

## CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA DE DIQUES MESOZÓICOS À NORDESTE DE RIO BRANCO DO SUL, PR

G. A. Vanzela<sup>1</sup>; E. M. G. Vasconcellos<sup>2</sup>; M. J. M de Mesquita<sup>2</sup>; J. P. P. Pinese<sup>3</sup>

<sup>1</sup>GeoFind Geologia e Meio Ambiente Ltda. Rua José de Alencar 2190, CEP 80040-070, Curitiba, PR.

<sup>2</sup>Dpto. de Geologia - UFPR. Centro Politécnico, Cx. Postal 19001, CEP 81.531-990, Curitiba, PR.

<sup>3</sup>Departamento de Geociências - Centro de Ciências Exatas - UEL – Londrina (PR).

Recebido em 01/04, aprovado para publicação em 03/05.

### ABSTRACT

Mesozoic dykes occur in the northeast region of Rio Branco do Sul (PR). These rocks are divided into: basalt, microgabbro, microdiorite and dacite, composed of plagioclase and augite, and quartz in the acid rocks. Quimically they are classified as: toleites, andesi-basalts and riocacites. Mass-balance calculation using fractional cristalization indicates the derivation of differentiated andesi-basalt from less evolved andesi-basalt and the riocacite from the more evolved andesi-basalt source. This study indicate a petrogenetic model for the generation of the Mesozoic dykes in the northwest region of Rio Branco do Sul (PR), with two fractional crystallization phases without assimilation from the same magmatic source. The contamination in some intrusive bodies is possible and depends of the country rocks.

### RESUMO

Diques Mesozóicos são encontrados à nordeste de Rio Branco do Sul (PR). As rochas são divididas em: basalto, microgabro, microdiorito e dacito, compostas por plagioclásio e augita, além de quartzo nas rochas ácidas. Quimicamente são toleitos, andesi-basaltos e riocacitos. Cálculos de balanço de massa a partir de modelos de cristalização fracionada indicam a derivação de andesi-basalto evoluído a partir de andesi-basalto primitivo e de riocacito a partir do andesi-basalto mais diferenciado. Este estudo sugere um modelo petrogenético de geração dos diques Mesozóicos da região a nordeste de Rio Branco do Sul (PR), com duas fases de cristalização fracionada sem assimilação, a partir de uma mesma fonte magmática. A contaminação de alguns corpos intrusivos é possível, dependendo da composição da rocha encaixante.

### INTRODUÇÃO

Este trabalho tem como objetivo o estudo petrográfico e geoquímico dos diques básicos Mesozóicos que ocorrem à nordeste de Rio Branco do Sul (PR), entre as coordenadas UTM 7116000 a 7123000 e 674000 a 679000. Visando desenvolver o modelo petrogenético de formação dos mesmos, são definidas as suas composições e variações petrográficas e geoquímicas; obtidos cálculos de balanço de massas a partir de dados geoquímicos; e definidos os prováveis modelos de formação petrogenética.

Os métodos empregados para a realização deste trabalho foram: levantamento bibliográfico; etapas de campo para identificação

dos corpos intrusivos básicos; análise petrográfica de nove seções delgadas; análises geoquímicas de rocha total de nove amostras, obtidas no laboratório de Fluorescência de Raios X do Instituto de Geociências da Universidade Estadual Paulista, Campus de Rio Claro, SP (IGCE-UNESP), para elementos maiores e traços.

### O ARCO DE PONTA GROSSA

O Arco de Ponta Grossa é uma inflexão tectônica de direção NW-SE, com seu principal eixo transversal à Bacia do Paraná. A formação desta estrutura iniciou-se no Devoniano e culminou durante o Triássico-Jurássico, previamente ao derrame vulcânico da Bacia do Paraná e às intrusões relacionadas (Fúlfaro *et al.* 1982).

Segundo Pinese (1989) o Arco de Ponta Grossa é uma megaestrutura soerguida com eixo orientado a NW, que mergulha para o interior da Bacia do Paraná, que se estende desde os lineamentos de Paranapanema e Rio Tietê, à norte, até os lineamentos do Rio Uruguai e Ivaí, ao sul. A partir de dados geofísicos, obtidos por Ferreira (1982), o Arco de Ponta Grossa é dividido em três setores principais: Setor Central, entre os alinhamentos estruturais de São Jerônimo-Curiúva e Rio Alonzo; Setor Norte, entre o alinhamento de Guapiara, ao norte, e o alinhamento de São Jerônimo-Curiúva, ao sul; e Setor Sul entre os alinhamentos Rio Alonzo e Rio Piquiri. A maior concentração dos diques é observada no setor central do arqueamento, segundo Pinese (1989), com espessuras variando de 20 a 600 metros e os comprimentos de 1 a 50 quilômetros, salientando que os diques que não ocorrem neste setor possuem espessuras reduzidas (10-30 metros).

Pinese (1989) e Piccirillo *et al.* (1990) desenvolveram a caracterização petrológica e geoquímica dos diques do Arco de Ponta Grossa, abrangendo cinco regiões ao longo do arco, devido à extensão da área e ao fato dos diques apresentarem concentrações irregulares no Estado do Paraná. Dentre as cinco, a região de Cerro Azul, que abrange os municípios de Cerro Azul, Socavão e Tunas do Paraná, estudada pelos autores, localizada no limite norte da área deste estudo, abrange diques alinhados N50-60W. Estes diques possuem espessuras variando de 10 a 250 m e comprimentos de até 30 km (Pinese, 1989).

Segundo Pinese (1989) e Piccirillo *et al.* (1990) as composições químicas e os dados petrográficos demonstram que os diques do Arco de Ponta Grossa são predominantemente básicos (basaltos toleíticos, basaltos transicionais, andesi-basaltos e lati-basaltos Marini); ocorrendo também diques intermediários (andesitos, lati-andesitos e latitos) e mais raramente ácidos (dacitos, riódacitos e riolitos).

Quimicamente Pinese (1989) dividiu os diques básicos em três tipos distintos: diques com concentrações inferiores a 2% em  $TiO_2$ ; diques com concentrações intermediárias em  $TiO_2$  (2-3%); e diques com altas concentrações em  $TiO_2$

(>3%). Segundo o autor os diques com concentrações em  $TiO_2 > 2\%$  predominam (cerca de 80%), com o tipo intermediário representando cerca de 66%. Os diques ácidos são caracterizados pelas altas concentrações em elementos incompatíveis e são encontrados principalmente nas regiões de Fatura, Castro e Cerro Azul. Além disso, Pinese (1989) concluiu ainda que não há variações químicas significativas entre os diques das regiões de Morretes, Cerro Azul e Castro.

Datações realizadas nos diques do Arco de Ponta Grossa definem idade K-Ar entre 144 a 114 Ma, segundo Pinese (1989). Idades  $^{40}Ar/^{39}Ar$  obtidas por Turner *et al.*, 1994, variam de  $134,1 \pm 1,3$  a  $130,4 \pm 2,9$  Ma. Renne *et al.* (1996) em novas datações  $^{40}Ar/^{39}Ar$  obtiveram idades entre  $131,4 \pm 0,5$  a  $129,2 \pm 0,5$  para 18 amostras de diques do Arco de Ponta Grossa. Estes últimos dados levaram os autores a concluir que os diques são os alimentadores de derrames mais jovens da porção norte dos derrames de lavas da Província do Paraná.

