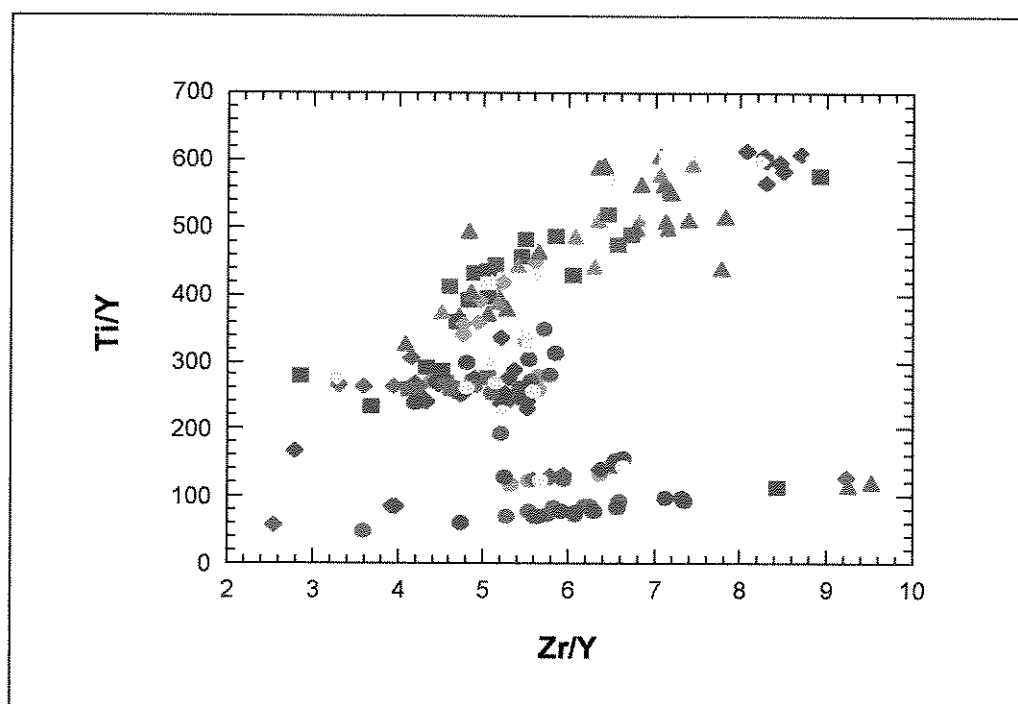


Figura 3.30: Diagrama de correlação entre as razões Ti/Y e Zr/Y. [Símbolos como na Figura 3.7].

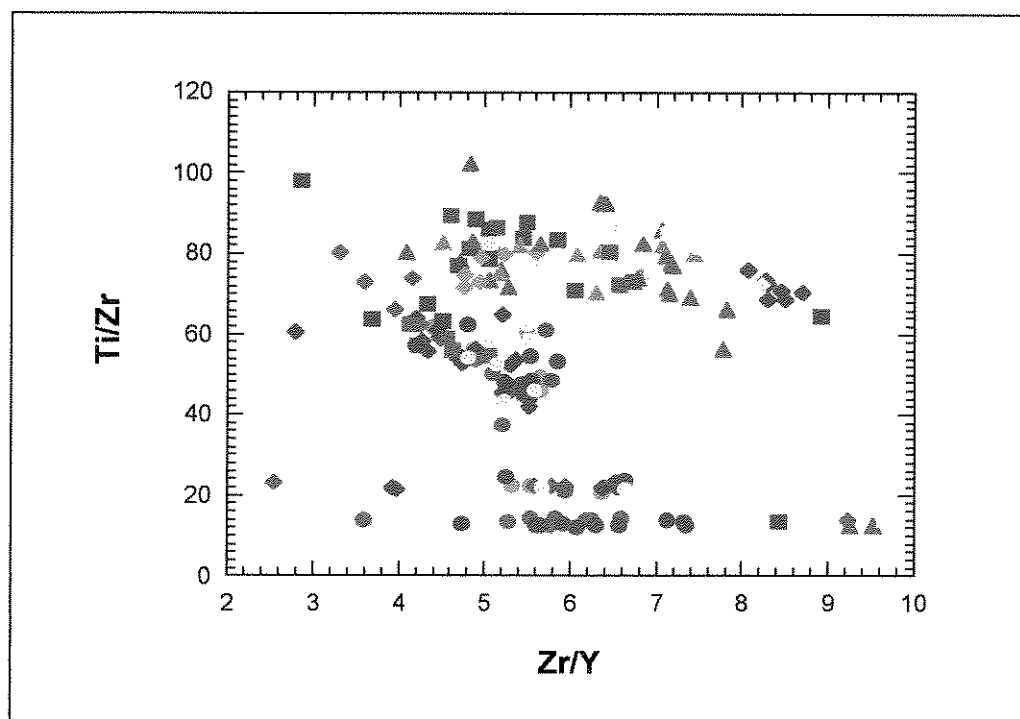


Figura 3.31: Diagrama de correlação entre as razões Ti/Zr e Zr/Y. [Símbolos como na Figura 3.7].

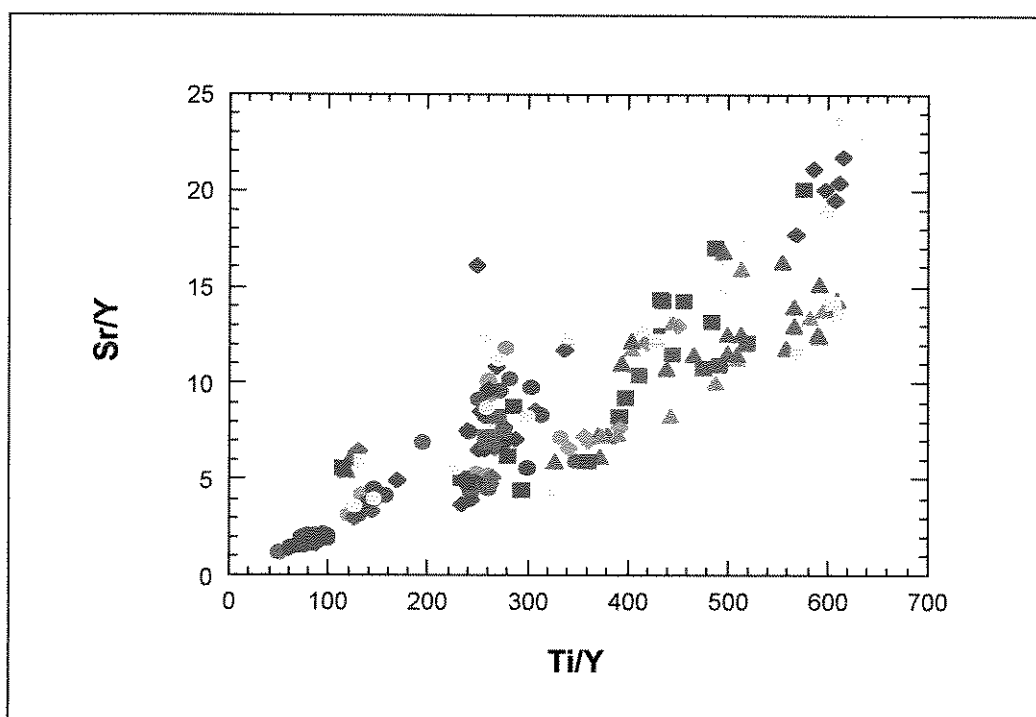


Figura 3.32: Diagrama de correlação entre as razões Ti/Y e Sr/Y. [Símbolos como na Figura 3.7].

Urubici ($Ti/Zr > 60$ e $Zr/Y > 8$). Nesses diagramas, o magma-tipo Ribeira de Peate *et al.* (1992), LPT da parte norte da província, não foi discriminado, talvez pela superposição dos seus caracteres químicos ora com o Gramado, ora com o Paranapanema.

Nos limites, onde os diferentes magmas-tipo se superpõem, as amostras foram classificadas com base nas respectivas localizações geográficas.

Amparados nas discussões acima e na literatura decidiu-se utilizar para as unidades caracterizadas a mesma denominação adotada por Peate *et al.* (1992), para os magmas-tipo. Esta decisão visa, em primeiro lugar, respeitar o pioneirismo desses autores nos estudos da estratigrafia química da província do Paraná e, também, não criar novas denominações para unidades já consagradas, por quase uma década.

Assim, as características das diferentes unidades basálticas identificadas neste estudo e a partir de Peate *et al.* (1992) e Peate (1997), são de forma sintética, apresentadas na Tabela 3.1.

Tabela 3.1: Características químicas das unidades basálticas da província do Paraná caracterizadas neste estudo.

Unidade	Caráter	TiO ₂	P ₂ O ₅	Ti/Y	Ti/Zr	Zr/Y	Sr/Y
Gramado	LPT	0,7 - 1,9	< 0,35	< 310	< 70	< 6	< 12
Esmeralda	LPT	1,1 - 2,2	< 0,35	< 310	> 60	3 - 4,5	< 12
Pitanga	HPT	> 3	> 0,35	> 450	> 65	6 - 8	< 18
Paranapanema	HPT	1,7 - 3,0	> 0,45	310 - 450	> 65	4,5 - 6	< 18
Urubici	HPT	> 3	0,2 - 0,65	> 550	> 60	> 8	> 18

Para as unidades ácidas, as principais características estão apresentadas na Tabela 3.2.

Tabela 3.2: Principais características químicas das unidades ácidas da província do Paraná caracterizadas neste estudo.

Unidade	Caráter	TiO ₂	P ₂ O ₅	Ti/Y	Ti/Zr	Zr/Y	Sr/Y
Caxias do Sul	LPT	0,9 - 1,1	< 0,35	50 - 150	20 - 25	< 8	3 - 5
Santa Maria	LPT	< 0,8	< 0,35	< 100	10 - 15	< 8	< 3
Chapécó	HPT	> 1,2	> 0,35	> 100	10 - 15	> 8	> 5

Em alguns casos, a utilização desses parâmetros não define a classificação clara de um derrame como pertencente a uma ou outra unidade. A distinção entre os magmas-tipo Gramado e Esmeralda é bastante difícil, quando considera-se apenas esses critérios, pois possuem características bastante semelhantes. Na porção sul da província, de acordo com o perfil esquemático NS de Peate *et al.* (1992) (Figura 1.4), observa-se que a unidade Esmeralda ocorre exclusivamente acima das ácidas. Porém, no sentido no norte, ele está assentado diretamente sobre o tipo Gramado e subjacente ora ao magma-tipo Ribeira (não caracterizado neste estudo) e ora ao Pitanga.

Vale ressaltar que, a partir desses critérios, a unidade Gramado corresponde aos basaltos Tafelberg e Albin (Duncan *et al.*, 1988; Peate, 1997) e a Urubici aos basaltos Khumib (Duncan *et al.*, 1988; Peate *et al.*, 1999) da Província de Etendeka, na Namíbia – SSW da África.

A disposição esquemática das litologias ao longo das três seções transversais EW, levantadas e no perfil LL, no norte do Paraná, é apresentada a seguir. As diferenças e semelhanças observadas em relação à proposta de Peate (1990) e Peate *et al.* (1992) são a seguir discutidas, considerando-se o possível caráter diacrônico da efusão do magmatismo da província apontada por Stewart *et al.* (1996) e Turner *et al.* (1999a; b) e pelos estudos magnetoestratigráficos de Ernesto & Pacca (1988).

3.1.3.2. Estratigrafia Química da Província do Paraná

A análise das dispersões geoquímicas dos diversos diagramas confirma e reforça a distinção dos grupos LPT e HPT dos basaltos da província (e.g. Bellieni *et al.*, 1984a), permitindo, ainda, a separação do grupo LPT nos tipos Gramado e Esmeralda e HPT nos tipos Pitanga, Paranapanema e Urubici.

Já, para as ácidas, normalmente separadas em porfírica do tipo Chapecó e afíricas do tipo Palmas é possível individualizar três grupos distintos. O primeiro com as ácidas afíricas do tipo Palmas dos perfis JS, SJ e topo do perfil LS, no Rio Grande do Sul, que correspondem ao tipo Santa Maria de Peate *et al.* (1992) e Garland *et al.* (1995). O segundo formado pelas ácidas porfíricas do tipo Chapecó do oeste de Santa Catarina (perfil GC) e as do Paraná e São Paulo, de Bellieni *et al.* (1984b; 1986b). O terceiro formado pelas ácidas afíricas do leste do Rio Grande do Sul (perfis CP, SV e BV e aquelas da porção média do perfil LS (entre as basálticas e as ácidas do tipo Santa Maria)) e de Santa Catarina (perfis GB e CN), que correspondem às ácidas do tipo Caxias do Sul de Peate *et al.* (1992) e Garland *et al.* (1995).

Todavia, quando se considera a distribuição geográfica das amostras analisadas, os dados aqui levantados, concordando com Peate (1990), não atestam a compartimentação geoquímica da província nas Zonas Sul, Central e Norte (e.g. Piccirillo *et al.*, 1988a).

Nesta sugestão de compartimentação geográfica da província a partir de critérios geoquímicos, os lineamentos tectônicos e/ou magnéticos do Rio Uruguai e Piquiri demarcam, respectivamente, a separação entre essas zonas. A zona Sul é dominada pelas lavas básicas LPT e ácidas afíricas do tipo Palmas. Na norte dominam os derrames básicos HPT e as ácidas porfíricas do tipo Chapecó. Já, a zona central seria constituída pelas lavas basálticas de P e Ti intermediário (IPT), além dos tipos HPT e LPT, e por derrames ácidos, tanto do tipo Palmas, como do Chapecó. Segundo Peate (1990), esta proposta facilita o tratamento da enorme quantidade de dados distribuídos numa grande área, mas esta compartimentação geográfica ficou, infelizmente, fortemente entranhada na literatura sobre a PICP como uma influência fundamental na composição química dos derrames, mesmo sem haver um controle óbvio desses lineamentos na natureza e na distribuição das lavas em superfície.

Em relação aos lineamentos, eles de fato parecem não terem exercido nenhum controle na efusão do vulcanismo. Parecem muito mais o resultado do prolongamento, no continente, dos lineamentos oceânicos de Asmus & Baisch (1983) formados em consequência da abertura do Atlântico Sul, portanto, posteriores ao extravasamento das lavas da província. No campo, ao longo do Lineamento do Rio Uruguai, por exemplo, na fronteira entre o RS e SC, entre uma

margem e outra do rio ocorreram deslocamentos normais entre derrames previamente contíguos, indicando o seu caráter pós-vulcânico. Portanto, seria melhor evitar ou, mesmo, abolir o uso dessa compartimentação geoquímica da província nas Zonas Norte, Central e Sul (e.g. Piccirillo *et al.*, 1988a).

Mesmo com algum predomínio de determinados litotipos nessas três regiões geográficas propostas, a disposição espacial das unidades caracterizadas revela que, possivelmente, houve um controle mais complexo na distribuição das unidades. Possivelmente relacionado à origem e à evolução dessas diferentes unidades e cuja elucidação deve depender, significativamente, de um bom controle da distribuição temporal das unidades.

A distribuição e disposição esquemática das unidades caracterizadas nos perfis é abordada a seguir, a partir do sul (Figura 3.33).

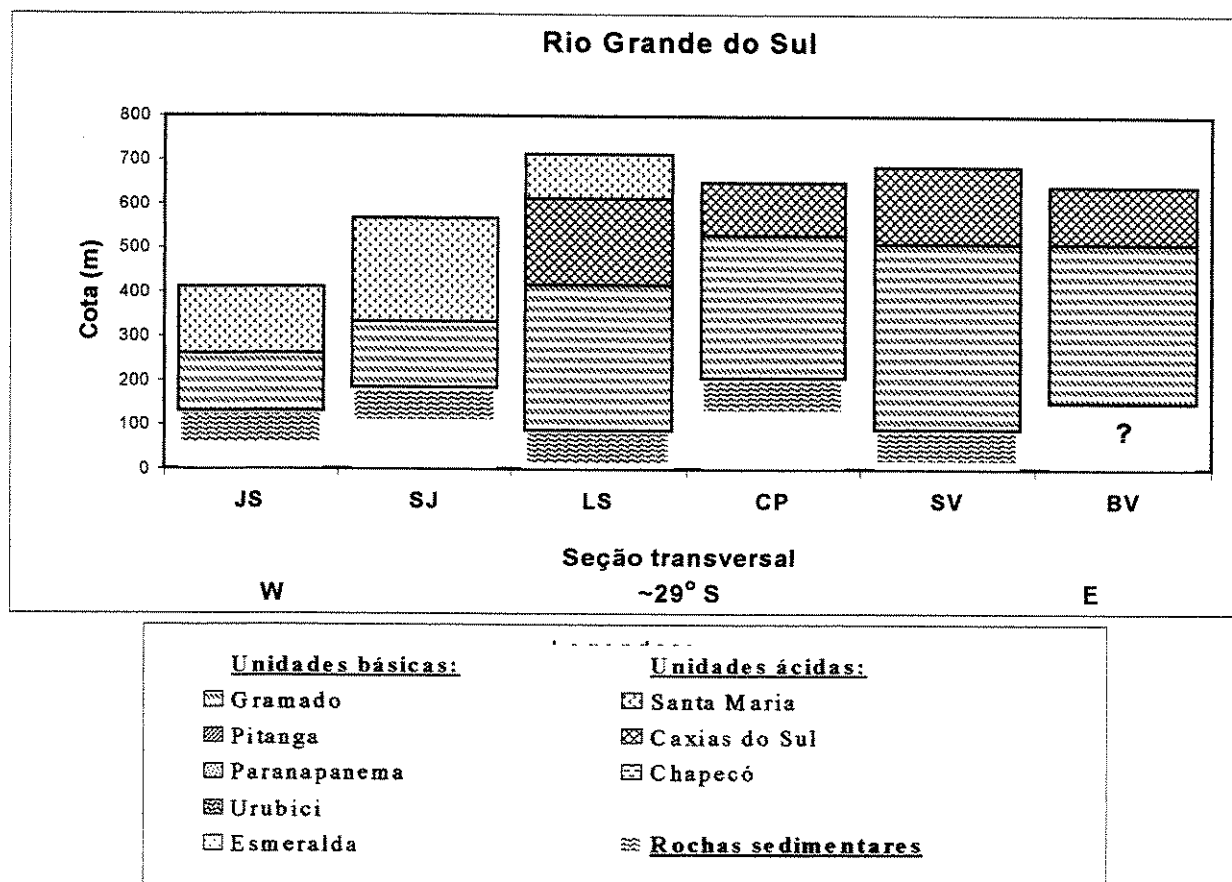


Figura 3.33: Disposição esquemática das unidades ao longo da seção transversal do Rio Grande do Sul, com base em critérios químicos, de elementos maiores e traços.

Na seção transversal do Rio Grande do Sul dominam amplamente as básicas LPT e as ácidas afíricas (Palmas). As litologias basálticas pertencem, exclusivamente, à unidade Gramado. Já, as ácidas definem dois grupos distintos, cuja ocorrência e distribuição é

controlada, tanto geográfica, como estratigraficamente. Um localizado na porção leste do seção e outro na porção oeste, que correspondem, respectivamente, às ácidas do tipo Caxias do Sul e Santa Maria de Peate *et al.* (1992) e Garland *et al.* (1995). Na porção mais central da seção transversal, no perfil LS, onde ocorrem ambas unidades ácidas, as do tipo Santa Maria estão sobrepostas às do tipo Caxias Sul. Isto denota, estratigraficamente, que as ácidas do tipo Santa Maria são posteriores às do tipo Caxias do Sul.

No pacote basáltico seção transversal do Rio Grande do Sul, não foi identificada a unidade Esmeralda. Possivelmente, por essa unidade estar, segundo Peate *et al.* (1992), estratigraficamente acima das ácidas, nessa porção sul da província. Nessa seção, não foram identificados derrames básicos acima das ácidas.

Na Seção transversal do Paraná (Figura 3.34) a disposição das unidades revela o amplo predomínio das lavas basálticas HPT com a presença subordinada das LPT. As ácidas, de ocorrência bastante restrita, são, exclusivamente, porfiríticas do tipo Chapecó. Os derrames basálticos HPT ($Ti/Y > 310$) definem dois grupos. Um com teores de TiO_2 maiores do que 3 % e o outro com os teores de TiO_2 situados entre 1,8 e 3,0 %, que correspondem, respectivamente, aos magmas tipos Pitanga e Paranapanema de Peate *et al.* (1992).

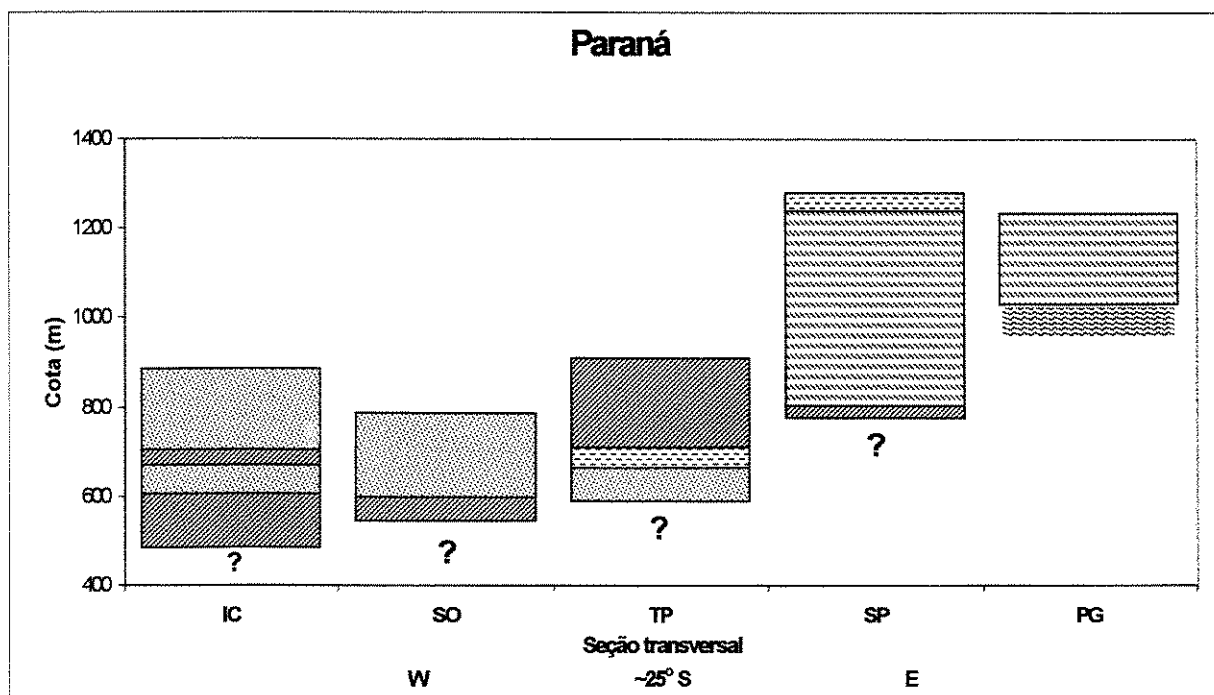


Figura 3.34: Disposição esquemática das unidades ao longo da seção transversal do PR, com base em critérios químicos, de elementos maiores e traços. A legenda é a mesma da Figura 3.33.

As lavas LPT (Gramado) ocorrem no leste da seção transversal do Paraná e compreendem toda seqüência do perfil PG e o intervalo médio do SP, onde está sobreposta à Pitanga. Mesmo com a falta de exposições da base da pilha vulcânica na maior parte dessa seção, é possível depreender que o magma tipo Pitanga forma, em geral, a porção inferior da pilha vulcânica estando, normalmente, recoberto pelo Paranapanema. A unidade Pitanga ocorre ainda intercalada à Paranapanema no perfil IC, mais a oeste, e sobreposto às ácidas no TP, no centro da seção. Esta recorrência verificada na distribuição dessas unidades basálticas no norte da província fortalece o caráter diacrônico, não cronoestratigráfico, das unidades defendido por Stewart *et al.* (1996) e Turner *et al.* (1999a).

Para norte da seção do Paraná, ocorrem apenas as unidades básicas HPT Pitanga e Paranapanema, com predomínio da primeira. As ácidas, de ocorrência subordinada, são, exclusivamente, porfíricas do tipo Chapecó, que foram identificadas somente entre Fartura e Pirajú, no sul do Estado de São Paulo.

No perfil LL, da mesma maneira que na porção oeste da seção do Paraná, a unidade Paranapanema está assentada sobre a Pitanga. Esta disposição preferencial do Pitanga sob o Paranapanema se observa também em outras seqüências de derrames menos expressivas, como na de Salto Grande – SP. Em geral, as demais exposições são essencialmente do tipo Pitanga, com a unidade Paranapanema localizada preferencialmente mais para oeste e noroeste tanto no Paraná como em São Paulo.

Na seção de Santa Catarina (Figura 3.35) ocorrem tanto os litotipos basálticos LPT (Gramado e Esmeralda), como HPT (Paranapanema, Pitanga e Urubici). Derrames da unidade Urubici ocorrem apenas na borda leste da seção (perfis GB e MI), intercalado aos da unidade Gramado. Cumpre ressaltar que a unidade Urubici (HPT) apresenta caráter geoquímico distinto do tipo Pitanga (HPT). Os perfis GB e MI são os únicos, em Santa Catarina, que expõem a base do pacote vulcânico. Nos perfis CN e GC, a oeste, a unidade Gramado constitui a parte inferior da seqüência e está coberta por derrames ácidos. Já, no perfil II, no extremo oeste do perfil composto, ocorre apenas a unidade Paranapanema assentada sobre a Pitanga.

As ácidas no perfil GB são exclusivamente afíricas (Palmas) e nos perfis CN e GC são porfíricas (Chapecó). No CN elas estão ainda cobertas por lavas basálticas LPT, que pela posição estratigráfica são do tipo Esmeralda (*cf.* Peate *et al.*, 1992). Quimicamente as ácidas dos perfis GB e CN, apesar das notáveis diferenças texturais, são, em termos químicos, correlacionadas com as do tipo Caxias do Sul, do leste do Rio Grande do Sul, enquanto as do perfil GC são correlacionáveis, petrográfica e quimicamente, com as ácidas do Paraná e São

Paulo. Alguns parâmetros químicos (Ti/Zr e Ti/Y), das ácidas do tipo Chapecó do perfil GC e norte da província são correlacionáveis com as do tipo Santa Maria.

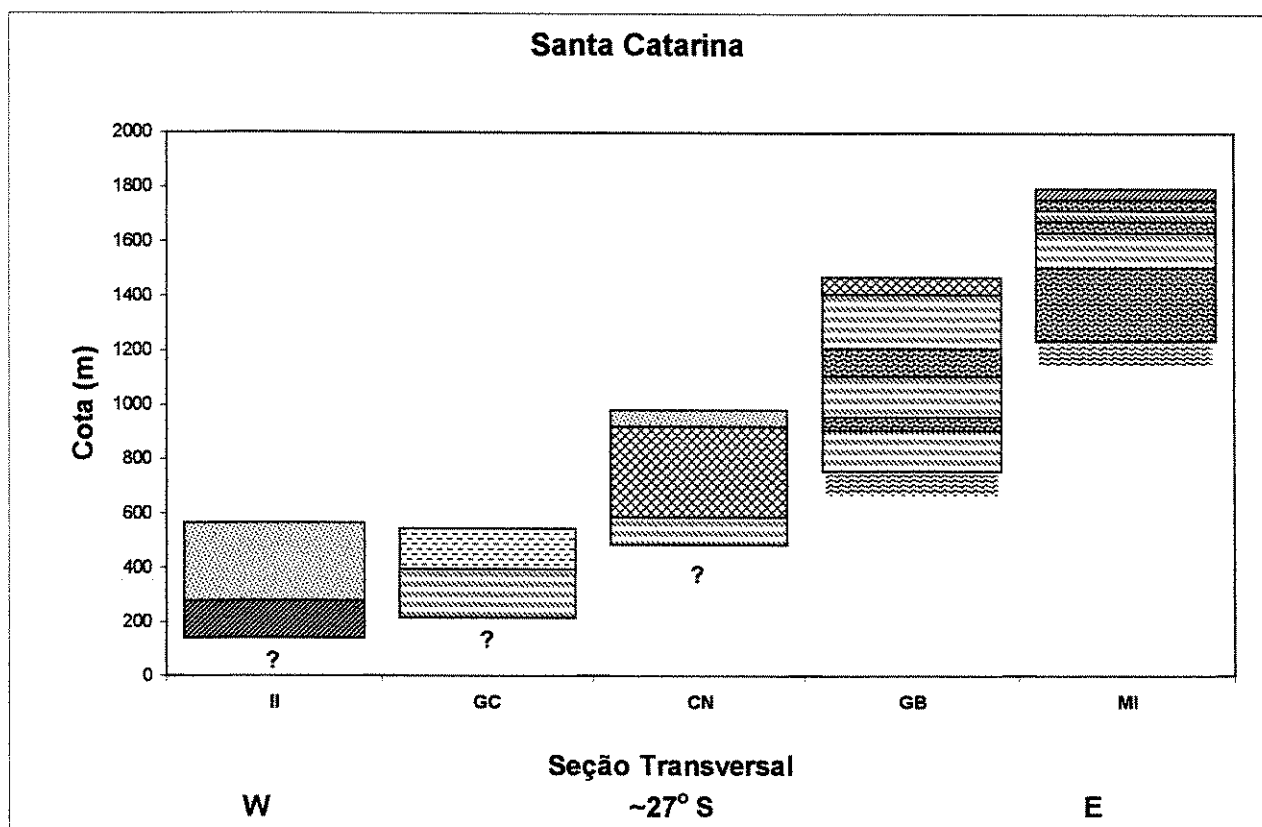


Figura 3.35: Disposição esquemática das unidades ao longo da seção transversal de Santa Catarina, com base em critérios químicos, de elementos maiores e traços. A legenda é a mesma da Figura 3.33.

3.1.3.3. Detalhamento da Estratigrafia Química

A partir da análise das dispersões das concentrações de elementos maiores e traços e da distribuição e disposição espacial das unidades selecionou-se amostras das seções transversais do Rio Grande do Sul (perfis JS, LS e BV), de Santa Catarina (perfil GB) e do perfil LL, no norte do Paraná, além de algumas amostras isoladas de São Paulo (BI e FP) para análises adicionais de elementos traços (Th, Hf, Cs, Sc, Ta, U e Co) e terras raras - ETR. As amostras contemplaram todas unidades básicas e ácidas identificadas ao longo da sucessão da província, exceto a Esmeralda.

Para os diagramas, deste ponto em diante, foi adotado um símbolo particular para cada tipo de unidade, independente da localização geográfica.

Há um aumento nítido dos teores de Th, U, Hf e Ta com a diminuição do $Mg^\#$. Todavia, para um mesmo índice de diferenciação, a unidade básica LPT (Gramado) é mais rica em Th e U e mais pobre em Hf e Ta, relativamente às HPT (Pitanga, Paranapanema e Urubici). Estas situações são bem ilustradas nas Figuras 3.36 e 3.37.

Os teores de Sc, por sua vez, diminuem com o decréscimo do $Mg^\#$ e apenas a unidade Urubici (HPT) é mais pobre em relação às demais unidades basálticas (Figura 3.38). Já, o Cs separa, claramente, os grupos basáltico e ácido, com as ácidas apresentando as maiores concentrações de Cs (Figura 3.39). Em ambos, todavia, os teores de Cs, praticamente, não variam com o $Mg^\#$.

Em relação aos ETR, os diagramas do $Mg^\#$ contra o La (Figura 3.40), o Ce, o Sm (Figura 3.41), o Nd e o Eu (Figura 3.42), revelam o crescimento das concentrações desses ETR leves e intermediários com a diminuição do $Mg^\#$ e, mais, que a unidade Urubici apresenta os maiores teores dentre as unidades básicas. A unidade ácida Chapecó também apresenta maiores teores de ETR do que as ácidas do sul.

A variação dos ETR pesados com $Mg^\#$ com os ETR pesados, Tb, Yb (Figura 3.43) e Lu, definem *trends* únicos e suaves de crescimento com a queda do índice de diferenciação.

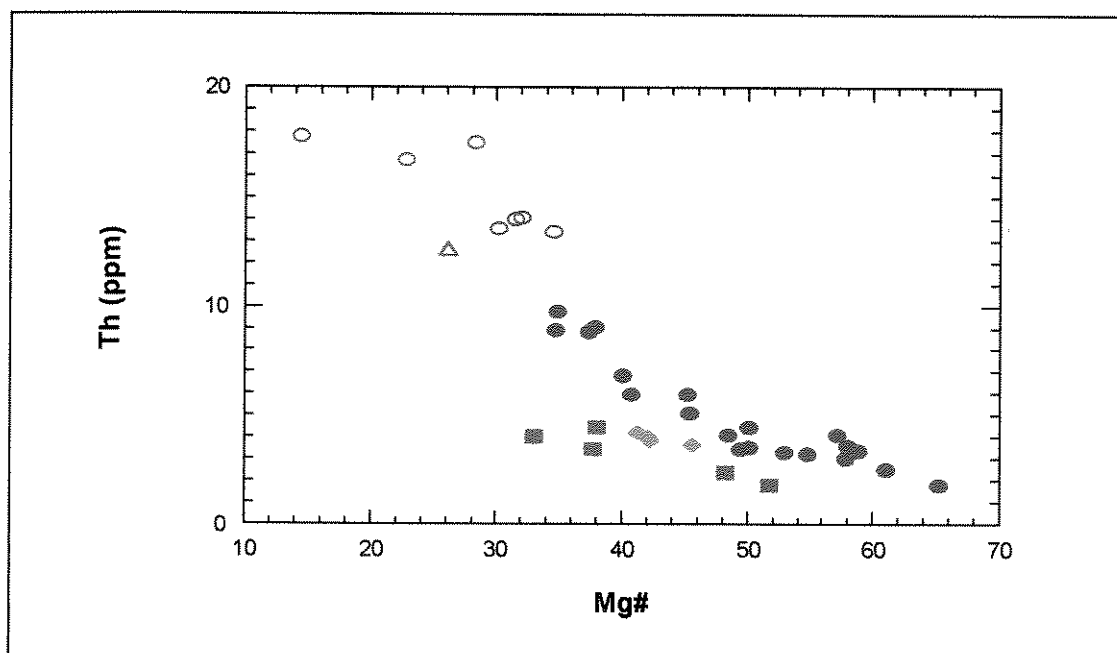


Figura 3.36: Diagrama de correlação entre o índice de diferenciação, $Mg^\#$, e o Th (ppm). [Símbolos: Gramado = Círculo vermelho cheio; Pitanga = quadrado verde cheio; Paranapanema = quadrado azul cheio; Urubici = losango cian cheio; Caxias do Sul = Círculo vermelho aberto; Santa Maria = Círculo verde aberto; Chapecó = Triângulo verde aberto]

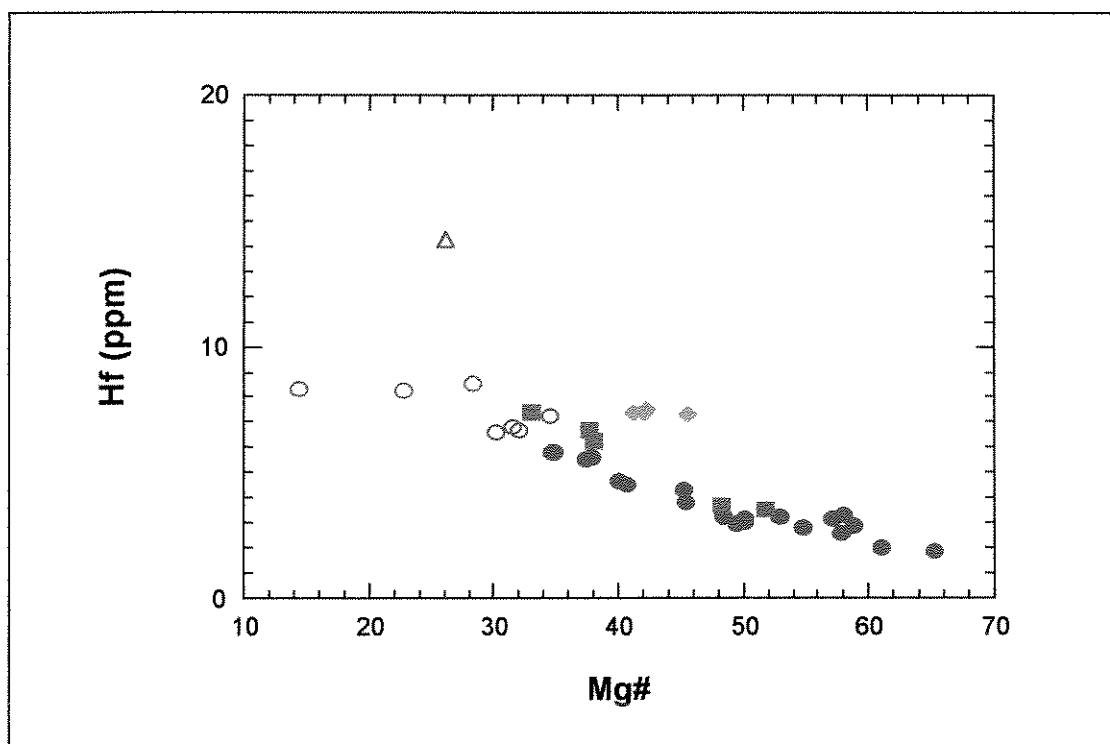


Figura 3.37: Diagrama de correlação entre o índice de diferenciação, $Mg^\#$, e o Hf (ppm). [Símbolos como na Figura 3.36]

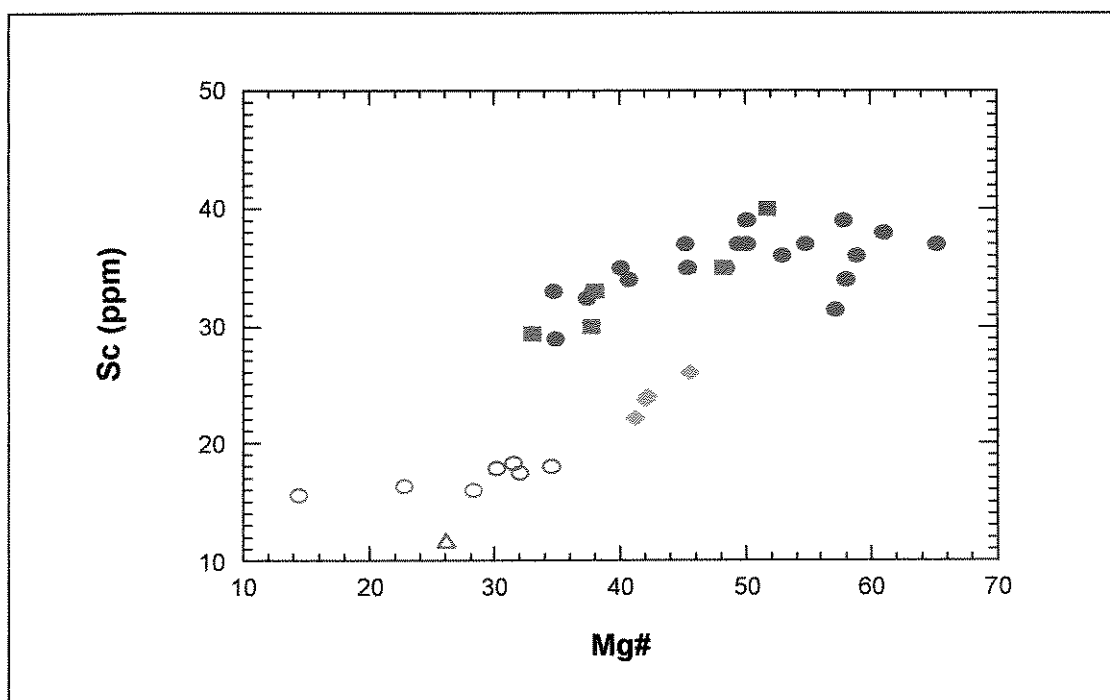


Figura 3.38: Diagrama de correlação entre o índice de diferenciação, $Mg^\#$, e o Sc (ppm). [Símbolos como na Figura 3.36]

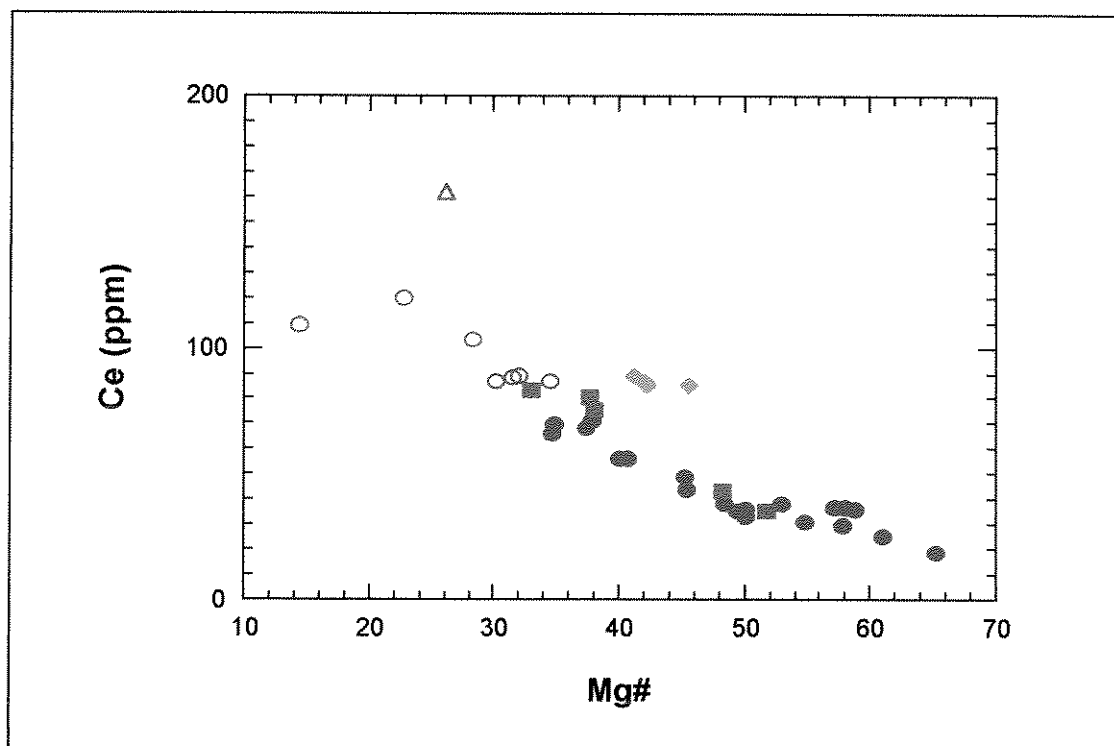


Figura 3.39: Diagrama de correlação entre o índice de diferenciação, $Mg^\#$, e o Ce (ppm). [Símbolos como na Figura 3.36]

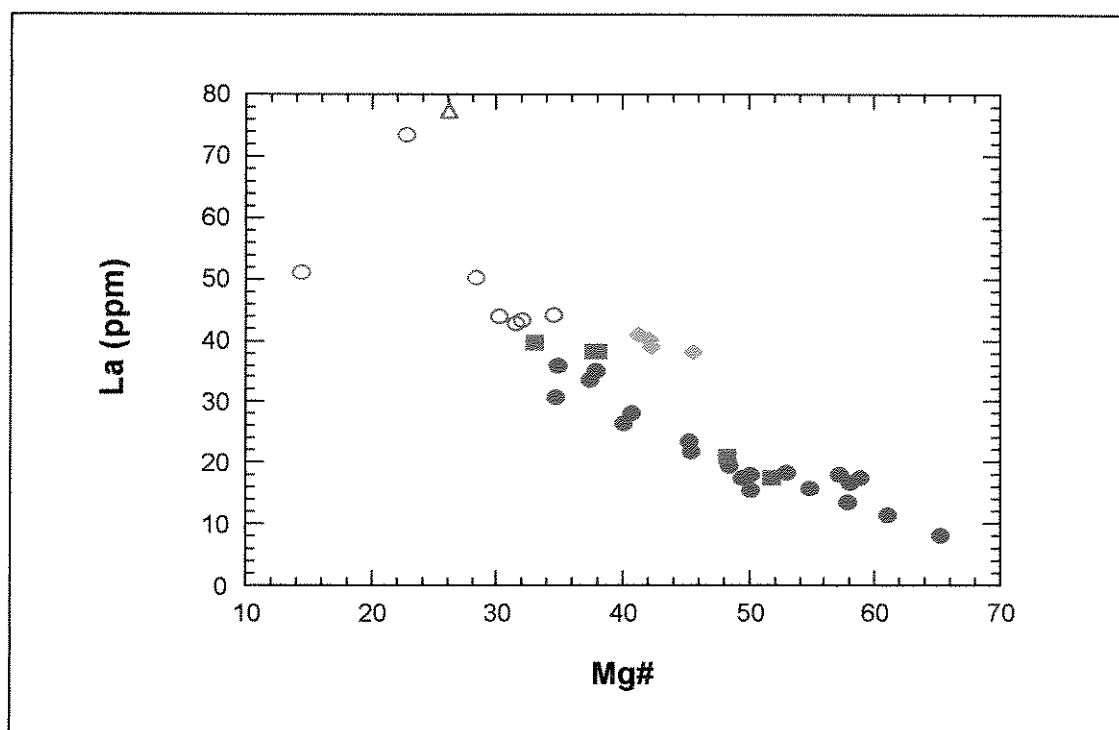


Figura 3.40: Diagrama de correlação entre o índice de diferenciação, $Mg^\#$, e o La (ppm). [Símbolos como na Figura 3.36]

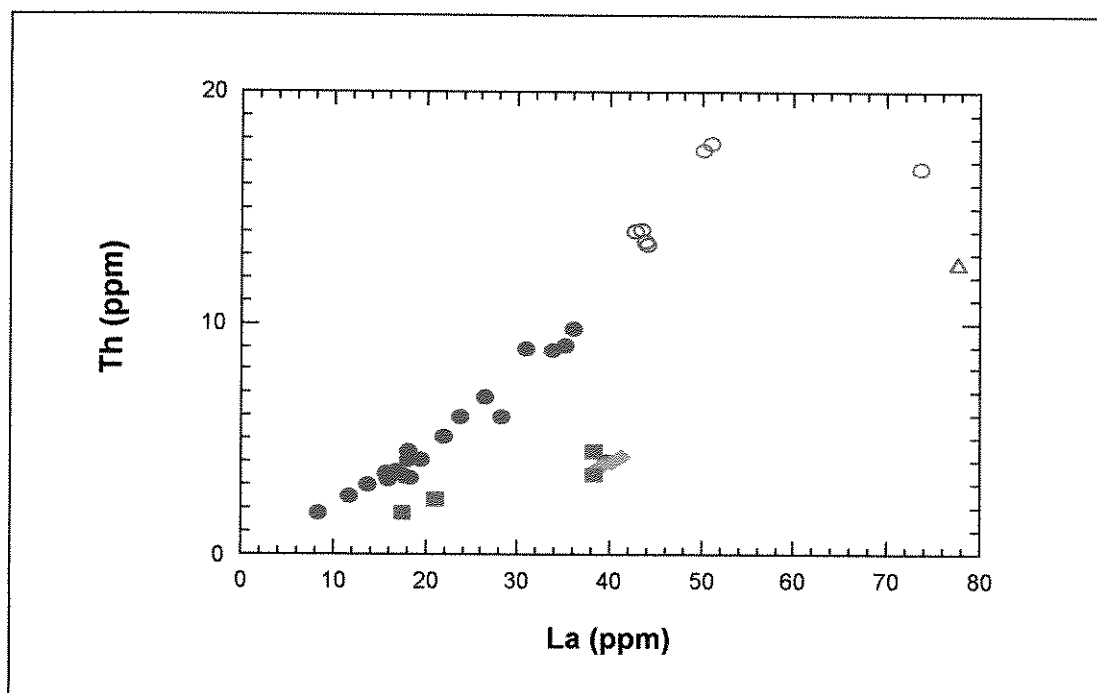


Figura 3.45: Diagrama de correlação entre os elementos traços La (ppm) e Th (ppm). [Símbolos como na Figura 3.36]

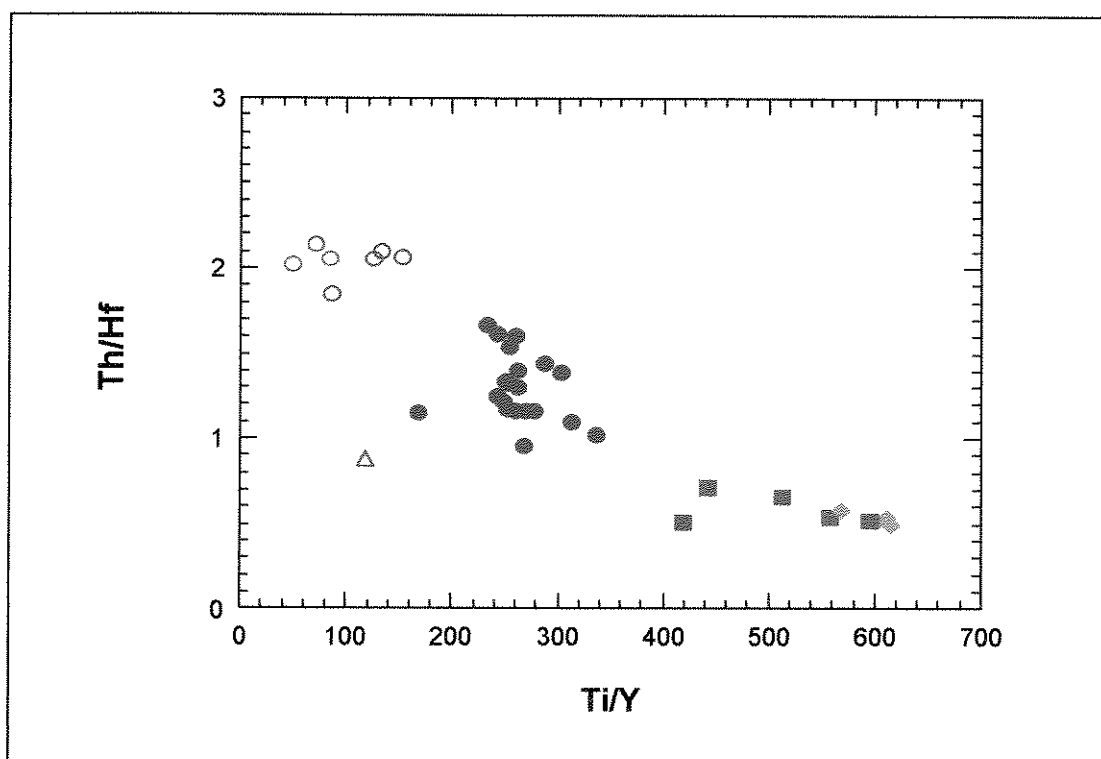


Figura 3.46: Diagrama de correlação entre razões de elementos traços, Ti/Y *versus* Th/Hf. [Símbolos como na Figura 3.36]

As figuras 3.44 e 3.45 ilustram bem a correlação positiva entre esses elementos traços de alto campo de força, segundo dois *trends* distintos. Um relativamente mais rico em Th e envolvendo as básicas LPT e as ácidas afíricas do sul (do Rio Grande do Sul e leste de Santa Catarina), outro englobando as básicas HPT e as ácidas porfíricas do norte.

