



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS  
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS

MARCIÉLI ELZIRA FROZZA

**ESTRATIGRAFIA, ARQUITETURA DE FÁCIES E GEOQUÍMICA DA FORMAÇÃO  
SERRA GERAL NA SERRA DO RIO DO RASTRO – SC.**

Florianópolis

2015

MARCIÉLI ELZIRA FROZZA

**ESTRATIGRAFIA, ARQUITETURA DE FÁCIES E GEOQUÍMICA DA FORMAÇÃO  
SERRA GERAL NA SERRA DO RIO DO RASTRO – SC.**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia da Universidade Federal de Santa Catarina. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina TCC II, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Breno Leitão Waichel

Co-Orientadora: Prof. Dra. Luana Moreira  
Florisbal

Florianópolis

2015

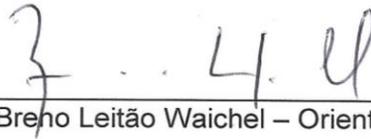
**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso "ESTRATIGRAFIA, ARQUITETURA DE FÁCIES E GEOQUÍMICA DA FORMAÇÃO SERRA GERAL NA SERRA DO RIO DO RASTRO – SC", elaborado por Marciéli Elzira Frozza, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.**



Prof. Dr. Roberto Sacks de Campos  
Sub-Coordenador do Curso de Geologia

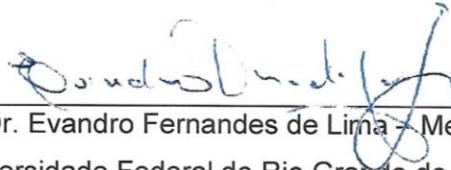
Comissão Examinadora:



Prof. Dr. Breno Leitão Waichel – Orientador  
Departamento de Geociências - UFSC



Prof. Dr. Roberto Sacks de Campos – Membro  
Universidade Federal de Santa Catarina



Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima – Membro  
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Florianópolis, 15 de dezembro de 2015.

## **AGRADECIMENTOS**

Ao longo das etapas da vida há pessoas que são extremamente importantes para que a jornada seja prazerosa e que o aprendizado se torne ainda mais gratificante.

Primeiramente eu gostaria de agradecer ao Gessé, companheiro de tantos anos e minha fortaleza. Não consigo expressar em palavras todo o apoio que você deu, tanto para eu entrar nessa luta que é estar em uma universidade, quanto para que eu conseguisse sair dela. Nossa vida nunca foi fácil, mas juntos seguimos usufruindo momentos de felicidade, esse é mais um deles...

Agradeço aos meus pais, por me mostrarem desde criança que a vida não é fácil, mas que com garra e perseverança posso ir além e lutar por um futuro melhor. À minha irmã Marciane, por ter me aturado nos tempos mais rebeldes de adolescência e com sua “chatices” me manteve no caminho certo. A minha irmã mais nova Michele, pelo imenso incentivo na volta aos estudos. Você me mostrou que era possível estudar em uma Universidade Federal... Muito obrigada, família. Amo todos vocês. Quando eu falo em família, não posso deixar de agradecer minha querida sogra Iva, que cuidou e cuida de mim como se eu fosse uma filha mesmo. Sim, eu amo a minha sogra...

Gostaria de agradecer MUITO ao meu orientador Breno, que com seu jeito irreverente me apresentou ao mundo da vulcanologia, do qual me apaixonei e pretendo seguir... Obrigada por me aturar nestes tempos de TCC, e pelo campo maravilhoso na Serra do Rio do Rastro.

Outra pessoa maravilhosa que tive a oportunidade de conhecer melhor durante esta etapa de TCC foi a Luana. Você foi a LUA que iluminou meu caminho... Serei eternamente grata pela sua orientação e amizade. Admiro muito você como pessoa e profissional.

Minhas lindas “Beldades”... Dany, Gabi, Mi, Bela, Ingrid (Gui) e Clau. Já falei pra vocês que, mesmo se eu não conseguir trabalhar na área da geologia ao longo da vida, os anos de faculdade já valeram à pena por eu ter conhecido vocês. Amo todas e espero que essa amizade se perpetue. Aqui, deixo meus agradecimentos especiais à Dany, comadre, por ter me dado a alegria de conhecer teu companheiro

Mauro e pela oportunidade ter um afilhado lindo, o Nandinho, que trouxe mais luz e amor pra nossas vidas.

Colegas da turma de 2011, foi ótimo ter conhecido todos... Muito obrigada pela parceria. Em especial: ao Douglas, meu irmão do oeste... Ramon, sempre querido e ajudando com seus conhecimentos. Matheuzinho, além de inteligente, sempre prestativo, simpático e coerente... Muito obrigada pela paciência que sempre tivestes comigo e por toda a ajuda e parceria durante toda a graduação...

Aos demais amigos da geologia e futuros colegas de profissão que conheci nestes cinco anos, muito obrigada.

Ao PFRH/PB 240, pelo suporte financeiro que foi essencial para a realização deste trabalho. E ao Lucas Del Mouro, sempre tão prestativo para resolver as questões burocráticas que envolvem este suporte financeiro.

Agradeço a Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), por todos estes anos de aprendizado gratuito que tive a oportunidade de desfrutar.

*“Ando devagar porque já tive pressa,  
E levo esse sorriso, porque já chorei demais,  
Hoje me sinto mais forte, mais feliz quem sabe,  
Só levo a certeza de que muito pouco eu sei, ou  
Nada sei.”*

**Almir Sater**

## RESUMO

Estudos estratigráficos são importantes na investigação das Províncias Basálticas Continentais (PBCs) por revelar a estrutura interna e o desenvolvimento sequencial dos derrames, essenciais na compreensão das fontes e processos magmáticos durante a evolução das províncias ígneas. Investigações que considerem os aspectos físicos do vulcanismo da PBC do Paraná são indispensáveis se considerada a imensa área ocupada pela Formação Serra Geral. Esta formação é o resultado de um extenso vulcanismo de natureza fissural que formou a sequência vulcânica que possui até 1.700 m de espessura e recobriu grande parte da Bacia do Paraná. Na Serra do Rio do Rastro afloram rochas sedimentares e vulcânicas desta bacia. Apesar da boa exposição, estudos de detalhe abordando os aspectos físicos e geoquímicos do vulcanismo não foram realizados nesta sequência. Este trabalho apresenta os dados do levantamento da estratigrafia dos derrames, considerando os aspectos vulcanológicos e litogeoquímicos do perfil ao longo da Serra. Foram identificados derrames básicos do tipo *pahoehoe* e *rubblly pahoehoe*, com predomínio do último, que se apresentam intercalados. As fácies definidas para os derrames são: *ponded*, tabular-clássico, composto-anastomosado, tabular-escoriáceo e tabular-ácido. As análises petrográficas mostram que os derrames *pahoehoe* apresentam maior granulação em comparação aos *rubblly pahoehoe*. Os dados geoquímicos indicam que as rochas apresentam intercalação dos grupos alto-TiO<sub>2</sub> (ATi) e baixo-TiO<sub>2</sub> (BTi), com predomínio do último. As rochas básicas a intermediárias do grupo ATi correspondem ao magma-tipo Urubici e o grupo BTi, ao magma-tipo Gramado. A rocha ácida analisada corresponde ao tipo Palmas. As intercalações entre os tipos de derrames sugerem variações na taxa de efusão, com predomínio de taxas mais elevadas que geraram os derrames *rubblly pahoehoe*. Os dados geoquímicos apontam fontes distintas para os grupos ATi e BTi. Ocorrem derrames *pahoehoe* e *rubblly pahoehoe* com características químicas de magma ATi e BTi, mostrando que não existe uma relação entre os magmas-tipo e a morfologia dos derrames.

**Palavras-chave:** derrames *pahoehoe*; derrames *rubblly pahoehoe*; Formação Serra Geral.

## ABSTRACT

Stratigraphic studies are important in order to investigate the Large Igneous Provinces (LIPs) to reveal the internal structure and the sequential development of the flows, which is essential to understand the sources and magmatic processes during the evolution of the LIPs. Investigations that consider the physical aspects of the volcanism of the Paraná LIP are needful if considered the large area occupied by the Serra Geral Formation. This Formation is the result of an extensive fissural volcanism that formed the volcanic sequence that has up to 1.700m thick and overlaid great part of the Paraná Basin. Serra do Rio do Rastro crops out sedimentary and volcanic rocks of this basin. Despite of the good exposure detailed studies addressing the physical and geochemical aspects of the volcanism have not been performed yet in this sequence. This work presents survey data from the stratigraphy of the flows considering the volcanological and litho-geochemical aspects of the profile along the Serra do Rio do Rastro. Pahoehoe and rubbly pahoehoe flows occur intercalated in the sequence, however rubbly pahoehoe flows are more frequent. The facies defined for the flows are: ponded, classic tabular, compound braided, scoreaceous tabular and acid tabular. Petrographic analyzes show that pahoehoe flows have coarser grain size than rubbly pahoehoe. The geochemical data indicate that the rocks show intercalation of the high-TiO<sub>2</sub> (ATi) and low-TiO<sub>2</sub> (BTi) groups, with low-TiO<sub>2</sub> being more frequent. The basic to intermediate rocks of the ATi group correspond to the Urubici magma-type and the BTi group to the Gramado magma-type. The analyzed acid rock corresponds to Palmas type. The intercalation of the flows suggests variation in the effusion rate with predominance of higher effusion rates that has formed the rubbly pahoehoe flows. The geochemical data points to distinct sources for the ATi and BTi. Pahoehoe and rubbly pahoehoe flows have chemical characteristics of ATi and BTi magmas showing that there is no relationship between magma-types and flow morphology.

**Key-words:** pahoehoe flows; rubbly pahoehoe flows; Serra Geral Formation.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da área de estudo. ....	17
Figura 2: Localização da Província Magmática do Paraná, na América do Sul, e de Etendeka, na África do Sul. Retirado de Polo (2010). ....	21
Figura 3: Mapa de localização da Bacia do Paraná na Plataforma Sul Americana. Retirado de Machado (2005). ....	22
Figura 4: Mapa de localização da Bacia do Paraná na Plataforma Sul Americana. Retirado de Machado (2005). ....	23
Figura 5: Mapa geológico generalizado da Bacia do Paraná mostrando os lineamentos e a subdivisão dos setores (norte, central e sul). Modificado de Polo (2010). ....	28
Figura 6: Diagramas geoquímicos ilustrativos dos critérios de classificação segundo Peate (2007), para os tipos de basaltos da PMP. I. Aplicado para obtenção da divisão entre basaltos de alto e baixo-Ti; II. Diagramas discriminatórios para basaltos com $TiO_2 > 2\%$ (em peso); III. Diagramas discriminatórios para basaltos com $TiO_2 > 2\%$ (em peso). Modificado de Polo (2010). ....	33
Figura 7: Perfil aproximadamente N–S na Província Magmática Serra Geral, simplificado de Peate (1997), segundo dados geoquímicos de Peate <i>et al.</i> , (1992) e datações de Stewart <i>et al.</i> , (1996). ....	34
Figura 8: Diagramas discriminantes do Membro Palmas e seus subtipos. I) Rb vs Zr; II) $P_2O_5$ vs $TiO_2$ (Nardy <i>et al.</i> , 2008). III) Cu vs $TiO_2$ (Garland <i>et al.</i> , 1995). Modificado de Polo (2010). ....	36
Figura 9: Diagrama $[^{87}Sr/^{86}Sr]_{130}$ vs $SiO_2$ para a discriminação das rochas ácidas segundo Garland, Hawkestworth e Mantovani (1995). Retirado de Polo (2010). ....	37
Figura 10: Estruturação dos derrames na FSG, na porção oeste do Paraná. As unidades de lobos dos derrames compostos se apresentam na porção mais distal. (Retirado de Waichel <i>et al.</i> , (2006). ....	43

Figura 11: Coluna estratigráfica e fácies vulcânicas do perfil na Serra do Rio do Rastro.....	48
Figura 12: Derrames <i>pahoehoe</i> da fácies-ponded. A) Contato do Arenito Botucatu com o primeiro derrame. Em amarelo: vesículas estiradas e a camada remobilizada. B) Disjunções colunares. C) Dique com margem resfriada. D) Zona de falha com catáclase. E) Dique de areia. F) Vesículas e amídalas preenchidas por zeolitas. ....	50
Figura 13: Derrames <i>pahoehoe</i> da fácies tabular-clássico. A) Vesículas em camadas sub-horizontais (vesicle layering). B) Contato do derrame <i>pahoehoe</i> com o <i>rubbly pahoehoe</i> acima. C) Contato do derrame <i>pahoehoe</i> (abaixo) com o <i>rubbly pahoehoe</i> (acima). ....	51
Figura 14: <i>Pahoehoe</i> composto. A) unidades de lava (lobos) de derrame <i>pahoehoe</i> . B) Contato do topo do derrame da fácies <i>pahoehoe</i> com o derrame <i>pahoehoe</i> <i>rubbly</i> acima. C) Fragmentos vítreos e vesiculação no topo do derrame <i>pahoehoe</i> composto.....	53
Figura 15: Derrames da Fácies Tabular escoriáceo. A) Estrutura de fluxo sub-horizantal. B) Contato entre derrames em afloramento de difícil visibilidade. C) Vesículas estiradas. D) Amostra de brecha. E) Vesículas grandes horizontalizadas. F) Zona brechada do topo de derrame <i>rubbly pahoehoe</i> . ....	55
Figura 16: Platôs no topo da serra. ....	56
Figura 17: Fotomicrografias de amostras de derrames <i>pahoehoe</i> da fácies ponded: A) Textura holocristalina, com granulação fina a média, (nicóis perpendiculares). B) Textura glomeroporfírica, (nicóis perpendiculares). C) Textura intergranular, (nicóis perpendiculares). D) Argilo-mineral evidenciando textura diktaxítica (nicóis paralelos). E) Seta vermelha indicando os cristais aciculares de apatita, (nicóis perpendiculares). F) Plagioclásio alterado, (nicóis perpendiculares). ....	60
Figura 18: Fotomicrografias dos derrames <i>pahoehoe</i> fácies tabular-clássico. A) Textura intergranular. B) Amídalas preenchidas por material quartzo-feldspático e argilominerais (nicóis perpendiculares). C) Mesma porção da figura B, a nicóis perpendiculares, evidenciando os argilominerais no preenchimento de vesículas e intersticial. ....	62

Figura 19: Fotomicrografias de derrames constituídos de vários lobos, fácies *pahoehoe* composto. A) Plagioclásios (Pl) ripiformes fraturados e com as bordas corroídas, (nicóis perpendiculares). B) mineral opaco com forma losangular, indicado pela seta vermelha, (nicóis paralelos). C) Textura vitrofírica, (nicóis perpendiculares). D) Textura equigranular, (nicóis perpendiculares). E) Cristalitos na mesóstase, (nicóis perpendiculares). F) Vesícula preenchida por calcedônia (Cd), (nicóis perpendiculares).....64

Figura 20: Fotomicrografias de amostras dos derrames da fácies tabular-escoriáceo. A) Granulação muito fina (nicóis perpendiculares). B) Textura glomeroporfírica, (nicóis perpendiculares). C) Textura pilotaxítica, mostrando orientação de fluxo magmático, (nicóis perpendiculares). D) Fenocristais esparsos de plagioclásio (Pl) em matriz microcristalina, (nicóis perpendiculares). E) Minerais opacos, (nicóis paralelos). F) Olivinas (Ol) parcialmente alteradas, (nicóis perpendiculares). G) Feição arredondada com textura diferente aos demais cristais da amostra (círculo amarelo). No círculo vermelho, amídala preenchida com zeolita, (nicóis perpendiculares) H) Fratura preenchida por quartzo (Qz), (nicóis perpendiculares). 67

Figura 21: Fotomicrografias de amostra da fácies tabular-ácida: A) Textura hipovítrea, predominância de mesóstase vítrea e plagioclásios aciculares, (nicóis perpendiculares). B) Plagioclásios com hábito esqueletal, (nicóis paralelos). C) Mesma que a imagem B, mas a nicóis perpendiculares, evidenciando os plagioclásios dispostos em fileira e o fenocristal de piroxênio. D) Amídala arredondada preenchida por zeolita, (nicóis perpendiculares).....69

Figura 22: Diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986) mostrando a classificação das rochas básicas a intermediárias da Serra do Rio do Rastro e ilustrando o caráter subcalino e toleítico das rochas vulcânicas da Serra do Rio do Rastro. ....72

Figura 23: Diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971) ilustrando o caráter toleítico das rochas vulcânicas da Serra do Rio do Rastro. ....73

Figura 24: Diagrama de Shand (1943),  $A/CNK(Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O)$  vs  $A/NK(Al_2O_3/Na_2O+K_2O)$  mostrando o caráter metaluminoso das rochas vulcânicas da Serra do Rio do Rastro.....74

Figura 25: Diagramas de Harker para os elementos maiores utilizando a SiO <sub>2</sub> como índice de diferenciação para as rochas vulcânicas da Serra do Rio do Rastro.....	75
Figura 26: Diagramas de Harker para os elementos menores e traços utilizando a SiO <sub>2</sub> como índice de diferenciação para as rochas vulcânicas da Serra do Rio do Rastro.....	77
Figura 27: Diagrama de elementos terras raras normalizado pelo condrito (Boynton, 1984) para as rochas vulcânicas básicas a intermediárias da Serra do Rio do Rastro. ....	78
Figura 28: Diagrama Zr vs Zr/Y (Pearce e Norry, 1979), para a discriminação tectônica das rochas vulcânicas da Serra do Rio do Rastro. ....	78
Figura 29: Fotomicrografias comparando a diferença no tamanho dos cristais, nicóis perpendiculares. A) derrame <i>pahoehoe</i> (amostra MF01). B) derrame <i>rubblly pahoehoe</i> (amostra MF21). ....	82
Figura 30: Diagrama MgO vs TiO <sub>2</sub> utilizado para a classificação dos magmas-tipo na Serra do Rio do Rastro. Adaptado de Peate (1997). ....	84
Figura 31: Diagrama de classificação TAS (Le Bas <i>et al.</i> , 1986) mostrando a nomenclatura das rochas vulcânicas ácidas dos tipos Palmas e Chapecó. O círculo verde se refere à amostra ácida analisada no topo da sessão da Serra do Rio do Rastro. Adaptado de Nardy, Machado e Oliveira (2008). ....	85
Figura 32: Diagrama SiO <sub>2</sub> vs TiO <sub>2</sub> mostrando a distribuição das diferentes fácies nos grupos ATi e BTi. ....	86
Figura 33: Coluna estratigráfica da sequência vulcânica da Serra do Rio do Rastro mostrando a relação dos teores de TiO <sub>2</sub> (ATi e BTi) e a distribuição das distintas fácies dos derrames. As estrelas representam as amostras analisadas. ....	87

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Proposta de nomenclatura para os basaltos da PMP apresentada por Peate, Hawkesworth e Mantovani (1992). Em itálico, as nomenclaturas anteriormente utilizadas para denominar os mesmos tipos de rochas por outros autores: <sup>1</sup> Bellieni <i>et al.</i> , 1984b.; <sup>2</sup> Fodor <i>et al.</i> , 1985; <sup>3</sup> Marques <i>et al.</i> , 1988; <sup>4</sup> Peate <i>et al.</i> , 1988; <sup>5</sup> Hawkesworth <i>et al.</i> , 1988; <sup>6</sup> Mantovani <i>et al.</i> , 1988; <sup>7</sup> Petrini <i>et al.</i> , 1987. ....	30
Tabela 2: Critérios de classificação de magmas-tipo segundo Peate; Hawkesworth e Mantovani (1992). ....	31
Tabela 3: Tipos de derrames basálticos e morfologias. Adaptada de Duraiswami <i>et al.</i> , . (2013). ....	41
Tabela 4: Coordenadas e altitudes dos pontos na Serra do Rio do Rastro, com a nomenclatura das amostras. ....	45
Tabela 5: Características faciológicas descritas para a sessão da Serra do Rio do Rastro. Adaptado de Waichel <i>et al</i> (2012). ....	46
Tabela 6: Pontos e coordenadas observados em campo com destaque (cinza escuro) para as amostras que foram feitas lâminas delgadas. ....	57
Tabela 7: Resultados analíticos para elementos maiores dos derrames basálticos representativos da Serra do Rio do Rastro. Óxidos em peso %. ....	70
Tabela 8: Dados dos elementos menores e traços em partes por milhão (ppm). ....	71

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>15</b>
<b>1.1 Objetivos .....</b>	<b>16</b>
1.1.1 Principal.....	16
1.1.2 Específicos .....	16
<b>1.2 Localização e vias de acesso.....</b>	<b>16</b>
<b>2. MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>17</b>
<b>2.1 Levantamento Bibliográfico .....</b>	<b>17</b>
<b>2.2 Levantamentos de Campo.....</b>	<b>18</b>
<b>2.3 Petrografia .....</b>	<b>18</b>
<b>2.4 Análises Químicas .....</b>	<b>19</b>
<b>3. REVISÃO TEMÁTICA .....</b>	<b>20</b>
<b>3.1 Províncias Basálticas Continentais .....</b>	<b>20</b>
<b>3.2 Bacia do Paraná .....</b>	<b>22</b>
<b>3.3 Formação Serra Geral.....</b>	<b>23</b>
3.3.1 Aspectos Petrográficos da Formação Serra Geral .....	25
3.3.2 Aspectos Geoquímicos da Formação Serra Geral.....	27
<b>3.4 Morfologia dos derrames basálticos .....</b>	<b>37</b>
3.4.1 Derrames <i>Pahoehoe</i> .....	38
3.4.2 Derrames <i>´a´a</i> .....	39
3.4.3 Lava em bloco .....	39
3.4.5 Derrames Transicionais .....	39
<b>3.5 Estratigrafia e Arquitetura de Fácies Vulcânicas .....</b>	<b>42</b>
<b>4. RESULTADOS .....</b>	<b>44</b>
<b>4.1 Estratigrafia e descrição das fácies vulcânicas .....</b>	<b>44</b>
<b>4.2 Petrografia .....</b>	<b>57</b>

4.3 Geoquímica.....	70
5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS .....	79
6. CONCLUSÕES.....	88
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	90

## 1. INTRODUÇÃO

Ao longo da Serra do Rio do Rastro afloram rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná. Esta sequência de rochas foi descrita pela primeira vez pelo geólogo americano Israel C. White, em 1908, quando da publicação do Relatório Final da “Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brazil”. Os estudos realizados resultaram num amplo acervo de dados sobre o carvão sul-brasileiro, estratigrafia e paleontologia da Bacia Sedimentar do Paraná. Os dados levantados ao longo da Serra do Rio do Rastro resultaram na definição de uma coluna estratigráfica, consagrada como Coluna White, em homenagem àquele pioneiro. A seção ocorre ao longo da rodovia SC-390 no município de Lauro Muller, SC. Tem seu início por volta da altitude de 200 m, onde predominam rochas sedimentares, e se estende até cerca de 1.420 m no topo dos derrames basálticos.

A sequência vulcânica desta serra foi denominada de “Eruptivas Serra Geral” por White (1908) e posteriormente de Formação Serra Geral por Gordon (1947), tem cerca de 670 m de espessura e é formada por diversos derrames. Apesar desta boa exposição nunca foram realizados estudos de detalhe abordando a estratigrafia e a arquitetura de fácies vulcânicas destas rochas.

Peate, Hawkesworth, Mantovani (1992) fizeram uma abordagem regional no posicionamento estratigráfico dos derrames basálticos na Bacia do Paraná, com enfoque voltado à geoquímica, e/ou tectônica e geologia estrutural.

Os estudos estratigráficos têm papel importante na investigação das Províncias Basálticas Continentais por revelar a estrutura interna e o desenvolvimento sequencial dos derrames. O entendimento da sobreposição dos derrames vulcânicos é essencial para a compreensão de como as fontes e os processos magmáticos variaram durante a evolução da Província (Peate; Hawkesworth; Mantovani, 1992). O propósito deste estudo é o levantamento da estratigrafia, com enfoque nos aspectos vulcanológicos, petrografia e a caracterização geoquímica dos derrames da Formação Serra Geral, presentes na Serra do Rio do Rastro, que podem ser lateralmente correlacionadas e auxiliar na compreensão da história evolutiva do vulcanismo da Bacia do Paraná.

## **1.1 Objetivos**

### **1.1.1 Principal**

O presente trabalho objetiva realizar o levantamento detalhado da estratigrafia e arquitetura de fácies vulcânicas ao longo da Serra do Rio do Rastro, considerando os aspectos vulcanológicos e litogeoquímicos.

### **1.1.2 Específicos**

- Determinar os tipos de derrames presentes na sequência vulcânica com base nos aspectos estruturais e texturais.
- Descrever as características petrográficas dos derrames e correlacionar aos aspectos vulcanológicos e, com isso, determinar a distribuição espacial dos mesmos.
- Fazer a caracterização geoquímica nos derrames através das composições de elementos maiores, menores, traços e terras raras ao longo da sequência vulcânica, para discriminar os magmas-tipo da região estudada.

## **1.2 Localização e vias de acesso**

A seção ocorre ao longo de 17 km na rodovia SC-390 no município de Lauro Muller - SC, partindo da cota 200 metros até cerca de 1.400 metros no topo da sequência vulcânica (**Figura 1**).

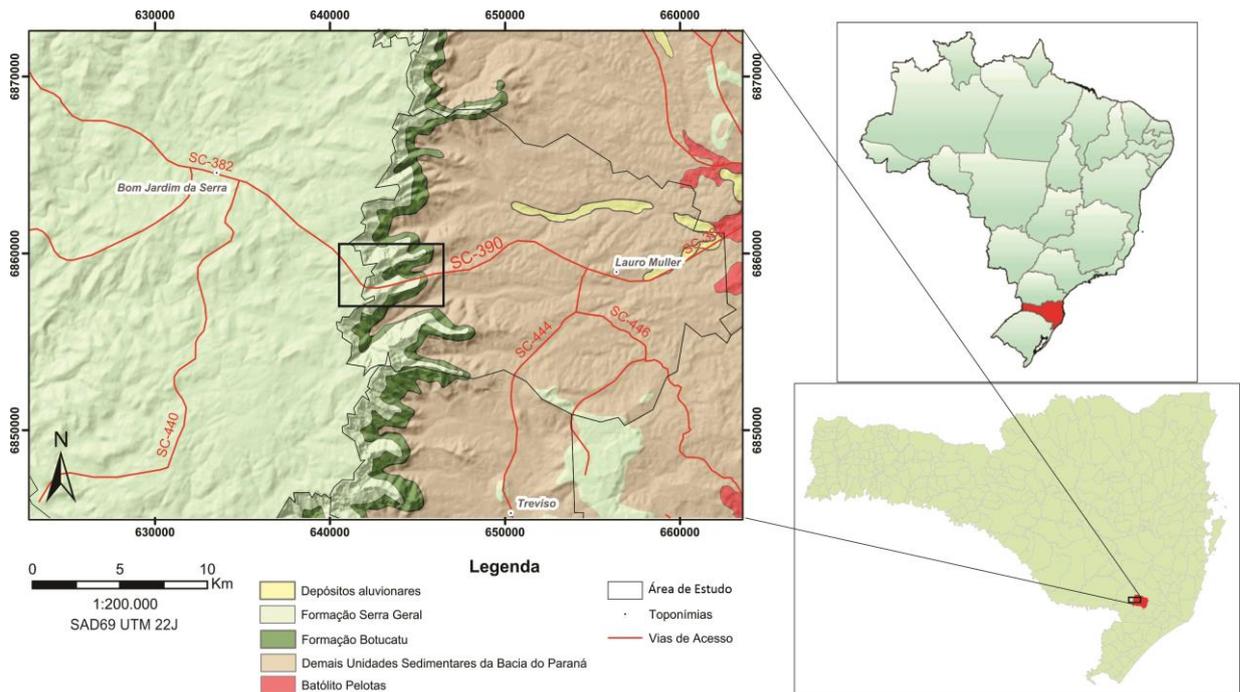


Figura 1: Localização da área de estudo.

## 2. MATERIAIS E MÉTODOS

### 2.1 Levantamento Bibliográfico

A pesquisa para o levantamento bibliográfico foi realizada para buscar informações acerca da geologia, petrografia e geoquímica sobre a área e o tema abordado.