## GEOLOGIA DA ÁREA

Os diques Mesozóicos do Arco de Ponta Grossa estão orientados paralelamente entre si, seguindo uma direção preferencial de N40°-60°W coincidente com a direção do eixo do Arco de Ponta Grossa. Estes corpos ígneos alojam-se tanto em rochas Pré-Cambrianas do embasamento cristalino como em rochas sedimentares Paleozóicas-Mesozóicas da Bacia do Paraná.

Na região em estudo, os diques cortam os seguintes litotipos: filitos indiferenciados, quartzitos e metabasitos da Formação Votuverava e os metacalcários dolomíticos e filitos da Formação Capiru. Ambas formações pertencentes ao Grupo Açungui de idade Neoproterozóica, além de xistos e quartzitos da Formação Perau do Grupo Setuva de idade Mesoproterozóica Inferior (Figura 1). As espessuras variam de 5 a 150 metros. Espessuras estas inferidas por fotointerpretação ou a partir de observações de campo.

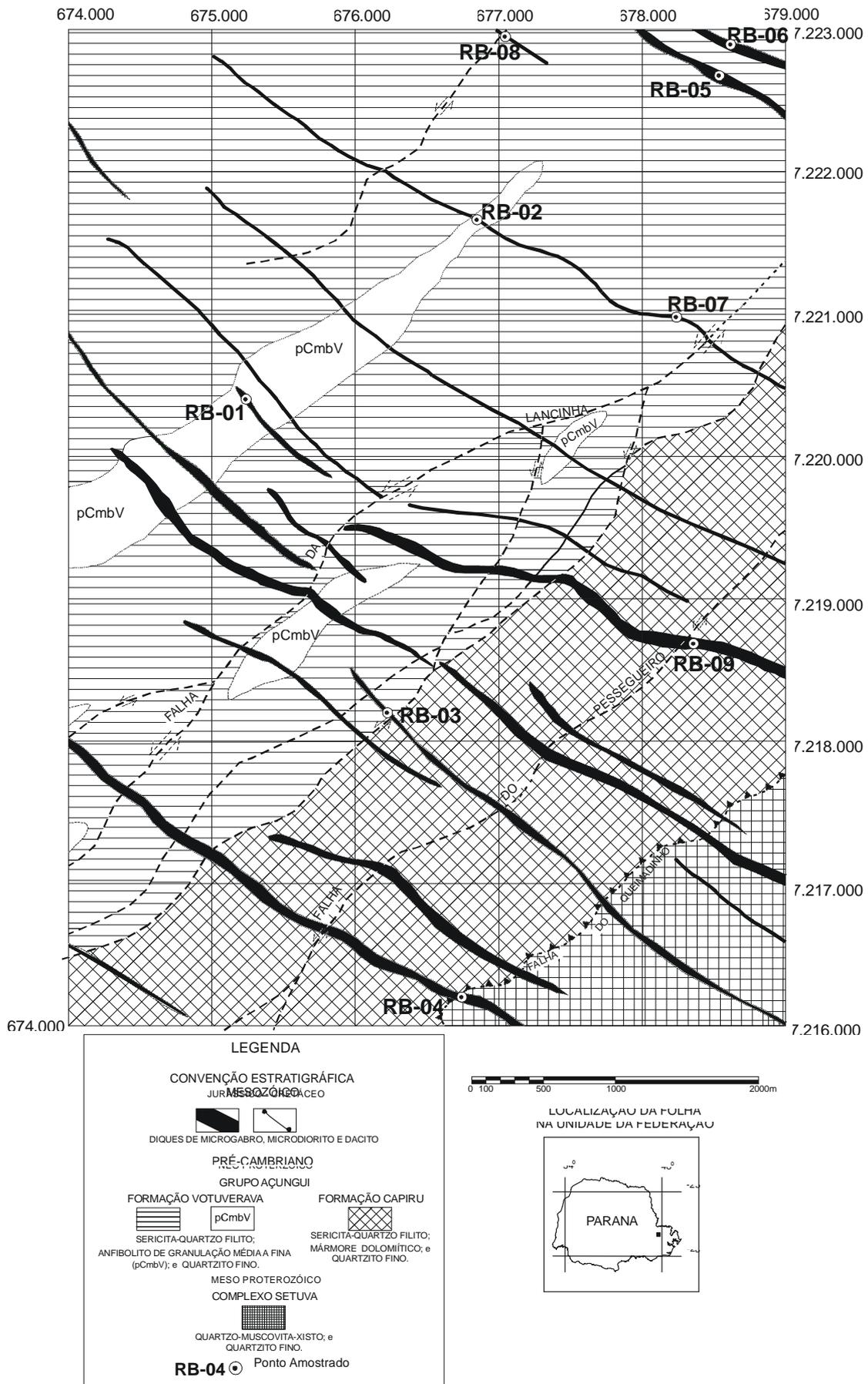


Figura 1 - Mapa geológico da região estudada.

## ETROGRAFIA

As amostras coletadas foram divididas e descritas conforme classificação de Le Maitre (1989), em 4 litotipos: microdiorito, microgabro, basalto e dacito que podem ser reunidas em 3 grupos principais: básico (basalto e microgabro), intermediário (microdiorito) e ácido (dacito), de acordo com os dados de Pinese (1989). A Tabela 1 resume os dados mineralógicos modais de cada litotipo descrito. A seguir são apresentados de maneira geral os quatros litotipos encontrados na área de estudo:

**Basalto:** de granulação muito fina, possui textura subofítica e estrutura maciça. A assembléia mineral predominante é representada por cristais de labradorita e augita, além de minerais opacos. Saussurita e clorita ocorrem subordinadamente e constituem a paragênese de alteração hidrotermal.

**Microgabro:** cinza médio a claro, constituído predominantemente por labradorita e augita. Possui textura inequigranular porfirítica em matriz subofítica formada por fenocristais de piroxênio envoltos pela matriz da rocha ou textura subofítica, com estrutura maciça. Quartzo, hornblenda e biotita ocorrem subordinadamente.

**Microdiorito:** apresenta granulação média, com textura variando de subofítica a inequigranular porfirítica com matriz subofítica, definida por duas fases de cristalização de andesina e augita. Em porcentagem subordinada

ocorrem quartzo, hornblenda e biotita e os minerais acessórios são apatita e zircão, que ocorrem como inclusões.

**Dacito:** cinza médio, granulação fina, textura inequigranular porfirítica com matriz intergranular, definida por fenocristais e microfenocristais tanto de oligoclásio como de augita. Esta última ainda possui uma fase anterior de cristalização, representada por cristais finos inclusos em fenocristais de oligoclásio. Cristais de quartzo constituem a matriz da rocha, juntamente com oligoclásio e augita.

