

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

**ROCHAS DIORÍTICAS DO PLATÔ DA RAMADA (RS) E SUA  
RELAÇÃO COM O MAGMATISMO ALCALINO DA  
FORMAÇÃO ACAMPAMENTO VELHO  
(NEOPROTEROZÓICO DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE)**

**VINÍCIUS MATTÉ**

ORIENTADOR – Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

Volume I

Porto Alegre – 2011

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

**ROCHAS DIORÍTICAS DO PLATÔ DA RAMADA (RS) E SUA  
RELAÇÃO COM O MAGMATISMO ALCALINO DA  
FORMAÇÃO ACAMPAMENTO VELHO  
(NEOPROTEROZÓICO DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE)**

**VINÍCIUS MATTÉ**

ORIENTADOR – Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

BANCA EXAMINADORA

Profa. Dra. Adriane Machado – Centro de Geofísica, Universidade de Coimbra,  
Portugal

Prof. Dr. Breno Leitão Waichel – Departamento de Geociências, Universidade  
Federal de Santa Catarina

Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp – Instituto de Geociências, Universidade Federal do  
Rio Grande do Sul

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

Porto Alegre – 2011

Matté, Vinícius

Rochas dioríticas do Platô da Ramada (RS) e sua relação com o magmatismo da Formação Acampamento Velho (Neoproterozóico do Escudo Sul-Rio-Grandense). / Vinícius Matté. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2011.

[90 f.] il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2011.

Orientação: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

1. Vulcanismo. 2. Magmatismo alcalino. 3. Intrusão diorítica. 4. Cristalização fracionada. I. Título

---

Catálogo na Publicação  
Biblioteca Geociências - UFRGS  
Miriam Alves CRB 10/1947

*“Disciplina não ter, Jedi nunca será”*

*Mestre Yoda*

## AGRADECIMENTOS

É com muita alegria que mais uma vez agradeço a tudo e a todos por mais um singelo passo dado em minha humilde vida. Cada vez mais essas passadas vão ficando mais longas e custosas, de modo que consomem uma quantidade energética imensurável. Sendo assim, este pequeno texto vem com o intuito de fazer jus a toda e qualquer forma de energia dirigida a mim e que tenha servido de impulso para a realização desta passada. Antes de qualquer coisa é indispensável deixar um carinhoso agradecimento a UFRGS e isso engloba todas as ilustres pessoas e entidades envolvidas com o bom andamento deste trabalho.

Sou profundamente agradecido a minha família, principalmente meus pais, irmãs e sobrinhas, que possuem um papel fundamental em minha vida, pois as forças que recebo deles são as mais agradáveis de serem assimiladas, dadas as ligações genéticas que nos unem. Acredito que este tipo de relação represente de alguma forma não apenas o presente, mas também todo nosso passado e especialmente o futuro, e isso gera as ligações mais fortes existentes no universo sensorial humano.

Grande parte do impulso recebido, e não menos importante do que todas as outras partes originou-se nas amizades construídas ao longo do tempo. Algumas já antigas, Proterozóicas, outras recentes, mais ou menos do Pleistoceno. É difícil escrever nomes, pois há o risco de deixar alguém no esquecimento, mas me refiro àquelas pessoas que estudam, escalam, correm, pesquisam, pedalam ou simplesmente trocam idéias comigo. Dessa forma espero que todos que me fortaleceram neste dispêndio energético sintam que eu sou profundamente agradecido e como para toda ação há uma reação, saibam que estamos em um constante intercâmbio.

Por fim, como havia dito no início do texto, quero agradecer ao “tudo”. Talvez este seja o agradecimento mais importante. Muitos denominam o “tudo” de Deus, e não deixa de ser para mim também. Só que pra mim o “tudo” envolve tudo o que existe e é material e também tudo o que não existe e é imaterial, ou talvez até material. Não importa. O que interessa é que ele emite algo que se pararmos pra sentir nos faz pensar que somos parte dele e então somos uma única forma de energia que quanto mais interligada estiver, mais nos torna capazes de entender o porquê disso tudo.

## RESUMO

O Platô da Ramada é uma feição geomorfológica localizada na região de Vila Nova do Sul, porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense e é constituído por rochas vulcânicas do Neoproterozóico pertencentes à Bacia do Camaquã. Na porção basal do platô aflora um pequeno volume de rochas vulcânicas de afinidade shoshonítica correlacionadas a Formação Hilário (cerca de 592 Ma). Esta unidade é sucedida por um expressivo vulcanismo de afinidade moderadamente alcalina sódica, com amplo predomínio dos termos ácidos, vinculados a Formação Acampamento Velho que corresponde a porção extrusiva do magmatismo alcalino (570-550 Ma) vinculado aos estágios pós-colisionais do Ciclo Brasileiro-Panafricano no Escudo Sul-Rio-Grandense. Estudos realizados na porção sul do Platô da Ramada permitiram a caracterização de um corpo hipabissal diorítico, intrusivo em rochas piroclásticas da Formação Acampamento Velho. A intrusão diorítica possui uma forma elíptica com dimensões em torno de 5 km *E-W* x 2 km *N-S* e apresenta uma variação petrográfica desde termos dioríticos até quartzo-monzoníticos. As bordas do corpo intrusivo são caracterizadas por textura porfirítica, com fenocristais de plagioclásio envoltos por uma matriz afanítica e a textura equigranular média predomina na parte central do corpo, onde é comum a presença de textura micrográfica e feições de zonações e reabsorções no plagioclásio. As rochas dioríticas são moderadamente alcalinas e saturadas em sílica e vinculadas a série sódica no diagrama *sliding normalization*, com caráter metaluminoso a peralcalino. Os padrões observados para os ETR, *LILs HFSE* e os altos teores de Zr e, subordinadamente, Nb, Y e Ga são típicos de fontes mantélicas modificadas e característicos de magmatismo de afinidade alcalina. A geoquímica dos elementos maiores, traços e ETR das rochas dioríticas do Platô da Ramada permitiu correlacioná-las ao magmatismo da Formação Acampamento Velho nesta região, principalmente aos termos básico-ácidos alto Ti. As composições obtidas preenchem a lacuna entre os pólos básico e ácido da Formação Acampamento Velho, porém não foram identificados andesitos nesta formação. A evolução do magmatismo alcalino da Formação Acampamento Velho nesta região pode ser explicada, principalmente, por processos de cristalização fracionada que podem ter envolvido três estágios principais, como testados através de modelamentos petrogenéticos. No entanto, face ao grande volume de rochas riolíticas alta-sílica e a complexidade que envolve a geração e a evolução destes líquidos, é forte a possibilidade de que tenham ocorrido processos de cristalização fracionada associados possivelmente a mecanismos de assimilação crustal. A identificação e caracterização de rochas intermediárias relacionadas à Formação Acampamento Velho no Platô da Ramada indica, portanto, que o magmatismo evoluiu desde

composições básicas até ácidas. Entretanto, a bimodalidade do vulcanismo permanece devida a ausência de lavas andesíticas, o que pode ser atribuída a uma “barreira de densidade” gerada pela diferenciação dos líquidos básicos para intermediários enriquecidos em FeO, que, por esta razão, estacionariam nos níveis crustais rasos.

## ABSTRACT

The Ramada Plateau is a geomorphological feature located in the region of Vila Nova do Sul, western portion of the Sul-Rio-Grandense shield and consists of Neoproterozoic volcanic rocks belonging to Camaquã Basin. In the basal portion of the Plateau outcrops a small volume of volcanic rocks of shoshonitic affinity correlated with Hilário Formation (about 592 Ma). This unit is succeeded by a significant volcanism with sodic alkaline moderately affinity, with a wide prevalence of acid terms, linked to Acampamento Velho Formation, corresponding to extrusive portion of the alkaline magmatism (570-550 Ma) linked to post-collisional stages of the Brasiliano-Pan African cycle of Sul-Rio-Grandense shield. Studies conducted in the southern portion of the Ramada Plateau led to the characterization of a dioritic hipabissal body intrusive in pyroclastic rocks of the Acampamento Velho Formation. The dioritic intrusion has an elliptical shape with dimensions of around 5 km E-W x 2 km N-S and shows a petrographic variation from dioritic to quartz-monzonitic terms. The edges of the intrusive body are characterized by porphyritic texture with phenocrysts of plagioclase surrounded by a matrix aphanitic and the equigranular texture predominates in the central part of the body, where it is common to have micrographic texture and features of zoning and reabsorption in plagioclase. The dioritic rocks are moderately alkaline and silica-saturated and linked to sodic series in the sliding normalization diagram with metaluminous to peralkaline character. The patterns observed for the REE, HFSE LILS and high Zr and subordinate, Nb, Y and Ga are typical of modified mantle sources and characteristic of magmatism alkaline affinity. The geochemistry of major, trace and REE of dioritic rocks of the Ramada Plateau allowed to correlating them to the Acampamento Velho Formation magmatism in this region, particularly with the high-Ti basic-acids terms. The compositions obtained occupy the gap between basic and acid terms of the Acampamento Velho Formation, but andesites were not identified in this formation. The development of alkaline magmatism of the Acampamento Velho Formation in this region can be explained mainly by fractional crystallization processes that may have involved three main stages, as tested through petrogenesis models. However, given the huge volume of high-silica rhyolitic rocks and complexity involved in the generation and evolution of these fluids, there is a strong possibility that occurred fractional crystallization processes possibly associated with mechanisms of crustal assimilation. The identification and characterization of the intermediate rocks related to Acampamento Velho Formation in the Ramada Plateau thus indicates that the magmatism evolved from basic to acidic compositions. However, the bimodal volcanism remains due to the absence of andesitic lavas, which can be attributed to a



"density barrier" created by the differentiation of basic to intermediate liquids enriched in FeO, which, therefore, parked in shallow crustal levels.

## LISTA DE FIGURAS DA INTRODUÇÃO

<b>Figura</b>	<b>Descrição</b>	<b>Página</b>
Figura 1	Localização da área de estudo e principais vias de acesso (modificado de Sommer, 2003).	12
Figura 2	Contexto geológico regional simplificado da porção oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense com as principais ocorrências do magmatismo neoproterozóico tipo-A (modificado a partir de Sommer <i>et al.</i> , 2006 e Nardi & Bitencourt, 2009).	16
Figura 3	Mosaico de imagens de satélite obtidas no programa <i>Google Earth</i> e tratadas no programa <i>Photoshop</i> , representativas da área estudada.	22
Figura 4	Mapa de amostragem contendo os pontos com lâmina e análise litoquímica.	23
Figura 5	Compartimentação geotectônica da Província Mantiqueira.	27
Figura 6	Mapa geológico simplificado do escudo Sul-rio-grandense (modificado de Paim <i>et al.</i> , 2000 e Wildner <i>et al.</i> , 2002).	29
Figura 7	Mapa geológico da região do Platô da Ramada (modificado de Sommer, 2003).	33
Figura 8	Perfil estratigráfico esquemático, proposto para as sequências vulcânicas do Platô da Ramada (extraído e modificado de Sommer <i>et al.</i> , 2003).	34
Figura 9	Imagem colorida do sensor <i>ASTER</i> , com a separação dos principais domínios vulcano-sedimentares da região do Platô da Ramada e a demarcação da feição correlacionada à intrusão diorítica (modificado de Pinheiro-Sommer, 2005).	36
Figura 10	Padrão de fraturamento <i>E-W</i> à <i>NE-SW</i> e subordinadamente <i>N-S</i> .	37
Figura 11	Ilustração esquemática da relação dos lineamentos com a geomorfologia na área aflorante da intrusão diorítica.	37
Figura 12	Fotos panorâmicas mostrando contatos inferidos entre as rochas dioríticas e as encaixantes ignimbríticas, marcados normalmente por quebras de relevo e anomalias botânicas.	38
Figura 13	Anomalia botânica entre a intrusão diorítica (vegetação arbustiva) e ignimbritos (gramíneas).	38
Figura 14	Xenólito ignimbrítico em encaixante diorítica.	39
Figura 15	Litotipos relacionados com a intrusão diorítica: (a): rocha	40

encaixante = ignimbrito riolítico; (b): rocha diorítica porfirítica (próximo a borda do corpo intrusivo); (c): rocha monzodiorítica equigranular média (próximo ao núcleo do corpo intrusivo).

Localização da área de estudo e principais vias de acesso (modificado de Sommer, 2003).

### LISTA DE FIGURAS DO ARTIGO

<b>Figura</b>	<b>Descrição</b>	<b>Página</b>
Figura 1	Mapa com a localização do Platô da Ramada e com o contexto geológico regional.	53
Figura 2	Mapa geológico do Platô da Ramada (a partir de Sommer, 2003 e Pinheiro-Sommer <i>et al.</i> , 2006).	54
Figura 3	A: Diorito de petrotrama porfirítica, com fenocristais de plagioclásio (PL) envoltos por crescimento de feldspato potássico (K-F) (luz natural); B: Fenocristal de plagioclásio (PL) envolto por crescimento de feldspato potássico (K-F) marcando a textura anti-rapakivi. Intercrescimento de quartzo (QZO) + feldspato potássico (K-F) formando textura micrográfica (luz polarizada); C: Fenocristal de plagioclásio (centro) envolto por arranjo microográfico (quartzo (QZO) + feldspato potássico (K-F)) (luz polarizada); D: Zonação em fenocristal de plagioclásio (luz polarizada); E: Reabsorção em fenocristal de plagioclásio (luz polarizada); F: Cristais subédricos de quartzo (QZO) (luz polarizada); G: Anfibólio (ANF) cloritizado em interstícios granulares (luz natural); H: Cristais de apatita (AP) com hábito acicular (luz natural); I: Cristais de zircão com hábito prismático (luz polarizada); J: Cristais de zircão com hábito acicular (luz polarizada); L: Calcita (CC) em interstícios granulares (luz natural).	58
Figura 4	Diagrama de classificação <i>TAS</i> para rochas plutônicas (Cox <i>et al.</i> , 1979).	60
Figura 5	Diagrama de Peacock (1931), mostrando o caráter alcali-cálcico tendendo a alcalino das rochas dioríticas. A linha pontilhada representa o <i>trend</i> SiO <sub>2</sub> x Álcalis (Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O) e a linha cheia representa o <i>trend</i> SiO <sub>2</sub> x CaO.	61
Figura 6	Diagrama <i>sliding normalization</i> (Liégeois <i>et al.</i> , 1998). * <i>NYTS</i> :	61

*Normalization to the Yenchichi-Telabit series.*

- |           |  |    |
|-----------|--|----|
| Figura 7  | Diagramas binários dos elementos maiores e somatório de álcalis da intrusão diorítica, utilizando SiO <sub>2</sub> como índice de diferenciação.   | 63 |
| Figura 8  | Diagramas binários dos elementos traços da intrusão diorítica, utilizando SiO <sub>2</sub> como índice de diferenciação.   | 64 |
| Figura 9  | Diagramas multielementares mostrando o padrão dos elementos traços normalizados: (a) <i>MORB</i> (Pearce, 1983) e (b) <i>OIB</i> (Sun & McDonough, 1989).  | 65 |
| Figura 10 | Distribuição dos Elementos Terras Raras das rochas dioríticas normalizadas pelo padrão condrítico (Nakamura, 1974).  | 66 |
| Figura 11 | Amostras do corpo diorítico e das rochas da Formação Acampamento Velho no Platô da Ramada plotados no diagrama TAS (Le Bas <i>et al.</i> , 1986).  | 68 |
| Figura 12 | Amostras do corpo diorítico e de rochas da Formação Acampamento Velho no diagrama FeO <sub>t</sub> /MgO x SiO <sub>2</sub> . Legenda como na figura 11.  | 68 |
| Figura 13 | Diagramas binários de elementos maiores e traços das rochas da Formação Acampamento Velho e do corpo diorítico no Platô da Ramada, utilizando SiO <sub>2</sub> como índice de diferenciação. Legenda como na figura 11.                        | 70 |
| Figura 14 | Diagrama Zr/Nb versus SiO <sub>2</sub> para as amostras dioríticas e vulcânicas básicas e ácidas da Formação Acampamento Velho no Platô da Ramada. Legenda como na figura 11.  | 71 |
| Figura 15 | Rochas básicas e ácidas da Formação Acampamento Velho e da intrusão diorítica do Platô da Ramada plotadas em diagramas de variação entre alguns elementos traços incompatíveis e o Th como índice de diferenciação. Legenda como na figura 11. | 78 |
| Figura 16 | Modelo proposto para a evolução do magmatismo da Formação Acampamento Velho no Platô da Ramada, a partir dos dados obtidos nos modelamentos matemáticos.   | 81 |

## LISTA DE TABELAS DO ARTIGO

<b>Figura</b>	<b>Descrição</b>	<b>Página</b>
Tabela 1	Composição química das rochas dioríticas do Platô da Ramada. Elementos maiores e menores em peso%; traços e ETR em ppm.	59
Tabela 2	Cálculo de balanço de massas para elementos maiores, envolvendo líquidos básicos e intermediários da Formação Acampamento Velho. Análises recalculadas para 100%. Legenda: $L_0$ = líquido inicial; $L_1$ = líquido final; F = composição do fracionado; $\Delta_0$ = diferença observada entre magmas; $\Delta_1$ = diferença calculada entre magmas. As composições das fases minerais foram obtidas a partir do trabalho de Lima (1995).	72
Tabela 3	Cálculo de balanço de massas para elementos maiores, envolvendo líquidos intermediários e traquíticos da Formação Acampamento Velho. Análises recalculadas para 100%. Legenda como na tabela 2. As composições das fases minerais foram obtidas a partir do trabalho de Lima (1995).	73
Tabela 4	Cálculo de balanço de massas para elementos maiores, envolvendo líquidos intermediários e ácidos da Formação Acampamento Velho. Análises recalculadas para 100%. Legenda como na tabela 2. As composições das fases minerais foram obtidas a partir do trabalho de Lima (1995).	74
Tabela 5	Hipótese de cristalização fracionada testada através do modelamento de elementos traço. Os intervalos geoquímicos, a proporção de líquido fracionada, bem como das fases minerais utilizadas foram obtidas a partir do modelamento de elementos maiores (Tabelas 2, 3 e 4). Os campos preenchidos em cinza correspondem ao intervalo calculado para o fracionado.	75

## SUMÁRIO

Resumo.....	1
Abstract.....	3
Listas.....	5
Texto explicativo da estrutura da dissertação.....	10
Introdução.....	11
1.1 - Localização e acessos.....	12
1.2 - Objetivos.....	13
1.3 - Estado da arte.....	13
1.3.1 - O magmatismo alcalino sódico neoproterozóico do RS.....	13
1.3.2 - O Platô da Ramada e a Formação Acampamento Velho: evolução do conhecimento.....	17
1.4 - Métodos de investigação utilizados.....	20
1.4.1 - Levantamento bibliográfico.....	20
1.4.2 - Sensoriamento remoto e SIG.....	20
1.4.3 - Trabalhos de campo.....	21
1.4.4 - Preparação de amostras.....	23
1.4.5 - Petrografia.....	24
1.4.6 - Geoquímica.....	24
1.4.7 - Elaboração da dissertação.....	26
1.5 - Geologia regional e do Platô da Ramada.....	26
1.5.1 - Contexto geotectônico.....	26
1.5.2 - A Bacia do Camaquã e o vulcanismo da Formação Acampamento Velho.....	27
1.5.3 - Geologia da região do Platô da Ramada.....	30
1.5.4 - Geologia da intrusão diorítica da porção sul do Platô da Ramada.....	36
1.6 - Análise integradora.....	41
1.7- Referências.....	42
Artigo Revista Brasileira de Geociências.....	49
Anexo A – Carta de submissão da Revista Brasileira de Geociências.....	86

***Sobre a Estrutura desta Dissertação:***

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno de um artigo publicado em periódico. Consequentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

- a) Introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de mestrado, onde estão sumarizados os objetivos e a filosofia de pesquisa desenvolvidos, o estado da arte sobre o tema de pesquisa, o contexto geológico da área, seguidos de uma discussão integradora contendo os principais resultados e interpretações deles derivadas.
- b) Artigo submetido a periódico com corpo editorial permanente e revisores independentes, escrito pelo autor durante o desenvolvimento de seu mestrado.
- c) Anexo, compreendendo: Carta de submissão da Revista Brasileira de Geociências.

## INTRODUÇÃO

O Platô da Ramada é uma região que tem sido caracterizada geologicamente pela expressiva ocorrência de depósitos vulcânicos efusivos e piroclásticos e intrusões subvulcânicas associadas, de composição predominantemente ácida e com termos básicos subordinados. É considerado uma das melhores ocorrências da Formação Acampamento Velho da Bacia do Camaquã, onde inclusive está situada a sua seção-tipo. Corresponde a porção extrusiva do magmatismo alcalino sódico e saturado em sílica, de idade neoproterozóica (570-550 Ma), classicamente vinculado aos estágios pós-colisionais do Ciclo Brasileiro-Panafricano no Escudo Sul-Rio-Grandense.

As rochas da Formação Acampamento Velho (*sensu* Ribeiro & Fantinel, 1978) têm sido investigadas desde a década de 40 do século passado e uma grande quantidade de informações e conhecimentos geológicos foram gerados ao longo deste tempo a respeito de sua gênese e evolução. Desde os primórdios das investigações, tem sido relatada a ocorrência de rochas vulcânicas efusivas ácidas (Leinz *et al.*, 1941) e com o passar do tempo, outros autores constataram a presença de rochas vulcânicas piroclásticas (Mau, 1959). Uma grande contribuição ao estudo dessa unidade foi a descoberta de rochas básicas relacionadas ao vulcanismo, originando então a denominação “vulcanismo bimodal” (*e. g.* Wildner *et al.*, 1997, 1999; Almeida *et al.*, 1998; Sommer, 2003; Sommer *et al.*, 2005). Pinheiro-Sommer *et al.* (2006) utilizando técnicas de sensoriamento remoto identificaram e individualizaram na porção sul do Platô da Ramada, em meio a rochas vulcânicas ácidas da Formação Acampamento Velho, uma anomalia espectral posteriormente mapeada e caracterizada como uma intrusão diorítica. O objetivo desta dissertação é caracterizar geológica e petrologicamente esta intrusão e avaliar a relação destas rochas intermediárias com o magmatismo básico-ácido da Formação Acampamento Velho. Considerando que este evoluiu desde composições básicas até ácidas, as rochas aqui estudadas podem estar preenchendo o intervalo ou *gap* composicional que originalmente definiu a bimodalidade deste vulcanismo. Estas rochas possuem variações petrográficas desde monzonito, monzodiorito, quartzo-monzodiorito, quartzo-diorito até diorito e são referidas no presente trabalho como intrusão diorítica, tendo em vista que esta classificação representa uma média do seu aspecto textural e composicional.



### 1.1 - Localização e Acesso

O Platô da Ramada é uma feição geomorfológica localizada a cerca de 20 km ao sul do município de Vila Nova do Sul, na porção centro-oeste do estado do Rio Grande do Sul (Fig. 1).

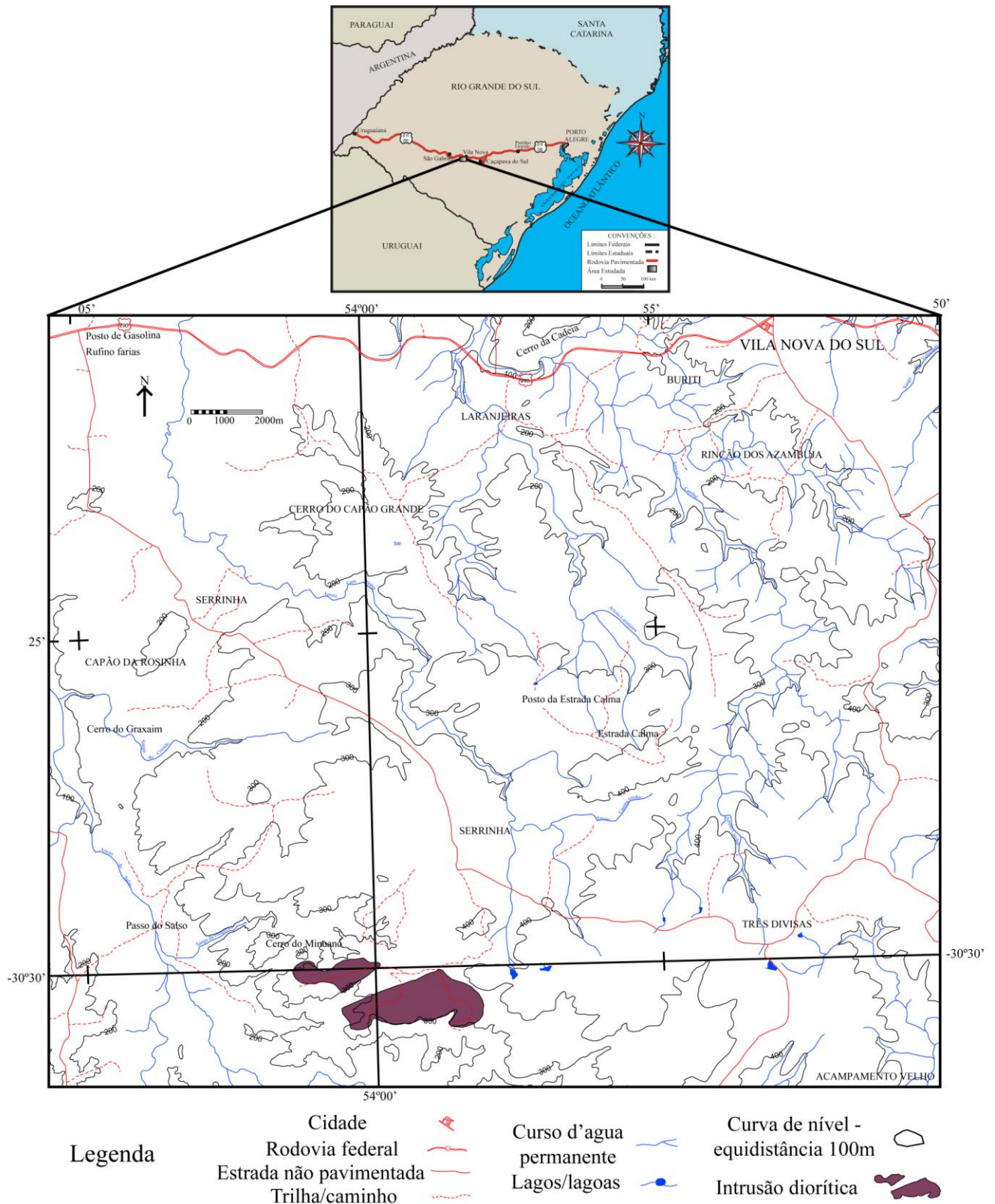


Figura 1 – Localização da área de estudo e principais vias de acesso (modificado de Sommer, 2003).

A área do Platô é limitada, aproximadamente, pelos meridianos geográficos de 53°45'W e 54°05'W e paralelos 30°25'S e 30°33'S. O principal acesso à região, partindo-se de Porto Alegre, é feito pela BR-290 até a cidade de Vila Nova do Sul. A partir desta, segue-se por estrada secundária não pavimentada, na direção sudoeste por cerca de 20 km, onde aflora o corpo estudado, entre as coordenadas 53°58'12''W e 54°01'22''W e 30°29'55''S e 30°31'00''S, sobre a borda e a escarpa sudoeste do Platô (Fig. 1).

## **1.2 - Objetivos**

### **1.2.1 - Objetivos gerais**

O objetivo do presente trabalho é a caracterização geológica, petrográfica e geoquímica da intrusão diorítica localizada na porção sul do Platô da Ramada, na região do Município de Vila Nova do Sul, região centro-oeste do RS, visando estabelecer seus vínculos petrogenéticos com os demais litotipos da Formação Acampamento Velho no Platô da Ramada, contribuindo, desta forma, com o aprimoramento dos conhecimentos que se tem a respeito da origem e evolução do magmatismo alcalino-sódico neoproterozóico na Bacia do Camaquã.

### **1.2.2 - Objetivos específicos**

- Mapeamento geológico na escala 1:25.000 da intrusão diorítica, identificando possíveis variações faciológicas e suas relações com as rochas vulcânicas ácidas do Platô da Ramada.
- Geração de um Sistema de Informações Geográficas (SIG) a partir da atualização do mapa geológico existente do Platô da Ramada, permitindo a integração de todos os dados existentes e a sua utilização de maneira rápida e precisa.
- Caracterização petrográfica e geoquímica das rochas dioríticas, com o intuito de investigar aspectos petrogenéticos do corpo intrusivo para tecer considerações sobre os aspectos genéticos e evolutivos do magmatismo intermediário.
- Estabelecimento de vínculos petrogenéticos entre a intrusão diorítica e o magmatismo básico e ácido da Formação Acampamento Velho no Platô da Ramada.

## **1.3 - Estado da arte**

### **1.3.1 - O magmatismo alcalino sódico neoproterozóico do RS**

Rochas ígneas do tipo A foram inicialmente designadas por Loiselle & Wones (1979) que aplicaram esta abreviação a rochas graníticas alcalinas, anorogênicas e anidras. Posteriormente, Clemens *et al.* (1986) ampliaram esta nomenclatura a rochas vulcânicas e piroclásticas. A principal característica composicional de magmas do tipo A é o alto conteúdo em álcalis – Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O, porém, não é uma característica diagnóstica.

Inicialmente, esta denominação restringia-se a rochas anorogênicas, mas muitos autores têm mostrado que esses litotipos também podem ocorrer em ambiente pós-colisional (Nardi & Bonin, 1991; Harris *et al.*, 1986; Bitencourt & Nardi, 2000; Sylvester, 1989; Bonin, 1990, 2007; Hong *et al.*, 1996). Em geral, assume-se que estas rochas podem ser formadas a partir de fusões crustais (Haapala & Ramö, 1992, Dall' Agnol *et al.*, 1999, 2005), ou como resultado da cristalização fracionada de magmas basálticos alcalinos ou toleíticos (*e. g.* Bonin, 1982; Frost & Frost, 1997).

As rochas graníticas do tipo A podem ser divididas em duas afinidades, segundo Le Maitre (2002): (i) sódica, e (ii) ultrapotássica. A primeira é comum apresentar rochas metaluminosas e particularmente rochas peralcalinas em associações vulcânicas (comenditos em ambientes pós-colisionais e pantaleritos em ambientes anorogênicos). Normalmente estão associadas com rochas sieníticas e possuem razão  $K_2O/Na_2O$  próximo a 1 (um) em peso%. Bons exemplos são o Complexo anorogênico Bryansky (Litvinovsky *et al.*, 2002) e num ambiente pós-colisional, a Suíte Intrusiva Saibro e suas rochas vulcânicas associadas (Nardi & Bonin, 1991; Sommer *et al.*, 2005). A afinidade ultrapotássica é caracterizada por apresentar granitos geralmente derivados de líquidos altamente diferenciados relacionados a magmas sieníticos ultrapotássicos (Plá Cid & Nardi, 2006). Possuem conteúdos de  $K_2O/Na_2O > 2$  e  $Na_2O + K_2O > 9$  em peso%, altos conteúdos de elementos litófilos de alto raio iônico (LILE) e menores quantidades de Nb, Y, Zr, Hf e Ga em relação aos granitos anorogênicos clássicos.

Segundo Nardi & Bitencourt (2009), granitos e riolitos devem cumprir pelo menos um dos seguintes critérios para poderem ser classificados como do tipo A:

1 - Estarem associados com rochas sieníticas, peralcalinas, traquibasaltos, traquiandesitos basálticos ou seus equivalentes plutônicos, todas com afinidade alcalina sódica ou ultrapotássica;

2 - Valores químicos em rocha total de  $Na_2O + K_2O$  e  $FeO_t/(FeO_t+MgO)$  respectivamente maiores que 9% e 0,9% em peso;

3 - Caráter peralcalino, ou seja, apresentar piroxênios ou anfibólios sódicos modais, ou com razão molar  $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 > 1$ ;

4 - Razão  $(1000*Ga)/Al > 2,6$ ,  $Ce+Y+Nb+Zr > 340$  ppm (Whalen *et al.*, 1987), plotando no campo “intra-placa” do diagrama Nb+Y *versus* Rb (Pearce *et al.*, 1984).