O levantamento dos dados em trabalhos anteriores levou em consideração, principalmente, os estudos de caracterização geoquímica, dados petrográficos e texturais das rochas relacionadas ao vulcanismo na Bacia do Paraná, bem como a estruturação dos derrames na Formação Serra Geral. Dados diagnósticos de fácies e associações de fácies vulcânicas também foram revisados.

## **2.2 Levantamentos de Campo**

O campo foi realizado em duas etapas para a melhor compreensão da disposição dos derrames.

A primeira etapa de campo ocorreu em julho de 2012 com o objetivo de coletar dados geológicos para o Projeto RIFTE – SC. Nesta etapa, foi realizada a identificação preliminar dos tipos de derrames ao longo do perfil, bem como os contatos, texturas e estruturas presentes desde a base da sequência vulcânica em contato com o Arenito Botucatu, até o topo. Também foram coletadas amostras representativas em cada tipo de derrame para a obtenção de dados petrográficos e geoquímicos. Os dados obtidos nesta etapa permitiram o desenvolvimento de um perfil estratigráfico prévio da sequência dos derrames vulcânicos. A segunda etapa de campo ocorreu em setembro de 2015 e teve como propósito a revisão e detalhamento dos dados adquiridos.

## **2.3 Petrografia**

Na realização dos estudos petrográficos, primeiramente foram selecionadas as amostras coletadas em campo que fossem representativas de cada tipo de derrame através da identificação de texturas e estruturas macroscópicas vistas em campo.

A partir disto, foram confeccionadas 19 lâminas delgadas no Laboratório de Laminação (LABLAM), Departamento de Geociências, UFSC. As lâminas delgadas foram analisadas em microscópio petrográfico Olympus BX41, a fim de se caracterizar e identificar os minerais das amostras, texturas e estruturas dos derrames, bem como a realização de estimativa quantitativa visual dos componentes das amostras.

Os critérios para as descrições petrográficas tais como texturas, grau de cristalinidade e visibilidade, tamanhos relativos dos cristais, forma geométrica, arranjo (trama), e a identificação dos minerais basearam-se na compilação de Wernick (2003), Bard (1980), Mackenzie e Guilford (1980), Dorado (1989), Best e Christiansen (2001).

As fotomicrografias das lâminas delgadas foram obtidas no Microscópio Olympus BX41 com câmera Olympus DP25 acoplada. O *software* utilizado para a captação das imagens foi o *AnalySIS Imager* da *Olympus*, para a documentação visual das texturas, estruturas e mineralogia das amostras.

## 2.4 Análises Químicas

As análises químicas de rocha são importantes para o reconhecimento dos tipos e grupos geoquímicos as quais pertencem os derrames estudados. No caso de rochas de textura fina e/ou afanítica, os dados geoquímicos são essenciais para investigação e classificação destas.

As análises químicas foram feitas em 19 amostras, coletadas em diferentes tipos de derrames e selecionadas a partir das análises petrográficas em lâminas delgadas.

Na preparação das amostras, as mesmas passaram por um processo de limpeza onde foram lavadas e cortadas com a serra para a retirada de eventual material alterado. O tamanho dos fragmentos foi adequado para a passagem no britador primário onde as amostras foram fragmentadas em pedaços de tamanho médio de 1,5 cm. Para garantir boa representatividade, as amostras passaram por um quarteador. As amostras foram armazenadas em recipientes individuais e enviadas para o laboratório Acme Analytical Laboratories Ltd. (Vancouver, Canadá), onde foram realizadas as análises em rocha total. As análises geoquímicas foram realizadas pelo método *Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry* (ICP-ES) para elementos maiores e menores em rotina 4A, e *por Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry* (ICP-MS) para os elementos traços, incluindo elementos terras raras, em rotina 4B.

Para a elaboração dos diagramas de caracterização e classificação que utilizam os dados geoquímicos, foi utilizado o *software GCDKit* (Janoušek; Farrow; Erban, 2006), versão 3.00.

### **3. REVISÃO TEMÁTICA**

#### **3.1 Províncias Basálticas Continentais**

As Províncias Basálticas Continentais (PBCs) fazem parte das grandes províncias ígneas. Estas províncias ígneas são formadas por eventos magmáticos que geram grandes volumes de lava, no qual a extrusão do magma se dá através de sistemas fissurais relacionados a esforços tensionais distensivos na crosta (Coffin e Eldholm, 1994). As extensas e espessas sequências de derrames basálticos, geralmente de afinidade toleítica, ocorrem durante um período de tempo relativamente curto (~5 a 10 milhões de anos) (Self; Keszthelyi; Thordarson, 1998).

A origem do magmatismo das PBCs vem sendo amplamente discutida e diversos modelos foram propostos. Richards; Duncan; Courtillot, (1989) destacaram que a gênese das PBCs está relacionada com a atuação de plumas mantélicas de forma ativa, ou seja, a geração do magma basáltico não estaria necessariamente relacionada ao mecanismo de distensão da litosfera. Para White e McKenzie (1989), os processos distensivos ocasionam o alívio da pressão em regiões de plumas mantélicas, havendo então a atuação da anomalia térmica de forma passiva. Já o modelo proposto por Anderson (1994) aponta o aquecimento no manto causado pelo espessamento crustal devido ao desenvolvimento de supercontinentes como agente desencadeador de uma expansão térmica, o que resulta em domeamento, fragmentação dos continentes e desenvolvimento de magmatismo de rifte.

Para os padrões de fluxos e taxas de erupção, as PBCs do Columbia River Basalts e do Deccan fundamentaram os modelos propostos quanto à geração dos basaltos continentais (Waichel, 2006). Altas taxas de erupção gerariam fluxos simples, já fluxos compostos derivam de baixas taxas (Walker, 1971). Porém, Bondre e Duraiswami (2004) registrou tanto fluxos simples como compostos na PBC do Deccan e isso indica que para a geração das PBCs pode haver, portanto, mais de um mecanismo de erupção.

Os eventos vulcânicos relacionados às PBCs representam os maiores derrames de magma da história da Terra. A maioria das PBCs está relacionada com a fragmentação de supercontinentes durante o Mesozóico e o Cenozóico. Estes eventos são importantes, pois evidenciam a dinâmica interna do planeta (Mahoney e

Coffin, 1997), bem como a história evolutiva do mesmo, através dos ciclos de construção e fragmentação dos supercontinentes. Também auxiliam na reconstrução de paleoambientes (Jolley, 1997) e contribuem para o entendimento dos efeitos que o vulcanismo exerce sobre a hidrosfera e a atmosfera (Jerram e Widdowson, 2005) e, conseqüentemente, os efeitos relacionados aos grandes eventos de extinção em massa registrados na história da Terra.

Uma das maiores províncias magmáticas do planeta é a PBC Paraná-Etendeka, que teve importante contribuição para a geração da crosta continental (Milani *et al.*, 1995). Esta província ocupa uma área de aproximadamente  $1,3 \times 10^6$  km<sup>2</sup> na América do Sul e África (**Figura 2**), sendo que cerca de 90% está localizada no continente americano (Waichel, 2006), no qual é denominada de Província Magmática do Paraná (PMP). No Brasil, esta província abrange os estados do Rio Grande do Sul, Paraná, Santa Catarina, São Paulo, sudoeste de Minas Gerais, sudeste do Mato Grosso do Sul, sul de Goiás, e sudeste do Mato Grosso. O magmatismo da PMP antecedeu a abertura do Atlântico Sul e está associado à fragmentação do supercontinente Gondwana, durante o Cretáceo Inferior.



Figura 2: Localização da Província Magmática do Paraná, na América do Sul, e de Etendeka, na África do Sul. Retirado de Polo (2010).

### 3.2 Bacia do Paraná

A bacia intracratônica do Paraná localiza-se na Plataforma Sul Americana e, segundo Quintas; Mantovani; Zalán (1997) abrange cerca de 1.100.000 km<sup>2</sup> no Brasil e mais de 300.000 km<sup>2</sup> no Paraguai, Argentina e Uruguai (**Figura 3**). A bacia possui formato alongado na direção NNE – SSW e foi desenvolvida completamente sobre a crosta continental, preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas, cujas idades variam entre o Siluriano e o Cretáceo (Zalan *et al.*, 1990) .



Figura 3: Mapa de localização da Bacia do Paraná na Plataforma Sul Americana. Retirado de Machado (2005).

O arcabouço estratigráfico da Bacia do Paraná é constituído por seis unidades de ampla escala (Milani e Ramos, 1998), ou supersequências no conceito de Vail *et al.*, (1977). Destas, três representam ciclos transgressivos-regressivos do Paleozóico: (Rio Ivaí (Caradociano- Landoveriano), Paraná (Lockoviano- Frasniano), Gondwana I (Westfaliano- Scythiano), e outras três que representam pacotes

sedimentares continentais e rochas ígneas associadas: Gondwana II (Anisiano-Noriano), Gondwana III (Neojurássico- Berriasiano) e Bauru (Aptiano-Maestrichtiano). O registro completo do arcabouço constitui o intervalo de 450 a 65 Ma (Milani e Ramos, 1998), e grande parte do tempo encontra-se condensado em hiatos que separam as supersequências (Milani, 1998).

O vulcanismo da Bacia do Paraná consta na Supersequência Gondwana III e compreende o intervalo do registro estratigráfico em que situam os sedimentos eólicos da Formação Botucatu e os derrames vulcânicos da Formação Serra Geral (Milani *et al.*, 1994), conforme a **Figura 4**. Os episódios magmáticos representam a fase rift, relacionado aos campos tensoriais distensivos que levaram à separação do Supercontinente Pangea (Milani e Melo, 2007).

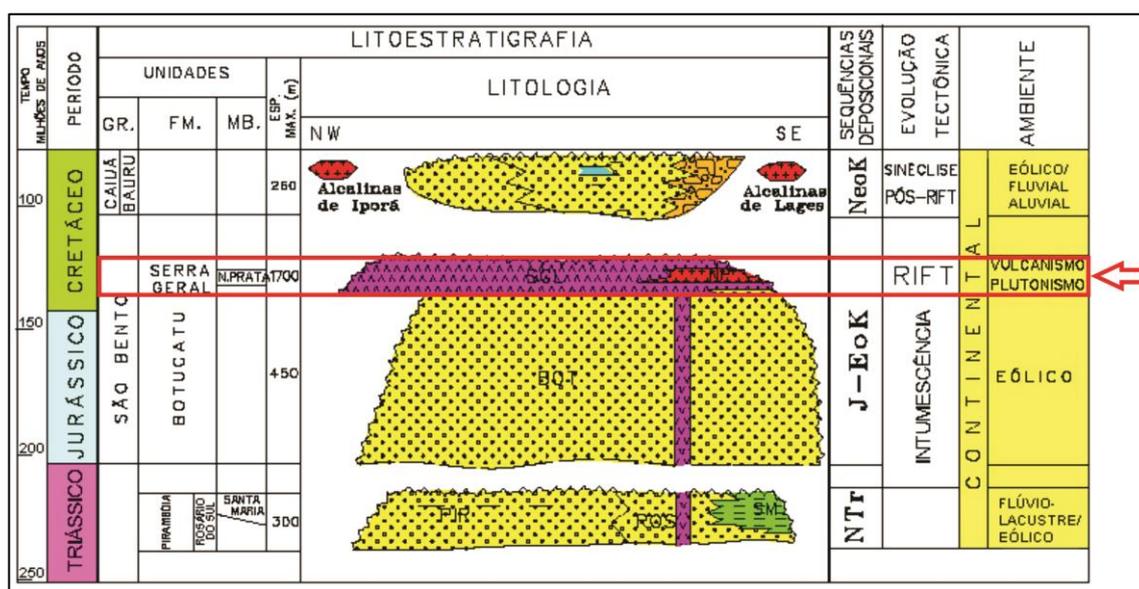


Figura 4: Parte Superior da coluna estratigráfica da Bacia do Paraná, com destaque (em vermelho) para a Formação Serra Geral. Adaptado de Milani *et al.*, (1995).

### 3.3 Formação Serra Geral

A sucessão de derrames da Formação Serra Geral (FSG) possui uma espessura máxima de cerca de 1.700 metros (Almeida; Carneiro; Bartorelli, 1986), nos quais predominam basaltos de afinidade toleítica (Melfi; Piccirillo; Nardy, 1988) em aproximadamente 90% do volume total da pilha vulcânica. As rochas vulcânicas

intermediárias representam 7 % e as ácidas aproximadamente 3%, (Bellieni *et al.*, 1984a, 1986). Além dos derrames, importantes volumes de rochas ígneas intrusivas, também de natureza toleítica, ocorrem sob a forma de soleiras e diques.

As soleiras afloram principalmente na parte nordeste da Bacia do Paraná. Os diques se concentram em três principais enxames: O enxame do Arco de Ponta Grossa (com direção NW), da Serra do Mar (direção NE) e de Florianópolis (direção NNE). Os enxames de diques estão distribuídos em geometria radial (Almeida; Carneiro; Bartorelli, 2012), que pode ser interpretada como uma junção tríplice (Coutinho, 2008).

A idade da FSG foi primeiramente determinada pelo método K/Ar, que atestou um intervalo temporal de 147 a 119 Ma (Amaral *et al.*, 1966; Cordani *et al.*, 1984). Técnicas mais atuais utilizando Ar/Ar por Renne *et al.*, (1992), mostraram que o magmatismo ocorreu de forma mais rápida (cerca de 1 Ma) e mais recente ( $133 \pm 1$  Ma). Milani *et al.*, (2007) conclui que o conjunto de dados gerados sobre a geocronologia do evento vulcânico na Bacia do Paraná, posiciona o Serra Geral entre 137 Ma e 127 Ma.

Estratigraficamente, os derrames da Formação Serra Geral (FSG) estão sob o embasamento cristalino quando localizados mais ao norte da Bacia do Paraná. Já na porção sul, eles ocorrem sobrepostos ao Arenito Botucatu, sendo que em alguns locais é possível a visualização da morfologia original das dunas (Scherer 2002). Ainda ao sul, na ausência do Arenito Botucatu, os derrames recobrem os sedimentos lacustres e triássicos da Formação Santa Maria (Machado, 2005)

A caracterização estratigráfica desta formação é diferenciada pelos aspectos petrográficos e geoquímicos e são divididos em três litotipos principais (Bellieni *et al.*, 1984a, 1986): rochas básicas a intermediárias (basaltos e andesito-basaltos); rochas ácidas tipo Chapecó (ATC) e as rochas ácidas tipo Palmas (ATP), sendo estes últimos correspondentes aos últimos pulsos de atividade magmática (Nardy; Machado; Oliveira, 2008).

### **3.3.1 Aspectos Petrográficos da Formação Serra Geral**

#### **3.3.1.1 Rochas básicas e intermediárias**

Este grupo de rochas representam os basaltos, andesito-basaltos e andesitos. Em relação às texturas, Nardy, Machado e Oliveira (2008) destacam que é principalmente intergranular, com cristais ripiformes de plagioclásio, com piroxênios e minerais opacos nos interstícios. Ocorre também, algumas variações com a textura intersetal e hialofílica.

As rochas básicas são compostas essencialmente de: “fenocristais e/ou microfenocristais (0,2 a 0,5 mm) de augita, plagioclásio, pigeonita, pequenas proporções de titanomagnetita e rara olivina (completamente alterada), em matriz composta essencialmente por estes mesmos minerais” (Marques e Ernesto, 2004, p.248). Nos termos intermediários (andesito-basaltos e andesitos), os mesmos autores descrevem que possuem os mesmos minerais contituíntes nas rochas básicas, exceto olivina, e indicam a presença de quartzo e ilmenita na matriz.

Nardy (1995) verificou que tanto os basaltos, como os andesito-basaltos possuem coloração escura (cinza a negra), apresentam estruturas maciças e também vesicular/amigdalóide e podem ocorrer como lavas afíricas a sub-afíricas (Bellieni *et al.*, 1986).

#### **3.3.1.2 Rochas Ácidas Tipo Palmas**

São constituídas por riolitos e riodacitos. As rochas tipo Palmas são afíricas, possuem textura hipo a holohialina e aspecto sal-e-pimenta (Nardy; Machado; Oliveira, 2008), que se destacam quando a rocha se altera. Apresentam coloração cinza clara e por vezes, vermelho acastanhada. De acordo com os autores, a matriz é granofírica, composta por material semivítreo de coloração castanha escura, com intercrescimento de micrólitos de quartzo e feldspato alcalino.

Nardy, Machado e Oliveira (2008) denotam ainda que essas rochas, quando constituídas por mais de 90% de vidro (holohialinas), exibem coloração negra e fratura conchoidal. Devido à natureza amorfa, alteram-se facilmente sendo comum

afloramentos totalmente intemperizados, onde é possível verificar vesículas e amígdalas (até 1 cm), preenchidas por quartzo.

Segundo Machado (2005), a mineralogia principal destas rochas é: plagioclásio, augita, pigeonita, opacos e apatita. A mesóstase completa o volume da rocha e caracteriza-se por ter aspecto microgranular, com microcristais de plagioclásio com morfologia do tipo “cauda de andorinha”, característica de resfriamento rápido.

A distribuição das rochas ácidas do tipo ATP ocorre principalmente nos estados do Sul (Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná).

### **3.3.1.3 Rochas Ácidas Tipo Chapecó**

Constituem os dacitos, riodacidos, e riolitos. Segundo Nardy (1995) as rochas ácidas tipo Chapecó (ATC) possuem textura porfirítica, com fenocristais de plagioclásio (<2cm) que podem representar até 30% do volume da rocha. Textura glomeroporfirítica também é observada, quando cristais euédricos ocorrem agregados e isolados (Nardy; Machado; Oliveira, 2008). A matriz é afanítica com coloração que varia de cinza esverdeada (fresca) a castanho-avermelhada (alterada) e é constituída por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, piroxênio, Ti-magnetita e ilmenita (Bellieni *et al.*, 1986).

Segundo Machado (2005), a composição mineralógica é composta principalmente de plagioclásio, augita, pigeonita, opacos e apatita, respectivamente. Presença de mesóstase vítrea completa a composição.

As rochas ácidas ATC estão distribuídas entre o sul dos Estados de São Paulo e Santa Catarina e possui maior volume na região centro-sul do Paraná. Segundo Nardy *et al.*, (2002), na região central de Santa Catarina estas rochas estão sobrepostas às ácidas tipo Palmas, já no nordeste do Paraná, estão diretamente sobre o Arenito Botucatu.

### 3.3.2 Aspectos Geoquímicos da Formação Serra Geral

Diversos trabalhos com enfoque em estudos geoquímicos reforçaram os critérios de composição necessários para designar um tipo específico de magma. Isto permitiu a organização e a classificação dos basaltos através de uma abordagem regional no posicionamento estratigráfico da sequência vulcânica na Bacia do Paraná, com enfoque em magmas-tipo (Bellieni *et al.*, 1984a, b; 1986; Mantovani *et al.*, 1985; Piccirillo e Melfi, 1988; Piccirillo *et al.*, 1987, 1988; Marques, 1988; Marques *et al.*, 1989; Peate; Hawkeswoth; Mantovani, 1992; Peate, 1997; Nardy, 1995; Nardy *et al.*, 2002; Nardy; Machado; Oliveira, 2008).

As rochas básicas e intermediárias foram primeiramente divididas em dois grupos diferenciados pelos teores de titânio e elementos incompatíveis (Bellieni *et al.*, 1984b; Mantovani *et al.*, 1985; Melfi, Piccirillo e Nardy, 1988). Na proposta geral de classificação geoquímica para os basaltos e andesito-basaltos da PMP, os litotipos que apresentam baixo titânio (BTi -  $TiO_2 < 2\%$ ) possuem baixas concentrações de elementos menores e traços incompatíveis (P, Ba, Sr, Zr Hf, Ta, Y e terras raras leves), se comparado com os que apresentam alto titânio (ATi -  $TiO_2 > 2\%$ ). Para as rochas ácidas, Bellieni *et al.*, (1984b, 1986) e Piccirillo *et al.*, (1987) denominaram de tipo Palmas e Chapecó, e também atribuíram diferenças geoquímicas significativas, que estão associadas ao litotipo BTi e ATi, respectivamente.

Bellieni *et al.*, (1986) e Piccirillo e Melfi (1988) estabeleceram uma divisão geográfica dos magmas-tipo da PMP baseados em lineamentos tectônicos regionais de direção E-W, os lineamentos Uruguai e Piquiri (**Figura 5**). Com base nesses elementos estruturais, a PMP ficou subdividida em três setores (Melfi; Piccirillo; Nardy, 1988): Setor Sul: localizado a sul do lineamento Uruguai e com predomínio das rochas do grupo BTi. Representado principalmente por rochas vulcânicas básicas com volume de aproximadamente 65%, por intermediárias 22% e ácidas 13% (tipo Palmas) (Marques e Ernesto, 2004). Central: região localizada entre os lineamentos do Rio Uruguai e Rio Piquiri, é considerado uma zona de transição onde ocorre interdigitação de basaltos alto e baixo-Ti. As vulcânicas básicas predominam e representam 98% do volume total da pilha sobre as rochas ácidas Tipo Palmas (0,9%) e Chapecó (1,1%) (Marques e Ernesto, 2004). Setor Norte: Posicionado a

norte do lineamento Rio Piquiri, onde há principalmente rochas do grupo ATi. Possui principalmente rochas básicas, representando cerca de 99% e pequena proporção de rochas ácidas (Tipo Chapecó). Vulcânicas intermediárias não foram encontradas nesta porção (Marques e Ernesto, 2004).

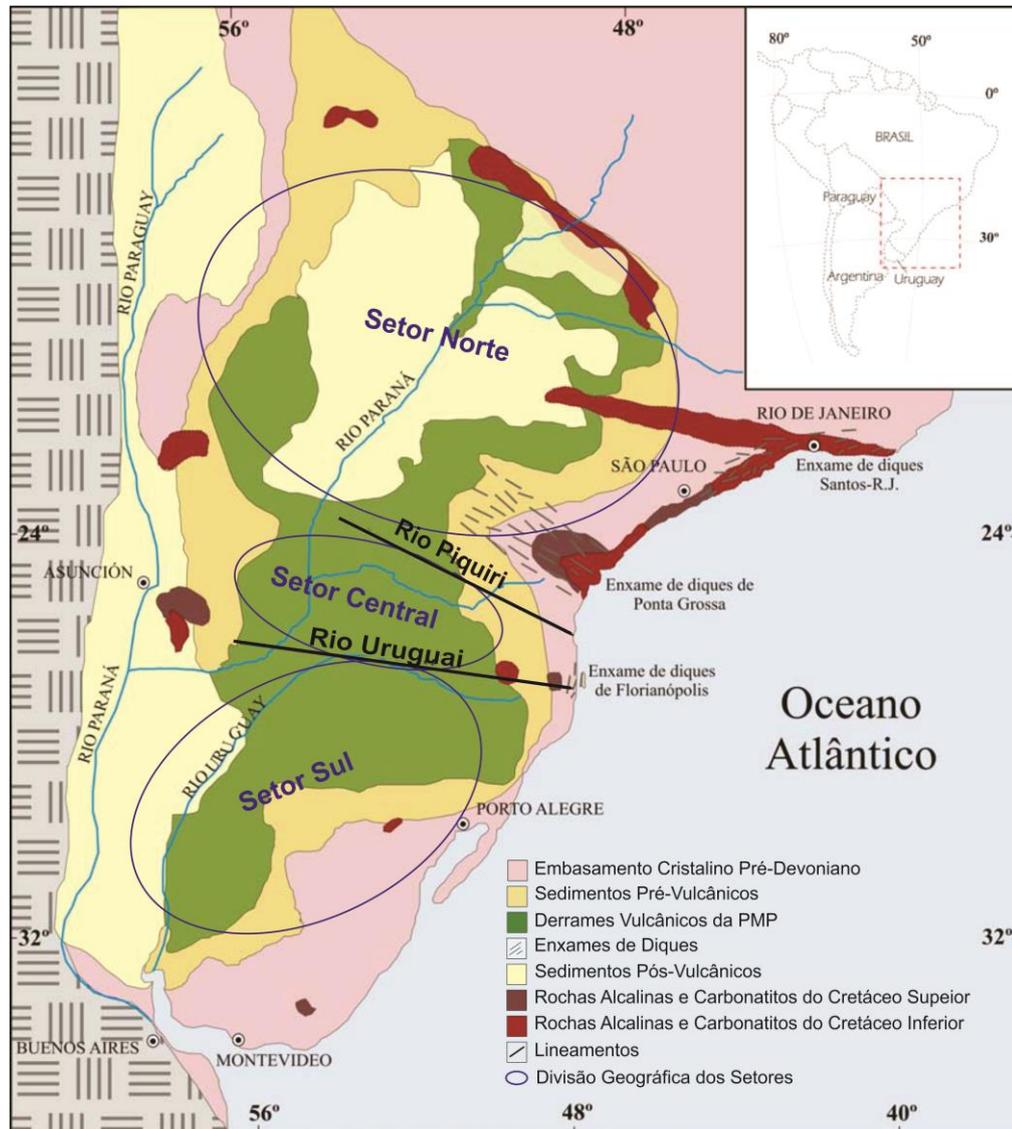


Figura 5: Mapa geológico generalizado da Bacia do Paraná mostrando os lineamentos e a subdivisão dos setores (norte, central e sul). Modificado de Polo (2010).

Nesta divisão, percebeu-se que existe um predomínio de basaltos BTi na porção sul da PMP, enquanto os ATi são predominantes na porção norte, havendo uma zona de transição entre estes dois grandes grupos na parte central. Contudo, Peate, Hawkesworth e Mantovani (1992) destacaram que essa divisão geográfica foi realizada a fim de se obter uma melhor organização do grande conjunto dos dados obtidos, visto a extensão da área, mas ressalta que estes lineamentos mesmo sendo

utilizados como divisores geográficos não influenciaram na natureza e/ou na distribuição dos tipos de magma em superfície.

### 3.3.2.1 Rochas Básicas e Intermediárias

Seis tipos de magmas foram reconhecidos para os basaltos da PMP com base na abundância de elementos maiores, menores e traços. Os elementos com alta densidade de carga (Ti, Zr e Y) ganharam maior relevância por serem, geralmente, imóveis nos processos de alteração hidrotermal e intemperismo (Peate; Hawkesworth; Mantovani, 1992).

Os magmas ATi foram subdivididos nos tipos **Urubici, Pitanga e Paranapanema**, e os de BTi nos magmas-tipo **Gramado, Esmeralda e Ribeira**, embora, em trabalhos posteriores, o tipo Ribeira foi atribuído aos ATi (Peate, 1997). O autor aborda que, apesar de os tipos de magma Paranapanema e Ribeira se sobreporem no conteúdo Ti com os tipos de magma de BTi Gramado e Esmeralda, o Paranapanema é considerado ATi por causa dos valores elevados de Ti/Y(> 310) entre outras características composicionais semelhantes de magmas ATi.

Visto a ampla gama de dados disponíveis para os derrames basálticos da PMP e as diversas nomenclaturas utilizadas pelos autores, Peate, Hawkesworth e Mantovani (1992) elaboraram uma tabela na tentativa de resumir e esclarecer a nomenclatura dos tipos de magma em relação aos teores de Ti. A **Tabela 1** apresenta a proposta dos nomes a serem usados, colocando seis distintos magmas tipo agrupados com relação a seus conteúdos de TiO<sub>2</sub>, bem como a terminologia utilizada anteriormente na literatura para as unidades geoquímicas, inclusive nos magmas equivalentes na porção africana da Bacia, em Etendeka. Embora exista uma grande diversidade de termos utilizados na literatura, a classificação de Peate *et al.*, (1992) é ainda a mais aceita e será a utilizada no presente trabalho.

Tabela 1: Proposta de nomenclatura para os basaltos da PMP apresentada por Peate, Hawkesworth e Mantovani (1992). Em itálico, as nomenclaturas anteriormente utilizadas para denominar os mesmos tipos de rochas por outros autores: <sup>1</sup>Bellieni *et al.*, 1984b.; <sup>2</sup>Fodor *et al.*, 1985; <sup>3</sup>Marques *et al.*, 1988; <sup>4</sup>Peate *et al.*, 1988; <sup>5</sup>Hawkesworth *et al.*, 1988; <sup>6</sup>Mantovani *et al.*, 1988; <sup>7</sup>Petrini *et al.*, 1987.