## GEOQUÍMICA

Foram analisados 10 elementos maiores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) por fluorescência de raios X. A Tabela 2 relaciona os óxidos em porcentagem peso, além dos valores da norma CIPW, calculada em base anidra. A tabela fornece, ainda, o índice de diferenciação (ID) de Thorton & Tuttle (1960), as temperaturas estimadas dos líquidos, os valores de  $mg$  ( $\text{MgO}/\text{MgO}+\text{FeO}$ ), R1, R2 e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{FeO}$ , os dois últimos calculados a partir da razão  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  igual a 0,20, segundo dados de Middlemost (1989 in Rollinson, 1993).

As normas CIPW (Tabela 2) ressaltam a natureza supersaturada em  $\text{SiO}_2$  em todas as rochas estudadas. Também confirmam a descrição petrográfica, mostrando que o plagioclásio varia desde oligoclásio até labradorita (ver % de An e Ab). O ortoclásio nestas rochas está relacionado com os

**Tabela 1** - Porcentagens modais da assembléia mineralógica dos diques Mesozóicos da região a nordeste de Rio Branco do Sul, Paraná.

Amostra	Litotipo	Augita	Plagioclásio	Hornblenda	Quartzo	Biotita	Clorita	Opacos	Outros Minerais*
RB-05	Microdiorito	40	50		Traços		Traços	5	5
RB-06	Microdiorito	35	45	Traços	Traços	5	Traços	5	10
RB-07	Microdiorito	35	45	Traços	Traços	Traços	Traços	5	15
RB-04	Microdiorito	40	45	Traços	Traços		Traços	5	10
RB-03	Microgabro	40	45					5	10
RB-01	Microgabro	45	45	Traços	Traços	Traços		5	5
RB-02	Basalto	30	45				Traços	10	15
RB-09	Dacito	20	40	Traços	25			5	10
RB-08	Dacito	20	45	Traços	20			5	10

\*Porcentagens variadas de óxidos/hidróxidos de ferro, argilominerais, apatita, zircão, epidoto, sericita, saussurita, etc.

**Tabela 2** - Composição química e norma CIPW dos diques Mesozóicos da região a nordeste de Rio Branco do Sul, Paraná.

AMOSTRA	RB-03	RB-01	RB-05	RB-06	RB-07	RB-04	RB-09	RB-08	RB-02
	<b>%peso</b>	<b>%peso</b>	<b>%peso</b>	<b>%peso</b>	<b>%peso</b>	<b>%peso</b>	<b>%peso</b>	<b>%peso</b>	<b>%peso</b>
SiO <sub>2</sub>	50,62	50,05	50,05	51,46	48,28	51,04	64,97	64,86	49,48
TiO <sub>2</sub>	2,16	1,93	2,69	3,13	3,95	2,32	1,48	1,48	3,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,40	13,69	13,21	13,29	13,07	13,16	13,79	13,46	13,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,77	14,41	15,93	14,84	15,90	15,61	6,99	7,45	15,10
MnO	0,17	0,17	0,16	0,16	0,14	0,18	0,08	0,13	0,14
MgO	4,89	6,12	5,01	4,09	5,19	4,95	1,13	1,21	4,52
CaO	8,85	10,22	8,63	7,41	8,84	8,82	2,99	3,00	7,68
Na <sub>2</sub> O	2,61	2,29	2,61	3,05	2,57	2,44	3,88	3,55	3,08
K <sub>2</sub> O	0,98	0,86	1,15	1,78	1,29	1,12	4,11	4,12	1,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	0,23	0,35	0,54	0,42	0,28	0,44	0,41	0,58
Total	99,73	99,95	99,79	99,75	99,65	99,91	99,87	99,66	98,86
L.O.I	0,31	0,14	0,25	0,25	0,42	0,18	0,23	0,35	1,19
ID	54,40	51,70	53,80	58,80	52,40	54,40	83,70	82,90	56,90
Temp. Líq.	1188°C	1202°C	1199°C	1173°C	1231°C	1182°C	932°C	930°C	1021°C
Quartzo	3,75	2,11	3,25	4,34	1,89	4,85	18,06	19,37	4,12
Zircão	0,03	0,03	0,01	0,04	0,04	0,03	0,10	0,09	0,04
Anortita	22,29	24,81	21,24	17,57	20,68	21,94	8,12	8,70	19,52
Diopsídio	17,07	20,61	16,51	13,45	17,43	17,12	3,34	3,10	12,91
Hiperstênio	19,08	19,21	18,96	16,10	16,85	18,73	6,98	7,94	16,56
Albita	22,42	19,63	22,42	26,15	22,09	20,90	33,09	30,29	26,65
Ortoclásio	5,91	5,14	6,91	10,70	7,74	6,74	24,47	24,58	6,62
Apatita	0,65	0,53	0,83	1,27	1,00	0,65	1,02	0,95	1,37
Ilmenita	4,18	3,70	5,18	6,04	7,63	4,46	2,83	2,83	7,73
Magnetita	4,64	4,23	4,68	4,36	4,68	4,58	2,04	2,17	4,48
	<b>ppm</b>	<b>ppm</b>	<b>ppm</b>	<b>ppm</b>	<b>ppm</b>	<b>ppm</b>	<b>ppm</b>	<b>ppm</b>	<b>ppm</b>
Cu	290	289	262	164	170	353	25	41	310
Nb	12	10	28	25	19	15	55	57	38
Rb	21	23	31	41	26	25	112	107	29
Sr	262	281	322	414	411	225	397	355	433
Y	30	26	29	39	28	35	61	65	41
Zn	81	80	97	96	104	84	106	104	105
Zr	140	127	163	226	189	160	483	480	231
R1	1765,15	1910,17	1669,94	1477,22	1502,19	1822,79	1775,15	1877,46	1467,69
R2	1452,87	1665,26	1430,67	1256,52	1459,89	1447,87	646,67	644,81	1305,10
Litotipos	Andesi-basalto	Toleito	Andesi-basalto	Andesi-basalto	Andesi-basalto	Andesi-basalto	Quartzo-latito	Riodacito	Andesi-basalto
Mg	28,92	35,77	29,19	26,54	29,96	29,37	17,45	17,50	28,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (0,20)	2,41	2,20	2,43	2,26	2,43	2,38	1,07	1,14	2,30
FeO (0,20)	12,03	10,99	12,15	11,32	12,13	11,91	5,29	5,65	11,52
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	3,59	3,15	3,76	4,83	3,86	3,55	7,99	7,66	4,17

intercrescimentos mirmequíticos, comumente descritos. O aparecimento de quartzo define as rochas como toleíticas segundo a classificação de Yorder & Tilley (1962 *in* Rollinson, 1993).