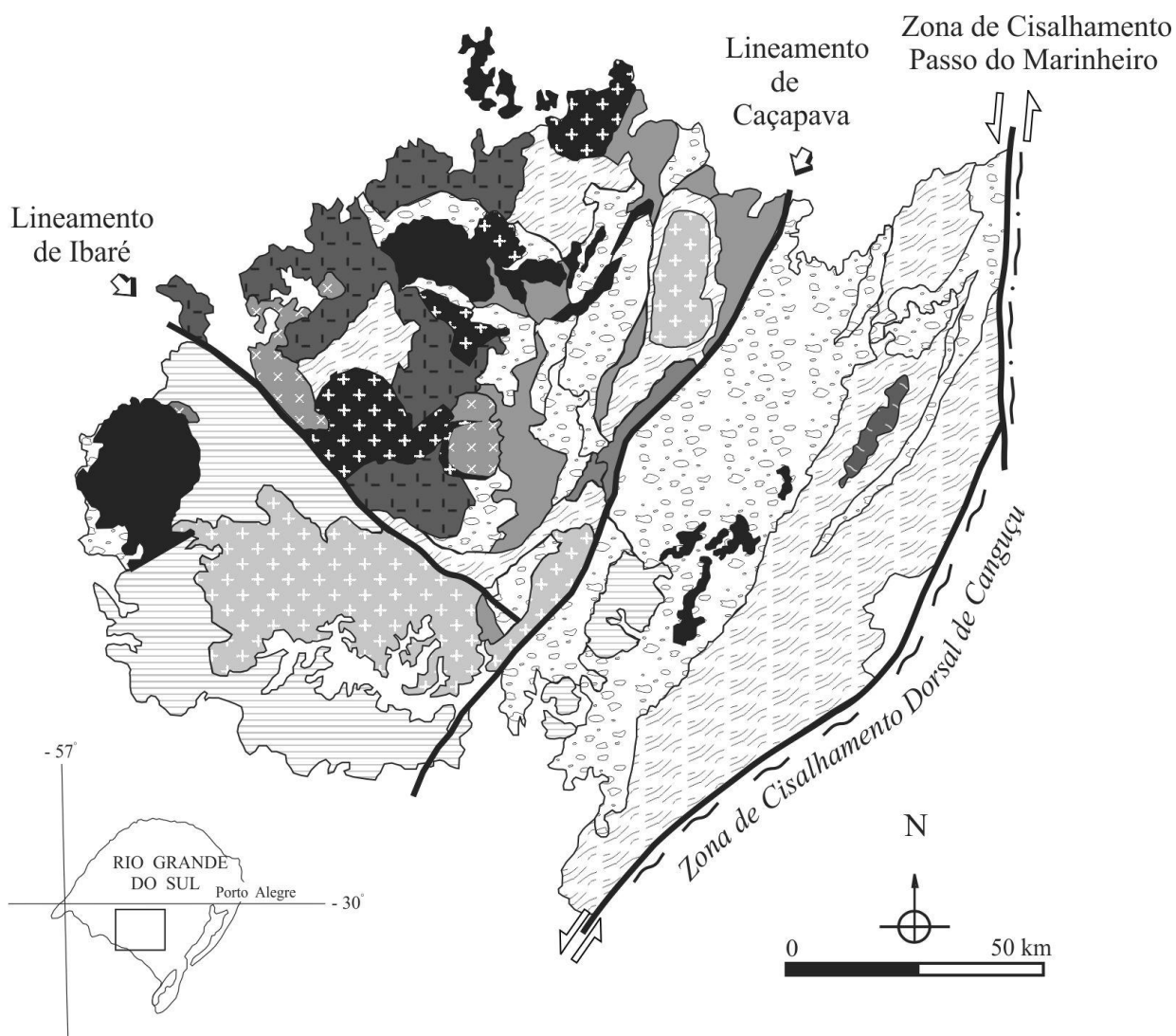
Grande parte do Escudo Sul-Rio-Grandense foi gerado durante o ciclo orogênico Brasileiro-Panafricano, o qual envolveu inicialmente a subducção de crosta oceânica (800-700 Ma) com posteriores eventos de colisão e amalgamento de continentes e arcos magmáticos (cerca de 700-500 Ma), levando a consolidação do Pangeia como um supercontinente (Brito Neves & Cordani, 1991). Segundo Liégeois (1998), o período pós-

colisional é marcado pela atividade de megazonas de cisalhamento e pela elevação das isothermas regionais, com a proeminente produção de uma ampla variedade de magmas. O período pós-colisional no Escudo Sul-Rio-Grandense foi marcado por um intenso magmatismo ao longo da zona de cisalhamento principal, conhecida como Cinturão de Cisalhamento Sul - Brasileiro (Bitencourt & Nardi, 1993, 2000), estrutura essa que serviu de conduto aos magmas (Fig. 2).

Os primeiros pulsos magmáticos, com idades entre 650-620 Ma possuem afinidade toleítica médio a alto K ou calcialcalina. Posteriormente ocorreu um magmatismo de afinidade shoshonítica (610-590 Ma) descrito por Lima & Nardi (1998), Wildner *et al.* (2002) e Sommer *et al.* (2005). A próxima manifestação magmática foi um magmatismo alcalino saturado em sílica (570-550 Ma), o qual ocorre tanto dentro como fora do cinturão de cisalhamento. Biotita granitos metaluminosos tipo A são comuns, coexistentes com rochas máficas, como enclaves microgranulares e diques, de afinidade médio-alcalina. Em níveis rasos e fora da principal zona de cisalhamento, a tectônica transcorrente formou bacias *strike-slip*. Nestas áreas, as rochas graníticas tipo A estão associadas com sequências vulcano-sedimentares de composições equivalentes, algumas comendíticas, situadas a oeste do cinturão de cisalhamento.

Nardi & Bitencourt (2009) propõem que as rochas tipo A do sul do Brasil sejam originárias de magmas básicos ou intermediários derivados do manto, que evoluíram por processos de cristalização fracionada e em alguns casos tiveram contaminação de fusões crustais, particularmente onde a atividade tectônica transcorrente foi importante.

Gastal & Lafon (1998) reconheceram, entre os granitóides da porção oeste do escudo Sul-rio-grandense, rochas graníticas tipo A com composição crustal importante e algumas com forte contribuição mantélica. Parte destas rochas pertence à Suíte Intrusiva Saibro (denominada por Hartmann & Nardi (1982)) e foi minuciosamente revisada por Nardi & Bonin (1991) que consideram como principais representantes o hornblenda-biotita granito Ramada, de caráter aluminoso e subsolvus, o hornblenda-biotita granito Jaguari, metaluminoso e hipersolvus, o hornblenda granito Lavras, metaluminoso hipersolvus e o arfvedsonita-aegirina granito Saibro de caráter peralcalino hipersolvus, os granitos peralcalinos da região de Dom Pedrito, o Complexo granítico São Sepé, o Sienito Piquirí, o Quartzo Monzonito da Tuna e o Complexo Anelar Leões (Fig. 2).



### LEGENDA

MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL NEOPROTEROZOICO		Rochas vulcânicas do tipo A		Granitóides do tipo A
		Rochas vulcânicas de afinidade shoshonítica		Granitóides de afinidade shoshonítica
		Granitóides subalcalinos		
		Sequências vulcanossedimentares neoproterozóicas de cobertura		
	Magmatismo tardi- a pós-arco continental neoproterozóico		Sequências metamórficas supracrustais	
	Complexo Granulítico Arqueano / Paleoproterozóico		Magmatismo de arco continental paleoproterozóico	

Figura 2 – Contexto geológico regional simplificado da porção oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense com as principais ocorrências do magmatismo neoproterozóico tipo-A (modificado a partir de Sommer *et al.*, 2006 e Nardi & Bitencourt, 2009).

### 1.3.2 - O Platô da Ramada e a Formação Acampamento Velho: evolução do conhecimento

Leinz *et al.* (1941) elaboraram os primeiros trabalhos sobre o vulcanismo Acampamento Velho na região do Platô da Ramada, descrevendo pela primeira vez a presença de riolitos extrusivos no então chamado “Planalto da Ramada” e classificando-os como quartzo-pórfiros. Estes autores interpretaram a ocorrência destas rochas relacionadas a eventos posteriores a uma possível orogênese, levando em conta a presença de depósitos não deformados de tufos riolíticos sobre as camadas dobradas dos Membros Hilário e Maricá que teriam sido formadas durante estes processos orogenéticos.

Mau (1959) e Robertson (1966) propuseram a criação de uma nova unidade litoestratigráfica, na categoria de Formação, denominada Riolito Ramada. Mau (1959) apresentou a primeira descrição detalhada e a individualização de diferentes litotipos dentro desta unidade, separando-os em ignimbritos e tufos soldados, gerados em um regime de erupção subaéreo. Este autor diz que a espessura do pacote seria de 250 m ou mais e foi depositado discordantemente sobre as rochas sedimentares da então Série Maricá.

Goñi *et al.* (1962) denomina uma sequência vulcânica, com a inserção dos riolitos da Ramada na parte superior do Grupo Maricá. Esta sequência seria constituída de tufos, riolitos, riolitos porfiróides, vitrófiros e aglomerados. Os ignimbritos, anteriormente descritos por Mau (1959), são incluídos na unidade dos tufos, originados por deposição em processos tipo “nuvens ardentes”. Neste período Goñi *et al.* (1962) observaram que ocorria um menor volume de lavas em relação às rochas piroclásticas, a presença de intrusões hipabissais, mineralizações e modificações ocasionadas nas rochas encaixantes.

Robertson (1966) descreveu e identificou depósitos de tufos riolíticos, principalmente no Platô da Ramada e também na Serra de Santa Bárbara e Santa Barbinha.

Ribeiro *et al.* (1966) propuseram a formalização do Membro Acampamento Velho para a unidade litoestratigráfica que incluía riolitos, dacitos e piroclásticas associadas. Esta unidade faria parte da Formação Crespos do Grupo Bom Jardim e é correspondente ao Riolito Ramada, proposto por Robertson (1966), sendo a troca de nomenclatura devido à denominação Granito Ramada, dada por Leinz *et al.* (1941).

Cordani *et al.* (1974) propuseram a elevação de categoria, de Membro para Formação Acampamento Velho e esta nomenclatura foi utilizada posteriormente por Ribeiro & Fantinel (1978).

Outros trabalhos sugeriram algumas modificações, mas sempre tentando enquadrar a Formação Acampamento Velho dentro do contexto estratigráfico regional (*e.g.* Santos *et al.*, 1978; Fragozo Cesar *et al.*, 1985; Leites *et al.*, 1990).

Paim *et al.* (1995) com base em alostratigrafia, propuseram a compartimentação da Bacia do Camaquã em sub-bacias, cujo empilhamento seria representado pelo Alosupergrupo Camaquã e as rochas vulcânicas descritas anteriormente equivaleriam a Aloformação Acampamento Velho.

A partir da década de 80 foram obtidos os primeiros dados de litoquímica nas rochas vulcânicas desta unidade. Roisenberg *et al.* (1983), utilizando diagramas geoquímicos classificaram as rochas vulcânicas na região do Cerro Tupancy em riolitos, traquitos e raríssimos basaltos, com caráter medianamente a fortemente alcalino, tectonicamente relacionados à ambientes orogênicos, correspondentes a arcos magmáticos e zonas de subducção em margens continentais ativas.

UFRGS (1984) realizaram trabalhos de mapeamento e obtiveram dados químicos em rochas do Platô da Ramada. O tratamento destes possibilitou interpretações similares às de Roisenberg *et al.* (1983).

A obtenção e o tratamento de dados químicos destas sequências foram também decisivos na determinação da natureza e evolução química do magmatismo e da afinidade para mineralizações específicas, destacando-se os trabalhos de Sommer (1994), Wildner *et al.* (1997, 1999, 2002), Zerfass e Almeida (1997), Sommer *et al.* (1999, 2005, 2005a), Almeida *et al.* (1998, 2002). Uma contribuição importante foi a identificação de uma sequência vulcânica básica geneticamente relacionável aos vulcanitos ácidos, permitindo desta forma, caracterizar o vulcanismo da Formação Acampamento Velho como bimodal.

A investigação da sequência vulcânica ácida da porção sul do Platô do Taquarembó, por Sommer (1994) e Sommer *et al.* (1999) permitiu sugerir que o magmatismo ácido da Formação Acampamento Velho representa um sistema riolítico alta-sílica, de afinidade alcalina e caráter predominantemente comendítico. Estes autores propõem, a partir de modelagens petrogenéticas, uma evolução dos líquidos traquíticos e riolíticos, envolvendo mecanismos de diferenciação através de cristalização fracionada, associada a prováveis mecanismos de assimilação crustal (AFC).

Almeida *et al.* (1997, 1998, 2002) sugerem que a associação bimodal, nas regiões do Cerro do Bugio e Perau, apresenta características alcalina-sódicas para a sequência básico-intermediária e moderadamente alcalina para a sequência ácida, cuja origem das rochas estaria associada a um magma basáltico contaminado pela crosta em um ambiente pós-colisional.

Posteriormente, Wildner *et al.* (1999), a partir de estudos realizados no Platô do Taquarembó, assinalam a presença de vulcanitos básicos e intrusões rasas cogenéticas que evidenciariam a bimodalidade desta parcela do vulcanismo Acampamento Velho. Segundo estes autores, as rochas básicas ocorreriam de maneira subordinada e juntamente com a

sequência ácida (granitóides metaluminosos a peralcalinos, comenditos) seriam representantes de uma associação bimodal correlacionável à série moderadamente alcalina.

Sommer (2003) e Sommer *et al.*, (2005, 2005a, 2006) apresentam e discutem novos dados de litoquímica e química mineral, que permitiram caracterizações e interpretações mais aprofundadas sobre esta parcela do magmatismo neoproterozóico na região do Platô da Ramada, como a identificação de grupos bimodais alto e baixo Ti, além de uma fração ácida alto Nb. Novas idades são apresentadas, possibilitando ampliar o período de ocorrência deste vulcanismo bimodal no Escudo Sul-rio-grandense. A integração destes dados com os de outras sequências relacionadas ao vulcanismo Acampamento Velho na Bacia do Camaquã e a comparação destes com os da associação bimodal da Bacia de Campo Alegre – SC contribuíram para um melhor entendimento sobre o vulcanismo neoproterozóico bimodal moderadamente alcalino no sul do Brasil.

Sommer *et al.*, (2005, 2005a, 2006) sugerem que os ciclos vulcânicos investigados nas bacias neoproterozóicas do sul do Brasil representariam parte de uma sequência evolutiva típica de um magmatismo pós-colisional (senso Liégeois, 1998). Neste estágio predominariam, inicialmente, rochas da série shoshonítica, tipicamente relacionadas a fontes afetadas por subducção, sendo sucedidas por sequências vulcânicas bimodais, cujas assinaturas são transicionais entre as séries alcalina sódica saturada em sílica e toleítica. Este magmatismo marcaria os estágios finais do período pós-colisional e o esgotamento dos reservatórios mantélicos afetados por subducção. Neste contexto, o ciclo mais jovem do vulcanismo do Platô da Ramada, representado pelos riolitos alto-Nb, poderia refletir o estabelecimento da contribuição astenosférica, onde o magmatismo já apresentaria padrões geoquímicos anorogênicos.

Pinheiro-Sommer (2005) identificou parâmetros espectrorradiométricos que determinaram a individualização de um corpo intrusivo na porção sul do Platô da Ramada. A anomalia espectral observada em imagens de sensoriamento remoto foi descrita posteriormente, durante campanha de trabalho de campo, como sendo um corpo intrusivo diorítico de características hipabissais. Até então nunca haviam sido encontrados e descritos corpos de composição intermediária nas áreas aflorantes da Formação Acampamento Velho no Platô da Ramada.

Matté *et al.* (2009) tem trabalhado com dados preliminares com o intuito de avaliar a relação entre o corpo intrusivo identificado por Pinheiro-Sommer (2005) e as rochas vulcânicas associadas ao magmatismo ácido-básico da Formação Acampamento Velho.



## 1.4 - Métodos de investigação utilizados

São descritos neste ítem os métodos de trabalho que foram utilizados na obtenção dos dados geológicos e geoquímicos da intrusão diorítica. A interpretação destes visou o estabelecimento de vínculos entre esta unidade intrusiva e o magmatismo da Formação Acampamento Velho.

O projeto foi executado seguindo-se as etapas de trabalho detalhadas abaixo.

### 1.4.1 - Levantamento Bibliográfico

O objetivo desta etapa foi compilar os dados e informações existentes sobre o Platô da Ramada, desde as definições originais até trabalhos recentes, com o intuito de auxiliar nas interpretações das relações da intrusão diorítica com os demais litotipos da Formação Acampamento Velho na área estudada.

### 1.4.2 - Sensoriamento Remoto e SIG

A identificação de parâmetros espectrorradiométricos determinou a individualização do corpo intrusivo por Pinheiro-Sommer *et al.* (2006). De acordo com estes autores a imagem *ASTER* (*SWIR* e *VNIR*) foi processada no programa *Envi*, onde inicialmente, redimensionaram-se as três bandas *VNIR/ASTER* de resolução espacial de 15 m para 30 m, para permitir a análise conjunta das nove bandas do espectro óptico. Foram executados e avaliados diversos processamentos de realce, tais como o aumento de contraste espectral por meio de diferentes funções de transferência, composições coloridas, operações aritméticas, tendo-se obtido como melhor resultado a aplicação da técnica transformada de *Karhunen-Loeve*, também chamada Análise por Componentes Principais (ACP). Esse cálculo consiste em uma transformação matemática envolvendo combinações lineares das imagens originais, obtendo-se novas imagens que não possuem correlação entre si. Na geração das Componentes Principais Seletivas (CP's), selecionaram-se os pares das bandas 3-4, 4-5 e 8-9 e foram utilizadas apenas as imagens CP's 2, que representam o contraste espectral entre o par de bandas envolvidas, tendo em vista que a CP1 concentra a informação comum às duas bandas. A partir das imagens componentes principais das CP's 2 gerou-se a composição colorida 4-5 (*Red*), 3-4 (*Green*) e 8-9 (*Blue*) (Fig. 9).

Através da manipulação dos histogramas utilizando-se a função de transferência *Gaussiana* nas três imagens, obteve-se um realce de contraste das litologias. Este processamento utilizando a função *gaussiana* determina um melhor balanceamento de cores nas composições coloridas *RGB*.

Foram utilizados dados cartográficos digitais obtidos e tratados em um ambiente *CAD* por Sommer (2003). A exportação para o ambiente *ARQGIS*, no presente trabalho, possibilitou a construção de um Sistema de Informações Geográficas (SIG) da região do Platô da Ramada. Como mapas base foram utilizadas cartas topográficas na escala 1:50.000 do Serviço Geográfico do Exército do Brasil referentes às folhas Passo do Salsinho (SH-22-Y-A-I-4, 1979) Serra Santa Bárbara (SH-22-Y-A-IV-2, 1979), Vila Nova (SH-22-Y-A-I-3, 1979), Arroio América (SH-22-Y-A-IV-1), Rufino Farias (SH-21-Z-B-III-4, 1979) e Lagoa da Meia Lua (SH-21-Z-B-IV-2, 1980). Ênfase foi dada na digitalização dos seguintes elementos representativos: curvas de nível, drenagem, estradas principais, cidades e povoados. Os dados planialtimétricos das cartas foram digitalizados com o auxílio do programa *AUTOCAD*, sem o uso de mesa digitalizadora. Um banco de dados foi montado contendo as informações geológicas de todos os pontos checados e georreferenciados em campo, visando a plotagem no mapa. A partir deste mapa base, foram gerados como produtos o mapa geológico do Platô da Ramada e o mapa de pontos e localização, ambos na escala 1:50.000. Todo este produto foi transformado em um ambiente SIG utilizando o programa *ARQGIS*, permitindo a integração de todas as informações em um único ambiente digital.

### **1.4.3 - Trabalhos de Campo**

Foram realizadas duas etapas de trabalho, uma em janeiro de 2007 e a outra em maio de 2008, totalizando 15 dias de campo. Os dados de trabalhos anteriores foram integrados às novas informações obtidas nestes trabalhos, que consistiram no detalhamento geológico.

Os trabalhos de campo consistiram basicamente na execução de perfis geológicos geralmente na orientação norte-sul, pois assim se esperava identificar uma maior variação, do centro em direção as bordas, principalmente textural, das rochas intrusivas, já que o corpo é alongado no sentido leste-oeste. Para facilitar na orientação espacial, foi elaborado a partir do programa *Photoshop* um mosaico de 104 imagens de satélite, impresso na escala 1:25.000 (Fig. 3), obtidas no programa de navegação terrestre *Google Earth* e utilizado durante a segunda etapa de trabalho de campo, cuja importância se deu na decisão da escolha dos locais mais apropriados para execução de perfis, auxiliando na identificação de trilhas em meio à mata fechada, acessos com cobertura vegetal mais restrita e até mesmo na localização de afloramentos. O mapa base utilizado (1:25.000) foi digitalizado a partir das seguintes cartas topográficas confeccionadas pelo exército: porções *NE* da carta Lagoa da Meia Lua (folha SH-21-Z-B-VI-2, MI 2994/2), *NW* da carta Arroio América (folha SH-22-Y-A-IV-1, MI

2995/1), SW da carta Vila Nova (folha SH-22-Y-A-I-3, MI-2982/3) e SE da carta Rufino Farias (folha SH-21-Z-B-III-4, MI-2981/4).



Figura 3 – Mosaico de imagens de satélite obtidas no programa *Google Earth* e tratadas no programa *Photoshop*, representativas da área estudada.

Foram descritos cinquenta pontos (Fig. 4) que orientaram uma coleta seletiva de amostras para estudos petrográficos e geoquímicos. Procurou-se ter os cuidados de amostrar rochas frescas, sem alteração e de enumerá-las adequadamente. Em cada ponto se fez uso de um aparelho do tipo *GPS* da marca *Garmin*, modelo *GPS76* para obtenção de coordenadas *UTM* precisas. Eventualmente, foi utilizada uma bússola (*Brunton*, modelo “*type 15*”) para medidas de atitudes referentes a planos de fratura e falha, principalmente junto aos lineamentos pré-identificados por sensoriamento remoto, a fim de se obter informações acerca da tectônica rúptil que afetou tanto o corpo intrusivo quanto as suas rochas encaixantes. Para a retratação de amostras, afloramentos e alguns elementos geográficos foi utilizada uma câmera fotográfica digital da marca *Sony*, modelo *H7*.

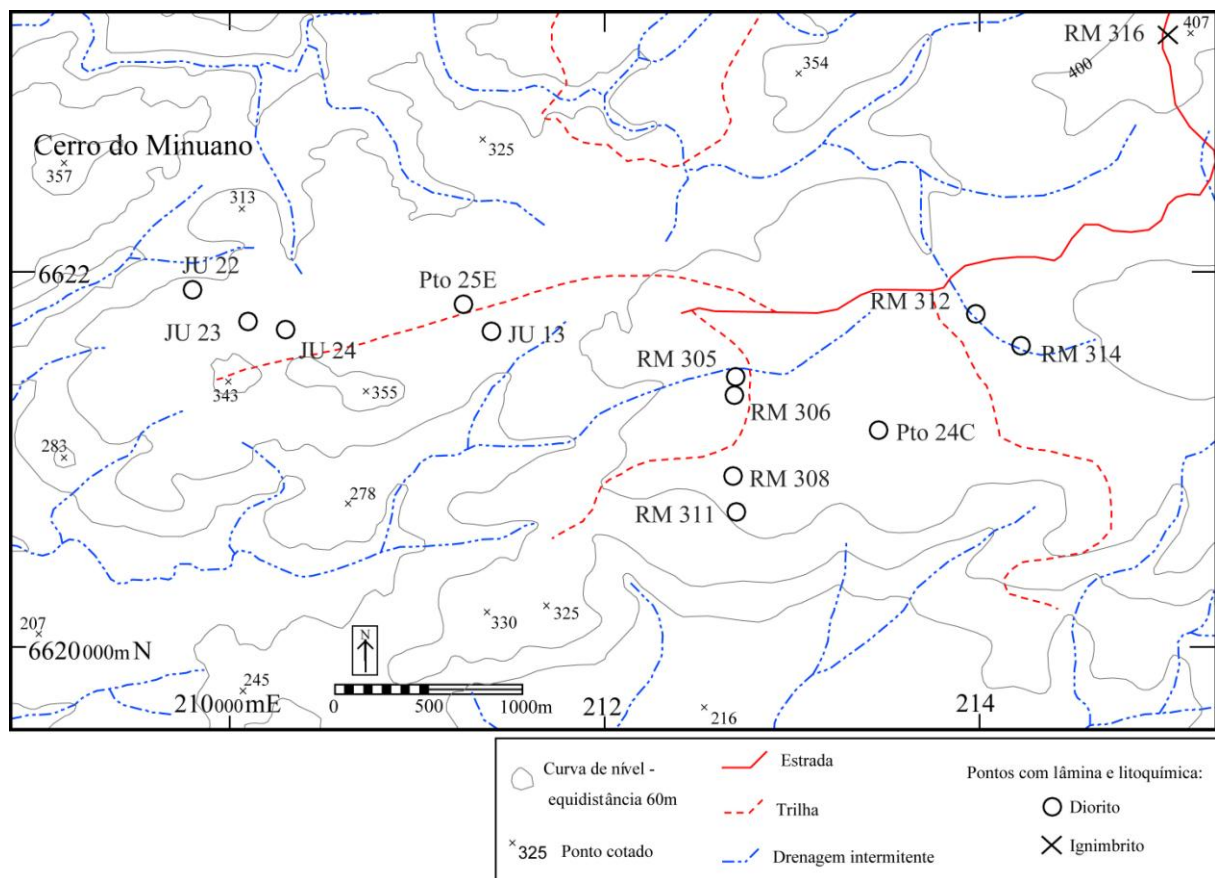


Figura 4 – Mapa de amostragem contendo os pontos com lâmina e análise litoquímica.

#### 1.4.4 - Preparação de amostras

As amostras coletadas no campo foram submetidas à preparação para análises posteriores, junto ao laboratório de apoio analítico e preparação de amostras, no Centro de estudos em Petrologia e Geoquímica – CPGq do Instituto de Geociências da UFRGS. Foram preparadas amostras para análises geoquímicas (litogeoquímica), para a confecção de lâminas delgadas e para descrição macroscópica. As amostras destinadas a análise geoquímica foram

inicialmente fragmentadas em pedaços de no máximo 4 cm de comprimento por uma prensa hidráulica. Após foram trituradas por um britador e a brita peneirada em peneira de tamanho 7 *Mesh*. A fração passante neste tamanho de grão foi moída em um moinho de bolas de ágata, no tamanho 200 *Mesh* e assim ficando aptas à análise por equipamentos adequados.

As lâminas delgadas foram confeccionadas no laboratório de laminação do Instituto de Geociências da UFRGS por um capacitado técnico da área. Para a confecção das lâminas, primeiro foi necessário cortar a amostra numa dimensão aproximada de 10 cm de comprimento. Após cortou-se um pequeno retângulo, denominado esquírola, onde se colou um delgado vidro. A esquírola de rocha colada ao vidro foi desgastada até chegar à espessura padrão de 0,3 micras. A última etapa consistiu na sobreposição da lamínula.

#### **1.4.5 - Petrografia**

A petrografia consiste em descrições macroscópicas e microscópicas convencionais. Parte da primeira foi efetuada previamente em campo, com auxílio de lupa de mão com aumento de 15 vezes, durante a coleta das amostras. A outra etapa foi realizada em laboratório com o auxílio de lupa binocular da marca *Carls Zeiss Jena* cujos aumentos variam de 10 a 100 vezes.

A etapa de microscopia envolveu a descrição de 18 lâminas delgadas. Foi utilizado para as descrições um microscópio binocular da marca *Leitz Wetzlar* com cinco possibilidades de lentes óticas cujos aumentos são de 3,5, 10, 25, 50 e 100 vezes.

O objetivo da análise microscópica é a identificação das fases minerais, das variedades texturais e as relações entre elas, de forma a estabelecer a ordem e a história de cristalização, o que contribuiu para a caracterização petrogenética.

#### **1.4.6 - Geoquímica**

Após a preparação das amostras nos laboratórios da UFRGS foram selecionadas doze amostras para estudos geoquímicos. Estas foram enviadas para o *Activation Laboratories - ACTLABs* do Canadá para a determinação dos conteúdos de elementos maiores, menores e traços, através dos seguintes métodos:

##### **ESPECTROMETRIA DE EMISSÃO DE PLASMA (ICP):**

Espectrometria de emissão de plasma (*Inductively coupled plasma - ICP*) é uma técnica capaz de medir a maioria dos elementos da tabela periódica com baixos limites de detecção e boa precisão. Os elementos são medidos simultaneamente e uma análise completa pode ser obtida em cerca de dois minutos, sendo um método analítico extremamente rápido.

Uma descrição mais completa do método e sua aplicação pode ser obtida em Walsh & Howie (1980) e Thompson & Walsh (1983).

A espectrometria de emissão de plasma é uma técnica que utiliza uma "chama" com temperatura entre 6.000 – 10.000 K. A amostra é solubilizada nesta chama e após, nebulizada em um plasma de argônio. O *ICP* gera um fluxo de átomos de argônio, aquecidos por uma bobina de rádio-frequência e inflamado por uma faísca em alto-frequência. A amostra é então dissociada no plasma de argônio e um grande número de linhas espectrais atômicas e iônicas é gerado. As linhas espectrais são detectadas por uma série de fotomultiplicadores, devidamente calibrados, e as intensidades delas são convertidas em concentrações.

ESPECTROMETRIA DE EMISSÃO DE PLASMA POR ESPECTRÔMETRO DE MASSA (*ICP – MS*):

Espectrometria de emissão de plasma por espectrômetro de massa (*Inductively Coupled Plasma emission Mass Spectrometry - ICP-MS*) é uma técnica semelhante a do *ICP*, mas com o incremento da espectrometria de massa, o que aumenta a abrangência do *ICP* (Data & Jarvis, 1989). Esta técnica é aplicada principalmente na determinação dos conteúdos de elementos traços, pois oferece resultados com limites de detecção muito baixos e boa precisão. Destaca-se, ainda, que pode ser usada para analisar uma série de elementos traço, em uma única solução, usando, portanto, uma pequena amostra (Jenner *et al.*, 1990).

Os resultados das análises foram entregues pelo *ACTLABs*, via correio eletrônico e interpretados com auxílio dos programas *Petrograph*, disponível no site [www.unipg.it/~maurip/SOFTWARE.htm](http://www.unipg.it/~maurip/SOFTWARE.htm) (Petrelli *et al.*, 2005), *GCDkit* (Janousek *et al.*, 2008) e Microsoft Excel que permitem o tratamento estatístico dos dados geoquímicos e construção de diversos diagramas.

No modelamento com elementos maiores utilizou-se o programa computacional *Petrograph* (Petrelli *et al.*, 2005) que se baseia no princípio da subtração de fases, semelhante ao clássico problema de subtração, idealizado em forma gráfica por Bowen (1928). O procedimento do programa é o de um típico balanço de massas, associado a um método de mínimos quadrados, onde a partir de um líquido parental e um líquido final pré-estabelecidos, é calculada a proporção provável mais adequada de cada fase mineral conhecida a ser subtraída do líquido inicial, bem como a quantidade de fracionamento necessária para atingir a composição final do líquido. Para confirmar os resultados obtidos com o balanço de massa foi feito o modelamento para elementos traços, utilizando-se o programa *Newpet* que tem como princípio a utilização da Lei de *Rayleigh* que se baseia na seguinte equação:  $C_L = C_0 \times F^{(D-1)}$ , onde  $C_L$  = concentração do elemento estudado no líquido,  $C_0$  = concentração inicial,  $F$  = proporção de líquido remanescente e  $D$  = coeficiente de distribuição global.

### 1.4.7 - Elaboração da dissertação

A dissertação foi redigida no formato de integração de artigo científico, de acordo com a Resolução 002/98 do Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul – PPGGEO-UFRGS. O artigo gerado através deste estudo foi submetido à Revista Brasileira de Geociências.