Os diagramas de correlação entre razões de elementos traços de alto campo de força e imóveis, como Ti/Y *versus* Th/Hf (Figura 3.46), também delimitam as básicas LPT e HPT e as ácidas Palmas e Chapecó. O grupo HPT apresenta razões Th/Hf < 1 e o LPT > 1, enquanto as ácidas do norte apresentam Th/Hf < 1 e as do sul > 1,8.

Os ETR são tradicionalmente apresentados em diagramas nos quais as concentrações desses elementos estão normalizadas com valores de referência, em geral condriticos, propostos por Sun & McDonough (1989), cujos valores são bastante próximos às médias dos Condritos C1 de Evensen *et al.* (1978), Boynton (1984) e Taylor & McLennan (1985).

O grau de fracionamento das ETR e as medidas das anomalias de Eu (Eu/Eu*) nas unidades caracterizadas são apresentados em seguida, na Tabela 3.3. A unidade Esmeralda não foi dosada para os ETR.

Tabela 3.3: Razões $(La/Yb)_N$, $(La/Sm)_N$, $(Sm/Lu)_N$, $(Tb/Yb)_N$ e Eu/Eu* nas unidades básicas e ácidas caracterizadas neste estudo sobre a província do Paraná.

Unidade	$(La/Yb)_N$	$(La/Sm)_N$	$(Sm/Lu)_N$	$(Tb/Yb)_N$	Eu/Eu*
Gramado (n = 20)	$5,31 \pm 1,22$	$2,72 \pm 0,24$	$2,17 \pm 0,37$	$2,22 \pm 0,44$	$0,73 \pm 0,09$
Paranapanema (n = 3)	$6,47 \pm 2,05$	$2,80 \pm 0,27$	$2,44 \pm 0,23$	$2,34 \pm 1,00$	$0,89 \pm 0,14$
Pitanga (n = 3)	$8,59 \pm 2,90$	$2,67 \pm 0,14$	$3,47 \pm 0,55$	$2,96 \pm 0,73$	$0,79 \pm 0,08$
Urubici (n = 4)	$9,35 \pm 0,58$	$2,55 \pm 0,12$	$4,91 \pm 0,90$	$3,24 \pm 0,30$	$0,93 \pm 0,05$
Caxias do Sul (n = 4)	$9,85 \pm 1,51$	$3,36 \pm 0,03$	$2,78 \pm 0,20$	$2,85 \pm 0,47$	$0,54 \pm 0,03$
Santa Maria (n = 3)	$7,24 \pm 1,38$	$3,19 \pm 0,14$	$2,23 \pm 0,62$	$2,24 \pm 0,26$	$0,50 \pm 0,06$
Chapecó (n = 1)	13,90	3,38	3,78	3,59	0,72

n = número de amostras.

N subscrito = normalizado aos condritos de Sun & McDonough (1989).

Na Tabela 3.3, apesar de haver alguma sobreposição entre as unidades, evidenciada pelos desvios padrões, é perceptível o aumento das razões $(La/Yb)_N$, $(La/Sm)_N$ e $(Sm/Lu)_N$ com o grau de evolução. Todavia, as razões entre os ETR pesados, $(Tb/Yb)_N$, são as que apresentam a menor variação no conjunto das unidades.

As razões Eu/Eu* são sistematicamente menores do que 1, sendo que as unidades ácidas Santa Maria e Caxias do Sul (tipo Palmas) apresentam as maiores anomalias negativas, enquanto as do tipo Chapecó são comparáveis à média da unidade básica Gramado.

Assim, a unidade Gramado (LPT) apresenta, relativamente às demais unidades básicas, uma significativa anomalia negativa de Eu e, ainda, um enriquecimento expressivo dos ETR

leves em relação aos pesados e suave dos ETR leves relativamente aos intermediários e dos intermediários em relação aos pesados.

As unidades básicas HPT (Pitanga e Urubici) apresentam anomalias negativas de Eu suaves ($\sim 0,8$ a $\sim 0,9$) e os maiores enriquecimentos dos ETR leves em relação aos pesados e dos intermediários relativamente aos pesados. As duas unidades apresentam, ainda, os menores enriquecimentos dos ETR leves em relação aos intermediários.

As abundâncias dos ETR na unidade Paranapanema (IPT) é intermediário ao das unidades HPT (Pitanga e Urubici) e a LPT (Gramado).

As unidades ácidas, além das anomalias de Eu, apresentam os maiores enriquecimentos dos ETR leves em relação aos pesados e aos intermediários. Apresentam ainda enriquecimento suave dos ETR intermediários em relação aos pesados, exceto na unidade Chapecó, cujo enriquecimento dos ETR intermediários em relação aos pesados, também é expressivo $[(Tb/Yb)_N = 3,59]$.

Os padrões dos ETR normalizados aos condritos das unidades básicas (Figura 3.47) e das unidades ácidas (Figura 3.48) ilustram as variações nas abundâncias desses elementos no pacote vulcânico da província.

Merecem destaque nos padrões dos ETR das unidades básicas: a anomalia negativa de Eu e o alinhamento praticamente sub-horizontal entre os ETR intermediários e pesados na unidade Gramado; os padrões de abundância praticamente lineares e o caráter mais fracionado das unidades Paranapanema, Pitanga e Urubici com anomalias negativas de Eu incipientes.

Os padrões dos ETR das unidades ácidas (Figura 3.48) ilustra as anomalias negativas de Eu, principalmente nas unidades Caxias do Sul e Santa Maria e de forma menos saliente na unidade Chapecó. Ilustra, ainda, o fracionamento dos ETR leves em relação aos intermediários e pesados e as maiores abundâncias de ETR leves e intermediários na unidade Chapecó.

As anomalias negativas de Eu maiores das unidades Caxias do Sul e Santa Maria, do que na Chapecó, deve refletir a maior quantidade de fenocristais de plagioclásio na última.

As unidades podem, ainda, serem consideradas a partir dos diagramas multi-elementares normalizados ao manto primordial de Sun & McDonough (1989) (Figura 3.49).

A unidade básica LPT (Gramado) mostra um padrão nitidamente distinto em relação às unidades básicas IPT (Paranapanema) e HPT (Pitanga e Urubici). Apresenta concentrações maiores dos elementos de baixo campo de força em relação aos ETR leves e aos de alto campo de força, e uma anomalia negativa de Ti e um empobrecimento de Nb e Ta em relação ao La.

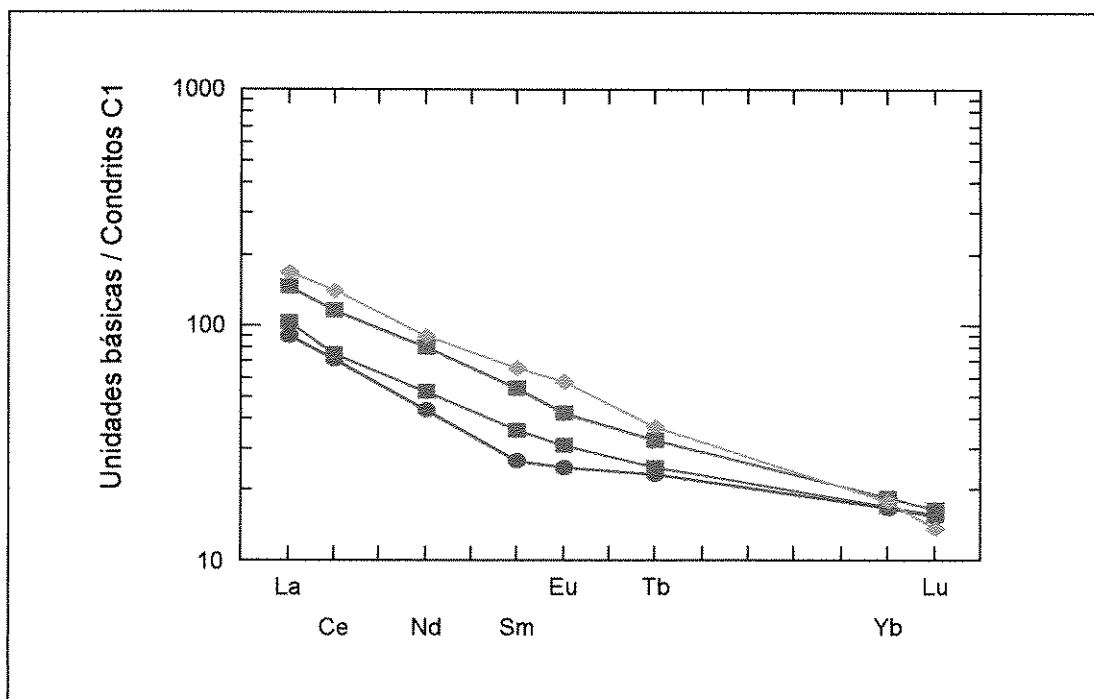


Figura 3.47: Padrão dos elementos terras raras, normalizados aos Condritos C1 de Sun & McDonough (1989), da média das abundâncias nas unidades basálticas caracterizadas neste estudo. Símbolos: Gramado = círculo cheio vermelho; Pitanga = quadrado cheio verde; Parapanema = quadrado cheio azul; Urubici = losango cheio ciam.

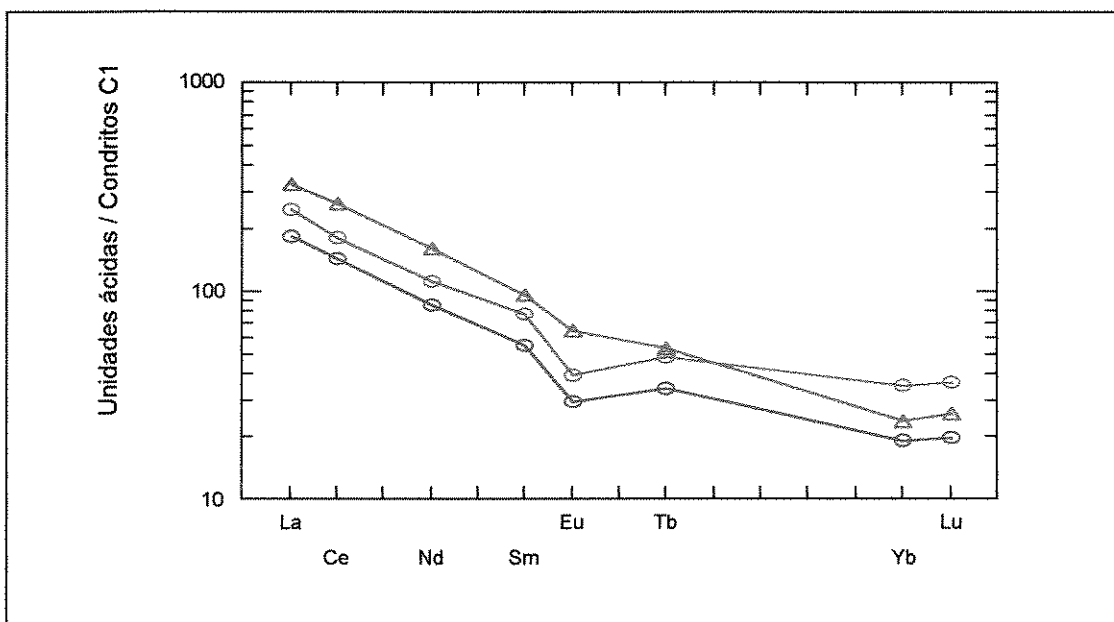


Figura 3.48: Padrão dos elementos terras raras, normalizados aos Condritos C1 de Sun & McDonough (1989), da média das abundâncias nas unidades ácidas caracterizadas neste estudo. Símbolos: Caxias do Sul = círculo vazio vermelho; Santa Maria = círculo vazio verde; Chapecó = triângulo vazio verde.

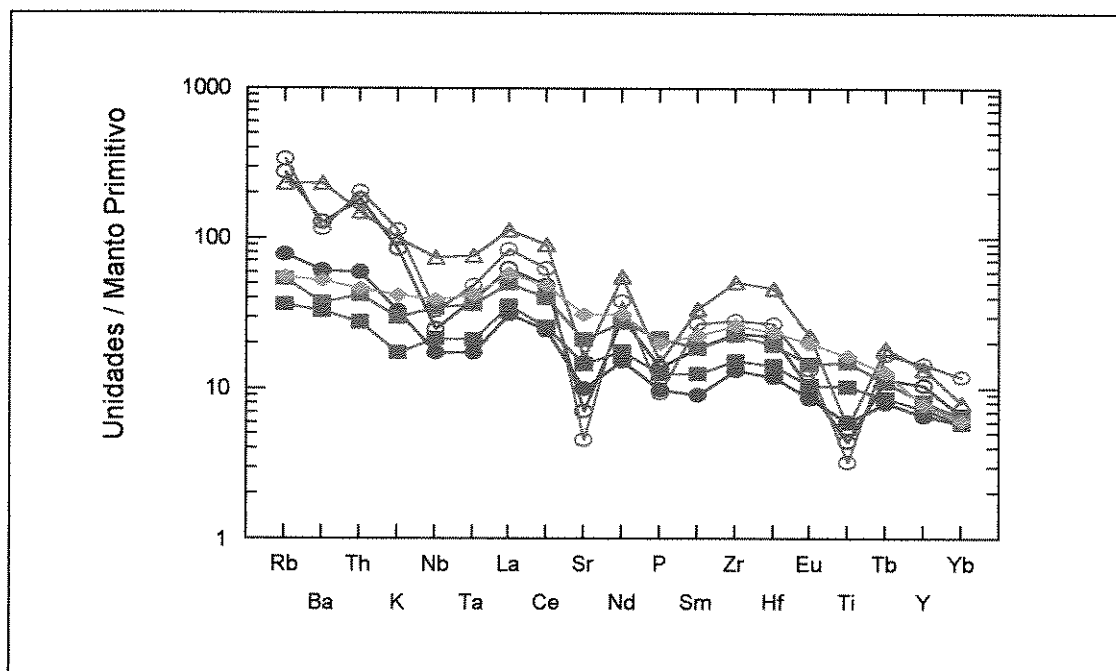


Figura 3.49: Diagrama multi-elementar (*spidergramas*) da média das unidades caracterizadas na província do Paraná normalizado ao manto primordial de Sun & McDonough (1989). [Símbolos: Gramado = círculo cheio vermelho; Pitanga = quadrado cheio verde; Paranapanema = quadrado cheio azul; Urubici = losango cheio ciano; Caxias do Sul = círculo vazio vermelho; Santa Maria = Círculo vazio verde; Chapecó = triângulo vazio verde]

As unidades IPT (Paranapanema) e HPT (Pitanga) apresentam padrões semelhantes, com diferenças apenas nas abundâncias relativas. Tal diferença pode ser diagnosticada pelo maior teor de Ti da unidade Pitanga em comparação com a unidade Paranapanema. As anomalias negativas de Nb-Ta em relação aos ETR leves e aos elementos de baixo campo de força são semelhantes nas duas unidades, mas menos salientes do que na unidade Gramado.

O padrão da unidade HPT Urubici (que apresenta os maiores teores de TiO_2) possui feições semelhantes à unidade Pitanga, mas as abundâncias relativas são sistematicamente maiores e se distingue pelo maior fracionamento dos ETR pesados, $(\text{Tb/Yb})_N$, (Tabela 3.3).

As unidades ácidas apresentam padrões multi-elementares bastante similares aos das básicas geograficamente associadas. As unidades Santa Maria e Caxias do Sul apresentam padrões idênticos ao da unidade Gramado e a Chapecó ao da Pitanga. Contudo a unidade Santa Maria é mais rica em elementos de baixo e de alto campo de força em relação à Caxias do Sul. Já a unidade Caxias do Sul apresenta anomalias negativas mais proeminentes de Sr, P e Ti do que a Santa Maria. Por sua vez, a unidade Chapecó, além das anomalias Nb-Ta menos

pronunciadas do que as unidades Caxias do Sul e Santa Maria, apresenta concentrações maiores de elementos traços incompatíveis, como Nb, Ta, Zr e Hf, do que essas unidades ácidas do sul.

O detalhamento da estratigrafia química da província, a partir de elementos traços adicionais e de ETR confirmou a distinção prévia entre as unidades.

Deve ser enfatizado ainda que as unidades estratigráficas foram estabelecidas com base apenas nas características composicionais e portanto não possuem o caráter estratigráfico utilizado em outras províncias de CFB (e.g. Columbia River e Traps Siberianos), onde derrames individuais ou mesmo conjuntos de derrames possuem significado cronoestratigráfico e podem ser correlacionados regionalmente. Neste estudo, a disposição das unidades no pacote vulcânico da província, seja nos seções transversais ou nos perfis individuais, revela o caráter diacrônico das unidades, já apontado por Turner *et al.* (1994; 1999a; b) e Stewart *et al.* (1996), principalmente para as unidades basálticas do norte da província.

3.1.4. Comentários Petrogenéticos

Não fazem parte dos objetivos deste trabalho a elaboração nem a discussão de possíveis modelos de geração e de evolução petrogenética do pacote vulcânico ou mesmo das unidades caracterizadas na província. Mesmo assim, alguns aspectos genéticos das diferentes unidades caracterizadas, principalmente das básicas, são enfocados. Fundamentalmente, para amparar a abordagem da metalogenia dos EGP.

A interpretação das variações geoquímicas em rochas basálticas, em termos de processos petrogenéticos, é grandemente facilitada, segundo Lightfoot *et al.* (1994), nos casos em que há um bom controle espacial e temporal da seqüência relativa dos derrames. Os autores exemplificam essa situação nas províncias de CFB jovens e relativamente não deformadas, como a do Deccan, a do Paraná, a da Columbia River e a dos Traps Siberianos.

Apesar de relativamente jovem e não deformada, este não parece ser o caso da província, pois as unidades quimicamente caracterizadas não apresentam o caráter cronoestratigráfico das unidades das demais províncias de CFB citadas acima, como exemplo. Mais ainda, mesmo este estudo sugerindo a migração do magmatismo de leste para oeste e de sul para norte, ainda está aberta a discussão sobre a duração do evento magmático, sobre as taxas de efusão e sobre a própria evolução espaço-temporal do magmatismo (item 4.3).

A província do Paraná apresenta algumas características particulares distintivas em relação às outras províncias de CFB. Em geral, os derrames basálticos das províncias de CFB tendem a apresentar concentrações de sílica e potássio maiores do que as dos basaltos tipicamente oceânicos. Mesmo assim, chama atenção, por exemplo, teores de SiO_2 entre 53 e 58% verificados, principalmente, na porção sul da província. Teores dessa magnitude são raros em outras províncias de CFB e são observados apenas, por exemplo, nos derrames basálticos da Columbia River (e.g. Hopper, 1988) e nos doleritos da Tasmânia (e.g. Hergt *et al.*, 1989). Outra particularidade da província do Paraná é a ausência de derrames picríticos, comuns em outras províncias, como na do Karoo (e.g. Cox, 1988) e na dos Traps Siberianos (e.g. Naldrett *et al.*, 1992). Na verdade, uma única amostra picrítica ($\text{MgO} = 15\%$) foi identificada recentemente na base da sucessão vulcânica de Etendeka (Gibson *et al.*, 1997 *in*: Peate, 1997).

Na questão da gênese e evolução das províncias de basaltos continentais e da província do Paraná, em particular, dois aspectos provocam grande debate e controvérsia na literatura. A primeira é a definição da fonte mantélica precisa desses magmas e a segunda é a determinação do mecanismo termal capaz de produzir esses extraordinários volumes de lavas.

Em relação à fonte mantélica, os magmas das províncias de CFB podem ser atribuídos à, no mínimo, três reservatórios mantélicos distintos, o manto tipo MORB, o tipo OIB e o manto litosférico continental. Para os dois primeiros as variações composicionais já estão razoavelmente reconhecidas (e.g. Zindler & Hart, 1986), mas o reservatório litosférico continental parece ser bastante heterogêneo (McDonough, 1990). O problema da fonte primária fica, em particular, complicado pelas possibilidades de contaminação desses magmas pela crosta continental durante sua evolução.

O mecanismo para a geração dessas quantidades espetaculares de magmas exige a presença de uma grande anomalia termal no manto. Em geral, essa anomalia é atribuída a uma pluma mantélica (e.g. Morgan, 1981). Na maioria dos modelos a fusão é gerada relativamente rápido pela descompressão da pluma mantélica, sendo que os modelos diferem no mecanismo pelo qual a descompressão ocorre.

A província do Paraná é caracterizada, já nos levantamentos de campo, pela nítida separação entre o pacote inferior “basáltico” e o superior “riolítico”. A seqüência vulcânica como um todo apresenta caráter nitidamente tholeiítico, conforme diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) (Figura 3.5). Porém, no detalhe, esse diagrama revela que algumas amostras da unidade Gramado, do sul da província, estão levemente deslocadas, apresentando uma natureza transicional para o *trend* cálcio – alcalino. No ambiente tectônico de rifteamento

continental essa natureza transicional poderia ser devido à atuação de processos de contaminação / assimilação crustal durante a ascensão desses magmas. Mas não apenas isso, esse caráter transicional poderia ser, também, apenas efeito da atuação de processos tardios de alteração (hidrotermalismo e/ou intemperismo). Todavia, não foram identificadas amostras de natureza transicional do norte da província, mesmo elas apresentando feições resultantes da alteração tardia. Isto sugere que o caráter transicional das amostras do sul pode, possivelmente, refletir a atuação de processos de contaminação / assimilação crustal na porção sul da província e, mais, que tais processos foram inexpressivos ou não ocorreram no norte.

A sucessão de derrames básicos a intermediários da província, em termos composicionais, é caracterizada pelos baixos teores de MgO (2,71 – 7,79%) e, em geral, pelos baixos conteúdos de elementos compatíveis (< 100 ppm Ni). Derrames de composição mais máfica (MgO > 6,5%) são escassos e apresentam índices de diferenciação ($Mg^{\#} = 65$) bastante afastados das composições esperadas para fusões que estiveram em equilíbrio como o manto peridotítico. Estas características sugerem que tais magmas foram submetidos a importante cristalização fracionada, em *sills* na base da crosta (cf. Cox, 1980). Por isso, aparentemente, é que os *trends* de elementos maiores, dentro de cada uma das unidades, devem ter sido controlados, primariamente, pela cristalização fracionada de uma extração de características gabróicas, constituída de olivina, clinopiroxênio, plagioclásio e $\pm$ óxidos de Fe-Ti (cf. Cox, 1980; Bellieni *et al.*, 1984a e Peate, 1990).

Assim, as unidades LPT e HPT não podem ser relacionadas apenas por cristalização fracionada ($\pm$ assimilação crustal) de assembléias de fases minerais semelhantes de um magma primitivo homogêneo, pois apresentam sobreposição no intervalo de variação do $Mg^{\#}$, para diferentes teores de TiO_2 . A distinção entre as unidades LPT e HPT fica evidente na avaliação das variações dos conteúdos de ETR. As unidades HPT são mais pobres em ETR pesados relativamente aos intermediários, em comparação com as LPT (Tabela 3.3). Tais diferenças devem ter origem profunda e são sugestivas de processos de fusão diferentes (em profundidades distintas ?) ou fontes diferentes para os dois agrupamentos (e.g. Peate, 1997; Sharma, 1997). Ainda, as maiores razões La/Sm das unidades LPT, em relação às HPT, poderiam refletir a contaminação desses magmas pela crosta continental durante sua ascensão, de acordo com a sugestão feita por Lightfoot *et al.* (1993), para os Traps Siberianos.

Para as fusões geradas a partir do manto primitivo são esperadas razões Th/Ta de cerca de 2,3 (e.g. Sun & McDonough, 1989). Devido ao Th e Ta serem elementos altamente incompatíveis, é esperado que as fusões retenham suas razões Th/Ta durante a cristalização

fracionada num sistema fechado. Portanto, de acordo com a Figura 3.50, as unidades HPT como as LPT devem ter evoluído com razões Th/Ta completamente distintas.

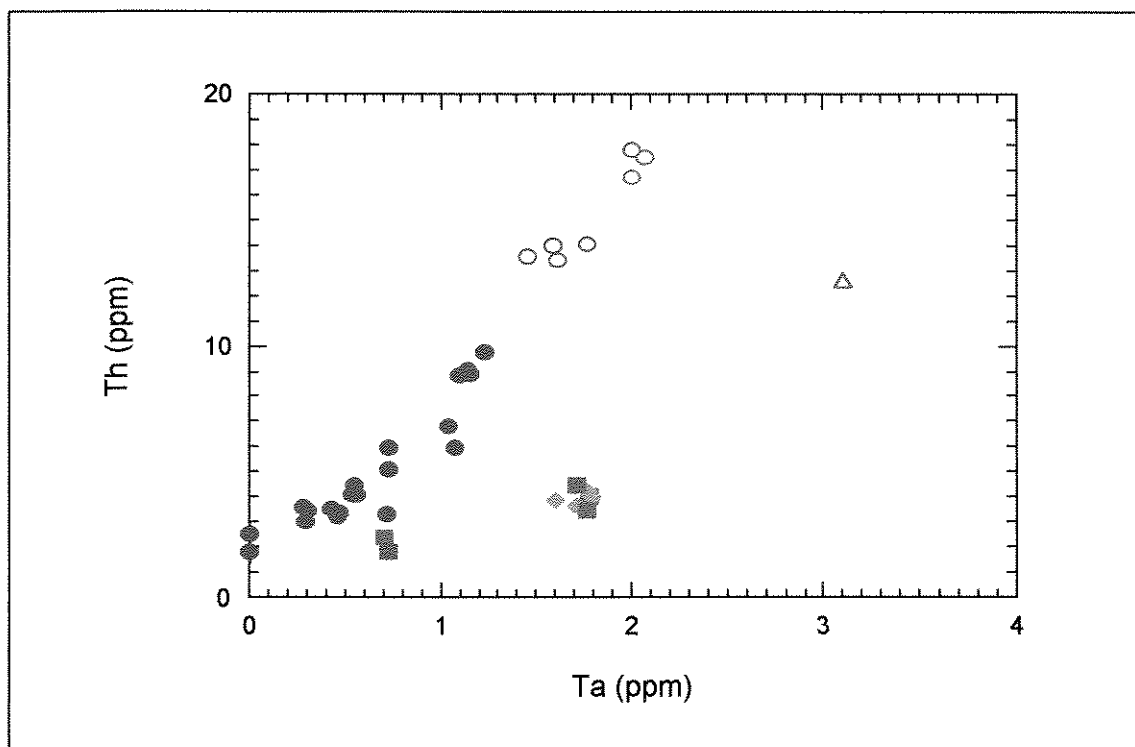


Figura 3.50: Diagrama de correlação Ta versus Th, evidenciando as distintas razões Th/Ta das unidades básicas e ácidas da província. [Símbolos: Gramado = círculo cheio vermelho; Pitanga = quadrado cheio verde; Paranapanema = quadrado cheio azul; Urubici = losango cheio cian; Caxias do Sul = círculo vazio vermelho; Santa Maria = Círculo vazio verde; Chapecó = triângulo vazio verde]

As razões Th/Ta das unidades LPT são muito maiores do que as esperadas pela cristalização fracionada em sistema fechado de fusões oriundas do manto primitivo. Por outro lado, as razões Th/Ta são praticamente constantes tanto para as unidades LPT, como para as HPT. As amostras LPT (Gramado) apresentam uma razão de cerca de 8,2, para um amplo intervalo de concentrações de Th e Ta, sugerindo portanto, uma fonte magmática com razão Th/Ta de ~ 8,2. Todavia, quando se leva em consideração que a crosta continental poderia ter razões Th/Ta de até 10 (e.g. Condie, 1993), as razões observadas nas lavas LPT seriam, então, consistentes com a contaminação desses magmas pela crosta continental. Para as unidades HPT (Pitanga, Paranapanema e Urubici) com razões Th/Ta de ~ 2,5, bastante próximas das esperadas para o manto (~ 2,3; Sun & McDonough, 1989), os processos de contaminação / assimilação crustal parecem ter sido bastante incipientes ou desprezíveis.

A unidade LPT Gramado e os equivalentes composicionais de Etendeka (basaltos Albin e Tafelberg) apresentam expressivas variações nas suas composições isotópicas de Sr-, Nd- e Pb-, que reforçam a importância de sua evolução num sistema aberto (Erlank *et al.*, 1984; Mantovani *et al.*, 1985b; Petrini *et al.*, 1987; Mantovani & Hawkesworth, 1990; Peate & Hawkesworth, 1996; Marques *et al.*, 1999; Turner *et al.*, 1999a). O crescimento das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ com o aumento dos teores de SiO_2 da unidade Gramado é coerente com a contaminação crustal no estilo “assimilação e cristalização fracionada” - AFC, onde a quantidade de assimilação está termalmente ligada à extensão da cristalização. A unidade Gramado apresenta ainda uma correlação positiva entre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ e Th/Ta, consistente com a adição de material crustal com altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ e Th/Ta (Peate & Hawkesworth, 1996). Apesar da grande aceitação do papel exercido pela contaminação crustal, a composição original desses magmas continua controversa na literatura (*cf.* Peate & Hawkesworth, 1996). A composição de elementos maiores da unidade Gramado sugere uma fonte distinta daquela dos basaltos oceânicos (*cf.* Hergt *et al.*, 1991 e Turner & Hawkesworth, 1995). Assim, Hergt *et al.* (1991) defendem que tais características composicionais eram inerentes de uma fonte mantélica atípica, empobrecida em Fe por prévias extrações de fusões e que foi contaminada com pequenas quantidades de materiais sedimentares subductados.

Dados isotópicos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O} \sim + 5,9\text{‰}$) em minerais separados dos basaltos Khumib de Etendeka, equivalentes à unidade Urubici da província do Paraná, indicam que a interação crustal foi mínima na geração desses magmas (Harris *et al.*, 1989). Todavia, parece que a contaminação crustal influenciou, ao menos em parte, a composição dessa unidade, a pesar de seu relativamente alto conteúdo de elementos traços incompatíveis. Pois, pequenas variações nas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (0,7047 – 0,7065) são positivamente correlacionadas com SiO_2 e Th/Ta, também indicando uma contaminação do estilo “assimilação cristalização fracionada” (Peate *et al.*, 1999). Já, para as unidades IPT (Paranapanema) e HPT (Pitanga), os efeitos da contaminação crustal foram bastante limitados. Estas unidades apresentam pequenas variações nas suas composições isotópicas de Sr-, Nd- e Pb-.

Estas características da província do Paraná são de difícil adequação com os modelos de fusão descompressiva de uma pluma mantélica. Pois, as unidades consideradas não contaminadas com material crustal apresentam composições isotópicas (baixo $\epsilon\text{Nd}_i < 0$; Turner *et al.*, 1996) e de elementos traços (baixas razões Nb/Ta < 0,8) incomuns em basaltos oceânicos do tipo MORB e OIB. Os conteúdos de elementos maiores dessas unidades também necessitam de fontes mantélicas distintas daquelas dos basaltos oceânicos típicos (*e.g.* Hergt *et al.*, 1991; Hawkesworth *et al.*, 1992; Turner & Hawkesworth, 1995). Por outro lado, as

evidências composicionais do envolvimento da pluma de Tristão da Cunha no magmatismo da província Paraná – Etendeka são extremamente pequenas e estão restritos aos basaltos de Tafelkop e as intrusões alcalinas de Okenyenya, na Namíbia (Milner & Le Roex, 1996). Ambas com características isotópicas e de elementos incompatíveis comparáveis às atuais da pluma de Tristão de Cunha. Na província do Paraná, os únicos basaltos com componentes reconhecidamente astenosféricos são os da unidade Esmeralda, ou seja dos estágios finais do magmatismo da província e que são bastante inexpressivos em volume ($< 5\%$) (Hawkesworth *et al.*, 1992; Peate & Hawkesworth, 1996).

Nessa discussão da fonte dos magmas da província do Paraná é necessário considerar também que as unidades LPT e HPT estão distribuídas em regiões geográficas distintas. Os LPT preferencialmente no sul-sudeste e os HPT no norte-noroeste da Província. Tal feição pode representar tanto heterogeneidades no manto litosférico ou diferentes graus de fusão. Isso levou a proposição de diferentes modelos para explicar tal diferença (e.g. Fodor, 1987; Piccirillo *et al.*, 1988b). Outros, consideram que variações na espessura da litosfera foram responsáveis pelas diferenças composicionais observadas, pois determinariam a extensão da decompressão e da fusão da astenosfera subjacente (cf. Arndt *et al.*, 1993).

Por outro lado, domínios de alto- e baixo-Ti são verificados também em outras províncias de CFB Mesozóicas (e.g. Karoo: Cox, 1988). Tanto que o limite entre os dois domínios pode ser traçado ao longo do então Supercontinente Gondwana. Este limite tem promovido especulações de que representaria uma provável descontinuidade composicional dentro do manto litosférico (e.g. Cox, 1988; Hergt *et al.*, 1991). A proposição dessa descontinuidade composicional do manto litosférico teria amparo também nas rochas máficas potássicas colocadas ao longo das bordas da província, durante o Cretáceo. As mesmas, também, estão separadas geograficamente em dois agrupamentos composicionais distintos. Um de alto-Ti na margem nordeste da bacia e um de baixo-Ti na porção mais central, tanto no lado leste, como no oeste, no Paraguai. Tais magmas máficos potássicos são também reconhecidos como derivados de baixos graus de fusão parcial do manto litosférico (Gibson *et al.*, 1995; 1996).

Atualmente são bem aceitas as evidências da contribuição de fusões do manto litosférico para algumas províncias de CFB, porém há ainda muita controvérsia quanto a extensão dessa participação (e.g. Hawkesworth *et al.*, 1988; Ellan & Cox, 1991; White & McKenzie, 1995).

Os modelos de decompressão de plumas preconizam que fusões do manto litosférico só ocorreriam nas fases precoces da decompressão e gerariam apenas quantidade mínimas

de fusão ($< 5\%$). Tais modelos são bastante problemáticos para algumas províncias de CFB, devido ao caráter anidro do manto litosférico (Arndt & Christensen, 1992) e por assumirem taxas de efusão bastante rápidas (White & McKenzie, 1989). A fusão do manto litosférico pode ser favorecida por pequenas quantidades de voláteis ($0,3\% \text{ H}_2\text{O} \pm \text{CO}_2$), que diminuiriam sensivelmente a temperatura de fusão (Gallagher & Hawkesworth, 1992). Modelos recentes (Turner *et al.*, 1996) defendem a fusão somente no manto litosférico a partir da condução do calor a partir de uma pluma incubada abaixo da litosfera (*cf.* Saunders *et al.*, 1992). Como os períodos de tempo para transferência condutiva de calor são bem maiores, este modelo explicaria a duração maior do magmatismo da província (entre 3,5 (este estudo) e 10 Ma (Stewart *et al.*, 1996)). Esse modelo de condução do calor explica, por exemplo, a presença da unidade Esmeralda apenas nos estágios finais de evolução da província, já durante a extensão litosférica que permitiu a fusão descompressiva da astenosfera. Portanto, a pluma de Tristão da Cunha deve ter desempenhado um papel passivo, apenas fornecendo calor por condução para a fusão do manto litosférico (*e.g.* Turner *et al.*, 1996; Marques *et al.*, 1999).

A gênese e a evolução das unidades ácidas da província, tanto dos tipos petrográficos afíricos (Palmas) de baixo-Ti, como dos porfiríticos (Chapecó), de alto-Ti, foi diretamente relacionada a origem e evolução das unidades basálticas associadas. Pois, todas as unidades ácidas extravasaram através de uma espessa seqüência basáltica nos estágios finais da atividade ígnea continental e estão concentradas, preferencialmente, no sul e no leste, nas adjacências do rifte. As diferenças químicas entre as ácidas afíricas e porfiríticas refletem diferenças nas suas fontes basálticas, enquanto que as diferenças de texturais e mineralógicas devem refletir diferentes processos magmáticos na evolução particular de cada um dos subgrupos. Assim, a primeira evidência dessa ligação é dada pela ocorrência associada no campo, tanto entre os basaltos HPT e as ácidas porfiríticas Chapecó, como entre os basaltos da unidade Gramado e as ácidas afíricas Caxias do Sul e Santa Maria (Palmas).

De fato há uma notável relação entre as ácidas de alto-Ti (Chapecó) e os basaltos HPT, principalmente, os da unidade Pitanga, e entre as ácidas de baixo-Ti (Palmas) e os basaltos LPT, da unidade Gramado.

A segunda evidência é a química e dada pelos conteúdos de elementos maiores e traços. As ácidas de alto-Ti (Chapecó) possuem, por exemplo, altos conteúdos de elementos incompatíveis e razões isotópicas iniciais de Sr equivalentes aos basaltos HPT ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,705 - 0,708$). Já, as ácidas das unidades Caxias do Sul e Santa Maria (Palmas), apresentam baixos conteúdos de elementos incompatíveis e altas razões isotópicas de Sr inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i =$

0,714 – 0,727) (Petrini *et al.*, 1987; Hawkesworth *et al.*, 1988; Mantovani & Hawkesworth, 1990; Peate, 1990; Garland *et al.*, 1995; Peate & Hawkesworth, 1996).

As temperaturas calculadas para erupção dessas ácidas são anormalmente altas (950 – 1100°C) para magmas ácidos (e.g. Bellieni *et al.*, 1986; Garland *et al.*, 1995).

Estes fatos associados à lacuna de sílica (Figura 3.7) levou muitos pesquisadores a proporem que as vulcânicas ácidas resultaram de processos de anatexia crustal (e.g. Erlank *et al.*, 1984; Hawkesworth *et al.*, 1988). Outros autores ligaram a distribuição regional das ácidas de alto- e baixo-Ti à fontes distintas na crosta inferior (e.g. Harris *et al.*, 1990). Todavia, a coincidência nas distribuições dos basaltos e riolitos de alto- e baixo-Ti ocasionou o desenvolvimento de propostas que ligam a origem dos riolitos aos basaltos, seja por cristalização fracionada e assimilação crustal ou pela fusão de basaltos *underplating*.

Muito embora os granulitos da crosta inferior já tenham sido apontados como fonte potencial das lavas da unidade ácida Chapecó (e.g. Bellieni *et al.*, 1986b). As inúmeras semelhanças entre os basaltos de HPT e as ácidas Chapecó, tomam os basaltos a fonte mais provável. As semelhanças nos padrões de ETR e nos padrões de elementos incompatíveis tornam a unidade Pitanga a fonte provável das ácidas tipo Chapecó. Os riolitos Chapecó já foram modelados satisfatoriamente tanto por cristalização fracionada como por fusão parcial a partir de um magma parental com as características da unidade Pitanga (Bellieni *et al.*, 1986b; Garland *et al.*, 1995). Porém a existência de lacunas de SiO₂ e de elementos incompatíveis (e.g. Zr) (Figura 3.24) entre os basaltos HPT e os riolitos Chapecó favorece a hipótese da fusão parcial.