As temperaturas estimadas variam de 1231°C (amostra RB-07) até 930°C (RB-08). Estas temperaturas foram calculadas usando uma equação linear que assume temperaturas de

liquidus de 1250°C para magmas com 48% de SiO<sub>2</sub> e 700°C para magmas com 78% de SiO<sub>2</sub>:

$$Temp. = (-18,33x\% SiO_2) + 2130$$

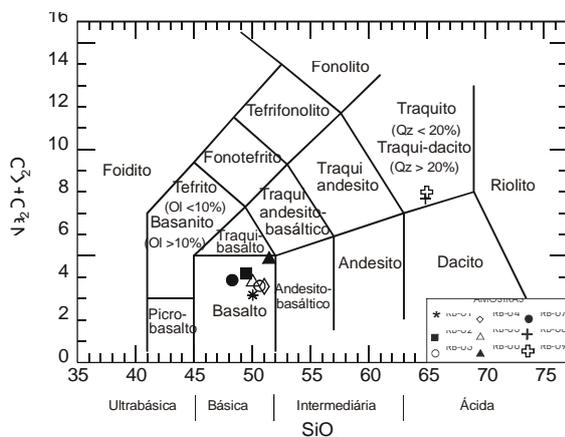
Estes dados não podem ser usados para propósitos petrogenéticos (Rollinson, 1993).

### CLASSIFICAÇÃO E NOMENCLATURA

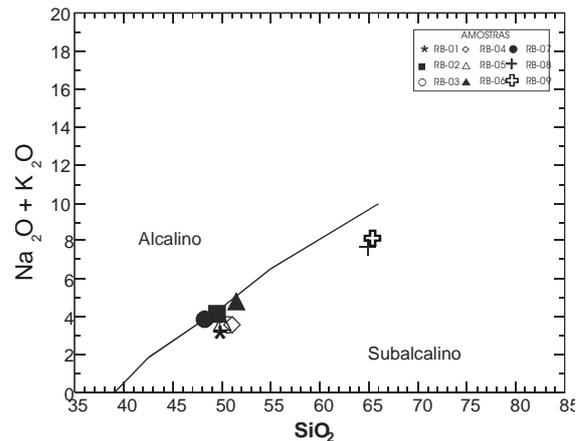
Utilizando o diagrama TAS (*Total álcalis vs. sílica* de Le Maitre, 1989 - Figura 2), sete amostras são classificadas como basaltos e apenas duas, definidas petrograficamente como dacitos, são classificadas no campo dos traquidacitos (amostras RB-09 e RB-08).

Considerando-se a divisão de Irvine & Baragar (1971) no diagrama TAS (Figura 3), definem-se as rochas estudadas como subalcalinas, apesar do alto teor de álcalis (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) nas amostras RB-09 e RB-08, entre 7,66 e 7,99%.

A partir da classificação de Pinese (1989), com base no teor de TiO<sub>2</sub> os diques básicos e intermediários são divididos em: baixo TiO<sub>2</sub> – DBT (<2%), amostra RB-01; diques com titânio intermediário – DIT (3%>TiO<sub>2</sub>>2%), amostras RB-03, RB-04 e RB-05 e alto TiO<sub>2</sub> – DAT (>3%), amostras RB-02, RB-06 e RB-07. Os diques ácidos, representados pelos traquidacitos são semelhantes às vulcânicas ácidas do tipo Chapecó.

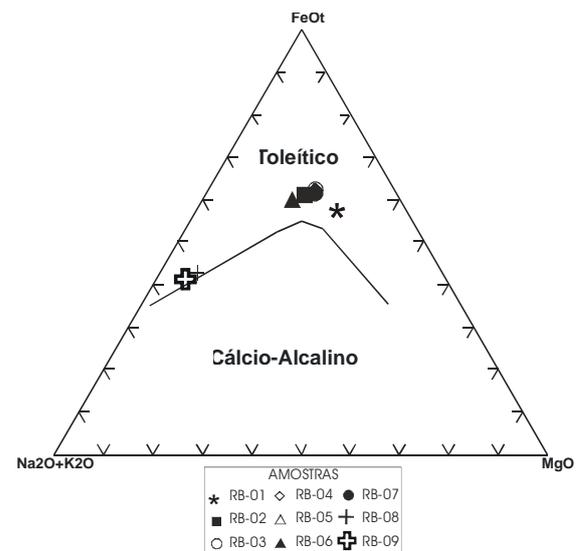


**Figura 2** - Diagrama TAS ((Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) vs. SiO<sub>2</sub>) de Le Maitre (1989). Símbolos cheios representam diques básicos de alto TiO<sub>2</sub> (DAT); símbolos vazios, TiO<sub>2</sub> intermediários (DIT); asterisco, baixo TiO<sub>2</sub> (DBT); cruz aberta ou fechada representa os diques ácidos.



**Figura 3** - Diagrama TAS de Irvine & Baragar (1971). Símbolos como na Figura 2.

No diagrama AFM ((Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)-FeO<sub>t</sub>-MgO, Figura 4), as rochas são classificadas como toleíticas. As amostras de riodacito e quartzolaito possuem tendência alcalina devido ao alto teor álcalis.



**Figura 4** - Diagrama AFM ((Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)-FeO<sub>t</sub>-MgO) de Irvine & Baragar (1971). Símbolos como na Figura 2.

Utilizando o diagrama R1 vs. R2 de De La Roche et al. (1980, Figura 5) as rochas classificadas como basaltos no diagrama TAS de Le Maitre (1989) correspondem a toleítos (RB-01) e andesibasaltos (RB-07, RB-05, RB-02, RB-03, RB-04 e RB-06). As rochas ácidas classificadas como traquidacitos (TAS) correspondem aos quartzolaitos e riodacitos.

Pode-se observar no diagrama R1 vs. R2 que as amostras seguem uma tendência de cristalização com aumento em sílica, caracterizando uma série toleítica, corroborada no diagrama AFM (conforme Figura 4).

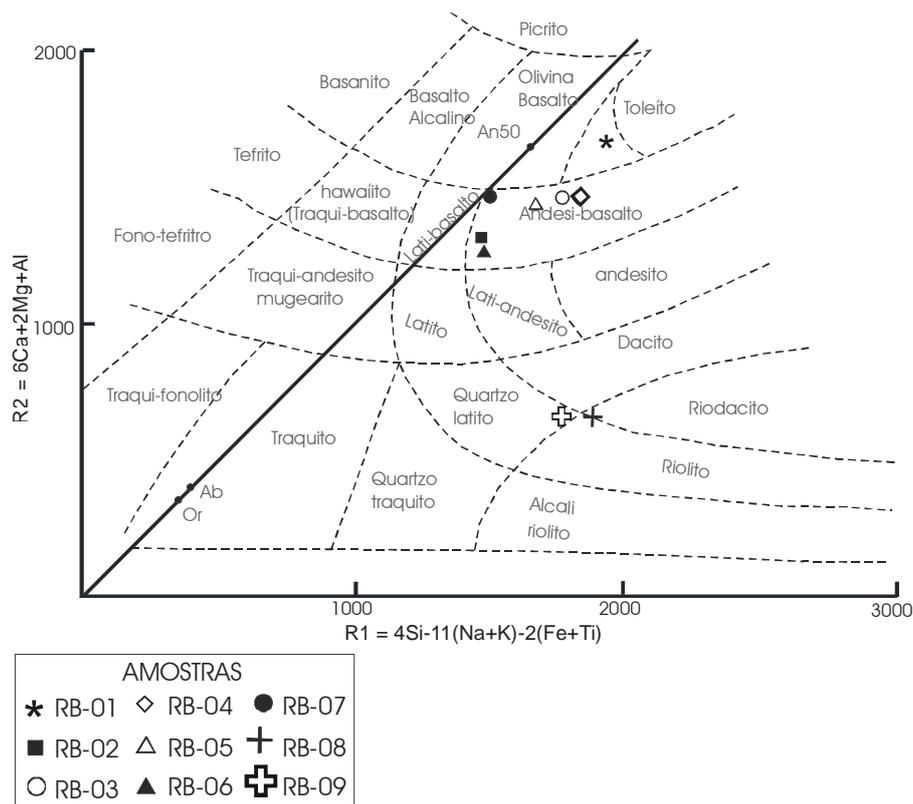


Figura 5 - Diagrama R1 vs. R2 de De La Roche *et al.* (1980). Símbolos como na Figura 2.