## 1.5 - Geologia regional e do Platô da Ramada

### 1.5.1 - Contexto geotectônico

Os terrenos pré-cambrianos do extremo sul do Brasil constituem a porção meridional da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1977) que ao longo das últimas décadas tem sido objeto de diferentes interpretações geológicas, visando o reconhecimento de uma estruturação geológica coerente, capaz de explicar a intrincada relação entre terrenos metamórficos de alto a baixo grau, associados a granitóides de diferentes afinidades geoquímicas, e depósitos vulcano-sedimentares (Almeida, 1967; Cordani *et al.*, 1974; Almeida *et al.*, 1977; Fragoso Cesar, 1980; Fragoso Cesar *et al.*, 1982; Jost e Hartmann, 1984; Fragoso Cesar, 1991; Fernandes *et al.*, 1992; Chemale Jr. *et al.*, 1994; Chemale Jr., 2000). Dentro deste enfoque, destaca-se o trabalho pioneiro de Ribeiro & Fantinel (1978), que representa um marco no entendimento desta região, a partir de um conceito mobilista.

Segundo vários autores (*e.g.* Jost & Hartmann, 1984; Chemale Jr. *et al.*, 1994; Chemale Jr., 2000) a porção meridional da Província Mantiqueira pode ser compartimentada nas seguintes unidades (Fig. 5): i) Bloco Taquarembó, com granulitos paleoproterozóicos (2,55 Ga) e intrusões graníticas brasileiras; ii) Cinturão Neoproterozóico Vila Nova, com forte contribuição juvenil (800-700 Ma); iii) Cinturão Neoproterozóico Tijucas, com retrabalhamento de crosta paleoproterozóica (800-700 Ma); iv) Arco Magmático Dom Feliciano (650-580 Ma) e v) Bacias de antepaís de retroarco (650-470 Ma).

Dentro deste contexto geotectônico, o Platô da Ramada insere-se no Cinturão Vila Nova a noroeste do Escudo Sul-rio-grandense que é caracterizado por um arranjo complexo, envolvendo diferentes tipos de rochas metamórficas, granitóides, rochas vulcânicas e sedimentares, cujas unidades foram em grande parte formadas por acreção juvenil ou derivadas de um manto neoproterozóico (Babinski *et al.*, 1996).

Granitóides não deformados a pouco deformados, interpretados como tardi a pós-orogênicos estão também presentes no Cinturão Vila Nova. Estes constituem geralmente de *stocks* graníticos de afinidade shoshonítica a alcalina sódica, normalmente associados a sucessões vulcânicas de mesma afinidade. O vulcanismo alcalino sódico ocorre sobrepondo as rochas vulcânicas shoshoníticas, geralmente através de discordâncias angulares e tem sido

caracterizado por uma sequência bimodal com predomínio de rochas efusivas e piroclásticas ácidas, com lavas e diques básicos subordinados, estratigraficamente correlacionáveis a Formação Acampamento Velho da Bacia do Camaquã.

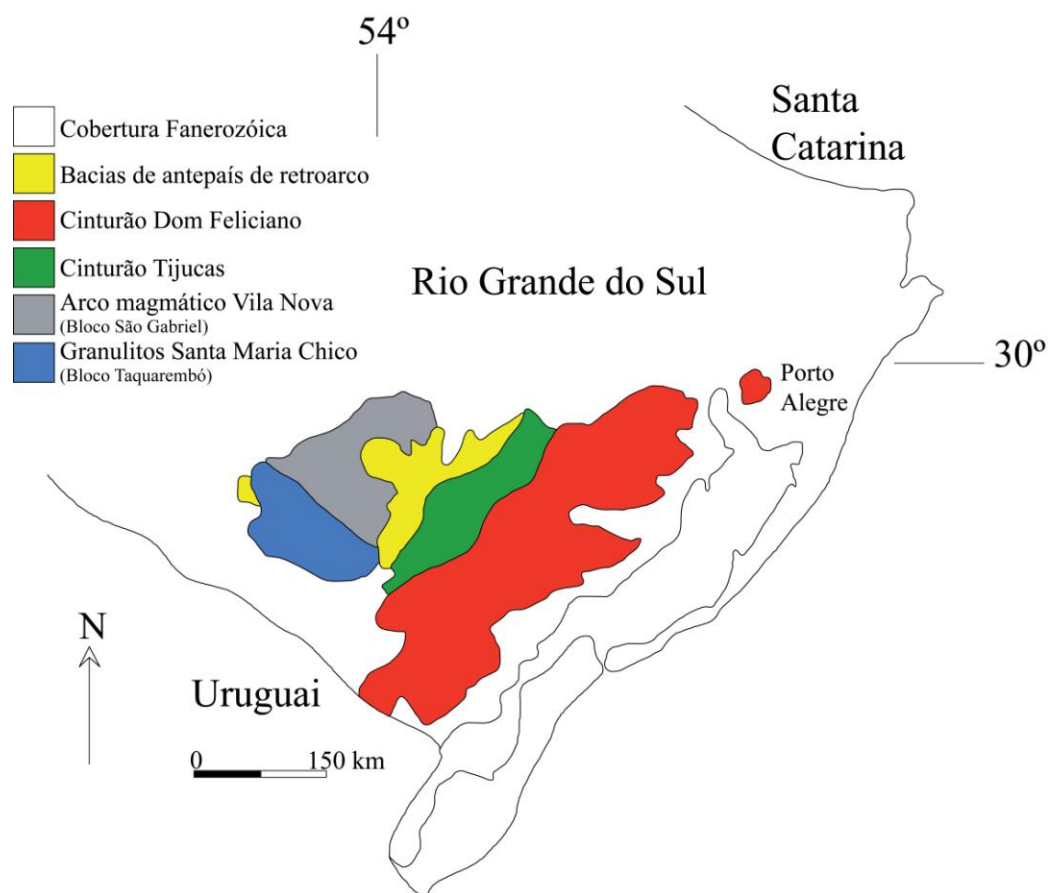


Figura 5 – Compartimentação geotectônica da Província Mantiqueira.

### 1.5.2 - A Bacia do Camaquã e o vulcanismo da Formação Acampamento Velho

A Bacia do Camaquã tem sido interpretada como um *locus* deposicional, no qual ocorreu a superposição de diversos tipos de bacias menores que apresentam registros litológicos próprios e mecanismos de subsidência distintos, individualizáveis a partir de critérios tectônicos, termo-mecânicos e geocronológicos, (Paim *et al.*, 2000). A evolução desta bacia é caracterizada pela alternância de intervalos onde dominaram eventos deposicionais, com o acúmulo de espessos pacotes sedimentares e vulcano-sedimentares, e intervalos predominantemente erosionais. Nas fases de preenchimento, os episódios vulcânicos dominaram, normalmente na base das unidades de maior hierarquia, seguidos pela deposição de sedimentos predominantemente siliciclásticos. Este contexto dinâmico, envolvendo eventos ígneos, sedimentares e deformacionais, gerou um complexo padrão de



preenchimento, representado por uma série de unidades estratigráficas. Com este quadro, Paim *et al.* (2000) propõem que a sucessão completa da Bacia do Camaquã seja incluída no Alosupergrupo Camaquã, o qual pode ser subdividido em 5 (cinco) unidades principais, limitadas entre si por discordâncias angulares regionais, individualizando os Alogrupos: Maricá, Bom Jardim, Cerro do Bugio, Santa Bárbara e Guaritas. Estas unidades, de acordo com critérios litoestratigráficas propostos por Ribeiro & Fantinel (1978), são agrupadas no Grupo Bom Jardim, abrangendo as formações Maricá, Vargas, Hilário e Acampamento Velho, e no Grupo Camaquã, constituído pelas formações Santa Bárbara e Guaritas.

A sequência sedimentar da Bacia do Camaquã é composta predominantemente por siltitos, arenitos com um aumento na abundância de conglomerados e arenitos em direção ao topo da sequência. Representa uma evolução de ambientes marinhos rasos para continentais, onde dominam os ambientes flúvio-lacustres e desérticos.

O vulcanismo Neoproterozóico-Ordoviciano desempenha um papel importante dentro da evolução da Bacia do Camaquã, na qual as características do magmatismo mostram uma evolução de termos toleíticos e cálcico-alcálicos alto-K, para shoshonítico, até alcalino sódico, sendo a contribuição crustal representada por granitóides peraluminosos (Sommer *et al.*, 2006) (Fig. 6).

Wildner *et al.* (2002) organizaram os episódios vulcânicos da Bacia do Camaquã em diferentes ciclos, estabelecidos em ambientes continentais sob condições predominantemente subaéreas. Os ciclos vulcânicos foram individualizados em: (i) vulcanismos Maricá, Hilário e Acampamento Velho, associados às formações homônimas; (ii) vulcanismo Rodeio Velho, vinculado ao Membro Rodeio Velho da Formação Guaritas (Fig. 6). Ao contrário destas três últimas unidades, onde o volume de rochas vulcânicas é expressivo, os registros de vulcanismo na Formação Maricá são questionáveis e frequentemente contestados (*e.g.* Lima, 2002). Originalmente, a identificação da atividade vulcânica na Formação Maricá foi fundamentada na presença de fragmentos vulcânicos em camadas delgadas de conglomerados. Outras ocorrências do vulcanismo são controvertidas, como as descritas na região da Ramada, e representadas por níveis vulcânicos (lavas e rochas piroclásticas) intercalados com rochas sedimentares (Santos *et al.*, 1978; Borba *et al.*, 2004; Borba *et al.*, 2006). Matos *et al.* (2002) interpretaram os referidos níveis de lavas como riolitos hipabissais relacionados à Formação Acampamento Velho, sendo os níveis piroclásticos considerados como porções auto-brechadas destas intrusões.

O vulcanismo da Formação Acampamento Velho constitui uma sequência com grande predomínio de vulcanitos ácidos, interpretados como a porção extrusiva do volumoso magmatismo alcalino sódico, saturado em sílica, que é relacionado aos estágios pós-

colisionais do ciclo orogênico Brasileiro/Pan-Africano no Escudo Sul-rio-grandense. Os termos intrusivos são representados por granitos alcalinos, predominantemente metaluminosos, correlacionáveis a Suíte Intrusiva Saibro (Nardi & Bonin, 1991).

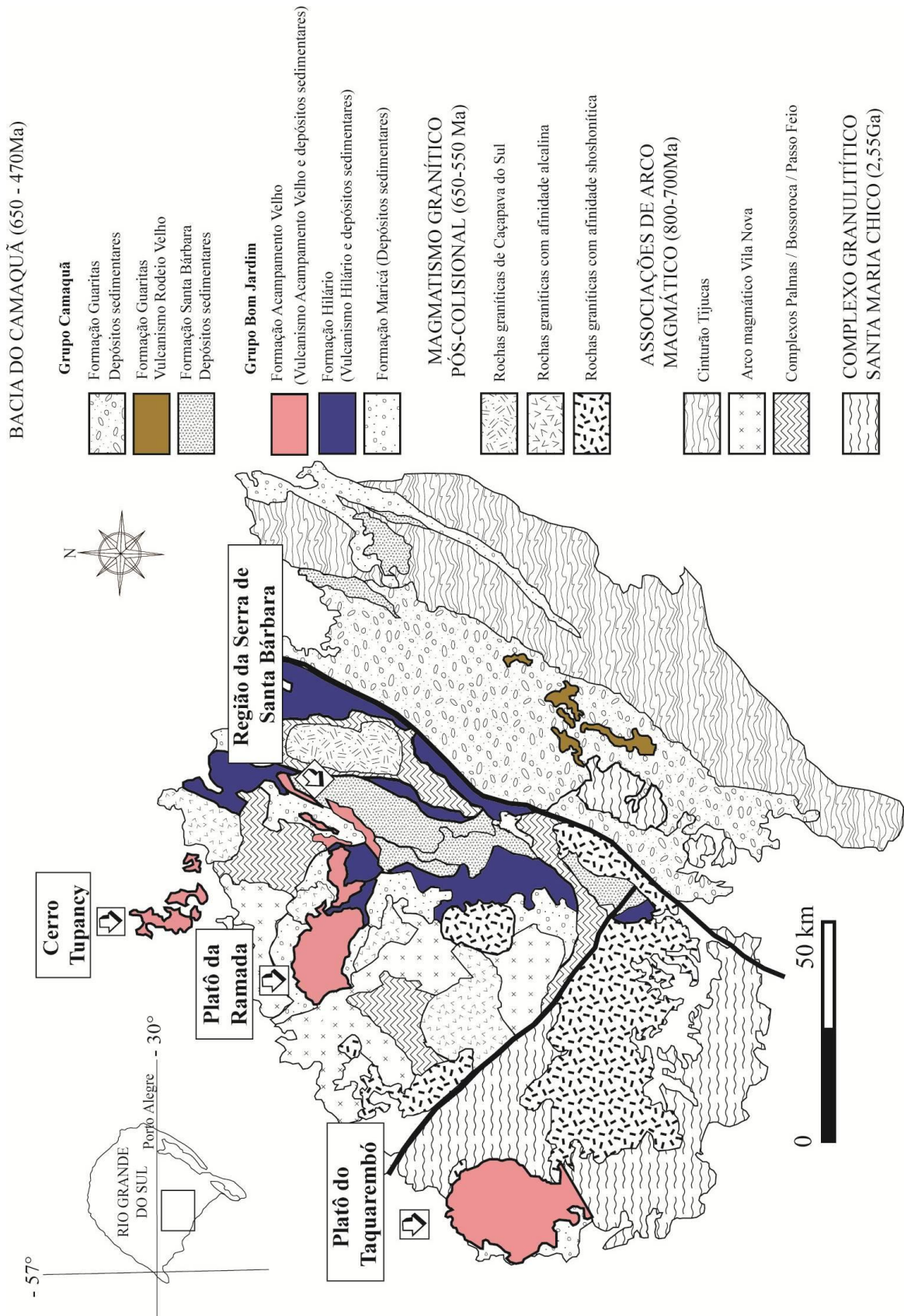


Figura 6 – Mapa geológico simplificado do escudo Sul-rio-grandense (modificado de Paim *et al.*, 2000 e Wildner *et al.*, 2002).

A Formação Acampamento Velho reúne um grande volume de depósitos efusivos e piroclásticos de composição ácida, associados a lavas e diques de composição básica. A organização estratigráfica desta formação tem sido sugerida por diversos autores (Wildner *et al.*, 1999; Sommer *et al.*, 1999, 2005; Almeida *et al.*, 2002), e as melhores exposições estão localizadas no Platô da Ramada e no Cerro Tupanci (ambos pertencentes ao município de Vila Nova do Sul), no Platô do Taquarembó (Dom Pedrito), e nos Cerros do Bugio e Perau (Caçapava do Sul) (Fig. 6).

As principais unidades são depósitos de fluxo piroclástico, principalmente ignimbritos, normalmente cobertos por lavas riolíticas. Nos depósitos piroclásticos predominam os componentes juvenis, principalmente cristaloclastos de quartzo e feldspato potássico, púmices e *shards*. Os litoclastos são mais abundantes nas porções basais dos depósitos e são principalmente conatos, embora sejam comuns fragmentos acidentais e acessórios originados das rochas encaixantes. A geometria dos depósitos e o grau de soldagem são variáveis, sendo observados desde depósitos estratificados e parcialmente soldados até ignimbritos maciços com alto grau de soldagem. Os depósitos efusivos são representados, principalmente, por lavas vinculadas a corpos hipabissais. Observa-se uma grande variedade de estruturas e texturas nos depósitos, sendo comum a ocorrência de termos autobrechados, foliados e maciços. As rochas ácidas do vulcanismo Acampamento Velho são predominantemente riolitos comendíticos, com ocorrência subordinada de rochas traquíticas de mesma afinidade. As rochas básicas desta unidade são representadas por um pequeno volume de lavas porfíricas e diques, cujas características geoquímicas permitem classificá-las como basaltos hawaínicos e mugearíticos (Sommer *et al.*, 1999; Wildner *et al.*, 1999; Almeida *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 2005).

### 1.5.3 - Geologia da região do Platô da Ramada

A unidade geológica mais antiga da região do Platô da Ramada é representada pelo **Complexo Bossoroca/Palmas** (Supercomplexo Vacacaí - Chemale Jr. *et al.*, 2000), com idades de  $753 \pm 13$  Ma (Machado *et al.*, 1990) (Fig. 7). Este complexo é caracterizado pelas seguintes sequências de rochas: (i) rochas máfico-ultramáficas representadas por xistos magnesianos, serpentinitos, metabasaltos com lentes de metacherts, mármore e metapelitos; (ii) associações de metapelitos, anfíbolitos, anfíbólio-xistos, metagabros e metavulcanoclásticas ácidas a intermediárias, com ocorrência subordinada de xistos magnesianos e lentes de mármore; (iii) rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas ácidas a básicas, intercaladas com rochas epiclásticas (metapelitos e metarenitos) e químicas (metacherts, formações ferríferas bandadas).

O **Complexo Vila Nova** é constituído por uma sequência ortometamórfica caracterizada por gnaisses tonalíticos, metatonalitos, metadioritos e metatondjemitos foliados e por uma sequência parametamórfica constituída por quartzo-biotita gnaisses, biotita-anfibólio gnaisses, gnaisses cálcio-silicatados, quartzitos e mármore. De acordo com o mapeamento realizado por UFRGS (1997), este complexo faz parte de uma unidade litoestratigráfica maior, denominada Supergrupo Cambaí, equivalente a maior parte das rochas estudadas por Goñi *et al.* (1962) e Silva Filho (1984). Dados isotópicos U-Pb em zircões obtidos em gnaisses dioríticos forneceram idade de  $704 \pm 13$  Ma (Babinski *et al.*, 1996) que foi interpretada como a idade de cristalização e deformação de um magma intermediário, resultando em ortognaisses dioríticos.

A **Suíte Intrusiva Lagoa da Meia Lua** é a subunidade mais jovem do Supergrupo Cambaí e reúne tonalitos, granodioritos e trondjemitos, afetados ou não por deformação (UFRGS 1996, 1997). Parte desta unidade foi originalmente definida como Formação Cambaí (Goñi *et al.*, 1962) e posteriormente redefinida e agrupada por Garavaglia (2001) em: (i) Granitóides Cerca de Pedra, que compreendia granodioritos e tonalitos, com a ocorrência subordinada de quartzo dioritos e (ii) Diorito Capivaras. Este último representaria rochas de composição diorítica a quartzo-diorítica de textura equigranular grossa, com ampla variação textural, desde fina, porfirítica a pegmatóide, além da presença localizada de estratificação composicional primária e ocorrência restrita de rochas ultramáficas.

O **Grupo Pontas do Salso** é subdividido em Formação Monumento, constituída de rochas metavulcanoclásticas (metaconglomerados tufáceos, metapelitos e metavulcânicas de composição ácida-intermediária) e Formação Arroio da Palma, caracterizada principalmente por metaandesitos (UFRGS 1996).

A unidade referida como **Granitos Sin-transcorrentes** foi definida por UFRGS (1996) para agrupar corpos graníticos apresentando diferentes graus de deformação. Esta abrange os granitos Lageado, Camaquã-Pelado, Panorama e Santa Zélia, sendo dominantes as composições monzograníticas a sienograníticas. Texturalmente variam desde equigranular média à grossa, inequigranular hipidiomórfica, até termos porfiríticos. A deformação apresenta-se desde níveis incipientes, onde as rochas aparecem com uma textura maciça e isotropa, com lineações marcadas pela orientação de biotitas, até níveis intermediários, onde se observa o estiramento de quartzo e a orientação de minerais micáceos. Em porções mais deformadas, a foliação é bem desenvolvida, marcada pela orientação de minerais micáceos e em zonas de mais alta deformação que variam de espessuras centimétricas a métricas, ocorre a formação de *augen* feldspatos e agregados de quartzo, gerando, muitas vezes milonitos.

Os **Granitos Pós-transcorrentes** abrangem os corpos graníticos em geral com pouca deformação (UFRGS, 1996). São rochas de composição monzogranítica e textura variando desde fanerítica fina até hipidiomórfica média a grossa. Em algumas porções apresentam fácies leucocráticas, sendo cortados também por veios haplo-pegmatóides, além de diversos diques básicos a ácidos. Contém xenólitos de gnaisses e rochas ultramáficas. Na região do Platô da Ramada são representados pelos granitos São Manuel e Santa Rita.

A **Formação Maricá** está representada por arenitos feldspáticos-quartzosos, arenitos conglomeráticos com matriz quartzo-feldspática, siltitos e ritmitos areno-pelíticos e constituem o principal embasamento para as rochas vulcânicas do Platô da Ramada. Borba *et al.*, (2008) apresentaram a idade de  $630,2 \pm 3,4$  Ma. para as rochas vulcanogênicas sin-sedimentares desta unidade. Estratigraficamente este conjunto está sotoposto por discordância angular as formações Hilário e Acampamento Velho e sobreposto ao embasamento por inconformidade. Constata-se também a presença de falhas em parte dos contatos observados.

A **Formação Hilário** é representada por depósitos vulcânicos localizados na base do Platô da Ramada, com maior expressão nas porções leste e sudeste do Platô. Os termos efusivos deste vulcanismo são caracterizados por lavas de composição intermediária (traquiandesitos a traquiandesitos basálticos), com texturas porfirítica a glomeroporfirítica, caracterizadas por fenocristais de plagioclásio e subordinadamente piroxênio (augita) envoltos por uma matriz constituída de plagioclásio e piroxênio ripidiformes. O topo dos derrames é, em geral, vesiculado, com amígdalas preenchidas por calcita e quartzo. É comum a todos os derrames a presença de uma forte alteração hidrotermal, responsável principalmente, por processos de carbonatação e cloritização. A fração vulcanoclástica desta formação ocorre sobreposta à fácies efusiva, sendo constituída por conglomerados vulcanogênicos, caracterizados por um predomínio de fragmentos subarredondados a subangulos de rochas andesíticas, envoltos por uma matriz arenosa.

A **Formação Acampamento Velho** é constituída por rochas vulcânicas e sub-vulcânicas, cujo arranjo é responsável pela construção da feição geomorfológica denominada Platô da Ramada, com espessuras médias em torno de 120 metros, distribuídas em uma área de 24 km (E-W) por 12 km (N-S) (Fig. 7).

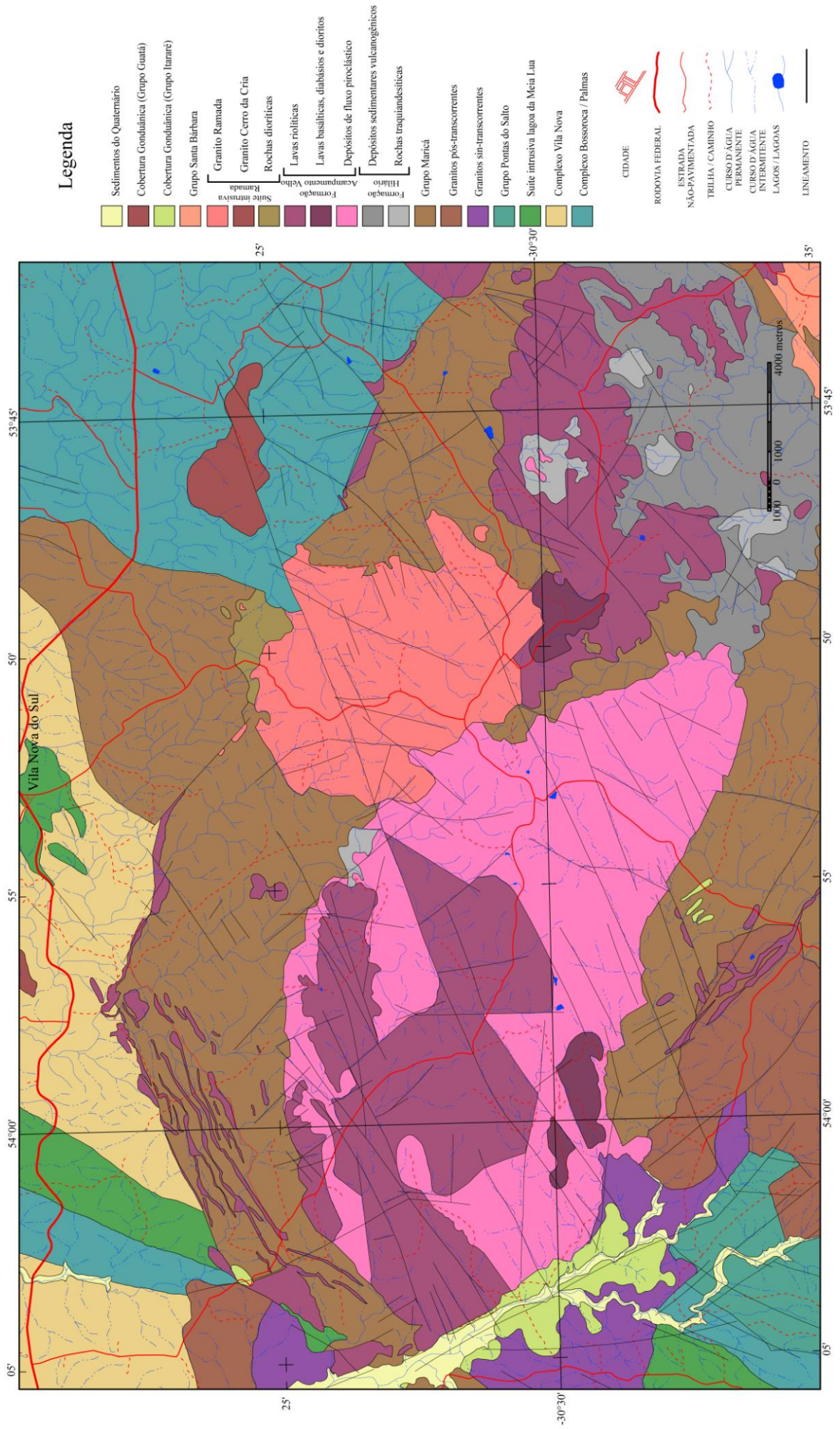


Figura 7 – Mapa geológico da região do Platô da Ramada (modificado de Sommer, 2003).

Esta unidade é caracterizada pelo predomínio de ignimbritos, lavas e corpos hipabissais de composição ácida, e subordinadamente por depósitos efusivos de composição básica, organizados estratigraficamente da seguinte forma (Fig. 8): (1) sequência explosiva: depósitos de fluxo piroclástico, dispostos em camadas sub-horizontais (60-80 m de espessura), representados por ignimbritos ricos em blocos, ignimbritos tipo lenticulito e ignimbritos ricos em cristais. Diques básicos de 1-3 m de espessura ocorrem cortando esta sequência explosiva, principalmente na porção sul do Platô. (2) sequência efusiva: fluxo de lavas riolíticas originados a partir de zonas de fraturas, apresentando desde termos coerentes, com diversos padrões texturais, maciços, foliados até autoclásticos. Nas porções de topo desta sequência ocorrem de maneira restrita, na porção *NE* do Platô, depósitos de lavas básicas.

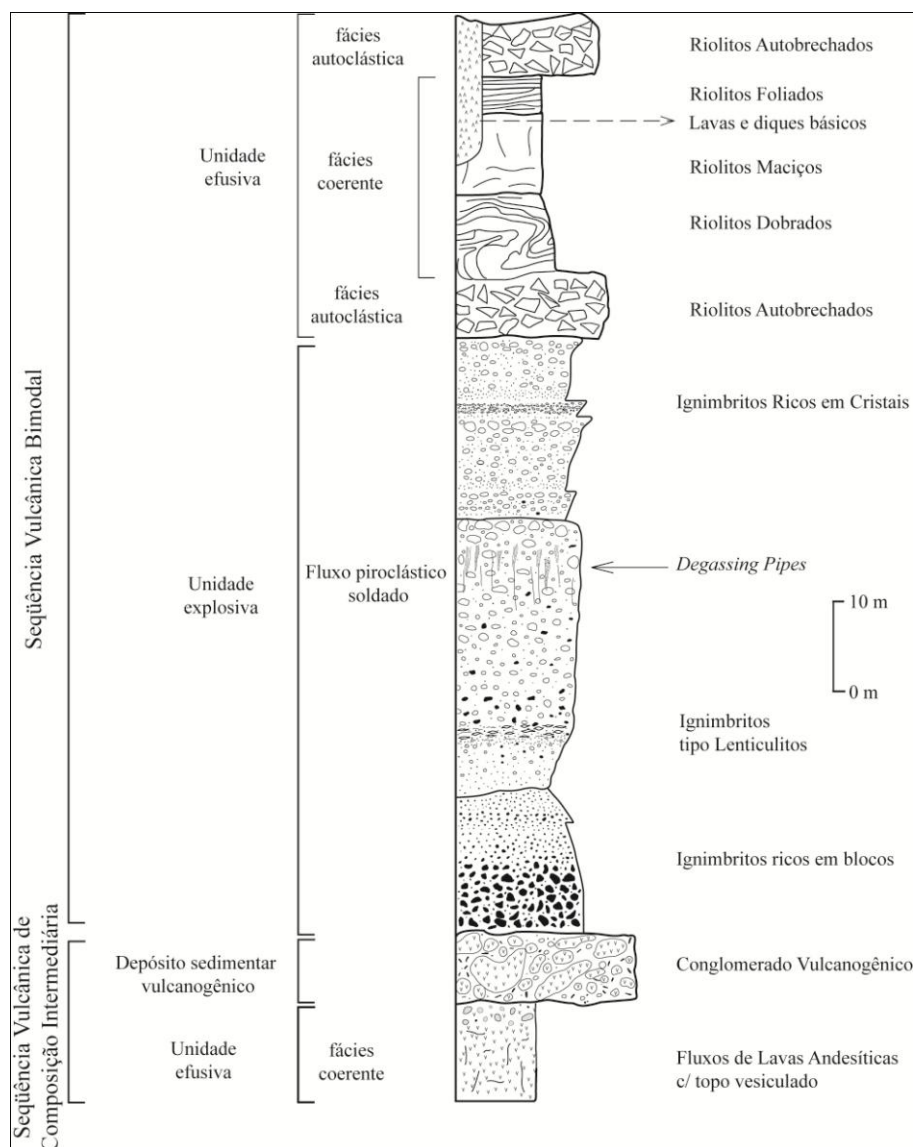


Figura 8 – Perfil estratigráfico esquemático, proposto para as sequências vulcânicas do Platô da Ramada (extraído e modificado de Sommer *et al.*, 2003).

Sequência vulcânica de composição intermediária = Formação Hilário.

Sequência vulcânica bimodal = Formação Acampamento Velho.

As rochas ácidas da Formação Acampamento Velho ocorrem também como diques e *sills* que cortam principalmente as rochas do embasamento ao norte do Platô da Ramada (Fig. 7). Estes corpos apresentam espessuras em torno de 1-5 m, com orientação segundo *NW-SE* e *NE-SW*, sendo comuns também corpos com dimensões variáveis e morfologia semelhante à criptodomas, como o estudado na região do Santuário por Matos *et al.* (2002). Associados a estas rochas ocorrem veios mineralizados a fluorita e galena, principalmente próximos ao contato com o embasamento metamórfico (Rocha *et al.*, 1999).

A **Suíte Intrusiva Ramada** é constituída principalmente por rochas sienograníticas, e subordinadamente por termos monzograníticos, monzodioríticos e dioríticos, abrangendo na área o Granito Ramada, o Granito Cerro da Cria e a unidade “rochas dioríticas” (UFRGS 1997), todos cortados pela falha nordeste Cerro da Cria. As rochas granitóides da Suíte Intrusiva Ramada são incluídas dentro da Suíte Intrusiva Saibro (Hartmann & Nardi, 1982), que corresponde aos termos intrusivos do magmatismo de afinidade alcalina sódica da porção oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense, ao qual estaria vinculado o magmatismo associado às rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho. O **Granito Ramada** é um corpo epizonal aflorante com aproximadamente 60 km<sup>2</sup>, descrito originalmente por Leinz (1941). Estudos posteriores realizados por Naime e Nardi (1991), permitiram identificar composições sienograníticas a, subordinadamente, monzograníticas, com anfibólios cálcicos e biotita, além da ocorrência restrita de dioritos. Essas rochas graníticas são caracterizadas pela estrutura maciça e textura inequigranular fina a média, sendo comum a presença de margens resfriadas, com termos porfiríticos de matriz fina a afanítica. As **rochas dioríticas** ocorrem predominantemente na borda norte do Granito Ramada (Fig. 7) e são representadas principalmente por quartzo-monzodioritos a dioritos, com máficos do tipo hornblenda e augita e textura equigranular média a fina. É comum a presença de feições de mistura de magmas entre as rochas dioríticas e sienograníticas. O contato com os sedimentitos Maricá indica formação de metamorfismo de contato em alguns locais, enquanto que o contato com as vulcânicas é predominantemente tectônico. O **Granito Cerro da Cria** situa-se mais a *NE* do Granito Ramada e apresenta uma forma aproximadamente circular e uma área em torno de 6 km<sup>2</sup>. A rocha é isótropa, apresenta feições de resfriamento em direção as bordas, sendo típica a textura porfirítica com fenocristais de feldspato potássico (muitas vezes pertitizados) e quartzo, sendo as composições dominantes feldspato potássico granitos e leuco-sienogranitos.