<b>Baixo-Ti</b>	<b>Gramado</b>	<i>LTiB<sup>1</sup>, LTi(S)<sup>2</sup>, LPT<sup>3</sup>, sector II<sup>5</sup>, Tafelberg<sup>9</sup>, Albin<sup>9</sup></i>
	<b>Esmeralda</b>	<i>LTiB<sup>1</sup>, LPTupper<sup>4</sup>, sector I<sup>5</sup></i>
	<b>Ribeira</b>	<i>LTiB<sup>1</sup>, LTi(N)<sup>2</sup>, group A<sup>6</sup></i>
<b>Alto-Ti</b>	<b>Urubici</b>	<i>HTiB<sup>1</sup>, HTi(S)<sup>2</sup>, HPT<sup>3</sup>, Khumib<sup>10</sup></i>
	<b>Pitanga</b>	<i>HTiB<sup>1</sup>, Hti(N)<sup>2</sup>, HPT<sup>3</sup></i>
	<b>Paranapanema</b>	<i>HtiB<sup>1</sup>, IPT<sup>3</sup>, ITi<sup>7</sup>, sector III<sup>5</sup></i>

Esta classificação em tipos de magma marcou mudanças importantes na natureza dos grupos geoquímicos da PMP. A **Tabela 2** mostra os critérios de classificação segundo a composição de elementos e/ou relações específicas dentro de cada tipo de magma que foram utilizados por Peate, Hawkesworth e Mantovani (1992) Os autores apontam que, embora a divisão de alto e baixo-Ti esteja enraizada na literatura, o comportamento de TiO<sub>2</sub> durante o fracionamento de cristais mostra que o mesmo não pode ser usado como o único discriminante entre os tipos de magma. Portanto, para essa divisão, aplicou-se razões de elementos incompatíveis no intuito de reduzir o efeito da mudança composicional causada por variados graus de cristalização fracionada.

Tabela 2: Critérios de classificação de magmas-tipo segundo Peate; Hawkesworth e Mantovani (1992).

	Alto-Ti			Baixo-Ti		
	Urubici	Pitanga	Paranapanema	Ribeira	Esmeralda	Gramado
SiO <sub>2</sub> (%)	>49	>47	48-53	49 - 52	48 - 55	49 - 60
TiO <sub>2</sub> (%)	>3,3	>2,8	1,7 - 3,2	1,5 – 2,3	1,1 – 2,3	0,7 – 2,0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	>0,45	>0,35	0,2 – 0,8	0,15 – 0,50	0,1 – 0,35	0,05 – 0,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t) (%)	<14,5	12,5 – 18	12,5 – 17	12 - 16	12 - 17	9 - 16
Sr	>550	>350	200 – 450	200 – 375	<250	140 - 400
Ba	>500	>200	200 – 650	200 – 600	90 – 400	100 - 700
Zr	>250	>200	120 – 250	100 – 200	65 – 210	65 - 275
Ti/Zr	>57	>60	>65	>65	>60	<70
Ti/Y	>500	>350	>300	<330	<330	
Zr/Y	>6,5	>5,5	4,0 – 7,0	3,5 – 7,0	2,0 – 5,0	3,5 – 6,5
Sr/Y	>14	>8	4,5 – 15	5 – 17	<9	<13
Ba/Y	>14	>9	5 – 19	6 – 19	<12	<19

Concentrações intermediárias de TiO<sub>2</sub> (entre 2-3%) em basaltos provenientes da região central da PMP foram percebidas por Piccirillo *et al.*, (1988) e foram atribuídas como uma zona de transição entre os grupos de alto e baixo Ti. Peate, Hawkesworth e Mantovani (1992) salientaram que a tendência típica de enriquecimento de Fe e Ti dos toleíitos poderia levar um magma parental baixo-Ti a evoluir e ultrapassar os 2% em peso, e resultar em um magma alto-Ti. Da mesma forma, uma amostra basáltica mais evoluída pode começar fracionando óxidos de Fe-Ti e, portanto, ter um menor conteúdo de TiO<sub>2</sub>. Ainda segundo Peate *et al.*, (1992), a sobreposição de alto e baixo conteúdo de TiO<sub>2</sub> na classificação dentro desta zona de transição podem, geralmente, ser reconhecidas utilizando outros critérios de composição. Peate *et al.*, (1988) denominou estes basaltos transicionais como sendo tipo **Paranapanema**, sendo os elementos discriminantes para este magma-tipo o alto teor de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, baixas razões Zr/Y (<6,0) e Sr (<450 ppm) (Peate *et al.*, (1992).

Dos basaltos com conteúdo de  $\text{TiO}_2$  de aproximadamente 3%, o tipo Pitanga ocorre na porção oeste e norte da PMP, e o Urubici está restrito a sudeste. Os dois apresentam quantidades similares de elementos traços incompatíveis, exceto para os elementos com grande raio iônico (*Large Ion Lithophile Elements - LILE*). Os elementos que distinguem o Tipo Pitanga do Urubici são principalmente os teores mais elevados de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  no tipo Pitanga, e mais baixos para  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e Sr quando comparados ao Urubici. Os valores de Sr ficam entre 210-625 ppm no tipo Pitanga e 550-1050 ppm no Urubici (Bellieni *et al.*, , 1984a).

O tipo **Ribeira** apresenta teores de elementos maiores similares com o tipo **Esmeralda**, porém a abundância em elementos traços e baixas razões isotópicas de Sr, segundo Petrini *et al.*, (1987), fazem com que o Ribeira seja também similar ao grupo alto-Ti. Para Peate, Hawkesworth e Mantovani (1992) as razões Ti/Y e Rb/Ba são os principais fatores discriminantes para o Ribeira, já que os demais magmas de baixo-Ti, Gramado e Esmeralda, apresentam Rb/Ba ( $>0,1$ ) e baixo Ti/Y ( $<300$ ).

Os principais discriminantes que podem ser utilizados para separar os tipos baixo Ti **Gramado** e Esmeralda seriam as razões Zr/Y e de Ti/Zr. Para o Esmeralda, os valores de Zr/Y ficam entre 2 – 5, e o Gramado em 3,5 – 5,5. Para a razão Ti/Zr, os valores para o Esmeralda são  $>60$  e para o Gramado  $<60$ . Estes dois tipos correspondem ao domínio baixo-Ti que afloram no sul da PMP.

A **Figura 6** mostra alguns dos diagramas geoquímicos discriminantes dos diferentes magmas tipos de Peate (1997). Estes diagramas se tornaram critérios de classificação dos diferentes tipos de basaltos da PMP.

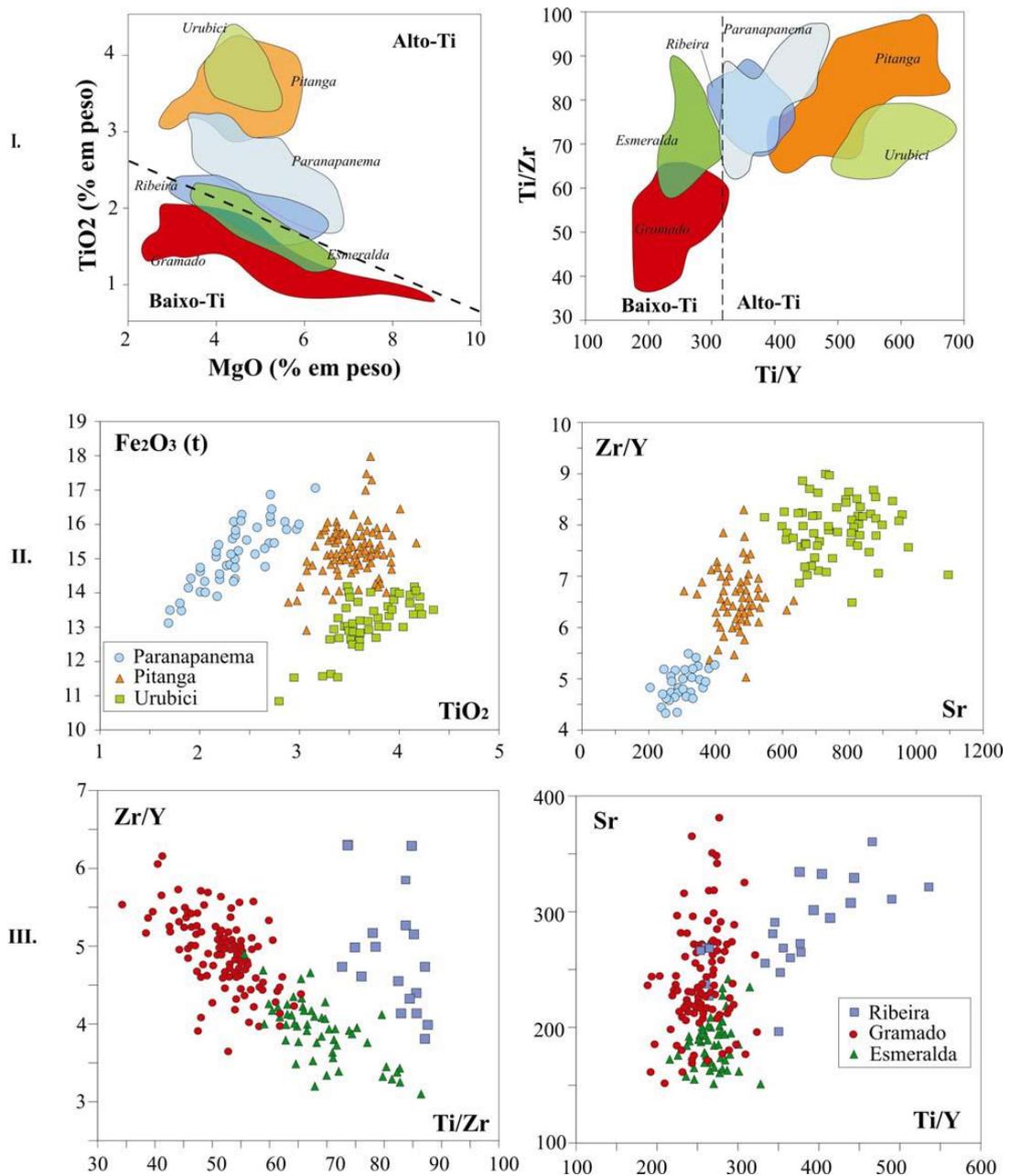


Figura 6: Diagramas geoquímicos ilustrativos dos critérios de classificação segundo Peate (2007), para os tipos de basaltos da PMP. I. Aplicado para obtenção da divisão entre basaltos de alto e baixo-Ti; II. Diagramas discriminatórios para basaltos com  $TiO_2 > 2\%$  (em peso); III. Diagramas discriminatórios para basaltos com  $TiO_2 < 2\%$  (em peso). Modificado de Polo (2010).

Machado (2005) enfatiza que através do estudo das assinaturas isotópicas e razões de elementos traços incompatíveis, percebe-se que os diferentes magmas-tipo não possuem a mesma fonte mantélica, visto que são quimicamente distintos e,

portanto, não há possibilidade de vinculação genética por processos de fracionamento simples.

Nos trabalhos de Peate, Hawkesworth e Mantovani (1992) e Peate (1997), os dados geoquímicos e datações  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  foram associados através de informações de furos de sondagem para uma definição da estratigrafia interna dos derrames básicos. Com isso foi possível fazer uma seção esquemática de direção aproximadamente N-S (**Figura 7**), na qual se observa que no norte, há predominância dos magmas-tipo Paranapanema e Pitanga, já no sul o predomínio é do magma-tipo Gramado.

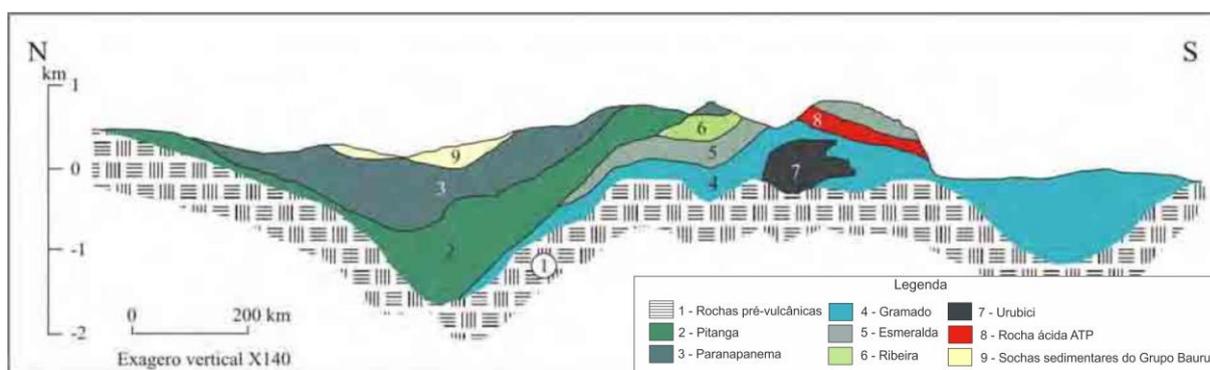


Figura 7: Perfil aproximadamente N-S na Província Magmática Serra Geral, simplificado de Peate (1997), segundo dados geoquímicos de Peate *et al.*, (1992) e datações de Stewart *et al.*, (1996).

### 3.3.2.2 Rochas ácidas

Nardy *et al.*, (2002) cartografaram as rochas ácidas da PMP e propuseram a inclusão de duas novas unidades litoestratigráficas, que por sua vez também representam dois magmas tipos, as quais denominaram de Palmas e Chapecó.

#### Ácidas Tipo Palmas

As rochas ácidas tipo Palmas (ATP) são associadas aos magmas BTi (Bellieni *et al.*, 1986; Piccirillo *et al.*, 1987; Nardy.,1995), e são derivadas da fusão parcial de basaltos do tipo Gramado (Garland; Hawkestworth; Mantovani, 1995). Este litotipo apresenta volume superior às rochas ácidas tipo Chapecó (ATC), correspondendo a

80% do volume total das ácidas e a 2,5% do volume total do magmatismo da PMP (Nardy; Machado; Oliveira, 2008).

Ainda segundo Nardy, Machado e Oliveira (2008), este litotipo é caracterizado por rochas com teores entre 64 e 72% de SiO<sub>2</sub> e com 0,57 a 1,23% de TiO<sub>2</sub>, e podem ser divididas em cinco subtipos distintos, denominados de Santa Maria, Caxias do Sul, Anita Garibaldi, Clevelândia e Jacuí, que foram agrupadas em dois grupos principais (Polo, 2010):

**Riolitos:** com SiO<sub>2</sub> (69,56-70,28%) e TiO<sub>2</sub> (<0,87%) que correspondem os subtipos Santa Maria e Clevelândia;

**Dacitos:** com SiO<sub>2</sub> (63,83%-69,56%) e TiO<sub>2</sub> (> 0,90%), representado pelos três subtipos: Caxias do Sul , Anita Garibaldi e Jacuí.

Segundo Polo (2010), outras características inerentes às ATP são o enriquecimento em Sr radiogênico ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{130} = 0,714 - 0,727$ ), a depleção em elementos incompatíveis (Ba, Nb, Sr e Ti), a anomalia positiva de K e o enriquecimento em elementos com raios iônicos grandes. As razões iniciais de concentrações isotópicas de Sr sugerem que o magma sofreu processos de contaminação crustal (Cordani *et al.*, 1988; Garland; Hawkestworth; Mantovani, 1995). A **Figura 8** apresenta alguns diagramas empregados na subdivisão do Membro Palmas.

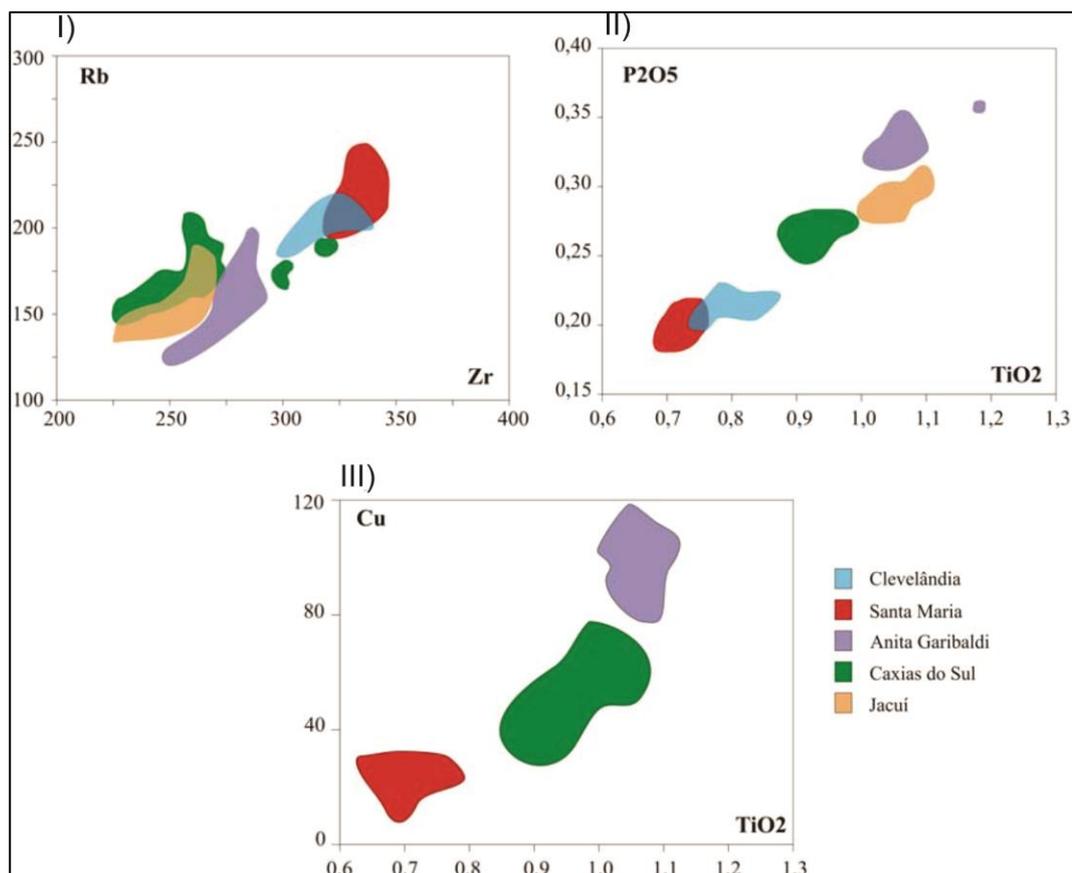


Figura 8: Diagramas discriminantes do Membro Palmas e seus subtipos. I) Rb vs Zr; II) P2O5 vs TiO2 (Nardy *et al.*, 2008). III) Cu vs TiO2 (Garland *et al.*, 1995). Modificado de Polo (2010).

As ATP são encontradas, nos limites meridionais da Província na forma de um extenso platô de direção EW. Estratigraficamente, encontram-se sobrepostas aos basaltos BTi (tipos Gramado e Esmeralda), ou ainda intercaladas com eles. Já na porção central da PMP, foram identificadas pequenas quantidades desta unidade, que se apresentam sotopostas as ATC (Nardy, 1995).

### Ácidas tipo Chapecó

Bellieni *et al.*, (1986) e Piccirillo *et al.*, (1986) denominaram de ATC as rochas que apresentam concentrações de 64 a 68% de SiO<sub>2</sub>, e o TiO<sub>2</sub> entre 0,95 a 1,59%.

Segundo Garland, Hawkestworth e Mantovani (1995) estas rochas associam-se aos basaltos ATi e derivam da fusão parcial de basaltos do tipo Pitanga. Possuem teores relativamente elevados de TiO<sub>2</sub>, NaO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e elementos traços incompatíveis, tais como Sr, Ba, Zr, Hf, Ta e terras raras. (Piccirillo *et al.*, ,

1986; Nardy, 1995). Este grupo caracteriza-se também por apresentar baixas razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{130}$  (0,705 - 0,708), enriquecimento em elementos incompatíveis e em terras raras leves, tais como La, Nd e Ce (Mantovani *et al.*, 1985; Peate; Hawkesworth; Mantovani, 1992, Peate, 1997, Garland; Hawkestworth; Mantovani, 1995).

Garland, Hawkestworth e Mantovani (1995) ainda distinguiu dois membros para as rochas ATC: O membro Ourinhos, que apresenta concentrações de  $\text{TiO}_2 \leq 1,29\%$  e valores elevados de  $\text{SiO}_2$  (65 – 69%) e razões isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  com valores entre 0,7076 – 0,7080. E o membro Guarapuava, com  $\text{TiO}_2 \geq 1,47\%$ , e  $\text{SiO}_2$  (64,3 – 66,3%). Segundo os mesmos autores, as razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ficam entre 0,7055 e 0,7060. A **Figura 9** mostra o diagrama  $[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_{130}$  vs  $\text{SiO}_2$  que, juntamente com outros elementos, foi utilizado por Garland, Hawkestworth e Mantovani (1995) para discriminar as rochas tipo Palmas e Chapecó, e exhibe os campos dos subtipos Ourinhos e Guarapuava.

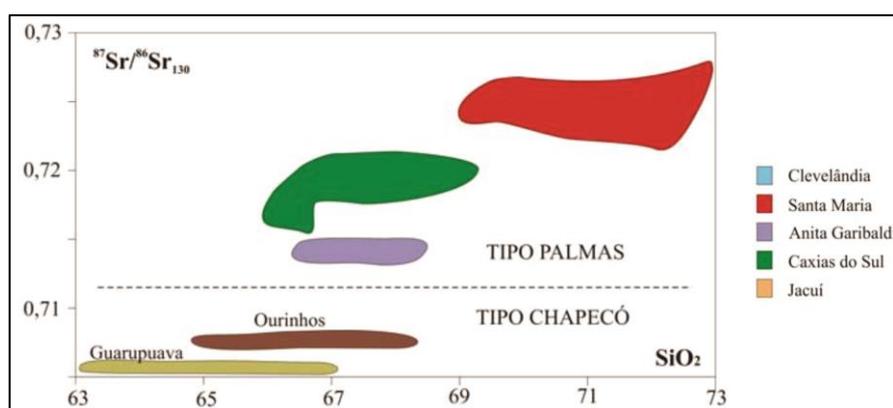


Figura 9: Diagrama  $[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_{130}$  vs  $\text{SiO}_2$  para a discriminação das rochas ácidas segundo Garland, Hawkestworth e Mantovani (1995). Retirado de Polo (2010).

### 3.4 Morfologia dos derrames basálticos

Os derrames basálticos são os mais comuns na crosta terrestre e são identificados a partir de feições de superfície e das estruturas presentes (Macdonald, 1953). A terminologia utilizada na descrição destas estruturas provém, principalmente, dos estudos das lavas basálticas dos vulcões havaianos (Waichel, 2006). Os derrames de lava podem se apresentar como unidades de fluxo únicos, denominados de derrame simples, que são associados a taxas de efusão elevadas. Ou como derrames compostos que são caracterizados por diversas unidades de

fluxo, geralmente pequenos e pouco espessos, sobrepostos uns em relação aos outros e que se resfriaram simultaneamente.

As feições de superfície caracterizam a morfologia dos derrames basálticos e foram primeiramente descritas por Macdonald (1953) em *pahoehoe*, *ʻaʻā* e lava em bloco.

Walker (1971) correlacionou as taxas de erupção como um importante fator no controle da morfologia das lavas, sendo que a distância percorrida por uma lava pode ser diretamente proporcional à taxa de efusão. Geralmente, as taxas de efusão de lavas básicas são maiores do que nas intermediárias e ácidas. Deste modo, pode-se perceber que as lavas *pahoehoe* e *ʻaʻā* são muitas vezes emitidas de um mesmo centro eruptivo, sendo estes fatores: taxa de efusão, viscosidade do magma, morfologia e a inclinação da superfície de escoamento, que determinam o aspecto superficial do derrame.

Outros fatores que influenciam nas propriedades das lavas e contribuem para mudanças nas feições de superfície são o teor de voláteis e o modo de resfriamento (Macdonald 1953; Peterson; Tilling 1980).

### **3.4.1 Derrames *Pahoehoe***

Estes derrames possuem superfícies lisas, onduladas ou em corda. Na dinâmica dos fluxos *pahoehoe*, observa-se primeiramente um avanço da lava na forma de lobos com pequena espessura, a crosta superior é então formada rapidamente quando em contato com o meio, isolando o sistema interno do fluxo. A crosta superior é inflada pela pressão interna dos voláteis e então ocorre o espalhamento, espessamento e o transporte que pode chegar a longas distâncias. Para isso, o processo de inflação depende da baixa inclinação da superfície de base (<5° de declividade) e de uma baixa taxa de efusão.

Em seção vertical, os derrames *pahoehoe* são divididos em crosta superior, núcleo e crosta inferior (Macdonald, 1953). Sendo que a porção basal é caracterizada por uma zona vesiculada, o núcleo é maciço (não vesicular) e com granulação média, e a crosta superior com uma zona vesicular de espessura que geralmente possui a metade da espessura total do fluxo (Aubele; Crumpler; Elston, 1988).

### **3.4.2 Derrames 'a'ã**

Macdonald (1953) definiu que as principais características que definem este tipo de derrame são o topo e a base escoriáceos, um núcleo maciço e vesículas alongadas. Lavas do tipo 'a'ã são típicas de resfriamento rápido, taxas de erupção mais elevadas e topografia mais inclinada quando comparadas aos derrames *pahoehoe* (Macdonald, 1953; Rowland e Walker, 1990).

Os derrames 'a'ã não atingem grandes distâncias da fonte, pois são transportados em canais abertos, o que causa uma elevação na perda de calor e, conseqüentemente, um aumento na viscosidade e na taxa de deformação durante o avanço do fluxo (Lima *et al.*, 2012). Outro fator que acelera o resfriamento é que a crosta escoriácea é parcialmente misturada com a porção central quando o fluxo avança.

Em PBCs, os derrames deste tipo são pouco comuns, com alguns identificados próximos a condutos no Columbia River (Swanson *et al.*, 1979). Na FSG, Waichel *et al.*, (2006) identificaram derrames 'a'ã no oeste do Paraná, porém são restritos e, geralmente incompletos, nos quais a base dos derrames é dificilmente visualizada.

### **3.4.3 Lava em bloco**

Os derrames lava em bloco apresentam por porção superior composto por blocos e/ou fragmentos poliédricos angulosos de tamanhos regulares e que apresentam superfícies lisas (Macdonald, 1953). Os magmas que geram estes derrames são mais viscosos com composição andesítica, dacítica ou ríotítica. Estes derrames não foram reconhecidos na PBC Paraná-Etendeka.

### **3.4.5 Derrames Transicionais**

Alguns derrames apresentam características que retratam uma menor fluidez das lavas, ou unidades de fluxo. Estas características correspondem a estágios de

viscosidade intermediários entre lavas *pahoehoe* e *´a´ā* (Nunes, 2002). Estes derrames são denominados de transicionais e surgiram para complementar os tipos mais tradicionais anteriormente expostos (Peterson e Tilling, 1980; Keszthelyi, 2000).

Lavas transicionais do *pahoehoe* para *´a´ā* já haviam sido apontadas por diversos autores em vulcões centrais (Peterson e Tilling, 1980; Polacci *et al.*, 1999; Kilburn, 1981; Sato, 1995; Stephenson *et al.*, 1998), e em PBCs como a do Columbia Rivers (Macdonald, 1972; Walker *et al.*, 1999; Keszthelyi *et al.*, 2001).

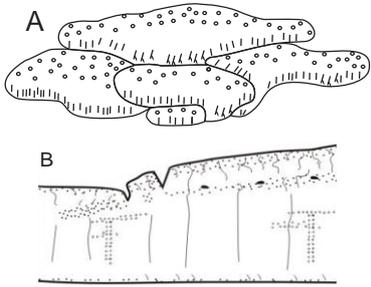
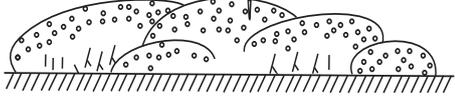
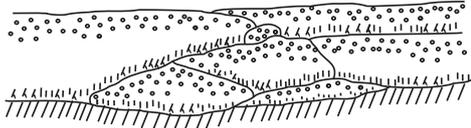
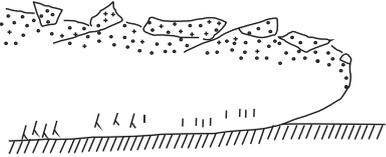
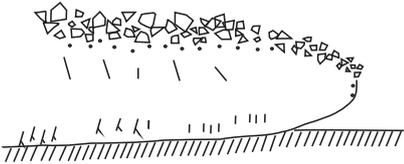
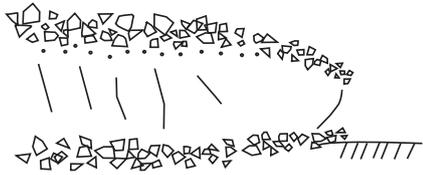
Tipos de derrames transicionais também foram descritos por Duraiswami *et al.*, 2013) na PBC do Deccan, que aborda sobre as implicações na dinâmica de colocação, arquitetura de fácies e a estratigrafia da sequência vulcânica para aquela província. A **Tabela 3** mostra os tipos de derrames basálticos desde os *pahoehoe* até *´a´ā*, com um esboço ilustrativo da morfologia e as definições de cada tipo.