A seqüência vulcânica ácida no sul (afíricas do tipo Palmas) é separada quimicamente nas unidades Caxias do Sul e Santa Maria. A unidade Caxias do Sul, que corresponde aos tipos ácidos Tafelberg e Awahab em Etendeka (Milner *et al.*, 1995), é a mais expressiva em termos de volume e encontrada próximo as bordas do escarpamento da Serra Geral, onde os derrames ácidos, no conjunto, superam 400 m de espessura. A unidade Santa Maria ocorre a oeste da unidade Caxias do Sul estando posicionada, estratigraficamente, acima dela. Tais lavas são ora interpretadas como derrames extensivos de lavas, principalmente devido à falta de evidências de uma origem explosiva ou ignimbrítica e por vezes são descritos como reoignimbritos, nos quais as altas temperaturas mantidas no interior do derrame ignimbrítico podem provocar a soldagem das partículas (e.g. Bellieni *et al.*, 1986b; Milner *et al.*, 1995).

As composições isotópicas de Sr- e Pb- relativamente radiogênicas dessas ácidas sugerem como fonte a crosta superior, relativamente enriquecida em elementos incompatíveis. Todavia as altas temperaturas de efusão e as composições de elementos maiores exigem uma

fonte mais básica, análoga aos granulitos da crosta inferior ou aos basaltos. A possibilidade dessas ácidas terem evoluído por fracionamento a partir da unidade Gramado já foi testada por diversos autores (e.g. Bellieni *et al.*, 1986b). Assim, de acordo com Peate (1997), qualquer cristalização fracionada precisa ser acompanhada pela assimilação de material crustal, pois as ácidas acompanham o mesmo *trend* rumo às altas razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, verificado nos basaltos. A modelagem no processo assimilação cristalização fracionada apresenta boa concordância com as composições de elementos maiores e traços (e.g. Garland *et al.*, 1995). Tal situação é exemplificada no diagrama SiO_2 versus Zr (Figura 3.24), que mostra um *trend* praticamente contínuo entre as unidades Gramado e os riolitos Palmas. As diferenças composicionais entre as unidades Caxias do Sul e Santa Maria podendo ser explicadas por variações regionais e temporais na extensão da assimilação crustal e na própria natureza da assembléia de cristais fracionando.

3.2. Metalogenia dos Elementos do Grupo da Platina na Província do Paraná

Algumas províncias de CFB contêm importantes depósitos de sulfetos de Ni-Cu-EGP, como os da região de Noril'sk, nos Traps Siberianos, o Complexo Duluth, no Keweenawan Midcontinental Rift e de Waterfall Gorge - Complexo Insizwa, na Província do Karoo (Naldrett & Lightfoot, 1993). A potencialidade da província do Paraná para esse tipo de depósito já foi avaliada preliminarmente, por meio do estudo comparativo dos dados da literatura sobre a província do Paraná, com os das províncias dos Traps Siberianos, em particular da região de Noril'sk, e do Karoo (Mincato, 1994; Mincato & Schrank, 1993; 1994; 1998). Estes estudos permitiram identificar os metalotectos regionais e locais indicar regiões mais favoráveis. Contudo, dificuldades surgiram no momento de apontar alvos nas regiões mais favoráveis, devido, principalmente, à carência de dados estratigráficos das possíveis unidades da sucessão vulcânica e a ausência de dados sobre as abundâncias relativas dos EGP e Au nos derrames basálticos da província.

3.2.1. Gênese dos Depósitos de EGP em Províncias de CFB.

As províncias de CFB são, supostamente, resultam de taxas relativamente altas de fusão e são, assim, associadas geneticamente à *hot spots* mantélicos. Todavia, as

contribuições relativas das plumas mantélicas e da litosfera continental (crosta e manto litosférico) variam de uma província para outra (e.g. Macdougall, 1988a; Hergt *et al.*, 1991; Mahoney & Coffin; 1997). Estes aspectos são de importância fundamental na avaliação da disponibilidade de magmas primitivos subsaturados em S (Keays, 1995), da natureza dos processos que controlam as erupções e da potencialidade para mineralizações de Ni-Cu-EGP das possíveis intrusões cogenéticas às lavas.

A contaminação crustal de fusões mantélicas resulta, normalmente, na elevação dos conteúdos de SiO₂ e de elementos litófilos, uma composição de isótopos radiogênicos mais enriquecida e, nos casos altamente contaminados, um proeminente empobrecimento e, elementos calcófilos, como Ni, Cu e EGP (Lightfoot *et al.*, 1990; 1993; 1994; Naldrett *et al.*, 1992; Naldrett, 1992; Brüggmann *et al.*, 1993; Wooden *et al.*, 1992; 1993; Fedorenko, 1994; Hawkesworth *et al.*, 1997; Fedorenko *et al.*, 1996). Em algumas regiões, a presença de assinatura geoquímica de contaminação crustal em lavas básicas fortemente empobrecidas em elementos calcófilos, identificada por exemplo por baixas razões Cu/Zr suportam a hipótese de formação de líquidos sulfetados magmáticos (Naldrett *et al.*, 1992). Isto levou Naldrett & Lightfoot (1993), Lightfoot *et al.* (1994) e Mincato (1994) a considerarem que a composição dos derrames de basaltos poderia ser usada como critério para identificar possíveis intrusões comagmáticas hospedeiras de depósitos de sulfetos de Ni-Cu-EGP.

Investigações para entender essa relação empírica tem sido realizados para aperfeiçoar os modelos prospectivos para depósitos desses elementos. Todavia, esses modelos são ainda problemáticos, particularmente quanto à formação dos sulfetos ser comandada pelo aumento de SiO₂ dos magmas por contaminação (Irvine, 1975) e/ou pela adição de enormes quantidades de enxofre crustal (e.g. Ripley, 1981).

De acordo com Lightfoot & Hawkesworth (1997), vários fatores controlam a segregação e concentração de sulfetos em quantidades econômicas de Ni, Cu e EGP a partir de um magma máfico. Os principais controles na formação dos depósitos de sulfetos magmáticos são a fonte do enxofre, a solubilidade do enxofre, o caráter subsaturado dos magmas máficos em S e os coeficientes de partição dos metais.

Com relação a fonte do enxofre, é provável que os magmas mantélicos contenham algum S, porém ele pode também ser absorvido por assimilação da crosta continental. Os basaltos, em geral, perdem seus gases durante a erupção subaérea e, por isso, os teores de S dessas rochas não elucidam os teores dos magmas originais (e.g. Brüggmann *et al.*, 1993). Rochas máficas intrusivas desprovidas de sulfetos esporadicamente contêm mais de 1000 ppm de S e os vidros de MORB contêm cerca de 800 ppm (Hamlyn *et al.*, 1995). Rochas crustais

apresentam teores variáveis de S (*cf.* Lightfoot & Hawkesworth, 1997). Portanto, a adição de S crustal pode ter sido um fator importante em vários depósitos, como os de Noril'sk (Grinenko, 1985), e Duluth (Ripley, 1981).

A solubilidade do S em magmas máficos, por sua vez, depende do conteúdo de sílica, segundo Irvine (1975). A incorporação de material crustal rico em SiO_2 por magmas máficos altera as proporções de sítios tetraédricos para octaédricos nos silicatos e, conseqüentemente, da solubilidade do S e um líquido homogêneo rico em enxofre gera dois líquidos imiscíveis, um silicático e um sulfetado. Assim, a contaminação de magmas máficos por material crustal e a sua magnitude é fundamental para a compreensão das causas da formação dos sulfetos. A literatura cita vários exemplos de províncias de CFB modificadas por contaminação crustal e que apresentam elementos calcófilos (*e.g.* Ni, Cu e EGP) em abundâncias menores do que as esperadas (Naldrett *et al.*, 1992; Lightfoot *et al.*, 1994) e têm incentivado investigações detalhadas para avaliar a possibilidade desses elementos estarem concentrados como mineralização sulfetada em intrusões cogenéticas.

Quanto ao caráter subsaturado em S dos magmas máficos, Keays (1995) discute que, para um líquido silicático ser capaz de gerar depósitos sulfetados com elevados teores de Ni, Cu e EGP, é essencial que não tenha sido gerado em condições de saturação de S. Assim, se o magma já estiver equilibrado com sulfetos na fusão parcial do manto, os sulfetos serão segregados cedo, ficando retidos na fase mantélica residual e os teores de Ni, Cu e EGP dos magmas serão muito baixos. Mesmo que esses magmas venham a assimilar S de uma fonte externa nos estágios subseqüentes de sua evolução, os sulfetos dos possíveis depósitos minerais conterão baixíssimas quantidades desses metais e deverão ser economicamente estéreis. Na geração dos magmas, de acordo com Keays (1995), a quantidade de S é governada pelo grau de fusão parcial e os magmas saturados em S são gerados com taxas de fusão parcial menores do que 25%, desde que a fonte mantélica não tenha sofrido fusão parcial prévia. Como resultado, pequenas quantidades de líquidos sulfetados imiscíveis são deixadas, para trás, no manto refratário residual. Assim, o resíduo mantélico como um todo será relativamente pobre em S e outros elementos incompatíveis devido ao episódio prévio de fusão parcial (*e.g.* Mitchell & Keays, 1981). Uma segunda fusão parcial desse manto residual, produzirá magmas de composição, provavelmente, subsaturada em S (Hamlyn & Keays, 1986).

Em relação aos coeficientes de partição, os modelos de saturação em S para formação de depósitos magmáticos de Ni-Cu-EGP (*e.g.* Naldrett, 1989) advogam que o equilíbrio de um magma silicático com um líquido sulfetado provoca um forte empobrecimento do líquido silicático e um enriquecimento do líquido sulfetado nesses elementos. Isto resulta dos elevados

coeficientes de partição desses elementos em relação ao líquido sulfetado, situado entre 10^3 e 10^5 (Keays & Campbell, 1981; Peach *et al.*, 1990; 1994; Stone *et al.*, 1990; Fleet & Stone, 1991). Esta grande variação nos coeficientes de partição dos EGP reflete a forte dependência desses elementos da fugacidade do oxigênio (f_{O_2}) e do enxofre (f_{S_2}) e, provavelmente, da composição dos líquidos sulfetado e silicático (Fleet *et al.*, 1991). Mas é, também, função da razão magma/sulfeto de Campbell & Naldrett (1979), pois quanto maior a razão, maiores serão os teores de metais nobres nos sulfetos (Barnes *et al.*, 1997).

3.2.2. Geoquímica dos EGP na Província do Paraná

Os dados de dosagens de EGP (Os, Ir, Ru, Rh, Pt e Pd) e de Au realizadas nas amostras de basaltos da província constam do Anexo 3 e os teores médios das duas análises feitas para EGP e Au e algumas razões de elementos de cada amostra da Tabela 3.4.

Os teores médios e algumas razões de elementos do conjunto de amostras analisadas na província, bem como para as diferentes unidades básicas (LPT e HPT) caracterizadas constam da Tabela 3.5. Na tabela também contém o teor médio de alguns EGP nos MORB e nos tholeiíticos de baixo-Ti disponíveis na literatura. As razões Pd/Ir e Pt/Pd da Tabela 3.5 foram calculadas a partir das médias das razões individuais de cada amostra dosada.

Os dados de abundância dos EGP em basaltos tholeiíticos de províncias de CFB estão, basicamente, restritos aos que foram compilados por Crocket (1981) e aos publicados por Brügmann *et al.* (1993). Os dados organizados por Crocket (1981) estão restritos aos teores de Pd e de Ir de um conjunto de 54 amostras das províncias do Paraná, Karoo, Deccan e Columbia River. Nestas amostras, as concentrações de Pd variaram de 0,3 a 40 ppb, com uma média de 8,3 ppb. Já os teores de Ir variaram de 0,01 a 0,5 ppb, tendo como média 0,092 ppb. Estes intervalos de composição são bastante similares aos da sequência vulcânica da região de Noril'sk, nos Traps Siberianos, publicados por Brügmann *et al.* (1993). Embora, as altas concentrações de Pd (> 15 ppb), registradas por Crocket (1981), não tenham sido caracterizadas por Brügmann *et al.* (1993) nos basaltos de Noril'sk, teores de Pd dessa ordem de grandeza e também maiores foram obtidos na Província do Paraná (Tabelas 3.4 e 3.5).

Na província do Paraná, as amostras analisadas revelaram abundâncias absolutas de EGP e de Au bastante baixas (Tabelas 3.4) porém, significativamente maiores do que as dos MORB (Hamlyn *et al.*, 1985) e equiparáveis às dos basaltos tholeiíticos de baixo-Ti (Peck & Keays, 1990a) (Tabela 3.5) e às dos basaltos tholeiíticos da região de Noril'sk, exceto aqueles

da suíte Nadezdzhinsky, que são interpretados como empobrecidos em EGP pela segregação de sulfetos durante a ascensão de tais magmas (Brüggmann *et al.*, 1993).

Tabela 3.4: Teor médio e desvio padrão (95%) dos EGP e Au das amostras da província do Paraná.

Teor (ppb)	BV-01	BV-02	BV-05	BV-06	BV-08	GB-01	GB-02	GB-03	GB-04	GB-05	GB-06	GB-08	GB-15
Ru	0,16	0,03	0,065	0,035	0,115	0,281	0,246	0,168	0,299	0,071	0,147	0,161	0,103
Rh	0,06	0	0,025	0,03	0,15	0,181	0,211	0,103	0,18	0,151	0,238	0,224	0,349
Pd	1,13	0,07	1,815	1,335	2,71	13,59	5,329	2,639	6,005	12,55	8,039	8,017	11,46
Os	0,08	0,02	0,015	0,015	0,085	0,65	0,11	0,087	0,168	0,039	0,089	0,041	0,028
Ir	0,105	0,025	0,05	0,045	0,105	0,228	0,084	0,075	0,171	0,1	0,188	0,071	0,091
Pt	3,85	12,4	3,165	3,34	3,92	8,41	6,144	3,47	3,759	8,109	5,874	4,017	8,059
Au	1,83	2,76	1,82	1,39	1,65	2,259	1,561	0,839	2,396	2,511	2,005	3,557	2,053
DP – 95%													
Ru	0,057	0,042	0,007	0,021	0,007	0,007	0,098	0,112	0,078	0,034	0,013	0,052	0,064
Rh	0,099	0,014	0,007	0	0	0,136	0,165	0,029	0,066	0,088	0,194	0,327	0,091
Pd	0,113	0,028	0,177	0,092	0,141	1,641	0,529	0,192	0,696	2,179	0,969	1,901	0,736
Os	0	0,014	0,007	0,007	0,021	0,03	0,093	0,054	0,045	0,034	0,048	0,022	0,021
Ir	0,007	0,021	0,014	0,021	0,021	0,027	0,028	0,033	0,049	0,041	0,048	0,037	0,033
Pt	1,513	23,12	0,573	12,77	3,861	7,209	0,202	2,637	0,851	1,771	0,309	0,992	1,058
Au	0,283	1,103	0,085	0,707	0,566	0,118	0,3	0,081	1,175	0,394	0,566	1,638	0,421
Pd/Ir	10,76	2,80	36,30	29,67	25,81	59,62	63,44	35,19	35,12	125,5	42,76	112,9	125,9
Pt/Pd	3,41	177,1	1,74	2,50	1,45	0,62	1,15	1,31	0,63	0,65	0,73	0,50	0,70
UNIDADE	Gramado	Gramado	Gramado	Gramado	Gramado	Gramado	Gramado	Urubici	Gramado	Gramado	Gramado	Urubici	Gramado

nd = não detectado

Tabela 3.4 (continuação): Teor médio e desvio padrão (95%) dos EGP e Au das amostras da província do Paraná.

Teor (ppb)	GB-16	GB-24	GB-25	GB-26	GB-29	LL-01A	LL-04	LL-05	LL-06	LL-07	LL-08	LL-09
Ru	0,087	0,239	0,115	0,121	0,156	0,195	0,225	0,05	0,04	0,025	0,22	0,26
Rh	0,417	0,104	0,428	0,572	0,365	0,535	0,44	0,01	nd	nd	0,285	0,25
Pd	14,00	3,687	10,99	13,71	12,01	18,09	18,08	0,385	0,025	0,04	14,68	15,93
Os	0,033	0,076	0,03	0,051	0,051	0,195	0,11	0,065	0,04	0,025	0,115	0,125
Ir	0,085	0,094	0,129	0,173	0,184	0,125	0,07	0,045	0,025	0,02	0,095	0,095
Pt	9,041	2,061	9,638	9,741	8,867	12,595	8,14	0,815	0,05	nd	6,19	6,675
Au	8,295	0,704	2,607	3,863	5,448	3,73	4,315	0,435	0,09	0,35	3,005	3,275
DP – 95%												
Ru	0,024	0,133	0,031	0,052	0,002	0,064	0,049	0,057	0,014	0,035	0,042	0,042
Rh	0,063	0,079	0,127	0,046	0,182	0,021	0,028	0,042	0,007	0,028	0,148	0,028
Pd	0,877	0,475	0,595	0,128	1,16	0,113	0,679	0,106	0,007	0,064	0,856	2,135
Os	0,011	0,021	0,003	0,01	0,004	0,064	0,057	0,049	0,028	0,021	0,007	0,021
Ir	0,021	0,024	0,029	0,043	0,045	0,035	0,028	0,021	0,021	0,014	0,021	0,007
Pt	1,206	0,476	1,28	1,203	1,378	1,478	1,895	0,403	0,191	0,035	0,339	0,035
Au	1,196	0,099	0,088	0,578	0,002	0,198	0,092	0,064	0,042	0,057	0,233	0,29
Pd/Ir	164,7	39,22	85,22	79,23	65,29	144,72	258,3	8,56	1,00	2,00	154,5	167,7
Pt/Pd	0,65	0,56	0,88	0,71	0,74	0,70	0,45	2,12	2,00	0,00	0,42	0,42
UNIDADE	Gramado	Gramado	Gramado	Gramado	Gramado	Pitanga	Parapanema	Pitanga	Pitanga	Pitanga	Parapanema	Parapanema

nd = não detectado.

Tabela 3.5: Teores (ppb) médios dos EGP e Au nos basaltos da província do Paraná, nas diferentes unidades de basaltos desse estudo, nos MORB e nos tholeiitos de baixo-Ti.

	Os ppb	Ir ppb	Ru ppb	Rh ppb	Pt ppb	Pd ppb	Au ppb	Pd/Ir	Pt/Pd
Província do Paraná (N = 23)	0,094 ± 0,125	0,099 ± 0,055	0,145 ± 0,084	0,212 ± 0,165	5,933 ± 2,999	7,853 ± 6,232	2,510 ± 1,779	75	1,09
Gramado (N = 15)	0,096 ± 0,158	0,116 ± 0,057	0,142 ± 0,087	0,231 ± 0,164	6,649 ± 3,080	7,402 ± 5,208	2,697 ± 1,753	64	1,14
Paranapanema (N = 3)	0,117 ± 0,008	0,087 ± 0,014	0,235 ± 0,022	0,325 ± 0,101	7,002 ± 1,015	16,228 ± 1,722	3,532 ± 0,692	194	0,43
Pitanga (N = 3)	0,081 ± 0,078	0,054 ± 0,049	0,078 ± 0,079	0,136 ± 0,266	3,365 ± 6,165	4,635 ± 8,972	1,151 ± 1,725	39	1,60
Urubici (N = 2)	0,064 ± 0,033	0,073 ± 0,003	0,165 ± 0,005	0,164 ± 0,086	3,744 ± 0,387	5,328 ± 3,803	2,198 ± 1,922	74	0,91
HPT + IPT (N = 8)	0,089 ± 0,036	0,069 ± 0,024	0,149 ± 0,052	0,205 ± 0,073	4,661 ± 0,889	8,653 ± 0,673	2,177 ± 0,299	105	0,99
MORB	-	< 0,020 N = 44 ^a	-	-	-	< 0,83 N = 40 ^a	1,3 N = 51 ^a	82 N = 3 ^b	-
Tholeiitos de Baixo-Ti	-	0,089 ± 0,068 N = 9 ^c	-	-	12,4 ± 7,23 N = 9 ^c	15,7 ± 5,96 N = 9 ^c	0,981 ± 1,49 N = 9 ^c	60 N = 4 ^a	0,79 ± 0,37 N = 9 ^c

N = número de amostras a partir das quais a média e o desvio padrão foram calculados. HPT + IPT = Paranapanema + Pitanga + Urubici. Dados de: ^a = Hamlyn *et al.* (1985); ^b = Barnes *et al.* (1985); ^c = Peck & Keays (1990a).

Todavia, de maneira geral, as concentrações dos EGP e Au na província do Paraná, à semelhança dos basaltos tholeiíticos da região de Noril'sk, decrescem com a diminuição dos teores de MgO, conforme ilustrado nos diagramas MgO *versus* Pt (Figura 3.51) e MgO *versus* Ir (Figura 3.52).

Os teores de EGP e Au nos basaltos da província do Paraná sugerem que os magmas não foram gerados em condições de saturação em S, como os da região de Noril'sk (Brüggmann *et al.*, 1993) e distintamente dos da Província Vulcânica Newer, na Austrália (Vogel & Keays, 1997). A origem dos basaltos da província do Paraná em condições de subsaturação em S é amparada também pelas suas baixas razões Pt/Pd (~ 1) (Tabelas 3.4 e 3.5). Estas baixas razões Pt/Pd indicam ainda o comportamento geoquímico mais incompatível do Pd em relação à Pt e o menor coeficiente de distribuição sulfeto/silicato da Pt.

A média das razões Pd/Ir de cada unidade basáltica e da província como um todo caracterizam o magmatismo como altamente fracionado (Tabela 3.5). Este caráter é mais óbvio nos diagramas de teores médios dos EGP e Au normalizados aos manto (Figura 3.53) ou aos valores condriticos (Figura 3.54). Os padrões definidos são, praticamente, idênticos com uma forte inclinação positiva nos dois diagramas. A diferença entre eles está apenas na magnitude da diferenciação, que é, obviamente, menor, cerca de uma ordem de grandeza, em relação ao manto do que aos condritos.

O enriquecimento dos EGP leves (Rh, Pt e Pd) e Au (incompatíveis), do que dos EGP pesados (Os, Ir e Ru) (compatíveis) acompanha, respectivamente, o Cu (incompatível) e Ni

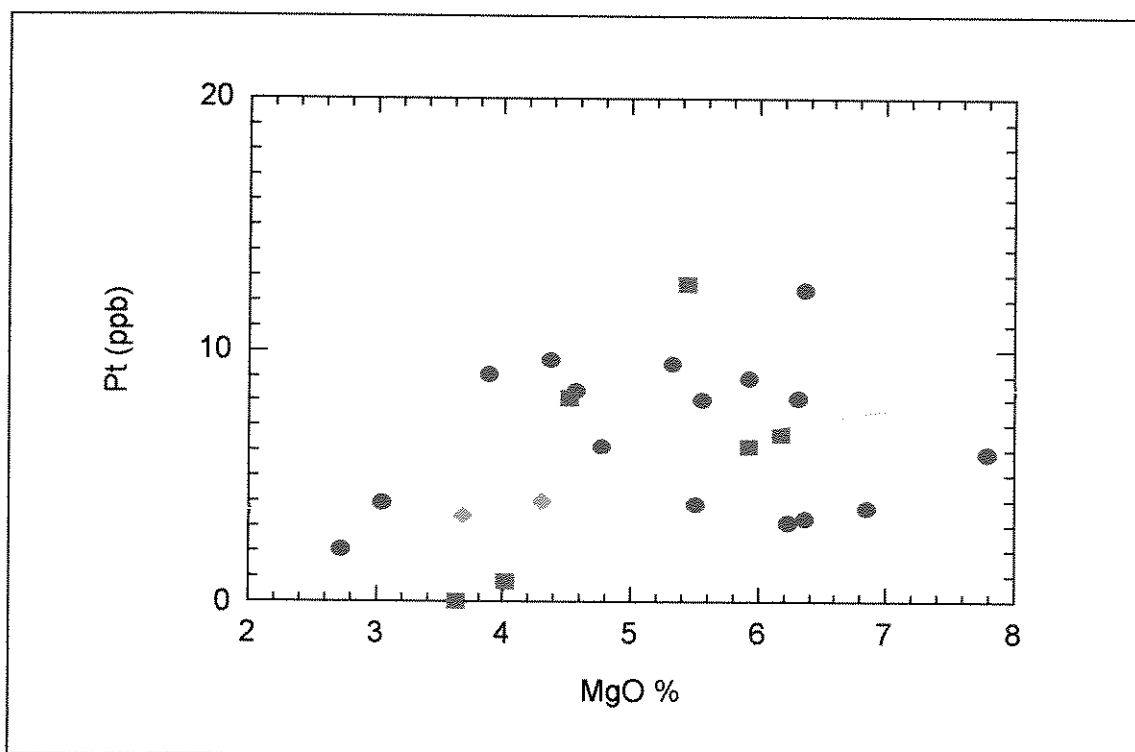


Figura 3.51: Diagrama de correlação entre o MgO (%) e a Pt (ppb), com coeficiente de correlação positivo de 0,30. [Símbolos como na Figura 3.36]

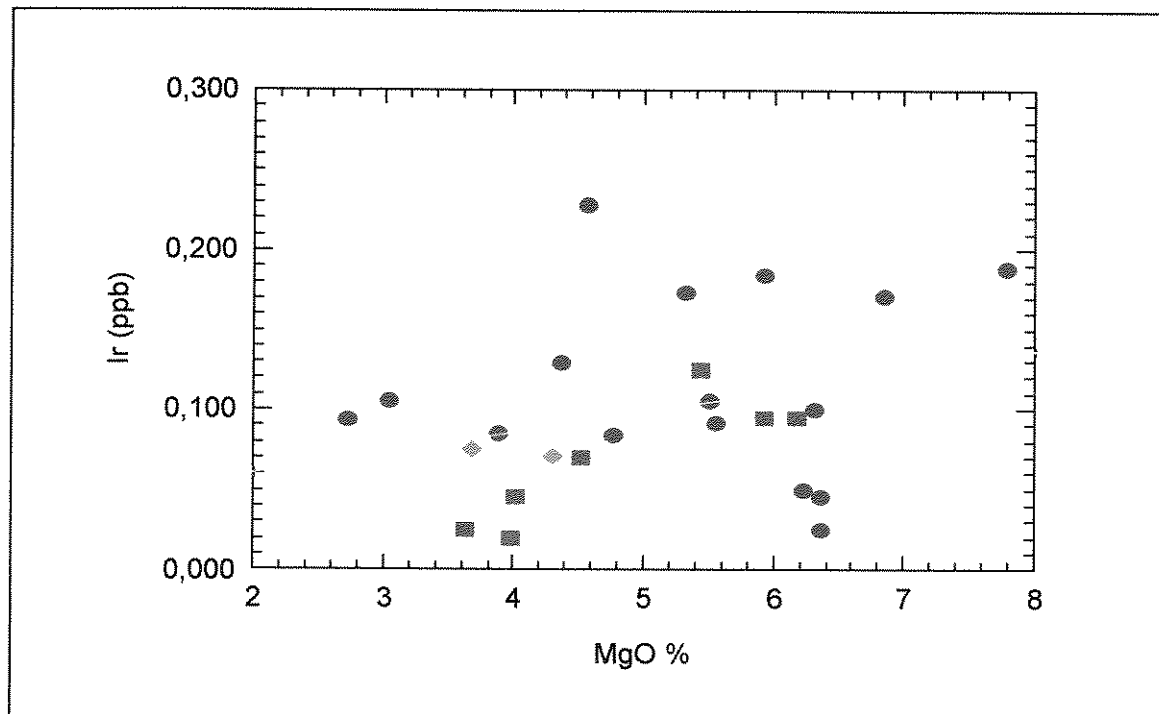


Figura 3.52: Diagrama de correlação entre o MgO (%) e a Pt (ppb), com coeficiente de correlação positivo de 0,30. [Símbolos como na Figura 3.36]

(compatível), como mostra a Figura 3.53. Os baixos teores de MgO, Ni e Cr da província indicam que os magmas foram altamente fracionados, comparável aos basaltos tholeiíticos da região de Noril'sk (Brugmann *et al.*, 1993), nos Traps Siberianos, e da Província Vulcânica Newer, na Austrália (Vogel & Keays, 1997).

Apesar desse caráter altamente fracionado dos derrames da província do Paraná, as amostras do perfil BV (unidade Gramado, no leste do Rio Grande do Sul), apresentam teores de Pd e Ir sensivelmente menores do que as demais amostras da mesma unidade, mesmo apresentando padrões de EGP positivamente inclinados. Este caráter mais pobre em Pd e Ir é verificado, também, em 03 amostras do perfil LL (LL-05; LL-06 e LL-07), da unidade Pitanga (Tabela 3.4). Por outro lado, a diminuição relativa dos teores de Pd é maior do que a de Ir. Todavia, apesar dos baixos teores de Pd e Ir, as amostras do perfil BV apresentam, teores de Pt comparáveis aos da média da unidade Gramado (~ 7,5 ppb), apresentando, conseqüentemente, altas razões Pt/Pd (~ 3,8) que poderiam ser explicadas pela maior incompatibilidade do Pd e pelo menor coeficiente de partição sulfeto/silicato da Pt. No caso da unidade Pitanga, de forma distinta, os baixos teores de Pd são acompanhados também por baixos teores de Pt.

Uma comparação das médias das razões Pd/Ir das unidades LPT e HPT (Tabela 3.5) revela ainda que o menor grau de fracionamento da província ocorre na unidade Pitanga (HPT) (Pd/Ir = 39), o que indica que a mesma é mais primitiva, apesar da variação dos teores de Pd e de Ir (razões Pd/Ir variam de 1 a 145). O caráter mais primitivo desta unidade é também destacado pelo padrão de suas amostras normalizados ao manto (Figura 3.55). No conjunto, as unidades HPT + IPT, têm razão Pd/Ir maior (~ 105), o que parece resultar do empobrecimento das demais unidades em Pd do que do seu empobrecimento em Ir, como bem exemplifica a unidade Paranapanema (Pd/Ir = 194). Mesmo considerando o padrão mais primitivo das amostras da unidade Pitanga, a média das unidades do norte da província (IPT + HPT) ilustra o caráter mais evoluído daqueles magmas, em relação aos de baixo-Ti (Gramado), dominantes no sul.

A unidade Urubici (HPT) apresenta razão Pd/Ir comparável à da unidade Gramado, com a qual ocorre intercalada, na escarpa leste da província, em Santa Catarina, porém com teores absolutos de Pd e de Ir menores do que a unidade Gramado. A semelhança no grau de fracionamento desses magmas se deve ao enriquecimento relativo em Ir e ao empobrecimento relativo em Pd da unidade Urubici, comparativamente às demais unidades HPT e IPT da província.

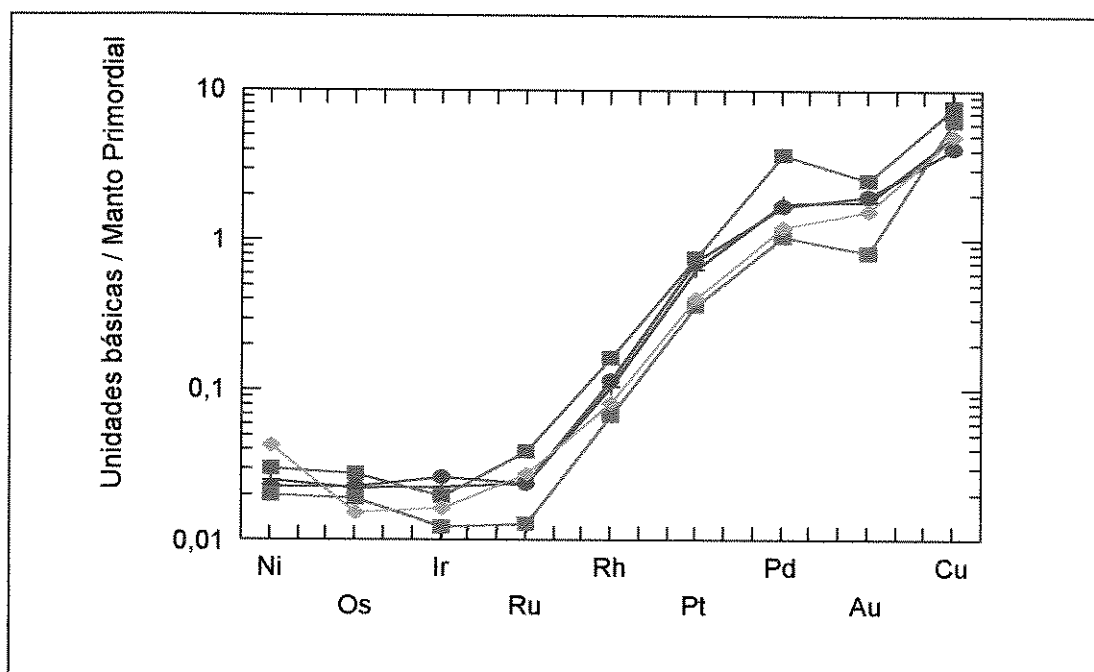


Figura 3.53: Abundância média dos metais nobres (EGP + Au) mais Ni e Cu da Província do Paraná e das unidades básicas individualmente [Província do Paraná = cruz rosa; Gramado = círculo vermelho verde; Pitanga = quadrado cheio verde; Paranapanema = quadrado cheio azul; Urubici = losango cheio ciam] normalizadas aos valores do Manto Primordial de Barnes *et al.* (1988).

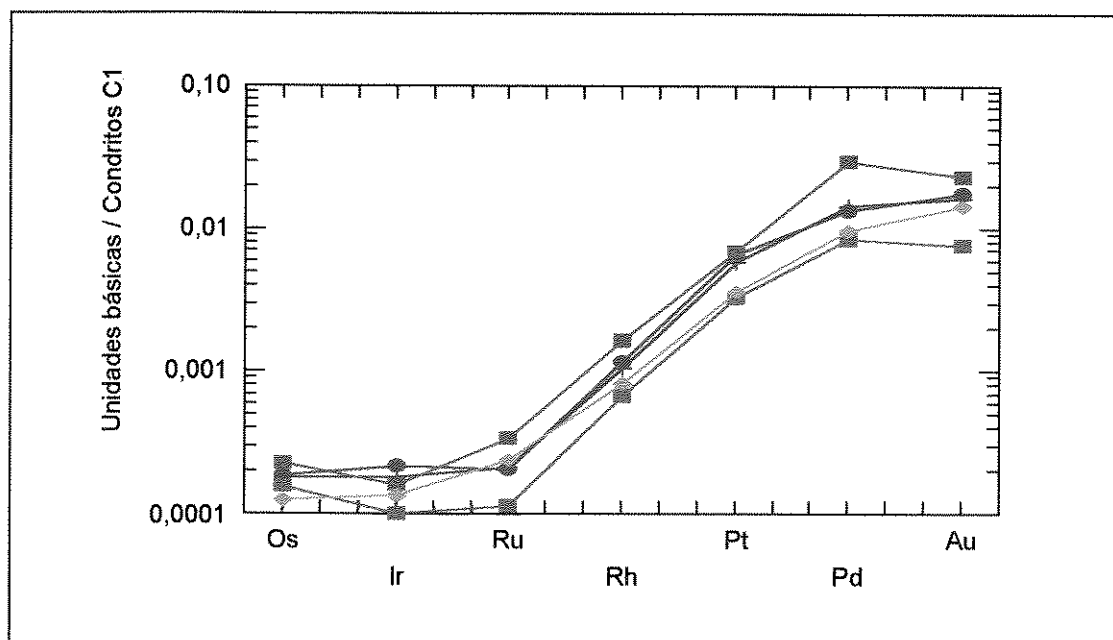


Figura 3.54: Abundância média dos metais nobres (EGP + Au) mais Ni e Cu da Província do Paraná e das unidades básicas individualmente [Província do Paraná = cruz rosa; Gramado = círculo vermelho verde; Pitanga = quadrado cheio verde; Paranapanema = quadrado cheio azul; Urubici = losango cheio ciam] normalizadas aos valores dos condritos compilados por Naldrett & Duke (1980).

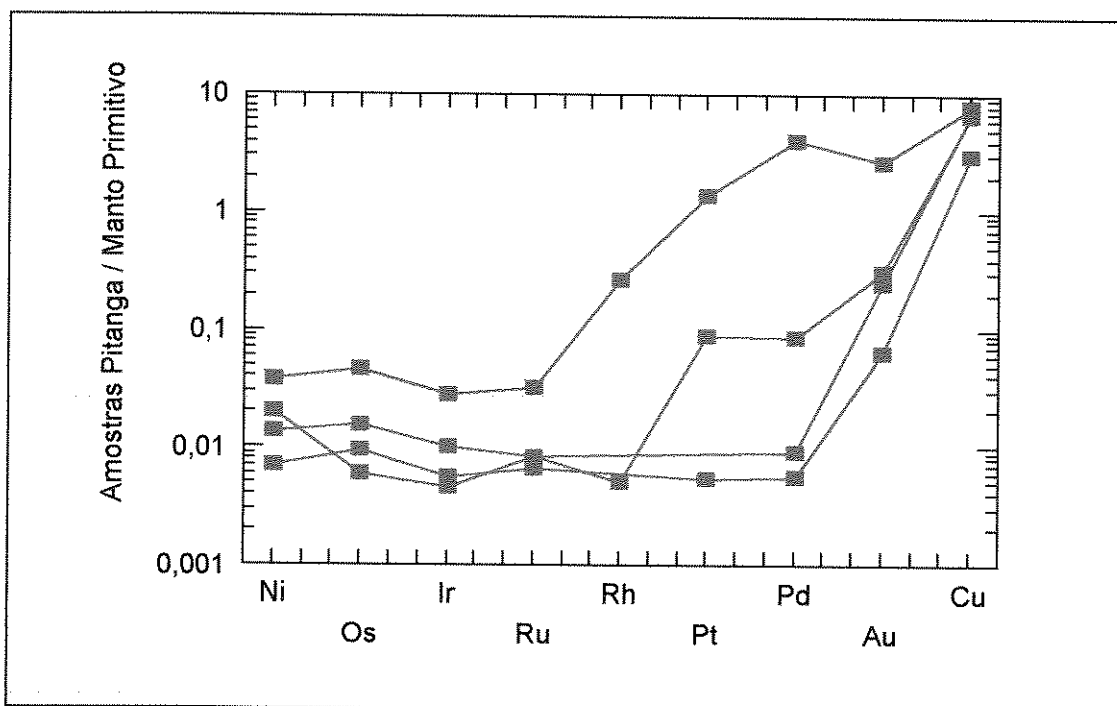


Figura 3.55: Abundância média de metais nobres (EGP + Au) mais Ni e Cu das amostras da unidade Pitanga (HPT), normalizadas aos valores do Manto Primordial de Barnes *et al.* (1988).

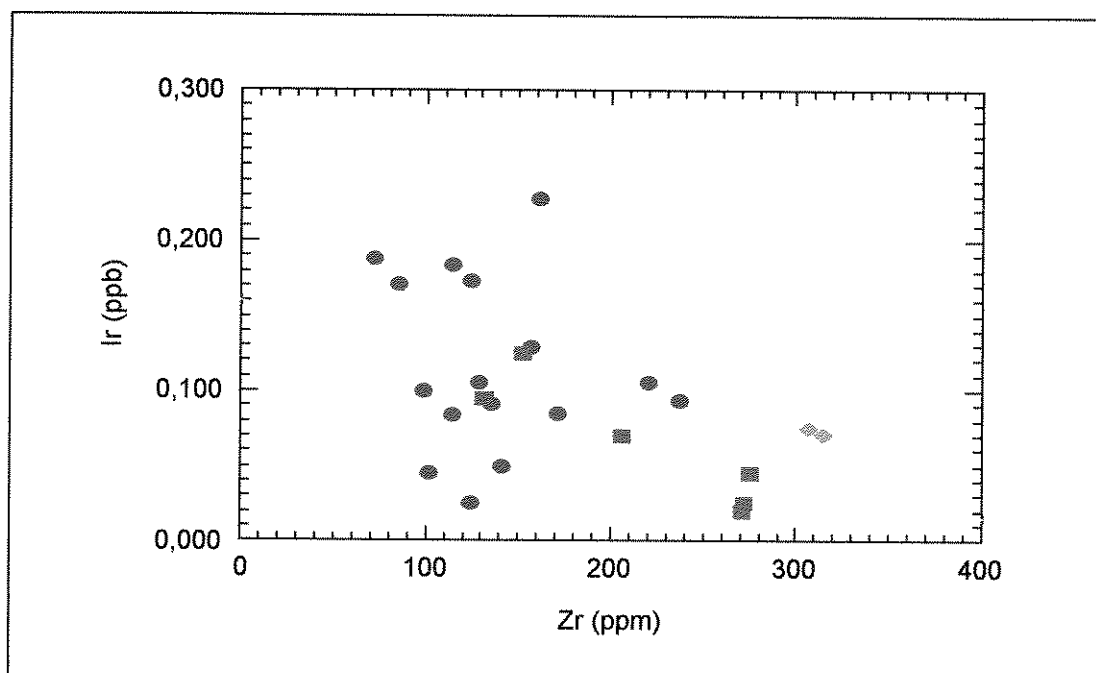


Figura 3.56: Diagrama de correlação entre o EGP pesado Ir e Zr, mostrando a correlação negativa (-0,48) entre os dois elementos. [Símbolos: Gramado = círculos vermelhos cheios; Pitanga = quadrados verdes cheios; Paranapanema = quadrados azuis cheios; Urubici = losangos ciam cheios]

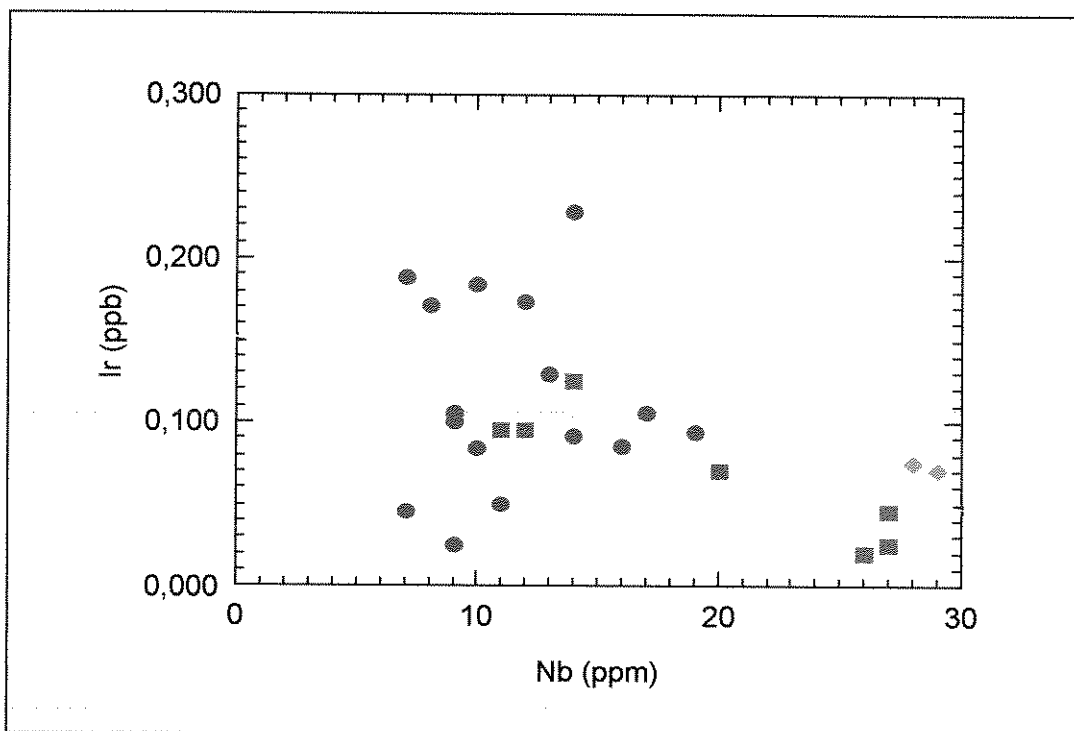


Figura 3.57: Diagrama de correlação entre o EGP pesado Ir e Nb, mostrando a correlação negativa (-0,45) entre os dois elementos. Símbolos como na figura 3.56.