Os depósitos do **Grupo Santa Bárbara** ocorrem no extremo *SE* da área, sendo representados dominantemente por uma associação litológica caracterizada por ortoconglomerados e arenitos conglomeráticos com laminação cruzada acanalada formados



por processos trativos em fluxos unidirecionais, comuns em sistemas de leques aluviais (Paim *et al.*, 2000).

As unidades de cobertura na região do Platô da Ramada são representadas por rochas sedimentares gondwânicas, vinculadas principalmente aos **Grupos Itararé e Guatá** (Formação Rio Bonito). A primeira ocorre principalmente na porção sul da área, é caracterizada por siltitos e argilitos de coloração branca a bege com laminação plano-paralela contínua e regular, gerando ritmitos. Subordinadamente ocorrem conglomerados mal selecionados, suportados pela matriz, com estrutura maciça. Os clastos variam desde o tamanho grânulo até matacão e são representados por fragmentos de rochas graníticas, gnáissicas, areníticas e riolíticas.

#### 1.5.4 - Geologia da intrusão diorítica da porção sul do Platô da Ramada

O corpo diorítico intrude as rochas ignimbríticas riolíticas na porção sul do Platô da Ramada e ocorre como duas porções separadas por uma cunha ignimbrítica encaixada em zona de falha com aproximadamente 600 metros de largura. A porção menor da intrusão (oeste) tem em média 2 km de comprimento (E-W) e 600 m de largura (N-S). A outra porção possui dimensões 3 km (E-W) e 1,25 km (N-S). (Figs.7 e 9).

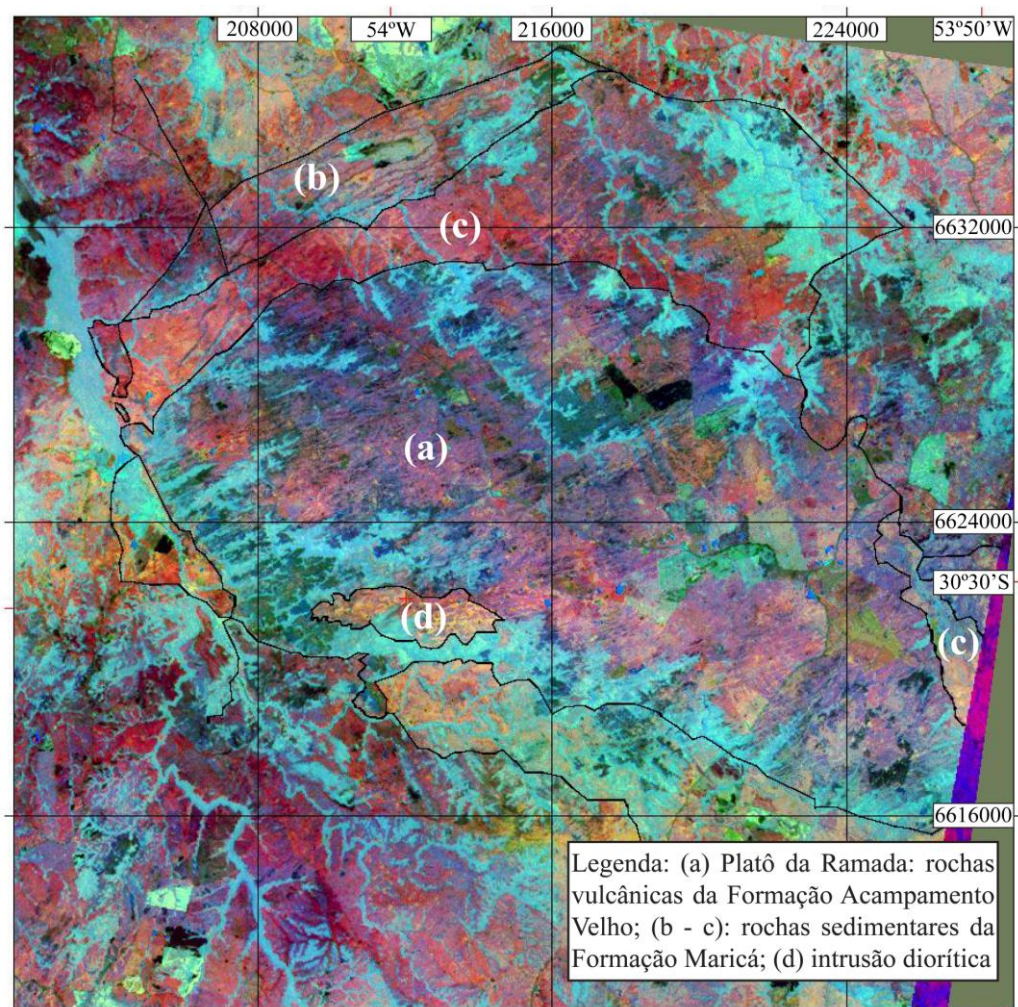


Figura 9 – Imagem colorida do sensor ASTER, com a separação dos principais domínios vulcano-sedimentares da região do Platô da Ramada e a demarcação da feição correlacionada à intrusão diorítica (modificado de Pinheiro-Sommer, 2005).

Os afloramentos em geral ocorrem como blocos e matacões bem arredondados, porém em algumas zonas de falha ocorrem lajeados com poucos metros de diâmetro e blocos com faces angulosas. Em alguns casos ocorrem cataclasitos associados a estas zonas de deformação rúptil. Estas zonas de falha são visivelmente marcadas por lineamentos observados em imagens orbitais e concordantes com as atitudes das fraturas observadas em campo (*E-W* à *NE-SW* e subordinadamente *N-S*), conforme estereogramas da figura 10.

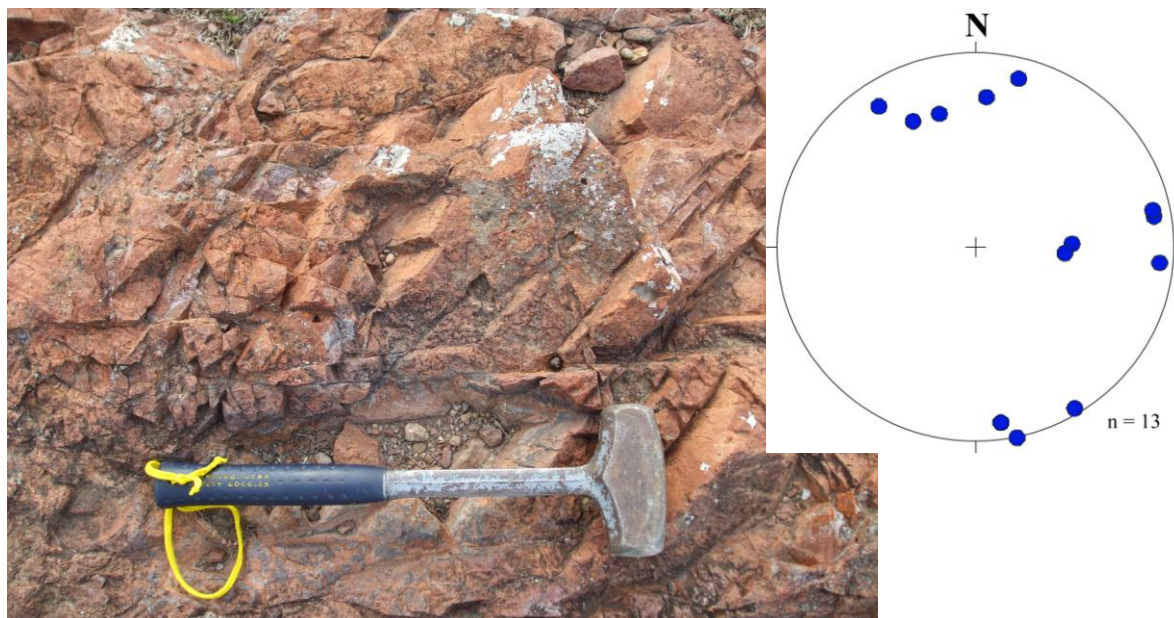


Figura 10 – Padrão de fraturamento *E-W* à *NE-SW* e subordinadamente *N-S*.

Em geral, essas zonas de falha são marcadas por baixos topográficos que concentram maior umidade (banhados e córregos) o que causa um relevo levemente ondulado com “bacias” em cujas bordas mais elevadas ocorrem afloramentos (Fig. 11).

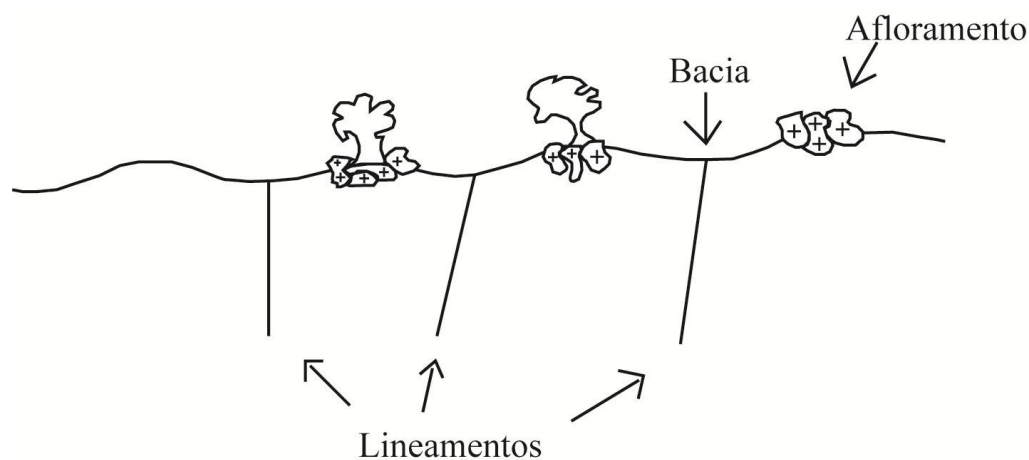


Figura 11 – Ilustração esquemática da relação dos lineamentos com a geomorfologia na área aflorante da intrusão diorítica.

Os contatos da intrusão com as encaixantes ignimbríticas normalmente são destacados por quebra de relevo (Fig. 12) e realçados em alguns casos por anomalias botânicas (Figs. 12 e 13).

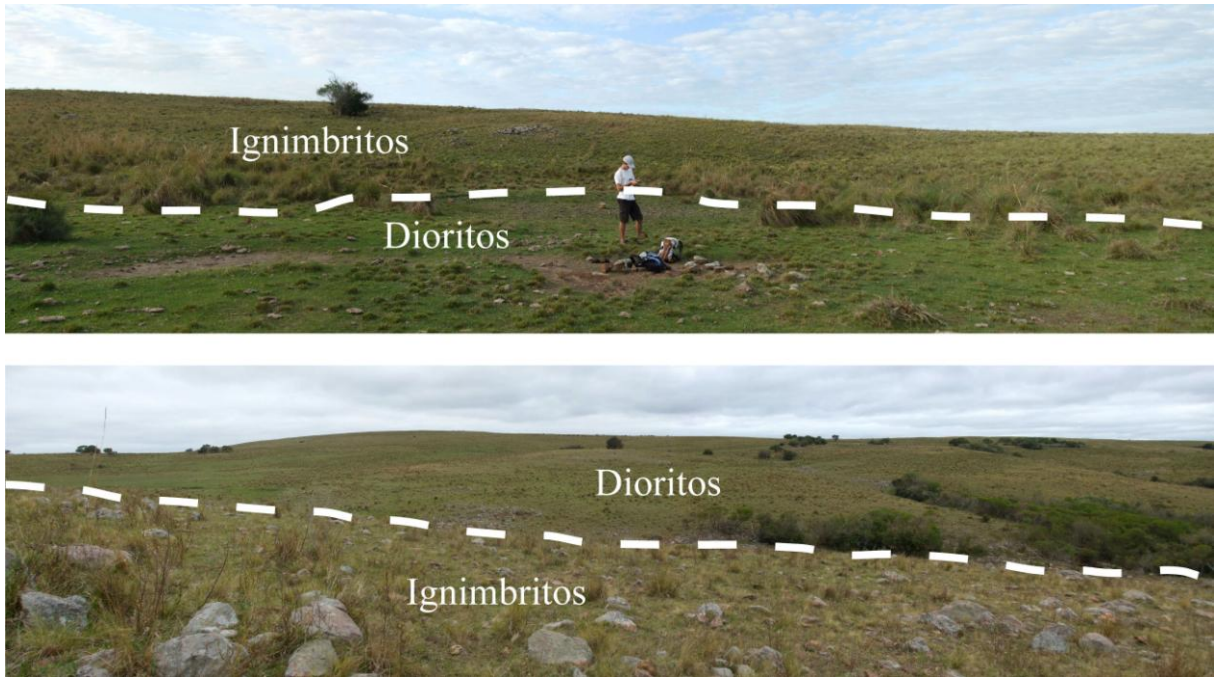


Figura 12 – Fotos panorâmicas mostrando contatos inferidos entre as rochas dioríticas e as encaixantes ignimbríticas, marcados normalmente por quebras de relevo e anomalias botânicas.



Figura 13 – Anomalia botânica entre a intrusão diorítica (vegetação arbustiva) e ignimbritos (gramíneas).

Em parte, os contatos são de forma intrusiva, como evidenciada pela presença de margens resfriadas e xenólitos das encaixantes, caracterizados por fragmentos angulosos da rocha encaixante ignimbrítica envolvidos pela rocha diorítica (Fig. 14).



Figura 14 – Xenólito ignimbrítico em encaixante diorítica.

A margem resfriada evidencia-se pela variação textural observada em direção ao contato, desde termos equigranulares finos até porfiríticos, algumas vezes com uma matriz afanítica. O contato também ocorre em zonas de falha. Uma tectônica rúptil posterior a intrusão também está presente e é evidenciada pela presença de um forte fraturamento que afeta tanto as rochas dioríticas quanto as suas encaixantes.

Macroscopicamente, constata-se que o corpo subvulcânico diorítico possui textura equigranular média a grossa e hipidiomórfica nas suas porções centrais, tendendo a tornar-se porfirítico com fenocristais de plagioclásio (menos que 5%) euédricos de até 5 mm e matriz muito fina a afanítica próximo ao contato com a encaixante (Fig. 15). Nota-se que em alguns pontos a variação na textura, de equigranular média para equigranular fina ou afanítica é acompanhada por uma quebra de relevo. A cor da rocha normalmente é acinzentada, porém, alguns termos monzodioríticos possuem um aspecto avermelhado e nestes casos, constata-se a presença de fenocristais de plagioclásio envolvidos por feldspato potássico, marcando a textura anti-rapakivi.

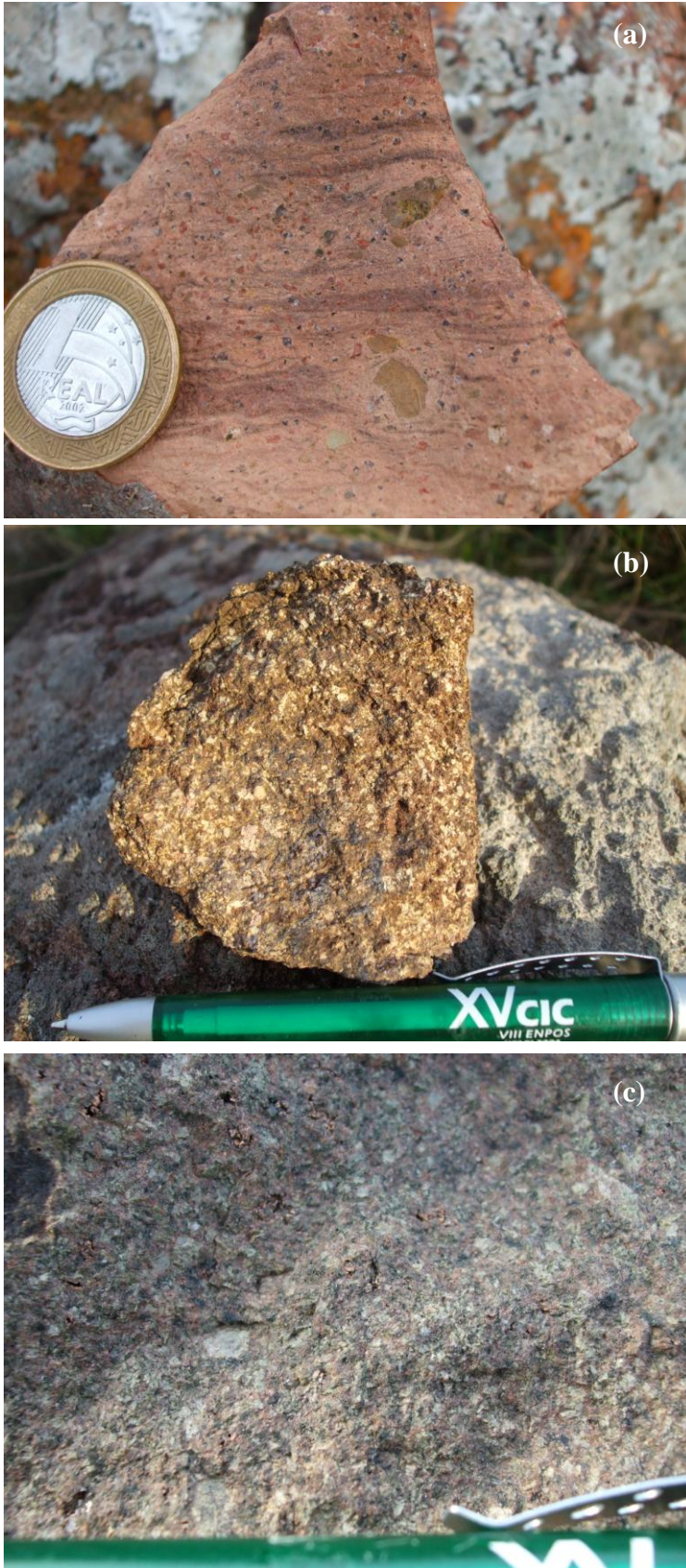


Figura 15 – Litotipos relacionados com a intrusão diorítica:

(a): rocha encaixante = ignimbrito riolítico;

(b): rocha diorítica porfirítica (próximo a borda do corpo intrusivo);

(c): rocha monzodiorítica equigranular média (próximo ao núcleo do corpo intrusivo).

## 1.6 - Análise integradora

O estudo da intrusão diorítica associada ao magmatismo da Formação Acampamento Velho no Platô da Ramada permitiu a sua caracterização quanto à mineralogia, texturas e classificação. São litotipos de composição intermediária, representados no sistema QAPF (Streckeisen, 1978) por monzodioritos, quartzo-monzodioritos, dioritos e quartzo-dioritos que possuem características de um corpo hipabissal, dado pela textura porfirítica, zonação e reabsorção de plagioclásios. Nos trabalhos de campo foram identificados os tipos de contato que indicam a natureza intrusiva deste corpo.

O padrão de distribuição dos elementos maiores em relação ao índice de diferenciação  $SiO_2$  sugere o fracionamento como o principal fator de diferenciação. Os dioritos possuem elevados valores de  $Fe_2O_3t$  em relação à  $MgO$ , conteúdos elevados de álcalis, enriquecimento de ETRL em relação à ETRP e altos valores de Zr. Estas características são típicas de rochas de afinidade alcalina sódica. Rochas com teores de Zr semelhantes aos dos dioritos ocorrem também na Suíte Intrusiva Saibro (Quartzo Monzonito Tuna). Os padrões observados para os ETR, *LILs HFSE* e os altos teores de Zr e, subordinadamente, Nb, Y e Ga são típicos de fontes mantélicas modificadas e característicos de magmatismo de afinidade alcalina.

Rochas intermediárias Neoproterozóicas do Escudo Sul-Rio-Grandense são em geral relacionadas ao vulcanismo Hilário de afinidade shoshonítica. O litotipo investigado é de afinidade alcalina sódica e seu posicionamento estratigráfico indica correlação com o magmatismo da Formação Acampamento Velho.

A geoquímica dos elementos maiores, traços e ETR das rochas dioríticas do Platô da Ramada permitiu correlacioná-las ao magmatismo da Formação Acampamento Velho nesta região, principalmente aos termos básico-ácidos alto Ti definidos por Sommer *et al.* (2005). Adicionando-se os dados geoquímicos dessas rochas aos das rochas básicas e ácidas do Platô da Ramada no diagrama *TAS* para rochas vulcânicas (Le Bas *et al.*, 1986) e em diagramas binários de *Harker* constatam-se *trends* magmáticos, onde as rochas dioríticas ocupam o intervalo composicional originalmente observado entre as rochas básicas e ácidas por Sommer (2003).

Os resultados obtidos através da modelagem petrogenética de diferenciação magmática favorecem a hipótese de cristalização fracionada para geração da composição diorítica a partir de um líquido básico, da composição traquítica a partir de um líquido intermediário e também dos termos ácidos a partir das composições traquíticas, explicando a variedade petrográfica observada na porção sul do Platô da Ramada e indicando, portanto, que o magmatismo evoluiu desde composições básicas até ácidas. Porém, face ao grande volume de rochas riolíticas alta-sílica observado nesta unidade e, principalmente, a complexidade que

envolve a geração e a evolução destes líquidos, é forte a possibilidade de que tenham ocorridos processos de cristalização fracionada associados possivelmente a mecanismos de assimilação crustal, como sugerido por Sommer *et al.* (1999).

Contudo, a bimodalidade do vulcanismo permanece devida a ausência de lavas andesíticas, o que pode ser atribuído a uma “barreira de densidade” gerada pela diferenciação dos líquidos básicos para intermediários enriquecidos em FeO, que, por esta razão, estacionariam nos níveis crustais rasos em forma de cumulos máficos. Esta hipótese é coerente com o rápido aumento da razão FeO/TiO<sub>2</sub>/MgO na fração intermediária do platô.

Para os próximos trabalhos na área deve-se fazer uso de métodos geofísicos que possam indicar anomalias geofísicas causadas pela presença dos supostos cumulos máficos intermediários em subsuperfície. Fato semelhante ocorre no magmatismo alcalino de Padthaway Ridge – South Australia (Turner *et al.*, 1992), no qual ocorrem anomalias geofísicas relacionadas a corpos máficos, constatação esta confirmada por alguns furos de sondagem, onde foram encontrados basaltos e gabros não metamorfozados de mesma afinidade.

## 1.7 – Referências

- Almeida, D.P.M.; Zerfass, H.; Basei, M.A. & Mello, K.S. 1997. Caracterização geoquímica da sucessão vulcânica dos Cerros do Bugio e Perau (Bacia do Camaquã, sub-Bacia Santa Bárbara), Caçapava do Sul, RS (ext. abstracts). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 6., 1997, Salvador. **Anais...** Salvador. v. 2. p. 698-702.
- Almeida, D.P.M.; Zerfass, H. & Lima, L. 1998. Estratigrafia das rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho (meso-cambriano a eo-ordoviciano) na região dos Cerros do Bugio e Perau (Caçapava do Sul, RS/Brasil) (ext. abstracts). In: CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGIA, 2., Punta del Este/Uruguay. **Anais...** Punta del Este. v. 1. p. 92-95.
- Almeida, D.P.M.; Zerfass, H.; Basei, M. A.; Petry, K. & Gomes, C. H. 2002. The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package: Geochemical and Stratigraphic Studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra de Santa Bárbara (Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, RS – Brazil). **Gondwana Research**, 5 (3):721-733.
- Babinski, M.; Chemale Jr.F.; Hartmann, L.A.; Van Schumus W.R. & Silva, L.C. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in Southern Brazil. **Geology**, 24: 439-442
- Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 1993. Late to post-collisional Brasiliano granitic magmatism in southernmost Brazil. **An. Acad. Bras. Ciênc.** 65 (supl. 1): 3-16.
- Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. **Rev. Bras. Geoc.** 30: 184-187.

- Bonin, B. 1982. **Les granites des complexes annulaires**. BRGM, Manuels et Méthodes 4, Paris, France.
- Bonin, B. 1990. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. **Geol. J.** **25**: 261-270.
- Bonin, B. 2007. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. **Lithos** **97**: 1-29.
- Borba, A. W.; Maraschin, A. J. & Mizusaki, A. M. P. 2004. Stratigraphic analysis and depositional evolution of the Neoproterozoic Maricá Formation (southern Brazil): constraints from field data and sandstone petrography. **Gondwana Research**, **7** (3): 871-886.
- Borba, A. W.; Mizusaki, A. M. P.; Silva, D. R. A.; Koester, E.; Noronha, F. L. & Casagrande, J. 2006. Provenance of the Neoproterozoic Maricá Formation (Sul-rio-grandense Shield, southern Brazil): petrographic and Sm-Nd isotopic constraints. **Gondwana Research**, **9** (4): 464-474.
- Borba, A. W.; Mizusaki, Ana Maria P.; Santos, João Orestes S.; McNaughton, Neal J.; Onoe, Artur T. & Hartmann, Léo A. 2008. U-Pb zircon and Ar- Ar K-feldspar dating of syn-sedimentary volcanism of the Neoproterozoic Maricá Formation: constraining the age of foreland basin inception and inversion in the Camaquã Basin of southern Brazil. **Basin Research (Print)**, **20**: 359-375.
- Bowen, N.L. 1928. **The evolution of Igneous Rocks**. Princeton: Princeton University Press, 344p.
- Brito Neves, B.B. & Cordani, U.G. (1991): Tectonic evolution of South America during Late **Proterozoic**. **Precamb. Res.**, **53**: 23-40.
- Chemale Jr., F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-Rio-Grandense. In: De Ros, L. F. & Holz, M. (Ed.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CIGO/UFRGS. p.13-52.
- Clemens, J.D.; Holloway, J.R. & White, A.J.R. 1986. Origin of an A-type granite: experimental constraints. **American Mineralogist**, **71**: 317-324.
- Cordani, U.G.; Halpern, M. & Berenholc, M. 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas da Folha de Porto Alegre. In: **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, texto explicativo da Folha de Porto Alegre e Lagoa Mirim**. Brasília, DNPM. p. 70-84.
- Dall'Agnol, R.; Scaillet, B. & Pichavant, M. 1999. An experimental study of a Lower Proterozoic A-type granite from the eastern Amazonian Craton, Brazil. **J. Petrol.**, **40**: 1673-1698.
- Dall'Agnol, R.; Teixeira, N.P.; Råmo, O.T.; Moura, C.A.V.; Macambira, M.J.B. & Oliveira, D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. **Lithos**, **80**: 101-129.



- Date, A.R. & Jarvis K. E. 1989. The applications of ICP-MS in the earth sciences. In: Date A. R. & Gray A. L. (Ed.). **The applications of inductively coupled plasma mass spectrometry**. Glasgow: Blackie. p. 43-70.
- Fragoso-Cesar, A.R.S.; Faccini, U.F.; Paim, P.S.G.; Lavina, E.L. & Altamirano, J.R.F. 1985. Revisão da estratigrafia das molassas do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2., 1985, Florianópolis. **Atas...** Florianópolis, SBG. v.1, p. 477-491.
- Frost, C.D. & Frost, B.R. 1997. Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection. **Geology**, **25**: 647-650.
- Garavaglia, L. 2001. **Caracterização geológica, petrológica e geoquímica do diorito Capivaras na região de Vila Nova, RS**. Porto Alegre. 84p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Gastal, M.C.P. & Lafon, J.M. 1998. Gênese e evolução dos granitóides metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do escudo sul-rio-grandense: geoquímica e isótopos de Rb-Sr e Pb-Pb. **Revista Brasileira de Geociências**, **28**: 11-28.
- Göny, J.C.; Goso, H. & Issler, R.S., 1962. Estratigrafia e geologia econômica do Pré-cambriano e Eo-paleozóico Uruguaio e Sul Riograndense. **Avulso. Escola de Geologia, Universidade do Rio Grande do Sul. Porto Alegre**, n. 3, p. 1-105.
- Haapala, I. & Rämö, O.T. 1992. Tectonic setting and origin of the Proterozoic rapakivi granites of southeastern Fennoscandia. **Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Sciences**, **83**: 165-171.
- Harris, N.W.B.; Pearce, J.A. & Tindle, A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P. & Ries, A.C. (eds). **Collision Tectonics**. Geol. Soc., Spec. Pap. 19, 115-158.
- Hartmann, L. A. & Nardi, L. V. S. 1982. Os granitos Santo Afonso, Saibro e Vauthier da região do Arroio Santa Maria Chico, Dom Pedrito, RS. **Acta Geologica Leopoldensia**, **6**: 153-178.
- Hong, D.; Wang, S.; Han, B. & Jin, M. 1996. Post-orogenic alkaline granites from China and comparisons with anorogenic alkaline granites elsewhere. **J. S. Asian Earth Sci.**, **13**: 13-27.
- Janousek, V.; Farrow, G. & Erban, V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). **Journal of Petrology**, **47** (6): 1255–1259.
- Jenner, G.J.; Longerich H.P.; Jackson S.E. & Fryer B.J. 1990. ICP-MS a powerful tool for high precision trace-element analysis in earth sciences; evidence from analysis of selected U. S. G. S. reference samples. **Chemical Geology**, **83**:133-148.
- Le Bas, M.J.; Le Maitre, R.W.; Streckeisen, A. & Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. **Journal of Petrology**, **27**: 745-750.

- Le Maitre, R.W. 2002. Igneous rocks: a classification and glossary of terms. In: **Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematic of Igneous Rocks**. Cambridge: Cambridge University Press, 252 p.
- Leinz, V.; Barbosa, A.F. & Teixeira, E.A., 1941. Mapa geológico Caçapava - Lavras. **Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral**. Secretaria da Agricultura, Indústria e Comércio do Rio Grande do Sul. n. 90, p. 1-39.
- Leites, S.R.; Lopes, R.C.; Wildner, W.; Porcher, C.A. & Sander, A., 1990. Divisão litofaciológica da Bacia do Camaquã na Folha Passo do Salsinho, Caçapava do Sul, RS, e sua interpretação paleoambiental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais...** Natal, SBG. v.1, p. 300-312.
- Liégeois, J.P. 1998. Preface – Some words on post-collisional magmatism. **Lithos**, **45**:15-17.
- Lima, E.F. 2002. Principais Registros Vulcânicos da Bacia do Camaquã-RS. In: II SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2002, Belém. **Boletim...** Belém. v. 1. p. 7-7.
- Lima, E.F. & Nardi, L.V.S. 1998. The Lavras do Sul shoshonitic association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in southernmost Brazil. **J. S. Am. Earth Sci.**, **11**: 67-77.
- Litvinovsky, B.A.; Jahn, B.; Zanzilevich, A.N.; Saunders, A.; Poulain, S.; Kuzmin, D.V.; Reichow, M.K. & Titov, A.V. 2002. Petrogenesis of syenite–granite suites from the Bryansky Complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas. **Chem. Geol.**, **189**: 105-133.
- Loiselle, M.C. & Wones, D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. **Geological Society of America Abstracts with Programs**, **11**: 468 p.
- Machado, N.; Koppe, J.C. & Hartmann, L.A. 1990. A Late Proterozoic U-Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, **3** (2/3): 87-90.
- Matos, D.F.; Lima, E.F.; Sommer, C.A. ; Nardi, L.V.S.; LIZ, J. D.; Figueiredo, A.M.G.; Pierosan, R.; Waichel, B.L. 2002. Riólitos neoproterozoicos pós-colisionais na área do Santuário, sul do Brasil: litoquímica, química mineral, e origem das heterogeneidades texturais. **Revista Brasileira de Geociências**, **32**, (2): 255-266.
- Matté, V.; Lima, E. F.; Sommer, C. A.; Pinheiro-Sommer, J. A.; Saldanha, D. L.; Liz, J. D., 2009. Petrologia da intrusão diorítica do Platô da Ramada (RS) e sua relação com o magmatismo da Formação Acampamento Velho. In: XII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 2009, Ouro Preto. **Anais...** Ouro Preto.
- Mau, H. 1959. Ignimbritos na região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. **Engenharia, Mineração, Metalurgia**, **29** (169): 13-14.
- Naime, R.H. & Nardi, L.V.S. 1991. O Granito da Ramada, porção oeste do Escudo Sul Rio Grandense; Geologia, Petrologia e Geoquímica. **Revista Brasileira de Geociências**, **21**(3), 266-274.

- Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 2009. A-type granitoids in post-collisional settings from southernmost Brazil: their classification and relationship with magmatic series. **Canadian Mineralogist**, **47**: 1493-1504.
- Nardi, L.V.S. & Bonin, B. 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibro intrusive suite, southern Brazil - A case study. **Chemical Geology**, **92**: 197-212.
- Paim, P.S.G.; Lopes, R.C. & Chemale Jr. F. 1995. Stratigraphic framework and depositional systems of the Camaquã Basin (Upper vendian to Lower Ordovician) of southern Brazil. In: CENTENNIAL CONFERENCE 1895-1995, Stollenbosch, South Africa. **Abstract...** Stollenbosch. p. 35-37.
- Paim, P.S.G.; Chemale F. Jr. & Lopes R.C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: De Ros, L. F. & Holz, M. (Ed.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CIGO/UFRGS. p. 231-374.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W. & Tindle, A.G. 1984 Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **J. Petrol.**, **25**: 956-983.
- Petrelli, M.; Poli G.; Perugini D. & Peccerillo A. 2005. Petrograph: a New Software to Visualize, Model, and Present Geochemical Data in Igneous Petrology, **Geochemistry, Geophysics and Geosystems**, **6**: Q07011, DOI 10.1029/2005GC000932. Disponível em: <<http://www.unipg.it/~maurip/SOFTWARE.htm>>. Acesso em: 10 ago. 2008.
- Pinheiro-Sommer, J.A. 2005. **Aplicação de Sensoriamento Remoto no Mapeamento de Unidades Vulcano-sedimentares no Platô da Ramada, Vila Nova do Sul, RS**. Porto Alegre. 106p. Dissertação de mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Pinheiro-Sommer, J.A.; Lima, E.F.; Saldanha, D.L.; Sommer, C.A. & Pierosan R. 2006. O uso de imagens do sensor ASTER no mapeamento de unidades vulcano-sedimentares do Platô da Ramada, Vila Nova do Sul, RS. **Pesquisas em Geociências**, **33**: 23–36.
- Plá Cid, J. & Nardi, L.V.S. 2006. Alkaline ultrapotassic A-type granites derived from ultrapotassic syenite magmas generated at metasomatised mantle sources. **Int. Geol. Rev.**, **48**: 942-956.
- Ribeiro, M.; Bocchi, P.R.; Figueiredo Filho, P.M. & Tessari, R. 1966. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul. Rio Grande do Sul. **Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral**. Bras., Rio de Janeiro. n. 127, p. 1-232.
- Ribeiro, M. & Fantinel, L. M. 1978. Associações Petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I tabulação de distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. **Iheringia**, **5**:19-54.
- Robertson, J.F. 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclatura of rock units in the Caçapava - Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. **Notas e Estudos. Escola de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre**, **1**(2): 41-54.
- Rocha, F.F.N.; Lima, E.F.; Prado, M.; Bastos Neto, A. & Matos, D.F. 1999. Mineralizações de fluorita e galena em derrames riolíticos da região de Vila Nova (Aloformação

- Acampamento Velho), RS: Resultados preliminares. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1., 1999. Gramado. **Boletim...** Gramado. v. 1. p. 84.
- Roisenberg, A.; Loss, E.L.; Altamirano, J.A.F. & Ferreira, A.C. 1983. Aspectos Petrológicos e Geoquímicos do Vulcanismo Pré-Cambriano/Eo-paleozóico do RS com base nos Elementos Maiores. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1., 1983, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre, SBG. v. 1, p. 237-285.
- Santos, E.L.; Becker, J.; Macedo, P.M.; Gonzales Filho, F. & Chabam, N. 1978. Divisão litoestratigráfica do Eo-Cambriano - Pré-Cambriano Superior do Escudo Sul-Riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife. v. 2, p. 670-684.
- Silva Filho, B.C. 1984. Geology of the polyphase deformed Precambrian terrane of the Vila Nova region, State of Rio Grande do Sul, southern Brazil. Part I: Petrogenesis. **Acta Geológica Leopoldensia**, 27(17): 35-152.
- Sommer, C.A. 1994. **O vulcanismo ácido da porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito-RS**. Porto Alegre. 149p. Dissertação de mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Sommer C.A. 2003. **O vulcanismo neoproterozóico do Platô da Ramada, região de Vila Nova do Sul, RS**. Porto Alegre. 194p. Tese de doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Sommer, C.A.; Lima, E.F. & Nardi, L.V.S. 1999. Evolução do vulcanismo alcalino na porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito – RS. **Revista Brasileira de Geociências**, 29(2): 245-254.
- Sommer, C.A.; Lima, E.F.; Nardi, L.V.S.; Liz, J.D. & Pierosan, R. 2003. Depósitos de fluxo piroclástico primários: caracterização e estudo de um caso no vulcanismo ácido neoproterozóico do Escudo Sul-Rio-grandense. **Pesquisas em Geociências** 30(1): 3-26.
- Sommer, C.A.; Lima, E.F.; Nardi, L.V.S.; Figueiredo, A.M.G. & Pierosan, R. 2005. Potassic and Low- and High-Ti Mildly Alkaline Volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, Southernmost Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 18(3): 237-254.
- Sommer, C.A.; Lima, E.F.; Nardi, L.V.S. & Liz, J.D. 2005a. The Neoproterozoic Mildly Alkaline Bimodal Volcanism in Southern Brazil: Geological and Geochemical Aspects. **International Geology Review**, 47(10): 1090-1110.
- Sommer, C.A.; Lima, E. F.; Nardi, L. V. S.; Liz, J. D. & Waichel, B. L. 2006. The evolution of Neoproterozoic magmatism in southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 78: 573-589.
- Streckeisen, A. 1978. IUGS Subcommision on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilite Rocks. Recommendations and Suggestions. **Neves Jahrbuch für Mineralogie**, 143: 1-14.

- Sylvester, P.J. 1989. Post-collisional alkaline granites. **J. Geol.**, **97**: 261-280.
- Thompson, M. & Walsh J. N. 1983. **A handbook of inductively coupled plasma spectrometry**. Glasgow: Blackie.
- Turner, S.P.; Foden, J.D. & Morrison, R.S. 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: An example from the Padthway Ridge, South Australia. **Lithos**, **28**: 151-179.
- UFRGS. 1984. Mapeamento Geológico da Folha de Vila Nova. Porto Alegre. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- UFRGS, 1996. Mapeamento Geológico 1:25.000 Projeto Lagoa da Meia Lua – Rufino Farias – Vila Nova. Porto Alegre. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- UFRGS, 1997. Mapeamento Geológico 1:25.000 Projeto Vila Nova. Porto Alegre. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Walsh, J.N. & Howie R. A. 1980. An evaluation of the performance of an inductively coupled plasma source spectrometer for the determination of major and trace constituents of silicate rocks and minerals. **Mineral Magazine**, **47**: 967-974.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. & Chappell, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, **87**: 319-327.
- Wildner, W.; Lima, E.F.; Camozzato, E. & Lopes, R.C. 1997. O Vulcanismo Neoproterozóico-Cambriano no Rio Grande do Sul: Estratigrafia e Aspectos Texturais. **A Terra em Revista**, **3**(3): 19-27.
- Wildner, W.; Nardi, L.V.S. & Lima, E.F. 1999. Post-collisional alkaline magmatism on the Taquarembó Plateau: a well preserved Neoproterozoic-Cambrian plutono-volcanic association in southern Brazil. **International Geology Review**, **41** (12): 1082-1098.
- Wildner, W.; Lima E.F.; Nardi, L.V.S. & Sommer, C.A. 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, **118**: 261-283.
- Zerfass, H. & Almeida, D.M.P. 1997. Mapa Geológico da região dos Cerros do Bugio e Perau, Município de Caçapava do Sul, RS. Estudos Tecnológicos – **Acta Geológica Leopoldensia (Série Mapas)**, **20**: 3-17.

**ARTIGO REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS****Rochas dioríticas do Platô da Ramada (RS) e sua relação com o magmatismo alcalino da Formação Acampamento Velho (Neoproterozóico do Escudo Sul-Rio-Grandense)**

Vinícius Matté<sup>1</sup>, Carlos Augusto Sommer<sup>2</sup>, Evandro Fernandes de Lima<sup>2</sup>, Dejanira Luderitz Saldanha<sup>2</sup>, Jussara Alves Pinheiro-Sommer<sup>3</sup>, Joaquim Daniel de Liz<sup>4</sup>.

<sup>1</sup> Programa de Pós-graduação em Geociências. Instituto de Geociências, UFRGS. Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: vinimatte@msn.com

<sup>2</sup> Instituto de Geociências, UFRGS. Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: casommer@sinos.net; evandro.lima@ufrgs.br; dejanira.saldanha@ufrgs.br

<sup>3</sup>PPGEO/UFRGS, Porto Alegre; ULBRA, Canoas, RS, Brasil. E-mail: japsommer@sinos.net

<sup>4</sup>Rio Verde Minerals Ltda, RJ, Brasil. E-mail: deliz@rvminerals.com

**Resumo** - Estudos realizados no Platô da Ramada (centro-oeste do RS) permitiram a caracterização de um corpo hipabissal diorítico, intrusivo em rochas piroclásticas da Formação Acampamento Velho. Esta unidade é constituída por rochas vulcânicas de composição predominantemente ácida, com termos básicos associados e corresponde a porção extrusiva do magmatismo alcalino sódico de idade neoproterozóica (570-550 Ma), vinculado aos estágios pós-colisionais do Ciclo Brasileiro-Panafricano no Escudo Sul-Rio-Grandense. O corpo intrusivo varia desde termos dioríticos até quartzo-monzoníticos e sua afinidade alcalina sódica é atestada pelos padrões de *LILs*, *HFSE* e *ETR*, cujas características indicam a sua correlação com o magmatismo alto Ti da Formação Acampamento Velho, descritos no Platô da Ramada. A evolução do magmatismo alcalino da Formação Acampamento Velho nesta região pode ser explicada, principalmente, por processos de cristalização fracionada que podem ter envolvido três estágios principais, como testados através de modelamentos petrogenéticos. No entanto, face ao grande volume de rochas riolíticas alta-sílica e a complexidade que envolve a geração e a evolução destes líquidos, é forte a possibilidade de que tenham ocorridos processos de cristalização fracionada associados possivelmente a mecanismos de assimilação crustal. A identificação e caracterização de rochas intermediárias relacionadas à Formação Acampamento Velho no Platô da Ramada indica, portanto, que o magmatismo evoluiu desde composições básicas até ácidas. Entretanto, a bimodalidade do vulcanismo permanece devida a ausência de lavas andesíticas, o que pode ser atribuído a uma “barreira de densidade” gerada pela diferenciação dos líquidos básicos para intermediários enriquecidos em FeO, que, por esta razão, estacionariam nos níveis crustais rasos.

**Palavras-chave:** vulcanismo; magmatismo alcalino; intrusão diorítica; cristalização fracionada

**Abstract - DIORITIC ROCKS OF THE RAMADA PLATEAU (RS) AND ITS RELATION TO ALKALINE MAGMATISM OF THE ACAMPAMENTO VELHO FORMATION (NEOPROTEROZOIC OF THE SUL-RIO-GRANDENSE SHIELD.** Studies carried out in the Ramada Plateau (western of the Rio Grande do Sul state, Brazil), have allowed the characterization of dioritic hipabissal body intrusive in pyroclastic rocks of the Acampamento Velho Formation. This unit consists of volcanic rocks of predominantly silicic composition which basic terms associated and corresponds to extrusive portion of sodic alkaline magmatism of Neoproterozoic age (570-550 Ma), related to post-collisional events of the Brasiliano-Pan African cycle of Sul-Rio-Grandense shield. The intrusive body range from dioritic to quartz-monzonite terms and its sodic alkaline affinity is attested by the LILs, HFSE and REE contents, whose characteristics indicate its correlation with high-Ti magmatism of the Acampamento Velho Formation, described in the Ramada Plateau. The alkaline magmatism evolution of the Acampamento Velho Formation in this region can be explained mainly by fractional crystallization processes that may have involved three main stages, as tested by petrogenetic models. However, given the huge volume of high-silica rhyolitic rocks and the complexity involved in the generation and evolution of these magmas, there is a strong possibility that occurred fractional crystallization processes possibly associated with mechanisms of crustal assimilation. The identification and characterization of the intermediate rocks related of the Acampamento Velho Formation in the Ramada Plateau thus indicates that the magmatism evolved from basic to acidic compositions. However, the bimodal volcanism remains due to the absence of andesitic lavas, which can be attributed to a "density barrier" created by the differentiation of basic to intermediate liquids enriched in FeO, which, therefore, parked in shallow crustal levels.

**Key-words:** volcanism; alkaline magmatism; dioritic intrusion; fractional crystallization

## INTRODUÇÃO

O Platô da Ramada é uma região caracterizada geologicamente pela expressiva ocorrência de depósitos vulcânicos efusivos e piroclásticos e intrusões sub-vulcânicas associadas, de composição predominantemente ácida e com termos básicos subordinados. Localiza-se a cerca de 20 km ao sul do município de Vila Nova do Sul, na porção centro-oeste do estado do Rio Grande do Sul (Fig. 1) e constitui uma das melhores ocorrências da Formação Acampamento Velho. Corresponde a porção extrusiva do magmatismo alcalino sódico e saturado em sílica, de idade neoproterozóica (570-550 Ma), vinculado aos estágios pós-colisionais do Ciclo Brasiliano-Panafricano no Escudo Sul-Rio-Grandense.

A Formação Acampamento Velho é constituída por rochas vulcânicas efusivas e explosivas e está inserida estratigraficamente no contexto geológico da Bacia do Camaquã. Os primeiros trabalhos nesta Formação datam do início dos anos 40 (Leinz *et al.*, 1941), onde foram descritos riolitos no então chamado “Planalto da Ramada”. Desde então inúmeros pesquisadores tem trabalhado nesta Formação, possibilitando a identificação e individualização de diferentes litologias com interpretações genéticas distintas, o que por consequência levou a separação destas em variadas unidades, todas com caráter ácido. Rochas básicas foram posteriormente incluídas nesta formação (*e.g.* Almeida *et al.*, 2002; Wildner *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 2003, 2005) o que determinou a sugestão do vulcanismo ter um caráter bimodal. A identificação recente, por meio de técnicas de sensoriamento remoto, de um corpo máfico com composição intermediária, na média diorítica, intrusivo nas rochas ignimbríticas do Platô da Ramada (Pinheiro-Sommer *et al.*, 2006) permitiu a reinterpretação destes e o questionamento sobre a bimodalidade do magmatismo.

Neste trabalho são apresentados e discutidos os aspectos geológicos, petrográficos e geoquímicos deste corpo máfico e sua relação com o magmatismo básico e ácido da Formação Acampamento Velho. Este possui variações mineralógicas que variam de diorito até quartzo-diorito, sendo referido neste trabalho como intrusão diorítica a qual representa uma média do seu aspecto textural e composicional.

## PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

Os estudos litoquímicos fundamentaram-se nas análises químicas de 12 amostras dioríticas. Os elementos maiores e traços foram analisados no *Activation Laboratories Ltda.*, Ontario, Canada, utilizando a técnica de ICP para os elementos maiores e ICP-MS para os elementos traço e terras raras. No modelamento com elementos maiores utilizou-se o programa computacional PETROGRAPH (Petrelli *et al.*, 2005) que se baseia no princípio da subtração de fases, semelhante ao clássico problema de subtração, idealizado em forma gráfica por Bowen (1928). O procedimento do programa é o de um típico balanço de massas, associado a um método de mínimos quadrados, onde a partir de um líquido parental e um líquido final pré-estabelecidos, é calculada a proporção provável mais adequada de cada fase mineral conhecida a ser subtraída do líquido inicial, bem como a quantidade de fracionamento necessária para atingir a composição final do líquido. Para confirmar os resultados obtidos com o balanço de massa foi feito o modelamento para elementos traços, utilizando-se o programa NEWPET que tem como princípio a utilização da Lei de Rayleigh que se baseia na seguinte equação:  $C_L = C_0 \times F^{(D-1)}$ , onde  $C_L$  = concentração do elemento estudado no líquido,  $C_0$  = concentração inicial,  $F$  = proporção de líquido remanescente e  $D$  = coeficiente de distribuição global.



## CONTEXTO GEOLÓGICO

### A Bacia do Camaquã e o vulcanismo da Formação Acampamento Velho

A Bacia do Camaquã tem sido interpretada como um *locus* deposicional, no qual ocorreu a superposição de diversos tipos de bacias menores, cuja evolução é caracterizada pela alternância de intervalos onde dominaram eventos deposicionais, com o acúmulo de espessos pacotes sedimentares e vulcano-sedimentares e intervalos predominantemente erosionais (Paim *et al.*, 2000).

O vulcanismo Neoproterozóico-Ordoviciano desempenha um papel importante dentro da evolução da Bacia do Camaquã, principalmente nas fases de preenchimento, onde os episódios vulcânicos dominaram, normalmente na base das unidades de maior hierarquia. As características do magmatismo mostram uma evolução de termos toleíticos e cálcico-alcalinos alto-K, para shoshonítico, até alcalino sódico, sendo a contribuição crustal representada por granitóides peraluminosos (Sommer *et al.*, 2006) (Fig. 1).

Wildner *et al.* (2002) organizaram os episódios vulcânicos da Bacia do Camaquã em diferentes ciclos, estabelecidos em ambientes continentais sob condições predominantemente subaéreas. Os ciclos vulcânicos foram individualizados em: (i) vulcanismos Maricá, Hilário e Acampamento Velho, associados às formações homônimas; (ii) vulcanismo Rodeio Velho, vinculado ao Membro Rodeio Velho da Formação Guaritas (Fig. 1).

O vulcanismo da Formação Acampamento Velho reúne depósitos efusivos e piroclásticos de composição ácida, associados às lavas e diques de composição básica. A organização estratigráfica desta formação tem sido sugerida por diversos autores, como Wildner *et al.* (2002), Sommer *et al.* (1999, 2005), Almeida *et al.* (2002), e as melhores exposições estão localizadas no Platô da Ramada e no Cerro Tupanci, em Vila Nova do Sul, no Platô do Taquarembó (Dom Pedrito) e na Serra de Santa Bárbara (Caçapava do Sul).

As rochas ácidas do vulcanismo Acampamento Velho são predominantemente riolitos comendíticos, com ocorrência subordinada de rochas traquíticas de mesma afinidade. As rochas básicas reúnem um pequeno volume de lavas porfíricas e diques geoquimicamente classificadas como hawaitos e mugaritos (Wildner *et al.*, 2002; Almeida *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 2005).

### Geologia do Platô da Ramada

O Platô da Ramada (Fig. 2) é uma feição geomorfológica com espessuras médias em torno de 120 metros, distribuída em uma área de 24 km (E-W) por 12 km (N-S), que agrupa episódios vulcânicos efusivos e piroclásticos. A unidade basal é composta por lavas intermediárias e conglomerados vulcanogênicos, vinculados à Formação Hilário e sobreposto

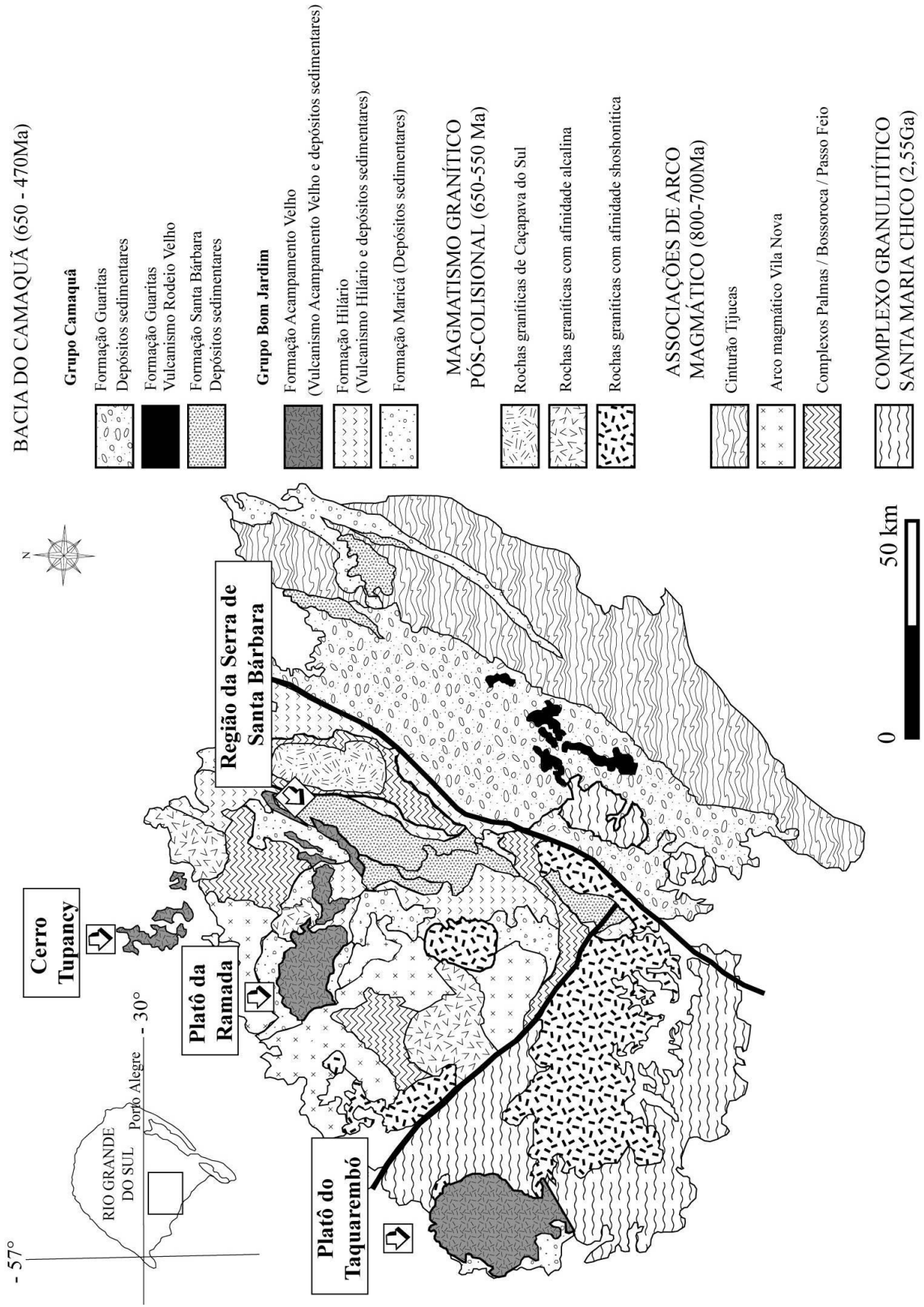
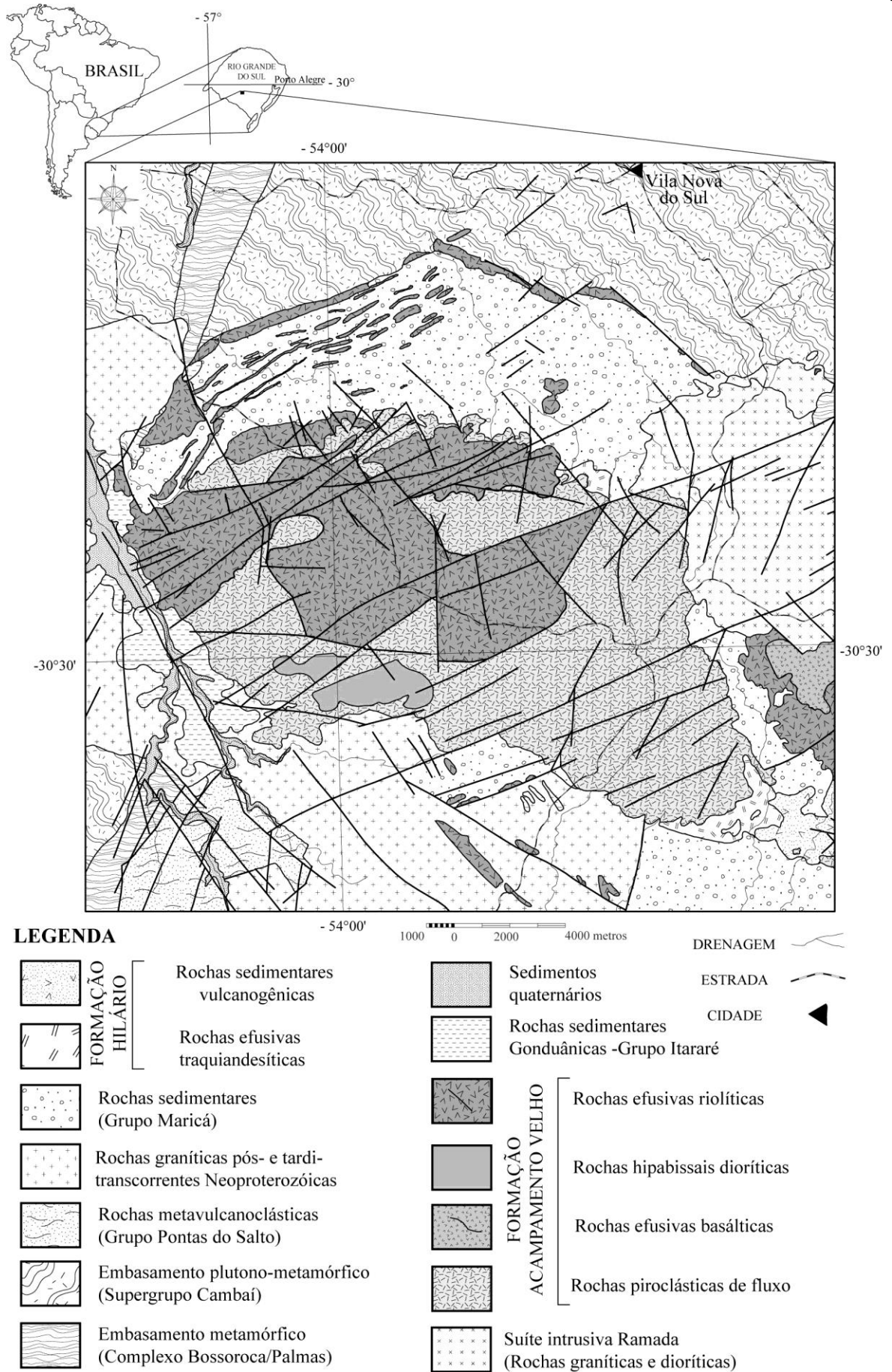


Figura 1 – Mapa com a localização do Platô da Ramada e com o contexto geológico regional.



**Figura 2** – Mapa geológico do Platô da Ramada (a partir de Sommer, 2003 e Pinheiro-Sommer *et al.*, 2006).

a esta unidade ocorrem rochas da Formação Acampamento Velho. O embasamento destas sequências vulcânicas é constituído principalmente por associações tonalíticas e básica-ultrabásicas metamorfisadas e por rochas sedimentares neoproterozóicas da Formação Maricá. O Platô é intrudido por granitóides alcalinos do Complexo Granítico Ramada e parcialmente recoberto por rochas sedimentares gonduânicas.

A Formação Acampamento Velho no Platô da Ramada é caracterizada pelo predomínio de ignimbritos, lavas e corpos hipabissais de composição ácida e subordinadamente por lavas básicas, podendo ser organizado estratigraficamente da seguinte maneira (Fig. 2): (1) sequência explosiva: depósitos de fluxo piroclástico, dispostos em camadas sub-horizontais, representados por ignimbritos ricos em líticos, tipo lenticulito e ricos em cristais. Diques básicos de 1-3m de espessura e uma intrusão diorítica ocorrem cortando esta sequência piroclástica, principalmente na porção sul do Platô. (2) sequência efusiva: fluxo fissural de lavas riolíticas, apresentando desde termos coerentes, com diversos padrões texturais, maciços, foliados e até autoclásticos. Nas porções de topo desta sequência ocorrem de maneira restrita, na porção NE do Platô, depósitos de lavas básicas.

### **Caracterização geológica da intrusão diorítica**

A intrusão diorítica, localizada na porção sul do Platô da Ramada (Fig. 2), foi identificada com o uso de técnicas de sensoriamento remoto, centradas principalmente no processamento digital de imagens ASTER (Pinheiro-Sommer *et al.*, 2006).

A intrusão pode ser subdividida em duas porções separadas por uma cunha ignimbrítica que se encontra encaixada em uma zona de falha com aproximadamente 600m de largura. As rochas encaixantes são ignimbritos com alto grau de soldagem. A porção oeste da intrusão tem em média 2 km de comprimento (E-W) e 600m de largura (N-S) e a porção leste possui dimensões de cerca de 3 km (E-W) e 1,25 km (N-S).

O contato intrusivo entre o corpo diorítico e os ignimbritos é evidenciado pela presença de margens resfriadas caracterizadas pela gradação textural observada em direção ao contato, desde termos equigranulares finos até porfiríticos, algumas vezes com uma matriz afanítica. Constata-se ainda a presença de xénólitos representados por fragmentos angulosos da rocha encaixante ignimbrítica.

O contato também ocorre em zonas de falha onde uma tectônica rúptil posterior a intrusão afetou a área e é evidenciada pela presença de um forte fraturamento que atingiu tanto o corpo estudado quanto a sua encaixante, formando em alguns casos cataclastos associados.

Macroscopicamente a intrusão diorítica possui textura equigranular média a grossa e hipidiomórfica nas suas porções centrais, tornando-se porfirítico com fenocristais de plagioclásio (menos que 5%) euédricos de até 5mm e matriz fina a afanítica próximo ao contato com a encaixante. A cor da rocha normalmente é acinzentada, porém alguns termos monzodioríticos possuem um aspecto avermelhado. Nestes casos observam-se fenocristais de plagioclásio envoltos por feldspato potássico, marcando a textura anti-rapakivi.

## **PETROGRAFIA**

A estimativa visual realizada nos estudos petrográficos permitiu definir variações composicionais que no sistema QAPF (Streckeisen, 1978) correspondem desde dioritos até quartzo-monzonitos. Os minerais essenciais são plagioclásio, feldspato potássico e quartzo, sendo o anfibólio e a augita as fases máficas, acompanhadas de minerais acessórios como zircão, apatita e opacos. Clorita e calcita destacam-se como minerais de alteração dos anfibólios.

O plagioclásio ocorre na matriz e como fenocristais (Fig. 3a). Os maiores fenocristais possuem até 6mm e são euédricos e a proporção matriz : fenocristais nos termos porfiríticos é 90:10. Alguns cristais possuem uma evidente zonação composicional, típica de corpos hipabissais (Fig. 3b). Nos termos dioríticos, os fenocristais apresentam bordas limpas, livres de inclusões e reabsorções. Em direção ao núcleo esses fenocristais tornam-se completamente reabsorvidos (Fig. 3c). Alguns cristais estão parcialmente alterados para mica branca. Nos termos monzodioríticos e principalmente nos monzoníticos e quartzo-monzoníticos é notável a ocorrência de bordas de feldspato potássico nos fenocristais de plagioclásio, caracterizando assim a textura anti-rapakivi (Fig. 3d). Segundo Müller (2008), a formação deste tipo de textura requer mudanças nas condições físico-químicas da cristalização (temperatura, pressão, composição do magma), que permitam ao sistema cristalizar feldspato potássico no lugar do plagioclásio. Geralmente o que ocorre é à entrada de um magma de diferente composição química, porém, outra causa pode ser atribuída a mudanças de pressão na câmara magmática.

O feldspato potássico está essencialmente restrito a cristalização tardia, anelando os grãos de plagioclásio (textura anti-rapakivi) ou intercrescido com quartzo, formando textura micrográfica (Fig. 3e). Os crescimentos sobre os cristais de plagioclásio geralmente formam uma fina crosta de contatos nítidos e regulares que geralmente não passa de 0,15mm de espessura. Essa crosta possui uma coloração cinza- avermelhada, o que torna perfeita a distinção entre o limite do plagioclásio com o feldspato potássico. Ocorre crescimento de feldspato potássico, tanto nos plagioclásios precoces quanto nos da matriz. Os

intercrescimentos com quartzo formam minerais anédricos preenchendo espaços intergranulares.