#### **3.4.5.1 Derrames *Rubbly pahoehoe***

É um derrame transicional entre *pahoehoe* e *´a´ā*. Suas características definidoras são a base vesicular pouco espessa preservada, núcleo maciço e crosta superior vesicular e topo brechado (Keszthelyi, 2002; Duraiswami *et al.*, 2013). Estes fluxos possuem uma base lisa que é típico de *pahoehoe*.

Na FSG, derrames *rubbly pahoehoe* foram identificados na porção sul da sinclinal de Torres (Barreto *et al.*, 2014; Rosseti *et al.*, 2014). Os autores descreveram que a espessura destes derrames varia entre 40 e 50 metros e que possuem geometria tabular.

Tabela 3: Tipos de derrames basálticos e morfologias. Adaptada de Duraiswami *et al.*, (2013).

Tipo	Desenho Esquemático	Definição
<i>Pahoehoe</i>		<p>Termo havaiano que significa “em forma de corda”. Possuem superfícies lisas, onduladas ou em corda. Podem ter muitas unidades - (<i>pahoehoe</i> composto (A), ou uma única unidade - <i>pahoehoe</i> simples (B).</p>
<i>Hummoky pahoehoe</i>		<p>Compreende lavas com pequenos lobos, superfície suave tipo <i>hummoky</i>. Forma fluxos compostos devido à baixa taxa de efusão e paleotopografia ondulada.</p>
<i>Sheet pahoehoe</i>		<p>Variedade de <i>pahoehoe</i> que consiste em grandes lobos tabulares e camadas grossas. As unidades são empilhadas uma por cima da outra, formando uma superfície plana e geometria tabular.</p>
<i>Slaby pahoehoe</i>		<p>Contém uma série de placas espaçadas, com alguns metros de diâmetro e centímetros de espessura, que são quebradas e inclinadas pelo movimento da lava. Derrame gradacional entre <i>pahoehoe</i> e ‘a’ā, com características predominantes de <i>pahoehoe</i>, mas com a crosta “quebrada”.</p>
<i>Rubbly pahoehoe</i>		<p>Fluxos de lava com base preservada e topo escoriáceo (brechado). Derrame transicional entre <i>pahoehoe</i> e ‘a’ā, colocadas com uma taxa de erupção maior que a <i>pahoehoe</i>.</p>
‘a’ā		<p>Topo e a base escoriáceos, um núcleo maciço com vesículas alongadas. São mais viscosos que o <i>pahoehoe</i> e por isso avançam mais devagar em uma mesma superfície.</p>

### 3.5 Estratigrafia e Arquitetura de Fácies Vulcânicas

Os estudos pioneiros sobre as sequências vulcânicas geradas pelo magmatismo das PBCs consideravam os derrames basálticos como pacotes tabulares e espessos de lava (Piccirillo e Melfi, 1988). Self, Thordarson; Keszthelyi (1997; 1998) passaram a considerar os aspectos vulcanológicos e promoveram uma melhor compreensão da dinâmica destas províncias ígneas. Trabalhos posteriores empregaram estes estudos na organização estratigráfica e a arquitetura de fácies vulcânicas (Jolley, 1997; Jerram e Stollhofen, 2002; Single e Jerram, 2004; Waichel, 2006; Waichel *et al.*, 2012).

Atualmente, reconhece-se que o estudo da morfologia das lavas basálticas de platôs continentais tem apontado características que auxiliam no entendimento dos mecanismos e taxas de efusão, permitindo uma melhor compreensão sobre a distribuição geográfica e “empilhamento” dos derrames basálticos (Self; Keszthelyi; Thordarson, 1997).

A arquitetura de fácies em basaltos subaéreos vem sendo observada por Jerram (2002). O autor aborda sobre dois membros finais definidos como fácies tabular clássica e fácies composta anastomosada.

A fácies tabular clássica compreende a arquitetura clássica, com um fluxo simples e geometria em camada tabular que é separada por paleossolos e outros indicadores tais como os níveis clásticos, por exemplo (Walker, 1971). Primeiramente este tipo de fluxo foi interpretado como resultante de erupções rápidas e com taxas de efusão extremamente elevada (Shaw e Swanson, 1970; Walker, 1971; 1973). Porém, esta natureza turbulenta, indicada para a geração de fluxos simples foi questionada em trabalhos realizados nos basaltos do Columbia River (Self; Keszthelyi; Thordarson, 1998). Estes autores indicam que os fluxos são na realidade compostos, estabelecidos sob condições não turbulentas e baixas taxas de efusão, denominados de *pahoehoe* inflados. Fluxos *pahoehoe* inflados têm sido identificados na PBC Paraná-Etendeka (Jerram e Sollhofen, 2000; Waichel *et al.*, 2006; Bondre, Duraiswami, Dole, 2004).

A fácies do tipo composto anastomosado consiste de vários fluxos *pahoehoe* formado por pequenos corpos de lava, gerados em condições de taxas de efusão

bem mais baixas (Walker, 1973; Jerram, 2002). Waichel, *et al* (2006) denominaram estes fluxos de lobos.

Em estudos feitos na porção oeste do Paraná (Waichel, *et al* 2006), os derrames compostos foram atribuídos à porção distal do conduto vulcânico, marcando a frente de avanço da lava (**Figura 10**).

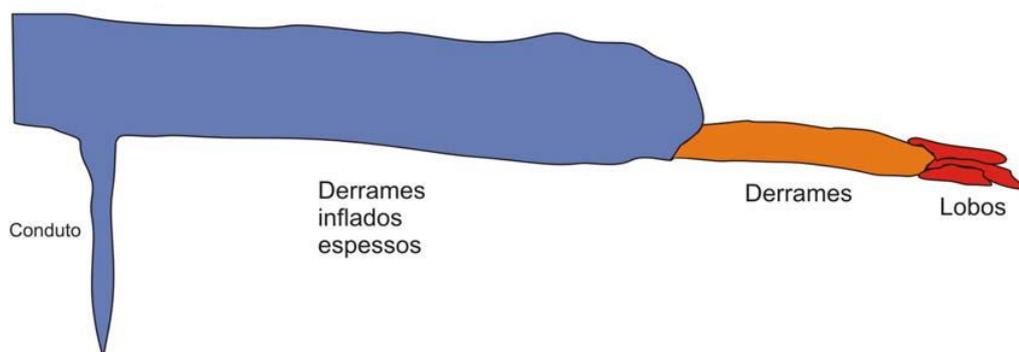


Figura 10: Estruturação dos derrames na FSG, na porção oeste do Paraná. As unidades de lobos dos derrames compostos se apresentam na porção mais distal. (Retirado de Waichel *et al.*, (2006).

Em síntese, uma abordagem moderna na pesquisa das PBCs considera estas sucessões vulcânicas como uma complexa arquitetura de fácies relacionada com importantes modificações na taxa de efusão, alimentação magmática e paleotopografia. Na estratigrafia sedimentar, a arquitetura de fácies fundamenta-se nos princípios propostos para a investigação de bacias sedimentares, onde os padrões de empilhamento são causados por interrelações entre as variações do nível do mar, taxas de subsidência e de sedimentação (Vail *et al.*, 1977). Para os sistemas vulcânicos, o que caracteriza o modo de sobreposição dos vulcanitos é a periodicidade, as taxas de erupções e a subsidência. Neste sentido, as sucessões de fácies vulcânicas podem contribuir para a compreensão da história evolutiva da bacia (Jerram, 2002). O estudo detalhado das associações de fácies pode auxiliar no entendimento de paleoambientes destes grandes eventos eruptivos e estabelecer a origem, a geração de espaço na bacia e os processos deposicionais dos sistemas vulcânicos.

No Brasil, as investigações que consideram os aspectos físicos do vulcanismo da Província Basáltica Continental (PBC) Paraná-Etendeka são indispensáveis se considerada a imensa área ocupada pela FSG (Melfi, Piccirillo, Nardy, 1988; Frank,

Gomes, Formoso, 2009). O levantamento bibliográfico revela que os trabalhos de investigação da FSG desconsideram aspectos básicos, como a distinção entre os diferentes tipos de lavas básicas e suas feições de superfície e estruturas (p.ex *pahoehoe*, *´a´ā* e lava em bloco) consagrados desde a década de cinquenta (Macdonald, 1953). As contribuições sobre a estruturação dos derrames da FSG são restritos a resumos de congressos entre 1960 e 1980, como resultado do mapeamento detalhado exigido na construção de grandes barragens (Guidicini e Campos, 1968; Moler e Cabrera, 1976; Araújo *et al.*, 1987). Waichel *et al.*, (2006) reinterpretaram a estratigrafia dos derrames da porção oeste do Paraná com base em seus aspectos físicos. Trabalhos ainda mais recentes vêm somando no conhecimento à cerca da estratigrafia e arquitetura de fácies vulcânicas na FSG em busca de uma correlação estratigráfica regional (Waichel *et al.*, 2012; Lima *et al.*, 2012; Barreto *et al.*, 2014; Rosseti *et al.*, 2014).

## 4. RESULTADOS

### 4.1 Estratigrafia e descrição das fácies vulcânicas

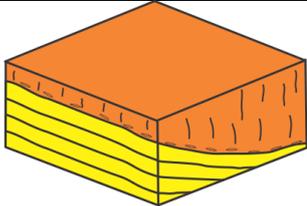
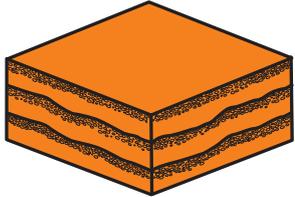
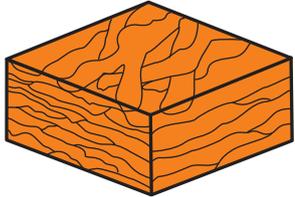
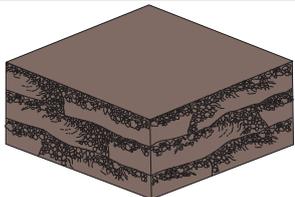
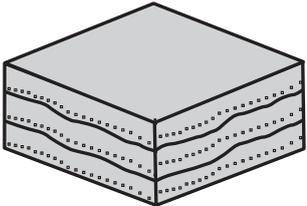
O levantamento dos dados de campo foi realizado ao longo da Serra do Rio do Rastro em afloramentos na rodovia SC-438, entre os municípios de Lauro Muller e Bom Jardim da Serra. As coordenadas foram obtidas na Unidade Transversal de Mercator (UTM), *Datum* SAD69, na Zona 22S. Os pontos descritos e amostrados são apresentados na **Tabela 4**.

Tabela 4: Coordenadas e altitudes dos pontos na Serra do Rio do Rastro, com a nomenclatura das amostras.

Ponto	Longitude (X)	Latitude (Y)	Altitude (m)	Amostras
1	644346	6858289	760	MF01A
			785	MF01B
2	644219	6858323	800	MF02
3	644153	6858342	804	MF03
4	644211	6858516	830	MF04
5	644096	6858509	835	MF05
6	643914	6858572	855	MF06
7	643833	6858578	864	MF07
8	643693	6858487	878	
9	643578	6858457	900	MF09
10	643538	6858429	909	MF10
11	643355	6858434	912	
12	643367	6858390	923	
13	643230	6858327	942	
			957	MF13
14	643099	6858284	965	
15	643046	6858238	968	
16	642934	6858180	977	
17	642867	6858186	985	MF17
18	642644	6858163	1007	MF18A
			1010	MF18B
				MF18C
19	642792	6858143	1023	MF19A
			1030	MF19B
20	642838	6858151	1040	MF20
21	642686	6858097	1058	MF21
22	642376	6858076	1107	MF22
23	642439	6857977	1133	MF23A
			1156	MF23B
			1174	MF23C
24	642265	6858091	1198	MF24
25	642173	6857968	1229	
26	642193	6858039	1230	
27	642146	6857893	1241	MF27
28	642234	6857787	1260	
29	642165	6857818	1278	MF29A
			1292	MF29B
30	642082	6857834	1303	MF30A
				MF30B
31	642106	6857765	1310	MF31A
			1324	MF31B
32	642029	6857814	1335	MF32A
			1340	MF32B
33	642011	6857827	1350	MF33A
			1424	MF33B
			1424	MF33C
34	640062	6855723	1432	MF34

Com base nas feições de superfície, geometria, organização interna dos derrames e na relação de contato entre eles, foram individualizadas as seguintes faciologias vulcânicas: fácies *ponded*, fácies tabular-clássico, fácies composto-anastomosado, fácies tabular-escoriáceo e fácies tabular-ácido (Tabela 5). Estas associações, juntamente com dados petrográficos e geoquímicos, podem auxiliar na delimitação de distintos episódios vulcânicos na sequência.

Tabela 5: Características faciológicas descritas para a sessão da Serra do Rio do Rastro. Adaptado de Waichel *et al* (2012).

Fácies	Características	Desenho Esquemático
Fácies <i>ponded</i>	Composta por derrame <i>pahoehoe</i> que foram confinados em ambiente interdunas, formando espessos fluxos de lavas com disjunções colunares.	
Fácies tabular-clássico	Composta por derrames <i>pahoehoe</i> simples, formados por uma única unidade de fluxo.	
Fácies composto-anastomosado	Várias unidades de fluxos que formam lobos.	
Fácies tabular-escoriáceo	Constituem os derrames <i>rubbly pahoehoe</i> , com geometria tabular.	
Fácies tabular-ácido	Derrames de composição ácida, com geometria tabular geralmente associados com topografias em forma de platô.	

Foram identificados derrames do tipo *pahoehoe* e *rubly pahoehoe*, que se apresentam intercalados no perfil da sequência vulcânica desde a altitude de 760 m (contato com a Fm. Botucatu) até aproximadamente 1.420 m. Acima destes derrames até o topo da serra (1.432 m de altitude), as características morfológicas ficam diferentes. A geometria tabular, com o padrão da topografia em forma de platôs e, a presença de vesículas estiradas sugere que estes sejam derrames ácidos. A coluna estratigráfica da sequência vulcânica, mostrando os tipos de derrames, as principais estruturas e as associações faciológicas é apresentada na **Figura 11**. Observa-se que os derrames *rubly pahoehoe* prevalecem ao longo do perfil e constituem cerca 61,5% da sequência vulcânica até a cota de 1.400 m, e os derrames *pahoehoe* correspondem a 38,5%.

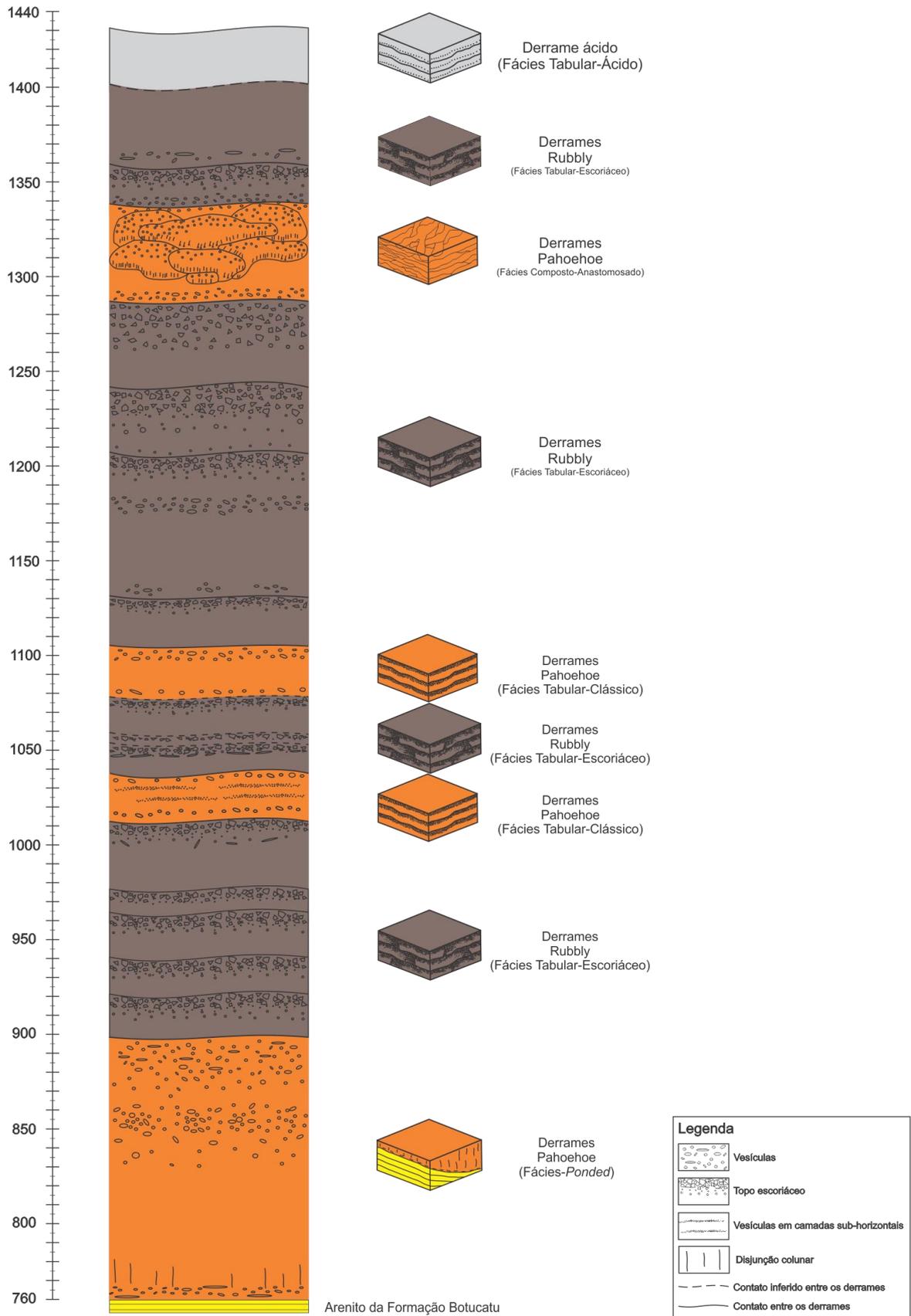


Figura 11: Coluna estratigráfica e fácies vulcânicas do perfil na Serra do Rio do Rastro.

## **Derrames *Pahoehoe*: Fácies-Ponded**

Ocorrem na base da pilha vulcânica, são constituídos principalmente por basalto fanerítico fino e possuem a zonação interna típica (base vesiculada, núcleo maciço e topo vesiculado).

O primeiro derrame possui cerca de 140 m de espessura e o contato com o arenito da Formação Botucatu é abrupto e truncado. Observa-se neste contato uma pequena camada, medindo menos de 1 cm de espessura, de arenito sem estratificação, indicando que houve a remobilização do sedimento próximo ao contato. Na porção basal do primeiro derrame ocorre um nível vesiculado com cerca 20 cm de espessura, com vesículas estiradas que indicam a direção de fluxo para leste-oeste (**Figura 12A**).

Na altitude de 776 m, foram observadas disjunções colunares verticais (**Figura 12B**). Outras estruturas como diques com margens resfriadas e tamanhos variados foram observados ao longo da extensão deste derrame (**Figura 12C**). Também foi identificado estrutura cataclástica em uma falha na altitude de 830 m (ponto 4), e próximo a este ponto há diques de areia **Figura 12D** e **E**, respectivamente). A medida que este derrame se aproxima do topo, em aproximadamente 855 m de altitude, zonas mais vesiculadas e amígdalas preenchidas por zeolitas começam a se intensificar **Figura 12F**).

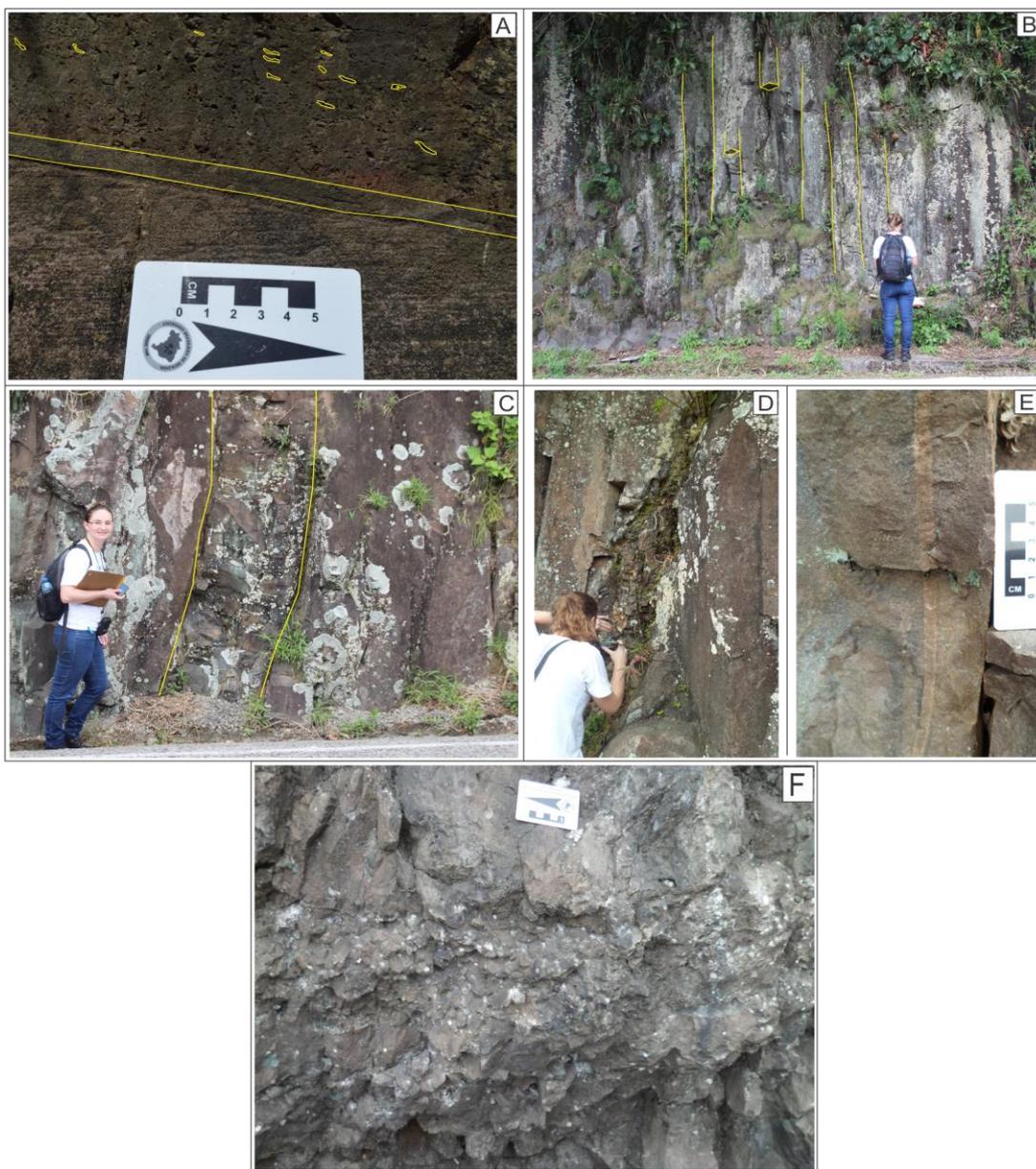


Figura 12: Derrames *pahoehoe* da fácies-ponded. A) Contato do Arenito Botucatu com o primeiro derrame. Em amarelo: vesículas estiradas e a camada remobilizada. B) Disjunções colunares. C) Dique com margem resfriada. D) Zona de falha com catáclase. E) Dique de areia. F) Vesículas e amídalas preenchidas por zeolitas.

### **Derrames *Pahoehoe*: Fácies Tabular-clássico**

Ocorrem na parte intermediária do perfil, onde há dois derrames que medem cerca de 25 metros cada. Estes derrames possuem base vesiculada, núcleo maciço e a parte superior vesiculada.

No derrame entre as cotas 1.010 m e 1.035 m, a estrutura marcante são as vesículas que se concentram em camadas (*vesicle layering*) de aproximadamente 5 cm de espessura e estão sub-horizontalizadas (**Figura 13A e B**).

No outro derrame desta fácies, o contato inferior não foi visualizado devido à cobertura vegetal e processos intempéricos, sendo inferido na cota de aproximadamente 1.080 m. O contato superior deste derrame *pahoehoe* com o *rubbly pahoehoe* acima está na altitude de 1.107 m (**Figura 13C**).

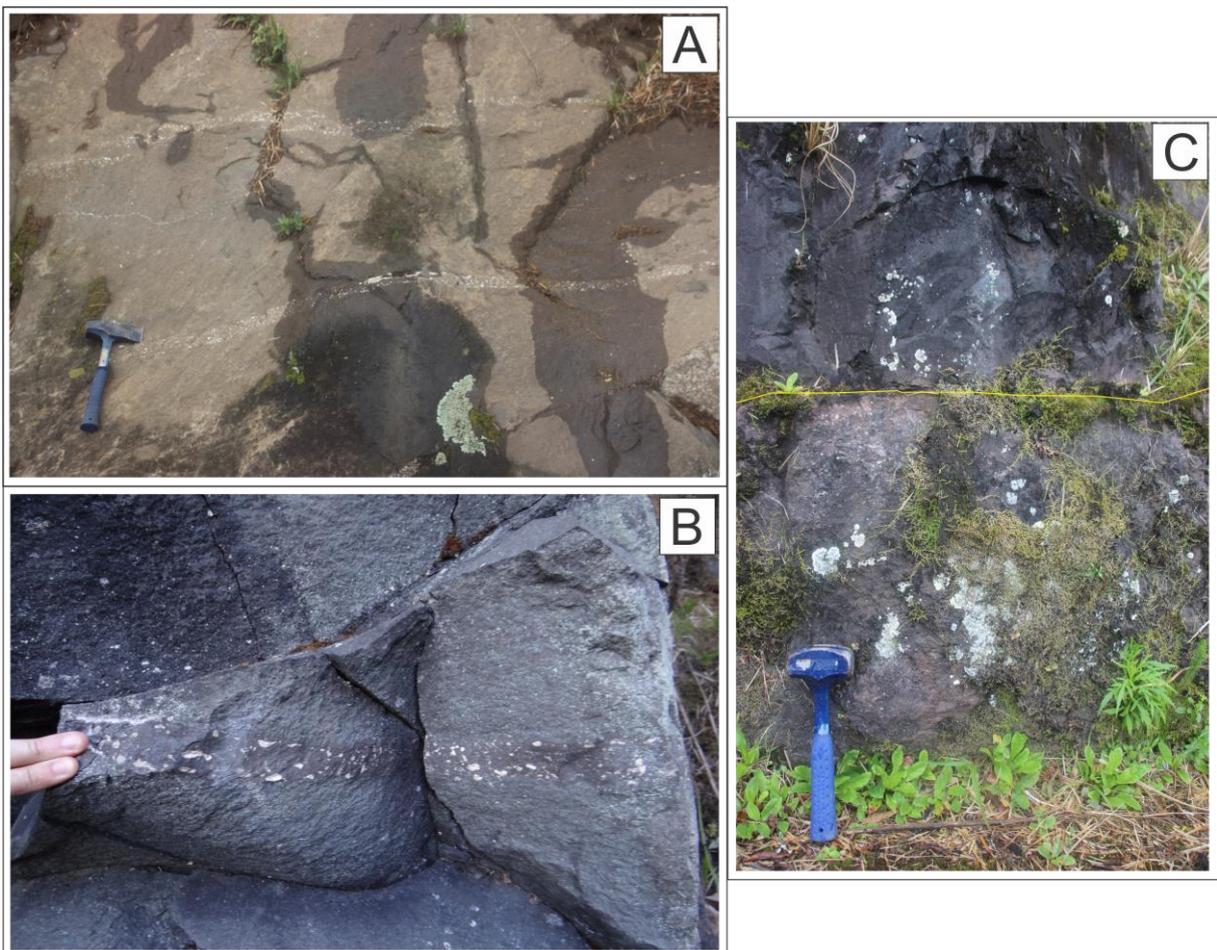


Figura 13: Derrames *pahoehoe* da fácies tabular-clássico. A) Vesículas em camadas sub-horizontais (*vesicle layering*). B) Contato do derrame *pahoehoe* com o *rubbly pahoehoe* acima. C) Contato do derrame *pahoehoe* (abaixo) com o *rubbly pahoehoe* (acima).