### Diagramas de Variação

Para melhor caracterizar as variações presentes nas rochas estudadas, os dados químicos foram projetados em diagramas do tipo Harker, usando-se o MgO como índice de diferenciação. A escolha do MgO baseou-se em sua variação em relação aos outros elementos ou índices e, também, como Pinese (1989) e Piccirillo *et al.* (1990) utilizaram este óxido em seus diagramas, a comparação é possível.

Todos os diagramas de variação (Figura 6) são compatíveis com o modelo de cristalização fracionada a partir do toleito (RB-01) até o andesibasalto (RB-06) com “gap” que pode indicar contaminação crustal a partir do andesibasalto até o riolacito/quartzo-latito.

O “gap”, bem observado no diagrama MgO vs. SiO<sub>2</sub>, pode ser relacionado ao “sílica gap” entre 54% e 63% observado nas rochas vulcânicas da Bacia do Paraná (Piccirillo *et al.* 1988).

A diminuição em CaO, FeO e MgO

(Figura 6) indica, possivelmente, o fracionamento de piroxênio, igualmente a diminuição em TiO<sub>2</sub> indica o fracionamento de titano-magnetita. O aumento de Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O indica a cristalização de plagioclásio mais sódico e ortoclásio. A alumina é praticamente constante com pequeno enriquecimento, sendo compatível com a cristalização de feldspatos. O aumento de SiO<sub>2</sub> indica a cristalização de quartzo.

Os diagramas de variação, principalmente MgO vs. FeO, MgO vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, e MgO vs. SiO<sub>2</sub>, permitem observar que a amostra RB-01 não obedece ao *trend* existente. Apesar dessa amostra ser classificada no diagrama R1R2 como toleito e também apresentar o índice de diferenciação baixo quando comparada com as demais amostras, ela possui teor de SiO<sub>2</sub> maior que a amostra RB-07. Isto está provavelmente relacionado a uma contaminação com a rocha encaixante (filito).

Quando comparados aos diagramas obtidos por Pinese (1989) para a composição média dos diques do Arco de Ponta Grossa e das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná, os diques básicos da região à nordeste de Rio Branco do

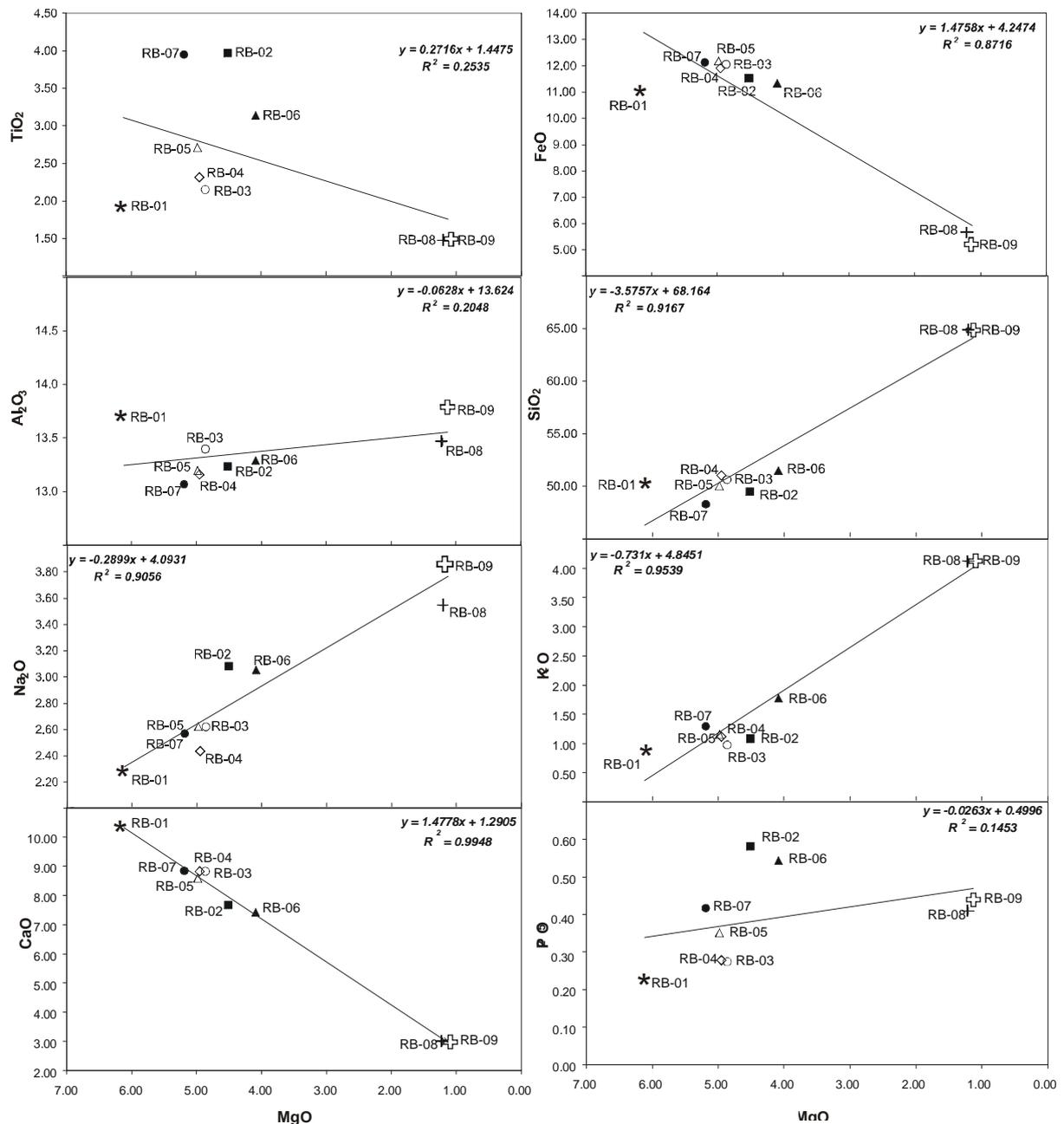


Figura 6 - Diagramas de variação a partir de elementos maiores (% peso) vs. MgO. Símbolos como na Figura 2.

Sul possuem composições semelhantes às rochas da Região Norte de Piccirillo *et al.* (1988). Esta semelhança é observada principalmente com relação aos teores de SiO<sub>2</sub>, MgO, TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

Com relação aos diques ácidos, as composições aproximam-se daquelas das rochas ácidas do tipo Chapecó de Piccirillo *et al.* (1988) e ao subtipo Guarapuava de Nardy *et al.* (2002).