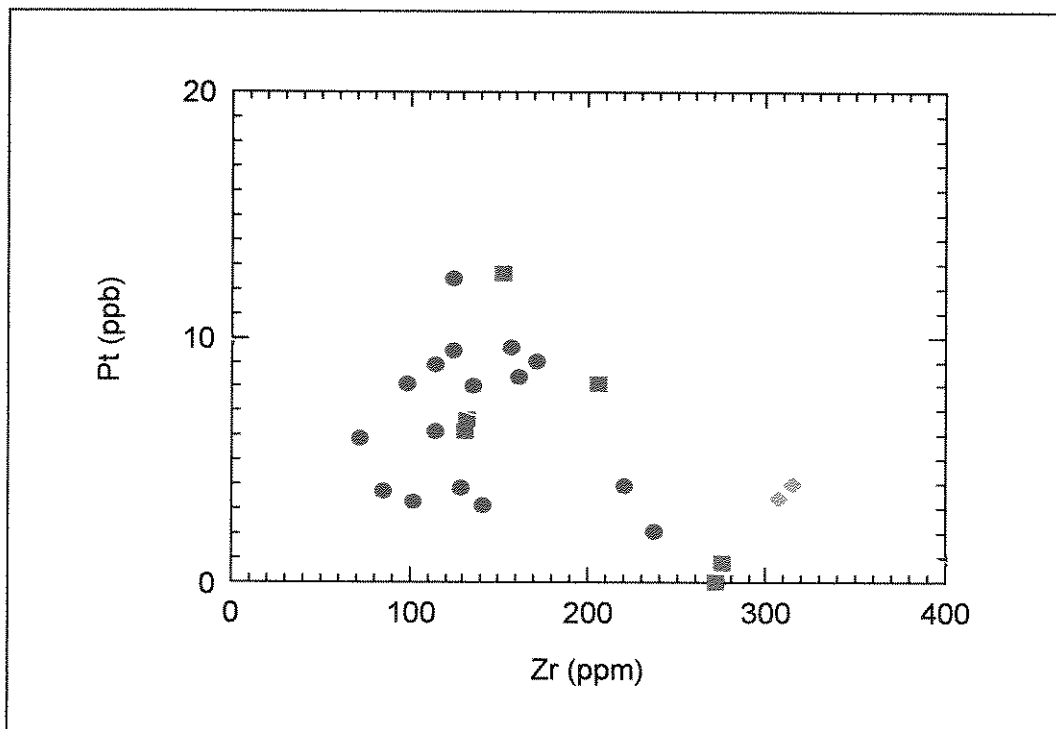


Figura 3.58: Diagrama de correlação entre o EGP leve Pt e Zr, mostrando a correlação negativa (-0,47) entre os dois elementos. Símbolos como na figura 3.56.

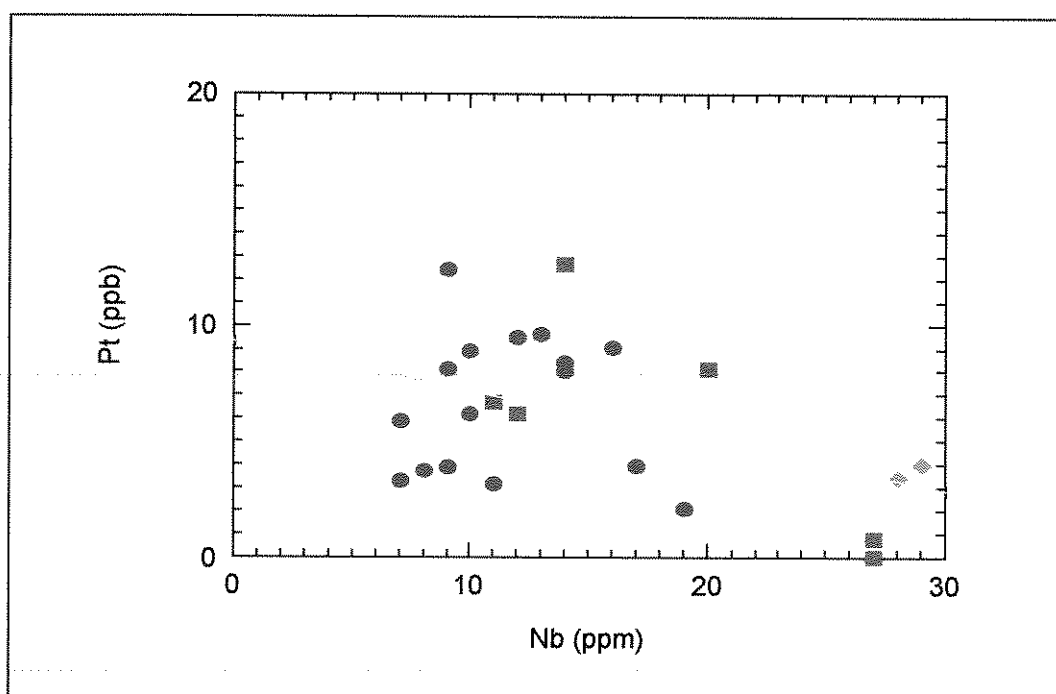


Figura 3.59: Diagrama de correlação entre o EGP leve Pt e Nb, mostrando a correlação negativa (-0,44) entre os dois elementos. Símbolos como na figura 3.56.

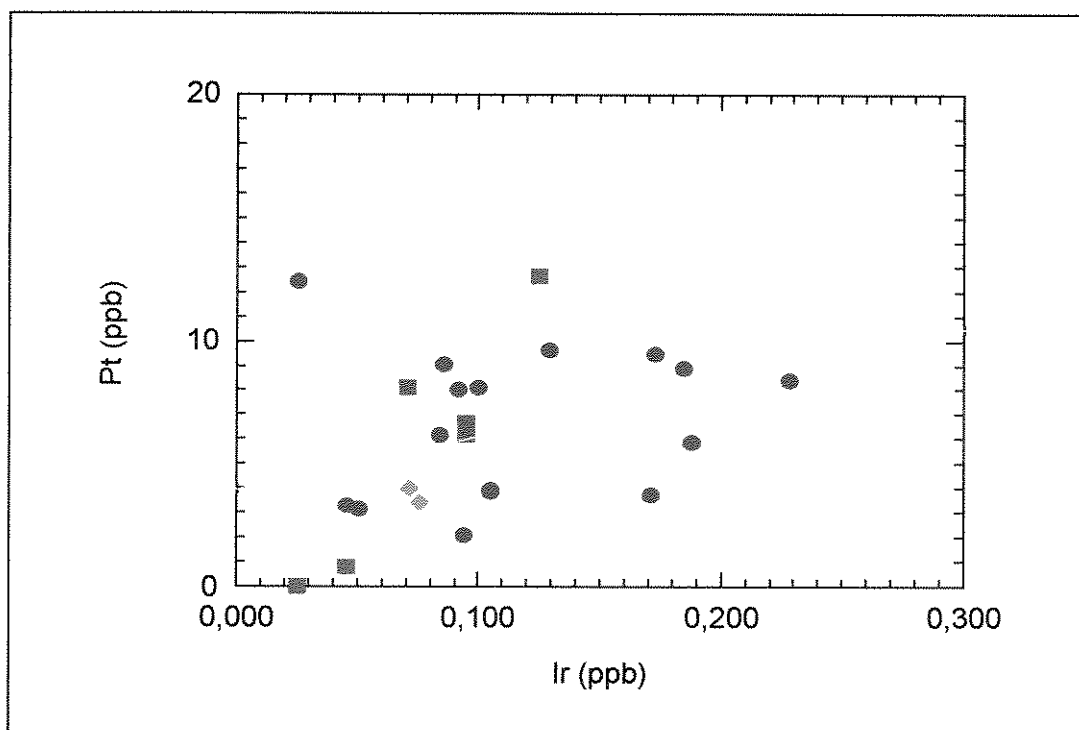


Figura 3.60: Diagrama de correlação entre o Ir e Pt, mostrando a correlação positiva (0,33) entre os dois elementos. Símbolos como na figura 3.56.

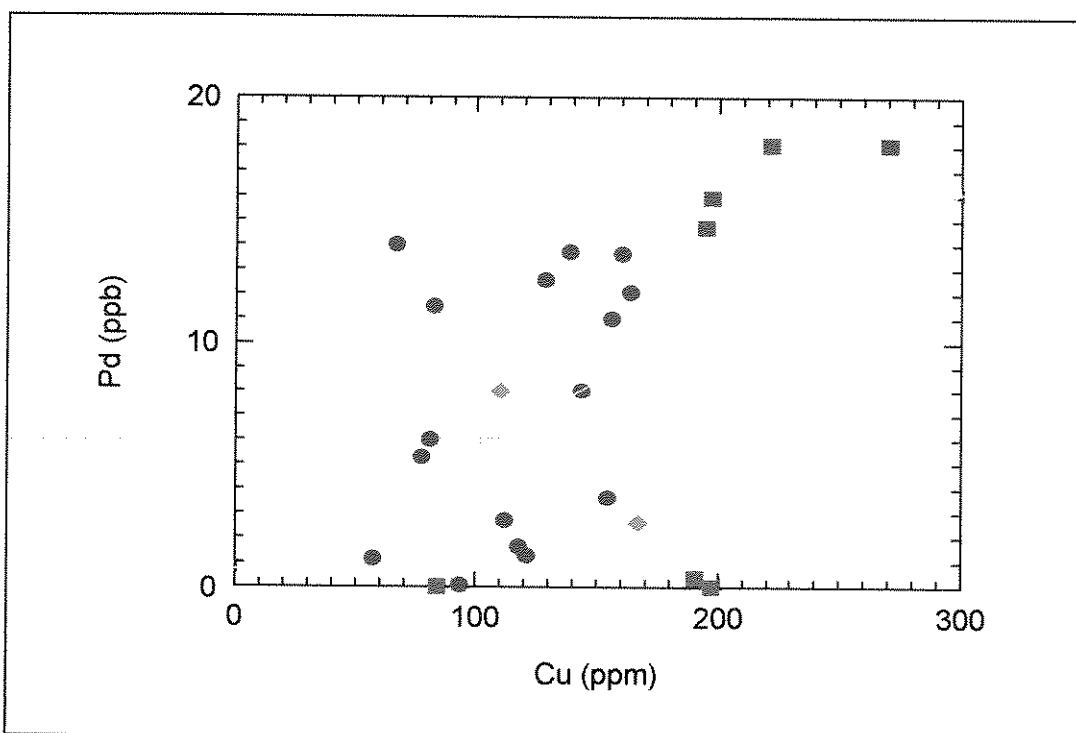


Figura 3.61: Diagrama de correlação entre o EGP leve Pd e o Cu (incompatível), mostrando a correlação positiva (0,44) entre os dois. Símbolos como na figura 3.56.

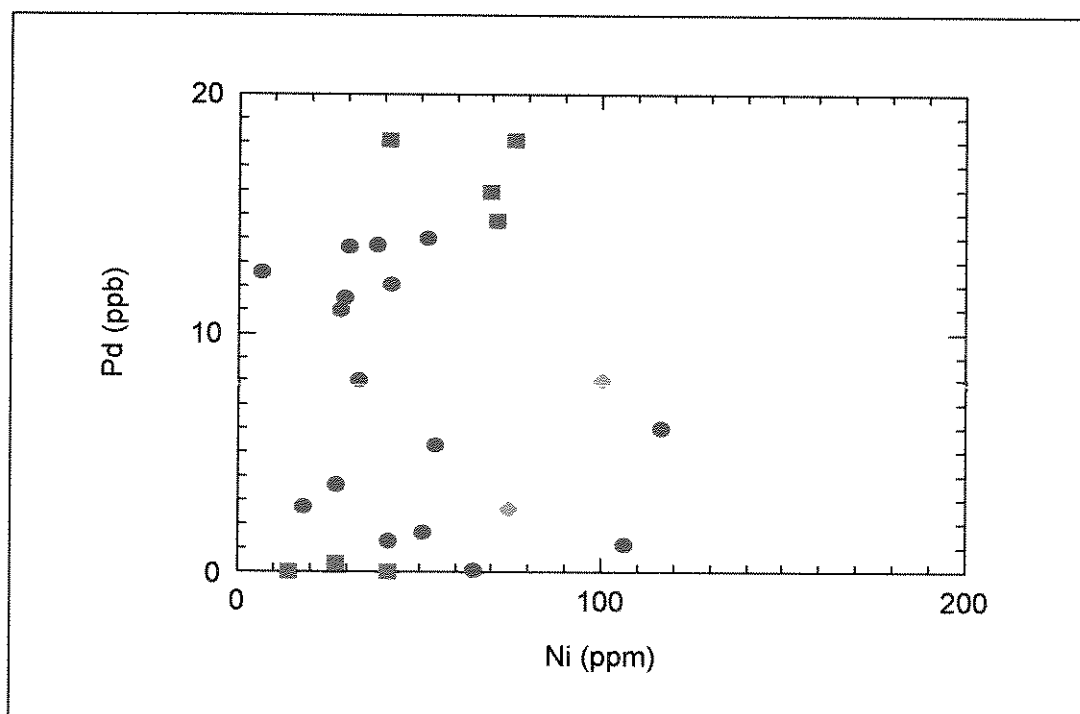


Figura 3.62: Diagrama de correlação entre o EGP leve Pd e o Ni, mostrando a ausência de correlação (0,0) entre os dois elementos. Símbolos como na figura 3.56.

A correlação entre os EGP e outros elementos constam das figuras 3.56, 3.57, 3.58, 3.59, 3.60, 3.61 e 3.62 e ilustram algumas feições significativas do comportamento geoquímico desses elementos na província do Paraná. De uma forma geral, os EGP apresentam um comportamento compatível, que é evidenciado pelos coeficientes de correlação negativos do Ir e Pt com os elementos incompatíveis de alto campo de força Zr e Nb. O EGP pesado Ir apresenta coeficiente de correlação de $-0,45$ com o Zr (Figura 3,56) e de $-0,48$ com o Nb (Figura 3,57) e o EGP leve Pt apresenta coeficiente de correlação de $-0,47$ com o Zr (Figura 3,58) e de $-0,44$ com o Nb (Figura 3,59). O comportamento geoquímico similar dos EGP leves e pesados é atestado também pelo coeficiente de correlação de $0,52$ entre o Ir e o Pd (Figura 3.60).

A incompatibilidade maior dos EGP leves é ilustrado pelos coeficientes de correlação igual a $0,44$, entre o Pd e o Cu (incompatível) (Figura 3.61), e igual a zero ($0,0$) entre o Pd e o Ni (compatível) (Figura 3.62).

3.2.3. Metalogenia dos EGP na Província do Paraná

Os EGP com seus elevados coeficientes de partição sulfeto/silicato, conforme já salientado, possuem um pronunciado caráter calcófilo. Portanto, as concentrações dos EGP nos magmas dependem do comportamento do S. Em particular, o S permanece solúvel no magma, tal qual um elemento incompatível, durante a diferenciação magmática, até que a saturação em S seja atingida (Keays, 1995). Portanto, saber se a saturação de S ocorreu durante a evolução magmática é fundamental para a descoberta de depósitos de sulfetos magmáticos e, também, para inferir as fontes mantélicas envolvidas na fusão parcial.

Assim, no caso de uma fusão parcial já estar saturada em S em profundidade e segregar sulfetos imiscíveis, os magmas e rochas que se formarem a partir dela, provavelmente, serão relativamente mais pobres em EGP e Au. Vários estudos experimentais e petrológicos indicam que os MORB são saturados em S (e.g. Moore & Schilling, 1973; Naldrett *et al.*, 1978; Mysen & Popp, 1980) e possuidores de baixíssimos teores de EGP e Au (e.g. Hamlyn *et al.*, 1985), vide Tabela 5.1. Considerando que os teores de Pd no manto são da ordem de $4,4$ ppb (Barnes *et al.*, 1988), então a quantidade de Pd esperada em qualquer fusão parcial do manto subsaturada em S pode ser obtida, aproximadamente, pela equação $[(1/F) \times 4,4 \text{ ppb}]$ (Vogel & Keays, 1997), onde F é fração de fusão parcial removida do manto. Considerando, ainda, que um magma tholeiítico resulta de um grau de fusão parcial do manto superior de até 24% (McKenzie &

Bickle; 1988). Deve, portanto, conter cerca de 18 ppb de Pd, no caso de permanecer subsaturado em S na sua trajetória para superfície. Como os magmas da província do Paraná, na média, contêm em torno de 8 ppb de Pd eles não devem ter sido saturados em S previamente à erupção. Devido à falta de dados quantitativos de S nas amostras da província, logo adiante voltaremos à essa questão.

Nos magmas em condições de subsaturação de S, os EGP e o Au apresentam a seguinte ordem de compatibilidade para o líquido: $\text{Ir} < \text{Ru} < \text{Pt} < \text{Au} < \text{Pd}$ (Barnes *et al.*, 1985). O Ir e o Ru são, em geral, removidos do líquido, durante a cristalização fracionada em soluções sólidas com o Cr^{+3} , nas cromitas (e.g. Capobianco & Drake, 1990) ou, ainda, como diminutas partículas minerais ou ligas aleatoriamente dispersas (e.g. Keays, 1995) que são mecanicamente alojadas nas fases minerais precoces. Já, os EGP leves (Pt e Pd) e o Au permanecem nos líquidos subsaturados em S (Peck & Keays, 1990a). Assim, os *trends* observados nos diagramas (Figuras 3.56 a 3.62) apontam o crescimento das concentrações dos EGP leves, principalmente, com o grau de evolução dos magmas da província do Paraná. Indicando claramente que esses magmas não devem ter sofrido processos de saturação em S durante a ascensão à superfície. Esse caráter subsaturado em S dos magmas é também sugerido pelas baixas razões Pt/Pd (~ 1), que indicam ainda o caráter mais incompatível do Pd em relação a Pt. Este caráter mais compatível da Pt, em relação ao Pd, já foi caracterizado também a partir de cumulos de cromitas dos tholeiítos de baixo-Ti do Complexo Heazlewood River, na Tasmânia – Austrália. Tais cumulos apresentam abundâncias de Pt cerca de 20 vezes maiores do que as de Pd, (Peck & Keays, 1990a; b).

A correlação positiva (0,66) entre a Pt e o Pd (Figura 3.63) e a razão Pt/Pd menor ou igual a 1, bem menor do que as razões condriticas de 1,9 (Naldrett & Duke, 1980), sugerem também uma fonte mantélica distinta daquela do manto superior para o vulcanismo da província do Paraná. Pois as estimativas baseadas em cálculos de balanço de massa, bem como em determinações dos metais nobres em materiais mantélicos, tais como espinélio lherzolitos e granada lherzolitos, definiram que o manto superior é empobrecido em metais preciosos em relação aos elementos litófilos refratários, porém reteve os metais nobres em proporções condriticas (e.g. Morgan *et al.*, 1981; Mitchell & Keays, 1981; Morgan, 1986). As razões não condriticas dos derrames da província podem assim ser devidas à outras regiões do manto, tais como o manto litosférico sub-continental ou mesmo plumas do manto inferior. Até fluidos podem ser responsáveis por razões Pt/Pd não condriticas, pois transportam preferencialmente o Pd, devido à sua alta solubilidade ou à estabilidade das fases residuais ricas em Pt, como as ligas Pt-Fe. Tais fluidos podem ser formados por desidratação da litosfera oceânica subductada e

ficarem armazenados no manto litosférico (Brügmann *et al.*, 1993). Portanto, as razões Pt/Pd dos basaltos amparam as hipóteses de origem do magmatismo da província a partir do manto litosférico sub-continental, conforme amplamente sugerido na literatura sobre a província do Paraná (e.g. Peate & Hawkesworth, 1996; Turner *et al.*, 1996; 1999a; b; Marques *et al.*, 1999; entre outros).

Quanto ao S, a obtenção de dados quantitativos confiáveis em lavas pode ser bastante difícil, devido às possíveis perdas por volatilização sob a forma de SO₂ e H₂S na erupção ou pelo intemperismo (Haughton *et al.*, 1974; Brügmann *et al.*, 1993). Na falta de dados quantitativos de S, o Cu pode ser usado como análogo em diagramas de correlação, pois ambos apresentam comportamento geoquímico semelhante na diferenciação magmática. O coeficiente de distribuição, partição, sulfeto/silicato bem maior do Pd (~ 35.000: Peach *et al.*, 1990; Keays, 1995) em relação ao Cu (245 – 1.400: Rajamani & Naldrett, 1978; Peach *et al.*, 1990) implica que o comportamento relativo desses dois elementos serão inversamente controlados pela condição de S do magma (Vogel & Keays, 1997). Ou seja, o Pd ficará pronunciadamente mais rico, em relação ao Cu, em magmas subsaturados em S. Porém ficará bem mais pobre, relativamente ao Cu, em magmas saturados em S que fracionaram sulfetos. Então, o diagrama Cu versus Pd (Figura 3.64) também permite avaliar a condição de saturação em S do magmatismo. Este diagrama discrimina um campo saturado em S, na sua porção inferior direita e um campo subsaturado em S na sua porção superior esquerda. A grande maioria das amostras analisadas ocupam o campo subsaturado em S, exceto as três amostras da unidade Pitanga (HPT), que apresentaram forte empobrecimento em EGP leves nos padrões normalizados (Figura 3.53) e uma única amostra (BV-02) da unidade Gramado (LPT). No caso da amostra BV-02, os seus altos teores de Pt (~ 12 ppb) descartam a possibilidade dessa amostra ter sido originalmente saturada em S ou ter sido submetida a algum processo de saturação em S na sua evolução, a menos que a Pt tenha ficado retida em alguma fase mineral ou liga metálica, devido ao seu caráter mais compatível. Pode, também Ter ocorrido algum problema com a representatividade da alíquota da amostra ou, ainda, na preparação e/ou na rotina analítica executada. Todavia, este não parece ser o caso das amostras da unidade Pitanga, que apresentam um forte empobrecimento nos EGP leves, especialmente da Pt e do Pd. A possibilidade dessas amostras terem sido geradas numa condição de saturação em S não pode ser considerada, pois os teores de EGP pesados não sofreram variação em relação aos teores observados nas unidades LPT e HPT. Logo, algum processo de saturação em S nos magmas formadores desses derrames da unidade Pitanga pode ter ocorrido após a extração da fusão parcial do manto, na ascensão para a superfície. Neste caso, a saturação em S poderia

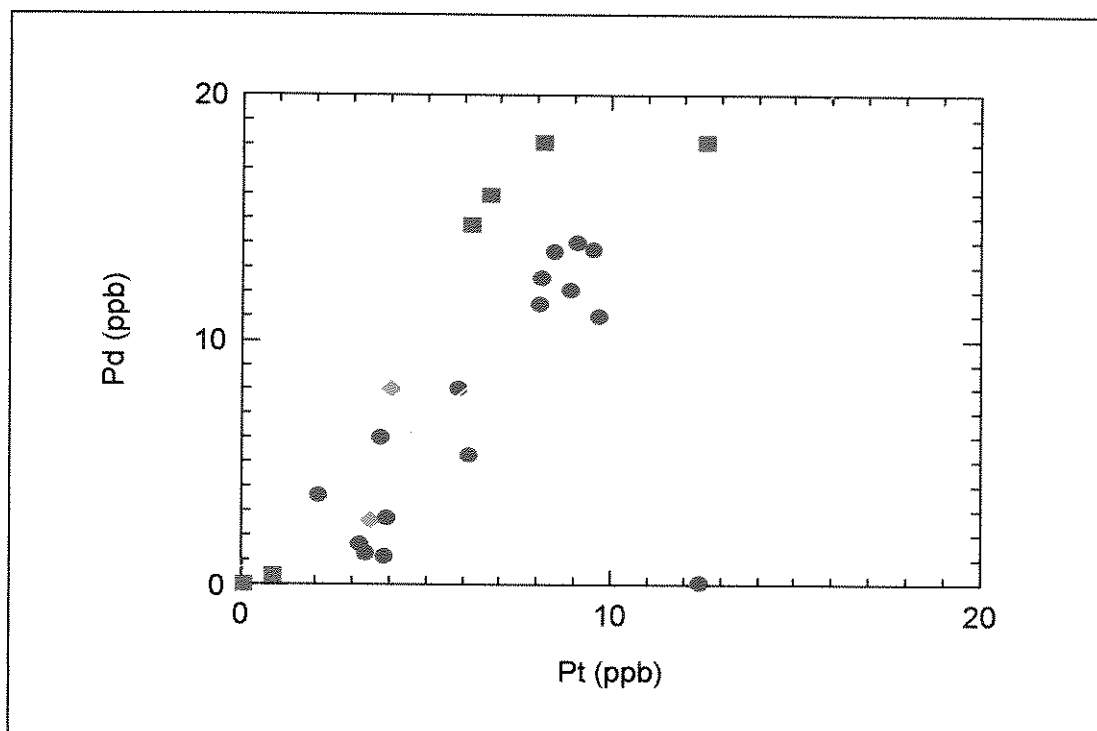


Figura 3.63: Diagrama de correlação entre a Pt e o Pd, mostrando a razão menor ou igual a 1, entre esses elementos, ou seja menor que a relação condritica de 1,9 (Naldrett e Duke, 1980). Símbolos como na Figura 3.56.

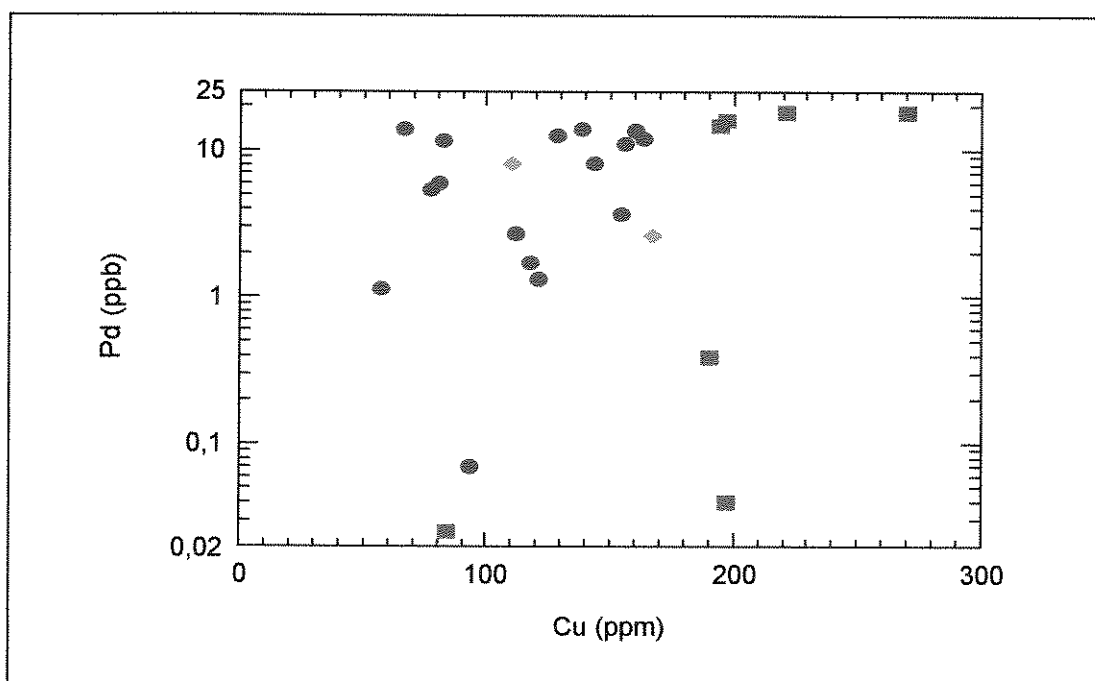


Figura 3.64: Diagrama de correlação entre o Pd e o Cu, a partir de Vogel & Keays (1997), que ilustra o comportamento geoquímico do Cu análogo ao do S na diferenciação magmática. Símbolos como na figura 3.56.

ser devida à assimilação de S crustal na sua trajetória de subida, pois esta unidade não apresenta evidências de contaminação crustal (assinatura geoquímica e isotópica), que poderiam, em tese, causar a segregação de líquidos sulfetados.

Em relação ao fato da contaminação crustal favorecer a imiscibilidade entre líquidos sulfetados e silicáticos, a unidade Gramado (LPT) é a única com assinatura geoquímica e isotópica característica de contaminação crustal. Conforme já indicado antes, baixas razões Cu/Zr podem ser indicadoras de processos de segregação de sulfetos devido à contaminação crustal. Os magmas mantélicos possuem razões Cu/Zr entre 1 e 2 e o decréscimo da razão Cu/Zr acompanhado pela elevação do teor de SiO₂ poderia resultar da formação de sulfetos magmáticos em resposta à contaminação crustal ou cristalização fracionada (e.g. Hawkesworth *et al.*, 1997). As amostras basálticas da província do Paraná lançadas no diagrama Cu/Zr versus SiO₂ (Figura 3.65), ilustra o enriquecimento em SiO₂ e as baixas razões Cu/Zr da unidade Gramado. Tais feições poderiam muito bem estar associadas a um processo de segregação de sulfetos, previamente a erupção desses magmas. Portanto, tais feições geoquímicas da unidade Gramado a indicam como a mais promissora para depósitos de Ni-Cu-EGP, os quais, eventualmente, poderiam estar alojados em alguma intrusão cogenética.

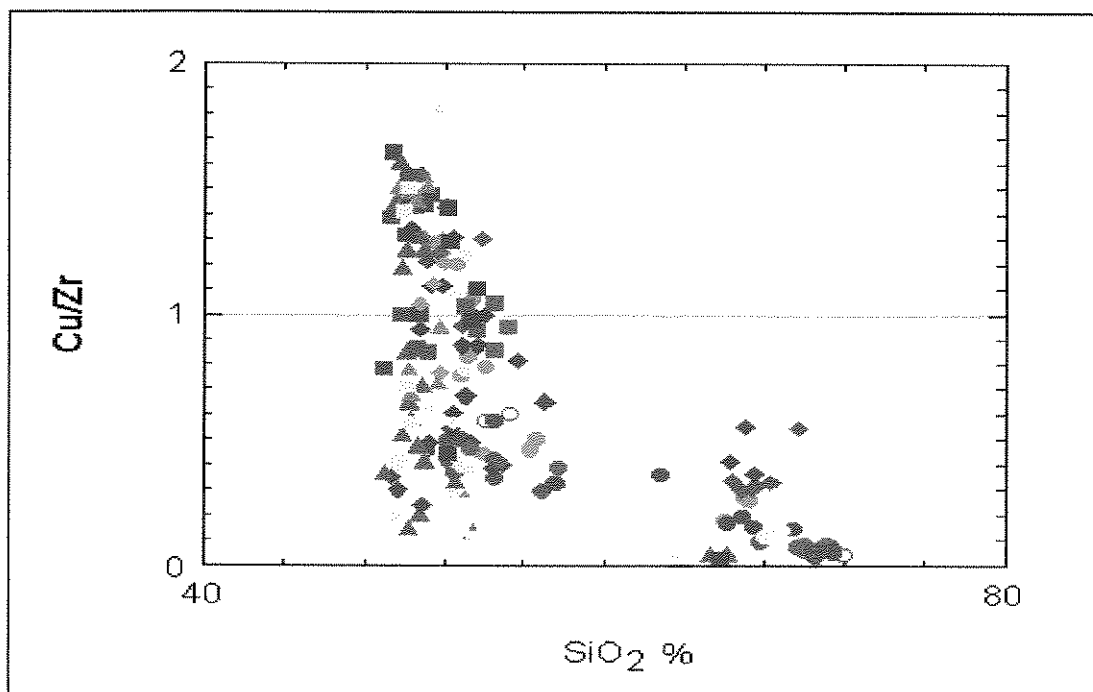


Figura 3.65: Diagrama Cu/Zr versus SiO₂ das amostras da província do Paraná caracterizadas neste estudo. A diminuição da razão Cu/Zr com o crescimento dos teores de SiO₂, pode ser devido à segregação de sulfetos magmáticos provocada pela contaminação crustal ou pela cristalização fracionada. [Símbolos como na figura 3.7].

Até o momento não foram identificados derrames dessa unidade com feições típicas de empobrecimento em elementos calcófilos (Ni, Cu) pela segregação de sulfetos, nem aqueles dosados para os EGP e Au. Porém, os baixos teores de Pd das amostras do perfil BV merecem ser investigados com mais detalhe.

Portanto, essa avaliação da metalogenia dos EGP na Província do Paraná dá maior sustentação aos critérios previamente sugeridos como guias para a busca das mineralizações de Ni-Cu-EGP na província (Mincato, 1994; Mincato & Schrank, 1993; 1994; 1998). Assim, os condicionamentos geológicos das mineralizações de Ni-Cu-EGP nas províncias de CFB, indicavam-nas como associadas às fases precoces de magmatismo das províncias de CFB, às fases iniciais do desenvolvimento dos rifteamentos continentais, aos locais com grande diversidade de tipos litológicos, a grandes falhas do embasamento reativadas, ao magmatismo tholeiítico de baixo-Ti, a feições geoquímicas denunciadoras de empobrecimento em elementos calcófilos e de segregação de sulfetos.

Esses critérios são amparados também pelo registro da presença de lavas picríticas na base da seqüência de derrames de Etendeka (Gibson *et al.*, 1997; *in*: Peate, 1997), que reforça a tese do magmatismo da província do Paraná ser mais jovem no leste da província e associado às fases precoces do rifteamento continental. O magmatismo ser mais jovem no leste da província é também sustentado pelos novos dados radiométricos, ^{40}Ar - ^{39}Ar , apresentados.

Nas fases iniciais do magmatismo, a própria intermitência do magmatismo poderia favorecer os processos de assimilação de material crustal por esses magmas. Depois, nas fases seguintes, as paredes dos condutos vulcânicos já estariam revestidas com material ígneo, que dificultaria a contaminação desses novos pulsos de magmas.

Todavia, é fundamental que ocorra saturação do magma em S durante a sua ascensão. Assim, não há razão que recomende ignorar completamente o potencial do magmatismo de alto-Ti da província, pois conforme mostrado, algumas amostras da unidade Pitanga (HPT) apresentam feições de empobrecimento em EGP que poderiam estar relacionadas à segregação de sulfetos. Tais feições da unidade Pitanga exigem futuras investigações.

IV. Conclusões

A metalogenia dos EGP na Província Ígnea Continental do Paraná foi avaliada a partir da caracterização da composição e da distribuição e disposição espaço - temporal do pilha vulcânica.

Na sucessão de derrames da província do Paraná foram caracterizadas com base em critérios, principalmente, geoquímicos, 8 unidades, das quais 5 são básicas (2 LPT, 2 HPT e 1 IPT) e 3 ácidas, sendo 2 afíricas (Caxias do Sul e Santa Maria) e 1 porfírica (Chapecó). As unidades básicas LPT (Gramado e Esmeralda) estão situadas no sul – sudeste da província e as HPT (Pitanga) e IPT (Paranapanema) localizadas, preferencialmente, no norte – noroeste. A unidade HPT Urubici ocorre intercalada à unidade Gramado no leste da província em Santa Catarina. Dentre as ácidas, as afíricas dominam no sul e a porfírica no norte da província.

A origem e evolução espaço - temporal do magmatismo da província, que durou cerca de 3,5 Ma com uma taxa de extravasamento da ordem de $0,23 \text{ km}^3.\text{ano}^{-1}$, foi estreitamente vinculada à abertura do Rifte do Atlântico Sul, apresentando as idades mais antigas no sul e as mais jovens no norte da província. Nas seções transversais a província, o vulcanismo é mais antigo no leste do que no oeste. Esta distribuição das idades radiométricas ^{40}Ar - ^{39}Ar sugere que o magmatismo basáltico evoluiu dos tipos LPT (Gramado), no sul, para os tipos IPT (Paranapanema) e HPT (Pitanga), no norte. Os dados de campo, geoquímicos e geocronológicos indicam que o vulcanismo ácido obedeceu a mesma evolução espaço – temporal do básico, ou seja, a partir da unidade Caxias do Sul para a Santa Maria e desta para a Chapecó.

A fonte mantélica provável das diferentes unidades básicas é o manto litosférico, com contribuições mínimas da astenosfera nas fases finais de evolução da província. Assim, o papel desempenhado pela pluma mantélica na geração da província do Paraná foi essencialmente passivo, apenas fornecendo calor para fusão do manto litosférico. As características geoquímicas distintas entre as unidades LPT (Gramado) e IPT (Paranapanema) e HPT (Pitanga e Urubici) podem ser atribuídas tanto a graus de fusão parcial diferentes de um manto essencialmente homogêneo com expressiva contribuição crustal na evolução dos magmas LPT (Gramado).

A origem e evolução das unidades ácidas afíricas de baixo-Ti (Caxias do Sul e Santa Maria) e porfíricas de alto-Ti (Chapecó) foi diretamente relacionada à das básicas geograficamente associadas.

A distribuição e disposição das unidades básicas e ácidas não atestam a sugerida compartimentação geoquímica da província nas zonas norte, central e sul.

As abundâncias dos EGP e as razões entre esses elementos nas distintas unidades basálticas permitem caracterizar o magmatismo da província como altamente fracionado e, mais, indicam que os magmas parentais foram, de uma forma geral, gerados em condições de subsaturação em enxofre, favorecendo que os EGP (elevados coeficientes de partição sulfeto / silicato) não tenham ficado retidos no manto na extração das fusões parciais.

Os condicionamentos geológicos das mineralizações de sulfetos magmáticos de Ni-Cu-EGP nas províncias de CFB indicam a unidade Gramado (LPT) como a que apresenta características mais favoráveis para esses depósitos na província do Paraná. Todavia, a potencialidade das unidades IPT e HPT não pode ser descartada, pois os baixos teores de EGP de alguns derrames da unidade Pitanga (HPT) poderiam ser devidos à segregação de sulfetos na ascensão desses magmas.

Referências Bibliográficas

- ALMEIDA, F.F.M. 1980. *Tectônica da bacia do Paraná no Brasil*. São Paulo, Paulipetro. 187 p. (Relatório IPT n.º 14.091).
- ALT, D.; SEARS, J.M.; HYNDMAN, D.W. 1988. Terrestrial Maria: The origins of large basalt plateaus, Hotspot tracks and spreading ridges. *J. Geology*, **96**: 647-662.
- AMARAL, G. & CRÓSTA, A.P. 1983. Comportamento estrutural e estratigráfico dos diferenciados ácidos da Formação Serra Geral na Porção Sul da Bacia do Paraná. Anais do IV Simpósio Regional de Geologia. São Paulo. 197-210.
- AMARAL, G., CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. 1966. Potassium-argon dates of basaltic rocks from southern Brazil. *Geochim. Cosmoch. Acta*, **30**: 159-189.
- ANDERSON, D.L. 1994. The sublithospheric mantle as the source of continental flood basalts; the case against the continental lithosphere and plume head reservoirs. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **123**: 269-280.
- ANDERSON, D.L. 1982. Hotspots, polar wander, Mesozoic convection and the geoid. *Nature*, **297**: 391-393.
- ARNDT, N.T. & CHRISTENSEN, U. 1992. Role of lithospheric mantle in continental volcanism: thermal and geochemical constraints. *J. Geophys. Res.*, **97**: 10976-10981.
- ARNDT, N.T.; CZAMANSKE, G.K.; WOODEN, J.L.; FEDORENKO, V.A. 1993. Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism. *Tectonophysics*, **223**: 39-52.
- ASMUZ, H.E. & BAISCH, P.R. 1983. Geological evolution of the Brazilian continental margin. *Episodes*, **4**: 3-9.
- BAKER, J.A.; THIRWALL, M.F.; MENZIES, M.A. 1996. Sr-Nd-Pb and trace element evidence for crustal contamination of a mantle plume: Oligocene flood volcanism in western Yemen. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **60**: 2559-2581.
- BAKSI, A.K.; FODOR, R.V.; FARRAR, E. 1991. Preliminary results of ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating studies on rocks from the Serra Geral flood basalt province and Brazilian continental margin (abstract). *EOS Trans. AGU*, **72**:300.
- BARNES, S.J., ZIENTEK, M.L. SEVERSON, M.J. 1997. Ni, Cu, Au, and platinum-group element contents of sulphides associated with intraplate magmatism: a synthesis. *Can. J. Earth Sci.*, **34**: 337-351.
- BARNES, S.J.; BOYD, R.; KORNELIUSSEN, A.; NILSON, L.-P.; OFTEN, M.; PEDERSEN, R.B.; ROBINS, B. 1988. The use of mantle normalization and metal ratios in discriminating between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulfide segregation on platinum-group elements, gold, nickel and copper: Examples from Norway. In: PRICHARD, H.M.; POTTS, P.J.; BOWLES, J.F.W.; CRIBB, S.J. (eds.). *Geoplatinum '87*. London, Elsevier, 113-143.
- BARNES, S.J.; NALDRETT, A.J.; GORTON, M.P. 1985. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. *Chem. Geol.*, **53**: 303-323.
- BEANE, J.E.; TURNER, C.A.; HOOPER, P.R.; SUBBARAO, K.V.; WALSH, J.N. 1986. Stratigraphy composition and the form of the Deccan basalts, Western Ghats, India. *Bull. Volcanol.*, **48**: 61-83.
- BELLIENI, G.; PICCIRILLO, E.M.; CAVAZZINI, G.; PETRINI, R.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; NARDY, A.J.R.; CIVETTA, L.; MELFI, A.J.; ZANTEDESCHI, P. 1990. Low- and High-TiO₂ Mesozoic tholeiitic magmatism of the Maranhão basin (NE-Brazil): K/Ar age, geochemistry, petrology, isotope characteristics and relationships with Mesozoic low- and high-TiO₂ flood basalts of the Paraná basin (SE-

- Brazil). *Neues Jahr. Miner. Abh.*, **162**: 1-33.
- BELLIENI, G.; PICCIRILLO, E.M.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MELFI, A.J.; Da ROIT, P. 1988. Mineral Chemistry of continental stratoid volcanics and related intrusives from the Paraná Basin (Brazil). In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (eds.) *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: Petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, IAG-USP. 73-92.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MARTINEZ, L.A.; MELFI, A.J.; NARDY, A.R.; PICCIRILLO, E. M.; STOLFA, D. 1986a. Continental flood basalts from the central-western regions of the Paraná Plateau (Paraguay and Argentina); petrology and petrogenetic aspects. *Neues Jahr. Miner. Abh.*, **154**: 111-139.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; NARDY, A.J.R.; PAPATRECHAS, C.; PICCIRILLO, E.M.; ROISEMBERG, A.; STOLFA, D. 1986b. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): mineralogical and petrochemical relationships. *J. Petrol.*, **27**: 915-944.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; NARDY, A.J.R.; PICCIRILLO, E.M.; ROISEMBERG, A. 1984a. High- and Low-TiO₂ Flood Basalts from Paraná Plateau (Brazil): Petrology and Geochemical Aspects Bearing on their Mantle Origin. *Neues Jahr. Miner. Abh.*, **150**: 273-306.
- BELLIENI, G.; BROTZU, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; ERNESTO, M.; MELFI, A.J.; PACCA, I.G.; PICCIRILLO, E.M. 1984b. Flood basalt to rhyolite suites in southern Paraná plateau (Brazil): paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. *J. Petrol.*, **25**: 579-618.
- BELLIENI, G.; PICCIRILLO, E.M.; ZANETTIN, B. 1981. Classification and nomenclature of basalts - Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Circular 34, *Contribution* **87**: 1-19.
- BERNASCONI, A. 1987. The major precambrian terranes of eastern South America: a study of their regional and chronological evolution. *Precambrian Res.*, **37**: 107-124.
- BOYNTON, W.V. 1984. Geochemistry of rare earth elements: Meteorites studies. In: HENDERSON, P. (ed.), *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 62-114.
- BRÜGMANN, G.E.; NALDRETT, A.J.; ASIF, M.; LIGHTFOOT, P.C.; GORBACHEV, N.S.; FEDORENKO, V.A. 1993. Siderophile and chalcophile metals as tracers of the evolution of the Siberian Trap in the Noril'sk region, Russia. *Geochim. Cosmoch. Acta*, **57**: 2001-2018.
- BRÜGMANN, G.E.; ARNDT, N.T.; HOFFMANN, A.W.; TOBSCHALL, H.J. 1987. Noble metals abundances in komatiitic suites from Alexo, Ontario, and Gorgona Island, Colombia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**: 2159-2169.
- CAMPBELL I.H. & GRIFFITHS, R.W. 1990. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **99**: 79-93.
- CAMPBELL, I.H. & NALDRETT, A.J. 1979. The influence of silicate:sulphide ratios on the geochemistry of magmatic sulphides. *Econ. Geol.*, **74**: 1503-1505.
- CAPOBIANCO, C.J. & DRAKE, M.J. 1990. Partitioning of ruthenium, rhodium, and palladium between spinel and silicate melt and implications for platinum-group element fractionation trends. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**: 869-874.
- COFFIN, M.F.; ELDHOLM, O. 1994. Large Igneous Provinces: Crustal structure dimensions, and external consequences. *Rev. Geophysics*, **32**: 1-36.
- COFFIN, M.F.; ELDHOLM, O. 1993. Scratching the surface; estimating dimensions of large igneous

- provinces. *Geology*. **21**: 515-518.
- COFFIN, M.F. & ELDHOLM, O. 1992. Volcanism and continental break-up: a global compilation of large igneous provinces. In: STOREY, B.C.; ALABASTER, T.; PANKHURST, R.J. (eds.) *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geol. Soc. Spec. Publ. **68**: 17-30.
- COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J. 1988. Classification and petrography of continental stratoid volcanics and related intrusives from the Paraná basin (Brazil). In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (eds.) *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: Petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, IAG-USP. 48-72.
- CONDIE, K. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**: 1-37.
- CORDANI, U.G. & VANDAROS, P. 1967. Basaltic rocks of the Paraná basin. In: BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; PINTO, J.D. (eds.) *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. São Paulo, IG-USP, 207-231.
- CORDANI, U.G.; NEVES, B.B.B.; FUCK, R.A.; THOMAZ Fº, A.; CUNHA, F.M.B.; 1984. *Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras*. PETROBRÁS (CENPES-SITEP), pp. 70.
- CORDANI, U.G.; SARTORI, P.L.; KAWASHITA, K. 1980. Geoquímica dos isótopos de estrôncio e a evolução da atividade vulcânica na Bacia do Paraná (Sul do Brasil) durante o Cretáceo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **52**: 811-818.
- COURTILLOT, V. 1994. Mass extinctions in the last 300 million years; one impact and seven flood basalts?. *Israel J. Earth Sci.*, **43**: 255-266.
- COX, K.G. 1994. Sources of basalt magmas. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE PHYSICS AND CHEMISTRY OF THE UPPER MANTLE. São Paulo. 1994. *Extended Abstracts...* São Paulo, p. 85-98.
- COX, K.G. 1992. Karoo igneous activity, and the early stages of the break-up of Gondwanaland. In: STOREY, B.C.; ALABASTER, T.; PANKHURST, R.J. (eds.) *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geol. Soc. Spec. Publ., **68**: 137-148.
- COX, K.G. 1988. The Karoo Province. In: MACDOUGALL, J.D. (ed.) *Continental Flood Basalts*. Dordrecht, Kluwer. p. 239-271.
- COX, K.G. 1983. The Karoo province of southern Africa: origin of trace element patterns. In: HAWKESWORTH, C.J. & NORRY, M.J. (ed.) *Continental basalts and mantle xenoliths*. Nantwich. Shiva, 139-157.
- COX, K.G. 1980. A Model for Flood Basalt Vulcanism. *J. Petrol.*, **21**: 629-650.
- COX, K.G. & HAWKESWORTH, C.J. 1985. Geochemical stratigraphy of Deccan Traps at Mahabaleswar, Western Ghats, India, with implications for open system magmatic processes. *J. Petrol.*, **26**: 355-377.
- COX, K.G.; MacDONALD, R.; HORNING, G. 1967. Geochemical and petrographic provinces in the Karoo basalts of Southern Africa. *Am. Mineral.*, **52**: 1451-1474.
- CREER, K.M. 1962. Paleomagnetism of Serra Geral formation. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **7**: 1-22.
- CREER, K.M.; MILLER, J.A.; SMITH, A.G. 1965. Radiometric age of the Serra Geral formation. *Nature*. **207**: 282-283.