## Derrames *Pahoehoe*: Fácies Composto-Anastomosado

Derrames da fácies *pahoehoe* composto foram identificados na porção superior do perfil (a partir da cota 1.285 m) com cerca de 55 m de espessura. Estes derrames possuem várias unidades que constituem fluxos de lobos *pahoehoe* de 0,5 a 2 m cada e possuem boa visualização da base e do núcleo (**Figura 14**). A base dos lobos apresenta vidro, o núcleo é maciço com poucas vesículas que são mais arredondadas. O contato do topo deste derrame *pahoehoe* composto com o derrame *rubby* acima, mostrado na **Figura 14B**, é marcado por uma zona vesiculada com fragmentos vítreos **Figura 14C**).



Figura 14: *Pahoehoe* composto. A) unidades de lava (lobos) de derrame *pahoehoe*. B) Contato do topo do derrame da fácies *pahoehoe* com o derrame *pahoehoe* rubbly acima. C) Fragmentos vítreos e vesiculação no topo do derrame *pahoehoe* composto.

### **Derrames *Rubbly pahoehoe*: Fácies Tabular-Escoriáceo**

Os derrames *rubbly pahoehoe* predominam ao longo do perfil e estão organizados em base vesiculada pouco espessa, núcleo maciço, porção vesiculada e topo escoriáceo. São afaníticos e apresentam estrutura de fluxo sub-horizontal (**Figura 15A**) e, por vezes amígdalas preenchidas por celadonita ou zeolitas. É comum a presença de diques e zonas de falha ao longo da sequência desta fácies.

Os derrames deste tipo começam a aparecer próximo a altitude de 900 m. Os contatos entre os derrames nesta parte do perfil, são difíceis de visualizar devido a área estar bastante intemperizada e vegetada (**Figura 15B**). Contudo, ainda foi possível visualizar níveis com vesículas estiradas (**Figura 15C**) e brechas (**Figura 15D**) que contribuíram com a identificação de cinco derrames *rubbly pahoehoe*, com espessuras médias de 22 m cada e que totalizam um pacote de 110 m de sequência nesta parte do perfil.

Na porção central do perfil, entre dois derrames *pahoehoe*, os *rubbly pahoehoe* não possuem contatos bem definidos, sendo inferidos três derrames deste tipo que medem um total de 45 m. Na altitude de 1.040 m (Ponto 20) há vesículas horizontalizadas que medem até 7 cm (**Figura 15E**).

Da porção mediana do perfil (cota ~1.105 m) em direção ao topo há uma sequência de quatro derrames *rubbly pahoehoe* que totalizam 180 m, e vai até o contato com o *pahoehoe* composto (~1.285 m). Apresentam porções com vesículas esparsas na base do derrame e intensas próximas ao topo brechado (**Figura 15F**). O núcleo dos derrames é um basalto maciço muito fino de textura afanítica e de coloração escura.

Os derrames *rubbly pahoehoe* no topo do perfil complementam a sequência com cerca 60 m de espessura, começando na cota de 1.340 m, no contato com o *pahoehoe* composto. Não foi observado o contato, inferindo-se que seja em aproximadamente 1.400 m de altitude.



Figura 15: Derrames da Fácies Tabular escoriáceo. A) Estrutura de fluxo sub-horizontal. B) Contato entre derrames em afloramento de difícil visibilidade. C) Vesículas estiradas. D) Amostra de brecha. E) Vesículas grandes horizontalizadas. F) Zona brechada do topo de derrame *rubbly pahoehoe*.

## Derrames Ácidos: Fácies Tabular-Ácido

O contato entre os derrames ácidos com o *rubbly pahoehoe* sotoposto não foi observado. No topo da sequência vulcânica (cota de 1432) a topografia é caracterizada por pequenos platôs (**Figura 16**), onde se verifica a presença de matacões de rocha vítrea vesiculada, por vezes estas vesículas estão estiradas.



Figura 16: Platôs no topo da serra.

## 4.2 Petrografia

Foram selecionadas 19 amostras para a confecção de lâminas delgadas para a caracterização petrográfica (**Tabela 6**). As descrições estão estruturadas segundo os tipos de derrames e as associações faciológicas determinadas.

Tabela 6: Pontos e coordenadas observados em campo com destaque (cinza escuro) para as amostras que foram feitas lâminas delgadas.

Ponto	Longitude (X)	Latitude (Y)	Altitude (m)	Amostras
1	644346	6858289	760	MF01A
			785	MF01B
2	644219	6858323	800	MF02
3	644153	6858342	804	MF03
4	644211	6858516	830	MF04
5	644096	6858509	835	MF05
6	643914	6858572	855	MF06
7	643833	6858578	864	MF07
8	643693	6858487	878	
9	643578	6858457	900	MF09
10	643538	6858429	909	MF10
11	643355	6858434	912	
12	643367	6858390	923	
13	643230	6858327	942	
			957	MF13
14	643099	6858284	965	
15	643046	6858238	968	
16	642934	6858180	977	
17	642867	6858186	985	MF17
18	642644	6858163	1007	MF18A
				MF18B
			1010	MF18C
19	642792	6858143	1023	MF19A
			1030	MF19B
20	642838	6858151	1040	MF20
21	642686	6858097	1058	MF21
22	642376	6858076	1107	MF22
23	642439	6857977	1133	MF23A
				MF23B
			1174	MF23C
24	642265	6858091	1198	MF24
25	642173	6857968	1229	
26	642193	6858039	1230	
27	642146	6857893	1241	MF27
28	642234	6857787	1260	
29	642165	6857818	1278	MF29A
			1292	MF29B
30	642082	6857834		MF30A
				MF30B
31	642106	6857765	1310	MF31A
				MF31B
32	642029	6857814	1335	MF32A
				MF32B
33	642011	6857827	1350	MF33A
				MF33B
			1424	MF33C
34	640062	6855723	1432	MF34

A composição mineralógica dos derrames *pahoehoe* e *rubblly pahoehoe* em todas as fácies é principalmente composta de: plagioclásio, piroxênio (augita), minerais opacos e mesóstase. A mesóstase está presente podendo ser microgranular, criptocristalina ou vítrea. É comum a presença de apatita como mineral acessório, e raramente ocorrem olivinas (geralmente como pseudomorfos).

### **Derrames *Pahoehoe*: Fácies Poned**

Em amostra de mão os derrames *pahoehoe* da fácies *ponded* possuem textura fanerítica fina. Em lâmina petrográfica são holocristalinos, hipidiomórficos, com granulação fina a média **Figura 17A**). Quanto ao tamanho relativo dos cristais, apresentam textura porfirítica e, eventualmente textura glomeroporfirítica (**Figura 17B**). Em relação ao arranjo dos minerais, a disposição espacial relativa dos diferentes minerais da rocha indicam principalmente textura intergranular, caracterizada por cristais ripiformes de plagioclásio com grãos intersticiais de piroxênio **Figura 17C**). Textura diktaxítica também é comum (**Figura 17D**), com argilominerais que se apresentam nos interstícios dos cristais e no preenchimento de vesículas arredondadas.

A base dos derrames apresenta cristais de plagioclásio bastante fraturados e tamanhos com duas populações distintas, os maiores são prismáticos medem em média 1 mm, os menores medem aproximadamente 0,1 mm e são ripiformes. Os piroxênios são a maioria microgranulares nos interstícios dos plagioclásios, com alguns cristais maiores de augita (~0,5 mm). Esta porção basal possui uma mesóstase microgranular de composição quartzo-feldspática com micrólitos de plagioclásios, apatitas aciculares (**Figura 17E**) e quartzo.

O núcleo dos derrames *pahoehoe* da fácies *ponded*, é composto por plagioclásios de tamanhos variados, com a maioria em torno de 0,5 mm, podendo haver fenocristais de até 1,5 mm. As formas também variam, podendo ser prismáticos, tabulares e ripiformes. Apresentam fraturas, bordas corroídas (**Figura 17**), e alguns estão serecitizados. Os piroxênios também variam de tamanho e forma, com cristais granulares intersticiais aos plagioclásios, e poucos cristais prismáticos de augita que medem cerca de 0,4 mm. O núcleo deste derrame

apresenta mesóstase pequena quantidade de mesóstase criptocristalina e, por vezes ocorrem apatitas. Os minerais opacos medem aproximadamente 0,2 mm em média, com a maioria anédricos e alguns subédricos. Observa-se oxidação desses minerais que, por vezes preenchem com óxidos os espaços entre os cristais de piroxênio e as fraturas.

A porção superior destes derrames apresenta cristais prismáticos de plagioclásio que medem em média 0,2 mm, e alguns menores que são ripiformes (~0,1 mm). Apresentam-se bastante alterados e corroídos pela mesóstase. Os piroxênios são intersticiais ou granulares, subordinadamente os cristais de augita medem até 0,3 mm, alguns com as bordas corroídas e alteradas para epidoto. A mesóstase é quartzo-feldspática com presença de apatitas aciculares. Argilo-minerais maciços e irregulares de coloração verde escura (nicóis paralelos) ocorrem na substituição de minerais máficos, outras vezes preenchendo espaços entre os cristais de plagioclásio e piroxênio (microvesículas).

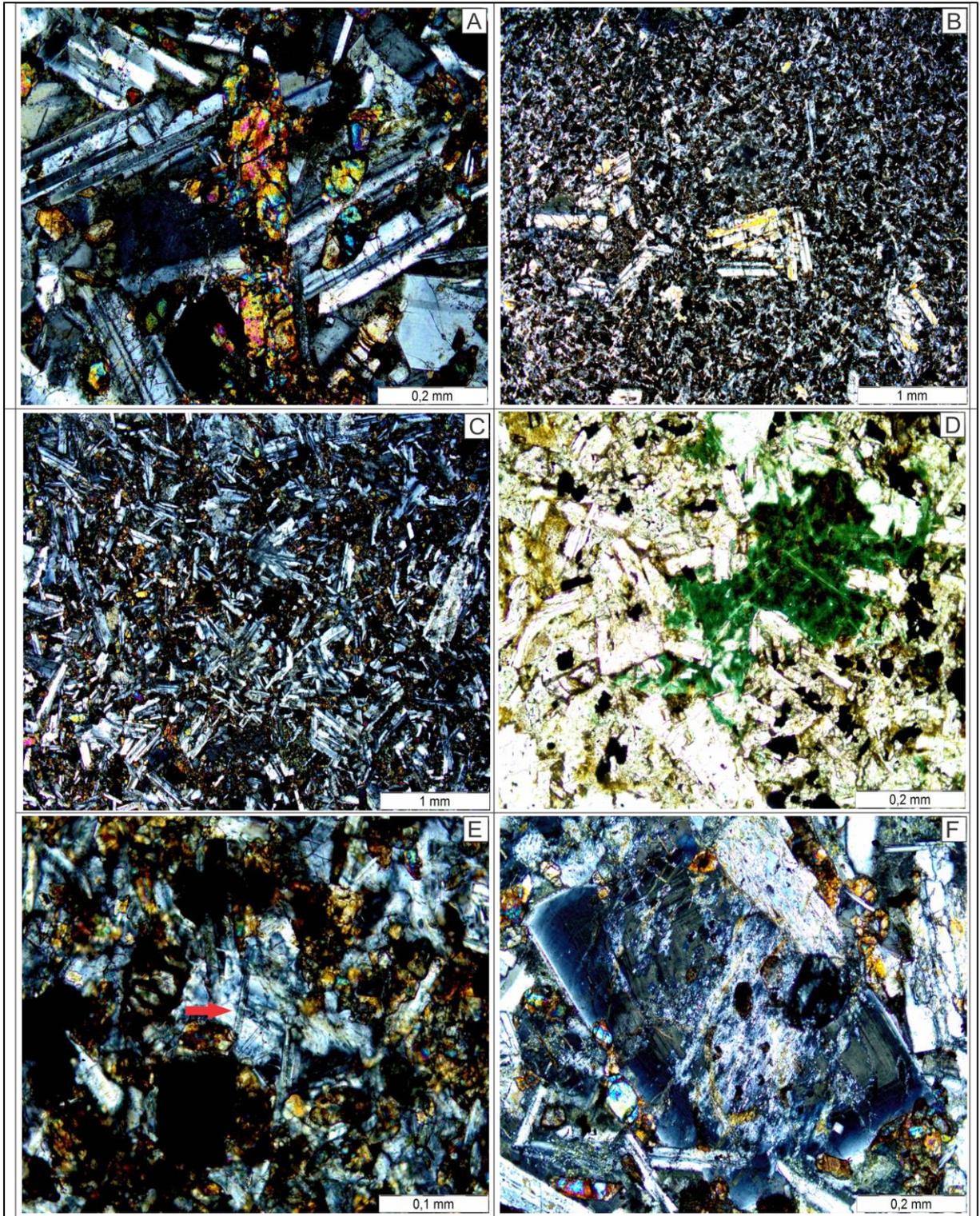


Figura 17: Fotomicrografias de amostras de derrames *pahoehoe* da fácies pondez: A) Textura holocristalina, com granulação fina a média, (nicóis perpendiculares). B) Textura glomeroporfirítica, (nicóis perpendiculares). C) Textura intergranular, (nicóis perpendiculares). D) Argilo-mineral evidenciando textura diktaxítica (nicóis paralelos). E) Seta vermelha indicando os cristais aciculares de apatita, (nicóis perpendiculares). F) Plagioclásio alterado, (nicóis perpendiculares).

## Derrames *Pahoehoe* – Fácies Tabular-Clássico

Em geral, as características petrográficas desta fácies são parecidas com as *pahoehoe poned*, no entanto, nesta fácies a granulação se apresenta um pouco mais fina. As texturas predominantes são a intergranular, porfírica e diktaxítica (**Figura 18A**).

Os plagioclásios variam de 0,08 a 0,5 mm, e são preferencialmente subédricos. Os menores são ripiformes e os maiores por vezes são prismáticos com contornos difusos. Estão bastante fraturados e com as bordas corroídas pelo material mesostático que mostra processos de argilização.

Os piroxênios são a maioria microgranulares, com alguns cristais subédricos maiores (augita) com média em 0,2 mm. As augitas possuem formato prismático e apresentam fraturas preenchidas por minerais de alteração.

Os minerais opacos ocorrem euédricos e subédricos podendo estar em agregados com vários opacos juntos, formando um aglomerado, ou com apenas um mineral opaco disperso entre os demais cristais. Os tamanhos dos minerais opacos variam de 0,05 mm a 0,1 mm. Há locais com dissolução dos óxidos que preenchem os espaços entre os cristais e as fraturas.

A mesóstase ocorre preferencialmente criptocristalina e subordinadamente microgranular com presença de cristais de apatita aciculares.

Ocorrem olivinas com formas subédricas e tamanhos variados entre 0,08 e 0,3 mm. São pseudomorfos, com substituição por argilo-mineral de coloração verde escuro (provavelmente celadonita).

É comum a presença de amídalas arredondadas com aproximadamente 1 mm de diâmetro, resultantes de vesículas que foram preenchidas por material quartzo-feldspático com hábito radial ou por argilominerais (**Figura 18B**). Os argilo-minerais possuem coloração verde escura e castanhada e se apresentam no preenchimento de vesículas normais (circulares), na alteração dos cristais, bem como nos interstícios dos mesmos (**Figura 18C**).

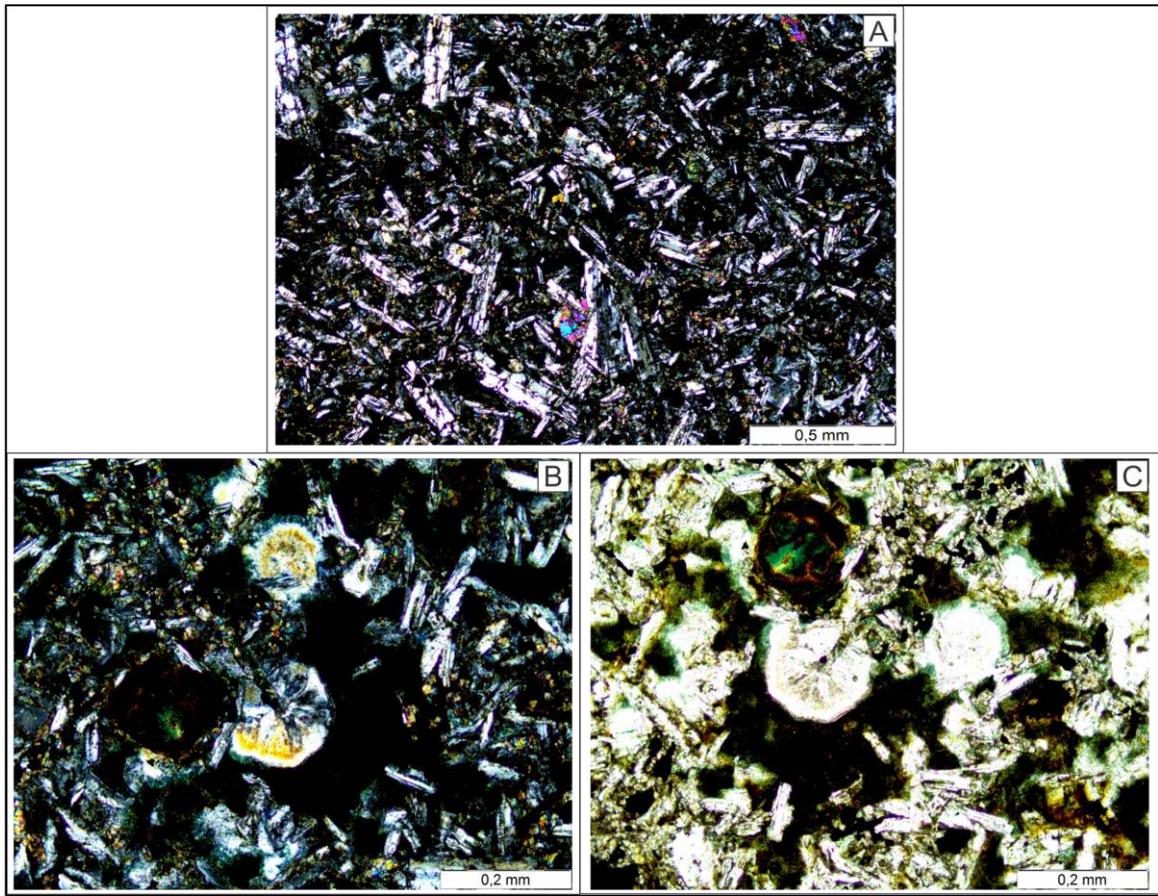


Figura 18: Fotomicrografias dos derrames *pahoehoe* fácies tabular-clássico. A) Textura intergranular. B) Amídalas preenchidas por material quartzo-feldspático e argilominerais (nicóis perpendiculares). C) Mesma porção da figura B, a nicóis paralelos, evidenciando os argilominerais no preenchimento de vesículas e intersticial.

### **Derrames *Pahoehoe* - Fácies *Pahoehoe*-Composto**

Os derrames *pahoehoe* constituídos por vários lobos possuem textura fanerítica fina. Em lâmina petrográfica, apresentam-se tanto com textura holocristalina, como hipovítrea, são hipidiomórficos de granulação fina a média.

Quando não apresentam vidro em sua matriz, as textura predominantes são porfírica e intergranular. Os plagioclásios são ripiformes, medem em média 0,15 mm são fraturados e com as bordas corroídas (**Figura 19A**). Os piroxênios são granulares (~0,03 mm) e alguns prismáticos com cerca de 0,1 mm. Alguns minerais opacos estão euédricos, geralmente losangular (**Figura 19B**), mas a maioria são anédricos. A mesóstase é criptocristalina, com apatitas aciculares dispersas.

Na presença de material vítreo a textura é vitrofírica, onde pequenos cristais ripiformes de plagioclásio (em média 0,1 mm) estão inseridos na matriz essencialmente vítrea (**Figura 19C**). Por vezes, textura equigranular também é observada para as rochas de matriz vítrea (**Figura 19D**). Considerando a disposição dos minerais a textura é intersetal. A mesóstase possui cristalitos (**Figura 19E**) que sugerem a formação de esferulitos. Vesículas arredondadas preenchidas por calcedônia também são observadas (**Figura 19F**).

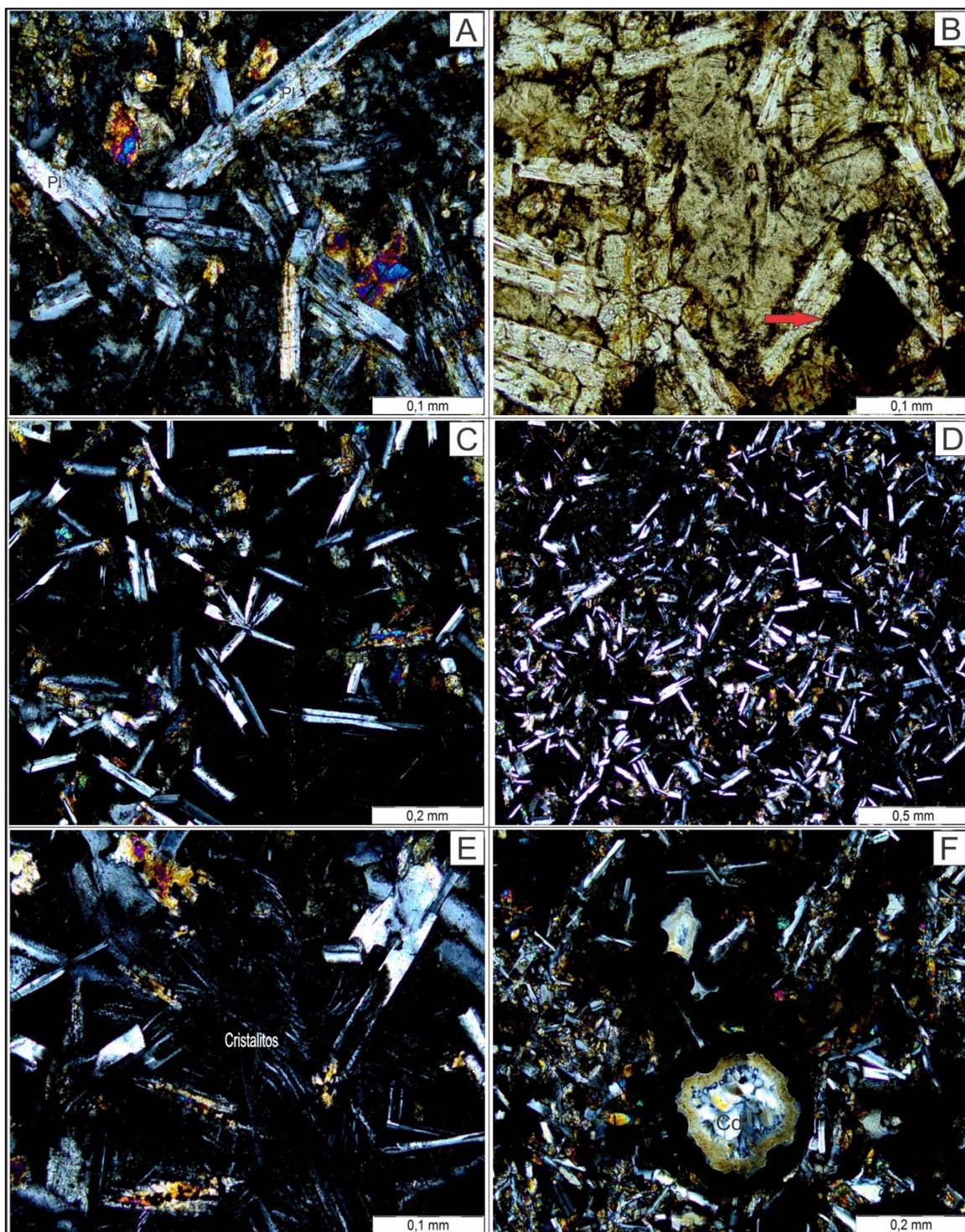


Figura 19: Fotomicrografias de derrames constituídos de vários lobos, fácies *pahoehoe* composto. A) Plagioclásios (PI) ripiformes fraturados e com as bordas corroídas, (nicóis perpendiculares). B) mineral opaco com forma losangular, indicado pela seta vermelha, (nicóis paralelos). C) Textura vitrofírica, (nicóis perpendiculares). D) Textura equigranular, (nicóis perpendiculares). E) Cristalitos na mesóstase, (nicóis perpendiculares). F) Vesícula preenchida por calcedônia (Cd), (nicóis perpendiculares).

## **Derrames *Rubbly pahoehoe* - Fácies Tabular-Escoriáceo**

Os derrames *rubbly pahoehoe* são afaníticos a afíricos. Em lâmina petrográfica, as rochas dessa fácies possuem granulação extremamente fina (**Figura 20A**), seja na base dos derrames, no núcleo ou no topo. São hipidiomórficos, possuem textura intergranular e também intersetal, quando apresentam vidro intersticial. Quanto ao tamanho relativo dos minerais são porfiríticos e glomeroporfiríticos (**Figura 20B**), com uma matriz rica em micrólitos de plagioclásio. Algumas vezes apresentam textura pilotaxítica (**Figura 20C**), com cristais ripiformes de plagioclásio orientados em matriz holocristalina ou hipocristalina.

Os plagioclásios são na maioria microcristais subédricos que medem aproximadamente 0,08 mm e se apresentam ripiformes, aciculares, e por vezes microgranulares. Alguns fenocristais esparsos se apresentam mais prismáticos e com tamanhos variando de 0,2 a 0,5 mm (**Figura 20D**).

Os piroxênios são preferencialmente microgranulares nos interstícios dos plagioclásios e medem cerca de 0,02 mm, subordinadamente ocorrem fenocristais que medem até 0,5 mm de augita.

Os minerais opacos são a maioria subédricos, medem em torno de 0,03 mm e mostram efeitos de dissolução que se associam aos piroxênios e às alterações destes. Em algumas amostras chega a perfazer cerca de 15% do volume da rocha (**Figura 20E**).

A mesóstase é predominantemente criptocristalina e, por vezes microgranular composta por abundância em micrólitos de plagioclásio e piroxênio. É comum a presença de vidro e resíduo de cristalização de composição quartzo-feldspática .

Foram identificadas olivinas subédricas (MF18A) de 0,2 a 0,4 mm com processos de alteração ao longo das fraturas irregulares, e geralmente substituídas por minerais secundários de coloração esverdeada e castanha (**Figura 20F**).

Foi observado porções com feição arredondada e mais cristalina de aproximadamente 1 mm de diâmetro em que os cristais são maiores quando comparados aos que estão ao redor. A mineralogia dentro destas feições é a mesma que no restante da lâmina (**Figura 20G**). Esta característica sugere que pode ser um autólito, se foi gerado pelo magma que o originou. Os cristais de piroxênio são

granulares, e os plagioclásios ligeiramente maiores dos demais que estão no entorno desta feição (Figura G).

Outros minerais secundários recorrentes nestes derrames são: argilominerais de coloração verde (celadonita), zeolita, sericita e quartzo preenchendo vesículas e fraturas (**Figura 20H**).