Os diagramas de variação com os elementos traço (Figura 7) confirmam um

modelo de cristalização fracionada a exceção do Sr, onde ocorre uma dispersão dos pontos, não definindo uma tendência clara (ver equação da reta).

A partir destes diagramas a similaridade entre os diques básicos estudados e as rochas vulcânicas da região norte da Bacia do Paraná é clara, principalmente com relação aos teores de Zr, Rb, Sr e Y. Para os diques ácidos a semelhança com as vulcânicas do tipo Chapecó é também confirmada com base nos teores de elementos traço.

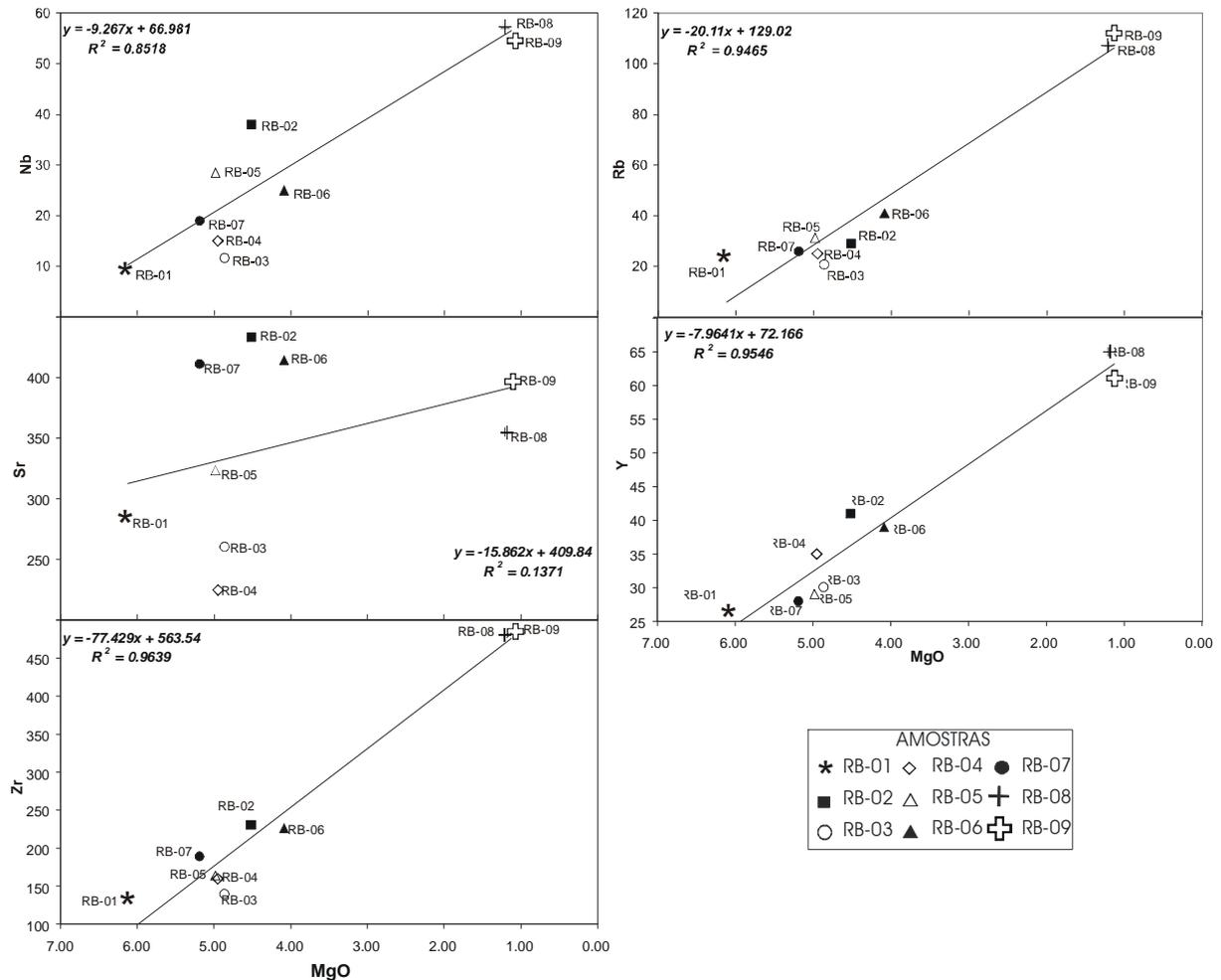


Figura 7 - Diagramas de variação usando os elementos traço (ppm) vs. MgO. Símbolos como na Figura 2.

### Diagrama Multielementar (Spidergram)

Normalizadas pelo manto primordial de Wood *et al.* (1979), todas as rochas analisadas, quando projetadas em diagrama multielementar (Figura 8), apresentam assinaturas semelhantes. Existe pouco fracionamento entre os andesibasaltos (amostras RB-01, RB-02, RB-03, RB-04, RB-05, RB-06 e RB-07), que possuem padrão “flat” e pequena anomalia negativa em Sr (fracionamento de plagioclásio). Para os riodacitos (amostras RB-08 e RB-09) o fracionamento é maior, definindo rochas mais evoluídas com anomalia negativa em Sr (fracionamento de plagioclásio) e Ti (fracionamento de ilmenita) e enriquecimento em Rb, K, Nb, Zr e Y.

Para comparação com os tipos petrológicos definidos por Peate (1997) para as vulcânicas da Província Magmática do Paraná, os resultados foram também normalizados pelo

manto primordial de Sun e McDonough (1989) (Figura 9). Os diques básicos estudados possuem assinatura geoquímica semelhante aos tipos Urubici e Pitanga de alto TiO<sub>2</sub>, com pequenas variações nos teores de Y e Nb que são mais elevados para as rochas estudadas.

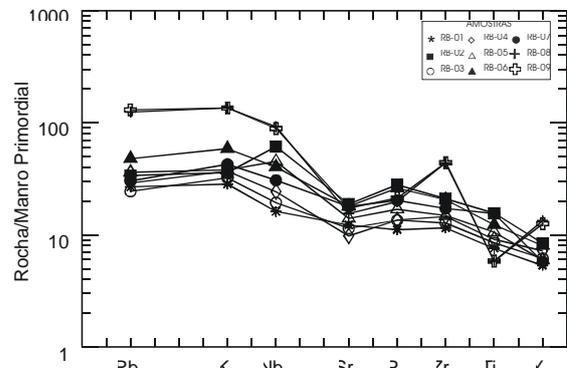
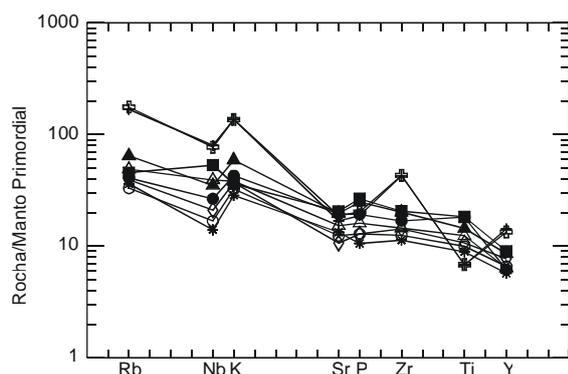


Figura 8 - Diagrama multielementar (“spidergram”) para os elementos traço analisados por fluorescência de raios X, com as amostras estudadas. Elementos normalizados pelo manto primordial de Wood *et al.* (1979). Símbolos como na Figura 2.