- CROCKET, J.E. 1981. Geochemistry of the platinum-group elements. In: CABRI, L.J. (ed.). *Platinum-Group Elements: Mineralogy, Geology and Recovery*. Canadian Inst. Mining and Metallurgy Spec. Vol. 23: 49-64.
- DePAOLO, D.J. & WASSERBURG, G.J. 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.*, 3: 89-96.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, P.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 - R2 diagram and major-element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29: 183-210.
- DERBY, O.A. 1878. A geologia da região diamantífera da Província do Paraná no Brasil. *Arquivo do Museu Nacional, Rio de Janeiro*, 3, 89-96.
- DETRICK, R.S. & CROUGH, S.T. 1978. Island subsidence, hot spots, and lithosphere thinning. *J. Geophys. Res.*, 76: 4711-4723.
- DEVEY, C.W. & COX, K.G. 1987. Relationships between crustal contamination and crystallization in continental flood basalt magmas with special reference to Deccan Traps of the western Ghats, India. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 84: 59-68.
- DEVEY, C.W. & LIGHTFOOT, P.C., 1986. Volcanological and tectonic control of stratigraphy and structure in the western Deccan Traps. *Bull. Vulcanol.*, 48: 195-207.
- DUNCAN, R.A. 1987. The Karoo Igneous Province – a problem area for inferring tectonic setting from basalt geochemistry. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 32:13-34.
- DUNCAN, R.A. & RICHARDS, M.A. 1991. Hotspots, mantle plumes, flood basalts, and true polar wander. *Rev. Geophysics*, 29: 31-50.
- DUNCAN, A.R.; MARSH, J.S.; MILNER, S.C.; ERLANK, A.J. 1988. Distribution and petrogenesis of the basic rocks of the Etendeka Formation of northwestern Namibia (abstract). In: *Geochemical evolution of Continental Crust*. Vol. Conference Abstracts, Poços de Caldas, Brazil, 10-18.
- DUNCAN, A.R.; ERLANK, A.J.; MARSH, J.S. 1984. Regional geochemistry of the Karoo igneous province. *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, 13: 355-388.
- DUPUY, C. & DOSTAL, J. 1984. Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67: 61-69.
- DU TOIT, A.L. 1937. *Our wandering continents*. Edinburgh, Oliver & Boyd. 366p.
- ELLAM, R.M. & COX, K.G. 1991. An interpretation of Karoo picrite basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and mantle lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 105: 330-342.
- ELLIOT, D.H. 1992. Jurassic magmatism and tectonism associated with Gondwanaland break-up: na Antarctic perspective. In: STOREY, B.C.; ALABASTER, T; PANKHURST, R.J. (eds.) *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geol. Soc. Spec. Publ., 68: 165-184.
- ERLANK, A.J.; MARSH, J.S.; DUNCAN, A.R.; MILLER, R.M.; HAWKESWORTH, C.J.; BETTON, P.J.; REX, D.C. 1984. Geochemistry and Petrogenesis of the Etendeka Volcanic Rocks from SWA/Namibia. *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, 13: 195-245.

- ERNESTO, M. & PACCA, I.G. 1988. Paleomagnetism of the Paraná basin flood volcanics, southern Brazil. In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (eds.) *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: Petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, IAG-USP. 229-256.
- ERNESTO, M.; HODO, F.Y.; PACCA, I.G. 1979. Estudo paleomagnético da sequência de derrames basálticos da formação Serra Geral em Santa Catarina. *An. Acad. brasil. Ciênc.*, **51**: 327-332.
- ERNESTO, M.; PICCIRILLO, E.M.; RAPOSO, M.I.B.; PINESI, J.P.P.; MARQUES, L.S.; USSAMI, N. 1991. Lower Cretaceous Mafic Dykes Swarms Associated with Paraná Flood Volcanics - Part 1. In: INTERN. SYMP. On MAFIC DYKES And RELATED MAGMATISM. São Paulo, 1991. *Excursion Guide*, 28p.
- ERNST, R.E. & BUCHAN, K.L. 1997. Giant Radiating Dyke Swarms: Their use in identifying Pre-Mesozoic Large Igneous Provinces and Mantle Plumes. In: MAHONEY, J.J. & COFFIN, M.F. (eds.). *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Geophysical Monograph 100. AGU. 297-334.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**: 1199-1212.
- EWART, A.; MILNER, S.C.; ARMSTRONG, R.A.; DUNCAN, A.R. 1998. Etendeka volcanism of the Goboboseb Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part I: Geochemical evidence of early cretaceous tristan plume melts and the role of crustal contamination in the Parana-Etendeka CFB. *J. Petrol.*, **39**: 191-225.
- FEDORENKO, 1994. Evolution of Magmatism as Reflected in the Volcanic Sequence of the Noril'sk Region. In: LIGHTFOOT, P.C. & NALDRETT, A.J. (eds.) *Proceedings of the Sudbury - Noril'sk Symposium*. Ontario Geological Survey. Toronto, Special Volume 5: 171-183.
- FEDORENKO, V.A.; LIGHTFOOT, P.C.; NALDRETT, A.J.; CZAMANSKE, G.K.; HAWKSWORTH, C.J. WOODEN, J.L.; EBEL, D.S. 1996. Petrogenesis of flood-basalt sequence at Noril'sk, North Central Siberia. *Int. Geol. Rev.*, **38**: 99-135.
- FEDORENKO, V.A.; STIFEEVA, G.T.; MAKEEVA, L.V.; SUKHAREVA, M.S.; KUSNETSOVA, N.P. 1984. Mafic and alkali-mafic intrusions of the Noril'sk region; their co-magmatic relation to the volcanic formations. *Soviet Geol. Geophys.*, **25**: 54-61.
- FLETT, M.E. & STONE, W.E. 1991. Partitioning of platinum-group elements in the Fe-Ni-S system and their fractionation in nature. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**: 245-253.
- FLEET, M.E.; STONE, W.E. CROCKET, J. H. 1991. Partitioning of Palladium, Iridium, and Platinum between sulfide liquid and basalt melt: Effects of melt composition, concentration, and oxygen fugacity. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**: 2545-2554.
- FODOR, R.V. 1987. Low- and high-TiO₂ flood basalts of southern Brazil: origin from a picritic parentage and a common mantle source. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **84**: 423-430.
- FODOR, R.V. & VETTER, S.K. 1984. Rift-zone magmatism: Petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, southeastern Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **88**: 307-321.
- FODOR, R.V.; CORVIN, C.; ROISENBERG, A. 1985. Petrology of Serra Geral (Paraná) continental flood basalts, southern Brazil; crustal contamination, source material, and South Atlantic magnetism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **91**: 54-65.
- FÚLFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V.; VIANNA, R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, **12**: 590-610.

- GALLAGHER, K. & HAWKESWORTH, C. 1994. Mantle plumes, continental magmatism and asymmetry in the South Atlantic. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **123**: 105-117.
- GALLAGHER, K. & HAWKESWORTH, C. 1992. Dehydration melting and the generation of continental flood basalts. *Nature*, **258**: 57-59.
- GARLAND, F.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. 1995. Description and Petrogenesis of the Paraná Rhyolites, Southern Brazil. *J. Petrol.*, **36**: 1193-1227.
- GIBSON, S.A.; THOMPSON, R.N.; DICKIN, A.P.; LEONARDOS, O. H. 1996. Mafic potassic magmatic key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **141**: 325-341.
- GIBSON, S.A.; THOMPSON, R.N.; DICKIN, A.P.; LEONARDOS, O. H. 1995. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **136**: 149-165.
- GIDSKEHAUG, A.; CREER, K.M.; MITCHELL, J.G. 1975. Paleomagnetism and K-Ar ages of South West African basalts and their bearing on the timing of initial rifting of the South Atlantic ocean. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **42**: 1-20.
- GRIFFITHS, R.W. & CAMPBELL, 1990. Stirring and structure in mantle plumes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **99**: 66-78.
- GRINENKO, L.N. 1985. Sources of sulfur of the nickeliferous and barren gabbro-dolerite intrusions of the northwest Siberian platform. *Int. Geol. Rev.*, **27**: 695-708.
- GUIMARÃES, D. 1933. A província magmática do Brasil meridional. *Serviço geológico e mineralógico do Brasil. B.* **64**, 70p. - Rio de Janeiro.
- HAMLYN, P.R. & KEAYS, R.R. 1986. Sulfur saturation and second-stage melts: Application to the Bushveld Platinum Metal Deposits. *Econ. Geol.*, **81**: 1431-1445.
- HAMLYN, P.R.; KEAYS, R.R.; CAMERON, W.E.; CRAWFORD, A.J.; WALDRON, H.M. 1985. Precious metals in magnesian low-Ti lavas: Implications for metallogenesis and sulfur saturation in primary magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**: 1797-1811.
- HARRIS, C.; WHITTINGHAM, A.M.; MILNER, S.C.; ARMSTRONG, R.A. 1990. Oxygen isotope geochemistry of the silicic volcanic rocks of the Etendeka-Paraná Province; source constraints. *Geology*, **18**: 1119-1121.
- HARRIS, C.; SMITH, H.S.; MILNER, S.C.; ERLANK, A.J.; DUNCAN, A.R.; MARSH, J.S.; IKIN, N.P. 1989. Oxygen isotope geochemistry of the Mesozoic volcanics of the Etendeka Formation, Namibia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **102**: 454-461.
- HAUGHTON, D.R.; ROEDER, P.L.; SKINNER, B. 1974. Solubility of sulfur in mafic magmas. *Econ. Geol.*, **69**: 451-467.
- HAWKESWORTH, C.; LIGHTFOOT, P.; PEATE, D.; MANTOVANI, M. 1997. Continental mafic magmatism and associated magmatic sulphides. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Campos do Jordão – SP, 1997. *Extended Abstracts...*; Campos do Jordão – SP, 8-11.
- HAWKESWORTH, C.J.; LIGHTFOOT, P.C.; FEDORENKO, V.A.; BLAKE, S.; NALDRETT, A.J.; DOHERTY, W.; GORBACHEV, N.S. 1995. Magma differentiation and mineralisation in the Siberian continental flood basalts. *Lithos*, **34**: 61-88.
- HAWKESWORTH, C.J.; GALLAGHER, K.; KELLEY, S.; MANTOVANI, M.; PEATE, D.W.; REGELOUS, M.;

- ROGERS, N.W. 1992. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. In: STOREY, B.C.; ALABASTER, T.; PANKHURST, R.J. (eds.) *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geol. Soc. Spec. Publ., **68**: 221-240.
- HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M.; PEATE, D.W. 1988. Lithosphere remobilisation during Paraná magmatism. In: Cox, K.G. & MENZIES, M.A. (ed.) *Oceanic and continental lithosphere: similarities and differences*. *J. Petrol., Spec. Vol.* 205-223.
- HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M.; TAYLOR, P.N.; PALACZ, Z. 1986. Evidence from Paraná of south Brazil for a contribution to Dupuy basalts. *Nature*, **322**: 356-359.
- HAWKESWORTH, C.J.; ROGERS, N.W.; VAN CARLSEN, P.W.C.; MENZIES, M.A. 1984. Mantle enrichment processes. *Nature*, **311**: 331-335.
- HEAD, J.W.III & COFFIN, M.F. 1997. Large Igneous Provinces: A Planetary Perspective. In: MAHONEY, J.J. & COFFIN, M.F. (eds.) *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Geophysical Monograph 100. A. 411- 438.
- HERGT, J.M.; PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J. 1991. The Petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **105**: 134-148.
- HERGT, J.M.; CHAPPELL, B.W.; McCULLOCK, M.T.; McDOUGALL, I.; CHIVAS, A.R. 1989. Geochemical and isotopic constraints on the origin of the Jurassic dolerites of Tasmania. *J. Petrol.*, **30**: 841-883.
- HILL, R.I. 1991. Starting plumes and continental break-up. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **104**: 398-416.
- HILL, R.I., CAMPBELL, I.H.; DAVIES, G.F.; GRIFFITHS, R.W. 1992. Mantle plumes and continental tectonics. *Science*, **256**: 186-193.
- HOOPER, P.R. 1997. The Columbia River Flood Basalt Province: Current Status. In: MAHONEY, J.J. & COFFIN, M.F. (eds.) *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Geophysical Monograph 100. AGU. 1- 27.
- HOPPER, P.R. 1988. The Columbia River Basalt. In: MACDOUGALL, J.D. (ed.) *Continental Flood Basalts*. Dordrecht, Kluwer. p. 1-33.
- HUSSAK, E. 1889. Notas preliminares sobre os augito-porfíritos de Paranapanema. *Comissão Geográfica e Geológica da Província de São Paulo*, **B.20**: 35-39.
- IRVINE, T.N. 1975. Crystallisation sequence of the Muskox Intrusion and Other layered intrusions: II Origin of chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**: 991-1020.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth. Sci.*, **8**: 523-547.
- JOLLY, W.T. 1987. Lithophile elements in Huronian low-Ti continental tholeiites from Canada, and evolution of Precambrian mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **85**: 401-405.
- JACKSON, S.E.; FRYER, B.R.; GOSSE, W.; HEALEY, D.C.; LONGERICH, H.P.; STRONG, D.F. 1990. Determination of the precious metals in geological materials by inductively coupled plasma (ICP-MS) with nickel sulphide fire assay collection and tellurium coprecipitation. *Chem. Geol.*, **83**: 119-132.
- JORGE, A.P.S.; ENZWEILER, J.; SHIBUIA, E.K.; SARKIS, J.E.S.; FIGUEIREDO, A.M.G. 1998. Platinum-Group Elements and Gold Determination in NiS Fire Assay Buttons by UV Laser Ablation ICP-MS. *Geostanders Newsletter*, **22**: 47-55.

- JOST, H. & MACEDO, D. (Coords.). 1993. 1º Encontro Brasileiro sobre elementos do grupo da Platina (*Resumos expandidos...*). Brasília, SBG. 82p.
- KEAYS, R.R.; 1995. The role of komatiitic and picritic magmatism and S-saturation in the formation of ore deposits. *Lithos*, 34: 1-18.
- KEAYS, R.R. & CAMPBELL, I.H. 1981. Precious metals in Jimberlana intrusion, Western Australia: Implications for the genesis of platiniferous ores in layered intrusions. *Econ. Geol.*, 76: 1118-1141.
- KENT, R.W. 1995. Continental and Oceanic Flood Basalt Provinces: Current and Future Perspectives. In: SRISVASTAVA, R.K. & CHANDRA, R. (eds.). *Magmatism in Relation to Diverse Tectonic Settings*. New Delhi, Oxford & IBH Publishing, 17-42.
- KENT, R.W.; SAUNDERS, A.D.; KEMPTON, P.D.; GHOSE, N.C. 1997. Rajmahal Basalts, Eastern India: Mantle Sources and Melt Distribution at a Volcanic Rifted Margin. In: MAHONEY, J.J. & COFFIN, M.F. (eds.). *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Geophysical Monograph 100. AGU. 145-182.
- KERR, A.C.; TARNEY, J.; MARRINER, G.F.; NIVIA, A.; SAUDERS, A.D. 1997. The Caribbean-Colombian Cretaceous Igneous Province: The internal Anatomy of na Oceanic Plateau. In: MAHONEY, J.J. & COFFIN, M.F. (eds.). *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Geophysical Monograph 100. AGU.123-144.
- KING, S.D. & ANDERSON, D.L. 1995. An alternative mechanism of flood basalt formation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 136: 269-279.
- LASSITER, J.C. & DEPAOLO, D.J. 1997. Plume/Lithosphere Interaction in the Generation of Continental and Oceanic Flood Basalts: Chemical and Isotopic Constraints. In: MAHONEY, J.J. & COFFIN, M.F. (eds.). *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Geophysical Monograph 100. AGU. 335-355.
- LE BAS, M.J.; LE MAITRE, R.W.; STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 27: 745-750.
- LEINZ, V. 1949. Contribuição à Geologia dos derrames basálticos do Sul do Brasil. FFCL-USP, Boletim (103), Geologia nº 5, 61 p.
- LEINZ, V.; BARTORELLI, A.; ISOTTA, C.A.L. 1968. Contribuição ao estudo do magmatismo basáltico Mesozóico da bacia do Paraná. *An. Acad. brasil. Ciênc.*, 40: 167-181.
- LIGHTFOOT, P.C. 1993. The Interpretation of Geoanalytical Data. In: RIDDLE, C. (ed.) *Analysis of Geological Materials*. New York, Marcel Dekker Inc., 463p.
- LIGHTFOOT, P.C. & HAWKESWORTH, C.J. 1997. Flood Basalts and Magmatic Ni, Cu, and PGE Sulphide Mineralization: Comparative Geochemistry of the Noril'sk (Siberian Traps) and West Greenland Sequences. In: MAHONEY, J.J. & COFFIN, M.F. (eds.). *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Geophysical Monograph 100. AGU. 357-380.
- LIGHTFOOT, P.C. & HAWKESWORTH, C.J. 1988. Origin of Deccan Trap lavas: evidence from combined trace element and Sr-, Nd-, Pb-isotope studies. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 91: 189-194.
- LIGHTFOOT, P.C. & NALDRETT, A.J. 1994. *Proceedings of the Sudbury-Noril'sk symposium*. Ontario Geological Survey Spec. Vol., 5. 423p.
- LIGHTFOOT, P.C.; NALDRETT, A.J.; GORBACHEV, N.S.; FEDORENKO, V.A.; HAWKESWORTH, C.J.; HERGT, J.; DOHERTY, W. 1994. Chemostratigraphy of Siberian trap lavas, Noril'sk District;

- implications for the source of flood basalt magmas and their associated Ni-Cu mineralization. In: LIGHTFOOT, P.C. & NALDRETT, A.J. (eds.) *Proceedings of the Sudbury-Noril'sk symposium*. Ontario Geological Survey Spec. Vol., **5**: 283-312.
- LIGHTFOOT, P.C.; HAWKESWORTH, C.J.; HERGT, J.; NALDRETT, A.J.; GORBACHEV, N.S.; FEDORENKO, V.A.; DOHERTY, W. 1993. Remobilisation of continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of Noril'sk District; Siberian Trap, Russia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **114**: 171-188.
- LIGHTFOOT, P.C.; NALDRETT, A.J.; DEVEY, C.J. ROGERS, N.W.; VAN CALSTEREN, P.W.C. 1990a. Source and differentiation of Deccan Trap lavas: implications of geochemical and mineral chemical variations. *J. Petrol.*, **31**: 1165-1200.
- LIGHTFOOT, P.C.; HAWKESWORTH, C.J.; HERGT, J.; NALDRETT, A.J.; GORBACHEV, N.S.; FEDORENKO, V.A.; DOHERTY, W. 1990b. Geochemistry of Siberian Trap of Noril'sk area, USSR, with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**: 631-644.
- MACDOUGALL, I. & RÜEGG, N.R. 1966. Potassium-argon ages of the Serra Geral Formation of South America. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **30**: 191-195.
- MACDOUGALL, J.D. (ed.) 1988a. *Continental Flood Basalts*. Dordrecht, Kluwer. 341 p.
- MACDOUGALL, J.D. 1988b. Continental Flood Basalts and MORB: A Brief Discussion of similarities and differences in their petrogenesis. In: MACDOUGALL, J.D. (ed.) 1988. *Continental Flood Basalts*. Dordrecht, Kluwer. 331- 41.
- MAHONEY, J.J. 1988. Deccan Trap. In: MACDOUGALL, J.D. (ed.) *Continental Flood Basalts*. Dordrecht, Kluwer. p. 151-194.
- MAHONEY, J.J. & COFFIN, M.F. 1997. (eds.). *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Geophysical Monograph 100. AGU. 438p.
- MAHONEY, J.J.; MACDOUGALL, J.D.; LUGMAIR, G.W.; MURALI, A.V.; SANKAR DAS, M.; GOPALAN, K. 1982. Origin of Deccan Trap flows at Mahabaleswar inferred from Nd e Sr isotopic and chemical evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **60**: 47-60.
- MANTOVANI, M.S.M. & HAWKESWORTH, C.J. 1990. An inversion approach to assimilation and fractional crystallisation processes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **105**: 289-302.
- MANTOVANI, M.S.M.; STEWART, K.; TURNER, S.; HAWKESWORTH, C.J. 1994. Duration of Paraná magmatism and implications for the evolution and source regions of continental flood basalts. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE PHYSICS AND CHEMISTRY OF THE UPPER MANTLE. São Paulo. 1994. *Extended Abstracts...* São Paulo, p. 47-48.
- MANTOVANI, M.S.M., VASCONCELLOS, C.B.C.; SHUKOWSKY, W. MILANI, E.J.; BASEI, M.; HURTER, S.J.; FREITAS, S.R.C. 1991. The Brusque Transect (SA20) from the Dom Feliciano belt to the Amazon Craton: explanatory pamphlet. Global Geosciences Transect Project.
- MANTOVANI, M.S.M., PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J. 1988. Geochemical Stratigraphy of Paraná continental flood basalts: a contribution from borehole samples. In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (eds.). *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: Petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, IAG-USP, p. 15-24.
- MANTOVANI, M.S.M.; CORDANI, U.G.; ROISENBERG, A. 1985a. Geoquímica isotópica em vulcânicas ácidas da bacia do Paraná, e implicações genéticas associadas. *Rev. Bras. Geoc.*, **15**: 61-65.

- MANTOVANI, M.S.M.; MARQUES, L.S.; De SOUSA, M.A.; CIVETTA, L.; ATALLA, L.; INOCENTI, F. 1985b. Trace Element and Strontium Isotope Constraints on the Origin and Evolution of the Paraná Continental Flood Basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). *J. Petrol.*, **26**: 187-209.
- MARQUES, L.S. 1988. Caracterização geoquímica das rochas vulcânicas da bacia do Paraná: Implicações petrogenéticas. São Paulo. 175 p. (Tese de Doutorado, IAG-USP).
- MARQUES, L.S.; DUPRÉ, B.; PICCIRILLO, E.M. 1999. Mantle Source compositions of the Paraná Magmatic Province (southern Brazil): evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry. *J. Geodynamics*, **28**: 439-458.
- MARSH, J.S. 1987. Basalt Geochemistry and Tectonic Discrimination within Continental Flood Basalts Provinces. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **32**: 35-49.
- MARSH, J.S. & EALES, H.V. 1984. The Chemistry and Petrogenesis of Igneous Rocks of the Central Karoo Area, Southern Africa. *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, **13**: 27-68.
- MARSH, J.S.; HOOPER, P.R.; REHACEK, J.; DUNCAN, R.A.; DUNCAN, A.R. 1997. Stratigraphy and Age of Karoo Basalts of Lesotho and Implications for Correlations Within the Karoo Igneous Province. In: MAHONEY, J.J. & COFFIN, M.F. (eds.). *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Geophysical Monograph 100. AGU. 247-272.
- MCDONALD, I. 1998. The need for a common framework for collection and interpretation of data in Platinum-Group Element Geochemistry. *Geostandards Newsletter*, **22(1)**: 85-91.
- MCDONOUGH, W.F. 1992. Chemical and Isotopic systematics of continental lithospheric mantle. *Proc. 5th Int. Kimberlite Conf.*, 478-485.
- MCDONOUGH, W.F. 1990. Constraints on the composition of the continental lithosphere mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **101**: 1-18.
- McKENZIE, D. & BICKLE, M.J.; 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J. Petrol.*, **29**: 625-680.
- MENZIES, M.A. 1992. The lower lithosphere as a major source for continental flood basalts: a re-appraisal. In: STOREY, B.C.; ALABASTER, T.; PANKHURST, R.J. (eds.) *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geol. Soc. Spec. Publ., **68**: 17-30.
- MENZIES, M.; BAKER, J.; CHAZOT, G.; AL'KADASI, M. 1997. Evolution of Red Sea volcanic margin, Western Yemen. In: MAHONEY, J.J. & COFFIN, M.F. (eds.). *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Geophysical Monograph 100. AGU. 29-44.
- MELFI, A.J. 1967. Potassium-argon ages for core samples of basaltic rocks from southern Brazil. *Geochim. Cosmoch. Acta*, **31**: 1079-1089.
- MILNER, S.C. & LE ROEX, A.P. 1996. Isotope characteristics of the Okenyenya igneous complex, northwestern Namibia: constraints on the composition of the early Tristan plume and the origin of the EM1 mantle component. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **141**: 277-291.
- MILNER, S.C.; DUNCAN, A.R.; WHITTINGHAM, A.M.; EWART, A. 1995. Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic units within the Paraná-Etendeka igneous province. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **69**: 137-157.
- MINCATO, R.L. 1994. Avaliação do potencial da Província Ígnea Continental do Paraná para Mineralizações de Ni-Cu-EGP, a partir dos modelos Noril'sk e Insizwa. Campinas – SP. 113p.

(Dissertação de Mestrado, IG-UNICAMP).

- MINCATO, R.L. & SCHRANK, A. 1998. Evaluation of the Ni-Cu-PGE mineralisation for the Paraná Continental Igneous Province based on the Noril'sk and Insizwa Models. In: LAVEROV, N.P. & DISTLER, V.V. (eds.). *International Platinum*. St. Petersburg - Athens. Theophrastus, 107-115.
- MINCATO, R.L. & SCHRANK, A. 1994. Evaluation of the Ni-Cu-PGE mineralisation for the Paraná Continental Igneous Province based on the Noril'sk and Insizwa Models. In: VII INTERNATIONAL PLATINUM SYMPOSIUM, with a Special Session of IGCP Project 336: "Intraplate Magmatism and Metallogeny", Moscow - Noril'sk, 1994. *Abstracts...*, Moscow, p. 120.
- MINCATO R.L. & SCHRANK, A. 1993. Modelo de mineralização de EGP de Insizwa – Transkey – África do Sul e sua aplicação à Formação Serra Geral – Bacia do Paraná – Brasil. In: ENCONTRO BRASILEIRO SOBRE ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA, 1º, Brasília, 1993, *Resumos Expandidos...*, Brasília, SBG, p. 56-58.
- MINCATO, R.L.; SCHRANK, A.; ENZWEILER, J. 1998. Estratigrafia da Porção Meridional da Sequência Vulcânica da Província Ígnea Continental do Paraná a partir de Critérios Petrográficos e Geoquímicos. In: CONGR. BRAS. GEOL., 40. Belo Horizonte, 1998. *Anais...* Belo Horizonte, SBG, p. 100.
- MINCATO, R.L.; SCHRANK, A.; ENZWEILER, J.; 1997. Relations Between the Chemical Stratigraphy and the Lithologies of the Paraná Continental Igneous Province (*Extended Abstract*) *EOS Trans. AGU*, 78:748.
- MINCATO, R.L.; ENZWEILER, J.; SCHRANK, A. 1995. A Sequência Vulcânica do Perfil Guatá - Bom Jardim (SC): Modelagem de uma Proposta de Estratigrafia para a Província Ígnea Continental do Paraná. In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 1º & ENC. GEOL. CONE SUL, 1o, Porto Alegre - RS, 1995. *Resumos Expandidos...* Porto Alegre, SBG, p. 229-230.
- MINIOLLI, B.; PONÇANO, W.L.; OLIVEIRA, S.M.B. 1971. Extensão geográfica do vulcanismo basáltico do Brasil meridional. *An. Acad. brasil. Ciênc.*, 43: 433-437.
- MITCHELL, R.H. & KEAYS, R.R. 1981. Abundance and distribution of gold, palladium and iridium in some spinel and garnet lherzolites: implications for nature and origin of precious metal-rich intergranular components in the upper mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45: 2425-2442.
- MONTES-LAUAR, C.R.; PACCA, I.G.; MELFI, A.J.; PICCIRILLO, E.M.; BELLINI, G.; PETRINI, R.; RIZZIERI, R. 1995. The Anari and Tapirapuã Jurassic formations, western Brazil: paleomagnetism, geochemistry and geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 128: 357-371.
- MOORE, J.G. & SCHILLING, J.-G. 1973. Vesicles, water and sulfur in Reykjanes Ridge basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 41: 105-118.
- MORGAN, J.W. 1986. Ultramafic xenoliths: Clues to Earth's late accretionary history. *J. Geophys. Res.* 91: B12375-12387.
- MORGAN, W.J. 1981. Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian oceans. In: EMILIANI, C. (ed.), *The Sea: vol. 7, The oceanic lithosphere*. New York. Wiley. 443-487.
- MORGAN, W.J. 1971. Convection Plumes in the Lower Mantle. *Nature*, 230: 42-43.
- MORGAN, J.W.; WANDLESS, G.A.; PETRIE, R.K.; IRVING, A.R. 1981. Composition of the Earth's upper mantle. – I Siderophile trace elements in ultramafic nodules. *Tectonophys.*, 75: 47-67.
- MYSEN, B.O. & POPP, R.F. 1980. Solubility of sulfur in $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ and $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ melts at high pressure

- and temperature with controlled $f(\text{O}_2)$ and $f(\text{S}_2)$. *Am. J. Sci.*, **280**: 78-92.
- NALDRETT, A.J. 1999. World-class Ni-Cu-PGE deposits: key factors in their genesis. *Mineral. Deposita*, **34**: 227-240.
- NALDRETT, A.J. 1992. A Model for the Ni-Cu-PGE Ores of the Noril'sk Region and Its Application to Other Areas of Flood Basalt. *Econ. Geol.*, **87**: 1945-1962.
- NALDRETT, A.J. 1989. *Magmatic Sulfide Deposits*. New York, Oxford University Press, 186 p.
- NALDRETT, A.J. & LIGHTFOOT, P.C. 1993. Ni-Cu-PGE ores of the Noril'sk region, Siberia; a model for giant magmatic sulfide deposits associated with flood basalts. In: WHITING, B.H.; HODGSON, C.J.; MASON, R. (eds.). *Giant ore deposits*. Spec. Publ. Soc. Econ. Geol., **2**: 81-123.
- NALDRETT, A.J. DUKE, J.M. 1980. Platinum-group metals in magmatic sulphide ores. *Science*, **208**: 1417-1424.
- NALDRETT, A.J.; LIGHTFOOT, P.C.; FEDORENKO, V.; DOHERTY, W.; GORBACHEV, N.S. 1992. Geology and Geochemistry of Intrusions and Flood Basalts of the Noril'sk Region, USSR, with Implications for the origin of the Ni-Cu Ores. *Econ. Geol.*, **87**: 975-1004.
- NALDRETT, A. J.; HOFFMAN, E. L.; GREEN, A. H.; CHOU, C.-L.; NALDRETT, S. R.; ALCOCK, R. A. 1979. The composition of Ni-Sulfide Ores, with particular reference to their content of PGE and Au. *Can. Mineral.*, **17**: 403-405.
- NALDRETT, A.J.; GOODWIN, A.M.; FISHER, T.L.; RIDLER, R.H. 1978. The sulfur content of Archean volcanic rocks and comparison with ocean floor basalts. *Can. J. Earth Sci.*, **15**: 715-728.
- NARDY, A.J.R. 1995. Geologia e Petrologia do Vulcanismo Mesozóico da Região Central da Bacia do Paraná. Rio Claro – SP. 316 p. (Tese de Doutorado, IGCE-UNESP).
- NEAL, C.R.; MAHONEY, J.J.; KROENKE, L.W.; DUNCAN, R.A.; PETTERSON, M.G. 1997. The Ontong Java Plateau. In: MAHONEY, J.J. & COFFIN, M.F. (eds.). *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Geophysical Monograph 100. AGU. 183-216.
- NORRY, M.J. & FITTON, J.G. 1983. Compositional differences between oceanic and continental basic lavas and their significance. In: HAWKESWORTH, C.J. & NORRY, M.J. (eds.). *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich, Shiva. p. 5-19.
- O'CONNOR, J.M. & DUNCAN, R.A. 1990. Evolution of the Walvis Ridge – Rio Grande Rise hotspot system: implications for African and South American plate motions over plumes. *J. Geophys. Res.*, **95**: 17474-17502.
- PACCA, I.G. & HODO, F.Y. 1976. Paleomagnetic analysis of mesozoic Serra Geral basaltic lava flows in southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **48**: 207-214.
- PEACH, C.L.; MATHEZ, E.A.; KEAYS, R.R. 1990. Sulphide melt-silicate melt distribution coefficients for the noble metals and other chalcophile metals as deduced from MORB: Implications for partial melting. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**: 3379-3389.
- PEACH, C.L.; MATHEZ, E.A.; KEAYS, R.R.; REEVES, S.J. 1994. Experimentally determined sulphide melt-silicate melt partition coefficients for iridium and palladium. *Chem. Geol.*, **117**: 361-377.
- PEATE, D.W. 1997. The Paraná-Etendeka Province. In: MAHONEY, J.J. & COFFIN, M.F. (eds.). *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Geophysical Monograph 100. AGU. 217-245.

- PEATE, D.W. 1990. Stratigraphy and petrogenesis of the Paraná continental flood basalts, southern Brazil. Milton Keynes, England, 359 p. (Ph.D. Thesis, Open University).
- PEATE, D.W. & HAWKESWORTH, C.J. 1996. Lithospheric to asthenospheric transition in low-Ti flood basalts from Southern Paraná, Brazil. *Chem. Geol.*, **127**: 1-24.
- PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.M.S.; ROGERS, N.W.; TURNER, S.P. 1999. Petrogenesis and stratigraphy of the high-Ti/Y Urubici magma type in the Parana flood basalt province and implications for the nature of 'Dupal'-type mantle in the South Atlantic region. *J. Petrol.*, **40**: 451-473.
- PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M., 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): Classification of magma types and their spatial distribution. *Bull. Volcanol.*, **55**: 119-139.
- PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M., SHUKOWSKY, W. 1990. Mantle plumes and flood-basalt stratigraphy in the Paraná, South America. *Geology*, **18**: 1223-1226.
- PEATE, D.W.; MANTOVANI, M.S.M.; HAWKESWORTH, C.J. 1988. Geochemical Stratigraphy of the Paraná Continental Flood Basalts: Borehole Evidence. *Rev. Bras. Geoc.*, **18**: 212-221.
- PECK, D.C. & KEAYS, R.R. 1990a. Insights into the behaviour of precious metals in primitive, S-undersaturated magmas: evidence from Heazlewood River Complex, Tasmania. *Can. Mineral.*, **28**: 553-577.
- PECK, D.C. & KEAYS, R.R. 1990b. Geology, geochemistry and origin of platinum-group element – cromitite occurrences in the Heazlewood River Complex, Tasmania. *Econ. Geol.*, **85**: 765-793.
- PETRI, S. & FÚLFARO, J.V. 1983. Geologia do Brasil. São Paulo. T.A. Queiroz - USP. 631p.
- PETRINI, R.; CIVETTA, L.; PICCIRILLO, E.M.; BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A. J. 1987. Mantle heterogeneity and crustal contamination in the genesis of low-Ti continental flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): Sr-Nd isotope and geochemical evidence. *J. Petrol.*, **28**: 701-726.
- PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (eds.) 1988. *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: Petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, IAG-USP, 600 p.
- PICCIRILLO, E.M.; BELLINI, G.; CAVAZZINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; PETRINI, R.; MELFI, A. J.; PINEZZI, J.P.P.; ZANTADESCHI, P.; DE MIN, A. 1990. Lower Cretaceous Tholeiitic dyke swarms from the Ponta Grossa Arch (southeast Brazil): Petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with the Paraná flood volcanics. *Chem. Geol.*, **89**: 19-48.
- PICCIRILLO, E.M.; CIVETTA, L.; PETRINI, R.; LONGINELLI, A.; BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A. J. 1989. Regional variations within the Paraná flood basalts (southern Brazil): Evidence for subcontinental mantle heterogeneity and crustal contamination. *Chem. Geol.*, **75**: 103-122.
- PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A. J.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; ERNESTO, M.; MARQUES, L.S.; NARDY, A.J.R.; PACCA, I.G.; ROISENBERG, A.; STOLFA, D. 1988a. Continental Flood Volcanism from the Paraná Basain (Brazil). In: MACDOUGALL, J.D. (ed.) *Continental Flood Basalts*. Dordrecht, Kluwer. p. 195-238.
- PICCIRILLO, E.M.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MELFI, A. J.; STOLFA, D.; BELLINI, G.; MARQUES, L.S.; GIARETTA, A.; NARDY, A.J.R.; PINESI, J.P.P.; RAPOSO, M.I.B.; ROISENBERG, A.; 1988b.

- Petrochemistry of continental flood basalt-rhyolite suites and relatives intrusives from the Paraná basin (Brazil). In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (eds.) *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: Petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, IAG-USP. 107-156.
- PICCIRILLO, E.M.; BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; ERNESTO, M.; MELFI, A. J.; PACCA, I.G.; USSAMI, N. 1988c. Significance of the Paraná flood volcanism in the disruption of western Gondwanaland. In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (eds.) *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: Petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, IAG-USP. 285-295.
- RAGLAND, P.C. 1989. *Basic Analytical Petrology*. New York, Oxford University Press, 369p.
- RAJAMANI, V. & NALDRETT, A.J. 1978. Partitioning of Fe, Co, Ni and Cu between sulfide and silicate melts and the composition of Ni-Cu sulfide deposits. *Econ. Geol.*, **73**: 82-93.
- RAMPINO, M.R.; CALDEIRA, K. 1993. Major episodes of geologic change; correlations, time structure and possible causes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **114**: 215-227.
- RENNE, P.R. 1997. Geochronology of the Paraná – Etendeka Igneous Province. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Campos do Jordão – SP, 1997. *Extended Abstracts...*; Campos do Jordão – SP, 20-23.
- RENNE, P.R.; SWISHER, C.C.; DEINO, A.L.; KARNER, D.B.; OWENS, T.L.; DePAOLO, D.J. 1998. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating. *Chem. Geol.*, **145**: 117-152.
- RENNE, P.R.; GLEN, J.M.; MILNER, S.C.; DUNCAN, A.R. 1996a. Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa. *Geology*. **24**: 659-662.
- RENNE, P.R.; DECKART, K.; ERNESTO, M.; FÉRAUD, G.; PICCIRILLO, E.M. 1996b. Age of Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **144**: 199-211.
- RENNE, P.R.; ZICHAO, Z.; RICHARDS, M.A.; BLACK, M.T.; BASU, A.R. 1995. Synchrony and causal relations between Permian-Triassic boundary crises and Siberian flood volcanism. *Science*. **269**: 1413-1416.
- RENNE, P.R.; MERTZ, D.F.; ERNESTO, M.; MARQUES, L.S. TEIXEIRA, W.; ENS, H.H.; RICHARDS, M.A. 1993. Geochronologic constraints on magmatic and tectonic evolution of the Paraná province (abstract). *EOS Trans. AGU*, **74**: 553.
- RENNE, P.R.; ERNESTO, M.; PACCA, I.G.; COE, R.S.; GLEN, J.M.; PREVOT, M.; PERRIN, M. 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*. **258**: 975-979.
- RICHARDS, M.A.; DUNCAN, R.A.; COURTILOT, V.E. 1989. Flood basalts and hot-spot tracks; plume heads and tails. *Science*. **246**: 103-107.
- RIPLEY, E.M. 1981. Sulfur isotopic abundances of the Dunka Road Cu-Ni deposit, Duluth Complex, Minnesota, *Econ. Geol.*, **76**: 619-620.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; SONAKI, H.M.; SONAKI, I.K. 1988. Age of Paraná Flood Volcanism. In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (eds.) *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: Petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, IAG-USP. 25-45.
- ROISENBERG, A. 1989. Petrologia e Geoquímica do Vulcanismo Ácido Mesozóico da Província Meridional da Bacia do Paraná. Porto Alegre. 285p. (Tese de Doutorado – IG-UFRGS).

- ROLLINSON, H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Essex – UK, Longman, 352p.
- RÜEGG, N.R. 1969. Aspectos geoquímicos, mineralógicos e petrográficos de rochas basálticas da Bacia do Paraná. São Paulo. 172p. (Tese de Doutorado, FFCL-USP).
- RÜEGG, N.R. & DUTRA, C.V. 1965. Short note on trace element content of undifferentiated basaltic rocks of the State of São Paulo, Brazil. *An. Acad. brasil. Ciênc.*, **37**: 491-496.
- RÜEGG, N.R. & AMARAL, G. 1976. Variação regional da composição química das rochas basálticas da Bacia do Paraná. *Boletim IG-USP*. **7**: 131-147.
- SARTORI, P.L.; MACIEL F°, C.L.; MENEGOTTO, E. 1975. Contribuição ao estudo das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná na região de Santa Maria, RS. *Rev. Bras. Geoc.*, **5**: 141-159.
- SAUNDERS, A.D.; STOREY, M.; KENT, R.W.; NORRY, M.J. 1992. Consequences of plume-lithosphere interactions. In: STOREY, B.C.; ALABASTER, T.; PANKHURST, R.J. (eds.). *Magmatism and the causes of continental break-up*. Geol. Soc. Spec. Publ. **68**: 41-60.
- SCHOBENHAUS, C.; ALMEIDA CAMPOS, D. de; DERZE, G.R.; ASMUZ, H.E. 1984. Geologia do Brasil: Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais; escala 1:2.000.000. DNPM, Brasília.
- SELF, S.; THORDARSON, T.; KESZTHELIYE, L. 1997. Emplacement of Continental Flood Basalt Lava Flows. In: MAHONEY, J.J. & COFFIN, M.F. (eds.). *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Geophysical Monograph 100. AGU. 381-410.
- SHARMA, M. 1997. Siberian Traps. In: MAHONEY, J.J. & COFFIN, M.F. (eds.). *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Geophysical Monograph 100. AGU. 273-295.
- SHARMA, M.; BASU, A.R.; NESTERENKO, G.V. 1991. Nd-Sr isotopes, petrochemistry, and origin of the Siberian flood basalts, USSR. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**: 1183-1192.
- SINTON, C.W.; DUNCAN, R.A.; STOREY, M.; LEWIS, J.; ESTRADA, J.J. 1998. Na oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **155**: 221-235.
- SKOGSEID, J.; PEDERSEN, T.; ELDHOLM, O.; LARSEN, B.T. 1992. Tectonism and magmatism during NE Atlantic continental break-up: The Vøring Margin. In: STOREY, B.C.; ALABASTER, T.; PANKHURST, R.J. (eds.). *Magmatism and the causes of continental break-up*. Geol. Soc. Spec. Publ., **68**: 305-320.
- STEWART, K.; TURNER, S.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.J.; KIRSTEIN, L.; MANTOVANI, M.S.M. 1996. 3-D ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology in the Paraná flood basalt province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **143**: 95-110.
- STONE, W.E.; CROCKET, J.H.; FLEET, M.E. 1990. Partitioning of palladium, iridium, platinum, and gold between sulphide liquid and basalt melt at 1200° C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**: 2341-2344.
- STOREY, M.; MAHONEY, J.J.; SAUNDERS, A.D. 1997. Cretaceous Basalts in Madagascar and the Transition Between Plume and Continental Lithosphere Mantle Sources. In: MAHONEY, J.J. & COFFIN, M.F. (eds.). *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Geophysical Monograph 100. AGU. 95-122.
- STOREY, M.; MAHONEY, J.J.; SAUNDERS, A.D.; DUNCAN, R.A.; KELLEY, S.P.; COFFIN, M.F. 1995. Timing of hot-spot related volcanism and breakup of Madagascar and India. *Science*, **267**: 852-855.