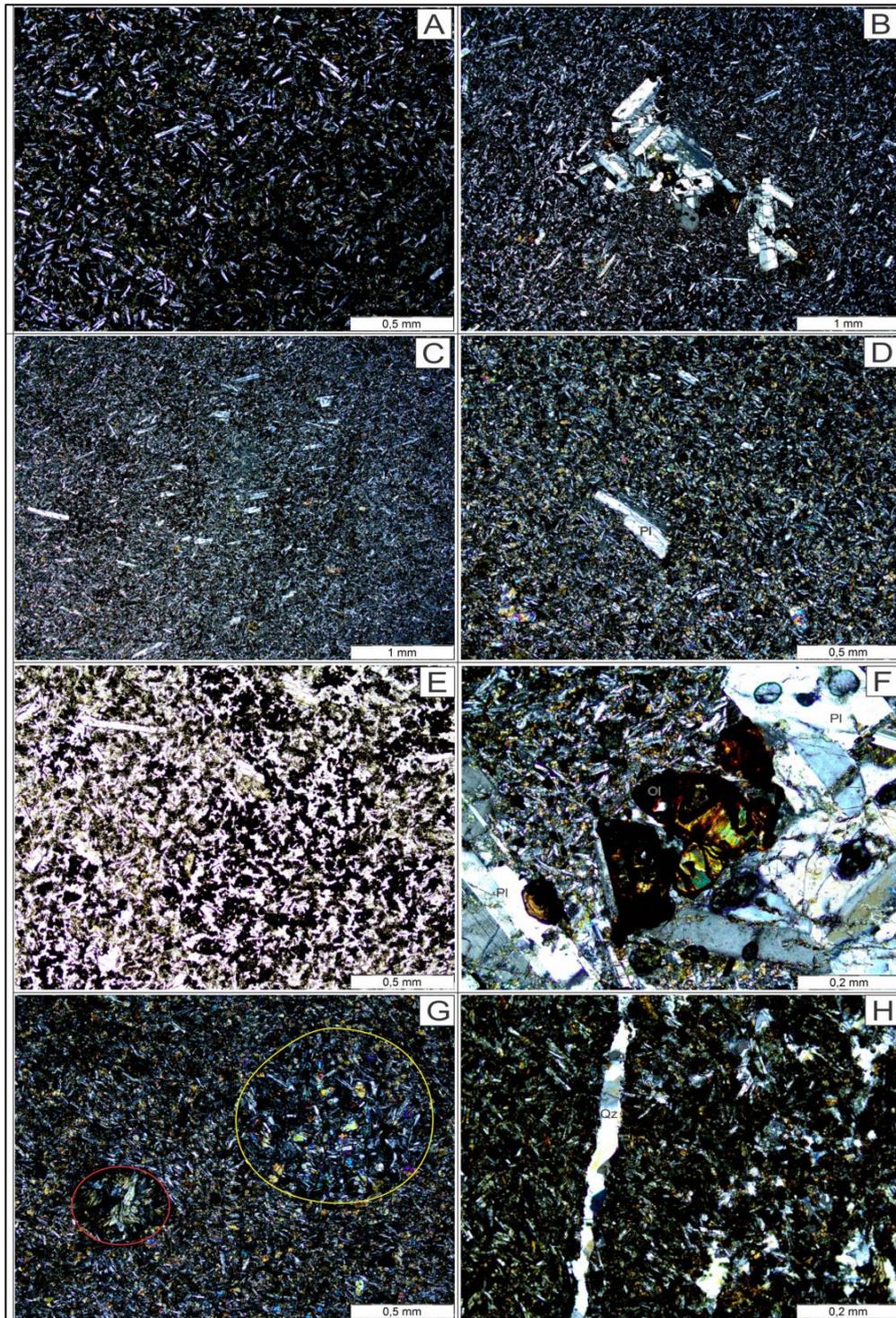


Figura 20: Fotomicrografias de amostras dos derrames da fácies tabular-escoriáceo. A) Granulação muito fina (nicóis perpendiculares). B) Textura glomeroporfirítica, (nicóis perpendiculares). C) Textura pilotaxítica, mostrando orientação de fluxo magmático, (nicóis perpendiculares). D) Fenocristais esparsos de plagioclásio (Pl) em matriz microcristalina, (nicóis perpendiculares). E) Minerais opacos, (nicóis paralelos). F) Olivinas (Ol) parcialmente alteradas, (nicóis perpendiculares). G) Feição arredondada com textura diferente aos demais cristais da amostra (círculo amarelo). No círculo vermelho, amídala preenchida com zeólita, (nicóis perpendiculares) H) Fratura preenchida por quartzo (Qz), (nicóis perpendiculares).

## Derrames Ácidos - Fácies Tabular – Ácido

A composição mineralógica destes derrames apresenta principalmente plagioclásio e piroxênio. Os minerais opacos aparecem em menor quantidade quando comparado com as demais fácies, já a mesóstase é diferenciada nestes derrames, sendo essencialmente vítrea.

Em lâmina delgada, textura que define a proporção entre material vítreo e cristalino para os derrames ácidos é a hipovítrea, na qual predomina mesóstase vítrea (**Figura 21A**).

Os plagioclásios apresentam-se desde cristalitos diminutos, até fenocristais com aproximadamente 0,7 mm de comprimento, dispersos caoticamente na matriz vítrea (**Figura 21A**). O hábito esquelético é comum para os plagioclásios dessa fácies, onde se observa cristais do tipo “rabo de andorinha” e cristais tipo “caixa” ocos (**Figura 21B e C**). Estes “esqueletos” medem em média 0,05 mm e por vezes estão dispostos em fileira, conectando-os uns aos outros (**Figura 21C**).

Os piroxênios também se apresentam aciculares podendo chegar a 1 mm de comprimento (**Figura 21C**).

Observa-se também amígdalas arredondadas preenchidas por zeolitas que medem em média 0,6 mm de diâmetro (**Figura 21D**).

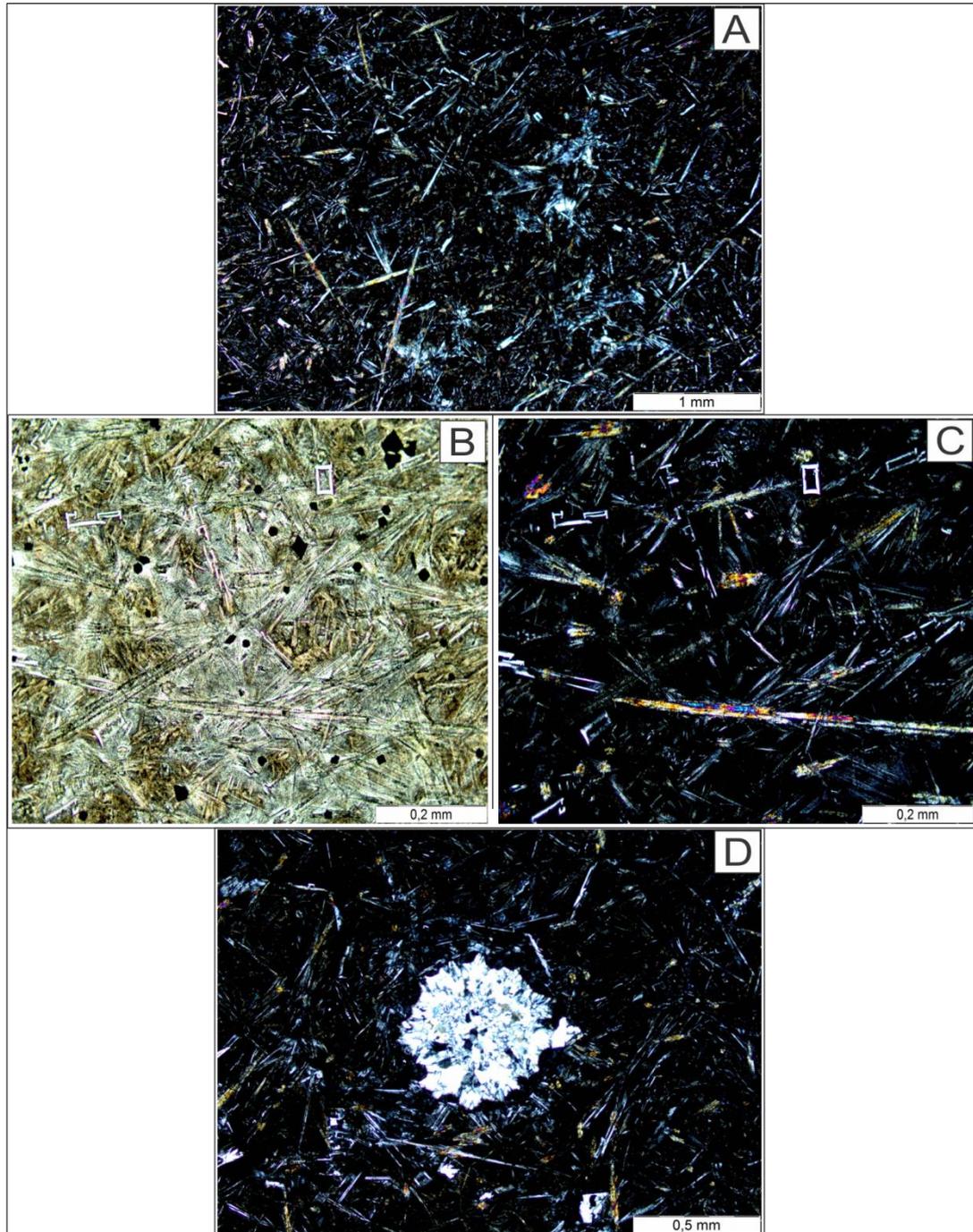


Figura 21: Fotomicrografias de amostra da fácies tabular-ácida: A) Textura hipovítrea, predominância de mesóstase vítrea e plagioclásios aciculares, (nicóis perpendiculares). B) Plagioclásios com hábito esqueletal, (nicóis paralelos). C) Mesma que a imagem B, mas a nicóis perpendiculares, evidenciando os plagioclásios dispostos em fileira e o fenocristal de piroxênio. D) Amígdala arredondada preenchida por zeolita, (nicóis perpendiculares).

### 4.3 Geoquímica

Os estudos geoquímicos foram realizados nas 19 amostras descritas na petrografia, que englobam os diferentes derrames da Serra do Rio do Rastro. Sempre que possível, foram selecionadas zonas não vesiculadas e/ou com pouca evidência de alteração nas amostras. Os resultados analíticos para os elementos maiores estão apresentados na **Tabela 7**, e para elementos menores e traços na **Tabela 8**.

Tabela 7: Resultados analíticos para elementos maiores dos derrames basálticos representativos da Serra do Rio do Rastro. Óxidos em peso %.

	SiO <sub>2</sub> (%)	TiO <sub>2</sub> (%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na <sub>2</sub> O (%)	K <sub>2</sub> O (%)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	LOI (%)
MF01A	51,64	1,34	14,59	12,85	0,18	4,9	8,73	2,6	1,37	0,2	1,3
MF06	51,59	1,02	15,62	11,56	0,18	5,5	9,42	2,49	1,25	0,12	1,0
MF09	51,23	3,46	13,42	12,22	0,15	4,36	7,69	2,66	2,27	0,48	1,7
MF13	51,94	0,92	14,4	10,75	0,18	7,01	10,18	2,15	0,81	0,11	1,3
MF18A	53,47	1,85	12,82	15,08	0,22	3,88	7,57	2,76	1,73	0,26	0,1
MF18B	52,11	3,66	12,73	13,08	0,15	4,11	7,98	2,48	1,88	0,49	1,0
MF19A	48,85	3,78	13,02	13,3	0,16	4,66	8,49	2,32	1,68	0,51	2,8
MF20	51,64	3,71	12,82	12,68	0,16	4,4	7,83	2,51	1,74	0,5	1,6
MF21	49,00	3,65	13,21	13,63	0,15	4,54	8,13	2,6	1,6	0,49	2,6
MF22	54,7	1,66	13,0	13,29	0,17	3,82	6,99	2,43	2,27	0,24	1,2
MF23B	50,00	1,49	14,2	11,74	0,18	6,32	10,18	2,53	0,39	0,22	2,5
MF23C	49,54	0,91	14,6	10,23	0,16	7,85	10,99	2,26	0,61	0,12	2,5
MF24	50,6	1,67	13,3	13,67	0,2	4,59	8,78	2,48	1,12	0,28	3,0
MF29B	54,62	1,73	13,36	13,03	0,18	3,73	5,84	3,31	2,5	0,28	1,2
MF31A	60,03	1,35	13,21	9,76	0,15	2,45	5,5	3,12	1,89	0,27	2,0
MF31B	54,97	1,71	13,49	12,45	0,18	3,13	5,42	3,24	3,13	0,27	1,8
MF32B	51,48	1,35	13,79	13,45	0,2	5,39	9,26	2,45	0,78	0,18	1,4
MF33B	52,9	1,33	13,75	12,45	0,21	4,79	8,44	2,51	1,18	0,2	2,0
MF33C	65,9	0,9	12,66	5,92	0,13	1,26	3,68	2,67	3,31	0,27	3,1

Tabela 8: Dados dos elementos menores e traços em partes por milhão (ppm).

	MF 01A	MF 06	MF 09	MF 13	MF 18A	MF 18B	MF 19A	MF 20	MF 21	MF 22	MF 23B	MF 23C	MF 24	MF 29B	MF 31A	MF 31B	MF 32B	MF 33B	MF 33C
<b>Ba</b>	406	260	478	180	356	603	599	583	601	372	218	199	440	491	572	472	263	274	599
<b>Rb</b>	38,7	33,6	55,2	20,3	56,2	30,5	28,6	34,3	28,2	71,9	6,6	11,8	34,0	82,3	110,5	122,3	30,3	34,3	151,4
<b>Sr</b>	302,7	235,1	654,0	262,2	194,5	795,3	876,7	806,3	806,0	211,5	398,6	228,0	315,1	197,0	196,9	141,7	223,6	208,9	168,5
<b>Ga</b>	19,5	17,4	24,4	15,1	19,3	21,4	23,0	22,9	24,2	21,8	18,1	14,9	19,7	18,8	20,6	19,7	18,5	16,2	16,1
<b>Nb</b>	12,2	6,7	24,2	5,9	11,9	24,3	27,1	23,9	25,5	12,1	11,7	5,1	17,8	16,8	17,7	16,6	9,1	9,8	19,2
<b>Zr</b>	177,6	104,0	285,0	94,8	176,9	281,5	317,1	282,3	291,4	157,7	134,9	75,0	178,8	221,8	232,9	224,7	126,2	138,3	246,1
<b>Y</b>	32,6	22,4	33,1	20,0	37,4	33,5	34,9	32,2	34,9	30,4	23,4	16,8	31,3	39,0	38,4	39,6	26,4	28,0	44,5
<b>Th</b>	6,1	3,3	4,3	2,7	5,6	3,7	3,9	4,1	4,6	6,9	3,1	1,8	4,8	8,9	11,5	9,6	4,5	5,4	12,6
<b>U</b>	1,0	0,6	0,9	0,5	1,4	0,9	0,8	0,7	1,0	2,1	0,8	0,4	1,1	2,0	3,5	2,4	1,2	1,5	4,8
<b>Ni</b>	42	55	46	67	27	44	52	51	50	23	47	82	27	<20	<20	<20	39	29	<20
<b>Co</b>	41,0	46,1	35,8	40,7	42,8	37,5	37,8	38,1	40,2	39,3	38,6	43,1	39,8	35,3	26,6	33,1	43,6	37,4	12,0
<b>La</b>	29,8	17,1	40,6	15,0	25,5	40,3	40,7	41,1	41,5	24,2	18,6	10,3	27,4	34,0	41,3	33,8	18,6	19,0	42,8
<b>Ce</b>	58,6	34,3	92,6	24,9	51,5	87,7	89,3	88,1	86,5	52,7	36,6	22,2	56,0	67,3	86,9	73,1	36,6	42,5	81,8
<b>Nd</b>	32,5	15,5	54,0	11,4	22,6	44,3	49,7	41,5	47,7	24,3	23,6	9,2	31,1	30,1	40,8	38,2	22,4	23,3	38,0
<b>Sm</b>	6,27	4,3	11,26	3,28	6,47	9,71	11,08	10,66	10,44	5,33	4,76	3,18	6,36	7,82	8,74	6,97	4,04	4,89	7,82
<b>Eu</b>	1,72	1,31	3,3	1,14	1,8	2,99	3,65	3,32	3,2	1,43	1,67	0,96	1,58	1,84	1,78	1,59	1,24	1,38	1,68
<b>Gd</b>	6,34	4,03	9,66	3,35	7,29	9,84	9,85	9,83	9,22	5,83	4,77	3,68	5,86	7,38	7,85	7,54	4,8	5,15	8,22
<b>Dy</b>	6,38	3,99	7,15	3,68	8,78	7,61	7,06	7,21	7,46	6,54	4,28	4,41	5,64	7,47	7,11	6,6	5,39	5,32	7,62
<b>Ho</b>	1,1	0,9	1,28	0,81	1,6	1,12	1,29	1,43	1,38	1,2	0,9	0,74	1,37	1,54	1,68	1,44	1,14	0,94	1,47
<b>Er</b>	3,11	2,51	3,54	2,4	3,92	3,06	3,77	3,56	3,24	3,4	2,66	2,13	3,82	3,58	3,98	3,8	2,42	2,81	4,49
<b>Yb</b>	3,35	2,05	2,82	2,03	3,65	2,54	3,16	2,92	1,98	3,1	2,41	1,83	3,15	3,97	3,94	3,5	2,67	2,54	3,65
<b>Lu</b>	0,4	0,34	0,32	0,24	0,53	0,32	0,36	0,32	0,31	0,44	0,33	0,28	0,43	0,58	0,56	0,48	0,37	0,38	0,55

De acordo com o diagrama TAS (Total Alcalis vs Sílica) de Le Bas *et al.*, 1986 as amostras da seqüência vulcânica da Serra do Rio do Rastro são composicionalmente rochas básicas e intermediárias, com apenas uma amostra ácida, com teor de SiO<sub>2</sub> em 66 peso% (**Figura 22**). A maior parte das amostras são andesi-basaltos a basaltos, subordinadamente, traqui-andesito basaltos. E as rochas mais diferenciadas se encontram nos campos dos andesitos e dacitos. Todas as amostras caem no campo das rochas subalcalinas e toleíticas.

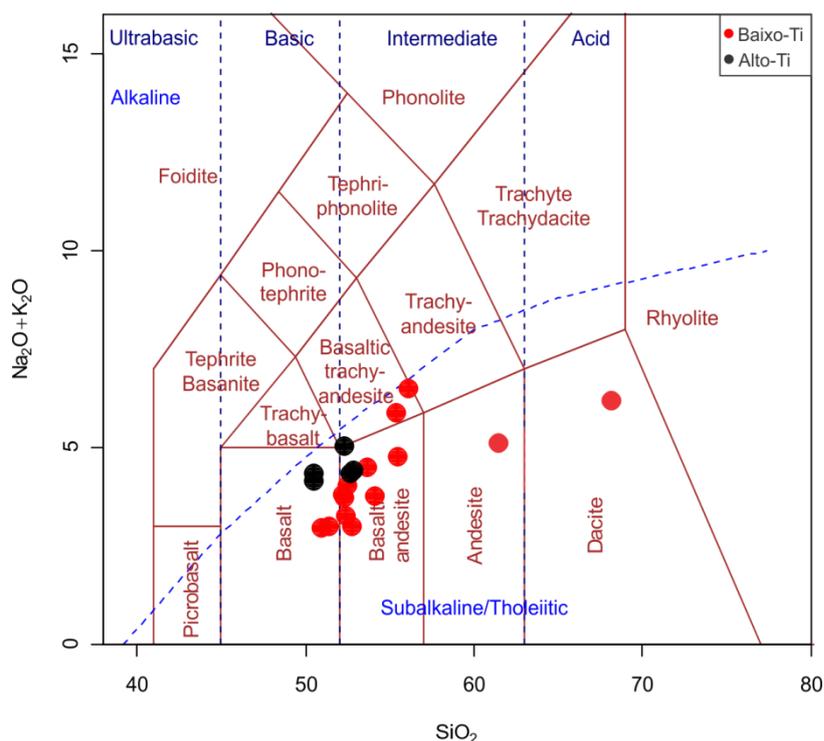


Figura 22: Diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986) mostrando a classificação das rochas básicas a intermediárias da Serra do Rio do Rastro e ilustrando o caráter subalcalino e toleítico das rochas vulcânicas da Serra do Rio do Rastro.

O caráter toleítico das amostras estudadas é também evidenciado no diagrama triangular AFM (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) vs FeO<sup>t</sup> vs MgO) de Irvine e Baragar, (1971), conforme ilustrado na **Figura 23**.

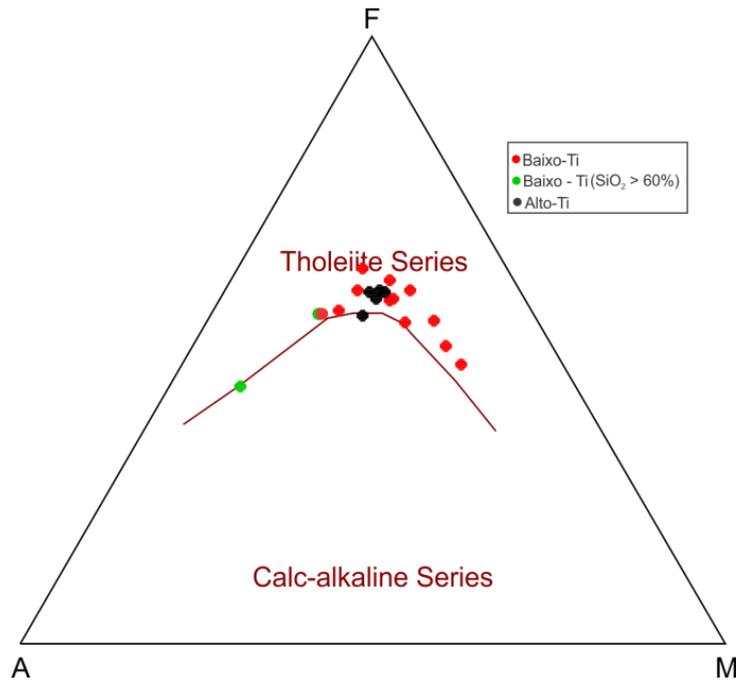


Figura 23: Diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971) ilustrando o caráter toleítico das rochas vulcânicas da Serra do Rio do Rastro.

De acordo com o diagrama de Shand (1943) que mostra a classificação das rochas de acordo com o índice de saturação em alumínio, todas as amostras são mataluminosas, com valores de A/CNK menores que um (**Figura 24**).

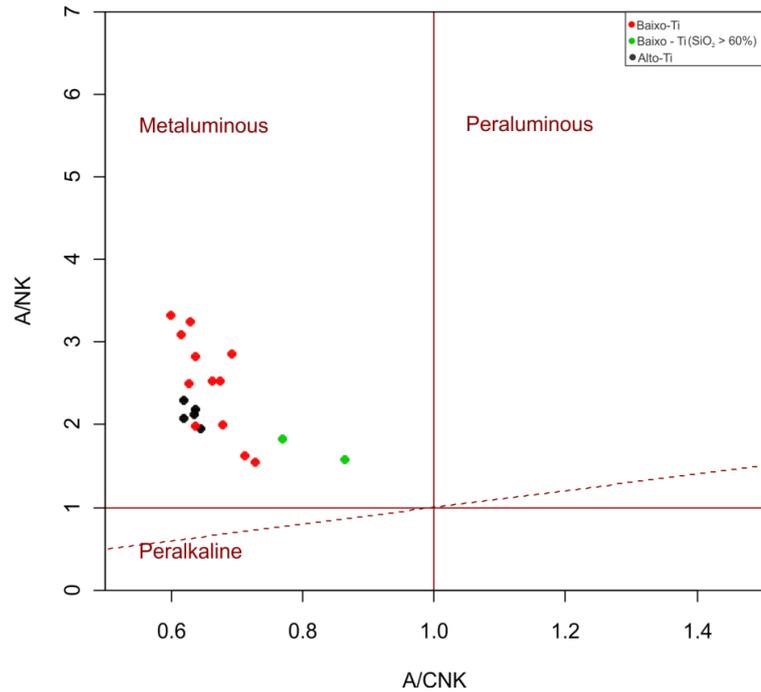


Figura 24: Diagrama de Shand (1943), A/CNK( $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ ) vs A/NK ( $Al_2O_3/Na_2O+K_2O$ ) mostrando o caráter metaluminoso das rochas vulcânicas da Serra do Rio do Rastro.

Para avaliação do comportamento dos elementos maiores, optou-se pelo diagrama de Harker, no qual se utiliza a  $SiO_2$  como índice de diferenciação (**Figura 25**). A escolha da  $SiO_2$  como índice de diferenciação foi definida com base na variação dos teores de  $SiO_2$  encontrados no conjunto de amostras (49-66 peso%).

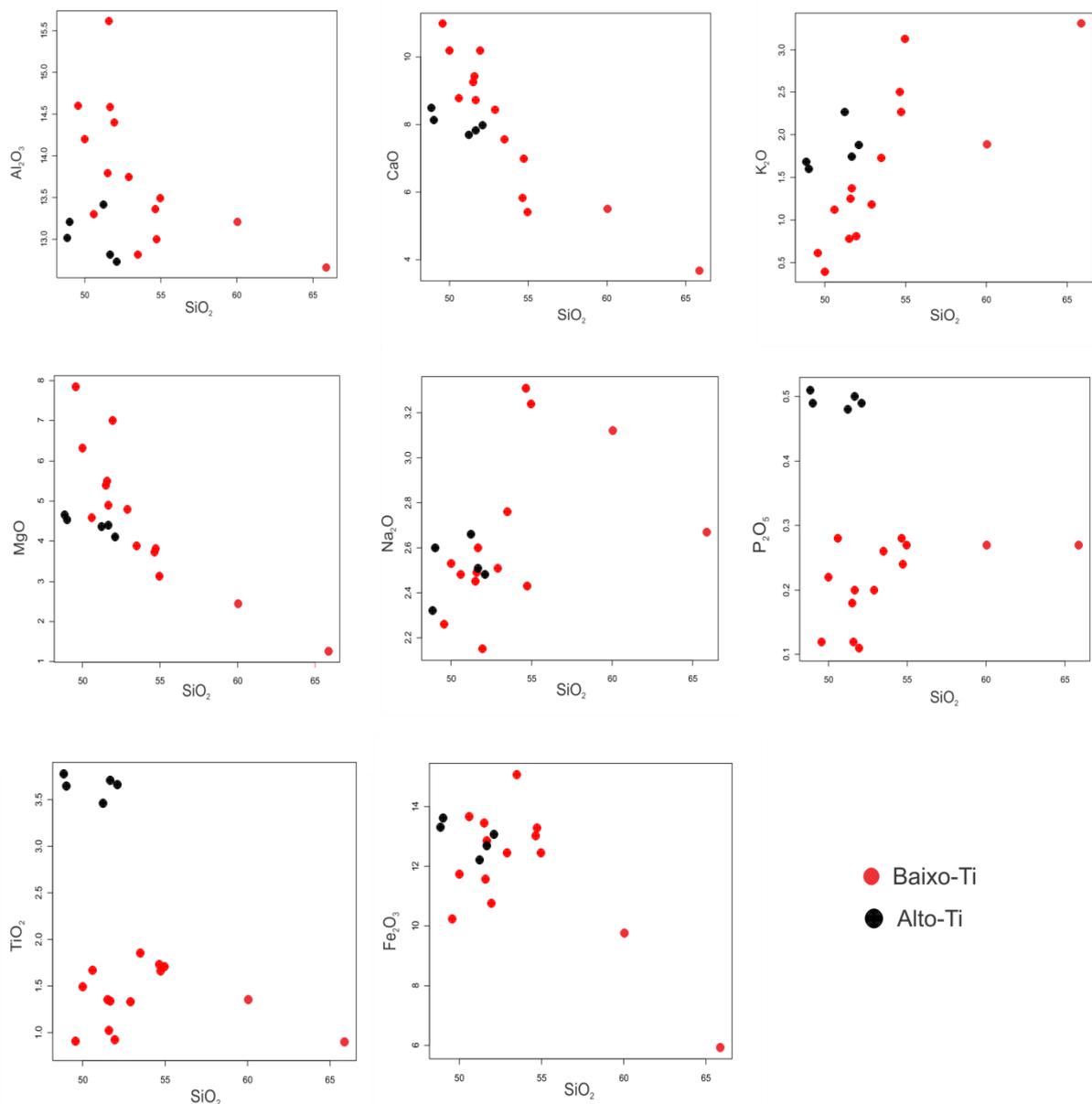


Figura 25: Diagramas de Harker para os elementos maiores utilizando a  $\text{SiO}_2$  como índice de diferenciação para as rochas vulcânicas da Serra do Rio do Rastro.

Com relação aos elementos maiores, é nítida uma separação entre um grupo predominante de rochas com baixos teores de  $\text{TiO}_2$  (1-1,71 peso%) e  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,1-0,3 peso%), que inclui rochas básicas a intermediárias, e um grupo minoritário com altos teores  $\text{TiO}_2$  (3,5-3,8 peso%) e  $\text{P}_2\text{O}_5$  (~0,5 peso%). Dentro do grupo de baixo TiP temos também rochas intermediárias a ácidas, o que não é verificado nas rochas com alto TiP.