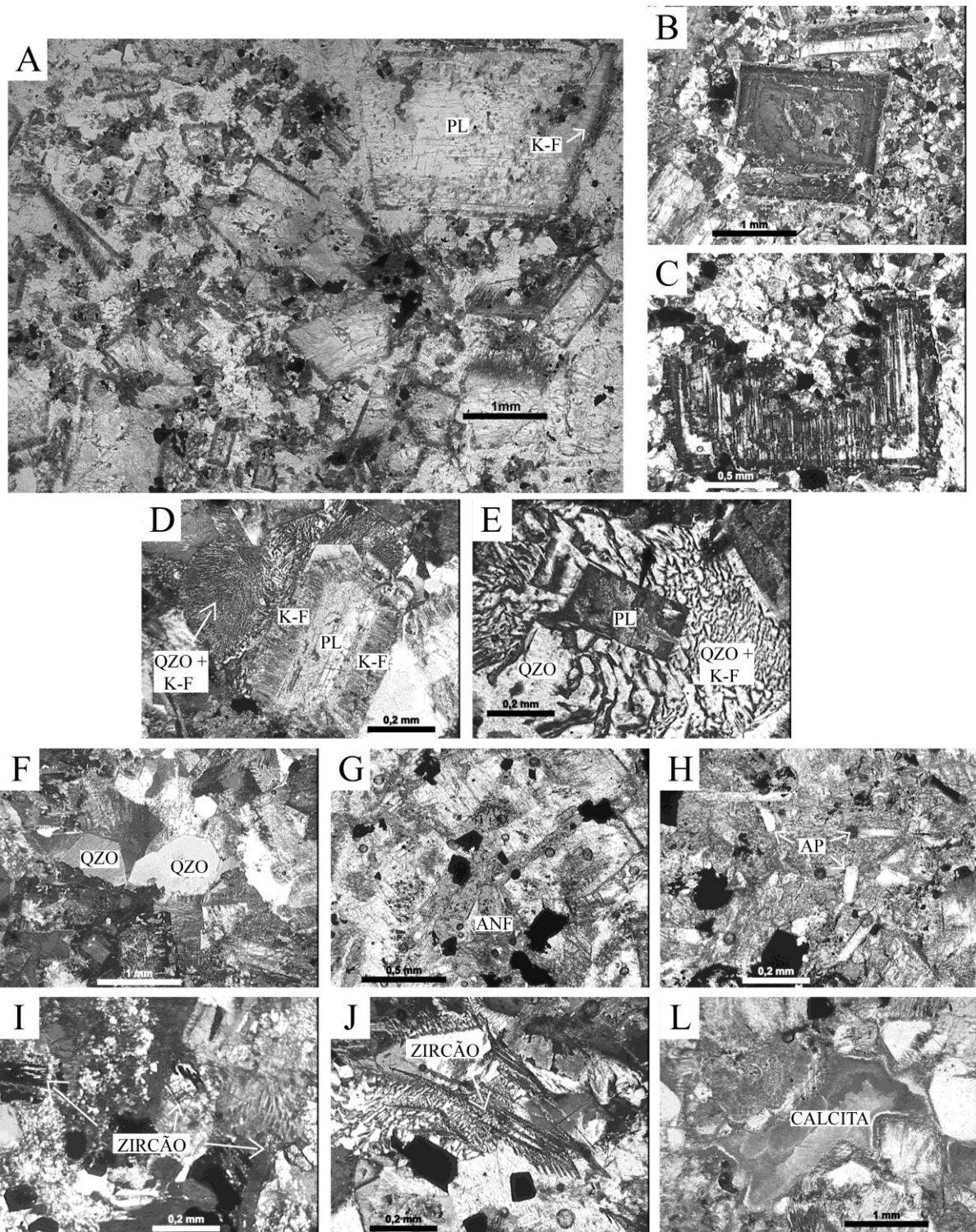
O quartzo em geral ocorre intercrescido com feldspato potássico, porém em algumas laminais com menor quantidade de feldspato potássico é comum a presença de cristais de quartzo anédricos a subédricos, com até 1mm (Fig. 3f).

Prismas de anfibólio estão em geral alterados, como preenchimento de interstícios granulares, intensamente cloritizados (Fig. 3g). Ocasionalmente ocorrem cristais subédricos, com até 2mm. Em alguns grãos ainda é possível observar um fraco pleocroísmo verde – marrom. Esporadicamente ocorre como exsolução da augita. Piroxênios ocorrem como raros cristais de augita, quase totalmente exsolvidos para anfibólio.

A apatita em geral possui um hábito acicular com dimensões de até 2mm e moda 0,5mm. É comum em todas as laminais observadas. Normalmente ocorrem associados aos minerais tardios, principalmente inclusos em anfibólio (Fig. 3h). Os cristais de zircão geralmente possuem dimensões da ordem de 0,1mm, com hábito prismático subédrico a euédrico (Fig. 3i) e em alguns casos hábito lamelar a acicular, formando nesses casos feixes ou leques (Fig. 3j).

Minerais opacos são representados essencialmente por oxidados de ferro e em geral possuem hábito subédrico a euédrico. Estão presentes normalmente junto aos minerais intersticiais.

Calcita ocorre como preenchimento de interstícios, resultado da cristalização tardia de líquidos ricos em carbonato de cálcio. Possui formas anédricas a subédricas de até 2mm. Uma fraca extinção ondulante é notável na maioria dos grãos (Fig. 3l). A clorita ocorre como um produto de alteração dos anfibólios, preenchendo também os interstícios granulares.



**Figura 3** – A: Diorito de petrotrama porfírica, com fenocristais de plagioclásio (PL) envoltos por crescimento de feldspato potássico (K-F) (luz natural); B: Fenocristal de plagioclásio (PL) envolto por crescimento de feldspato potássico (K-F) marcando a textura anti-rapakivi. Intercrescimento de quartzo (QZO) + feldspato potássico (K-F) formando textura micrográfica (luz polarizada); C: Fenocristal de plagioclásio (centro) envolto por arranjo microográfico (quartzo (QZO) + feldspato potássico (K-F)) (luz polarizada); D: Zonação em fenocristal de plagioclásio (luz polarizada); E: Reabsorção em fenocristal de plagioclásio (luz polarizada); F: Cristais subédricos de quartzo (QZO) (luz polarizada); G: Anfóbio (ANF) cloritizado em interstícios granulares (luz natural); H: Cristais de apatita (AP) com hábito acicular (luz natural); I: Cristais de zircão com hábito prismático (luz polarizada); J: Cristais de zircão com hábito acicular (luz polarizada); L: Calcita (CC) em interstícios granulares (luz natural).

## CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DA INTRUSÃO DIORÍTICA

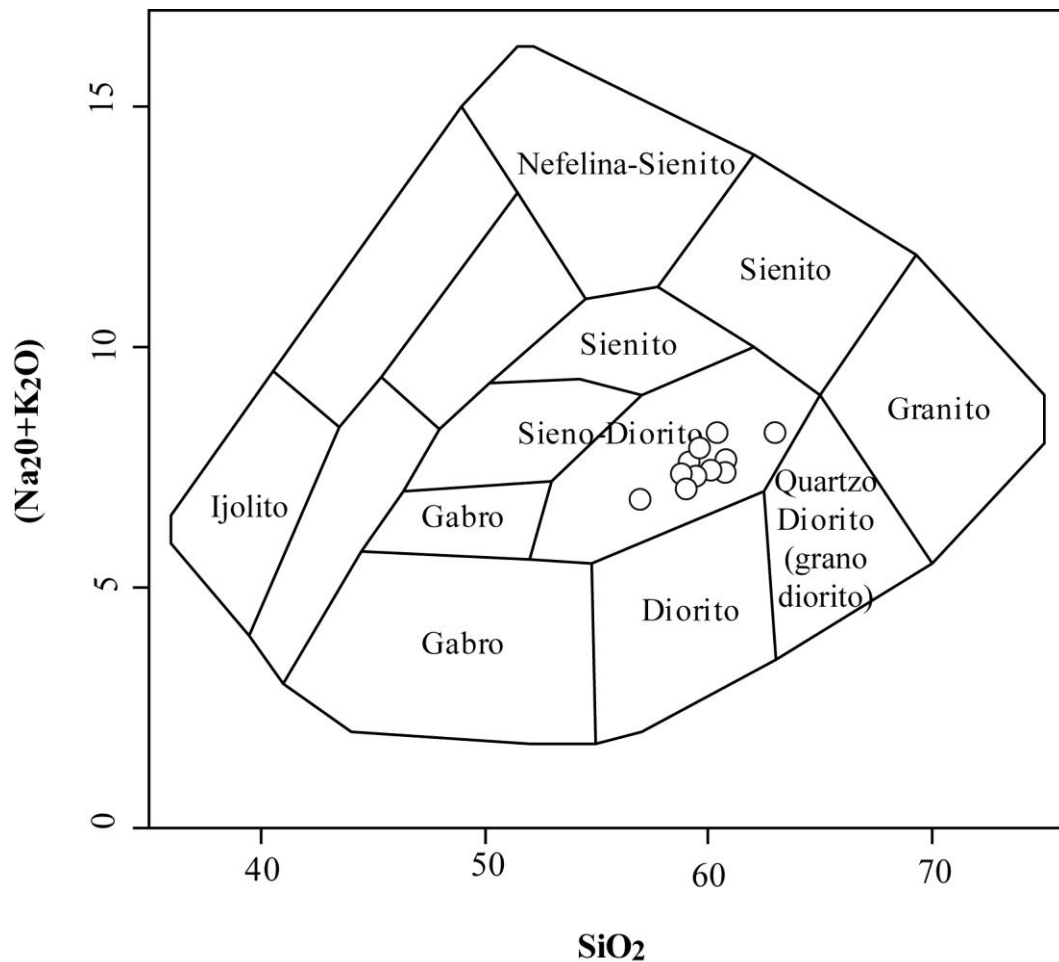
Os estudos geoquímicos foram realizados a partir da análise de elementos maiores, traços e terras-raras (ETR) de 12 amostras de rocha total, representativas da intrusão diorítica, cujos dados são apresentados na tabela 1.

	JU2	RM30	JU1	Pto25	Pto24	RM31	RM31	RM30	JU2	RM30	RM311	JU2
SiO <sub>2</sub>	56,9	58,84	58,9	59,18	59,29	59,44	59,72	60,18	60,4	60,76	60,82	63,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,3	13,97	14,3	13,94	13,5	14,6	14,26	14,35	14,5	14,26	14,25	13,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (	8,96	7,22	7,48	7,58	7,33	7,77	7,5	7,63	7,56	7,02	7,24	6,97
MnO	0,15	0,14	0,14	0,14	0,15	0,16	0,16	0,14	0,15	0,12	0,16	0,18
MgO	1,45	1,3	1,53	1,32	1,5	1,5	1,04	1,8	1,05	1,48	1,35	0,96
CaO	4,9	3,99	4,25	4,27	3,95	4,61	3,94	3,48	3,69	3,69	3,72	2,63
Na <sub>2</sub> O	3,51	3,43	3,51	3,55	3,66	3,76	3,82	3,89	3,96	3,77	3,73	3,73
K <sub>2</sub> O	3,31	3,9	3,54	4	3,59	3,55	4,04	3,52	4,23	3,59	3,91	4,49
TiO <sub>2</sub>	1,49	1,35	1,24	1,23	1,23	1,51	1,35	1,39	1,08	1,28	1,30	0,85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,59	0,5	0,47	0,46	0,45	0,58	0,52	0,53	0,41	0,48	0,48	0,27
LOI	4,17	4,35	4,41	4,23	4,9	3,47	4,28	3,95	2,55	4,16	3,56	2,62
Total	99,7	98,97	99,8	99,91	99,54	101	100,6	100,9	99,7	100,6	100,5	99,3
Rb	39	61	51	56	55	46	64	57	48	57	63	52
Sr	210	264	212	206	212	255	174	228	151	246	258	74
Ba	1228	1532	1324	1427	1470	1441	1536	1402	1563	1257	1806	1293
Y	53	53,9	51	52	50	56,7	54,1	54,6	51	53	54,6	59
Zr	619	724	599	755	663	731	760	723	921	710	734	1006
Nb	20	17,6	18	21	19	17,7	17,7	17,4	19	17,1	17,2	19
La	112	104	105	114	104	105	103	105	137	104	103	148
Ce	226	208	208	228	198	211	208	212	268	210	209	275
Pr	26,8	25,7	24,3	26,3	23,4	26,2	26	26,2	31,3	26	25,9	32,4
Nd	99,9	82,5	91	96,3	87	84,9	83,6	84,7	115	83,1	83,4	119
Sm	16	13,7	14,7	15,3	13,9	14,2	13,8	14,2	16,8	13,7	13,8	17,5
Eu	4,53	3,71	3,96	3,97	3,94	3,93	3,73	3,95	4,59	3,64	3,67	4,3
Gd	13,3	11,8	11,7	12,9	11,9	12,5	12,3	12,6	13,4	12,2	12,1	14,5
Tb	1,9	1,8	1,6	1,8	1,8	1,9	1,85	1,89	1,8	1,83	1,84	2
Dy	10	9,7	9,2	9,8	8,9	9,98	9,71	9,91	9,7	9,63	9,76	10
Ho	1,8	1,81	1,7	1,8	1,7	1,9	1,78	1,85	1,8	1,78	1,82	1,9
Er	5,4	5,25	4,9	5,4	4,8	5,44	5,22	5,44	5,3	5,31	5,36	5,8
Tm	0,78	0,758	0,75	0,82	0,74	0,779	0,772	0,801	0,79	0,786	0,777	0,89
Yb	4,9	4,81	4,8	5	4,7	4,94	4,83	4,96	5,1	4,87	4,92	5,8
Lu	0,72	0,78	0,69	0,75	0,71	0,804	0,785	0,777	0,78	0,776	0,783	0,84
Hf	12,3	13,7	11,8	14,5	12,9	13,8	14,1	14	16,5	13,9	14,1	18,2
Ta	1	1,08	1	1,1	1	1,07	1,06	1,05	0,9	1,06	1,07	1,1
Th	5,4	6,45	6,4	6,7	6,8	5,98	6,25	6,53	6,5	7,02	6,64	7,7
U	0,9	1,29	1,2	1,1	1,2	1,21	1,33	1,32	1	1,44	1,35	1,2
Cr	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Co	11	10	10	9	9	11	10	11	7	10	10	6
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	10	10	< 10	10	10	10	10	20	10	10	10	10
Zn	100	110	80	90	90	120	110	120	80	100	110	80
Ga	21	22	21	23	21	23	23	23	22	22	22	23

**Tabela 1** – Composição química das rochas dioríticas do Platô da Ramada. Elementos maiores e menores em peso%; traços e ETR em ppm.

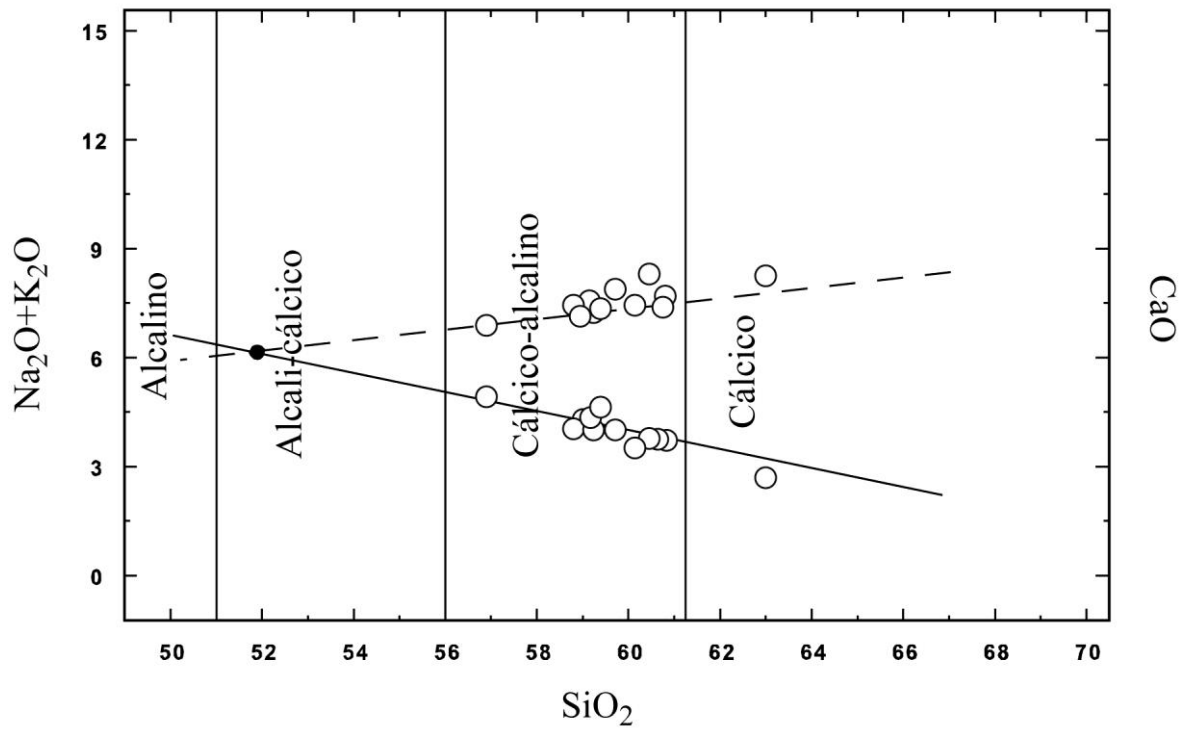


Na classificação no diagrama *TAS* para rochas plutônicas (Cox *et al.*,1979) as amostras ocupam o campo dos sieno-dioritos próximo ao campo dos quartzo-dioritos (Fig. 4), formando um *trend* comum em sequências moderadamente alcalinas saturadas em sílica. Esta mesma afinidade é observada no diagrama *Nb versus Zr/TiO<sub>2</sub>\*0,0001* (Winchester & Floyd, 1977), onde as amostras também ocupam o campo das rochas traquiandesíticas.

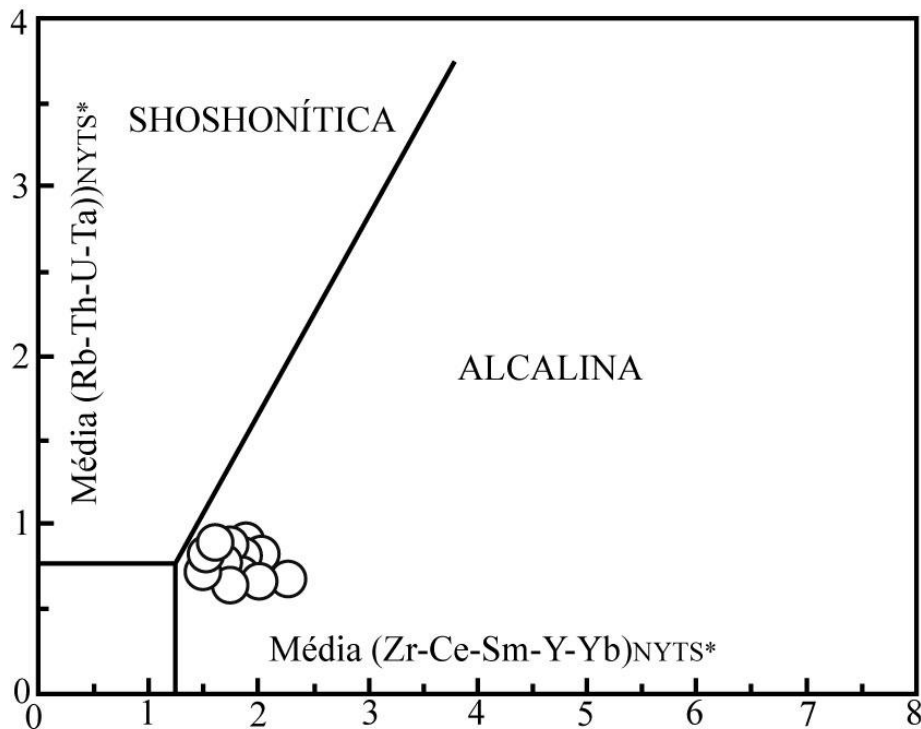


**Figura 4** - Diagrama de classificação *TAS* para rochas plutônicas (Cox *et al.*,1979).

No diagrama de Peacock (1931) as amostras tem um caráter álcali-cálcico tendendo a alcalino, mostrado pela intersecção dos *trends*  $\text{SiO}_2 \times (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  e  $\text{SiO}_2 \times \text{CaO}$  (Fig. 5). A distinção entre as séries alcalinas saturadas em sílica de afinidade sódica e potássica (shoshonítica) usando-se o critério  $\text{Na}_2\text{O} - 2 > \text{K}_2\text{O}$  fica prejudicada devido aos elevados teores de perda ao fogo das amostras estudadas. Como alternativa, utilizou-se o diagrama *sliding normalization* (Liégeois *et al.*, 1998) (Fig. 6), que utiliza a média dos teores de Zr-Ce-Sm-Y-Yb *versus* a média de Rb-Th-U-Ta, ambas normalizadas pelo *NYTS*. Neste diagrama as rochas dioríticas ocupam o campo da série alcalina ou moderadamente alcalina.



**Figura 5** - Diagrama de Peacock (1931), mostrando o caráter alcali-cálcico tendendo a alcalino das rochas dioríticas. A linha pontilhada representa o *trend*  $\text{SiO}_2 \times \text{Álcalis}$  ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) e a linha cheia representa o *trend*  $\text{SiO}_2 \times \text{CaO}$ .



**Figura 6** – Diagrama *sliding normalization* (Liégeois et al., 1998). \*NYTS: Normalization to the Yenchichi-Telabit series.

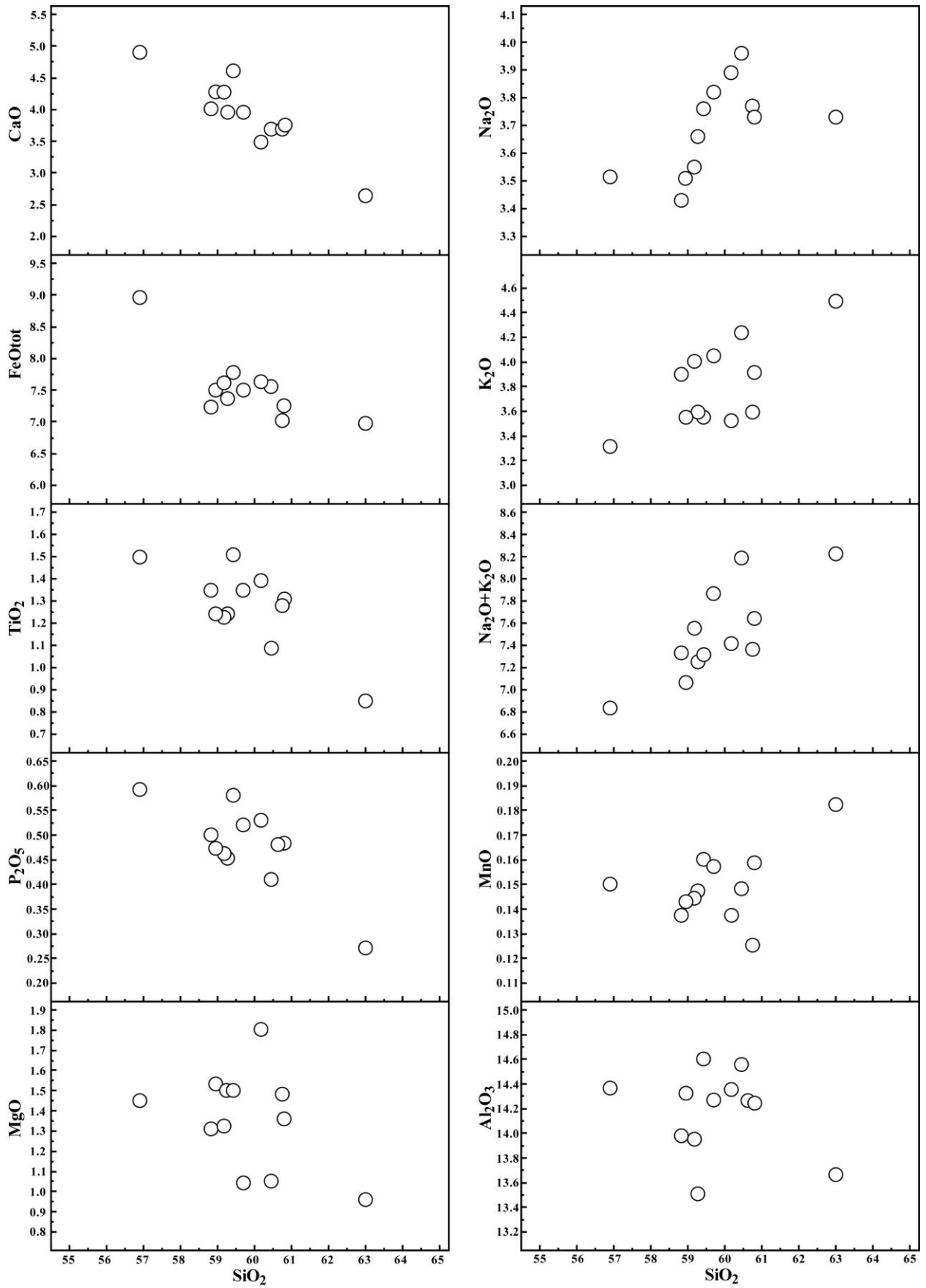
Nos diagramas binários do tipo *Harker* (Fig. 7) os teores de  $\text{SiO}_2$  variam de 56,91% a 63,01%, predominando composições em torno de 59%. Os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  são aproximadamente constantes independentemente do grau de diferenciação, enquanto os

conteúdos FeOt e CaO tem uma tendência de aumentar nas rochas menos diferenciadas. Os teores de MnO (0,12% a 0,18%) apresentam-se aproximadamente constantes independente da diferenciação e o MgO sofre um leve decréscimo em direção as rochas mais diferenciadas. Os teores de álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) crescem com a diferenciação e se aliados aos elevados valores de FeOt em relação a MgO caracterizam estas rochas como de afinidade alcalina sódica. As concentrações de  $\text{TiO}_2$  mostram uma correlação negativa com os teores de  $\text{SiO}_2$ . O  $\text{P}_2\text{O}_5$  decresce com a diferenciação indicando o fracionamento de apatitas.

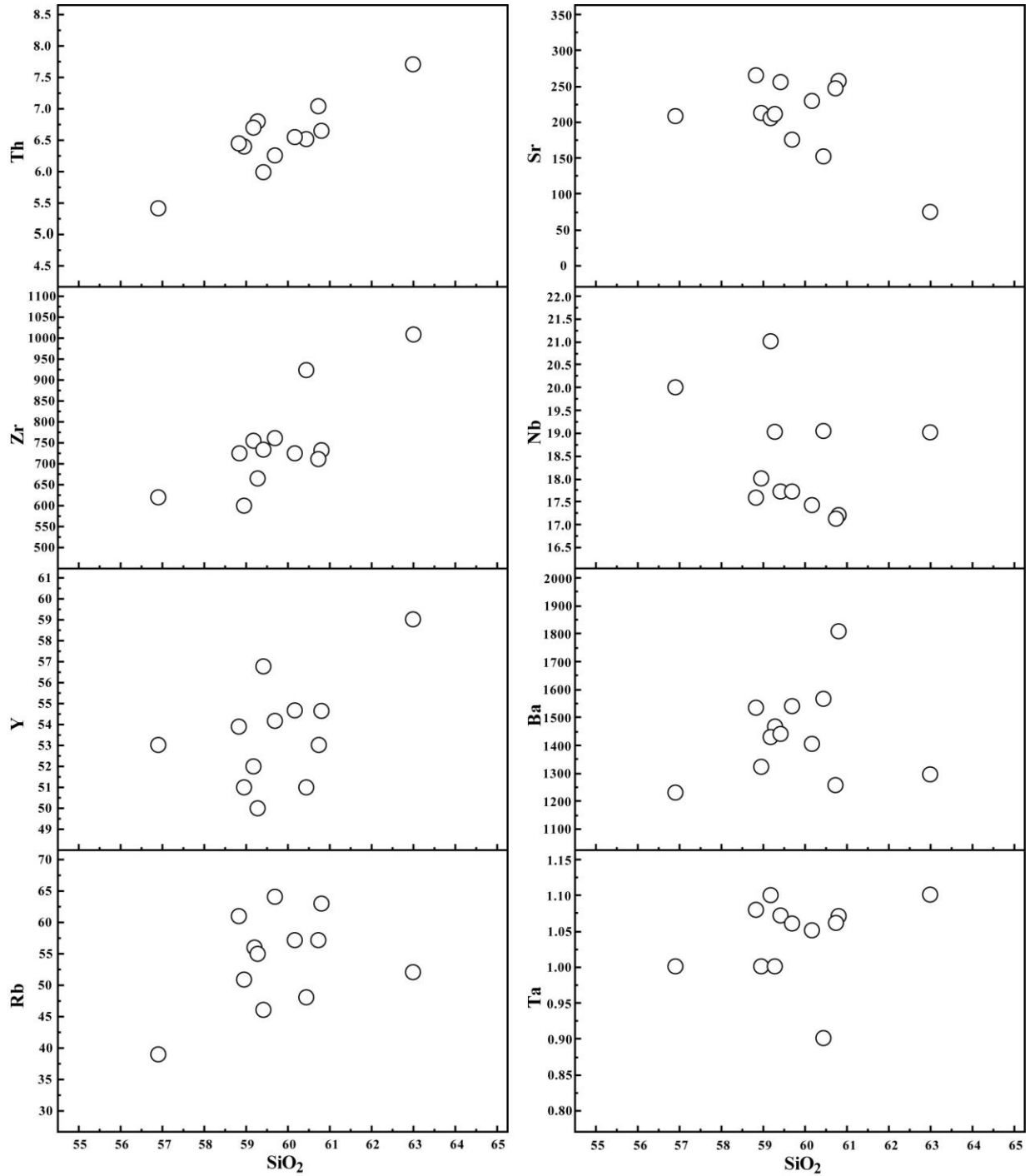
Os valores de Ba são elevados (1228 a 1806 ppm) e demonstram um comportamento incompatível em relação a sílica (Fig. 8). Os dados obtidos para Sr são moderados, entre 74 e 264 ppm e mostram um acentuado decréscimo em direção às rochas mais diferenciadas (Fig. 8). Os teores de Rb variam de 39 a 64 ppm e mostram uma correlação positiva com o índice de diferenciação (Fig. 8). Este comportamento é coerente com o do  $\text{K}_2\text{O}$ , o que sugere menor participação de uma fase potássica na evolução magmática destas rochas. O Zr mostra valores muito elevados e caráter incompatível, com intervalo de 599 a 1006 ppm. Considerações teóricas e dados experimentais indicam que os altos teores de Zr em magmas se devem a maior solubilidade  $\text{Zr}^{+4}$  em líquidos com razões maiores de Na e K sobre os polímeros formados por cátions de Si e Al (Dietrich, 1968; Watson & Harrison, 1983). Logo, em rochas félsicas peralcalinas com enriquecimento de Zr a cristalização de zircão é tardia. O Nb varia de 17 a 21 ppm e mostra uma tendência de correlação negativa, ao contrário do Y que varia entre 50 e 59 ppm e apresenta correlação positiva com o  $\text{SiO}_2$  (Fig. 8).

As rochas dioríticas quando normalizadas pelo padrão *MORB* (Pearce, 1983) apresentam enriquecimento dos elementos entre K e Sm, sendo Sr, Ti, Y e Yb próximo ou abaixo da unidade (Fig. 9a). White & Schilling (1978) interpretam este tipo de padrão geoquímico como relacionado à incompatibilidade dos elementos em relação ao manto lherzolítico, sendo o enriquecimento nos conteúdos de Ba, Th, Ta e Nb comum em magmas alcalinos. A anomalia negativa de Sr apresenta uma tendência de crescer em direção aos termos mais evoluídos e sugere a cristalização fracionada de plagioclásio na evolução deste magmatismo.