- SUN, S.S. & McDONOUGH, 1989. Chemical and Isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. *In*: SAUNDERS, A.D. & NORRY, M.J. (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., **42**: 313-345.
- SWANSON, D.A. & WRIGHT, T.L.; 1980. The regional approach to studying the Columbia River Basalt Group. *Memoir Geol. Soc. India*, **3**: 58-80.
- TARDUNO, J.A.; SLITER, W.V.; KROENKE, L.; LECKIE, M.; MAYER, H.; MAHONEY, J.J.; MUSGRAVE, R.; STOREY, M.; WINTERER, E.L. 1991. Rapid formation of the Ontong Java Plateau by Apian mantle plume volcanism. *Science*, **254**: 399-403.
- TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. 1995. The Geochemical evolution of the Continental Crust. *Rev. Geophys.*, **32**: 241-265.
- THOMPSON, R.N.; DICKIN, A.P.; GIBSON, I.L.; HENDRY, G.L. 1983. Continental flood basalts... Arachnids rule OK?. *In*: HAWKESWORTH, C.J. & NORRY, M.J. (eds.) *Continental basalts and mantle xenoliths*. Natwich, Shiva. 158-185.
- TURNER, S. & HAWKESWORTH, C. 1995. The nature of the sub-continental mantle; constraints from the major-element composition of continental flood basalts. *Chem. Geol.*, **120**: 295-314.
- TURNER, S.; PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. 1999a. Chemical Stratigraphy of the Paraná basalt sucession in western Uruguay: further evidence for the diacronous ature os the Paraná magma types. *J. Geodynamics*, **28**: 459-469.
- TURNER, S.; KIRSTEIN, L.A.; HAWKESWORTH, C.J.; PEATE, D.W.; HALLINAN, S.; MANTOVANI, M.S.M. 1999b. Petrogenesis of na 800 m lava sequence in eastern Uruguay: insights into magma chamber processes beneath the Paraná flood basalt province. *J. Geodynamics*, **28**: 471-487.
- TURNER, S.; HAWKESWORTH, C.J.; GALLAGHER, K.; STEWART, K.; PEATE, D.W.; MANTOVANI, M.S.M. 1996. Mantle plumes, flood basalts and thermal models for melt generation beneath continents: assessment of a conductive heating model and application on the Paraná. *J. Geophys. Res.*, **101**: 11503-11518.
- TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI, M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic; high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **121**: 333-348.
- ULBRICH, H.H.G.J. & GOMES, C.B. 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth Sci. Rev.*, **17**: 135-154.
- VANDAROS, P.; RÜEGG, N.R.; CORDANI, U.G. 1966. On potassium-argon age measurements of basaltic rocks from southern Brazil. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **1**: 449-452.
- VanDECAR, J.C.; JAMES, D.E.; ASSUMPÇÃO, M. 1995. Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces. *Nature*. **378**: 25-31.
- VOGEL, D.C. & KEAYS, R.R. 1997. The Petrogenesis and platinum-group element geochemistry of the Newee Volcanic Province, Victoria, Australia. *Chem. Geol.*, **136**: 181-204.
- WEAVER, B.L.; & TARNEY, J. 1983. Chemistry of the sub-continental mantle: inferences from Archean and Proterozoic dykes and continental flood basalts. *In*: HAWKESWORTH, C.J. & NORRY, M.J. (eds.) *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich, Shiva. p. 209-229.
- WHITE, I.C. 1908. Relatório Final da Comissão das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. Rio de

- Janeiro, Imprensa Nacional, 617p.
- WHITE, R.S. 1997. Mantle temperature and lithospheric thinning beneath the Midcontinent rift system: evidence from magmatism and subsidence. *Can. J. Earth Sci.* **34**: 464-475.
- WHITE, R.S. 1992. Magmatism during and after continental break-up. In: STOREY, B.C.; ALABASTER, T.; PANKHURST, R.J. (eds.). *Magmatism and the causes of continental break-up*. Geol. Soc. Spec. Publ., **68**: 1-16.
- WHITE, R. & MCKENZIE, D.P. 1995. Mantle plumes and flood basalts. *J. Geophys. Res.*, **100**: 17.543-17.585.
- WHITE, R. & MCKENZIE, D. 1989. Magmatism at Rift Zones: Generation of Volcanic Margins and Flood Basalts. *J. Geophys. Res.*, **94**: 7685-7729.
- WILKINSON, J.F.G. & BINNS, R.A. 1977. Relatively iron-rich lherzolite xenoliths of the Cr-diopside suite: a guide to the primary nature of anorogenic tholeiitic andesite magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **65**: 199-212.
- WILSON, M. 1989. Continental tholeiites flood basalts provinces. In: WILSON, M. ed. *Igneous Petrogenesis*. London, HarperCollins Academic. p. 287-323.
- WOOD, D.A.; GIBSON, I.L.; THOMPSON, R.N. 1976. Element mobility during zeolite facies metamorphism of the tertiary basalts of Eastern Iceland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **55**: 214-255.
- WOODEN, J.L.; CZAMANSKE, G.K.; FEDORENKO, V.A.; ARNDT, N.T.; CHAUVEL, C.; BOUSE, R.M.; KING, B-S.W.; KNIGHT, R.J.; SIEMS, D.F. 1993. Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**: 3677-3704.
- WOODEN, J.L.; CZAMANSKE, G.K.; BOUSE, R.M.; LIKHACHEV, A.P.; KUNILOV, V.E.; LYUL'KO, V. 1992. Pb isotope data indicate a complex, mantle origin for the Noril'sk-Talnakh ores, Siberia. *Econ. Geol.*, **87**: 1153-1165.
- YALE, L.B. & CARPENTER, S.J. 1998. Large igneous Provinces and giant dike swarms: proxies for supercontinent cyclicity and mantle convection. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **163**: 109-122.
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J. ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A.; MARQUES, A. 1991. Tectonics and Sedimentation of the Paraná Basin. In: INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM; VII, São Paulo, 1988. *Proceedings....* São Paulo, IG-USP, 83-117.
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; VIEIRA, I.S.; ASTOLFI, M.A.M.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. 1987. A Divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**: 242-252.
- ZINDLER, A. & HART, S. 1986. Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.*, **14**: 493-571.

ANEXOS

Anexo 1 – Tabela 1: Síntese dos Trabalhos Executados	140
Anexo 2 – Classificação e síntese das características petrográficas das amostras da Província Ígnea Continental do Paraná.	144
Anexo 3 – Tabela 1: Concentrações de óxidos maiores e elementos traços obtidos por fluorescência de raios X no Laboratório Geoquímico do IG-UNICAMP	155
Anexo 3 – Tabela 2: Concentrações dos elementos traços e terras raras determinados por análise instrumental por ativação neutrônica	165
Anexo 3 – Tabela 3: Concentrações dos Elementos do Grupo da Platina	167
Anexo 3 – Tabela 4: Sumários dos resultados ^{40}Ar - ^{39}Ar	172

Anexo 1: Tabela 1: Síntese dos trabalhos executados.

UF	Local	Coordenadas Geográficas	Amostra (cota em metros) (em negrito análise petrográfica)	Análises Geoquímicas (Amostras)			Datação ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar
				Óxidos Maiores e Elementos Traços	Elementos Terras Raras	Elementos do Grupo da Platina	
RS	Jaguari – Santiago	29° 21' 36,8" S 54° 45' 44,3" W	JS-01 (135); JS-02 (165); JS-03 (205); JS-04 (260); JS-05 (275); JS-06 (300); JS-07 (320); JS-08 (325); JS-09 (330); JS-10 (345); JS-11 e JS-11A (380); JS-12 (390); JS-13 e JS-14 (410).	JS-01; JS-02; JS-03; JS-04; JS-06; JS-08; JS-09; JS-10; JS-11 e JS-11A; JS-12.	JS-01; JS-03; JS-04; JS-12.	JS-06; JS-14.	
RS	Santa Maria – Júlio de Castilho	29° 39' 26,0" S 53° 46' 22,4" W	SJ-01 (190); SJ-02 (225); SJ-03 (255); SJ-04 (280); SJ-05 (310); SJ-06 (340); SJ-07 (355); SJ-08 (365); SJ-09 (395); SJ-10 (405); SJ-11 (420); SJ-12 (80).	SJ-04; SJ-05; SJ-06; SJ-07; SJ-09; SJ-11 (420).		SJ-04.	
RS	Lajeado – Soledade	29° 23' 32,8" S 52° 02' 31,2" W	LS-01 (80); LS-02 (105); LS-03 (125); LS-04 (80); LS-05 (140); LS-06 (190); LS-07 (230); LS-08 (275); LS-09 (305); LS-10 (345); LS-11 (395); LS-12 (460); LS-13 (485); LS-14 (530); LS-15 (555); LS-16 (580); LS-17 (605); LS-18 (645); LS-19 (655); LS-20 (660); LS-21 (685); LS-22 (675); LS-23 (680); LS-24 (705).	LS-02; LS-05; LS-07; LS-08; LS-09; LS-10; LS-16; LS-17; LS-19; LS-20; LS-21; LS-22; LS-23; LS-24.	LS-02; LS-05; LS-08; LS-20.		
RS	Vila Cristina – Nova Petrópolis	29° 21' 00,5" S 51° 08' 48,1" W	CP-01 (205); CP-02 (225); CP-03 (305); CP-04 (320); CP-05 (330); CP-06 (345); CP-07A e B (380); CP-08 (445); CP-09 (485); CP-10 (530); CP-11 (650).	CP-03; CP-04; CP-05; CP-06; CP-07A; CP-08; CP-09; CP-11.			
RS	São Vendelino	29° 23' 10,9" S 51° 21' 44,4" W	SV-01 (85); SV-02 (110); SV-03 (140); SV-04 (220); SV-05 (280); SV-06 (305); SV-07 (380); SV-08 (420); SV-09 (455); SV-10 (510); SV-11 (545); SV-12 (570); SV-13 (610); SV-14 e SV-15 (685).	SV-02; SV-04; SV-06; SV-07; SV-08; SV-09; SV-11; SV-15.			
RS	Bento Gonçalves - Veranópolis	29° 02' 53,3" S 51° 34' 13,4" W	BV-01 (150); BV-02 (165); BV-03 (175); BV-04 (190); BV-05 (205); BV-06 (225); BV-07 (265); BV-08 (405); BV-09 (510); BV-10 (540); BV-11 (600); BV-12 (620); BV-13 (640).	BV-01; BV-02; BV-03; BV-04; BV-05; BV-06; BV-07; BV-08; BV-09; BV-10; BV-11; BV-12.	BV-01; BV-02; BV-07; BV-09; BV-11.	BV-01; BV-02; BV-05; BV-06; BV-08.	

Anexo 1: Continuação da Tabela 1.

UF	Local	Coordenadas Geográficas	Amostra (cota em metros) (em negrito análise petrográfica)	Análises Geoquímica (Amostras)			Datação ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar
				Óxidos Maiores e Elementos Traços	Elementos Terras Raras	Elementos do Grupo da Platina	
SC	Itapiranga – Iporã do Oeste	27° 10' 10,0" S 53° 42' 25,0" W	II-01 (155); II-02 (195); II-03 (215); II-04 (265); II-05 (295); II-06 (310); II-07 (360); II-08 (395); II-09 (430); II-10 (510); II-11 (520); II-12 (580).	II-01; II-03; II-05; II-08; II-09; II-12.			
SC	Goio-En - Chapécó	27° 16' 47,1" S 52° 41' 31,6" W	GC-01 (220); GC-02 (255); GC-03 (305); GC-04 (340); GC-05 (375); GC-06 (400); GC-07 (475); GC-08 (510); GC-09 (520); GC-10 (550).	GC-01; GC-03; GC-05; GC-06; GC-10.			GC-01; GC-10.
SC	Campos Novos	27° 35' 59,9" S 51° 28' 17,3" W	CN-01 (490); CN-02 (545); CN-03 e CN-03A (590); CN-04 (610); CN-05 (615); CN-06 (645); CN-07 e CN-08 (685); CN-09 (695); CN-10 (745); CN-11 (760); CN-12 (780); CN-13 (825); CN-14 (985).	CN-01; CN-03; CN-04; CN-05; CN-07; CN-09; CN-11; CN-13; CN-14.			
SC	Guatá – Bom Jardim	28° 26' 00,0" S 49° 29' 03,0" W	GB-01 (760); GB-02 (870); GB-03 (905); GB-04 (935); GB-05 (955); GB-06 (975); GB-07 (985); GB-08 (990); GB-09 (1.015); GB-10 (1.025); GB-11 (1.035); GB-12 (1.060); GB-13 (1.080); GB-14 (1.100); GB-15 (1.130); GB-16 (1.135); GB-20 (1.195); GB-21 (1.215); GB-22 (1.235); GB-23 (1.290); GB-24 (1.350); GB-25 (1.365); GB-26 (1.370); GB-27 (1.380); GB-28 (1.395); GB-29 (1.435); GB-30 (1.490); GB-33 (1.520) e GB-34 (1.525).	GB-01; GB-02; GB-03; GB-04; GB-05; GB-06; GB-08; GB-09; GB-10; GB-11; GB-12; GB-13; GB-14; GB-15; GB-16; GB-20; GB-21; GB-22; GB-23; GB-24; GB-25; GB-26; GB-27; GB-28; GB-29; GB-30; GB-33; GB-34.	GB-02; GB-03; GB-04; GB-05; GB-06; GB-10; GB-11; GB-12; GB-14; GB-15; GB-21; GB-23; GB-24; GB-25; GB-26; GB-27; GB-29; GB-34.	GB-01; GB-02; GB-03; GB-04; GB-05; GB-06; GB-08; GB-15; GB-16; GB-24; GB-25; GB-26; GB-29.	GB-03.
SC	Morro da Igreja	28° 03' 16,7" S 49° 29' 56,3" W	MI-01 (1.230); MI-02 (1.365); MI-03 (1.420); MI-04 (1.490); MI-05 (1.545); MI-06 (1.565); MI-07 (1.610); MI-08 (1.655); MI-09 (1.670); MI-10 (1.710); MI-11 e MI-12 (1.745); MI-13 (1.780).	MI-01; MI-02; MI-03; MI-05; MI-08; MI-09; MI-10; MI-11; MI-13.			MI-02.

Anexo 1: Continuação da Tabela 1.

UF	Local	Coordenadas Geográficas	Amostra (cota em metros) (em negrito análise petrográfica)	Análises Geoquímicas (Amostras)				Datação ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar
				Oxidos Maiores e Traços	Elementos Terras Raras	Elementos do Grupo da Platina		
PR	Rio Iguaçu – Cascavel	25° 33' 52,4" S 53° 34' 35,1" W	IC-01 (490); IC-02 (490); IC-03 (620); IC-04 (640); IC-05 (620); IC-06 (635); IC-07 (635); IC-08 (640); IC-09 (690); IC-10 (700); IC-11 (790); IC-12 (815); IC-13 (855); IC-14 (890).	IC-01; IC-03; IC-06; IC-08; IC-09; IC-10; IC-11; IC-12; IC-14.			IC-03; IC-09.	
PR	Salto Osório – Queda do Iguaçu	25° 32' 18,2" S 53° 00' 35,0" W	SO-01 (540); SO-02 (545); SO-03 (585); SO-04 (595); SO-05 (625); SO-06 (680); SO-07 (870); SO-08 (780).	SO-01; SO-02; SO-03; SO-05; SO-08.				
PR	Rio Iguaçu – Três Pinheiros	25° 44' 22,2" S 52° 13' 43,8" W	TP-01 (590); TP-02 (610); TP-03 (615); TP-04 (665); TP-05 (710); TP-06 (815); TP-07 (845); TP-08 (910).	TP-01; TP-02; TP-03; TP-04; TP-05; TP-06; TP-08.			TP-04; TP-05.	
PR	Usina de Segredo – Pinhão	26° 00' 29,8" S 51° 40' 04,4" W	SP-01 (780); SP-02 (810); SP-03 (850); SP-04 (930); SP-05 (1.010); SP-06 (1.115); SP-07 (1.150); SP-08 (1.185); SP-09 (1.215); SP-10 (1.250).	SP-01; SP-03; SP-04; SP-07; SP-08; SP-09.				
PR	Prudentópolis – Guará	25° 18' 32,9" S 51° 12' 46,6" W	PG-01 (1.030); PG-02 (1.045); PG-03 (1.125); PG-04 (1.160); PG-05 (1.235).	PG-01; PG-02; PG-03; PG-04; PG-05.				
PR	Jacarezinho – Santo Antônio da Platina	23° 14' 21,4" S 50° 02' 18,5" W	JC-01 (480); JC-02 (510); JC-03 (515); JC-04 (485).	JC-01; JC-03; JC-04.				
PR	Londrina – Lerroville	23° 39' 13,7" S 51° 06' 28,2" W	LL-01 e LL-01A (610); LL-02 (615); LL-03 (560); LL-04 (465); LL-05 (470); LL-06 e LL-07 (435); LL-08 (545); LL-09 (440); LL-10 (455); LL-11 (510).	LL-01A; LL-02; LL-03; LL-04; LL-05; LL-06; LL-07; LL-08; LL-09; LL-10; LL-11.	LL-01A; LL-03; LL-04; LL-07; LL-09.	LL-01A; LL-04; LL-05; LL-06; LL-07; LL-08; LL-09.	LL-01A; LL-11.	
SP	Ilha Solteira	20° 23' 29,0" S 51° 18' 00,2" W	IS-01 (355).	IS-01.				
SP	Usina Marimbondo	20° 18' 23,7" S 49° 12' 23,5" W	UM-01 (440); UM-02 (440).	UM-02.				
SP	Sertãozinho – Ribeirão Preto	21° 09' 54,7" S 47° 55' 57,7" W	RP-01 (535).	RP-01				
SP	Três Fronteiras	20° 18' 00,2" S 50° 54' 12,6" W	TF-01 (340).	TF-01.				

Anexo 1: Continuação da Tabela 1.

UF	Local	Coordenadas Geográficas	Amostra (cota em metros) (em negrito análise petrográfica)	Análises Geoquímicas (Amostras)			Datação ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar
				Óxidos Maiores e Elementos Traços	Elementos Terras Raras	Elementos do Grupo da Platina	
SP	Rodovia Anhangüera	21° 16' 32,8" S 47° 45' 12,2" W	RA-01 (835).	RA-01.			
SP	Rodovia Anhangüera	21° 22' 44,8" S 47° 42' 20,7" W	RA-02 (670).	RA-02.			
SP	Rodovia Anhangüera	21° 42' 04,9" S 47° 35' 46,5" W	RA-03 (565).				
SP	Rodovia Anhangüera	21° 45' 31,2" S 47° 33' 34,3" W	RA-04 (665).	RA-04.			
SP	Bauru – Itirapina	22° 19' 08,5" S 48° 43' 35,4" W	BI-01 (585).	BI-01.	BI-01.		
SP	Bauru – Itirapina	22° 15' 30,6" S 48° 37' 01,9" W	BI-02 (525)				
SP	Bauru – Itirapina	22° 14' 52,9" S 48° 21' 12,0" W	BI-03 (730) e BI-04 (720).	BI-03; BI-04.			
SP	Bauru – Itirapina	22° 15' 50,3" S 48° 13' 25,5" W	BI-05 (420).				
SP	Bauru – Itirapina	22° 17' 30,5" S 48° 07' 56,0" W	BI-06 (485).	BI-06			
SP	Rodovia Washington Luiz	21° 52' 59,5" S 48° 05' 10,2" W	WL-01 (650).	WL-01.			
SP	Fartura – Pirajú	23° 22' 12,5" S 49° 29' 07,9" W	FP-01 e FP-01A (470)				
SP	Fartura – Pirajú	23° 13' 23,1" S 49° 23' 35,1" W	FP-02 (580) e FP-03 (595)	FP-02; FP-03.	FP-02.		
SP	Salto Grande	22° 54' 27,0" S 49° 59' 27,0" W	SG-01 (400); SG-02 (410).	SG-01; SG-02.			
SP	Rodovia Castelo Branco	23° 15' 30,4" S 47° 51' 59,3" W	RC-01 (660).	RC-01.			RC-01.
SP	Ourinhos	22° 59' 40,2" S 49° 54' 17,4" W	OU-01 (425).	OU-01.			
SP	Assis – Sertãoópolis	22° 54' 26,5" S 50° 48' 40,0" W	AS-01 (350); AS-02 (425); AS-03 (440); AS-04 (415); AS-05 (450); AS-06 (605).	AS-01; AS-03; AS-05.			

Anexo 2: Classificação e síntese das características petrográficas das amostras da Província Ígnea Continental do Paraná.

Abreviaturas adotadas na descrição petrográfica das amostras.

Act – Actinolita	Anf – Anfibólio	Ap – Apatita
Bt – Biotita	Ca – Carbonatos	Ce – Celadonita
Cl – Clorita	Cpx – Clinopiroxênios (Augita)	Dy – Diopsídio
Ep – Epidotos	Fk – Feldspato alcalino	Hx – Hidróxidos
Ol – Olivinas	Op – Opacos	Opx – Ortopiroxênios
Pig – Pigeonita	Pl – Plagioclásios	Qz – Quartzo
Se – Sericita	Tit – Titanita	Ti-aug – Titano-augita
Ze – Zeólitas		

Classificação das amostras: A partir do diagrama R1-R2 de De La Roche *et al.* (1980), modificado, para o campo dos basaltos, por Bellieni *et al.* (1981).

Definições e critérios adotados na descrição petrográfica das amostras da Província Ígnea Continental do Paraná.

Afírica: Textura de rochas de granulação fina sem fenocristais.

Felsítica: Textura caracterizada pela mistura de quartzo e feldspato alcalino.

Fenocristais: Cristais com diâmetro máximo entre 0,5 e 2,0 mm.

Hialina: Textura totalmente vítrea.

Hialocristalina: Textura de rochas porfiríticas nas quais as quantidades em volume de vidro e cristais são iguais ou aproximadamente iguais.

Hialofítica: Textura intermediária entre hialopilitica e hialocristalina.

Hialopilitica: Textura intersertal, na qual os micrólitos da matriz estão imersos numa massa vítrea. Fenocristais constituem menos do que 15% em volume da rocha.

Hipocristalina: Textura onde os componentes cristalinos estão imersos em matriz vítrea, com as proporções de cristais dominando amplamente.

Hipohialina: Textura onde os componentes cristalinos estão imersos em matriz vítrea, com as proporções de material vítreo dominando amplamente.

Holocristalina: Textura formada somente por cristais ou com menos de 3% de vidro intersticial.

Intergranular: Matriz cristalina fina (microlítica) ocupando os interstícios entre as ripas de feldspatos.

Intersertal: Matriz vítrea ou parcialmente cristalina ocupando os interstícios entre as ripas de feldspatos. A matriz constitui uma pequena proporção da rocha.

Macrofenocristais: Cristais com diâmetro máximo > 2,0 mm.

Matriz: Cristais com diâmetro máximo < 0,2 mm, incluindo vidro e/ou fases intersticiais e minerais acessórios.

Microfenocristais: Cristais com diâmetro máximo entre 0,2 e 0,5 mm.

Perlítica: Textura de rochas vítreas, caracterizada por rachaduras devidas à contração durante o resfriamento.

Porfírica: Textura de rochas com conteúdo de macrofenocristais e fenocristais entre 5 e 10% em volume.

Seriada: Textura na qual o tamanho dos grãos varia gradualmente ou numa série contínua.

Subafírica: Textura de rochas nas quais os macrofenocristais e os fenocristais constituem menos de 2% em volume.

Subofítica: Textura das rochas nas quais os cristais de feldspatos tem tamanhos aproximadamente equivalentes aos piroxênios e estão, parcialmente, inclusos neles.

Traquítica: Textura na qual os micrólitos de feldspato da matriz estão em arranjo subparalelo.

Amostras da Seção Transversal do Rio Grande do Sul

JS-01 – Andesito, afírico holocristalino, intergranular. Pl, Cpx e Op. Os acessórios são Ti-aug e Tit e os produtos de alteração tardia são Cl e Ca.

JS-02 – Basalto tholeiítico, afírico, holocristalino, intergranular. Pl, Cpx e Op. Tit como acessório e Ca e Cl como produtos de alteração tardia.

JS-03 – Andesi-basalto, subafírico holocristalino, intergranular. Fenocristais de Pl e Cpx em massa de Pl, Cpx e Op. Bt como alteração tardia.

JS-04 e JS-06 – Riolito, subafírico, intersertal hialopilitico a hipocristalino. Microfenocristais de Pl e Cpx em matriz de vidro devitrificado, Qz e Fk em arranjo felsítico e micrólitos de Op.

JS-08 – Riolito, subafírico hipocristalino. Microfenocristais de Pl e Cpx em matriz formada pela mesmas fases mais Op e Qz intergranular ao Pl, formando intercrescimentos granofíricos. Cl e Ep como produtos de alteração.

JS-09 e JS-10 – Riolitos, afíricos hipocristalinos. Pl, Cpx/Op e Qz. O Qz em geral intergranular aos Pl, formando agregados de cristais anédricos. Ap é acessório.

JS-11 e JS-14 – Riolitos, subafíricos hipocristalinos. Fenocristais de Pl (alterados para Ca) em matriz de Pl, Cpx e Op ± vidro. O Qz, como acessório, forma intercrescimentos granofíricos com Fk.

SJ-04 – Andesito, afírico, holocristalino, intergranular. Formado de Pl, Cpx e Op. Ap é acessória. Qz anedral, tardio acompanhado de Act. Fraturas preenchidas por Op e Se.

SJ-05 – Lati-andesito, subafírico a porfíritico, intersertal a intergranular hialopilitico. Fenocristais de Pl e microfenocristais de Cpx imersos em matriz constituída pelas mesmas fases minerais e Op mais vidro.

SJ-06 e SJ-07 – Riolitos, afíricos a subafíricos, hipocristalinos, intergranular a intersertal. Formada de Pl, Cpx e Op imersos em matriz felsítica com agregados radiais de Qz e Fk mais vidro ocasional. Cpx e Op modificados para Hx por alteração tardia.

SJ-09 e SJ-11 – Riolitos, afíricos a subafíricos, hipocristalinos. Com microfenocristais de Pl em matriz constituída de Pl, Cpx e micrólitos de Op. Pl e Qz formam intercrescimentos granofíricos. Ep como produto de alteração.

LS-02 – Basalto tholeiítico, subafírico a porfíritico, de textura intersertal e intergranular, localmente subofítica. Fenocristais de Pl e microfenocristais de Cpx e Op imersos em matriz formada pelas mesmas fases $\pm$ vidro. Raras vesículas preenchidas por calcedônia e circundadas por Cl.

LS-05 – Andesi-basalto, subafírico intersertal a intergranular, hipocristalino. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz com as mesmas fases minerais e vidro. Ep e Hx de alteração tardia.

LS-07 – Andesito, porfíritico intergranular, holocristalino. Pl, Cpx, Op e Ti-aug numa matriz de mesma composição com intercrescimentos felsíticos de Qz e Fk.

LS-08 – Riodacito, subafírico hipocristalino, localmente glomeroporfíritico. Microfenocristais Pl, Cpx e Op imersos em matriz formada pelas mesmas fases minerais mais material vítreo. Ep, Anf e Hx como resultado de alteração tardia.

LS-09 e LS-10 – Riodacitos subafíricos, hipocristalinos a hialopiliticos a intergranular. Fenocristais de Pl e microfenocristais de Pl, Cpx, Op e Opx numa matriz com as mesmas fases minerais e vidro. Ep e Anf como produtos de alteração. Raros alvéolos bordejados por Cl e preenchidos por Ca.

LS-16 – Riodacito, subafírico, hipocristalino a hialopilitica. Raros fenocristais de Cpx e microfenocristais de Pl, Cpx (Aug e Dy) e Op numa matriz com as mesmas fases e vidro.

LS-17 e LS-19 – Riolitos subafíricos, hipocristalinos, intersertal a intergranular subofítico. Fenocristais de Pl e microfenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz constituída pelas mesmas fases e material vítreo devitrificado. Ce, Ep e Cl como produtos de alteração tardia.

LS-20, LS-21, LS-22, LS-23 e LS-24 – Riolitos subafíricos, hipocristalinos a hialopiliticos, intersertal. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz de mesma composição $\pm$ vidro devitrificado. Agregados locais de Qz. Ep e Ca como alteração tardia. Raras vesículas com Qz, Ze e Ca.

CP-03 – Andesito, subafírico a porfíritico intergranular, hipocristalino. Microfenocristais de Pl, Op e Cpx numa matriz com as mesmas fases mais vidro e raros intercrescimentos felsíticos de Qz e Fk.

CP-04 – Andesi-basalto, subafírico a porfíritico hipohialino a hialopilitico, intergranular a intersertal. Microfenocristais de Pl, Cpx, Op e Ol em matriz vítrea com micrólitos de Pl, Cpx e Op. Hx como produto de alteração dos Op. Ol alteradas para Iddingsita e Ce.

CP-05 – Andesi-basalto, bastante similar a CP-04 com macrofenocristais de Pl.

CP-06 – Andesi-basalto, subafírico hipocristalino, intergranular a intersertal. Microfenocristais de Pl, Cpx, Op, e subordinadamente Opx e Ol em matriz formada pelas mesmas fases e vidro. Ep, Ca e Hx como alteração tardia. Raras vesículas com Qz e Ze.

CP-07A – Andesi-basalto, subafírico a porfírico, holocristalino, intergranular e, localmente, glomeroporfírico. Macrofenocristais de Pl e fenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz de mesma composição. Ep e Hx de alteração tardia.

CP-08 e CP-09 – Andesito, afírico a subafírico, hipocristalino, intersertal a intergranular. Microfenocristais de Pl, Op e Cpx em matriz com as mesmas fases e material vítreo devitrificado e Ap como acessório.

CP-11 – Riodacito, subafírico a microporfírico, hipohialino a, localmente, glomeroporfírico. Fenocristais de Pl e Cpx e microfenocristais de Op imersos em matriz com as mesmas fases minerais mais vidro devitrificado e Qz. Alteração para Hx e Ep. Bandamento definido presença de leitos mais ricos em vidro e realçado pela alteração.

SV-02 – Basalto tholeiítico, subafírico a porfírico, hipocristalino a hialopilitico, localmente, intergranular a intersertal seriado. Microfenocristais de Pl, Cpx, Op e ocasionais Opx em matriz de mesma composição e vidro, subordinado. Cl e Ca de alteração tardia.

SV-04 e SV-06 – Andesi-basalto, subafírico a, localmente, porfírico hipocristalino, intergranular a intersertal. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz de mesma composição com $\pm$ vidro.

SV-07 – Andesito, porfírico hipocristalino a hialopilitico intergranular. Microfenocristais de Pl, Cpx e $\pm$ Op em matriz vítrea com microcristalitos de Qz. Ap é acessório. Hx como alteração tardia.

SV-08 – Andesi-basalto, afírico a porfírico, hipocristalino intergranular a intersertal. Fenocristais de Pl e Cpx e microfenocristais de Pl, Cpx $\pm$ Op em matriz de mesma composição e material vítreo.

SV-09 – Lati-basalto, porfírico holocristalino, traquítico. Fenocristais de Pl, Op e Cpx em matriz de mesma composição mais material felsítico. Ap é acessório e Hx, Ep e Ce produtos de alteração.

SV-11 e SV-15 – Riodacito, subafírico a microporfírico, hipohialino, localmente glomeroporfírico. Fenocristais de Pl e microfenocristais de Pl, Op e Cpx (alterados para Cl) imersos em matriz vítrea devitrificada. Espículas de Op conferem aspecto esferulítico.

BV-01, BV-02 e BV-03 – Andesi-basaltos, afíricos a porfíricos, hipohialinos a hipocristalinos, de textura intergranular a intersertal. Fenocristais de Pl e microfenocristais de Pl, Cpx e Op $\pm$ Ol numa matriz de mesma composição mais vidro. Cl, Se e Hx de alteração tardia. Raras vesículas com calcedônia.

BV-04 – Andesito, afírico, hipohialino a hialopilitico, intergranular a intersertal. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz vítrea devitrificada. Finas vesículas ocasionais preenchidas com Ze.

BV-05 – Andesi-basalto, afíricos, holocristalino, intergranular. Microfenocristais de Pl, Cpx, Op e Ol (alteradas) em matriz de mesma composição.

BV-06 – Andesi-basalto, afírico, hipocristalino, intergranular. Microfenocristais de Pl, Cpx, Op e Ol (alteradas) em matriz de mesma composição mais vidro. Ep é fase de alteração dos Cpx.

BV-07 – Andesito, afírico, hipocristalino, intergranular a intersertal. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz de mesma composição $\pm$ vidro. Micrólitos de Ep como fase tardia.

BV-08 – Lati-andesito, subafírico, hipocristalino a hialopilitico, intersertal a intergranular. Fenocristais de Pl e Cpx em matriz com as mesmas fases mais Ti-aug, Op e $\pm$ Opx imersos em vidro e material felsítico. Cl resultante de alteração tardia dos máficos.

BV-09 e BV-10 – Respectivamente, riódacito e riólito, subafíricos, hipocristalinos a hialocristalinos, localmente glomeroporfíricos seriados. Microfenocristais de Pl, Cpx, Op, Opx $\pm$ Dy em matriz vítrea. Ep microlítico de alteração tardia.

BV-11 – Riódacito, subafírico, hipocristalino a hialocristalino, intersertal a, localmente, glomeroporfírica. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz vítrea devitrificada com agregados de Qz. Dy é acessório.

BV-12 – Riódacito, subafírico, hipohialino, localmente glomeroporfírico. Pl, Cpx e Op imersos em matriz com as mesmas fases minerais e vidro devitrificado e Qz. Hx e Ep como alteração tardia. Bandamento definido presença de leitos mais ricos em vidro.

Amostras da Seção Transversal de Santa Catarina

II-01 e II-03 – Andesi-basaltos, subafíricos a porfíricos, holocristalino a hipocristalino, traquítico a intergranular. Fenocristais de Pl e Cpx e microfenocristais de Pl, Cpx Op $\pm$ Pig e Ol (alterada) imersos em matriz de mesma composição, com vidro ocasional. Ce de alteração tardia.

II-05 – Andesi-basalto, subafírico a porfírico, holocristalino, intergranular. Fenocristais de Pl e Cpx (Aug $\pm$ Dy) imersos em matriz constituída pelas mesmas fases e Op. Ce de alteração tardia.

II-08 – Andesi-basalto, porfírico holocristalino, intergranular a intersertal. Fenocristais de Pl e microfenocristais de Pl, Cpx e Op imersos em matriz de mesma composição mais vidro devitrificado. Hx e Ce como alteração tardia.

II-09 – Andesi-basalto, afírico, hialopilitica, localmente, intersertal. Microfenocristais de Pl e Cpx (Aug $\pm$ Pig) imersos em matriz vítrea com micrólitos de Pl e Cpx.

II-12 – Andesi-basalto, porfírica, holocristalina intergranular. Fenocristais de Pl e Cpx em matriz constituída pelas mesmas fases minerais e Op.

GC-01 – Basalto tholeiítico, subafírico a porfírico, hipocristalino a hialopilitico intergranular. Fenocristais de Pl e microfenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz de mesma composição e vidro.

GC-03 e GC-05 – Andesi-basaltos, afíricos a subafíricos, hipocristalino, intergranular a intersertal. Microfenocristais de Cpx, Pl e Op em matriz de mesma composição mais material vítreo devitrificado. Hx e Ep como produtos de alteração dos máficos e opacos.

GC-06 – Basalto tholeiítico, afírico, hipocristalino, intergranular a intersertal. Microfenocristais de Cpx, Pl e Op em matriz com as mesmas fases minerais ± vidro. Cpx alterados para Ep.

GC-10 – Riodacito, macroporfírico, hipocristalino a hialocristalino. Macrofenocristais de Pl e Cpx (Aug e Dy) e fenocristais de Pl, Cpx e Op imersos em matriz felsítica mais vidro. Raros Cpx alterados para Bt. Ap é acessório.

CN-01 – Basalto tholeiítico, subafírico, holocristalino, intergranular a glomeroporfírico. Microfenocristais de Pl, Cpx (Aug / Pig ?) e Op imersos em matriz de mesma composição e vidro devitrificado. Ap é acessório. Ep é produto de alteração dos Cpx.

CN-03, CN-04, CN-05 e CN-07 – Riodacitos, macroporfíricos, hipocristalinos a hialocristalinos, intersertal. Macrofenocristais de Pl e fenocristais de Pl, Cpx e Op imersos em matriz formada pelas mesmas fases minerais mais Qz, intersticial, e vidro. Ep e Ce como produtos de alteração.

CN-09, CN-11 e CN-13 – Riodacitos, porfíricos hipocristalinos a hialocristalinos, intersertal. Macrofenocristais de Cpx e fenocristais de Cpx, Pl e Op imersos em matriz de mesma composição mais vidro, Hx, e Qz intersticial. Cl como produto de alteração dos Cpx. Na **CN-11** Pl é mais abundante do que Cpx.

CN-14 – Andesi-basalto, subafírico, hipocristalino, intergranular a intersertal. Microfenocristais de Pl, Cpx, e Op em matriz de mesma composição e vidro devitrificado. Hx e Ce de alteração tardia.

GB-01 e GB-02 – Andesi-basalto, afíricos a subafíricos, holocristalinos intergranular. Fenocristais de Pl e microfenocristais de Pl, Cpx, Op e ± Opx numa matriz constituída pelas mesmas fases.

GB-03 – Andesi-basalto, subafírico, hipocristalino, intergranular a intersertal. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op ± Ol imersos em matriz de mesma composição mais vidro. Ol alterada para Iddingsita.

GB-04, GB-05 e GB-06 – Basaltos tholeiíticos, afíricos, hipocristalinos, intergranular a intersertal. Fenocristais de Pl e microfenocristais de Pl, Cpx, Op e ± Ol (alterada) em matriz com as mesmas fases minerais mais vidro alterado. Op modificados para Hx.

GB-08, GB-09 e GB-10 – Andesi-basalto, subafíricos a porfíricos, holocristalinos a hipocristalinos, intergranulares, localmente, glomeroporfíricos. Macrofenocristais de Pl, fenocristais de Pl e Cpx e microfenocristais de Pl, Cpx, Op ± Ol (alterada) em matriz de mesma composição com vidro ocasional. Hx amplamente distribuídos. A **GB-09** com amígdalas de material criptocristalino.

GB-11 – Lati-basalto, subafírico, holocristalino intergranular a intersertal. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz de mesma composição. Raras amígdalas preenchidas por Qz. Ep de alteração dos Cpx.

GB-12 e GB-13 – Andesi-basaltos, subafíricos hipocristalinos, intergranular a intersertal. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz constituída pelas mesmas fases mais vidro devitrificado. Ep como produto de alteração.

GB-14 – Andesito, subafírico a porfírico, hipocristalino intergranular, localmente glomeroporfírica. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz de mesma composição mais vidro.

GB-15 e GB-16 – Andesi-basaltos, subafíricos, hipocristalino intergranular. Microfenocristais de Pl, Cpx, Op $\pm$ Ol em matriz com as mesmas fases mais vidro devitrificado. Pl formam glomeropórfiros

GB-20, GB-21 e GB-22 – Andesi-basaltos, subafíricos, hipocristalinos. Intergranular a intersertal. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op imersos em matriz de mesma composição mais vidro. Grande quantidade de Hx oriundo dos Cpx e Op. Ep como produto de alteração dos Cpx.

GB-23 e GB-24 – Lati-andesitos, subafíricos, hipocristalinos. Intergranular a intersertal, hialopilitica. Pl, Cpx (Aug e Dy) e Op em matriz formada pelas mesmas fases mais vidro.

GB-25– Andesi-basalto, afírico, holocristalino, intergranular. Constituído de Pl, Cpx (Aug / Dy) e Op.

GB-26, GB-27, GB-28 e GB-29 – Andesi-basaltos, afíricos, hipocristalinos, intergranular. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz de mesma composição $\pm$ vidro.

GB-30 – Riodacito, subafírico, hipocristalino. Intergranular a intersertal. Microfenocristais de Pl em matriz de Pl e micrólitos de Cpx, Op, Ep e vidro.

GB-33 e GB-34 – Riodacitos, subafíricos, hipocristalinos, intergranular a intersertal. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz vítrea com intercrescimentos felsíticos de Qz e Fk. Ep e Se como produto de alteração tardia. Vesículas ocasionais preenchidas por Qz e Ca. Fiames de vidro.

MI-01 – Andesi-basalto, subafírico a porfírico, holocristalino intergranular. Macrofenocristais de Pl e microfenocristais de Pl, Op e Cpx em massas felsíticas intersticiais. Ep e Se de alteração tardia.

MI-02 – Andesi-basalto, subafírico, holocristalino, intergranular, localmente glomeroporfírico. Formada de fenocristais de Cpx e Pl e microfenocristais de Op, em proporções equivalentes. Ep como alteração tardia.

MI-03 – Basalto tholeiítico, subafírico, holocristalino, intergranular. Pl como macrofenocristais em matriz constituída de Pl, Cpx e Op.

MI-05 – Andesi-basalto, subafírico, hipocristalino, intergranular a intersertal. Raros fenocristais de Pl junto com microfenocristais de Pl e Cpx em matriz constituída pelas mesmas fases e vidro.

MI-08 – Andesito, subafírico, holocristalino, intergranular a intersertal. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz microlítica de Pl, Cpx, Op e, subordinadamente, vidro.

MI-09 e Mi-10 – Andesi-basaltos, subafíricos hipocristalinos a hialopiliticos, intergranular a intersertal, localmente com texturas traquíticas e glomeroporfíricas. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op $\pm$ Ol (alterada) em matriz formada de vidro e Op. Ep de alteração tardia.

MI-11 e MI-13 – Andesi-basaltos, afíricos, holocristalinos a hipocristalinos, intergranular a traquíticos. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz com as mesmas fases mais vidro e Ap como acessório. Ep de alteração tardia. Raras vesículas preenchidas de sílica criptocristalina.

Amostras da Seção Transversal do Paraná

IC-01 e IC-03 – Basaltos transicionais, subafíricos a porfiríticos, holocristalinos, intergranular a intersertal. Fenocristais de Pl em matriz constituída de Pl, Cpx e Op $\pm$ Ol alterada.

IC-06 e IC-08 – Basaltos transicionais, afíricos, hipocristalinos intergranular. Constituídos de microfenocristais de Pl, Cpx e Op, em quantidades equivalentes, $\pm$ Ol imersos em matriz vítrea com micrólitos de Pl, Cpx e Op. Ep, Cl e Hx resultantes de alteração tardia.

IC-09 e IC-10 – Basaltos transicionais, subafíricos a porfiríticos, holocristalinos, intergranular a intersertal. Fenocristais de Pl, Cpx e Op $\pm$ Ol alterada imersos em matriz formada pelas mesmas fases mais vidro.

IC-11 – Lati-basalto, subafírico, porfirítico, holocristalino. Intergranular a intersertal. Localmente glomeroporfirítica. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz de mesma composição $\pm$ vidro. Ca de alteração tardia.

IC-12 e IC-14 – Andesi-basaltos, subafíricos a porfiríticos, hipocristalino, intergranular a intersertal. Fenocristais de Pl e Cpx e microfenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz com as mesmas fases mais vidro. Vesículas eventuais preenchidas por Qz e/ou Ca.

SO-01 e SO-02 – Lati-basaltos, subafíricos, hialocristalinos a hipocristalinos, intergranular. Microfenocristais de Pl, Cpx (Ti-aug?) e Op imersos em matriz vítrea.

SO-03 – Lati-basalto, microporfirítico, hipocristalino, intergranular a intersertal. Fenocristais de Pl e microfenocristais de Pl, Cpx (Ti-aug ?), Op e Ol (alterada) em matriz de mesma composição mais vidro. Ap é acessório.

SO-05 e SO-08 - Basaltos transicionais, porfiríticos, hipocristalinos, intergranular a, localmente, intersertal. Fenocristais de Pl e microfenocristais de Cpx, Pl, e Op $\pm$ Ol (pseudomorfos) em matriz com as mesmas fases mais vidro. Raras estruturas circulares preenchidas de vidro.