Considerando o conjunto como um todo, se percebe algumas correlações entre rochas menos diferenciadas e mais diferenciadas.

Correlações positivas com o  $\text{SiO}_2$  são observadas para  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Correlações negativas são observadas para  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{CaO}$ . O  $\text{Na}_2\text{O}$  não mostra correlação clara devido a grande dispersão dos dados. Todas estas tendências são normais em magmas basálticos. Não há correlação clara entre as rochas básicas de alto-TiP e baixo-TiP, o que desvincula a origem destes dois magmas-tipo. Embora nem se note um *trend* claro entre as menos e mais evoluídas do grupo baixo-TiP, a existência de um *gap* composicional não permite a interpretação inequívoca das rochas mais evoluídas como produto de fracionamento a partir das rochas menos evoluídas.

Para os diagramas de Harker dos elementos menores e traços (**Figura 26**) existem tendências positivas entre as rochas de baixo-TiP para os elementos Zr, Ba, Rb e Y e tendência negativa para Sr. Amostras mais diferenciadas deste grupo apresentam valores mais elevados de Zr que as mais básicas. O Ni mostra uma certa dispersão dos dados, embora aponte para uma correlação negativa.

Com relação ao comportamento do Zr e do Sr há uma separação entre os grupos alto-TiP e baixo-TiP bem evidente. Nas amostras alto-TiP os valores de Sr (654-876,7) e Zr (281,5-317,1 ppm) são altos com relação aos valores do grupo baixo-TiP.

A inexistência de correlação entre as rochas básicas de baixo-TiP e alto-TiP, bem como o *gap* existente para elementos como  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Ba, Zr e Sr; os conteúdos mais elevados de  $\text{K}_2\text{O}$  e menores de  $\text{MgO}$  e  $\text{CaO}$  apontam para fontes de magmas distintos para estes dois grupos.

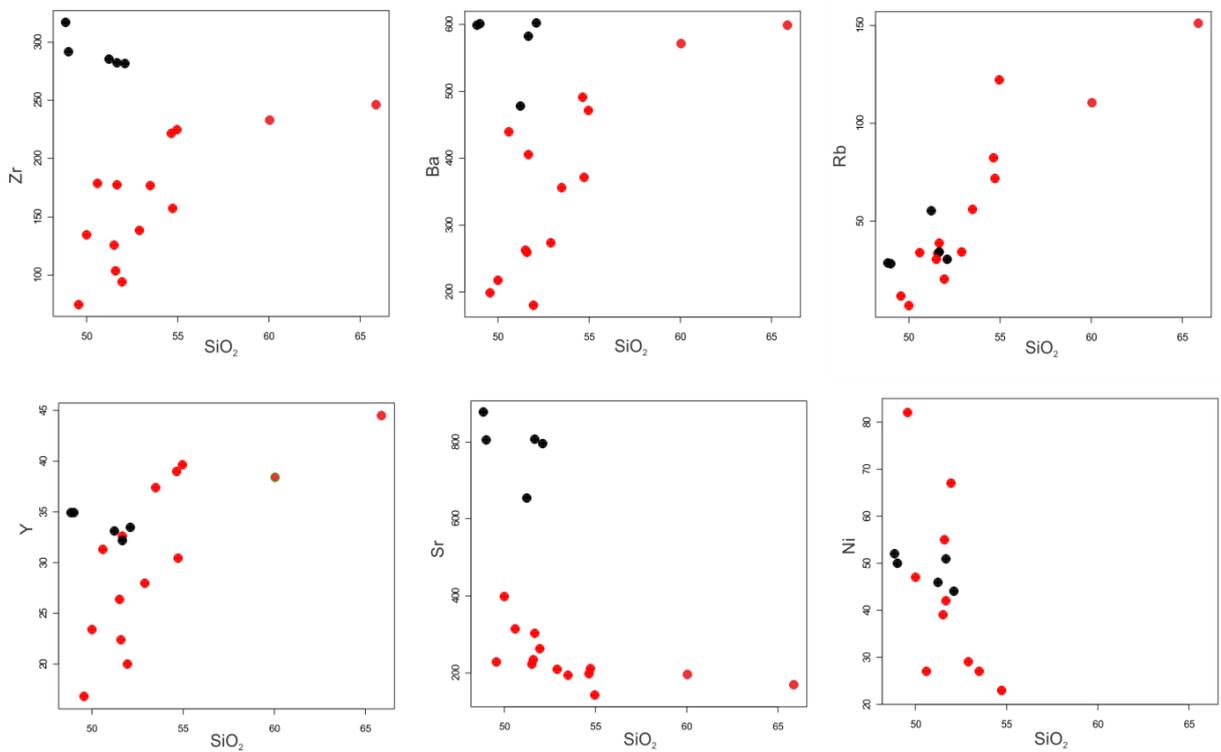


Figura 26: Diagramas de Harker para os elementos menores e traços utilizando a  $\text{SiO}_2$  como índice de diferenciação para as rochas vulcânicas da Serra do Rio do Rastro.

O diagrama com os padrões de distribuição dos elementos terras raras, normalizados para os condritos (Boynnton, 1984) é apresentado na **Figura 27**, e mostra dois grupos distintos: o grupo alto-TiP, com padrão mais fracionado com razão média  $(\text{La}/\text{Yb})_N=9,71$  e sem anomalia negativa de Eu; e o grupo das rochas baixo-TiP com padrão menos fracionado de razão  $(\text{La}/\text{Yb})_N=5,44$  em média e com anomalias de Eu bem definidas e mais evidentes nas rochas mais diferenciadas.

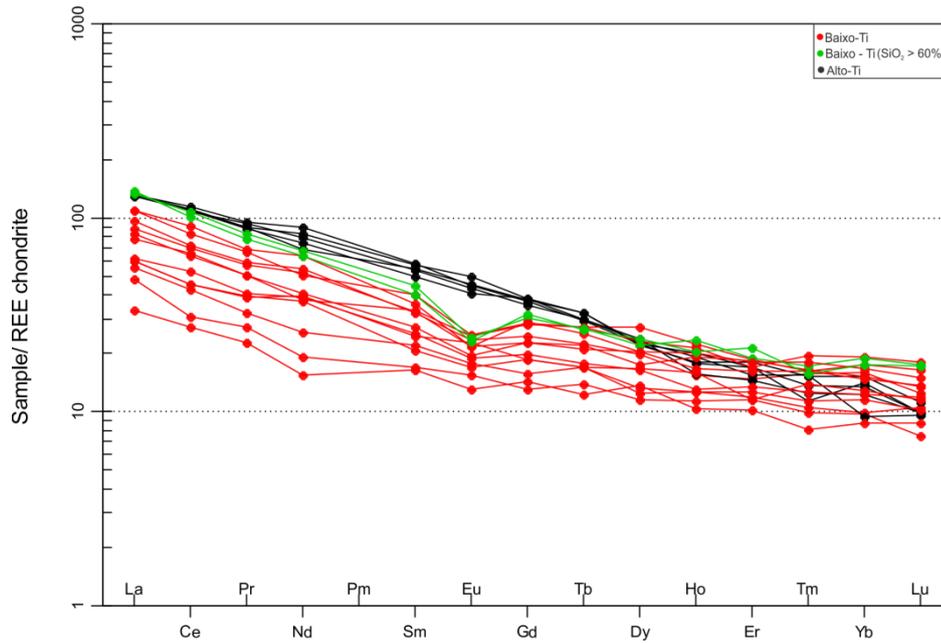


Figura 27: Diagrama de elementos terras raras normalizado pelo condrito (Boynton, 1984) para as rochas vulcânicas básicas a intermediárias da Serra do Rio do Rastro.

O diagrama discriminante de ambiente tectônico de Pearce e Norry (1979), aponta a fonte das rochas estudadas como basaltos intra-placa (**Figura 28**), o que é coerente com o ambiente de geração das rochas vulcânicas da Baixa do Paraná.

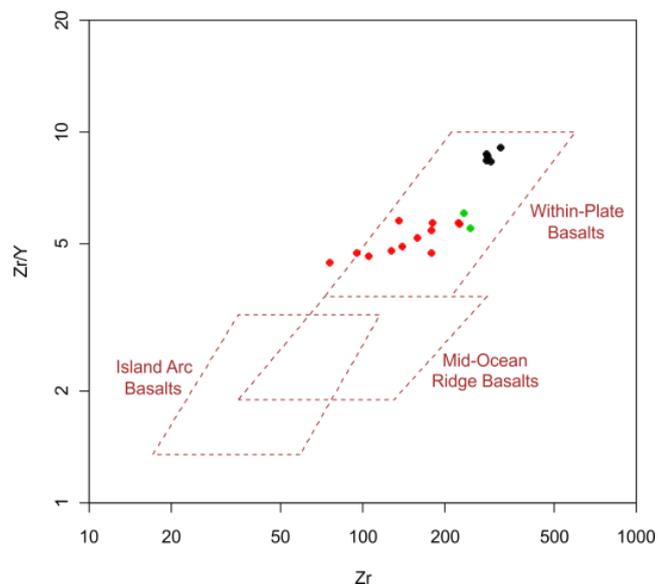


Figura 28: Diagrama Zr vs Zr/Y (Pearce e Norry, 1979), para a discriminação tectônica das rochas vulcânicas da Serra do Rio do Rastro.

## 5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Na Serra do Rio do Rastro as rochas básicas da FSG são compostas por derrames do tipo *pahoehoe* e *rubbly pahoehoe*, que se intercalam e apresentam espessuras variadas, sendo que no pacote total da pilha vulcânica há predomínio dos derrames tipo *rubbly pahoehoe* (61,5%). As fácies vulcânicas identificadas foram: *ponded*, tabular-clássico, composto-anastomosado, tabular-escoriáceo e tabular-ácido. A compartimentação dos derrames em distintas fácies permite uma melhor compreensão dos episódios vulcânicos.

Nos derrames *pahoehoe*, as 3 fácies definidas estão presentes em porções distintas no perfil: na sessão basal ocorre a fácies *ponded*, na parte intermediária, a fácies tabular-clássico e próximo ao topo do perfil, os derrames *pahoehoe* ocorrem na fácies composto-anastomosado. Os derrames *rubbly pahoehoe* são todos da fácies tabular-escoriáceo. As diferentes fácies dos derrames indicam que houve mais de um tipo de mecanismo de colocação para estes fluxos.

Waichel *et al* (2006) identificaram derrames do tipo *pahoehoe* simples e compostos na porção oeste do Paraná e reconheceram as características típicas de fluxos inflados, tais como a estruturação interna em crosta superior, núcleo e zona inferior. Para os derrames *pahoehoe* da área de estudo, as diferentes fácies ocorrem, principalmente, pela mudança na paleotopografia e variações na taxa de erupção. A primeira manifestação destes derrames ocorreu em ambiente interdunas, onde a lava se acumula na “calha” entre as dunas, podendo formar derrames espessos que caracterizam a fácies *ponded*. Após a planificação do terreno, os derrames *pahoehoe* se apresentam com outras fácies.

Self, Keszthelyi e Thordarsom (1998) observaram os resultados de investigações feitas no Kilauea sobre a colocação dos fluxos *pahoehoe* e concluíram que a distribuição das vesículas, a cristalinidade e as juntas são critérios importantes no diagnóstico dos processos de inflação nestes derrames. Na Serra do Rio do Rastro, os derrames *pahoehoe* simples, com vesículas reunidas formando camadas sub-horizontais, mostra que estes derrames possuem características típicas de lavas que passaram por tal processo inflacionário. O contato da lava com o meio contribui para o rápido resfriamento nas porções externas do derrame e gera um confinamento do fluxo, isolando o sistema internamente. A crosta é então inflada

pelo fluxo contínuo e a pressão interna dos voláteis. Os gases que se movimentam no interior do derrame tendem a subir, mas a crosta já cristalizada não permite que eles saiam do sistema. Assim, as vesículas podem se juntar e formar as camadas (*vesicle layering*) como as feições observadas na área de estudo.

Os derrames do tipo *pahoehoe* composto também resultam do processo de inflação. Os lobos, que medem cerca de 0,5 m de espessura, visualizados na região deste estudo, possuem distribuição relativamente homogênea das vesículas. Segundo Waichel (2006), esta característica compreende os lobos tipo S (*Spongy*). Estes derrames compostos, constituídos por várias unidades (lobos) podem ser atribuídos à porção distal do conduto vulcânico, marcando a frente de avanço da lava.

Rowland e Walker (1990) salientaram que os derrames *pahoehoe*, por serem gerados em um sistema fechado perdem calor por condução e, portanto, de forma mais lenta ( $\sim 0,5^\circ\text{C}/\text{Km}$ ). Para a formação e preservação dos derrames *pahoehoe*, a paleotopografia deve ter pouca declividade ( $<5^\circ$ ), e as taxas de efusão devem ser baixas ( $<5 \text{ m}^3/\text{s}$ ).

As diferentes morfologias e características dos derrames *pahoehoe* simples e compostos também têm sido documentadas no Deccan (Bondre *et al.* 2004), onde os autores sugerem que mais de um mecanismo contribuiu para a colocação dos derrames nas PBCs.

Para o entendimento dos derrames *rubbly pahoehoe*, Keszthely, Self e Thordarson (2006) utilizaram dados do modelo de erupção na província vulcânica ativa do Laki (1973-1984), na Islândia, a fim de fazer uma analogia com os derrames *rubbly pahoehoe* encontrados nas PBCs (Deccan e Colúmbia River). Os autores atribuíram que o topo brechado destes fluxos consiste em fragmentos de *pahoehoe*, por isso o nome *rubbly pahoehoe*. A explicação consiste que, inicialmente as lavas eram lobos de *pahoehoe* inflados. Quando os derrames *pahoehoe* formam a crosta superior espessa e isolada, ela se rompe quando ocorre o aumento da pressão interna causada pela recarga do magma no núcleo do derrame. Esta ruptura na crosta superior forma o topo escoriáceo. As taxas de efusões dos derrames *rubbly pahoehoe*, feitas através dos modelos numéricos do Laki, indicam que estes podem chegar a picos de  $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  (Keszthely, Self e Thordarson, 2006). Estas altas taxas

de efusão fornecem a recarga do magma nos núcleos dos derrames contribuindo para espessas camadas de topo escoriáceo.

As intercalações entre os derrames *pahoehoe* e *rubblly pahoehoe* na sessão que ocorre na Serra do Rio do Rastro, indicam que mais de um mecanismo de colocação foi necessário para gerar as diferentes características morfológicas de cada fácies. Estas intercalações ainda sugerem que houve variações na taxa de efusão do magmatismo. O maior volume de derrames do tipo *rubblly pahoehoe* (61,5%) em relação ao *pahoehoe* (38,5%), apontam predomínio de taxas de efusão mais elevadas. A existência de derrames de rochas ácidas de morfologia tabular no topo da sessão levantada também sugere altas taxas de efusão em altas temperaturas, como tipicamente interpretado para os derrames das vulcânicas ácidas do tipo Palmas (Garland *et al.*, 1995).

No que tange a petrografia, a composição mineralógica dos derrames é principalmente: plagioclásio, augita, minerais opacos e, subordinadamente, apatita e olivina. A principal diferença petrográfica entre os derrames está no tamanho dos cristais, aonde, nos derrames *pahoehoe* estes se apresentam maiores em relação aos *rubblly pahoehoe*. A **Figura 29** mostra a comparação entre lâminas delgadas típicas de derrames *pahoehoe* (A) e *rubblly pahoehoe* (B). Esta diferença é atribuída ao resfriamento mais rápido que ocorre nos derrames *rubblly pahoehoe*, visto a sua taxa de efusão ser maior o que leva ao rompimento do derrame e abertura do sistema. Outro fator que contribui para esta diferença de granulação, é que os derrames *pahoehoe* são gerados em sistemas fechados, permitindo o resfriamento mais lento e, conseqüentemente, na formação de cristais mais desenvolvidos.

As texturas predominantes nos derrames *pahoehoe* são a intergranular, porfirítica com a variação glomeroporfirítica e diktaxítica. Nos derrames *rubblly pahoehoe* ocorrem principalmente texturas intergranular, intersetal (quando ocorre vidro na mesóstase) e pilotaxítica.

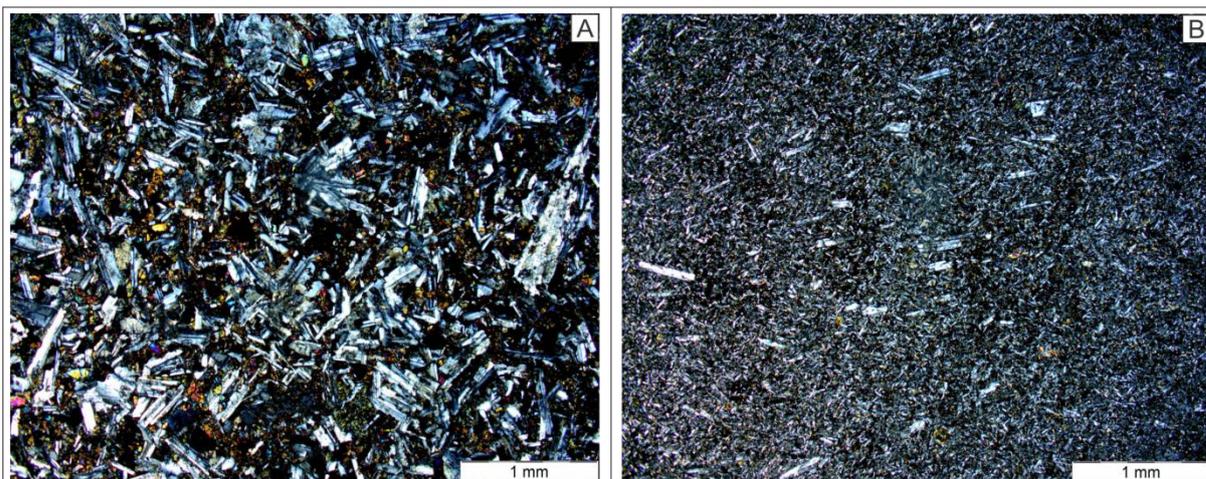


Figura 29: Fotomicrografias comparando a diferença no tamanho dos cristais, nicóis perpendiculares. A) derrame *pahoehoe* (amostra MF01). B) derrame *rubbly pahoehoe* (amostra MF21).

Também é possível observar algumas mudanças texturais nas diferentes fácies que compõe os derrames *pahoehoe*. Na espessa camada do derrame *pahoehoe* da fácies *ponded*, percebe-se que o núcleo do derrame apresenta cristais maiores em relação à base e o topo. A microvesiculação observada no topo do derrame desta fácies indica alto conteúdo de voláteis no magma que originou tal derrame (Goff, 1996). A fácies tabular-clássico se comporta de maneira similar à *ponded*. Os derrames desta fácies possui menor espessura, quando comparados com os derrames *ponded* e, portanto o núcleo destes derrames apresenta granulação ligeiramente mais fina.

Nos derrames da fácies composto-anastomosado, os lobos são holocristalinos nas porções centrais e hipovítreos nas porções de base e topo das unidades. Isso pode estar relacionado com o fato dos lobos ocorrerem na porção distal do derrame, onde a inflação acontece de forma limitada devido a menor chegada de recarga do fluxo. As pequenas espessuras dos lobos (cerca de 0,5 m) resfriam mais rapidamente na base e no topo, inibindo o processo de cristalização.

Lima *et al* (2012) atribuíram que a abundância de micrólitos de plagioclásios na matriz dos derrames 'a'ã na Sinclinal de Torres (RS) pode estar relacionada com uma combinação de fatores tais como o resfriamento rápido, desvolatização e à alta taxa de erupção. Os derrames *rubbly pahoehoe* na Serra do Rio do Rastro possuem características texturais similares com tais derrames e o padrão textural e a

abundância micrólitos de plagioclásio podem ser explicados pela maior velocidade de efusão ( $> 5 \text{ m}^3/\text{s}$ ) e pelo rápido resfriamento destes derrames.

As feições de aglomeração de cristais maiores, semelhantes a autólitos, observadas nos derrames *rubbly pahoehoe* podem estar correlacionados com a rápida ascensão e a alta taxa de efusão, que contribuiu para a incorporação destas porções cristalizadas e diferenciadas, englobadas pelo próprio magma que o originou.

A caracterização geoquímica da sequência vulcânica da Serra do Rio do Rastro permitiu identificar rochas predominantemente basálticas e andesi-basálticas, com algumas ocorrências de basaltos traqui-andesíticos, andesitos e dacitos. Todas são de caráter metaluminoso e de afinidade toleítica, o que é típico em basaltos intraplaca gerados em grandes províncias ígneas.

Esta associação de rochas possui um intervalo de diferenciação que vai desde rochas de composição básica com 48,85 % em peso de  $\text{SiO}_2$ , rochas intermediárias com uma média de 54,68% de  $\text{SiO}_2$ , e ácida com 65,9% em peso de  $\text{SiO}_2$ .

De acordo com os critérios de classificação geral de basaltos da PMP (Bellieni *et al* 1984b; Mantovani *et al*, 1985; Melfi, Piccirillo, Nardy, 1988), as rochas da região em estudo apresentam os dois grupos com relação aos teores de  $\text{TiO}_2$ : alto- $\text{TiO}_2$  (ATi,  $>2\%$ ) e baixo- $\text{TiO}_2$  (BTi,  $<2\%$ ), com predomínio do último .

As rochas básicas e intermediárias ATi são do magma-tipo Urubici, e as rochas BTi são classificadas como magma-tipo Gramado. Na **Figura 30** é apresentado o diagrama de classificação dos magmas-tipo das rochas básicas e intermediárias segundo Peate, Hawkesworth e Mantovani (1992).

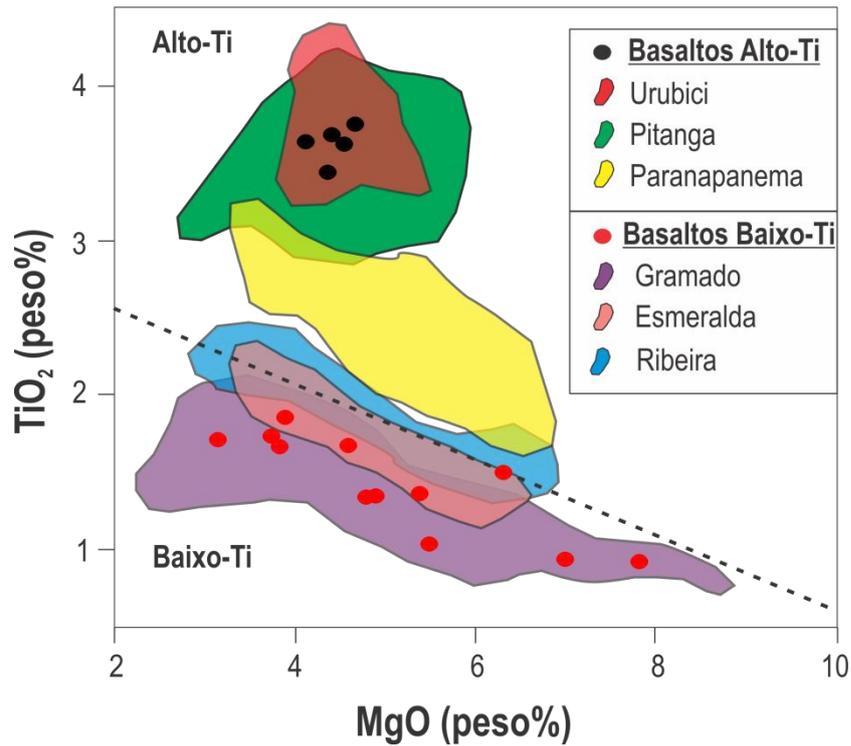


Figura 30: Diagrama MgO vs TiO<sub>2</sub> utilizado para a classificação dos magmas-tipo na Serra do Rio do Rastro. Adaptado de Peate (1997).

Segundo os critérios de classificação para as rochas ácidas na PMP (Garland, Hawkesworth, Mantovani, 1995; Nardy *et al.*, 2002; Nardy, Machado, Oliveira, 2008), a única amostra de rocha ácida analisada na região de estudo é classificada como tipo Palmas (ATP), **Figura 31**.

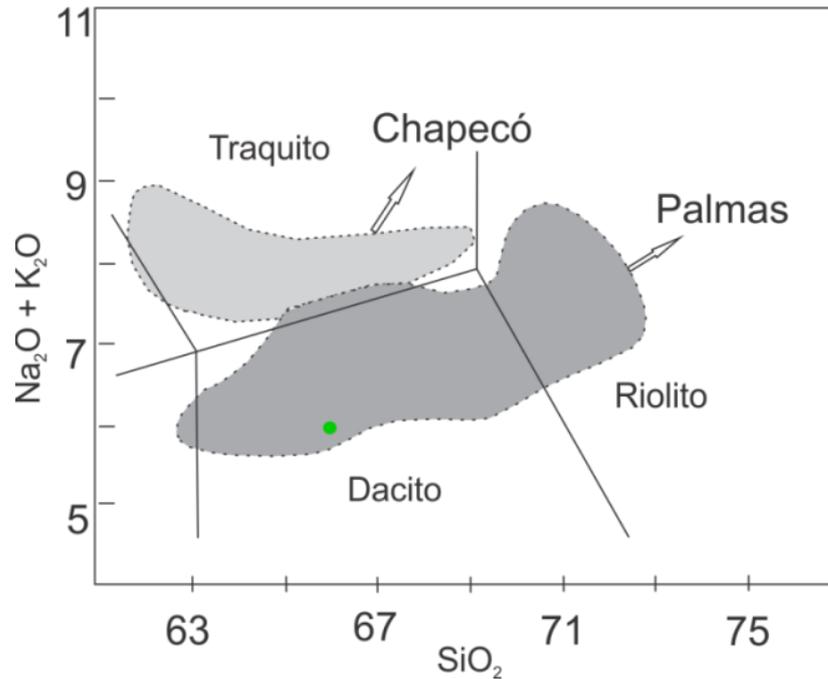


Figura 31: Diagrama de classificação TAS (Le Bas *et al.*, 1986) mostrando a nomenclatura das rochas vulcânicas ácidas dos tipos Palmas e Chapecó. O círculo verde se refere à amostra ácida analisada no topo da sessão da Serra do Rio do Rastro. Adaptado de Nardy, Machado e Oliveira (2008).

Garland, Hawkesworth e Mantovani (1995) interpretaram que as rochas do tipo ATP são derivadas da fusão parcial de basaltos do tipo Gramado. Os autores analisaram dados geoquímicos e confrontaram os padrões de distribuição dessas rochas em diagramas de concentrações relativas ao manto primordial e verificaram que o comportamento e as composições em termos de elementos traços dos basaltos do tipo Gramado se assemelham às rochas ácidas tipo Palmas.

Na região estudada, o comportamento dos elementos maiores como o  $\text{TiO}_2$  e o  $\text{P}_2\text{O}_5$ , dos traços Sr e Zr e também o padrão dos ETRs, sugerem fontes distintas para os grupos ATi e BTi. As rochas mais diferenciadas se aproximam do padrão de ETR do grupo BTi, embora com uma anomalia de Eu mais pronunciada (**Figura 27**). Esta anomalia pode estar relacionada com o fracionamento de feldspatos na fonte.

Ao integrar os dados da arquitetura dos derrames com os dados geoquímicos, se observa que a morfologia dos derrames não é influenciada pelos magmas tipo. A **Figura 32** mostra que as diferentes fácies se apresentam tanto no grupo ATi quanto no BTi.