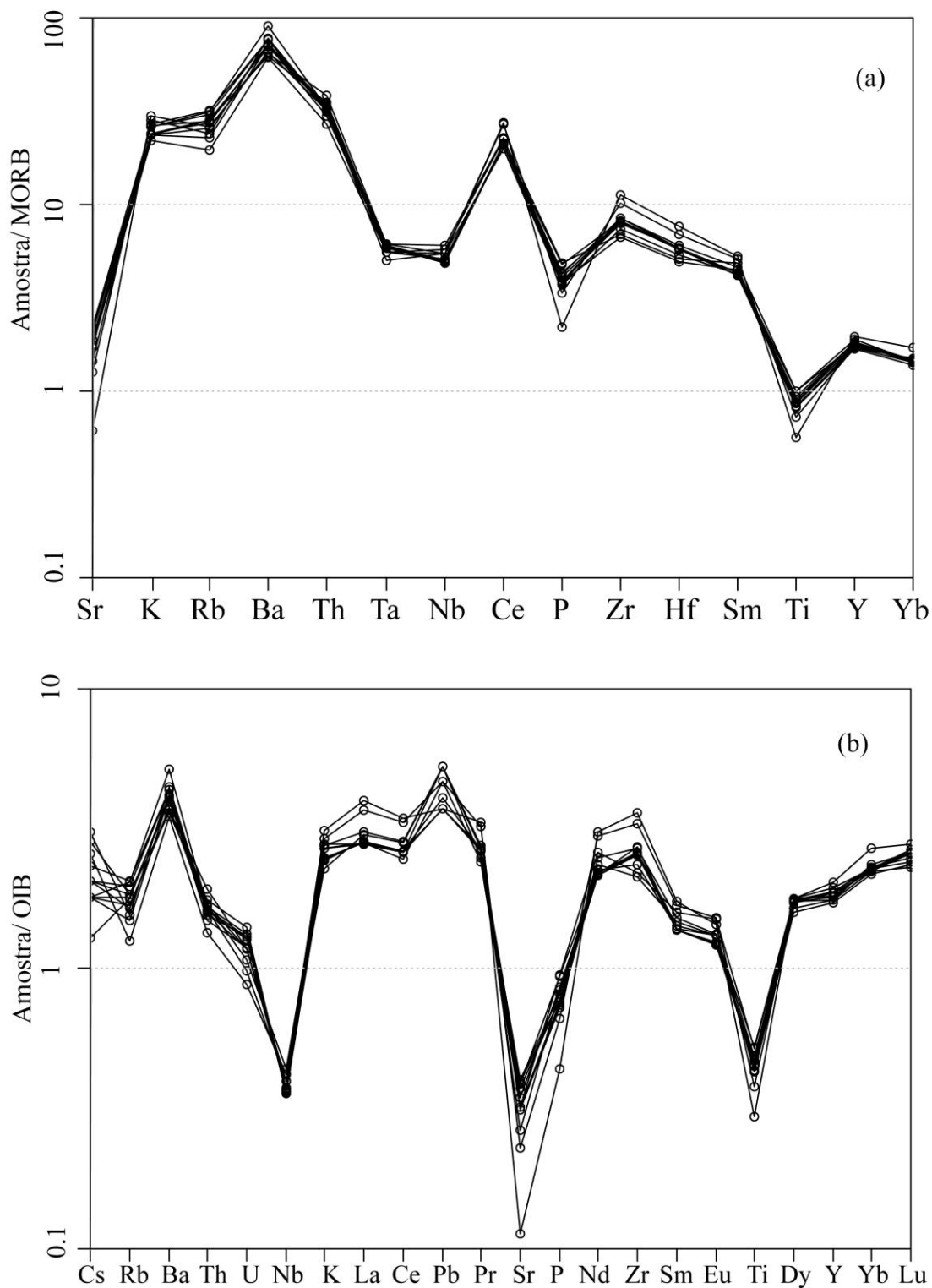
Quando normalizadas pelo padrão *OIB* de Sun & McDonough (1989), as amostras mostram enriquecimento em HFSE e ETR, anomalias negativas de Nb, Sr e Ti e conteúdos elevados de Ba e K em relação a U e Th (Fig. 9b). Este padrão geoquímico sugere que a fonte mantélica deste magmatismo foi modificada pela adição de elementos com baixo potencial iônico por fluidos aquosos. Este padrão geoquímico pode ser interpretado, portanto, como um registro de subducção anterior (Saunders & Tarney, 1979).



**Figura 7** – Diagramas binários dos elementos maiores e somatório de álcalis da intrusão diorítica, utilizando SiO<sub>2</sub> como índice de diferenciação.

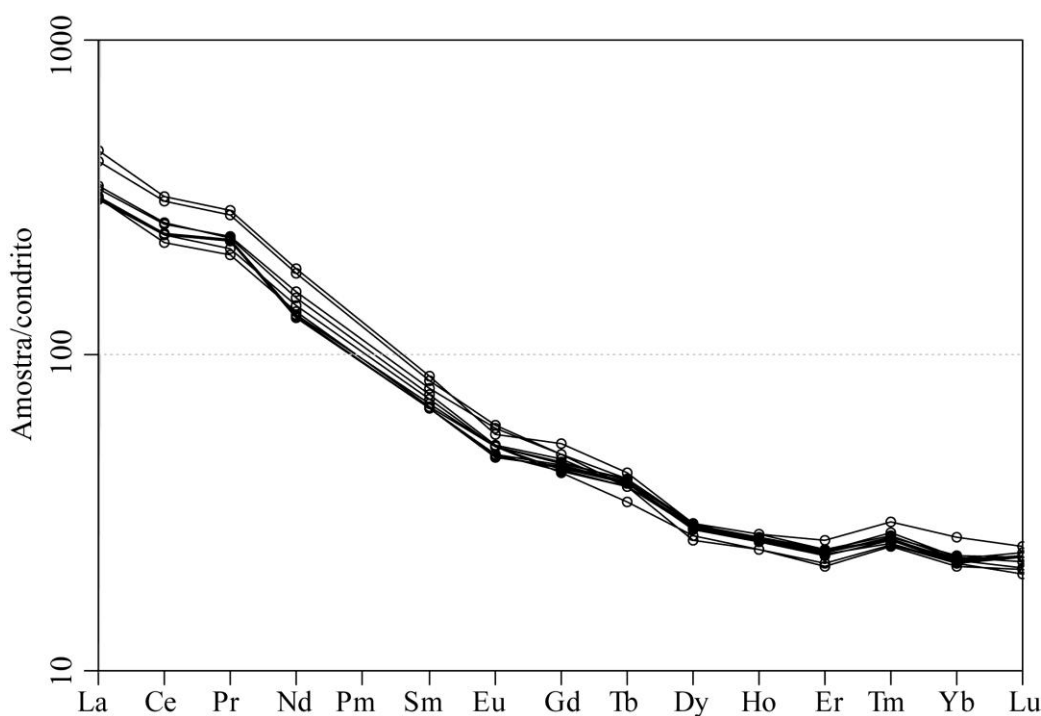


**Figura 8** – Diagramas binários dos elementos traços da intrusão diorítica, utilizando SiO<sub>2</sub> como índice de diferenciação.



**Figura 9** – Diagramas multielementares mostrando o padrão dos elementos traços normalizados: (a) *MORB* (Pearce, 1983) e (b) *OIB* (Sun & McDonough, 1989).

Os padrões dos elementos terras raras (ETR), quando normalizados com o padrão condrítico (Nakamura, 1974), indicam conteúdos elevados destes elementos ( $\Sigma_{ETR} = 475 - 638$ ) e um forte enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP ( $La/Yb = 14 - 18$ ) (Fig. 10). Observa-se um forte fracionamento em ETR leves ( $La_N/Sm_N = 4,3 - 5,2$ ) e um leve fracionamento em ETR pesados ( $Eu_N/Yb_N = 2,1 - 2,6$ ). Anomalias de Eu são discretas, sendo que a razão  $Eu/Eu^*_N$  fica em torno de 0,9.



**Figura 10** – Distribuição dos Elementos Terras Raras das rochas dioríticas normalizadas pelo padrão condrítico (Nakamura, 1974).

Os padrões observados para os ETR e o comportamento dos *LILE* e dos *HFSE*, principalmente os altos teores de Zr e subordinadamente Nb, Y e Ga são típicos de fontes mantélicas enriquecidas e característicos de magmatismo de afinidade alcalina.

### **RELAÇÕES PETROGENÉTICAS DA INTRUSÃO DIORÍTICA COM O MAGMATISMO ALCALINO DA FORMAÇÃO ACAMPAMENTO VELHO**

Na Formação Acampamento Velho predominam os termos ácidos, especialmente riolitos comendíticos e, em menor expressão, termos metaluminosos (Sommer *et al.*, 2006; Wildner *et al.*, 2002). O caráter peralcalino é expresso pelos elevados teores de Zr (Sommer *et al.*, 2005). Os termos menos diferenciados são representados principalmente por basaltos transicionais e hawaitos, além de raros mugearitos.

Sommer *et al.* (2005) caracterizaram o vulcanismo bimodal da Formação Acampamento Velho da série alcalina sódica e saturada em sílica, separando no Platô da Ramada três grupos composicionais: basaltos-riolitos alto-Ti, basaltos-riolitos baixo-Ti e riolitos alto-Nb.

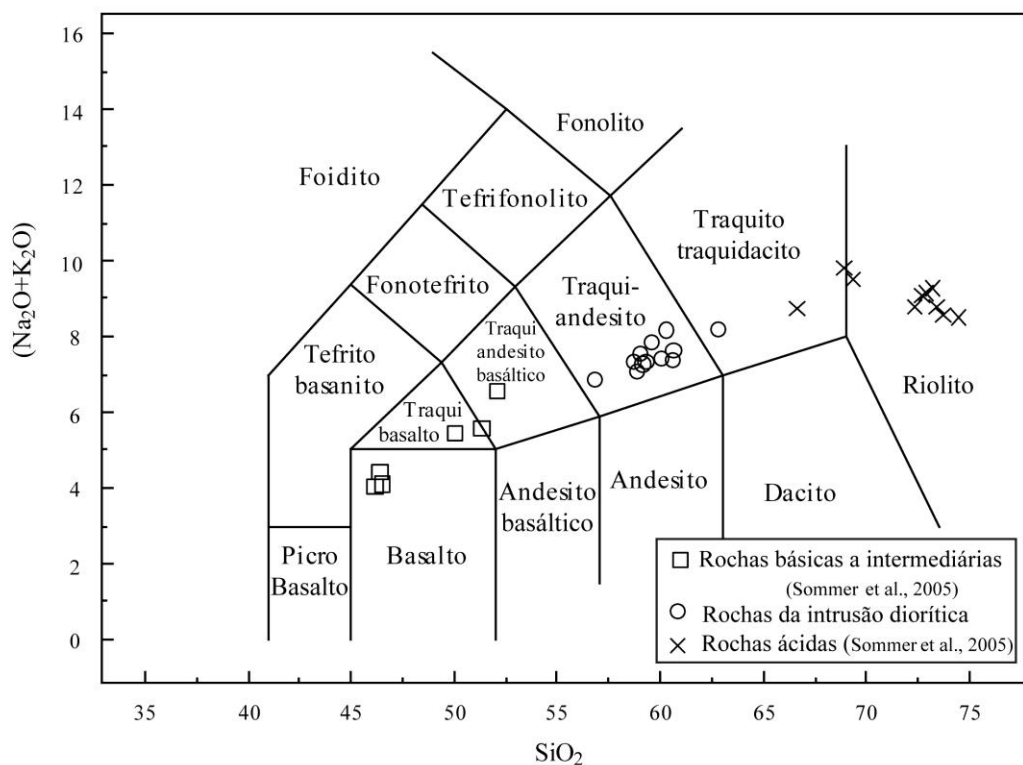
Estes autores sugerem que as rochas básicas baixo-Ti seriam caracterizadas por quantidades inferiores de Ba, Nb, Y, Zr e ETR em relação aos basaltos alto-Ti e que as diferenças composicionais entre os magmas básicos alto e baixo Ti poderiam ser atribuídas a diferentes graus de fusão de um manto litosférico.

Os comenditos baixo Ti são caracterizados por valores mais altos de Rb, Nb e Y e conteúdos mais baixos de Zr, Ce e Sm em relação as rochas ácidas alto Ti. Os riolitos alto-Nb apresentam conteúdos mais baixos de Fe e Ti e mais altos de Nb, Y, Rb e Ta, quando comparados com os outros dois grupos de riolitos. Ambos os tipos mostram conteúdos de Zr típicos de associações alcalinas levemente peralcalinas.

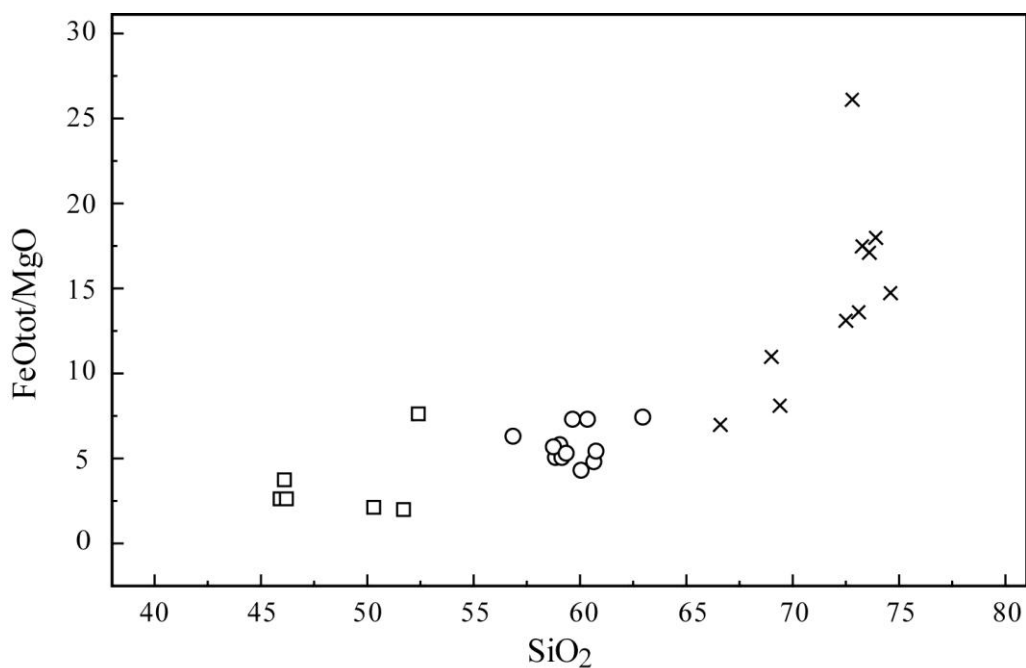
Os riolitos alto Ti possuem um enriquecimento em ETR, principalmente em ETRL, enquanto que as rochas ácidas baixo Ti mostram um padrão mais horizontalizado. Esses padrões são semelhantes aos encontrados nas rochas básicas, sugerindo, portanto, um caráter co-magmático, embora os processos e as relações entre os tipos alto e baixo Ti ainda não sejam completamente entendidos.

Adicionando-se os dados geoquímicos das rochas dioríticas com os das rochas básicas e ácidas do Platô da Ramada, constata-se uma similaridade com o termo composicional básico-ácido alto Ti. No diagrama *TAS* (Le Bas *et al.*, 1986) utilizado para a classificação química de rochas vulcânicas, observa-se que as rochas dioríticas ocupam o campo das rochas traquiandesíticas e preenchem a posição intermediária na composição bimodal do magmatismo Acampamento Velho, evidenciando um *trend* magmático característico de séries moderadamente alcalina sódicas saturadas em sílica (Fig. 11). Deste modo e em termos composicionais, o magmatismo relacionado à Formação Acampamento Velho estende-se desde hawaitos e basaltos até riolitos comendíticos a metaluminosos. Este *trend* magmático também é destacado no diagrama  $\text{FeO}_v/\text{MgO}$  versus  $\text{SiO}_2$  (Fig. 12), onde observa-se um crescimento desta razão com a diferenciação e valores elevados para os termos intermediários e ácidos, normalmente característicos de séries alcalinas.





**Figura 11** – Amostras do corpo diorítico e das rochas da Formação Acampamento Velho no Platô da Ramada plotados no diagrama *TAS* (Le Bas *et al.*, 1986).

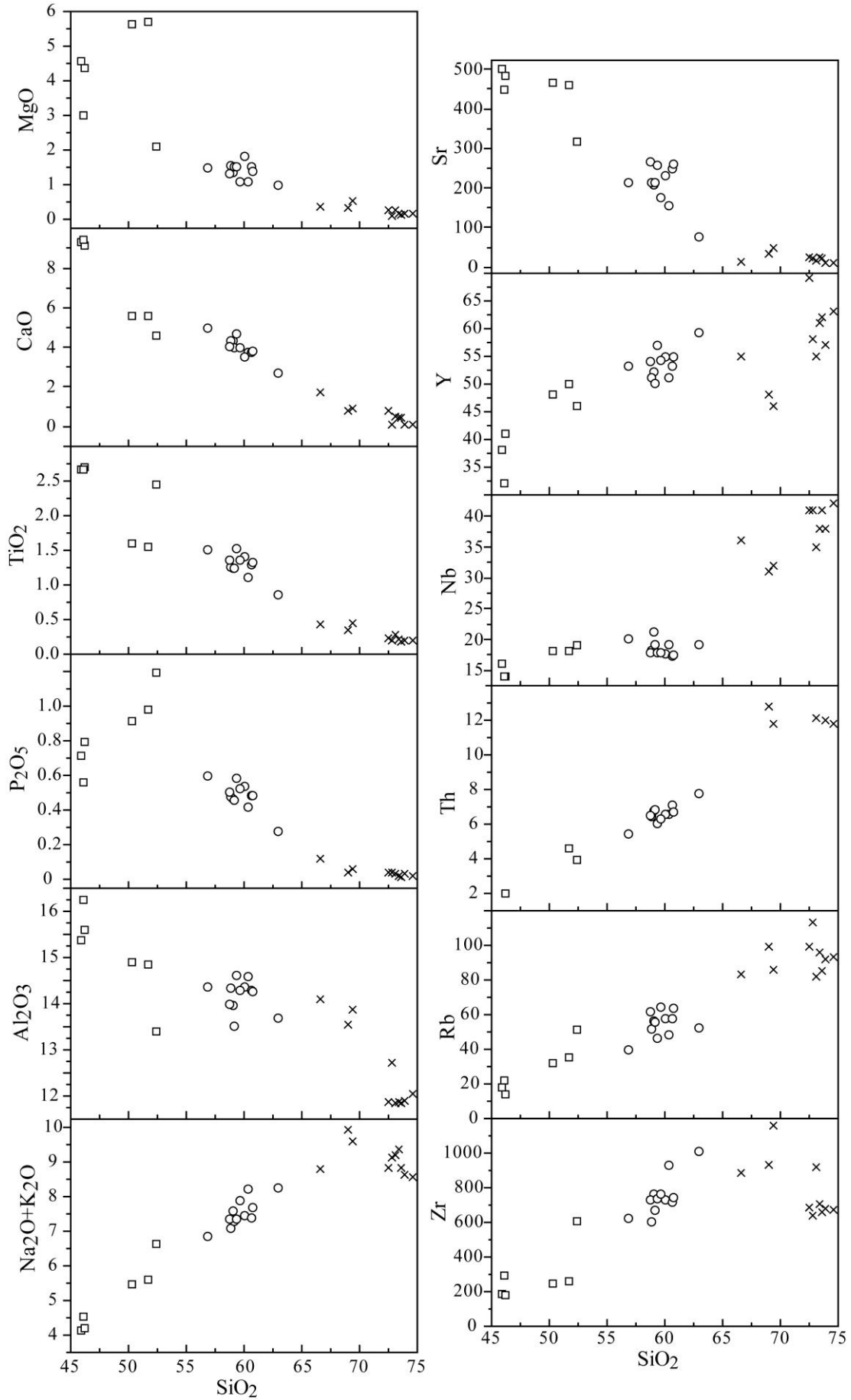


**Figura 12** – Amostras do corpo diorítico e de rochas da Formação Acampamento Velho no diagrama  $\text{FeOt/MgO} \times \text{SiO}_2$ . Legenda como na figura 11.

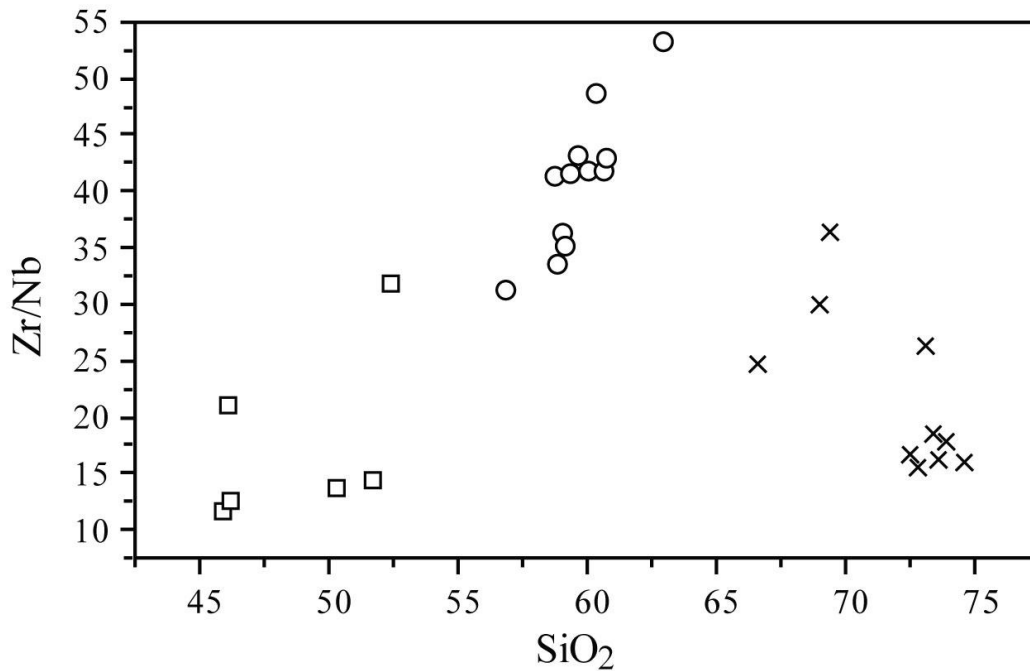
Nos diagramas de variação entre elementos maiores e traços (Fig. 13) *versus* SiO<sub>2</sub> os padrões de diferenciação magmática indicam a cristalização fracionada como processo predominante na evolução do magmatismo da Formação Acampamento Velho no Platô da Ramada.

As correlações negativa de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO<sub>t</sub>, MgO, CaO e TiO<sub>2</sub> e positiva de álcalis em relação a sílica sugerem a cristalização de piroxênio e plagioclásio na etapa evolutiva inicial entre líquidos básicos e intermediários e a formação de feldspatos potássicos na evolução final dos líquidos traquíticos e riolíticos. Este comportamento é coerente com os resultados obtidos com os elementos traços, onde se constata correlações negativas de Sr e positivas de Rb, Y, Zr, Nb e Th. O leve declínio nos teores de Nb nos termos intermediários pode estar refletindo a influência de contaminação crustal nesses líquidos (Wilson *et al.*, 1995) e o forte enriquecimento em Zr, a partir dos termos intermediários, pode ser justificado pela tendência de peralcalinidade do sistema (Leat *et al.*, 1986). A queda nos conteúdos de Zr nos termos mais diferenciados (>70% SiO<sub>2</sub>) reflete o fracionamento de zircão.

As razões entre elementos incompatíveis normalmente são em geral constantes na evolução de líquidos co-magmáticos, sendo esta tendência observada entre as rochas dioríticas e básicas da Formação Acampamento Velho (Fig. 14). O aumento na razão Zr/Nb em direção as rochas intermediárias reflete a diminuição nos teores de Nb, que pode ser reflexo da combinação de processos, envolvendo contaminação crustal e o fracionamento de fases minerais, como titanita e ilmenita (Wilson *et al.*, 1995), ao passo que nos termos ácidos a correlação negativa pode estar refletindo o fracionamento de zircão. As elevadas razões Zr/Nb (>10) podem estar relacionadas a fontes litosféricas modificadas pela subducção, com provável assimilação crustal, típicas de ambientes pós-colisionais ou de margens continentais ativas (Ewart, 1979; Leat *et al.*, 1986; MacDonald, 1974; Sommer *et al.*, 1999, 2005, 2006).



**Figura 13** – Diagramas binários de elementos maiores e traços das rochas da Formação Acampamento Velho e do corpo diorítico no Platô da Ramada, utilizando SiO<sub>2</sub> como índice de diferenciação. Legenda como na figura 11.



**Figura 14** – Diagrama Zr/Nb versus SiO<sub>2</sub> para as amostras dioríticas e vulcânicas básicas e ácidas da Formação Acampamento Velho no Platô da Ramada. Legenda como na figura 11.

#### **Modelamento do magmatismo da Formação Acampamento Velho no Platô da Ramada**

Entre os processos de diferenciação magmática, um dos mais efetivos é a cristalização fracionada. Em geral, a diferenciação entre líquidos magmáticos mais evoluídos (traquitos-riolitos) pode envolver em menor escala a assimilação crustal, conforme destacado por diversos autores (*e.g.* Turner *et al.*, 1992; Wilson, 1989; Ewart, 1979; Chappell & White, 1992).

Na evolução magmática da Formação Acampamento Velho do Platô da Ramada testou-se o processo de cristalização fracionada entre as rochas básicas e intermediárias e entre as rochas intermediárias e ácidas.

Realizou-se um teste para o intervalo de 51,7 a 56,91% de SiO<sub>2</sub>, recalculado para base anidra, correspondendo a uma composição diorítica gerada a partir de um líquido básico. O líquido parental representa uma composição média entre as básicas com maiores teores de MgO da Formação Acampamento Velho e o líquido final uma média das composições dioríticas.

A escolha das fases minerais para o fracionamento fundamentou-se nos estudos petrográficos e as composições das fases minerais foram extraídas de Lima (1995) que descreveu rochas com mineralogia e afinidade geoquímica semelhantes às do corpo diorítico.

Os resultados obtidos são compatíveis com a hipótese de cristalização fracionada, sendo o volume de líquido final diorítico próximo à metade do líquido inicial (Tab. 2). As

percentagens de plagioclásio e das fases máficas sugerem uma composição do líquido primário do tipo olivina basalto (Yoder & Tilley, 1962), com caráter moderadamente alcalino saturado em sílica.

TESTE 1	L <sub>0</sub>	L <sub>1</sub>	Cpx	OI	Ti-mag	Ab	An	F	Δ <sub>0</sub>	Δ <sub>1</sub>	Resíduos Δ <sub>0</sub> - Δ <sub>1</sub>
SiO <sub>2</sub>	53,83	59,89	51,97	37,48	0,00	68,58	44,55	49,46	6,05	5,95	0,11
TiO <sub>2</sub>	1,61	1,57	1,02	0,00	19,36	0,00	0,00	1,46	-0,04	0,06	-0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,45	15,10	2,94	0,00	1,90	19,86	35,25	15,82	-0,35	-0,41	0,06
FeOtot	11,39	9,43	7,54	29,38	77,56	0,03	0,56	13,10	-1,96	-2,09	0,13
MnO	0,18	0,16	0,11	0,00	0,38	0,00	0,00	0,04	-0,02	0,07	-0,09
MgO	5,92	1,53	15,73	32,96	0,80	0,04	0,00	9,26	-4,40	-4,41	0,01
CaO	5,79	5,16	20,24	0,18	0,00	0,00	18,79	6,39	-0,63	-0,70	0,07
Na <sub>2</sub> O	4,11	3,69	0,42	0,00	0,00	11,19	0,80	4,37	-0,42	-0,39	-0,04
K <sub>2</sub> O	1,71	3,48	0,02	0,00	0,00	0,29	0,05	0,12	1,78	1,92	-0,14
<b>Soma dos quadrados dos resíduos:</b>									0,07		
<b>Fases fracionadas (%)</b> :			-5,81	-13,11	-3,99	-21,11	-12,98				
Fases fracionadas (100%):			10,2	22,99	7,01	37,03	22,77				
Fases adicionadas (100%):			0	0	0	0	0				
<b>Fases subtraídas (100%):</b>			10,2	22,99	7,01	37,03	22,77				
<b>Total fracionado (%)</b> :			57,01								

**Tabela 2** – Cálculo de balanço de massas para elementos maiores, envolvendo líquidos básicos e intermediários da Formação Acampamento Velho. Análises recalculadas para 100%. Legenda: L<sub>0</sub> = líquido inicial; L<sub>1</sub> = líquido final; F = composição do fracionado; Δ<sub>0</sub> = diferença observada entre magmas; Δ<sub>1</sub> = diferença calculada entre magmas. As composições das fases minerais foram obtidas a partir do trabalho de Lima (1995).

Em um segundo teste (Tab. 3) utilizou-se o intervalo de 56,91 % de SiO<sub>2</sub>, (composição do líquido final do teste anterior) até 63,01 % de SiO<sub>2</sub>, representando uma evolução de um líquido diorítico para uma composição traquítica. Os dados e resultados apresentados na tabela 3 indicam um baixo somatório do quadrado dos resíduos (<1), com a extração de plagioclásio e titanomagnetita do líquido parental diorítico. A extração de 25,12% na condição de fracionado, ou seja, de ¼ do volume inicial, seria suficiente para originar a composição traquítica.

TESTE 2	L <sub>0</sub>	L <sub>1</sub>	Cpx	Ti-mag	An	Ab	F	Δ <sub>0</sub>	Δ <sub>1</sub>	Resíduos Δ <sub>0</sub> - Δ <sub>1</sub>
SiO <sub>2</sub>	59,89	65,31	51,97	0,00	44,55	68,58	43,53	5,43	5,46	-0,04
TiO <sub>2</sub>	1,57	0,88	1,02	19,36	0,00	0,00	3,70	-0,69	-0,71	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,10	14,16	2,94	1,90	35,25	19,86	18,23	-0,94	-1,02	0,08
FeOtot	9,43	7,22	7,54	77,56	0,56	0,03	15,87	-2,20	-2,17	-0,04
MnO	0,16	0,19	0,11	0,38	0,00	0,00	0,10	0,03	0,02	0,01
MgO	1,53	1,00	15,73	0,80	0,00	0,04	3,94	-0,53	-0,74	0,21
CaO	5,16	2,73	20,24	0,00	18,79	0,00	11,76	-2,43	-2,27	-0,17
Na <sub>2</sub> O	3,69	3,87	0,42	0,00	0,80	11,19	2,79	0,17	0,27	-0,10
K <sub>2</sub> O	3,48	4,65	0,02	0,00	0,05	0,29	0,09	1,17	1,15	0,03
<b>Soma dos quadrados dos resíduos:</b>										0,09
<b>Fases fracionadas (%)</b> :			-6,04	-4,48	-9,2	-5,38				
Fases fracionadas (100%):			24,06	17,85	36,66	21,44				
Fases adicionadas (100%):			0	0	0	0				
<b>Fases subtraídas (100%):</b>			24,06	17,85	36,66	21,44				
<b>Total fracionado (%)</b> :			25,09							

**Tabela 3** – Cálculo de balanço de massas para elementos maiores, envolvendo líquidos intermediários e traquíticos da Formação Acampamento Velho. Análises recalculadas para 100%. Legenda como na tabela 2. As composições das fases minerais foram obtidas a partir do trabalho de Lima (1995).

Após, utilizou-se o intervalo de 63,01 % de SiO<sub>2</sub>, (composição do líquido final do segundo teste) até 72,52% de SiO<sub>2</sub>, representando a evolução de um líquido traquítico para uma composição riolítica. Os dados e resultados apresentados na tabela 4 indicam um baixo somatório do quadrado dos resíduos (<1), sugerindo que a extração de plagioclásio clinopiroxênio, titanomagnetita, e feldspato potássico no líquido parental traquítico poderia explicar a composição ácida escolhida como representativa da Formação Acampamento Velho no Platô da Ramada. A extração de 38,85% na condição de fracionamento seria suficiente para originar a composição ácida.