**Figura 9** - Diagrama multielementar ("spidergram") para os elementos traço analisados por fluorescência de raios X, com as amostras estudadas. Elementos normalizados pelo manto primordial de Sun e McDonough (1989). Símbolos como na Figura 2.

Para os diques ácidos os dados foram comparados com os *spidergrams* de Nardy *et al.* (2002) possuindo relação evidente com as rochas vulcânicas do tipo Chapecó.

## IMPLICAÇÕES PETROGENÉTICAS

A partir dos diagramas de variação para os elementos maiores e traços, discutidos anteriormente (Figuras 6 e 7), visualiza-se a possibilidade de fracionamento, partindo-se de

rochas mais primitivas até rochas mais evoluídas.

Os dois processos de cristalização fracionada, sugeridos indicados nos diagramas de variação, são testados a seguir.

Com base nos dados químicos obtidos, foram realizados cálculos de balanço de massa a partir de elementos maiores, com o auxílio do programa GENESIS<sup>®</sup>. As fases minerais empregadas foram compiladas de Pinese (1989), as quais estão relacionadas na Tabela 3, bem como a composição das amostras utilizadas e os coeficientes de partição utilizados.

Várias fases minerais foram testadas, adotadas conforme a composição das rochas e suas localizações serem as mais próximas das rochas aqui estudadas. As confirmações dos fracionamentos foram efetuadas a partir das razões calculado/observado (C/O) dos elementos traço, com o auxílio do programa GENESIS<sup>®</sup>, utilizando-se as equações de Rayleigh<sup>1</sup> e de Equilíbrio<sup>2</sup> (Cox *et al.*, 1979).

**Tabela 3** - Composição química das amostras e fases minerais utilizadas nos cálculos de balanço de massa e os coeficientes de partição empregados, segundo dados de Rollinson (1983).

	RB-07	RB-06	RB-09	CPX 952p	CPX 952t	Feldspato 782p	Feldspato 910p	Magnetita 982mz	Anfíbólio 923
SiO <sub>2</sub>	48,28	51,46	64,97	52,94	51,64	54,61	52,37	0,30	44,22
TiO <sub>2</sub>	3,95	3,13	1,48	0,70	0,59				1,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,07	13,29	13,79	1,62	1,09	28,85	30,42	24,88	6,00
FeO	12,13	11,32	5,29	12,29	17,29			1,52	26,12
MnO	0,14	0,16	0,08	0,39	0,47			69,57	0,31
MgO	5,19	4,09	1,13	16,63	16,52			1,07	6,79
CaO	8,84	7,41	2,99	16,15	12,33	11,06	12,87	0,13	10,13
Na <sub>2</sub> O	2,57	3,05	3,88			5,01	4,14	0,07	2,30
K <sub>2</sub> O	1,29	1,78	4,11			0,47	0,20		0,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,42	0,54	0,44						
Total	95,88	96,23	98,16	100,72	99,93	100,00	100,00	97,54	98,07
Coeficientes de Partição para Basaltos					Coeficientes de Partição para Andesitos				
	CPX	Plagioclásio	Magnetita	Anfíbólio		CPX	Plagioclásio	Magnetita	Anfíbólio
<b>Rb</b>	0,03	1,07	0,14	0,29	<b>Rb</b>	0,02	0,07	0,01	0,02
<b>Sr</b>	0,06	1,83	0,15	0,46	<b>Sr</b>	0,08	1,80	0,10	0,80
<b>Nb</b>		0,01	5,00	0,80	<b>Nb</b>	1,00	0,10	1,00	0,03
<b>Zr</b>	0,10	0,05	0,35	0,50	<b>Zr</b>	0,27	0,01	0,20	0,16
<b>Y</b>	0,90	0,03	0,40	1,00	<b>Y</b>	1,50	0,06	0,50	1,50

$${}_1Cl = C_0 x F^{D-1}$$

$${}_2Cl = C_0 / (D + F(1 - D))$$

onde:

Cl = concentração do elemento no líquido residual;

C<sub>0</sub> = concentração do elemento no líquido inicial;

F = fração líquida residual;

D = coeficiente de partição.

Utilizando apenas os elementos maiores é possível derivar das rochas mais básicas até as mais ácidas, porém esta passagem não é direta, como já observado nos diagramas e corroborado com o cálculo de balanço de massa (mostrado a seguir). A partir do andesibasilto (amostra RB-07) menos diferenciado pode ser gerado andesibasilto mais diferenciado (RB-06), conforme dados abaixo:

Passagem:

**Amostra RB-07 para RB-06**

**R<sup>2</sup> = 0,120; F = 50,2**

Fases fracionadas:

**21,56% CPX (952t) + 30,55% FELDSPATO (910p) +  
16,28% MAGNETITA (782mz) + 31,61% ANFIBÓLIO (923)**

A partir do andesibasilto (amostra RB-06) mais diferenciado pode ser gerado o riodacito (RB-09), corroborando o modelo de duas etapas de cristalização fracionada, conforme dados abaixo:

Passagem:

**Amostra RB-06 para RB-09**

**R<sup>2</sup> = 0,271; F = 58,81**

Fases fracionadas:

**38,59% CPX (952p) + 44,91% FELDSPATO (782p) +  
16,51% MAGNETITA (782mz)**

**Tabela 4** - Valores para elementos traço calculado/observado (C/O), tanto para as equações de Equilíbrio como de Rayleigh para as passagens RB-07 → RB-06 e RB-06 → RB-09.

passagem	RB-07 → RB-06				
elementos traço	Nb	Rb	Sr	Y	Zr
C/O <sub>rayleigh</sub>	0.73	1.10	1.14	0.91	1.33
C/O <sub>equilíbrio</sub>	0.76	1.15	1.19	0.96	1.41
passagem	RB-06 → RB-09				
elementos traço	Nb	Rb	Sr	Y	Zr
C/O <sub>rayleigh</sub>	0.68	0.60	1.13	0.75	0.31
C/O <sub>equilíbrio</sub>	0.68	0.59	1.11	0.73	0.31

Cálculos comparativos empregando-se os elementos traço mostram que as duas passagens são confirmadas no tocante à razão Calculado/Observado (C/O). Os coeficientes de partição usados no cálculo do balanço de massa (Tabela 3) são os fornecidos por Rollinson (1983), que os divide em basaltos e andesitos.