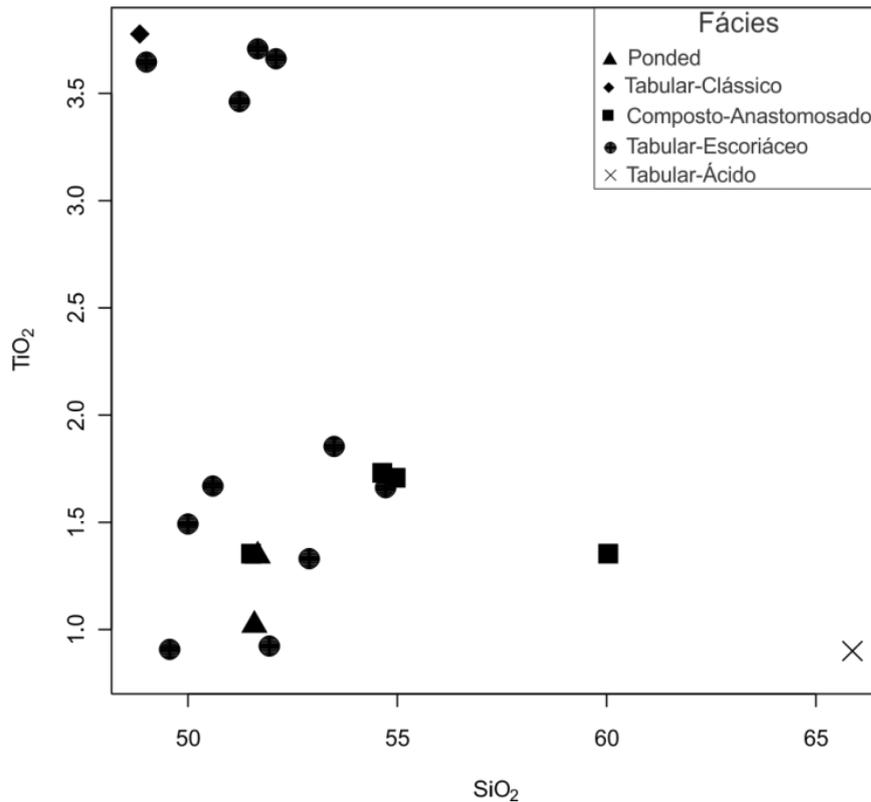


Figura 32: Diagrama SiO<sub>2</sub> vs TiO<sub>2</sub> mostrando a distribuição das diferentes fácies nos grupos ATi e BTi.

A **Figura 33** ilustra a distribuição dos distintos magmas (ATi e BTi) e das diferentes morfologias e arquiteturas de derrames ao longo da coluna estratigráfica. Observa-se uma intercalação das diferentes morfologias e arquitetura dos derrames, assim como os dados geoquímicos apontam para fontes distintas igualmente intercaladas. Contudo, estes contrastes não são uma relação de causa-efeito, ou seja, não há um controle dos tipos químicos nas distintas morfologias dos derrames. Consequentemente, não há uma relação entre magma-tipo e taxas de efusão.

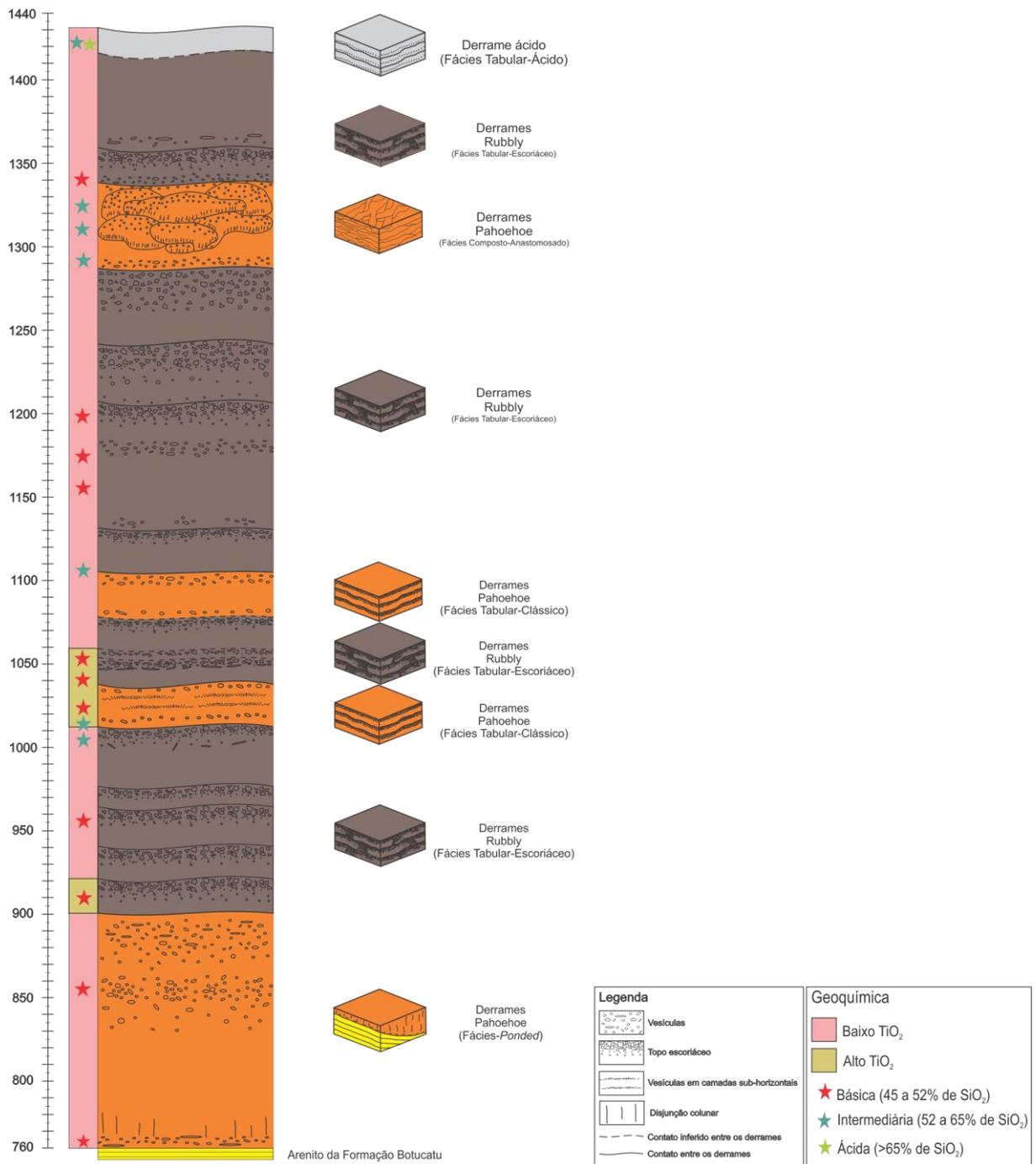


Figura 33: Coluna estratigráfica da sequência vulcânica da Serra do Rio do Rastro mostrando a relação dos teores de  $TiO_2$  (ATi e BTi) e a distribuição das distintas fácies dos derrames. As estrelas representam as 19 amostras analisadas para geoquímica e lâmina petrográfica.

## 6. CONCLUSÕES

O presente trabalho abordou os aspectos vulcanológicos, petrográficos e geoquímicos da sequência vulcânica na Serra do Rio do Rastro, SC. Estes estudos permitiram as seguintes conclusões:

A caracterização da morfologia e das estruturas presentes permitiu a identificação dos derrames dos tipos *pahoehoe* e *rubbly pahoehoe* nas rochas básicas da sequência vulcânica. Os derrames *rubbly pahoehoe* predominam ao longo do perfil, com cerca de 61,5% do total da pilha, e os tipos *pahoehoe* (~38,5%). O topo da sequência é composta por rochas ácidas.

As fácies definidas para os derrames *pahoehoe* foram: *ponded*, tabular-clássico e composto-anastomosado. Os derrames *rubbly pahoehoe* são todos da fácies tabular-escoriáceo.

As diferentes fácies identificadas para os derrames indicam que houve mais de um tipo de colocação para estes fluxos e mudanças na paleotopografia. A intercalação dos derrames sugere que houve variações na taxa de efusão com predomínio de taxas mais elevadas, visto a maior quantidade dos derrames *rubbly pahoehoe*.

As análises petrográficas mostram que os diferentes derrames possuem a mesma composição mineralógica principal formada por: plagioclásio, piroxênio (augita), minerais opacos e, subordinadamente apatita e olivina.

De maneira geral, a diferença marcante entre os derrames *pahoehoe* e *rubbly pahoehoe* está no tamanho dos cristais, sendo as maiores granulações atribuídas aos derrames *pahoehoe*. Esta diferença é uma característica importante, pois facilita a classificação dos tipos de derrames. Este fato é explicado por fatores como o resfriamento mais rápido dos derrames *rubbly pahoehoe*, visto sua taxa de efusão ser maior. Outro fator que contribui para o tamanho dos cristais serem maiores nos *pahoehoe* é que o sistema de geração destes derrames é fechado e, portanto perdem calor de forma mais devagar permitindo o crescimento dos minerais.

As análises geoquímicas demonstram que o intervalo de diferenciação vai desde composição básica, que corresponde aos basaltos, intermediárias, compreendendo os basaltos andesíticos, traque-andesitos basálticos e andesitos, e de composição ácida, no campo dos dacitos.

As rochas da região em estudo apresentam os dois grupos com relação aos teores de  $\text{TiO}_2$ : alto- $\text{TiO}_2$  (ATi, >2%) e baixo- $\text{TiO}_2$  (BTi, <2%), com predomínio do último. O comportamento dos elementos maiores como o  $\text{TiO}_2$  e o  $\text{P}_2\text{O}_5$ , dos traços Sr e Zr e também o padrão dos ETRs sugerem fontes distintas para os grupos ATi e BTi. As rochas básicas a intermediárias ATi são do tipo Urubici, e as rochas BTi predominam no tipo Gramado. A rocha ácida analisada é do tipo Palmas. Assim, os dados geoquímicos demonstram a concordância com os magmas-tipo predominantes na província magmática sul, conforme definido por Peate, Hawkesworth e Mantovani (1992).

A intercalação das diferentes morfologias e arquitetura dos derrames, juntamente com os dados geoquímicos ressalta que houve diferentes taxas de efusão e fontes para o magmatismo na região. No entanto, não há um controle dos tipos químicos nas distintas morfologias dos derrames, não sendo possível correlacionar os magmas-tipo com as taxas de efusão.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R.; BARTORELLI, A. Magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F.F.M.; BARTORELLI, A. (Org). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, p. 430-452, 2012.
- AMARAL, G.; CORDANI, V.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brasil. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, n. 31. p. 117-142, 1967.
- ANDERSON, D. L. The sublithospheric mantle as a source of continental flood basalts: The case against the continental lithosphere and plume head reservoirs. **Earth and Planetary Science Letters**, V.123, p. 269-280, 1994.
- ARAÚJO, J. S.; MARQUES, J. D.; OLIVEIRA, C. A.; MARANESI, D. A. Derrames secundários em basaltos de Porto Primavera. In: Congresso Brasileiro de Geologia e Engenharia, 5. São Paulo, SP. **Anais**. São Paulo SBG, v.1, p. 373-377, 1987.
- AUBELE, J.C.; CRUMPLER, L.S.; ELSTON, W.E. Vesicle zonation and vertical structure of basalt flows. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 35, p. 349-374, 1988.
- BARD, J. P. Microtextures of Igneus and Metamorphic Rocks. Boston, United States of America: D. **Reidel Publishing Company**, 264 p, 1980.
- BARRETO, C.J.S.; LIMA, E. F.; SHERER, C. M. S.; ROSSETTI, L.M.M. Lithofacies analysis of basic lava flows of the Parana igneous province in the south hinge of Torres Syncline, Southern Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 285, p. 81-99, 2014.
- BELLIENI, G.; BROTZU, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P., ERNESTO, M.; MELFI, A.J.; PACCA, I.G.; PICCIRILO, E.M.; STOLVA, D. Petrological and Paleomagnetic Data on the Plateau Basalts to Rhyolite sequencies of the Southern Paraná Basin (Brazil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 55, p. 355 – 383, 1983.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P; MARQUES, L.S; MELFI, A.J.; PICCIRILLO, E.M.; NARDY, A.J.R.; ROISEMBERG, A. High and Low-Ti flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. **Neues Jahrbuch für Mineralogie** . Abhandlungen. v.150, p.272-306, (1984a).
- BELLIENI, G.; BROTZU, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P; ERNESTO, M.; MELFI, A.J.; PACCA, I.G.; PICCIRILLO, E.M. Flood Basalt to Rhyolite Suites in the Southern Paraná Plateau (Brazil): Paleomagnetism, Petrogenesis and Geodynamics Implications. **Journal of Petrology**. v.25, p.579-618, 1984b.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P; MARQUES, L.S; MELFI, A.J.; NARDY, A.J.R.; PAPATRECHAS, C.; PICCIRILLO, E.M.; ROISEMBERG, A.; STOLFA, D. Petrogenetic Aspects of Acid and Basaltic Lavas from the Paraná Plateau (Brazil): Geological, Mineralogical and Petrochemical Relationships. **Journal of Petrology**. v.27, p.915-944, 1986.

- BONDRE, N. R.; DURAISWAMI, A.; DOLE, G. Morphology and emplacement of flows from the Deccan Volcanic Province, India. **Bulletin of Volcanology**. v.66, p. 29-45, 2004.
- BOYNTON, W.V. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. *In*: Henderson, P., Ed., Rare Earth Element Geochemistry, **Elsevier**, Amsterdam, p. 63-114, 1984.
- COFFIN, M. F.; ELDHOLM, O. Large Igneous Provinces: crustal structure, dimensions and external consequences. **Reviews of Geophysics**, v. 32, p. 1-36, 1994.
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. Estudo Preliminar de Integração do pré-Cambriano com os Eventos Tectônicos das Bacias Sedimentares Brasileiras. **Boletim da PETROBRAS** – Exploração de Petróleo, n. 15, 70 p., 1984.
- CORDANI, U.G.; CIVETTA, J.; MANTOVANI, M.S.M.; PETRINI, R.; KAWASHITA, K.; HAWKESWORTH, C.J.; TAYLOR, P.; LONGINELLI, A.; CAVAZZINI, G.; PICCIRILLO, E.M. Isotope geochemistry of flood volcanics from the Paraná Basin (Brazil). *In*: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (Coordenadores), **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects**. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico – Universidade de São Paulo, p. 157-178, 1988.
- COUTINHO, J.M.V. Dyke Swarms of the Paraná Triple Junction, Southern Brazil. *Revista do Instituto de Geociências – USP. Série Científica*, São Paulo, v.8, n.2, p.29-52, 2008.
- DORADO, A. C. Petrografia Basica – Texturas, classification y nomenclatura de rocas. Madrid, España: **Paraninfo**, 143 p, 1989.
- DURAISWAMI, R.A., GADPALLU, P., SHAIKH, T.N., CARDIN, N. *Pahoehoe*-‘a’ transitions in the lava flow fields of the western Deccan Traps, India-implications for emplacement dynamics, flood basalt architecture and volcanic stratigraphy..**Journal of Asian Earth Sciences**, v.84, 146-166, 2013.
- ERNESTO M.; MARQUES, L.S.; PICCIRILLO, E.M.; MOLINA, E.C.; USAMI, N.; BELLINI, G. Paraná Magmatic Province – Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 118, n.1, p. 15-36, 2002.
- FRANK, H.T.; GOMES, M.E.B.; FORMOSO, M.L.L. Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, Parana Basin, South America. **Pesquisa em Geociências** v.36, n.1, p.49-57, 2009.
- GARLAND, F., HAWKESWORTH, C.J., MANTOVANI, M.S.M. Description and Petrogenesis of the Paraná Rhyolites, Southern Brazil. **Journal of Petrology**, v. 36, n. 5, p.1193-1227, 1995.
- GOFF F. Vesicle cylinders in vapor-differentiated basalt flows. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 71, p.167-185, 1996.

GORDON JR., M. 1947. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. **Notas Preliminares e Estudos, DNPM/DGM**, Rio de Janeiro n.38, p.1-20, 1947.

GUIDICINI, G.; CAMPOS, J. O. Notas sobre a morfogênese dos derrames basálticos. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v.17, n.1, p.15-28, 1968.

IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. Canadian, **Journal of Earth Sciences**. V. 8, p. 523–548, 1971.

JANOUSĚK, V.; FARROW, C.M.; ERBAN, V.; ŠMÍD, J. (2006). Technical note interpretation of whole-rock geochemical data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). **Journal of Petrology**, v. 47, n.6, 1255-1259, 2006.

JERRAM, D. A.; STOLLHOFEN, H. Lava/sediment interaction in desert settings: are call peperite-like textures the result of magma-water interaction? In: Skilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J. (Eds.), Peperite: Processes and products of Magma-Sediment Mingling. **Journal of Volcanology Geothermal Research**. 114, p. 231-249, 2002.

JERRAM, D. A.; WIDDOWSON, M.. The anatomy of Continental Flood Basalt Provinces: geological constraints on the processes and products of flood volcanism. **Lithos** n.79, p. 385-405, 2005.

JOLLEY, D.W. Palaeosurface palynofloras of the Skye lava field and the age of the British Tertiary volcanic province. In: Widdowson, M. (Ed.), Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation, **Geological Society**. London, vol. 120, p.67– 94, 1997.

KESZTHELYI, L. The brecciated lava flows of the Kerguelen Plateau: what are they? EOS. Transactions of the American. **Geophysical Union**, v.8, p. 431, 2000.

KESZTHELYI, L. Classification of the mafic lava flows from OPD Leg 183. In: Frey, F.A., Coffin, M.F., Wallace, P.J., Quality, P.G. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program. **Scientific Results**, v. 183, p. 1-28, 2002.

KESZTHELYI, L., SELF, S., THORDARSON, T. Flood lavas on earth, Io and Mars. **Journal of the Geological Society**, London, v.163, p. 253-264, 2006.

LE BAS M.J., LE MAITRE R.W. STRECKISEN A., ZANETTIN B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. **Journal of Petrology**, v.27, p.745-750, 1986.

LIMA, E.F., WAICHEL, B.L., ROSSETTI, L.M.M., VIANA, A.R., SCHERER, C.M., BUENO, G.V., DUTRA, G. Morphological and petrographic patterns of the *pahoehoe* and 'a'a flows of the Serra Geral Formation in the Torres Syncline (Rio Grande do Sul State, Brazil). **Revista Brasileira de Geociências** V.42 (4), p. 744-753, 2012.

MACDONALD, G. A. *Pahoehoe*, aa and block lava. **American Journal of Science**, v.251, p. 169-191, 1953.

MACHADO, F.B. “**GEOLOGIA E ASPECTOS PETROLÓGICOS DAS ROCHAS INTRUSIVAS E EFUSIVAS MESOZÓICAS DE PARTE DA BORDA LESTE DA BACIA DO PARANÁ NO ESTADO DE SÃO PAULO**”. Dissertação de Mestrado. UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, 2005.

MACHADO, F. B.; NARDY, A. J. R.; MELO R. P.; Marcos Aurélio Farias de OLIVEIRA, M. A. F.; Eloiza SQUISATO, E. As rochas intrusivas da Formação Serra Geral na porção leste da Bacia do Paraná no estado de São Paulo: aspectos petrográficos e geoquímicos – resultados preliminares. São Paulo, **UNESP, Departamento de Geociências**, v. 24, n. 1, p. 5-17, 2005.

MACKENZIE, W. S.; GUILFORD, C. Atlas of Rock-forming minerals in thin section. English Language Book **Society/Longman**. London. 98p, 1980.

MAHONEY, J.J., COFFIN, M.F. Large igneous provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism. **AGU Geophysical Monograph Series**, v.100 p.436, 1997.

MANTOVANI, M.S.M.; MARQUES, L.S; SOUSA, M.A.; CIVETTA, L.; ATALLA, L.; INNOCENTI F. Trace elemento and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina state (Southern Brazil) **Journal of Petrology**, v.26, p.187 – 209, 1985.

MANTOVANNI, M.S.M.; PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.F. Geochemical stratigraphy of the Paraná continental flood basalts: a contribution from borehole samples. In Piccirillo, E.M. & Melfi, A.J. (eds), The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: Petrogenesis and geophysical aspects. **IAG-USP press**, p:15-24, 1988.

MARQUES L.S. **Caracterização geoquímica das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná: implicações petrogenéticas**. São Paulo. IGC-USP, Tese Doutorado, 175p, 1988.

MARQUES L. S. PICCIRILLO, E. M., MELFI A. J., COMIN-CHIARAMONTI P., BELLINI, G. Distribuição de terras raras e outros elementos traços em basaltos da Bacia do Paraná (Brasil Meridional). **Geochimica Brasiliensis**, 3: 3-50, 1989.

MARQUES, L.S.; ERNESTO, M. O mgmatismo toleítico da Bacia do Paraná. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B.B. (Orgs.), Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: **Beca**, p. 245-263, 2004.

MELFI, A. J.; PICCIRILLO, E. M.; NARDY, A. J. R. Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin an introduction. In: Piccirillo E. M., Melfi A. J. (eds.) **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects**. IAG-USP, p. 1-13, 1988.

MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 69-82, jan./mar, 1994.

MILANI, E.J.; ASSINE, M.L.; SOARES,P.C.; DAEMON, R. F. A. A sequência ordovício–siluriana da Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**. Rio de Janeiro, v.8, n.2-4, p.257-273, 1995.

MILANI, E.J.; RAMOS, V.A. Orogenias Paleozóicas no domínio sul- ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28 (4), p. 473-484, 1998.

MILANI, E.J.; MELO, J. H. G. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, 2007.

MOLER, W.A.; CABRERA J.G. Características de fundações sobre rochas basálticas. In: Congresso Brasileiro de Geologia e Engenharia, 1. Rio de Janeiro . **Anais**. Rio de Janeiro, SBG, v. 2, p. 197-216, 1976.

NARDY, A.J.R. **Geologia e petrologia do vulcanismo mesozóico da região central da Bacia do Paraná**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas.Rio Claro, SP, p.315. 1995.

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

NARDY, A.J.R.; MACHADO, F.B.; OLIVEIRA, M.A.F. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. **Revista Brasileira de Geociências**, v.38(1). P.178-195. 2008.

NUNES, J. C. Novos Conceitos em Vulcanologia: Erupções, Produtos e Paisagens Vulcânicas. Associação Portuguesa de Geólogos. **Genovas**, nº16. P.5-22. 2002.

PEARCE, J.A.; NORRY, M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Mb variations in volcanic rocks. **Contributions to Mineralogy and Petrology** v.69, p.33-47, 1979.

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

PEATE, D.W. The Paraná-Etendeka Province. In: Mahoney, J.J. & Coffin, M.F. (eds) Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism. Washington. **American Geophysical Union**, v.100, p.217-245, 1997.

PETERSON, D. W.; TILLING, R. I. Transition of basaltic lava from *pahoehoe* to 'a'a, Kilauea Volcano, Hawaii: field observations and key factors. **Journal of Volcanology Geothermal Research**, v.7, p. 271-293, 1980.

PETRINI, R.; CIVETTA, L.; PICCIRILLO, E.M.; BELLINI, G.; COMINCHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J. Mantle heterogeneity and crustal contamination the genesis of low-Ti Continental Flood Basalts from the Paraná Plateau (Brazil): Sr-Nd isotope and geochemical evidence. **Journal of Petrology**, v. 28, p. 701-726,1987.

PICCIRILLO, E.M.; RAPOSO, M.I.B.; MELFI, A.J.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; ORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. Bimodal fissural volcanic suites from the Paraná basin (Brazil): K-Ar age, Sr-isotopes and geochemistry. **Geochemical Brasiliensis**, v.1, p.53-69, 1987.

PICCIRILLO E.M.; MELFI A.J.(eds.) **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and and Geophysical Aspects**. São Paulo, Instituto Geofísico, Astronômico e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 600p, 1988.

PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; ERNESTO, M.; MARQUES, L.S.; NARDY, A.J.R.; PACCA, I.G.; ROISEMBERG, A.; STOLFA, D. Continental flood volcanism from the Paraná basin (Brazil). In: MACDOUGALL, J.D. (ed). Continental flood basalts. **Kluwer Academic Publ**, p.195-238, 1988.

POLO, L. A. **Estilo eruptivo do vulcanismo ácido na Província Magmática Paraná-Etendeka: Estudo estrutural, textural e químico de corpos de dacitos e obsidianas na região a sul de Soledade, RS**. Exame de Qualificação. Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. São Paulo, 2010.

QUINTAS, M.C.L.; MANTOVANI, M.S.M.; ZALÁN, P.V. Contribuição ao Estudo da Evolução Mecânica da Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Vol. 11, nos. 1/2, Jan./Dez., Rio de Janeiro, p. 48-73, 1997.

RENNE, P.R.; ERNESTO M; PACCA, I.G.; COE, R.S.; GLEN, J.M.; PREVÓT, M; PERRIN, M. The age of Paraná flood volcanism rifting of Gondwanaland and the Jurassic-Cretaceous Boundary. **Science**. V.258, p.975-979, 1992.

RICHARDS, M. A.; DUNCAN, R. A., COURTILLOT, V. E. Flood basalts and hot spot tracks: plume heads and tails. **Science**. V.246, p.103-107, 1989.

ROSSETTI, L.M. LIMA, E. F.; WAICHEL, B. L.; SHERER, M. C. Stratigraphical framework of basaltic lavas in Torres Syncline main valley, southern Parana-Etendeka Volcanic Province. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 56, p. 409-421, 2014.

ROWLAND, S.K.; WALKER, G.P.L. *Pahoehoe* and aa in Hawaii: volumetric flow rate controls the lava structure. **Bulletin of Volcanology**. V.52, p. 631-664, 1990.

SHAND S. J. Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and their Relation to Ore Deposits, with a chapter on Meteorites (revised second edition): **Hafner Publishing Co.**, New York, 444p, 1943.

SHAW, H. R.; SWANSON, D. A. Eruption and flow rates of flood basalts, in Colimbia River Basalt Symposium. 2nd, Cheney, Washington, 1969. **Eastern Washington State College Press**, p. 271-299, 1970.

SCHERER C. M. S. Preservation of Aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. **Sedimentology**, v.49, p.97-116, 2002.

SELF, S.; THORDARSON, T.; KESZTHELYI, L. Emplacement of continental flood basalts flows. In: Mahoney JJ, Coffin M (eds.) Large Igneous Provinces, **American Geophysical Union Monography**, vol. 100, p. 381-410, 1997.

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

SINGLE, R.T., JERRAM, D.A. The 3D facies architecture of flood basalt provinces and their internal heterogeneity: examples from the Palaeogene Skye Lava Field. **J. Geologic Society of London**. 161, 911-926, 2004.

SWANSON, D.; WRIGHT, T. L.; HOOPER, P. R.; BENTLEY, R. D.. Revisions in stratigraphic nomenclature of the Columbia River Basalt Group. U.S. **Geological Survey Bulletin**. 1457-G, 59p, 1979.

TURNER, S.; REGELOUS, M; KELLEY, S.; HAWKSWORTH, C.; MANTOVANI, M.M.S. Magmatism and continental break- up in the South Atlantic: high precision <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, v.121, p.333-348, 1994.

VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M.; THOMPSON, S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: PAYTON, C.E. (Ed). **Seismic stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, p.63-81, 1977.

WAICHEL, B. L. **Estruturação de derrames e interações lava-sedimento na porção central da província basáltica continental do Paraná**. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2006.

WAICHEL, B.L., LIMA, E.F., LUBACHESKY, R., SOMMER, C.A. *Pahoehoe* flows from the central Parana continental flood basalts. **Bulletin of Volcanology**. v. 68, p. 599-610, 2006.

WAICHEL, B.L., LIMA, E.F., VIANA, A.R., SCHERER, C.M., BUENO, G.V., DUTRA, G. Stratigraphy and volcanic facies architecture of the Torres Syncline, Southern Brazil, and its role in understanding the Parana-Etendeka Continental Flood Basalt Province. **Journal of Volcanology Geothermal Research**, v.216, p. 74-82, 2012.

WALKER, G. P. L. Compound and simple lava flows and flood basalts. **Bulletin of Volcanology**. v.35, p. 579-590, 1971.

WALKER, G. P. L. Lengths of lava flows.Philosophical transactions of the Royal Society, London, **Series A**, v.274, p.107–118, 1973.

WERNICK, E. **Rochas Magmáticas – Conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica**. São Paulo, Brasil: UNESP, 655 p., 2003.

WHITE, R. S.; McKENZIE, D. A. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. **Journal of Geophysical Research**, v.94, p.7685-7729, 1989.

WHITE, I.C. 1908. Relatório final da comissão de estudos das minas de carvão de pedra do Brasil. DNPM, **Fac-similar**, Rio de Janeiro: Parte I p. 1-300; Parte II, p. 301-617, 1988.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; APPI, V. T.; SANTOS NETO, E. V.; CERQUEIRA, J. R.; MARQUES, A. The Paraná Basin, Brazil. In: LEIGHTON, M. W.; KOLATA, D. R.; OLTZ, D. F.; EIDEL, J. J. (Ed.). Interior cratonic basins. Tulsa: **American Association of Petroleum Geologists**, p. 681-708, 1990.