TP-01 e TP-02 – Basaltos transicionais, holocristalinos a hipocristalinos, intergranular subofítico a glomeroporfirítico. Microfenocristais de Cpx (Aug / Ti-aug / Dy), Pl, Op e Ol em matriz com as mesmas fases $\pm$ vidro.

TP-03 – Traqui-andesito, subafírico, hipocristalino, intergranular. Microfenocristais de Cpx, Pl e Op em matriz de mesma composição mais vidro.

TP-04 – Dacito, macroporfirítico, hipocristalino a hialopilítico. Macrofenocristais de Pl e microfenocristais de Pl, Cpx (Dy) e Op em matriz fina de mesma composição, mais massas felsíticas com agregados de Qz. Hx e Ca como produtos de alteração tardia.

TP-05 – Lati-basalto, afírico, hipocristalino, intergranular a intersertal. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op imersos em matriz de mesma composição mais vidro. Hx como alteração dos Op.

TP-06 e TP-08 – Lati-basaltos, subafíricos hialocristalinos a hialopiliticos. Fenocristais de Pl e microfenocristais de Pl e Cpx imersos em matriz vítrea. Agregados de Hx e Ca de alteração tardia.

SP-01 e SP-03 – Andesi-basalto, afíricos, hipocristalinos, intergranular a intersertal. Fenocristais de Pl e microfenocristais de Pl e Cpx em matriz vítrea $\pm$ Op. Ep e Hx de alteração tardia.

SP-04 e SP-07 – Andesi-basaltos, subafíricos, holocristalinos, intergranular. Fenocristais de Pl e Cpx em matriz formada pelas mesmas fases mais Op e micrólitos de Ep.

SP-08 – Basalto transicional, subafírico, holocristalino, intergranular, Fenocristais de Pl em matriz de Pl, Cpx e Op.

SP-09 – Riódacito, macroporfirítico, localmente glomeroporfirítico, hipocristalino. Megafenocristais de Pl e fenocristais de Pl, Cpx (Aug / Dy) e Op imersos em matriz felsítica com massas vítreas e micrólitos de Pl, de Cpx e de Op alterados para Hx.

PG-01 e PG-02 – Andesi-basaltos, subafíricos, holocristalinos, intergranular. Microfenocristais de Pl em matriz constituída de Pl, Cpx e Op.

PG-03 – Andesi-basalto, subafírico, hipocristalino, intergranular a intersertal. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz de mesma composição mais vidro.

PG-04 – Andesi-basalto, afírico, holocristalino, intergranular com glomeropórfiros, locais, de Cpx em matriz microlítica de Cpx, Pl e Op $\pm$ Ol alteradas para iddingsita.

PG-05 – Andesito, granular, hipocristalino, de textura intersertal a intergranular. Raros fenocristais de Pl em matriz de Pl, Cpx e Op e vidro. Ap como acessório.

Amostras do Norte do Paraná

LL-01A – Basalto transicional, subafírico, holocristalino, intergranular a subofítico. Macrofenocristais de Pl e Cpx em matriz formada de Pl, Cpx, Op $\pm$ Ol (alteradas) e Ap como acessório.

LL-02 – Lati-basalto, subafírico, holocristalino, intergranular a, localmente, glomeroporfirítico. Fenocristais de Pl e microfenocristais de Pl, Cpx (Aug e Dy) e Op. Alguns agregados de Ep e Op microlíticos. Hx como alteração tardia.

LL-03 – Lati-basalto, subafírico, hipocristalino, intergranular. Microfenocristais de Pl, Cpx, Op e Ol (alteradas) em matriz com as mesmas fases mais material vítreo.

LL-04 – Andesi-basalto, porfirítico, hialocristalino, intersertal hialopilitica a intergranular. Macrofenocristais de Pl, fenocristais de Pl e Cpx e microfenocristais de Pl, Cpx, Op e Ol (alteradas) em matriz totalmente vítrea.

LL-05 – Lati-basalto, granular subafírico, holocristalino, intergranular. Fenocristais de Pl e microfenocristais de Pl, Cpx, Op e Ol (alteradas) com esporádicas porções vítreas intersticiais. Ep de alteração tardia.

LL-06 – Lati-basalto, subafírico microporfirítico, holocristalino, intergranular a, localmente, intersertal. Raros fenocristais de Pl e microfenocristais de Pl em matriz de Pl, Cpx, Op e Ol (alterada). Ep e Cl como produtos de alteração.

LL-07 – Andesi-basalto, porfirítico holocristalino, intersertal a intergranular. Fenocristais de Pl, e microfenocristais de Pl, Cpx (Aug e/ou Ti-aug) e Op em matriz com as mesmas fases minerais com, localmente, material vítreo. Cl de alteração tardia.

LL-08 e LL-09 – Basaltos transicionais, holocristalinos (subvulcânicos) de textura intergranular a intersertal, localmente glomeroporfirítica. Fenocristais de Pl e microfenocristais de Cpx (Aug / Dy) e Op em matriz de mesma composição com vidro e micrólitos de Ep ocasionais.

LL-10 – Basalto tholeiítico, subafírico, hipocristalino, intergranular a, localmente, intersertal glomeroporfirítico. Microfenocristais de Pl, Cpx (Aug / Dy) e Op e vidro.

LL-11 – Andesi-basalto, subafírico, holocristalino intergranular a, localmente, intersertal. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz de mesma composição.

JC-01 – Andesi-basaltos, subafíricos, holocristalinos, intergranular. Microfenocristais de Pl, Cpx, Op e Ol (alteradas) em matriz microlítica de mesma composição.

JC-03 e JC-04 – Andesi-basaltos, afíricos a subafíricos, hipocristalinos intergranular. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz de mesma composição com vidro intersticial.

Amostras do Estado de São Paulo

AS-01, AS-03 e AS-05 – Andesi-basaltos, subafíricos, hipocristalinos intergranular a intersertal. Microfenocristais Pl, Cpx e Op em matriz com as mesma fases e material vítreo ocasional.

RA-01 e RA-02 – Andesi-basaltos, afíricos a subafíricos, holo a hipocristalinos, intergranular a intersertal. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz de mesma composição mais vidro intersticial.

RA-04 – Lati-basalto, granular (subvulcânico), hipocristalino, intergranular a intersertal. Microfenocristais de Pl e Cpx em matriz com as mesmas fases mais Op e vidro. Ap como acessório. Ep e Bt de alteração tardia.

BI-01 – Andesi-basalto, subafírico, holocristalino, intergranular a intersertal. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op com material vítreo intersticial.

BI-03 e BI-04 – Andesi-basaltos, subafíricos, hipocristalinos a hialopiliticos. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz vítrea.

BI-06 – Andesi-basalto, granular, hipocristalino, intergranular e intersertal a ofítico. Fenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz com as mesmas fases e vidro intersticial. Ap é acessório.

RC-01 – Lati-basalto, granular (subvulcânico), holocristalino, intergranular a intersertal. Fenocristais de Pl e Cpx em matriz com as mesmas fases e Op. Ap como acessório.

FP-02 e FP-03 – Riolitos, porfíricos, hipo a hialocristalinos, intersertal. Macrofenocristais de Pl e microfenocristais de Cpx e Op em matriz vítrea com agregados de Qz, intercrescimentos granofíricos de Qz e Fk e micrólitos de Bt e Ep de alteração.

SG-01 – Latito, subafírico, hialocristalino a hialopilitica, intergranular a intersertal. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz vítrea. Ep como produtos de alteração.

SG-02 – Andesi-basalto, subafírico, hialocristalino, intergranular a intersertal subofítico. Macrofenocristais de Pl e Cpx em matriz vítrea com micrólitos das mesmas fases minerais e Op.

WL-01 – Lati-basalto, afírico, hialocristalino a hialopilitica, intergranular a intersertal. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz vítrea.

TF-01 – Basalto transicional, afírico, hipocristalino intergranular a intersertal. Microfenocristais de Pl e, raros, de Cpx em matriz vítrea com micrólitos de Pl, Cpx e Op.

IS-01 – Lati-basalto, subafírico, hipocristalino, intergranular a intersertal. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz de mesma composição e vidro ocasional.

RP-01 – Lati-basalto, afírico, holocristalino equigranular, intergranular a intersertal. Formada de Pl, Cpx e Op.

UM-02 – Lati-basalto, subafírico, hialocristalino a hialopilitico. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op em matriz vítrea.

OU-01 – Lati-basalto, subafírico, holocristalino intergranular. Microfenocristais de Pl, Cpx e Op imersos em matriz de mesma composição e, ocasionalmente, vidro. Ep como produto de alteração. Raras amígdalas preenchidas por Ca e Bt.

Anexo 3 - Tabela 1: Concentrações de óxidos maiores e elementos traços obtidos por fluorescência de raios X no Laboratório Geoquímico do IG-UNICAMP

Maiores %	JS-01	JS-02	JS-03	JS-04	JS-06	JS-08	JS-09	JS-10	JS-11	JS-11A
SiO ₂	57,63	53,28	54,79	71,12	69,91	71,33	70,88	69,87	69,59	69,95
TiO ₂	1,74	1,00	1,40	0,72	0,66	0,70	0,73	0,70	0,72	0,71
Al ₂ O ₃	13,11	15,73	13,70	12,80	12,39	12,57	12,47	12,46	12,38	12,55
Fe ₂ O ₃	13,11	10,60	12,48	5,38	5,02	5,13	5,34	5,06	5,38	5,32
MnO	0,18	0,16	0,19	0,07	0,09	0,08	0,04	0,06	0,05	0,08
MgO	2,98	6,39	4,40	0,68	0,62	0,54	0,59	0,86	1,32	0,64
CaO	6,17	10,01	7,95	1,85	2,02	1,67	1,63	1,61	1,87	1,80
Na ₂ O	2,54	2,10	2,52	2,59	2,81	2,86	2,56	2,49	2,58	2,81
K ₂ O	2,54	1,67	1,69	4,88	4,65	4,79	4,99	4,83	4,91	4,77
P ₂ O ₅	0,26	0,15	0,21	0,21	0,20	0,20	0,21	0,21	0,21	0,21
PF	0,32	0,19	0,20	1,04	0,70	0,89	0,99	1,31	1,47	1,18
Soma	100,58	101,27	99,55	101,34	99,06	100,76	100,43	99,46	100,47	100,02
Mg#	34,65	58,45	45,13	22,77	22,37	19,72	20,49	28,39	36,40	21,92
Traços ppm										
Ba	487	359	383	857	785	880	640	677	633	420
Cr	34	45	26	24	29	21	35	23	15	20
Nb	16	12	12	23	25	24	23	22	22	23
Ni	16	21	25	<11	12	<11	<11	<11	<11	<11
Rb	106	80	63	219	209	220	217	205	218	202
Sr	190	215	225	104	110	105	100	100	101	101
V	476	391	390	38	<24	26	27	24	<24	35
Y	41	31	32	88	55	60	47	49	55	50
Zn	113	103	97	87	81	84	87	82	86	93
Zr	208	161	156	316	317	315	309	306	304	309
Cu	80	75	64	25	19	23	21	20	22	24
Unidade	Gram.	Gram.	Gram.	SMaria	SMaria	SMaria	SMaria	SMaria	SMaria	SMaria

Anexo 3 - Tabela 1: Continuação.

Maiores %	JS-14	SJ-04	SJ-05	SJ-06	SJ-07	SJ-09	SJ-11	LS-02	LS-05	LS-07
SiO ₂	71,14	55,25	54,11	70,47	70,68	71,97	70,57	51,04	54,55	57,58
TiO ₂	0,73	1,94	1,79	0,72	0,68	0,66	0,70	0,99	1,16	1,64
Al ₂ O ₃	12,60	12,88	12,61	12,52	12,54	12,57	12,31	15,11	14,11	13,69
Fe ₂ O ₃	5,33	15,07	15,02	5,30	5,05	4,70	4,95	10,22	12,36	12,02
MnO	0,01	0,20	0,18	0,03	0,09	0,03	0,06	0,15	0,19	0,17
MgO	0,90	3,47	3,35	0,39	0,47	0,81	0,74	6,04	5,30	3,43
CaO	1,88	6,89	6,44	1,42	1,55	1,22	0,89	9,58	8,80	6,26
Na ₂ O	2,53	2,49	2,43	2,52	2,47	2,22	2,06	1,95	2,37	2,58
K ₂ O	5,17	2,03	2,57	5,25	4,57	4,94	5,49	1,58	1,53	2,58
P ₂ O ₅	0,20	0,27	0,27	0,21	0,20	0,20	0,19	0,14	0,15	0,29
PF	0,63	0,32	0,79	1,37	1,00	1,62	1,69	3,89	0,20	0,36
Soma	101,12	100,81	99,56	100,20	99,30	100,95	99,66	100,68	100,71	100,65
Mg#	28,26	34,95	34,23	14,65	17,84	28,68	25,86	57,96	50,01	39,97
Traços ppm										
Ba	830	347	327	802	823	884	921	430	334	472
Cr	23	17	40	17	17	94	<9	75	33	17
Nb	24	15	14	23	23	24	24	7	9	17
Ni	<11	15	19	<11	11	<11	<11	87	22	18
Rb	209	74	113	209	196	208	224	44	49	105
Sr	94	216	214	91	98	89	81	159	225	194
V	46	483	381	59	<24	<24	27	234	351	327
Y	53	39	45	44	67	43	43	19	23	40
Zn	78	115	116	77	87	95	78	87	99	106
Zr	309	187	188	313	317	316	315	111	127	218
Cu	20	113	108	21	20	13	15	51	73	70
Unidade	SMaria	Gram.	Gram.	SMaria	SMaria	SMaria	SMaria	Gram.	Gram.	Gram.

Anexo 3 - Tabela 1: Continuação.

Maiores %	LS-08	LS-09	LS-10	LS-16	LS-17	LS-19	LS-20	LS-21	LS-22	LS-23
SiO ₂	66,91	67,50	66,13	62,83	71,40	69,35	70,38	70,52	71,11	71,42
TiO ₂	0,99	0,99	0,92	1,25	0,68	0,67	0,66	0,64	0,66	0,70
Al ₂ O ₃	13,45	13,20	12,92	12,90	12,74	12,58	12,33	12,44	12,64	12,56
Fe ₂ O ₃	6,63	6,72	6,11	8,94	5,21	5,04	5,17	4,76	5,14	5,17
MnO	0,10	0,11	0,10	0,16	0,05	0,10	0,19	0,08	0,10	0,08
MgO	1,30	1,41	1,35	1,51	0,81	0,65	0,37	0,56	1,11	0,56
CaO	3,28	3,46	3,36	4,42	1,64	2,10	1,38	2,16	1,45	1,37
Na ₂ O	2,76	2,66	2,96	2,70	2,60	2,99	2,49	2,86	2,38	2,45
K ₂ O	4,00	4,02	3,02	2,96	5,02	3,99	5,38	4,07	4,96	4,80
P ₂ O ₅	0,29	0,28	0,27	0,35	0,20	0,19	0,19	0,19	0,19	0,20
PF	0,63	0,67	2,39	1,72	0,84	2,67	1,21	2,69	1,45	1,23
Soma	100,36	101,04	99,52	99,75	101,18	100,34	99,75	100,98	101,22	100,54
Mg#	31,39	32,86	34,01	28,27	26,62	23,13	14,31	21,54	33,50	20,17
Traços ppm										
Ba	764	743	702	726	800	767	770	837	794	809
Cr	27	12	14	55	24	16	23	25	56	20
Nb	21	21	20	18	25	25	24	25	24	25
Ni	<11	<11	<11	<11	15	13	11	<11	<11	<11
Rb	167	17	166	145	211	216	216	229	208	209
Sr	163	156	170	183	94	105	86	102	83	92
V	80	91	77	102	<24	<24	<24	<24	<24	<24
Y	39	38	38	58	57	51	57	53	53	54
Zn	87	84	83	112	81	83	87	86	82	80
Zr	255	252	249	304	321	321	319	321	322	319
Cu	50	38	42	109	19	46	20	13	19	16
Unidade	CxSul	CxSul	CxSul	CxSul	SMaria	SMaria	SMaria	SMaria	SMaria	SMaria

Anexo 3 - Tabela 1: Continuação.

Maiores %	LS-24	CP-03	CP-04	CP-05	CP-06	CP-07A	CP-08	CP-09	CP-11	SV-02
SiO ₂	70,68	56,87	52,22	52,27	52,45	52,85	54,53	54,50	67,86	50,09
TiO ₂	0,68	1,86	1,03	1,13	1,17	1,20	1,40	1,43	0,97	1,03
Al ₂ O ₃	12,51	12,84	14,62	14,79	14,69	14,80	13,58	13,54	12,52	15,62
Fe ₂ O ₃	5,14	14,49	10,96	11,45	11,88	11,66	13,21	12,95	6,92	10,79
MnO	0,05	0,19	0,18	0,18	0,19	0,17	0,19	0,18	0,11	0,18
MgO	0,55	3,02	6,77	5,24	5,85	5,22	3,71	3,21	1,42	7,27
CaO	1,24	6,75	9,50	9,62	9,79	8,76	8,09	7,24	2,72	11,14
Na ₂ O	2,29	2,38	2,41	2,50	2,14	2,54	2,02	2,70	2,33	1,78
K ₂ O	5,42	2,36	1,35	1,25	0,96	1,66	1,33	2,27	3,98	0,64
P ₂ O ₅	0,20	0,21	0,14	0,16	0,17	0,17	0,19	0,20	0,28	0,15
PF	1,26	0,13	1,10	0,65	1,07	0,65	2,27	2,42	1,12	1,40
Soma	100,03	101,09	100,29	99,23	100,36	99,69	100,54	100,65	100,25	100,09
Mg#	19,98	32,72	59,04	51,64	53,46	51,09	39,59	36,64	32,38	61,12
Traços ppm										
Ba	837	553	484	461	424	484	360	429	1107	358
Cr	18	38	228	146	67	95	25	34	18	433
Nb	25	12	8	10	10	11	12	14	20	8
Ni	<11	15	67	60	52	48	17	13	<11	96
Rb	219	83	39	39	33	51	73	83	165	15
Sr	80	189	224	240	255	231	261	149	141	258
V	<24	512	293	307	315	306	370	364	68	250
Y	49	32	22	25	28	28	35	33	46	23
Zn	82	116	94	92	100	97	106	111	88	86
Zr	321	183	127	139	146	153	184	179	273	118
Cu	19	54	63	57	54	77	78	62	26	84
Unidade	SMaria	Gram.	Gram.	Gram.	Gram.	Gram.	Gram.	Gram.	CxSul	Gram.

Anexo 3 - Tabela 1: Continuação.

Maiores %	SV-04	SV-06	SV-07	SV-08	SV-09	SV-11	SV-15	BV-01	BV-02	BV-03
SiO ₂	53,19	53,24	56,09	53,04	49,64	68,10	68,86	53,98	52,85	53,35
TiO ₂	1,25	1,20	1,40	1,04	2,16	0,93	0,91	1,01	1,02	1,37
Al ₂ O ₃	13,46	14,53	13,16	14,22	15,82	13,49	12,98	15,03	14,8	13,48
Fe ₂ O ₃	13,34	11,94	12,77	11,87	12,28	6,16	5,76	9,67	10,36	13,41
MnO	0,20	0,18	0,18	0,20	0,17	0,10	0,09	0,13	0,17	0,19
MgO	4,81	5,30	3,37	5,63	5,44	1,15	1,06	5,51	6,35	4,24
CaO	9,14	8,95	6,88	9,29	8,12	2,93	2,90	8,94	10,1	8,77
Na ₂ O	1,94	2,39	2,52	2,07	3,10	2,71	2,61	1,98	2,39	2,95
K ₂ O	0,78	1,44	2,20	0,93	2,00	4,53	4,28	1,63	0,68	0,83
P ₂ O ₅	0,15	0,18	0,19	0,13	0,46	0,28	0,27	0,16	0,19	0,2
PF	1,66	0,52	0,60	1,32	1,49	0,92	0,88	2,86	1,37	0,96
Soma	99,93	99,89	99,37	99,74	100,68	101,30	100,62	100,89	100,27	99,74
Mg#	45,69	50,88	38,11	52,53	50,82	30,34	30,04	57,07	58,85	42,45
Traços ppm										
Ba	298	357	327	246	1135	866	830	368	315	286
Cr	20	96	34	29	37	45	78	248	113	26
Nb	10	11	14	8	15	21	20	9	9	11
Ni	36	45	16	24	76	<11	<11	106	65	27
Rb	34	47	86	38	43	181	185	56	25	62
Sr	207	244	206	300	471	162	152	216	260	217
V	363	286	367	305	280	108	86	251	314	428
Y	25	28	37	24	38	45	38	23	22	30
Zn	102	97	104	94	107	81	80	81	81	102
Zr	127	156	193	115	208	255	252	128	124	146
Cu	157	59	64	89	40	28	35	57	93	155
Unidade	Gram.	Gram.	Gram.	Gram.	Gram.	CxSul	CxSul	Gram.	Gram.	Gram.

Anexo 3 - Tabela 1: Continuação.

Maiores %	BV-04	BV-05	BV-06	BV-07	BV-08	BV-09*	BV-10	BV-11	BV-12	GB-01
SiO ₂	54,09	53,22	52,63	56,25	56,67	66,04	67,20	67,07	67,27	53,37
TiO ₂	1,94	1,08	1,04	1,73	1,66	0,91	0,96	0,95	0,95	1,23
Al ₂ O ₃	13,04	14,74	14,36	13,62	13,55	13,02	13,05	13,17	13,01	14,66
Fe ₂ O ₃	14,86	11,07	11,54	12,81	12,21	6,08	6,07	6,11	6,07	11,67
MnO	0,18	0,17	0,18	0,17	0,16	0,11	0,08	0,11	0,11	0,18
MgO	3,01	6,22	6,36	3,27	3,03	1,22	1,20	1,13	0,87	4,57
CaO	7,62	9,69	9,74	6,81	6,5	3,42	2,54	3,1	3,37	8,74
Na ₂ O	2,68	2,36	2,59	2,69	3,3	3,54	4,07	3,16	2,93	2,59
K ₂ O	0,97	1,15	0,99	2,19	2,31	2,93	4,17	3,74	3,93	1,47
P ₂ O ₅	0,22	0,17	0,15	0,29	0,31	0,29	0,29	0,29	0,28	0,19
PF	1,74	0,18+	0,18	0,17	0,13	2,16	0,74	1,03	0,98	0,19
Soma	100,33	99,68	99,76	99,99	99,83	99,72	100,38	99,86	99,97	99,06
Mg#	32,09	56,73	56,25	37,33	36,67	31,89	31,56	30,14	25,06	47,74
Traços ppm										
Ba	271	345	244	477	623	703	652	837	834	444
Cr	22	112	78	39	45	14	31	35	28	21
Nb	13	11	7	17	17	22	21	21	22	14
Ni	16	51	41	19	18	<11	<11	<11	<11	30
Rb	70	38	39	93	104	172	176	167	190	47
Sr	251	253	220	209	211	173	155	156	151	235
V	475	285	322	387	335	71	82	80	84	401
Y	35	25	23	40	40	41	40	46	48	31
Zn	109	92	92	108	104	79	79	86	86	103
Zr	192	141	101	219	220	261	259	254	255	161
Cu	152	117	121	100	111	48	70	69	67	160
Unidade	Gram.	Gram.	Gram.	Gram.	Gram.	CxSul	CxSul	CxSul	CxSul	Gram.

Anexo 3 - Tabela 1: Continuação.

Maiores %	GB-02	GB-03	GB-04	GB-05	GB-06	GB-08	GB-09	GB-10	GB-11	GB-12
SiO ₂	52,92	52,25	50,75	52,41	50,92	49,24	51,11	51,29	49,61	50,32
TiO ₂	1,01	3,50	0,83	0,91	0,76	3,61	3,48	3,46	3,70	3,58
Al ₂ O ₃	15,92	13,46	15,01	14,65	15,69	13,17	13,09	13,27	13,27	13,45
Fe ₂ O ₃	11,13	12,25	10,22	10,75	9,75	12,98	12,79	12,68	12,90	12,96
MnO	0,16	0,16	0,17	0,17	0,15	0,16	0,16	0,16	0,17	0,16
MgO	4,77	3,68	6,85	6,30	7,79	4,30	3,88	3,93	4,02	4,64
CaO	9,69	7,86	10,56	10,17	11,27	8,57	8,11	8,04	7,87	9,07
Na ₂ O	2,26	2,72	2,34	2,95	2,09	2,42	2,52	2,66	2,71	2,51
K ₂ O	1,27	2,39	0,70	0,95	0,49	1,37	2,08	1,92	2,55	0,87
P ₂ O ₅	0,13	0,50	0,11	0,11	0,08	0,58	0,45	0,36	0,43	0,44
PF	0,56	0,59	2,06	1,00	1,00	1,90	1,03	0,79	0,95	2,01
Soma	99,82	99,35	99,60	100,37	99,98	98,30	98,69	98,56	98,18	100,02
Mg#	50,00	41,21	60,99	57,76	65,08	43,60	41,44	41,97	42,10	45,51
Traços ppm										
Ba	642	485	47	550	399	181	221	527	188	274
Cr	61	99	112	2	29	240	40	24	102	199
Nb	10	28	8	9	7	29	27	28	29	27
Ni	54	74	116	6	33	100	47	23	71	124
Rb	43	38	27	25	11	29	42	40	49	15
Sr	204	656	323	203	185	782	702	695	510	762
V	343	364	383	94	300	279	290	356	274	275
Y	24	37	20	21	17	37	35	34	37	35
Zn	107	112	75	73	96	74	80	107	77	193
Zr	114	306	85	98	71	314	295	295	306	282
Cu	77	167	80	128	143	110	145	328	93	379
Unidade	Gram.	Urub.	Gram.	Gram.	Gram.	Urub.	Urub.	Urub.	Urub.	Urub.

Anexo 3 - Tabela 1: Continuação.

Maiores %	GB-13	GB-14	GB-15	GB-16	GB-20	GB-21	GB-22	GB-23	GB-24	GB-25
SiO ₂	50,83	54,88	52,41	54,36	53,24	53,67	53,02	55,62	57,03	53,90
TiO ₂	3,64	1,63	1,46	1,61	1,69	1,56	1,52	1,69	1,66	1,38
Al ₂ O ₃	13,47	13,65	14,42	13,53	13,62	13,38	13,72	13,83	14,3	13,85
Fe ₂ O ₃	12,27	12,70	11,51	12,73	13,68	13,07	13,02	12,58	11,89	12,28
MnO	0,16	0,20	0,18	0,20	0,21	0,20	0,20	0,17	0,16	0,19
MgO	4,19	3,62	5,55	3,87	3,69	3,84	4,37	3,29	2,71	4,37
CaO	8,94	7,16	10,34	8,00	8,42	8,36	8,96	6,07	5,87	7,85
Na ₂ O	2,45	2,64	2,54	2,56	2,91	3,31	2,51	3,13	2,95	3,47
K ₂ O	1,03	2,14	0,59	1,94	0,80	1,12	1,07	2,59	2,74	1,78
P ₂ O ₅	0,46	0,22	0,27	0,25	0,27	0,22	0,19	0,59	0,43	0,19
PF	1,69	0,60	1,27	0,73	1,29	0,83	1,09	0,62	0,49	1,01
Soma	100,12	99,43	100,54	99,77	99,82	99,55	99,66	100,19	101,02	100,27
Mg#	44,34	39,94	52,94	41,50	38,62	40,67	43,92	37,89	34,72	45,36
Traços ppm										
Ba	621	600	336	584	422	583	231	43	393	446
Cr	38	74	23	42	26	60	77	172	18	15
Nb	29	17	14	16	22	19	17	19	19	13
Ni	52	54	29	52	23	55	45	102	27	28
Rb	12	50	13	68	41	45	37	87	102	67
Sr	702	242	306	241	281	246	255	168	160	215
V	335	342	468	335	430	334	322	273	393	407
Y	36	34	26	35	38	37	33	42	43	33
Zn	110	114	112	115	105	118	83	80	101	109
Zr	297	182	135	171	209	194	174	231	237	156
Cu	72	73	82	66	102	170	117	189	154	156
Unidade	Urub.	Gram.	Gram.	Gram.	Gram.	Gram.	Gram.	Gram.	Gram.	Gram.

Anexo 3 - Tabela 1: Continuação.

Maiores %	GB-26	GB-27	GB-28	GB-29	GB-30	GB-33	GB-34	MI-01	MI-02	MI-03
SiO ₂	51,84	52,79	53,33	52,02	66,26	67,49	67,00	52,54	52,54	51,79
TiO ₂	1,26	1,29	1,36	1,15	0,96	0,96	0,97	3,56	3,59	1,33
Al ₂ O ₃	14,30	13,98	14,12	14,02	12,91	14,04	12,41	12,78	12,88	13,53
Fe ₂ O ₃	12,73	12,46	12,46	11,47	6,14	5,98	6,05	12,43	12,73	13,75
MnO	0,21	0,19	0,20	0,17	0,11	0,11	0,11	0,17	0,17	0,22
MgO	5,31	4,99	4,50	5,93	1,29	1,24	1,36	4,45	4,91	6,22
CaO	9,27	8,84	8,94	9,39	3,67	2,95	2,77	7,47	8,38	10,42
Na ₂ O	2,78	2,90	2,56	2,23	3,01	2,88	2,94	2,79	2,6	2,38
K ₂ O	1,16	1,04	0,83	1,22	3,07	4,29	4,62	1,87	1,66	0,55
P ₂ O ₅	0,17	0,20	0,21	0,13	0,26	0,25	0,40	0,55	0,5	0,15
PF	0,95	1,19	1,50	0,91	2,38	0,99	1,18	0,6	0,28	0,04+
Soma	99,98	99,88	100,01	98,65	100,05	101,17	99,80	99,21	100,24	100,34
Mg#	49,32	48,30	45,73	54,67	32,89	32,60	34,40	45,51	47,37	51,35
Traços ppm										
Ba	368	500	332	288	618	257	271	723	505	118
Cr	36	23	22	58	57	17	30	76	63	74
Nb	12	12	13	10	22	22	23	28	25	7
Ni	38	21	33	42	46	30	39	45	51	58
Rb	34	24	23	39	152	182	194	41	33	20
Sr	199	126	211	204	157	126	112	637	685	174
V	370	325	371	388	333	384	365	302	264	334
Y	28	32	32	41	41	67	68	43	36	29
Zn	108	106	98	89	107	99	94	116	118	99
Zr	124	138	149	114	261	262	269	338	296	95
Cu	138	121	149	163	109	96	149	103	127	172
Unidade	Gram.	Gram.	Gram.	Gram.	CxSul	CxSul	CxSul	Urub.	Urub.	Gram.

Anexo 3 - Tabela 1: Continuação.

Maiores %	MI-05	MI-08	MI-09	MI-10	MI-11	MI-13	CN-01	CN-03	CN-04	CN-05
SiO ₂	49,66	52,66	50,74	52,69	51,37	52,34	51,10	68,32	67,61	67,54
TiO ₂	4,23	1,71	3,84	3,58	3,45	3,30	1,38	1,04	1,04	1,04
Al ₂ O ₃	12,94	12,71	13,16	12,99	12,73	12,59	13,52	12,52	12,41	12,40
Fe ₂ O ₃	13,74	14,48	13,30	13,28	14,33	14,18	12,77	6,34	6,39	6,40
MnO	0,18	0,23	0,18	0,17	0,21	0,19	0,22	0,11	0,10	0,12
MgO	4,47	4,09	4,42	4,22	4,53	4,30	6,56	1,28	1,25	1,31
CaO	7,80	7,21	7,74	7,77	7,86	7,48	10,42	3,26	3,20	2,77
Na ₂ O	2,57	2,57	2,37	2,61	2,58	2,77	2,26	3,21	3,35	2,96
K ₂ O	2,15	1,70	2,03	1,92	1,74	1,78	0,71	3,78	3,68	4,19
P ₂ O ₅	0,62	0,25	0,54	0,50	0,48	0,46	0,18	0,33	0,33	0,32
PF	1,24	1,08	1,09	0,13	0,46	0,41	0,41	0,61	0,73	1,13
Soma	99,60	98,67	99,42	99,87	99,74	99,80	99,53	100,82	100,10	100,18
Mg#	43,15	39,72	43,67	42,57	42,45	41,43	54,51	32,02	31,34	32,32
Traços ppm										
Ba	466	245	629	548	401	442	278	629	594	545
Cr	27	<9	19	33	21	63	104	16	26	19
Nb	35	13	33	30	25	24	9	21	23	23
Ni	41	21	50	55	31	30	64	<9	<9	11
Rb	34	93	35	45	43	47	21	164	160	186
Sr	788	293	823	827	694	657	232	149	163	146
V	254	122	235	335	399	368	366	80	71	88
Y	42	39	36	35	40	40	27	50	48	44
Zn	133	376	130	119	127	131	91	86	84	86
Zr	370	180	340	323	277	275	112	279	277	281
Cu	145	194	152	128	174	156	136	93	88	88
Unidade	Urub.	Gram.	Urub.	Urub.	Urub.	Urub.	Gram.	CxSul	CxSul	CxSul

Anexo 3 - Tabela 1: Continuação.

Maiores %	CN-07	CN-09	CN-11	CN-13	CN-14	GC-01	GC-03	GC-05	GC-06	GC-10
SiO ₂	66,41	66,87	67,36	69,56	52,82	51,70	53,14	53,84	50,75	66,03
TiO ₂	1,02	1,03	1,05	1,00	1,37	1,27	1,71	1,75	1,06	1,37
Al ₂ O ₃	12,26	12,38	12,39	11,93	13,49	12,21	12,39	12,61	14,07	12,25
Fe ₂ O ₃	6,22	6,4	6,35	6,15	13,58	13,43	14,98	15,57	12,39	7,55
MnO	0,11	0,11	0,11	0,11	0,23	0,20	0,23	0,21	0,19	0,16
MgO	1,31	1,2	1,34	1,27	6,1	6,44	4,56	3,99	7,28	1,52
CaO	3,89	2,97	3,30	2,96	9,93	10,78	7,81	7,77	11,18	2,82
Na ₂ O	3,76	3,21	3,30	3,07	2,37	2,32	2,69	2,80	2,09	3,19
K ₂ O	1,79	3,75	3,75	3,57	0,89	0,65	1,78	1,47	0,59	4,07
P ₂ O ₅	0,33	0,33	0,34	0,31	0,17	0,16	0,23	0,23	0,11	0,47
PF	2,82	0,79	0,47	0,66	0,09	0,21	0,30	0,18	0,55	0,98
Soma	99,92	99,04	99,77	100,59	101,05	101,36	100,03	100,42	100,26	100,40
Mg#	32,95	30,43	32,99	32,51	51,17	52,80	41,53	37,42	57,82	31,96
Traços ppm										
Ba	484	808	818	934	278	216	253	212	159	1220
Cr	27	19	17	25	80	96	44	47	221	19
Nb	21	23	23	21	10	8	9	11	6	55
Ni	<9	<9	<9	11	49	60	26	35	81	<9
Rb	165	164	159	158	20	18	69	58	24	98
Sr	168	153	157	144	205	207	198	189	164	414
V	73	60	57	56	380	390	476	497	403	65
Y	46	47	49	103	31	29	39	40	24	64
Zn	88	90	87	100	99	86	116	114	87	125
Zr	273	279	283	260	138	104	165	158	79	590
Cu	93	84	87	141	132	129	166	205	123	25
Unidade	CxSul	CxSul	CxSul	CxSul	Esmer.	Gram.	Gram.	Gram.	Gram.	Chap.

Anexo 3 - Tabela 1: Continuação.

Maiores %	II-01	II-03	II-05	II-08	II-09	II-12	PG-01	PG-02	PG-03	PG-04
SiO ₂	50,76	51,69	51,96	51,78	51,43	51,38	54,56	53,01	54,52	53,57
TiO ₂	2,17	1,95	2,35	2,28	2,31	2,27	1,33	1,33	1,42	1,30
Al ₂ O ₃	12,93	13,25	12,19	12,59	12,60	12,33	13,64	13,48	13,19	13,55
Fe ₂ O ₃	14,00	14,06	15,55	15,22	15,69	15,00	12,46	12,88	12,63	13,03
MnO	0,20	0,21	0,28	0,22	0,23	0,21	0,19	0,22	0,17	0,21
MgO	6,09	6,10	5,11	4,90	4,61	5,02	5,27	5,42	4,63	5,68
CaO	9,61	9,78	8,73	8,55	8,95	8,74	8,35	8,62	7,99	9,15
Na ₂ O	2,29	2,43	2,51	2,46	2,38	2,40	2,63	2,46	2,40	2,40
K ₂ O	1,22	1,22	1,20	1,52	0,66	1,23	1,50	1,17	1,46	0,98
P ₂ O ₅	0,25	0,23	0,29	0,28	0,28	0,28	0,18	0,19	0,19	0,19
PF	1,12	0,29	0,47	1,00	1,21	0,33	0,14	0,30	0,62	0,43
Soma	100,65	101,11	100,64	100,81	100,36	99,18	100,25	99,08	99,23	100,49
Mg#	50,37	50,30	43,40	42,89	40,67	43,85	49,67	49,54	46,10	50,42
Traços ppm										
Ba	339	263	247	190	68	117	425	307	381	417
Cr	117	11	70	62	61	72	36	30	28	56
Nb	14	12	17	16	17	16	11	11	12	11
Ni	57	65	34	42	41	40	33	42	28	35
Rb	27	32	37	52	26	33	52	42	50	27
Sr	376	340	279	265	285	267	215	222	227	239
V	457	436	487	488	481	466	368	392	362	402
Y	29	28	36	38	39	40	29	31	33	29
Zn	116	105	126	129	134	124	94	98	99	100
Zr	162	146	178	187	185	190	146	128	152	132
Cu	168	112	215	243	237	213	152	131	130	123
Unidade	Pitanga	Pitanga	Paran.	Paran.	Paran.	Paran.	Gram.	Gram.	Gram.	Gram.

Anexo 3 - Tabela 1: Continuação.

Maiores %	PG-05	SP-01	SP-03	SP-04	SP-07	SP-08	SP-09	TP-01	TP-02	TP-03
SiO2	55,21	52,18	53,44	52,33	53,61	52,14	65,82	49,96	50,13	53,55
TiO2	1,69	4,03	1,33	2,29	1,40	1,21	1,40	2,00	1,87	2,97
Al2O3	12,52	12,67	13,48	12,28	13,35	13,48	12,60	13,31	13,65	11,05
Fe2O3	14,18	13,25	13,03	16,43	13,88	12,43	7,28	14,22	13,38	14,15
MnO	0,21	0,17	0,22	0,24	0,22	0,19	0,16	0,21	0,20	0,25
MgO	3,55	4,13	5,49	3,55	5,48	7,19	1,38	6,41	5,58	3,04
CaO	7,82	7,46	9,33	8,02	9,60	11,28	3,12	10,49	10,75	6,18
Na2O	2,61	2,66	2,35	3,17	2,33	2,21	3,26	2,99	2,87	4,84
K2O	1,06	2,16	1,08	1,44	0,75	0,29	4,10	0,46	0,77	1,71
P2O5	0,29	0,62	0,19	0,28	0,18	0,12	0,45	0,23	0,21	1,38
PF	1,33	0,26	0,60	0,15	0,33	0,00	0,75	0,41	0,82	2,01
Soma	100,49	99,59	100,54	100,18	101,13	100,54	100,33	100,69	100,23	101,14
Mg#	36,87	42,10	49,57	33,52	47,95	57,44	30,66	51,26	49,32	33,39
Traços ppm										
Ba	240	779	347	242	266	47	1562	270	391	214
Cr	25	23	33	25	129	281	23	103	130	10
Nb	14	33	11	14	8	5	58	14	12	32
Ni	17	39	39	16	51	81	<9	59	65	<9
Rb	23	45	47	55	21	14	105	18	18	47
Sr	188	843	246	205	180	162	409	342	346	237
V	466	358	394	644	463	377	26	440	422	101
Y	42	42	28	47	36	26	74	28	27	55
Zn	115	120	96	124	110	91	131	105	98	154
Zr	177	374	126	203	132	74	622	158	136	304
Cu	167	167	123	261	145	105	19	222	204	32
Unidade	Gram.	Pitanga	Gram.	Gram.	Gram.	Gram.	Chap.	Paran.	Paran.	Paran.

Anexo 3 - Tabela 1: Continuação.

Maiores %	TP-04	TP-05	TP-06	TP-08	SO-01	SO-02	SO-03	SO-05	SO-08	IC-01
SiO2	63,80	49,77	50,32	50,19	51,17	50,61	49,84	50,27	49,28	49,76
TiO2	1,46	3,63	4,08	3,98	3,32	3,35	3,11	2,40	2,29	2,33
Al2O3	13,53	12,81	12,38	12,48	12,53	12,63	12,83	13,54	13,11	13,23
Fe2O3	7,43	15,18	15,92	15,70	15,56	15,59	15,37	14,23	14,21	14,62
MnO	0,16	0,22	0,23	0,23	0,25	0,23	0,23	0,22	0,20	0,23
MgO	1,14	4,11	3,83	3,84	3,89	3,82	4,08	5,24	5,12	5,01
CaO	3,42	8,73	8,21	8,67	8,60	8,68	9,08	10,04	10,05	10,11
Na2O	3,44	3,14	3,29	3,59	3,76	3,63	3,51	3,28	3,47	2,96
K2O	3,99	1,43	1,60	1,13	0,98	0,94	1,36	1,04	1,15	1,12
P2O5	0,58	0,43	0,55	0,55	0,50	0,50	0,40	0,32	0,28	0,26
PF	1,04	0,29	0,13	0,63	0,53	0,92	0,50	0,03	0,71	1,00
Soma	99,98	99,73	100,54	100,99	101,10	100,89	100,32	100,60	99,87	100,62
Mg#	26,36	38,71	35,95	36,33	36,84	36,37	38,25	46,21	45,67	44,43
Traços ppm										
Ba	1223	270	324	200	203	206	323	251	275	277
Cr	24	35	14	16	40	37	47	103	96	109
Nb	59	23	28	28	28	27	24	16	15	15
Ni	<9	34	22	30	29	24	32	63	58	57
Rb	100	29	36	34	35	31	30	26	20	28
Sr	394	509	495	529	453	450	435	363	355	383
V	32	465	482	493	442	431	458	451	471	522
Y	66	36	43	39	42	41	36	35	31	29
Zn	124	124	141	151	131	125	112	118	111	104
Zr	637	256	282	292	275	275	232	161	159	159
Cu	18	108	160	207	232	236	231	249	220	223
Unidade	Chap.	Pitanga	Pitanga	Pitanga	Pitanga	Pitanga	Pitanga	Paran.	Paran.	Pitanga

Anexo 3 - Tabela 1: Continuação.

Maiores %	IC-03	IC-06	IC-08	IC-09	IC-10	IC-11	IC-12	IC-14	LL-01^a	LL-02
SiO ₂	49,85	48,93	49,99	50,15	49,33	50,94	50,70	51,25	50,52	51,73
TiO ₂	1,95	1,95	2,14	1,75	1,73	2,22	2,18	2,46	2,05	3,16
Al ₂ O ₃	13,73	13,74	13,53	13,70	13,61	13,10	13,03	12,67	13,65	12,76
Fe ₂ O ₃	13,19	13,36	13,44	13,09	12,90	14,36	14,45	15,64	13,63	15,22
MnO	0,19	0,20	0,22	0,19	0,20	0,24	0,22	0,24	0,19	0,22
MgO	6,02	5,67	4,84	5,80	6,36	5,08	4,93	4,48	5,44	4,16
CaO	10,94	11,12	9,94	10,95	11,08	9,50	9,74	8,85	10,21	8,50
Na ₂ O	3,16	2,75	3,45	3,37	3,01	3,59	2,91	3,42	3,37	3,81
K ₂ O	0,68	0,55	1,24	0,68	0,75	1,01	0,60	1,14	0,93	1,42
P ₂ O ₅	0,23	0,22	0,29	0,20	0,20	0,28	0,26	0,35	0,25	0,36
PF	0,59	1,32	0,63	0,19	0,68	0,18	0,83	0,12	0,16	0,03
Soma	100,53	99,81	99,71	100,06	99,86	100,49	99,85	100,61	100,39	101,33
Mg#	51,57	49,75	45,66	50,83	53,49	45,22	44,32	40,06	48,22	38,94
Traços ppm										
Ba	285	327	299	242	279	276	297	205	288	274
Cr	175	175	173	177	185	84	58	65	129	33
Nb	13	13	17	11	9	14	15	16	14	22
Ni	77	74	65	79	66	113	45	30	76	27
Rb	7	12	32	11	19	23	7	32	22	33
Sr	384	409	374	328	344	281	306	242	382	393
V	459	457	366	430	425	470	427	483	344	522
Y	27	24	30	23	24	34	33	41	24	39
Zn	96	105	114	100	98	117	121	136	101	124
Zr	136	140	181	125	117	164	166	192	152	237
Cu	195	109	237	192	192	235	165	282	221	226
Unidade	Paran.	Paran.	Pitanga	Paran.	Paran.	Paran.	Paran.	Paran.	Pitanga	Pitanga

Anexo 3 - Tabela 1: Continuação.