TESTE 3	L <sub>0</sub>	L <sub>1</sub>	K-feld	Ab	An	Px	Ti-mag	F	Δ <sub>0</sub>	Δ <sub>1</sub>	Resíduos Δ <sub>0</sub> - Δ <sub>1</sub>
SiO <sub>2</sub>	65,31	74,17	64,86	68,58	44,55	51,97	0,00	49,49	8,86	8,87	-0,02
TiO <sub>2</sub>	0,88	0,27	0,05	0,00	0,00	1,02	19,36	3,25	-0,60	-1,07	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,16	12,00	19,29	19,86	35,25	2,94	1,90	17,91	-2,16	-2,12	-0,04
FeOtot	7,22	3,43	0,00	0,03	0,56	7,54	77,56	13,58	-3,80	-3,65	-0,15
MnO	0,19	0,08	0,12	0,00	0,00	0,11	0,38	0,10	-0,11	-0,01	-0,10
MgO	1,00	0,25	0,04	0,04	0,00	15,73	0,80	2,23	-0,74	-0,71	-0,03
CaO	2,73	0,47	0,01	0,00	18,79	20,24	0,00	6,69	-2,26	-2,24	-0,02
Na <sub>2</sub> O	3,87	3,94	0,35	11,19	0,80	0,42	0,00	3,56	0,07	0,13	-0,07
K <sub>2</sub> O	4,65	5,40	15,28	0,29	0,05	0,02	0,00	3,19	0,74	0,80	-0,05
<b>Soma dos quadrados dos resíduos:</b>											0,2611
<b>Fases fracionadas (%)</b> :			-7,26	-10,49	-7,67	-4,76	-5,77				
Fases fracionadas (100%):			20,2	29,18	21,34	13,24	16,05				
Fases adicionadas (100%):			0	0	0	0	0				
<b>Fases subtraídas (100%)</b> :			20,2	29,18	21,34	13,24	16,05				
<b>Total fracionado (%)</b> :			35,95								

**Tabela 4** – Cálculo de balanço de massas para elementos maiores, envolvendo líquidos intermediários e ácidos da Formação Acampamento Velho. Análises recalculadas para 100%. Legenda como na tabela 2. As composições das fases minerais foram obtidas a partir do trabalho de Lima (1995).

A partir dos dados de balanço de massa realizou-se o modelamento com elementos traços, utilizando-se o software NEWPET, conforme metodologia descrita anteriormente. Os resultados são apresentados na tabela 5. A diferença entre os dados calculados e observados deve-se, provavelmente, a uma variação entre os valores de coeficientes de partição ( $K_d$ ) utilizados pelo programa e os reais obtidos através da análise química de cada fase mineral das rochas em questão.

<b>Teste 1:</b>	<b>líquidos básicos - intermediários</b>
-----------------	--

L <sub>0</sub> : SiO <sub>2</sub> =	51,70%	Minerais fracionados:	OLIV	23%	Total Fracionado: 57%
L <sub>1</sub> : SiO <sub>2</sub> =	56,91%		CPX	10%	
			PLAG	60%	
			MAG	7%	

Concentração (ppm)		La	Nd	Yb	Rb	Sr	Ba	Y	Nb	Zr	Th
L <sub>0</sub>		58	52	4	35	458	933	50	18	259	4,6
L <sub>1</sub>		112	99,9	5	39	210	1228	53	20	619	5,4
Calculada											
% Frac											
20		70,7	64,2	4,9	43,2	449,2	1130,9	61,8	22,3	321,9	5,7
30		79,7	72,8	5,6	48,9	444,0	1268,8	70,2	25,4	366,7	6,6
40		91,4	84,1	6,5	56,6	438,1	1449,1	81,2	29,5	426,1	7,6
50		107,5	99,9	7,7	67,1	431,3	1695,6	96,6	35,1	508,9	9,2
60		131,1	123,3	9,5	82,8	423,0	2055,2	119,4	43,6	632,6	11,4

<b>Teste 2:</b>	<b>líquidos intermediários - traquíticos</b>
-----------------	--

L <sub>0</sub> : SiO <sub>2</sub> =	56,91%	Minerais fracionados:	CPX	24%	Total fracionado: 25%
L <sub>1</sub> : SiO <sub>2</sub> =	63,01%		PLAG	58%	
			MAG	18%	

Concentração (ppm)		La	Nd	Yb	Rb	Sr	Ba	Y	Nb	Zr	Th
L <sub>0</sub>		112	99,9	5	39	210	1228	53	20	619	5,4
L <sub>1</sub>		148	119	5,8	52	74	1293	59	19	750	7,7
Calculada											
% Frac											
20		129,3	110,5	5,5	48,4	144,5	1464,3	56,4	22,9	739,6	6,7
30		140,8	117,4	5,9	55,1	115,5	1627,0	58,6	24,8	822,8	7,7
40		155,5	125,9	6,3	64,0	89,2	1837,3	61,2	27,2	930,5	9,0
50		174,8	136,8	6,8	76,3	65,7	2121,5	64,4	30,3	1076,2	10,8
60		201,7	151,4	7,5	94,7	45,2	2529,8	68,6	34,6	1286,0	13,4



Teste 3:		líquidos traquíticos-riolíticos								
L <sub>0</sub> : SiO <sub>2</sub> =	63,01%	Minerais fracionados:			MAG	14%	Total fracionado: 36%			
L <sub>1</sub> : SiO <sub>2</sub> =	73,12%				K - F	23%				
					CPX	13%				
					ZIRC	2%				
					PLAG	48%				
Concentração (ppm)										
	La	Nd	Yb	Rb	Sr	Ba	Y	Nb	Zr	Th
L <sub>0</sub>	148	119	5,8	52	74	1293	59	19	750	7,7
L <sub>1</sub>	173	131	5,9	82	15	300	55	35	914	12,10
Calculada										
%Frac										
20	171,6	135,5	1,7	63,5	35,1	1137,7	66,7	22,3	908,1	8,6
30	187,5	146,5	0,9	71,5	22,5	1053,8	71,8	24,5	1018,2	9,7
40	207,7	160,2	0,4	82,0	13,4	964,7	78,2	27,3	1161,9	11,2
50	234,4	178,1	0,2	96,5	7,3	868,9	86,5	31,1	1358,5	13,3

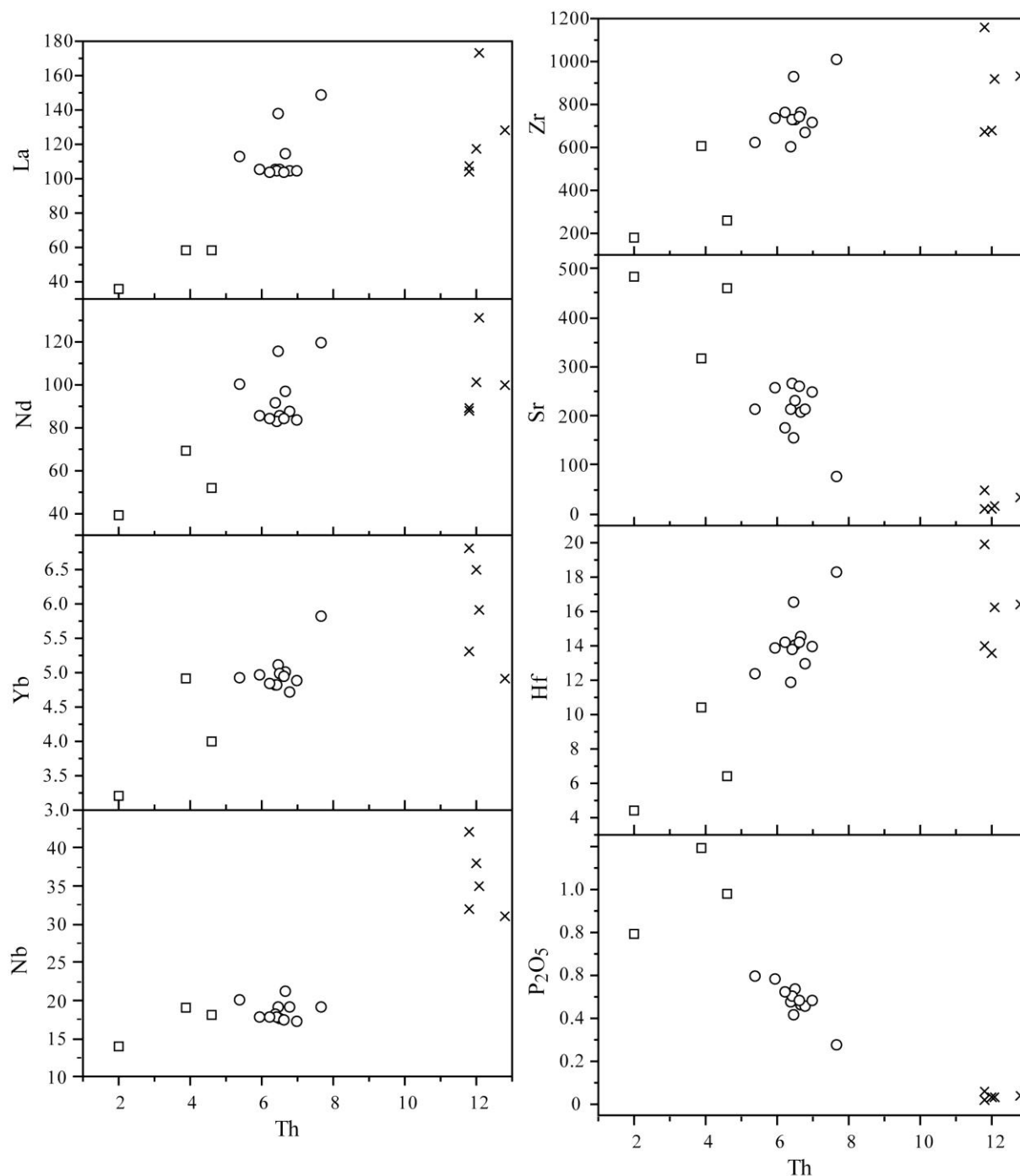
**Tabela 5** - Hipótese de cristalização fracionada testada através do modelamento de elementos traço. Os intervalos geoquímicos, a proporção de líquido fracionada, bem como das fases minerais utilizadas foram obtidas a partir do modelamento de elementos maiores (Tabelas 2, 3 e 4). Os campos preenchidos em cinza correspondem ao intervalo calculado para o fracionado.

Os dados obtidos aproximam-se daqueles apresentados por Sommer *et al.* (1999) no modelamento realizado para as rochas traquíticas e riolíticas da Formação Acampamento Velho no Platô do Taquarembó, com a utilização de elementos maiores e traços. Estes autores sugerem que a evolução do magmatismo ácido alcalino do Platô do Taquarembó estaria vinculada, principalmente, a processos de cristalização fracionada, associados possivelmente, a mecanismos de assimilação crustal.

Como método alternativo para confrontar os dados obtidos no modelamento utilizando elementos traços para testar a hipótese de cristalização fracionada em líquidos cogenéticos, alguns autores têm utilizado diagramas de variação com elementos traços altamente incompatíveis como índice de diferenciação (*e. g.* Allègre *et al.*, 1977; Wilson *et al.*, 1995). Este método é baseado na premissa de que em sistemas onde o coeficiente de distribuição global (D)

é constante, o *trend* da cristalização fracionada tende a ser representado por uma reta, cuja declividade corresponderá à razão entre os Ds dos elementos-traço em questão. Mesmo reconhecendo que em processos onde haja maior participação de assimilação crustal a situação seja mais complexa (*e.g.* Wyers & Barton, 1987), inflexões serão observadas nesta reta somente em casos onde a participação da assimilação seja mais acentuada (Defant & Nielsen, 1990).

A figura 15 mostra diagramas de variação entre alguns elementos-traço em relação ao índice de diferenciação altamente incompatível representado pelo Th. De um modo geral, os *trends* observados na maioria dos elementos são compatíveis com mecanismos de cristalização fracionada, corroborando os dados apresentados nos modelamentos anteriores. Constatam-se dois estágios na evolução do magmatismo da Formação Acampamento Velho. Em um primeiro momento, se observa forte incompatibilidade da maioria dos elementos-traço durante a evolução dos líquidos básico – intermediários, com exceção do Sr e do P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> que mostram acentuada compatibilidade, evidenciando o fracionamento de feldspatos e apatita ao longo de todos os estágios da diferenciação magmática. Em um segundo momento, durante a evolução dos termos mais diferenciados, todos os elementos assumem um forte caráter compatível, comum em sistemas riolíticos devido à saturação e o consequente fracionamento de minerais acessórios como zircão, alanita e titanita. O Nb apresenta algumas diferenças em relação aos demais elementos-traço e ETR. Nota-se uma leve compatibilidade nos termos básico-intermediários, mas este caráter é modificado ainda durante a evolução das rochas dioríticas (Fig. 8), onde observa-se uma incompatibilidade deste elemento com a diferenciação, causando um *gap* composicional em direção as rochas mais evoluídas, o que segundo alguns autores (*e.g.* Wilson *et al.*, 1995) poderia sugerir a combinação de processos, envolvendo assimilação crustal e fracionamento de fases minerais.



**Figura 15** – Rochas básicas e ácidas da Formação Acampamento Velho e da intrusão diorítica do Platô da Ramada plotadas em diagramas de variação entre alguns elementos traços incompatíveis e o Th como índice de diferenciação. Legenda como na figura 11.

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

Petrograficamente os litotipos estudados estão reunidos em um corpo hibásissal constituído por dioritos, quartzo-dioritos, monzodioritos e quartzo-monzodioritos no sistema QAPF (Streckeisen, 1978), intrusivo nos depósitos ignimbríticos da Formação Acampamento Velho na porção sul do Platô da Ramada.

As rochas dioríticas são moderadamente alcalinas e saturadas em sílica e vinculadas a série alcalina no diagrama *sliding normalization* (Liégeois *et al.*, 1998), com caráter metaluminoso a peralcalino. Rochas com teores de Zr semelhantes aos dos dioritos ocorrem também na Suíte Intrusiva Saibro (Quartzo Monzonito Tuna) e foram descritas por Gastal *et al.* (1992) que as interpretaram como rochas de composição metaluminosa, com forte afinidade alcalina.

Os padrões observados para os ETR, *LILs HFSE* e os altos teores de Zr e, subordinadamente, Nb, Y e Ga são típicos de fontes mantélicas modificadas e característicos de magmatismo de afinidade alcalina.

A geoquímica dos elementos maiores, traços e ETR das rochas dioríticas do Platô da Ramada permitiu correlacioná-las ao magmatismo da Formação Acampamento Velho nesta região, principalmente aos termos básico-ácidos alto Ti definidos por Sommer *et al.* (2005). As composições obtidas preenchem a lacuna entre os pólos básico e ácido da Formação Acampamento Velho, porém não foram identificados andesitos nesta formação.

A origem e evolução de magmas alcalinos enriquecidos em sílica são normalmente complexos e diversos mecanismos têm sido propostos. Segundo Barth (1945) a assimilação de rochas crustais por um magma alcalino de origem mantélica poderia produzir um derivado sienítico que, por fracionamento, originaria uma composição riolítica. Outros autores admitem a fusão crustal (Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987; Bailey, 1974) para a geração de magmas alcalinos, no qual estes seriam derivados da fusão da crosta inferior sob a influência de voláteis de origem mantélica. Riolitos peralcalinos, segundo outros autores (*e.g.* Philpotts, 1976; Eby, 1979), são gerados por imiscibilidade de líquidos em pequena escala, em magmas basálticos. Shaw *et al.* (1976) e Hildreth (1979) sugerem que a origem de variações químicas em alguns magmas riolíticos alcalinos estaria relacionada a difusão termogravitacional no estado líquido. A geração de líquidos riolíticos residuais produzidos pelo fracionamento de magmas alcalinos de origem mantélica tem sido proposto por Loiselle & Wones (1979) e Collins *et al.* (1982). A fusão parcial de alta temperatura, diretamente a partir de uma fonte crustal empobrecida, do tipo I, também poderia formar magmas alcalinos (Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987).

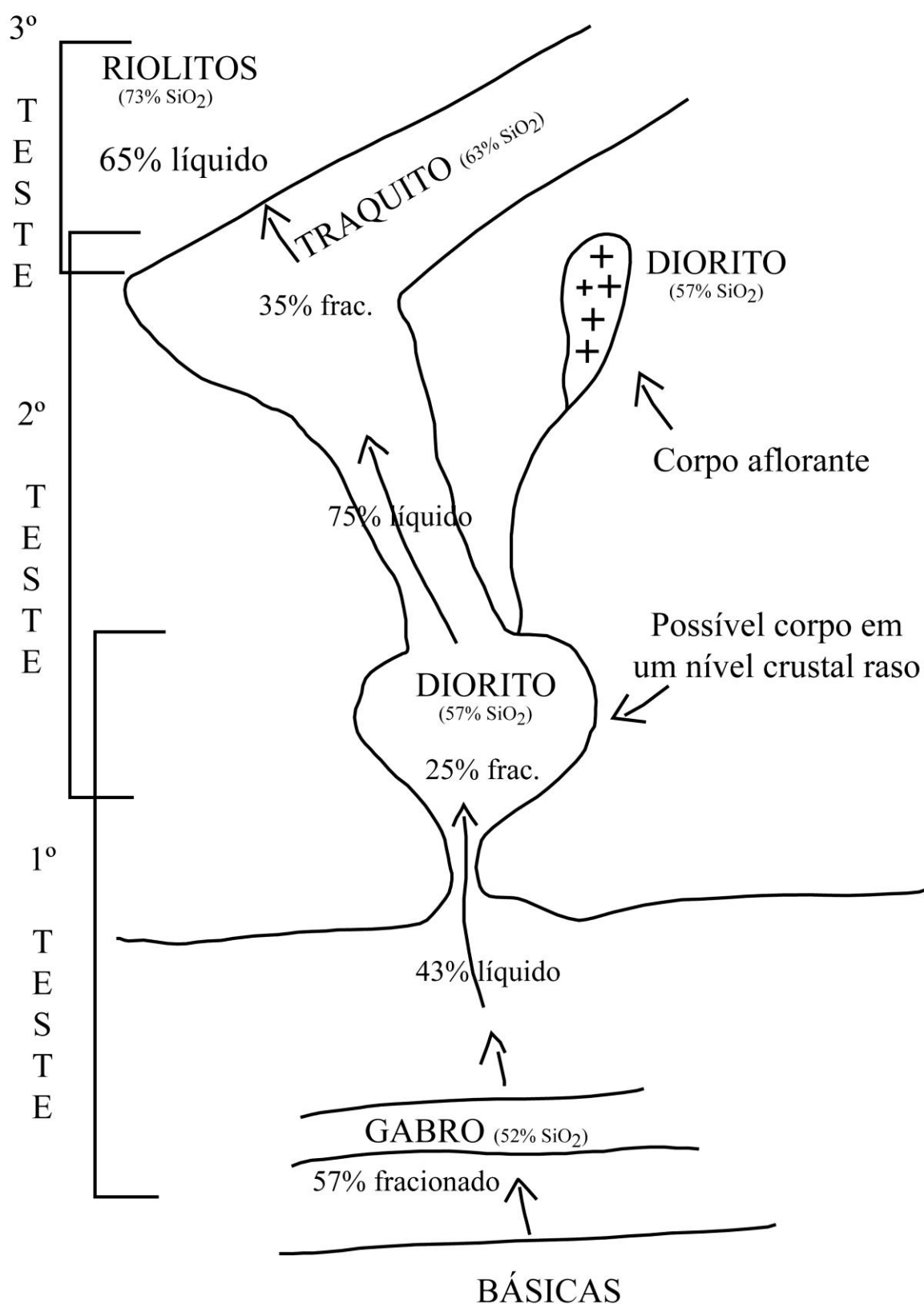
A hipótese de cristalização fracionada é defendida por Wilson (1989), em combinação com um processo de contaminação crustal, como o maior responsável pela evolução de magmas alcalinos altamente diferenciados de basaltos transicionais ou moderadamente alcalinos. Esta hipótese tem sustentação também em dados de elementos traços e isótopos radiogênicos obtidos em várias associações alcalinas vinculadas a um magmatismo típico de riftes continentais (*e.g.* Price *et al.*, 1985). Turner *et al.* (1992) sugerem que o principal

processo de formação de magmas graníticos alcalinos seria a diferenciação a partir de magmas basálticos, por processos de cristalização fracionada, acompanhada frequentemente de assimilação crustal.

A evolução do magmatismo alcalino da Formação Acampamento Velho no Platô da Ramada pode ser explicada, principalmente, por processos de cristalização fracionada que podem ter envolvido três etapas principais (Fig. 16). Na primeira, a diferenciação de um magma básico ( $\text{SiO}_2 \pm 52\%$ ), onde 57% do líquido inicial cristalizaria olivina, piroxênio, titanomagnetita e plagioclásio, gerando um líquido traquiandesítico ( $\text{SiO}_2 \pm 57\%$ ). Após esta fase, a diferenciação do magma intermediário obtido fracionaria cerca de 25% (piroxênio, titanomagnetita e plagioclásio), gerando um líquido final traquítico ( $\text{SiO}_2 \pm 63\%$ ). Em uma última etapa, a diferenciação do magma traquítico residual geraria os riolíticos ( $\text{SiO}_2 \pm 73\%$ ), com o fracionamento de feldspato potássico, plagioclásio, piroxênio e titanomagnetita.

Sugere-se que o processo de diferenciação magmática por cristalização fracionada possa explicar a variedade litológica observada no Platô da Ramada relativa à evolução de parte do magmatismo alcalino sódico da Formação Acampamento Velho. No entanto, face ao grande volume de rochas riolíticas alta-sílica observado nesta unidade e, principalmente, a complexidade que envolve a geração e a evolução destes líquidos, é forte a possibilidade de que tenham ocorrido processos de cristalização fracionada associados possivelmente a mecanismos de assimilação crustal, como sugerido por Sommer *et al.* (1999).

A identificação e a caracterização de rochas intermediárias relacionadas à Formação Acampamento Velho no Platô da Ramada indicam, portanto, que o magmatismo evoluiu desde composições básicas até ácidas. Entretanto, a bimodalidade do vulcanismo permanece devida a ausência de lavas andesíticas, o que pode ser atribuída a uma “barreira de densidade” (*e. g.* Baker, 1968; Bonnefoi *et al.*, 1995) gerada pela diferenciação dos líquidos básicos para intermediários enriquecidos em FeO, que, por esta razão, estacionariam nos níveis crustais rasos.



**Figura 16** – Modelo proposto para a evolução do magmatismo da Formação Acampamento Velho no Platô da Ramada, a partir dos dados obtidos nos modelamentos matemáticos.

## **Agradecimentos**

Ao CNPq e a FAPERGS pelos auxílios de pesquisa e bolsas de mestrado e produtividade de pesquisa (bolsa de mestrado processo nº 132465/2009-4) (CNPq: 470641/2008-8; 303584/2009-2; 470488/2010-7; FAPERGS: 10/005940; PRONEX: 10/0045-6). Ao PPGGEO e IGEO-UFRGS pela infra-estrutura e logística.

## **Referências**

- Allègre C.J., Treuil M., Minster J.F., Minster B. & Albarède F. 1977. Systematic use of trace element in igneous process. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **60**: 57-75.
- Almeida D.P.M., Zerfass H., Basei M. A., Petry K. & Gomes C. H. 2002. The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package: Geochemical and Stratigraphic Studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra de Santa Bárbara (Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, RS – Brazil). *Gondwana Research*, **5** (3):721-733.
- Bailey D.K. 1974. Continental rifting and alkiline magmatism. In: Sorensen, H. (Ed.). *The alkaline rocks*. Chichester: Wiley, p.:148-159.
- Baker I. 1968. Intermediate oceanic volcanic rocks and the Daly Gap. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **4**:103-106.
- Barth T.F.H. 1945. Studies of the igneous rock complex of the Oslo region II. Systematic petrography of the plutonic rocks. *Skrifter ardet Norske Videnskaps - Akademi, Oslo Matematisk- Naturviden-skapelig klasse*, 1-104.
- Bonnefoi C.C., Provost A., & Albarede F., 1995. The ‘Daly gap’ as a magmatic catastrophe. *Nature*, **378**:270–272.
- Bowen N.L. 1928. *The evolution of Igneous Rocks*. Princeton: Princeton University Press, 344pp.
- Chappel B.W. & White A.J.R. 1992. I- and S-type granites in the Lachan fold belt. *Special Paper Geological Society of America*, **272**:1-26.
- Collins W.J., Beams S.D., White J.R. & Chappell B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **80**:189-200.
- Cox K.G., Bell J. D. & Pankhurst R. J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. London: Allen & Unwin Publ, 450 pp.
- Defant M.J. & Nielsen R.L. 1990. Interpretation of open system petrogenetic processes: Phase equilibria constraints on magma evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **54**:87–102.
- Dietrich R.V. 1968. Behaviour of zirconium in certain artificial magmas under diverse P-T conditions. *Lithos*, **1**:20-29.

- Eby G.N. 1979. Mount Johnson, Quebec: An example of silicate liquid immiscibility? *Geology*, **7**:491-494.
- Ewart A. 1979. A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. In: Baker, F. (Ed.). *Trondhjemites, dacites and related rocks*. The Hague: Elsevier, p.: 113-121.
- Gastal M.C.P., Schmitt R. S. & Nardi, L. V. S. 1992. Granitóides da parte centro-sudoeste do Escudo Sul-rio-grandense: Novos dados e discussão sobre a gênese e tipologia do magmatismo alcalino. *Pesquisas*, **19**(2):174-182.
- Hildreth W. 1979. The Bishop Tuff: evidence for the origin of compositional zonation in silic magma chambers. *Geological Society of America Special Paper*, **180**:43-74.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A. & Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, **27**:745-750.
- Le Maitre R.W. 2002. Igneous rocks: a classification and glossary of terms. In: *Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematic of Igneous Rocks*. Cambridge: Cambridge University Press, 252 pp.
- Leat P.T., Jackson S.E., Thorpe R.S. & Stillman C.J. 1986. Geochemistry of bimodal basalt - subalkaline/peralkaline rhyolite provinces within the Southern British Caledonides. *Journal of Geological Society*, **143**:259-273.
- Leinz V., Barbosa A.F. & Teixeira E.A., 1941. Mapa geológico Caçapava - Lavras. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral*. Secretaria da Agricultura, Indústria e Comércio do Rio Grande do Sul, n. 90, p. 1-39.
- Liégeois J.P. 1998. Preface – Some words on post-collisional magmatism. *Lithos*, **45**:15-17.
- Lima E.F. 1995. Petrologia das rochas vulcânicas e hipabissais da associação shoshonítica de Lavras do Sul, RS. Tese de doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 339 p.
- Loiselle M.C. & Wones D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, **11**:468 .
- MacDonald R. 1974. Nomenclature and Petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks. *Bulletin of Volcanologie*, **38**:498-516.
- Müller A., Seltmann R., Kober B., Eklund O., Jeffries T. & Kronz A. 2008. Compositional zoning of rapakivi feldspars and coexisting quartz phenocrysts. *The Canadian Mineralogist*, **46**:1417-1442.
- Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **38**:757-775.
- Nardi L.V.S. & Bonin B. 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibro intrusive suite, southern Brazil - A case study. *Chemical Geology*, **92**:197-212.



- Paim P.S.G., Chemale F. Jr. & Lopes R.C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: De Ros, L. F. & Holz, M. (ed.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO/UFRGS. p.: 231-374.
- Peacock M. A. 1931. Classification of igneous rock series. *Journal of Geology*, **39**:54–67.
- Pearce J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J. & Norry, M.J. (Ed). *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva Publ., Cheshire, UK. p.:230-256.
- Petrelli M., Poli G., Perugini D. & Peccerillo A. 2005. Petrograph: a New Software to Visualize, Model, and Present Geochemical Data in Igneous Petrology, *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, **6**: Q07011, DOI 10.1029/2005GC000932. Disponível em: <<http://www.unipg.it/~maurip/SOFTWARE.htm>>. Acesso em: 10 ago. 2008.
- Philpotts A.R. 1976. Silicate liquid immiscibility. Its probable extent and petrogenetic significance. *American Journal of Science*, **276**:1147-1177.
- Pinheiro-Sommer J.A., Lima E.F., Saldanha D.L., Sommer C.A. & Pierosan R. 2006. O uso de imagens do sensor ASTER no mapeamento de unidades vulcano-sedimentares do Platô da Ramada, Vila Nova do Sul, RS. *Pesquisas em Geociências*, **33**:23–36.
- Price R.C., Johnson R.W., Gray C.M. & Frey F.A. 1985. Geochemistry of phonolites and trachytes from the summit region of Mt. Kenya. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **89**:394-409.
- Sauers A.D. & Tarney J. 1979. The geochemistry of basalts from a back-arc spreading center in the East Scotia Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **43**:555-572.
- Shaw H.R., Smith R.L. & Hildreth W. 1976. Thermogravitational mechanisms for chemical variations in zoned magma chambers. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, **8**:1102.
- Sommer C. A. 2003. O vulcanismo neoproterozóico do Platô da Ramada, região de Vila Nova do Sul, RS. Tese de doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 194p.
- Sommer C.A., Lima E.F. & Nardi L.V.S. 1999. Evolução do vulcanismo alcalino na porção sul do Platô do Taquarém, Dom Pedrito – RS. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(2):245-254.
- Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S., Liz J.D. & Pierosan R. 2003. Depósitos de fluxo piroclástico primários: caracterização e estudo de um caso no vulcanismo ácido neoproterozóico do Escudo Sul-Rio-grandense. *Pesquisas em Geociências*, **30**(1):3-26.
- Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S., Figueiredo A.M.G. & Pierosan R. 2005. Potassic and Low- and High-Ti Mildly Alkaline Volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, Southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**(3):237-254.
- Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S. & Liz J.D. 2005a. The Neoproterozoic Mildly Alkaline Bimodal Volcanism in Southern Brazil: Geological and Geochemical Aspects. *International Geology Review*, **47**(10):1090-1110.

- Sommer C. A., Lima E. F., Nardi L. V. S., Liz J. D. & Waichel B. L. 2006. The evolution of Neoproterozoic magmatism in southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **78**:573-589.
- Sun S.-s. & McDonough W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. & Norry, M. J. (eds.) *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication, **42**:313-345.
- Streckeisen A. 1978. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitite Rocks. Recommendations and Suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, **143**:1-14.
- Turner S.P., Foden J.D. & Morrison R.S. 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: An example from the Padthway Ridge, South Australia. *Lithos*, **28**:151-179.
- Watson E.B. & Harrison T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, **64**:295-304.
- Whalen J.B., Currie K.L. & Chappell B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **87**:319-327.
- White W.M. & Schilling J.G. 1978. The nature and origin of geochemical variations in Mid-Atlantic ridge basalts from the central North Atlantic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**:5101-1516.
- Wildner W., Lima E.F., Nardi L.V.S. & Sommer C.A. 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **118**:261-283.
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Londres: Unwin Hyman. 466pp.
- Wilson M., Rosenbaum J.M. & Dunworth E.A. 1995. Melilitites: partial melts of the thermal boundary layer? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **119**:181-196.
- Winchester J.A. & Floyd P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**:325-343.
- Wyers G.P. & Barton M. 1987. Geochemistry of a transitional ne-trachybasalt-Q-trachyte lava series from Patmos (Dodecanesos), Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **97**:279-291.
- Yoder H.S.Jr & Tilley C. E. 1962. Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology*, **3**:342-532.

# ANEXO A – CARTA DE SUBMISSÃO DA REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS

## **(RBG) Agradecimento pela Submissão**

De: **Alberto Pio Fiori** (fiori@ufpr.br)

Enviada: terça-feira, 11 de janeiro de 2011 11:47:12

Para: Vinicius Matté (vinimatte@msn.com)

Vinicius Matté,

Agradecemos a submissão do seu manuscrito "Rochas dioríticas do Platô da Ramada (RS) e sua relação com o magmatismo alcalino da Formação Acampamento Velho (Neoproterozóico do Escudo Sul-Rio-Grandense)" para Revista Brasileira de Geociências. Através da interface de administração do sistema, utilizado para a submissão, será possível acompanhar o progresso do documento dentro do processo editorial, bastando logar no sistema localizado em:

URL do Manuscrito:

<http://ojs.c3sl.ufpr.br/ojs2/index.php/rbg/author/submission/20510>

Login: vinimatte

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

Atenciosamente,

Alberto Pio Fiori  
Revista Brasileira de Geociências

---

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