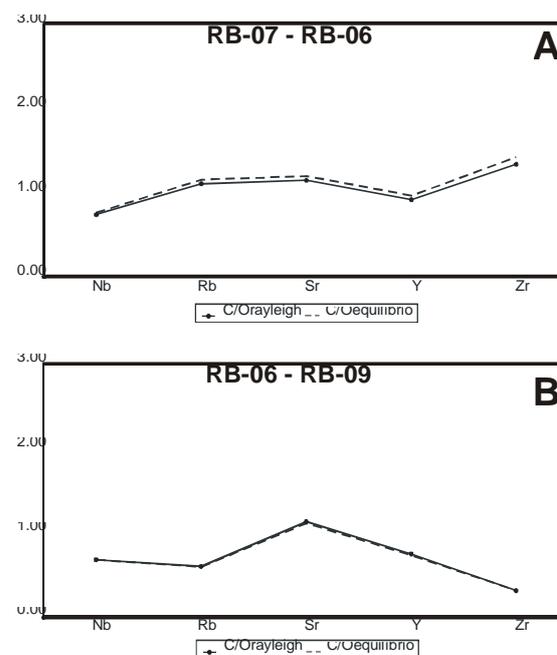
Tanto os resultados de C/O, obtidos pela equação de Rayleigh, como pela de Equilíbrio foram bastante satisfatórios nos dois casos, prevalecendo a equação de Equilíbrio.

Cristalização fracionada sem assimilação é mais bem definida do andesibasilto menos diferenciado (RB-07) para o andesibasilto mais diferenciado (RB-06). Entre este último e o riodacito (RB-09) é possível, porém com problemas para Zr e Rb que podem ser observados nos diagramas de variação (Figura 7).

Os resultados de C/O podem ser observados na Tabela 4 e na Figura 10.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Na região à nordeste de Rio Branco do Sul, diques Mesozóicos são facilmente encontrados, apresentando composições



**Figura 10** - Razão calculado/observado (C/O) obtida nos cálculos de balanço de massas, admitindo-se processos de cristalização fracionada para as rochas estudadas.

variadas. Petrograficamente as rochas estudadas podem ser divididas em quatro litotipos principais: basalto, microgabro, microdiorito e dacito. As diferenças entre estes litotipos são, principalmente, o tipo de plagioclásio, sua porcentagem em relação ao piroxênio e a presença de quartzo ou não.

Quimicamente as rochas são classificadas como toleítos, andesi-basaltos e riodacitos/quartzo-latitos. São rochas toleíticas com os riodacitos tendo tendência alcalina devido ao alto teor em álcalis.

O estudo geoquímico através dos diagramas de variação permite dividir as rochas estudadas em três campos distintos: rochas com  $TiO_2 < 2\%$ , com  $2\% < TiO_2 < 3\%$  e com  $TiO_2 > 3\%$ . Os diagramas de variação são compatíveis com o modelo de cristalização fracionada, com “sílica gap” entre 54% e 65% de  $SiO_2$ ;

Diagrama multielementar (*spidergram*), com base nos elementos traço, mostra que as rochas analisadas apresentam assinatura semelhante, com padrão “flat” com pequena anomalia negativa em Sr para as rochas menos evoluídas e, anomalias negativas com fracionamento maior para Sr e Ti e enriquecimento em Rb, K, Nb, Zr e Y nos riodacitos;

Ainda com base na geoquímica e recorrendo-se a cálculos de balanço de massa, são definidos *trends* de fracionamento a partir de andesi-basalto menos evoluído, com formação, por processos de cristalização fracionada, de andesi-basalto mais evoluído. E a partir do andesi-basalto mais evoluído, a geração dos riodacitos mais evoluídos.

Este estudo, portanto, sugere um modelo petrogenético para a geração das diferentes composições dos diques Mesozóicos encontrados na região a nordeste de Rio Branco do Sul (PR), com duas fases de cristalização fracionada sem assimilação, a partir de uma mesma fonte magmática. A contaminação de alguns corpos intrusivos é possível, dependendo da composição da rocha encaixante.

Comparando-se os diques básicos estudados com as rochas vulcânicas da Província Magmática do Paraná existe uma grande semelhança com as rochas da região norte, mais especificamente com os tipos de alto  $TiO_2$  de Urubici e Pitanga de Peate (1997). Com relação aos diques ácidos, estes assemelham-se ao tipo Chapecó de Piccirillo *et al.* (1988), subtipo Guarapuava de Nardy *et al.* (2002).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. (1979) The Interpretation of the Igneous Rocks. George Allen & Unwin, London, 450p.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. (1980) A Classification of Volcanic and Plutonic Rocks Using R1R2 – Diagram and Major Element Analyses – Its Relationships with Current Nomenclature. Chem. Geol., **29**: 183-210.
- 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**: 109-121.
- FERREIRA, F.J.F. (1982) Alinhamentos estruturais magnéticos da região centro-oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico. In: Geologia da Bacia do Paraná, Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, Publ. Esp., **1217**:143-166.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth Sci., **8**:523-548.
- LE MAITRE, R.W. (1989) A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. (2ed). Blackwell Scientific Publications, 193p.
- NARDY, A.J.R.; OLIVEIRA, M.A.F.; MACHADO, F.B. (2002) Litogeoquímica das rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral: magmas-tipo e suas possíveis zonas de efusão na Bacia do Paraná. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 6, São Paulo, Boletim, 381-386.
- PEATE, D.W. (1997) The Paraná-Etendeka Province. In: J.J Mahoney & M. F. Coffin (ed.) Large Igneous Provinces: Continental, oceanic and planetary flood volcanism. Ed. American Geophysical Union, p. 217-245.

- PICCIRILLO, E.M.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MELFI, A.J.; STOLFA, D.; BELLINI, G.; MARQUES, L.S.; GIARETTA, A.; NARDY, A.J.R.; PINESE, J.P.P.; RAPOSO, M.I.B.; ROISENBERG, A. (1988) Petrochemistry of Continental Flood Basalt-Rhyolite Suites 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. IAG-USP, **5**:105-156.
- PICCIRILLO, E.M.; BELLINI, G.; CAVAZZINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; PETRINI, R.; MELFI, A.J.; PINESE, 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.
- PINESE J.P.P. (1989) Caracterização Petrológica e Geoquímica dos Diques do Arco de Ponta Grossa. Dissertação de Mestrado. Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 196p.
- RENNE, P.P.; DECKART, K.; ERNESTO, M.; FÉRAUD, G.; PICCIRILLO, E.M. (1996) Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. *Earth Planet. Sci. Letters*, **144**:199-211.
- ROLLINSON H.R. (1993) Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific & Technical, 352p.
- SUN, S.S. & McDONOUGH, W.F. (1989) Chemical composition and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In*: A.D. SAUNDERS & M.J. NORRY (ed.) Magmatism and ocean basins. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **42**:323-345.
- THORTON, C.P.; TUTTLE, O.F. (1960) Chemistry of igneous rocks. 1. Differentiation index. *Amer. Jour. Sci.*, **258**:664-684.
- TURNER, S.P.; REGELEOUS, M.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. (1994) Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology, *Earth Plan. Sci. Lett.*, **121**:333-348.
- WOOD, D.A.; JORON, J.L.; TREUIL, M. NORRY, M.; TARNEY, J. (1979) Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and surrounding ocean floor. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**:319-339.