Maiores %	LL-03	LL-04	LL-05	LL-06	LL-07	LL-08	LL-09	LL-10	LL-11	JC-01
SiO ₂	50,19	50,95	50,28	52,73	51,61	49,79	50,40	49,60	51,06	50,01
TiO ₂	3,77	2,59	3,77	3,39	3,17	1,81	1,82	1,85	2,37	3,25
Al ₂ O ₃	12,53	12,66	12,51	12,56	12,27	13,52	13,60	13,58	13,01	12,85
Fe ₂ O ₃	15,42	15,68	15,49	14,98	15,21	13,33	13,43	13,50	15,45	14,73
MnO	0,24	0,23	0,23	0,27	0,24	0,23	0,21	0,20	0,24	0,21
MgO	3,99	4,52	4,01	3,63	3,98	5,93	6,17	5,54	4,31	5,07
CaO	8,59	9,21	8,59	7,57	7,94	10,57	10,55	10,65	9,44	9,59
Na ₂ O	3,35	3,02	3,81	3,82	3,07	2,99	3,27	2,47	2,44	2,78
K ₂ O	1,29	0,70	0,95	1,52	1,64	0,86	0,86	0,66	0,96	1,13
P ₂ O ₅	0,55	0,33	0,55	0,48	0,48	0,21	0,21	0,21	0,28	0,36
PF	0,79	0,45	0,87	0,04	0,57	0,38	0,14	0,43	-0,05	0,03
Soma	100,71	100,33	101,07	101,00	100,20	99,61	100,65	99,70	99,51	100,00
Mg#	37,64	40,21	37,66	36,12	37,91	50,93	51,73	48,91	39,43	44,54
Traços ppm										
Ba	285	195	259	242	168	261	263	313	222	301
Cr	17	81	17	7	20	171	150	256	113	80
Nb	28	20	27	27	26	12	11	12	15	19
Ni	26	41	27	14	41	71	69	72	86	56
Rb	30	26	23	31	47	16	20	10	26	26
Sr	526	295	525	452	358	319	323	330	275	500
V	443	454	417	401	439	433	397	406	521	501
Y	38	40	39	40	43	27	26	25	38	33
Zn	132	128	135	138	126	75	100	105	121	121
Zr	282	206	275	272	270	131	132	135	171	211
Cu	222	270	190	84	197	194	197	203	258	180
Unidade	Pitanga	Paran.	Pitanga	Pitanga	Pitanga	Paran.	Paran.	Paran.	Paran.	Pitanga

Anexo 3 - Tabela 1: Continuação.

Maiores %	JC-03	JC-04	AS-01	AS-03	AS-05	RA-01	RA-02	RA-04	BI-01	BI-03
SiO ₂	50,16	49,85	50,36	50,98	50,87	50,90	50,08	48,93	50,87	50,90
TiO ₂	3,67	3,54	2,34	2,46	2,78	3,50	2,87	3,63	4,00	3,83
Al ₂ O ₃	12,35	12,47	12,77	13,02	12,62	12,58	12,73	12,45	12,35	12,31
Fe ₂ O ₃	15,69	15,47	15,12	14,85	15,49	15,05	15,29	15,77	15,34	15,28
MnO	0,22	0,21	0,23	0,22	0,23	0,22	0,23	0,23	0,24	0,23
MgO	3,88	4,19	5,57	5,12	4,22	4,13	4,36	4,80	3,23	3,23
CaO	8,50	8,68	9,28	9,70	8,94	8,03	9,29	8,36	8,23	8,03
Na ₂ O	3,00	2,69	2,40	3,00	2,60	2,82	2,54	3,23	2,47	2,78
K ₂ O	1,04	1,46	1,12	0,88	1,27	1,70	0,93	1,65	1,57	1,28
P ₂ O ₅	0,46	0,45	0,29	0,33	0,36	0,44	0,30	0,50	0,59	0,63
PF	0,54	1,09	-0,03	0,37	0,22	0,17	0,25	0,31	0,36	0,76
Soma	99,53	99,21	99,45	100,94	99,59	99,54	98,87	99,88	99,25	99,25
Mg#	36,59	38,72	46,22	44,58	38,86	39,03	39,95	41,53	32,94	33,03
Traços ppm										
Ba	232	116	120	119	38	170	138	176	299	224
Cr	10	73	77	86	52	26	62	41	23	13
Nb	25	23	15	19	21	27	20	25	30	35
Ni	27	43	44	48	29	14	49	30	29	25
Rb	26	37	30	15	32	39	26	39	39	42
Sr	506	448	277	285	277	513	424	465	507	579
V	489	481	454	422	516	458	546	483	465	384
Y	39	36	38	39	45	41	37	37	43	46
Zn	131	147	130	125	132	130	122	124	132	151
Zr	277	230	179	205	227	303	209	234	308	328
Cu	181	121	256	258	353	127	264	87	222	156
Unidade	Pitanga	Pitanga	Paran.	Paran.	Paran.	Pitanga	Pitanga	Pitanga	Pitanga	Pitanga

Anexo 3 - Tabela 1: Continuação.

Maiores %	BI-04	BI-06	FP-02	FP-03	SG-01	SG-02	WL-01	TF-01	RC-01	IS-01
SiO ₂	50,19	50,70	66,18	65,26	53,36	50,72	50,65	49,47	50,30	49,70
TiO ₂	3,95	3,75	1,20	1,24	3,36	2,51	3,90	2,08	3,41	2,03
Al ₂ O ₃	12,74	13,10	13,02	13,20	13,10	12,56	12,31	13,29	12,87	12,85
Fe ₂ O ₃	14,28	14,93	6,61	6,79	12,89	15,62	15,61	14,28	14,89	14,09
MnO	0,19	0,21	0,12	0,16	0,18	0,25	0,24	0,19	0,22	0,22
MgO	4,15	4,00	1,00	0,86	3,63	4,83	3,61	5,37	4,63	5,62
CaO	8,31	8,38	2,42	2,43	6,82	9,62	7,98	10,00	8,49	9,37
Na ₂ O	2,93	2,77	3,03	3,66	3,81	2,95	3,78	3,32	3,35	3,41
K ₂ O	1,57	1,39	4,51	4,43	2,23	0,84	1,74	0,93	1,48	1,34
P ₂ O ₅	0,58	0,45	0,32	0,33	0,54	0,27	0,64	0,23	0,40	0,23
PF	0,51	0,21	0,85	1,20	0,71	0,00	0,29	0,53	0,17	1,04
Soma	99,40	99,90	99,26	99,55	100,63	100,17	100,77	99,68	100,22	99,89
Mg#	40,41	38,46	26,09	22,81	39,65	41,91	35,05	46,73	42,04	48,20
Traços ppm										
Ba	301	243	1620	1532	562	88	236	194	293	248
Cr	33	13	14	4	50	49	10	106	28	117
Nb	28	23	53	55	33	15	35	14	26	15
Ni	24	21	4	6	23	43	14	59	43	61
Rb	33	33	146	136	54	26	39	13	34	42
Sr	586	531	341	376	493	273	526	572	602	342
V	409	438	28	23	400	461	421	393	466	336
Y	42	37	62	62	46	46	46	34	37	31
Zn	130	130	111	115	134	128	144	104	130	113
Zr	287	261	573	590	357	187	327	164	266	160
Cu	44	54	29	31	49	245	158	237	156	257
Unidade	Pitanga	Pitanga	Chap.	Chap.	Pitanga	Paran.	Pitanga	Pitanga	Pitanga	Paran.

Anexo 3 - Tabela 1: Continuação.

Maiores %	RP-01	UM-02	OU-01	WS-E rec.	WS-E obt.	GSR-2 rec.	GSR-2 obt.
SiO ₂	50,89	49,82	52,52	50,70 ± 0,58	51,57 ± 0,24		
TiO ₂	3,91	2,62	3,61	2,40 ± 0,08	2,46 ± 0,01		
Al ₂ O ₃	12,33	12,90	12,92	13,78 ± 0,28	13,88 ± 0,09		
Fe ₂ O ₃	15,75	15,36	13,78	13,15 ± 0,37	13,35 ± 0,03		
MnO	0,22	0,24	0,19	0,17 ± 0,01	0,178 ± 0,003		
MgO	3,86	4,57	3,77			1,72	1,69
CaO	7,95	9,53	7,62	8,95 ± 0,25	9,23 ± 0,05		
Na ₂ O	3,96	3,69	4,00			3,86	3,8
K ₂ O	1,65	0,71	1,86	1,00 ± 0,01	0,99 ± 0,01		
P ₂ O ₅	0,64	0,37	0,51	0,30 ± 0,04	0,32 ± 0,02		
PF	0,05	0,55	0,22				
Soma	100,51	100,36	100,99				
Mg#	36,38	40,97	38,96				
Traços ppm							
Ba	224	141	609			1020	1209 ± 6
Cr	32	126	60	99 ± 10	87 ± 3		
Nb	32	18	31	18 ± 3	18 ± 0,5		
Ni	12	49	31	55 ± 8	50 ± 2		
Rb	41	29	44	25 ± 5	27 ± 2		
Sr	544	477	507	410 ± 26	419 ± 5		
V	338	447	404	340 ± 32	351 ± 3		
Y	47	39	42	30 ± 4	30 ± 1		
Zn	151	133	129	117 ± 11	117 ± 2		
Zr	318	189	328	195 ± 17	203 ± 2		
Cu	135	225	110				
Unidade	Pitanga	Paran.	Pitanga				

Anexo 3 - Tabela 1: Continuação.

Maiores %	BAC-RO rec.	BAC-RO obt.	Limite de Detecção. (6σ)
SiO ₂	52,07	52,58	
TiO ₂	3,542	3,602	
Al ₂ O ₃	13,76	13,79	
Fe ₂ O ₃	12,37	12,36	
MnO	0,162	0,160	
MgO	4,24	4,18	
CaO	7,98	7,88	
Na ₂ O	2,63	2,57	
K ₂ O	2,37	2,36	
P ₂ O ₅	0,525	0,527	
PF	0,59	0,59	
Soma	100,26	100,01	
Traços ppm			
Ba			43
Cr			9
Nb			4
Ni			9
Rb			3
Sr			4
V			24
Y			3
Zn			8
Zr			3

Anexo 3 – Tabela 2: Concentrações de Elementos Traços e Terras Raras determinados por análise instrumental por ativação neutrônica.

ppm	JS-01	JS-03	JS-04	JS-14	LS-02	LS-05	LS-08
Co	36,48 ± 0,02	40,09 ± 0,02	5,42 ± 0,1	5,38 ± 0,01	40,37 ± 0,02	44,07 ± 0,03	1,66 ± 0,05
Th	8,9 ± 0,1	5,97 ± 0,09	16,7 ± 0,3	17,48 ± 0,09	3,61 ± 0,06	4,43 ± 0,07	14 ± 0,2
Hf	5,8 ± 0,1	4,28 ± 0,07	8,24 ± 0,01	8,5 ± 0,2	3,3 ± 0,01	3,20 ± 0,01	6,79 ± 0,01
Cs	3,6 ± 0,2	2,2 ± 0,2	10,9 ± 0,3	9,5 ± 0,1	1,8 ± 0,2	0,61 ± 0,17	5,5 ± 0,2
Sc	33 ± 1	37 ± 1	16,3 ± 0,7	16,1 ± 0,5	34 ± 1	39 ± 1	18,4 ± 0,7
Ta	1,15 ± 0,08	0,72 ± 0,08	2 ± 0,1	2,07 ± 0,06	0,28 ± 0,01	0,55 ± 0,01	1,59 ± 0,08
U	2,38 ± 0,08	1,3 ± 0,04	3,7 ± 0,1	4,55 ± 0,40	0,45 ± 0,01	0,89 ± 0,03	4,4 ± 0,1
La	30,81 ± 0,05	23,6 ± 0,1	73,5 ± 0,5	50,1 ± 0,2	16,8 ± 0,6	18 ± 0,3	42,6 ± 0,4
Ce	66 ± 1	49,1 ± 0,9	120 ± 2	103 ± 3	36,4 ± 0,7	35,8 ± 0,6	88 ± 1
Nd	26 ± 3	21 ± 3	64 ± 8	50,8 ± 0,6	14,5 ± 2,0	18,7 ± 2,5	37 ± 5
Sm	6,9 ± 0,3	5,3 ± 0,2	15,7 ± 0,6	9,97 ± 0,34	3,8 ± 0,2	4,3 ± 0,2	8,3 ± 0,3
Eu	1,79 ± 0,06	1,59 ± 0,05	3,2 ± 0,1	1,84 ± 0,08	1,15 ± 0,04	1,18 ± 0,04	1,66 ± 0,05
Tb	1,23 ± 0,15	0,96 ± 0,14	2,19 ± 0,22	1,45 ± 0,18	0,65 ± 0,13	0,67 ± 0,12	1,33 ± 0,15
Yb	3,99 ± 0,29	3,2 ± 0,2	7,7 ± 0,6	4,1 ± 0,2	2,2 ± 0,2	2,4 ± 0,2	4 ± 0,3
Lu	0,52 ± 0,07	0,43 ± 0,06	1,01 ± 0,13	0,64 ± 0,06	0,26 ± 0,03	0,31 ± 0,04	0,54 ± 0,07

Anexo 3 – Tabela 2: Continuação.

ppm	LS-20	BV-01	BV-02	BV-07	BV-09	BV-11	GB-02
Co	5,53 ± 0,04	36,28 ± 0,04	39,7 ± 0,2	36 ± 0,04	11,36 ± 0,01	11,8 ± 0,01	44,2 ± 0,3
Th	17,8 ± 0,1	4,12 ± 0,02	3,38 ± 0,02	8,81 ± 0,04	14,06 ± 0,07	13,57 ± 0,07	3,50 ± 0,02
Hf	8,3 ± 0,1	3,17 ± 0,06	2,91 ± 0,06	5,5 ± 0,1	6,7 ± 0,1	6,6 ± 0,1	2,99 ± 0,05
Cs	9,2 ± 0,3	1,0 ± 0,1	0,6 ± 0,1	2,7 ± 0,1	9,9 ± 0,2	7,0 ± 0,1	-
Sc	15,6 ± 0,6	31,4 ± 0,9	36 ± 1	32,3 ± 0,9	17,5 ± 0,5	17,9 ± 0,5	37 ± 1
Ta	2 ± 0,1	0,53 ± 0,02	0,47 ± 0,01	1,09 ± 0,03	1,77 ± 0,05	1,45 ± 0,04	0,42 ± 0,01
U	5 ± 0,1	0,97 ± 0,09	0,57 ± 0,12	2,45 ± 0,33	4,29 ± 0,31	4,0 ± 0,5	0,66 ± 0,21
La	51 ± 1	18,0 ± 0,1	17,6 ± 0,2	33,7 ± 0,3	43,3 ± 0,2	43,8 ± 0,4	15,5 ± 0,6
Ce	109 ± 2	37,0 ± 0,9	35,9 ± 0,9	68 ± 2	89 ± 2	87 ± 2	33,4 ± 0,6
Nd	40 ± 6	18,1 ± 0,2	17,2 ± 0,2	31,3 ± 0,4	40,7 ± 0,5	41,7 ± 0,5	16 ± 2
Sm	10,0 ± 0,3	4,2 ± 0,2	4,1 ± 0,1	7,0 ± 0,2	8,3 ± 0,3	8,4 ± 0,3	3,9 ± 0,1
Eu	1,8 ± 0,1	1,04 ± 0,18	1,33 ± 0,06	1,78 ± 0,08	1,67 ± 0,08	1,71 ± 0,04	1,25 ± 0,07
Tb	1,8 ± 0,2	0,82 ± 0,10	0,78 ± 0,10	1,18 ± 0,15	1,06 ± 0,13	1,27 ± 0,16	0,57 ± 0,06
Yb	6 ± 0,2	1,95 ± 0,09	1,75 ± 0,08	3,1 ± 0,1	2,9 ± 0,1	3,1 ± 0,2	2,80 ± 0,08
Lu	1,1 ± 0,2	0,26 ± 0,03	0,26 ± 0,03	0,45 ± 0,04	0,46 ± 0,05	0,48 ± 0,05	0,51 ± 0,11

Anexo 3 – Tabela 2: Continuação.

ppm	GB-03	GB-04	GB-05	GB-06	GB-10	GB-11	GB-12
Co	34,1 ± 0,3	43,9 ± 0,3	45,1 ± 0,4	43,6 ± 0,4	38,3 ± 0,3	36,8 ± 0,3	39,6 ± 0,3
Th	4,27 ± 0,02	2,49 ± 0,01	2,99 ± 0,01	1,82 ± 0,01	4,0 ± 0,1	3,9 ± 0,1	3,65 ± 0,08
Hf	7,4 ± 0,1	2,04 ± 0,03	2,58 ± 0,05	1,9 ± 0,04	7,4 ± 0,2	7,5 ± 0,2	7,3 ± 0,1
Cs	0,27 ± 0,10	-	-	-	-	0,28 ± 0,02	0,44 ± 0,03
Sc	22,2 ± 0,8	38 ± 1	39 ± 1	37 ± 1	23,8 ± 0,9	24,1 ± 0,9	26 ± 1
Ta	1,76 ± 0,03	-	0,29 ± 0,01	-	1,79 ± 0,01	1,6 ± 0,01	1,71 ± 0,01
U	0,86 ± 0,21	-	0,65 ± 0,23	-	0,90 ± 0,01	0,76 ± 0,01	0,69 ± 0,01
La	41 ± 1	11,5 ± 0,3	13,63 ± 0,09	8,16 ± 0,19	40,2 ± 0,2	39,0 ± 0,1	38,2 ± 0,2
Ce	89 ± 2	25,1 ± 0,5	29,6 ± 0,9	19,0 ± 0,6	87 ± 3	85 ± 3	85 ± 3
Nd	44 ± 6	12 ± 2	12 ± 2	9,0 ± 1,5	43 ± 7	41 ± 7	40 ± 6
Sm	10,1 ± 0,3	3,10 ± 0,09	3,49 ± 0,19	2,47 ± 0,14	9,7 ± 0,5	10,1 ± 0,5	10,2 ± 0,6
Eu	3,3 ± 0,2	0,96 ± 0,05	1,1 ± 0,1	0,93 ± 0,09	3,3 ± 0,3	3,3 ± 0,3	3,4 ± 0,3
Tb	1,5 ± 0,2	0,87 ± 0,13	0,76 ± 0,06	0,39 ± 0,03	1,2 ± 0,1	1,3 ± 0,1	1,5 ± 0,1
Yb	3,4 ± 0,1	2,36 ± 0,07	2,3 ± 0,3	1,7 ± 0,2	3 ± 0,3	2,8 ± 0,3	3,0 ± 0,3
Lu	0,47 ± 0,10	0,37 ± 0,08	0,25 ± 0,02	0,18 ± 0,01	0,3 ± 0,02	0,32 ± 0,03	0,31 ± 0,03

Anexo 3 – Tabela 2: Continuação.

ppm	GB-14	GB-15	GB-21	GB-23	GB-24	GB-25	GB-26
Co	40,0 ± 0,3	39,9 ± 0,1	38,7 ± 0,1	36,6 ± 0,1	32,7 ± 0,1	38,7 ± 0,7	43,1 ± 0,8
Th	6,80 ± 0,03	3,31 ± 0,03	5,96 ± 0,07	9,02 ± 0,04	9,72 ± 0,06	5,1 ± 0,1	3,46 ± 0,06
Hf	4,7 ± 0,1	3,24 ± 0,05	4,49 ± 0,06	5,60 ± 0,08	5,84 ± 0,08	3,83 ± 0,05	2,98 ± 0,08
Cs	0,47 ± 0,04	0,50 ± 0,05	2,6 ± 0,1	1,57 ± 0,07	2,8 ± 0,1	1,47 ± 0,12	-
Sc	35 ± 1	36 ± 2	34 ± 2	33 ± 2	29 ± 1	35 ± 2	37 ± 2
Ta	1,04 ± 0,01	0,71 ± 0,02	1,07 ± 0,04	1,14 ± 0,04	1,23 ± 0,04	0,73 ± 0,03	0,30 ± 0,01
U	1,77 ± 0,01	1,17 ± 0,05	1,39 ± 0,06	2,3 ± 0,1	2,3 ± 0,1	1,26 ± 0,07	0,98 ± 0,06
La	26,4 ± 0,1	18,3 ± 0,2	28,1 ± 0,2	35,1 ± 0,1	36,0 ± 0,1	21,8 ± 0,4	17,5 ± 0,2
Ce	56 ± 2	38,0 ± 0,3	56,3 ± 0,5	71,0 ± 0,6	69,6 ± 0,6	44,0 ± 0,3	35,3 ± 0,3
Nd	22,6 ± 3,8	16,3 ± 0,4	25,1 ± 0,7	32,8 ± 0,9	36,7 ± 1,0	22 ± 2	18 ± 1
Sm	5,95 ± 0,33	4,6 ± 0,1	6,3 ± 0,2	7,5 ± 0,2	7,7 ± 0,2	5,2 ± 0,1	4,5 ± 0,1
Eu	1,7 ± 0,2	1,52 ± 0,10	1,78 ± 0,11	1,93 ± 0,12	1,87 ± 0,12	1,52 ± 0,10	1,39 ± 0,09
Tb	1,05 ± 0,08	0,79 ± 0,13	0,99 ± 0,16	1,03 ± 0,17	1,09 ± 0,17	0,97 ± 0,07	0,76 ± 0,08
Yb	3,6 ± 0,4	2,2 ± 0,2	3,3 ± 0,3	4,0 ± 0,3	4,2 ± 0,4	3,4 ± 0,1	3,1 ± 0,1
Lu	0,39 ± 0,03	0,32 ± 0,01	0,50 ± 0,02	0,58 ± 0,02	0,58 ± 0,02	0,41 ± 0,01	0,36 ± 0,01

Anexo 3 – Tabela 2: Continuação.

ppm	GB-27	GB-29	GB-34	LL-01A	LL-03	LL-04	LL-07
Co	40,7 ± 0,7	45,6 ± 0,8	11,76 ± 0,01	44,2 ± 0,1	37,5 ± 0,1	41,65 ± 0,04	38,0 ± 0,7
Th	4,07 ± 0,07	3,22 ± 0,05	13,4 ± 0,6	2,38 ± 0,03	3,48 ± 0,03	2,9 ± 0,1	4,45 ± 0,07
Hf	3,27 ± 0,07	2,80 ± 0,7	7,26 ± 0,07	3,64 ± 0,05	6,7 ± 0,1	5,24 ± 0,05	6,23 ± 0,01
Cs	0,86 ± 0,07	1,31 ± 0,11	6,20 ± 0,23	-	0,64 ± 0,05	-	0,49 ± 0,04
Sc	35 ± 2	37 ± 2	18,1 ± 0,9	35 ± 2	30 ± 1	39,6 ± 1,9	33 ± 2
Ta	0,56 ± 0,03	0,46 ± 0,20	1,61 ± 0,08	0,70 ± 0,02	1,76 ± 0,06	1,02 ± 0,07	1,71 ± 0,08
U	1,15 ± 0,07	1,01 ± 0,06	3,95 ± 0,51	0,36 ± 0,02	-	-	0,91 ± 0,05
La	19,5 ± 0,2	15,8 ± 0,3	44,1 ± 0,1	21,0 ± 0,1	38,2 ± 0,1	31,5 ± 0,3	38,1 ± 0,3
Ce	38,3 ± 0,3	31,0 ± 0,2	86,5 ± 1,3	43,3 ± 0,3	80,2 ± 0,7	56,3 ± 0,8	75,4 ± 0,6
Nd	22 ± 1	17 ± 1	40,2 ± 0,4	22,7 ± 0,6	40 ± 1	31,5 ± 0,3	42 ± 3
Sm	4,6 ± 0,1	4,2 ± 0,1	8,4 ± 0,1	4,9 ± 0,1	9,5 ± 0,3	6,6 ± 0,1	8,7 ± 0,2
Eu	1,5 ± 0,1	1,39 ± 0,09	1,74 ± 0,06	1,68 ± 0,11	2,5 ± 0,2	2,07 ± 0,24	2,6 ± 0,2
Tb	0,89 ± 0,08	0,91 ± 0,08	1,4 ± 0,5	0,69 ± 0,11	1,24 ± 0,20	1,3 ± 0,5	1,55 ± 0,06
Yb	2,6 ± 0,1	2,9 ± 0,1	2,9 ± 0,1	2,1 ± 0,2	3,1 ± 0,3	2,8 ± 0,1	4,9 ± 0,2
Lu	0,37 ± 0,01	0,41 ± 0,01	0,52 ± 0,03	0,30 ± 0,01	0,42 ± 0,02	0,47 ± 0,03	0,51 ± 0,01

Anexo 3 – Tabela 2: Continuação.

ppm	LL-09	FP-02	BI-01	Limite de detecção (ppm)
Co	43,7 ± 0,8	4,85 ± 0,01	37,36 ± 0,03	5
Th	1,79 ± 0,03	12,6 ± 0,6	4,0 ± 0,2	0,5
Hf	3,50 ± 0,08	14,23 ± 0,13	7,40 ± 0,07	1
Cs	-	3,05 ± 0,15	-	1
Sc	40 ± 2	11,8 ± 0,6	29,3 ± 1,4	0,1
Ta	0,72 ± 0,03	3,1 ± 0,3	1,78 ± 0,04	1
U	-	3,26 ± 0,28	1,10 ± 0,09	0,5
La	17,4 ± 0,1	77,5 ± 0,1	39,6 ± 0,1	0,1
Ce	35,5 ± 0,3	161,7 ± 2,4	83,3 ± 1,2	3
Nd	17 ± 1	74,3 ± 0,8	44,4 ± 0,5	2
Sm	4,4 ± 0,1	14,8 ± 0,2	9,9 ± 0,1	0,1
Eu	1,51 ± 0,10	3,78 ± 0,08	3,03 ± 0,28	0,05
Tb	0,56 ± 0,08	2,0 ± 0,7	1,3 ± 0,4	0,2
Yb	3,0 ± 0,1	4,0 ± 0,2	2,5 ± 0,1	0,2
Lu	0,32 ± 0,01	0,65 ± 0,03	0,43 ± 0,02	0,02

Anexo 3 – Tabela 3: Concentrações dos Elementos do Grupo da Platina e Ouro, por HR-ICPMS. Os valores em negrito representam a média das duas determinações feitas.

Teor (ppb)	GB-01 (a)	GB-01 (b)	GB-01	GB-02 (a)	GB-02 (b)	GB-02	GB-03 (a)	GB-03 (b)	GB-03
Ru	0,276	0,286	0,281	0,176	0,315	0,246	0,089	0,247	0,168
Rh	-0,011	<u>0,181</u>	0,085	-0,022	<u>0,211</u>	0,095	0,082	0,123	0,103
Pd	12,432	14,753	13,593	4,955	5,703	5,329	2,503	2,775	2,639
Os	0,628	0,671	0,650	0,044	0,176	0,110	0,049	0,125	0,087
Ir	0,209	0,247	0,228	0,064	0,103	0,084	0,052	0,098	0,075
Pt	18,60	<u>8,41</u>	13,51	6,00	6,29	6,14	7,20	<u>3,47</u>	5,34
Au	2,342	2,175	2,259	1,349	1,773	1,561	0,896	0,781	0,839
Massa (g)	20,05	20,07		15,02	19,99		20,00	20,00	
Diluição (mL)	13,80	13,80		13,70	13,20		13,70	14,30	
Desvio Padrão 95% (ppb)									
Ru	0,024	0,021	0,007	0,023	0,015	0,098	0,007	0,008	0,112
Rh	-0,005	0,027	0,136	-0,005	0,011	0,165	0,013	0,010	0,029
Pd	0,497	0,666	1,641	0,358	0,280	0,529	0,174	0,166	0,192
Os	0,030	0,084	0,030	0,007	0,044	0,093	0,003	0,004	0,054
Ir	0,009	0,013	0,027	0,005	0,007	0,028	0,008	0,014	0,033
Pt	0,57	0,47	7,21	0,31	0,37	0,20	0,62	0,27	2,64
Au	0,088	0,104	0,118	0,046	0,086	0,300	0,027	0,042	0,081

Anexo 3 - Tabela 3: Continuação.

Teor (ppb)	GB-04 (a)	GB-04 (b)	GB-04	GB-05 (a)	GB-05 (b)	GB-05	GB-06 (a)	GB-06 (b)	GB-06
Ru	0,244	0,354	0,299	0,047	0,095	0,071	0,137	0,156	0,147
Rh	0,133	0,227	0,180	0,088	0,213	0,151	-0,037	<u>0,238</u>	0,101
Pd	5,513	6,497	6,005	11,010	14,092	12,551	7,353	8,724	8,039
Os	0,136	0,199	0,168	0,015	0,063	0,039	0,055	0,123	0,089
Ir	0,136	0,206	0,171	0,071	0,129	0,100	0,154	0,222	0,188
Pt	3,16	4,36	3,76	6,86	9,36	8,11	5,66	6,09	5,87
Au	1,565	3,227	2,396	2,232	2,789	2,511	1,604	2,405	2,005
Massa (g)	20,17	20,03		19,99	20,08		20,04	20,08	
Diluição (mL)	13,80	14,40		14,30	14,10		14,30	14,10	
Desvio Padrão 95% (ppb)									
Ru	0,017	0,024	0,078	0,006	0,006	0,034	0,016	0,011	0,013
Rh	0,023	0,017	0,066	0,012	0,011	0,088	-0,018	0,019	0,194
Pd	0,268	0,285	0,696	0,917	0,515	2,179	0,407	0,348	0,969
Os	0,010	0,015	0,045	0,003	0,009	0,034	0,005	0,022	0,048
Ir	0,009	0,011	0,049	0,005	0,007	0,041	0,009	0,012	0,048
Pt	0,14	0,26	0,85	0,33	0,44	1,77	0,29	0,26	0,31
Au	0,056	0,159	1,175	0,087	0,132	0,394	0,064	0,087	0,566

Anexo 3 - Tabela 3: Continuação.

Teor (ppb)	GB-08 (a)	GB-08 (b)	GB-08	GB-15 (a)	GB-15 (b)	GB-15	GB-16 (a)	GB-16 (b)	GB-16
Ru	0,124	0,197	0,161	0,057	0,148	0,103	0,070	0,104	0,087
Rh	-0,239	<u>0,224</u>	-0,007	0,285	0,413	0,349	0,372	0,461	0,417
Pd	6,673	9,361	8,017	10,937	11,978	11,458	13,383	14,623	14,003
Os	0,025	0,056	0,041	0,013	0,043	0,028	0,025	0,040	0,033
Ir	0,044	0,097	0,071	0,068	0,114	0,091	0,070	0,100	0,085
Pt	3,36	4,72	4,02	7,31	8,81	8,06	8,19	9,89	9,04
Au	2,399	4,715	3,557	1,755	2,350	2,053	7,449	9,140	8,295
Massa (g)	20,04	20,01		19,99	20,01		20,01	19,98	
Diluição (mL)	13,80	13,00		13,40	13,70		13,30	14,20	
Desvio Padrão 95% (ppb)									
Ru	0,016	0,009	0,052	0,009	0,016	0,064	0,006	0,008	0,024
Rh	-0,035	0,010	0,327	0,023	0,019	0,091	0,012	0,011	0,063
Pd	0,478	0,298	1,901	0,705	0,468	0,736	0,866	0,687	0,877
Os	0,004	0,010	0,022	0,002	0,006	0,021	0,004	0,003	0,011
Ir	0,005	0,007	0,037	0,004	0,007	0,033	0,005	0,005	0,021
Pt	0,16	0,28	0,99	0,27	0,45	1,06	0,36	0,56	1,21
Au	0,084	0,242	1,638	0,076	0,104	0,421	0,346	0,372	1,196

Anexo 3 - Tabela 3: Continuação.

Teor (ppb)	GB-24 (a1)	GB-24 (a2)	GB-24 (b1)	GB-24 (b2)	GB-24	GB-25 (a)	GB-25 (b)	GB-25	GB-26 (a)
Ru	0,145	0,134	0,341	0,336	0,239	0,093	0,137	0,115	0,084
Rh	0,041	0,040	0,167	0,167	0,104	0,338	0,517	0,428	0,539
Pd	3,441	3,426	3,961	3,921	3,687	10,573	11,414	10,994	13,616
Os	0,066	0,063	0,091	0,083	0,076	0,032	0,028	0,030	0,044
Ir	0,077	0,078	0,109	0,110	0,094	0,108	0,149	0,129	0,142
Pt	1,76	1,76	2,36	2,37	2,06	8,73	10,54	9,64	8,89
Au	0,649	0,655	0,755	0,758	0,704	2,544	2,669	2,607	3,454
Massa (g)	20,04		20,11			20,00	20,03		20,03
Diluição (mL)	13,80		13,90			13,80	13,00		13,70
Desvio Padrão 95% (ppb)									
Ru	0,018	0,013	0,019	0,023	0,133	0,013	0,014	0,031	0,014
Rh	0,003	0,001	0,008	0,011	0,079	0,026	0,033	0,127	0,033
Pd	0,243	0,188	0,136	0,158	0,475	0,636	0,542	0,595	0,627
Os	0,010	0,006	0,009	0,005	0,021	0,004	0,004	0,003	0,007
Ir	0,008	0,005	0,006	0,005	0,024	0,008	0,010	0,029	0,009
Pt	0,13	0,10	0,15	0,12	0,48	0,54	0,43	1,28	0,41
Au	0,033	0,038	0,044	0,040	0,099	0,115	0,110	0,088	0,148

Anexo 3 - Tabela 3: Continuação.

Teor (ppb)	GB-26 (b)	GB-26	GB-29 (a)	GB-29 (b)	GB-29	LL-01A (a)	LL-01A (b)	LL-01A	LL-04 (a)
Ru	0,157	0,121	0,154	0,157	0,156	0,150	0,240	0,195	0,190
Rh	0,604	0,572	0,236	0,494	0,365	0,550	0,520	0,535	0,420
Pd	13,797	13,707	11,193	12,833	12,013	18,010	18,170	18,090	17,600
Os	0,058	0,051	0,053	0,048	0,051	0,150	0,240	0,195	0,070
Ir	0,203	0,173	0,152	0,215	0,184	0,100	0,150	0,125	0,050
Pt	10,59	9,74	7,89	9,84	8,87	11,55	13,64	12,60	9,48
Au	4,271	3,863	5,449	5,446	5,448	3,590	3,870	3,730	4,250
Massa (g)	20,01		20,00	20,00		20,05	20,03		20,07
Diluição (mL)	13,60		14,00	12,10		13,90	13,40		14,30
Desvio Padrão 95% (ppb)									
Ru	0,016	0,052	0,018	0,008	0,002	0,007	0,010	0,064	0,011
Rh	0,030	0,046	0,025	0,029	0,182	0,023	0,030	0,021	0,013
Pd	0,668	0,128	0,731	0,644	1,160	0,533	0,628	0,113	0,536
Os	0,004	0,010	0,007	0,003	0,004	0,018	0,220	0,064	0,007
Ir	0,013	0,043	0,009	0,010	0,045	0,004	0,005	0,035	0,001
Pt	0,35	1,20	0,27	0,42	1,38	0,28	0,41	1,48	0,27
Au	0,163	0,578	0,210	0,194	0,002	0,083	0,110	0,198	0,109

Anexo 3 - Tabela 3: Continuação.

Teor (ppb)	LL-04 (b)	LL-04	LL-05 (a)	LL-05 (b)	LL-05	LL-06 (a)	LL-06 (b)	LL-06	LL-07 (a)
Ru	0,260	0,225	0,010	0,090	0,050	0,030	0,050	0,040	0,000
Rh	0,460	0,440	<u>0,010</u>	-0,050	-0,020	<u>0,000</u>	-0,010	-0,005	<u>0,000</u>
Pd	18,560	18,080	0,460	0,310	0,385	0,030	0,020	0,025	<u>0,040</u>
Os	0,150	0,110	0,030	0,100	0,065	0,020	0,060	0,040	0,010
Ir	0,090	0,070	0,030	0,060	0,045	0,010	0,040	0,025	0,010
Pt	6,80	8,14	1,10	0,53	0,82	-0,22	<u>0,05</u>	-0,09	<u>0,00</u>
Au	4,380	4,315	0,480	0,390	0,435	0,060	0,120	0,090	0,310
Massa (g)	20,04		19,98	20,01		20,03	20,51		20,03
Diluição (mL)	13,60		14,20	13,50		14,00	14,30		14,00
Desvio Padrão 95% (ppb)									
Ru	0,012	0,049	0,001	0,003	0,057	0,002	0,003	0,014	0,000
Rh	0,016	0,028	0,002	0,006	0,042	0,001	0,002	0,007	0,000
Pd	0,453	0,679	0,013	0,025	0,106	0,002	0,006	0,007	0,003
Os	0,014	0,057	0,002	0,009	0,049	0,002	0,004	0,028	0,001
Ir	0,002	0,028	0,001	0,003	0,021	0,000	0,001	0,021	0,000
Pt	0,13	1,90	0,02	0,02	0,40	-0,01	0,01	0,19	0,00
Au	0,079	0,092	0,010	0,009	0,064	0,002	0,004	0,042	0,006

Anexo 3 - Tabela 3: Continuação.

Teor (ppb)	LL-07 (b)	LL-07	LL-08 (a)	LL-08 (b)	LL-08	LL-09 (a)	LL-09 (b)	LL-09	BV-01 (a)
Ru	0,050	0,025	0,250	0,190	0,220	0,290	0,230	0,260	0,120
Rh	-0,040	-0,020	0,390	0,180	0,285	0,230	0,270	0,250	-0,080
Pd	-0,050	-0,005	15,280	14,070	14,675	17,440	14,420	15,930	1,050
Os	0,040	0,025	0,110	0,120	0,115	0,110	0,140	0,125	0,080
Ir	0,030	0,020	0,080	0,110	0,095	0,090	0,100	0,095	0,100
Pt	-0,05	-0,03	5,95	6,43	6,19	6,70	6,65	6,68	4,92
Au	0,390	0,350	2,840	3,170	3,005	3,070	3,480	3,275	1,630
Massa (g)	20,01		20,03	19,90		20,01	20,06		20,03
Diluição (mL)	14,60		13,10	14,20		13,70	14,00		13,80
Desvio Padrão 95% (ppb)									
Ru	0,002	0,035	0,014	0,007	0,042	0,013	0,011	0,042	0,005
Rh	0,003	0,028	0,011	0,026	0,148	0,026	0,027	0,028	0,012
Pd	0,009	0,064	0,324	0,335	0,856	0,428	0,443	2,135	0,052
Os	0,002	0,021	0,003	0,003	0,007	0,004	0,009	0,021	0,004
Ir	0,001	0,014	0,003	0,004	0,021	0,003	0,003	0,007	0,003
Pt	-0,01	0,04	0,09	0,18	0,34	0,15	0,21	0,04	0,13
Au	0,011	0,057	0,057	0,080	0,233	0,058	0,105	0,290	0,039

Anexo 3 - Tabela 3: Continuação.

Teor (ppb)	BV-01 (b)	BV-01	BV-02 (a)	BV-02 (b)	BV-02	BV-05 (a)	BV-05 (b)	BV-05	BV-06 (a)
Ru	0,200	0,160	0,000	0,060	0,030	0,060	0,070	0,065	0,020
Rh	<u>0,060</u>	-0,010	-0,010	-0,030	-0,020	0,030	0,020	0,025	0,030
Pd	1,210	1,130	0,090	0,050	0,070	1,940	1,690	1,815	1,400
Os	0,080	0,080	0,010	0,030	0,020	0,010	0,020	0,015	0,010
Ir	0,110	0,105	0,010	0,040	0,025	0,040	0,060	0,050	0,030
Pt	2,78	3,85	<u>12,40</u>	45,10	28,75	3,57	2,76	3,17	<u>3,34</u>
Au	2,030	1,830	1,980	3,540	2,760	1,760	1,880	1,820	0,890
Massa (g)	20,02		20,03	20,00		20,02	20,01		20,01
Diluição (mL)	14,50		13,60	14,30		13,90	14,70		14,30
Desvio Padrão 95% (ppb)									
Ru	0,010	0,057	0,000	0,003	0,042	0,004	0,004	0,007	0,001
Rh	0,003	0,099	0,001	0,004	0,014	0,002	0,003	0,007	0,003
Pd	0,034	0,113	0,008	0,011	0,028	0,048	0,054	0,177	0,052
Os	0,005	0,000	0,001	0,001	0,014	0,001	0,001	0,007	0,001
Ir	0,003	0,007	0,000	0,002	0,021	0,001	0,002	0,014	0,001
Pt	0,08	1,51	0,26	1,30	23,12	0,09	0,06	0,57	0,09
Au	0,056	0,283	0,042	0,076	1,103	0,041	0,043	0,085	0,017

Anexo 3 - Tabela 3: Continuação.

Teor (ppb)	BV-06 (b)	BV-06	BV-08 (a)	BV-08 (b)	BV-08	UMT-1 (a1)	UMT-1 (a2)	UMT-1 (a)	UMT-1 rec.
Ru	0,050	0,035	0,110	0,120	0,115	9,0	10,9	9,95	10,9
Rh	0,030	0,030	0,150	0,150	0,150	8,4	9,2	8,80	9,5
Pd	1,270	1,335	2,810	2,610	2,710	102,4	114,4	108,40	106,0
Os	0,020	0,015	0,100	0,070	0,085	8,4	13,4	10,90	8,0
Ir	0,060	0,045	0,090	0,120	0,105	7,5	8,1	7,80	8,8
Pt	21,40	12,37	<u>3,92</u>	9,38	6,65	122,9	136,3	129,60	129,0
Au	1,890	1,390	1,250	2,050	1,650	42,4	45,5	43,95	48,0

Massa (g)	20,03		20,02	20,01
Diluição (mL)	14,20		13,90	14,40

Desvio Padrão 95% (ppb)

Ru	0,003	0,021	0,006	0,000	0,007	0,9	0,5	1,344	1,5
Rh	0,002	0,000	0,004	0,005	0,000	0,6	0,4	0,566	1,1
Pd	0,029	0,092	0,086	0,062	0,141	6,4	5,0	8,485	3,0
Os	0,001	0,007	0,003	0,003	0,021	0,6	1,2	3,536	
Ir	0,002	0,021	0,002	0,003	0,021	0,2	0,6	0,424	0,6
Pt	0,60	12,77	0,11	0,19	3,86	6,1	9,3	9,475	5,0
Au	0,039	0,707	0,029	0,036	0,566	2,0	3,6	2,192	2,0

Anexo 3 - Tabela 3: Continuação.

Teor (ppb)	UMT-1 (b1)	UMT-1 (b2)	UMT-1 (b)	UMT-1 rec.	Limite de Detecção (ppb)
Ru	8,7	10,2	9,5	10,9	0,0872
Rh	8,7	9,4	9,1	9,5	0,0005
Pd	103,2	110,8	107,0	106,0	0,0075
Os	7,7	15,4	11,6	8,0	0,0009
Ir	7,0	8,5	7,8	8,8	0,0182
Pt	114,7	140,3	127,5	129,0	0,7498
Au	42,6	51,3	47,0	48,0	0,0673

Massa (g)	
Diluição (mL)	

Desvio Padrão 95% (ppb)

Ru	0,5	0,5	1,06	1,5
Rh	0,6	0,6	0,49	1,1
Pd	6,9	6,3	5,37	3,0
Os	0,3	1,3	5,44	
Ir	0,3	0,5	1,06	0,6
Pt	6,3	7,2	18,10	5,0
Au	1,9	3,0	6,15	2,0

Anexo 3 – Tabela 4: Sumário dos resultados ^{40}Ar - ^{39}Ar das Análises por aquecimento incremental de feldspatos separados.

Amostra Nº	Peso (mg)	Platô (etapas)	Idade Platô (Ma)	Erro (Ma) ($\pm 1\sigma$)	Idade Integrada (Ma)	Erro (Ma) ($\pm 1\sigma$)
JS-06	62	59	131,26	0,05	131,70	0,05
JS-14	58	57	131,16	0,05	130,79	0,05
SJ-04	54	18	132,84	0,12	132,31	0,16
BV-11	58	18	132,30	0,5	112	2
BV-12	53	22	131,00	1,7	126	3
GB-03	49	26	133,30	0,6	132,90	0,8
MI-02	14	19	131,80	0,7	130	40
GC-01	60	16	131,60	1,3	130	20
GC-10	57	31	132,10	0,19	131,60	0,4
IC-03	27	17	131,40	0,2	131,20	0,8
IC-09	51	17	131,10	0,15	131,20	0,5
LL-01A	45	16	131,30	0,4	121	3
LL-11	50	17	131,84	0,12	132,47	0,17
TP-04	55	21	132,35	0,14	131,83	0,19
TP-05	25	17	132,21	0,12	132,30	0,12
RC-01	48	22	130,47	0,11	129,30	0,6
RA-04	56	Nenhum			106,40	0,11
GB-34	39	Nenhum			90	20

Análises realizadas no Berkeley Geochronology Center, California University, pelo Prof. Dr. Paul Randall Renne.