UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO MAGMÁTICA DO SILL DE LIMEIRA:
PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA**

Camila Antenor Faria

Orientador: Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

São Paulo

2008

Resumo

O Sill de Limeira possui variação composicional ampla e aparentemente contínua, no intervalo entre basalto nas bordas de resfriamento e quartzo monzodiorito grosso na parte mais central exposta até agora nas pedreiras onde é explorado. Abaixo da borda basáltica do topo encontra-se uma camada bastante rica em amígdalas, preenchidas por minerais de origem hidrotermal, seguida pela ocorrência de ocelos de composição quartzo monzonítica. Por toda extensão do sill ocorrem veios riolíticos (em menor proporção, quartzo monzoníticos), de direção preferencial perpendicular às bordas de resfriamento.

As rochas são compostas essencialmente por plagioclásio, clinopiroxênio (augita $\pm$ pigeonita) e/ou anfibólio, Ti-magnetita, illmenita, além de quartzo e feldspato alcalino (nos termos mais diferenciados). Os minerais acessórios são apatita, filossilicatos, zircão, badeleíta, esfalerita, pirita e allanita; minerais de alteração hidrotermal são zeólitas, calcita, apofilita. Augita tem composição variada entre Fs~20, nas rochas mais primitivas e Fs40 nas mais diferenciadas (quartzo monzodiorito até riolito). O plagioclásio varia desde labradorita até oligoclásio, com predomínio de andesina An50-30 nas rochas mais abundantes.

A química de rocha total revela um “*trend*” de diferenciação contínuo de composições entre o basalto de borda (~48% SiO₂) e o quartzo monzodiorito (~61% SiO₂); um hiato entre quartzo monzodiorito e riolito é identificado no intervalo 61-69% SiO₂, no entanto quartzo monzonitos com 63-64% SiO₂ aparecem como corpos de pequeno volume (veios e ocelos). O teor de Ca, Mg, Ti e Fe mostra tendência contínua de queda com a diferenciação, enquanto K tem aumento contínuo e Na e Al mantêm-se quase constantes, alcançando seu valor máximo no quartzo monzonito. Ba, Rb e Zr mostram comportamento incompatível, enquanto Co, Cr e Sr são tipicamente compatíveis. Os padrões de ETR são fracionados (La_N/Yb_N~12), e mostram enriquecimento até o quartzo monzodiorito; em rochas mais diferenciadas passa a haver algum empobrecimento, principalmente dos ETR médios, refletindo a extração de clinopiroxênio..

A diferenciação do Sill de Limeira parece refletir processos de cristalização fracionada, que fornece resultados consistentes em balanços de massa, tanto nos estágios iniciais, como na geração dos líquidos residuais diferenciados (quartzo monzonito e riolito), onde deve ter ocorrido por “filter pressing”.

Em um modelo em que a cristalização ocorre a partir das bordas do corpo, com líquidos residuais sendo gerados nas frentes de solidificação, os ocelos foram possivelmente originados pela migração desses líquidos. Em um estágio posterior de evolução da câmara, os líquidos residuais expulsos dessas frentes teriam percolado fraturas em porções já solidificadas, formando os veios riolíticos.

Abstract

The Limeira Sill exhibits a wide and continuous compositional variation, between basalt at the chilled margins and coarse-grained quartz monzodiorite in the innermost part currently exposed in the quarried where it is exploited. Below the top basalt border there is a layer rich in amygdalites filled by hydrothermal minerals, followed downwards by the appearance of quartz monzonitic ocelli. Throughout the sill occur rhyolitic (less often quartz monzonitic) veins oriented preferentially normal to the chilled margins.

The rocks are composed mostly of plagioclase, clinopyroxene (augite $\pm$ pigeonite) and/or amphibole, Ti-magnetite, ilmenite, plus quartz and alkali feldspar (in the more differentiated rocks). Accessory minerals include apatite, filossilicates, zircon, baddeleyite, sphalerite, pyrite and allanite; hydrothermal minerals are zeolites, calcite and apophyllite. Augite compositions vary from Fs~20 in the more primitive rocks to Fs40 in the more differentiated (quartz monzodiorite to rhyolite). Plagioclase varies from labradorite to oligoclase, with predominance of andesine An50-30 in the more abundant rocks.

The whole rock chemistry reveals a continuous differentiation trend with compositions between the border basalt (~48 wt% SiO₂) and the quartz monzodiorite (~61 wt% SiO₂); a gap between quartz monzodiorite and rhyolite is identified in the 61-69 wt% SiO₂ interval, but quartz monzonites with 63-64 wt% SiO₂ appear as small-volume veins and ocelli. The Ca, Mg, Ti and Fe contents show a trend of continuous decrease with differentiation, while K shows a continuous increase, and Na and Al are nearly constant, reaching maximum value in the quartz monzonites. Ba, Rb and Zr show incompatible behavior, while Co, Cr and Sr are typically compatible. The REE patterns are fractionated (La_N/Yb_N~12), and show enrichment up to the quartz monzodiorite; in more differentiated rocks they begin to decrease, especially the medium REE, reflecting extraction of clinopyroxene.

The differentiation of the Limeira Sill appears to be a reflection of crystal fractionation, as suggested by consistent results in mass balance calculations, both for the initial stage (basalt to quartz monzodiorite) and for the generation of residual liquids (quartz monzonite and rhyolite), the latter probably involving some sort of filter pressing.

In a model of magma chamber where crystallization occurs at the margins and residual liquids are generated in the solidification fronts, the ocelli appear to be products of upward migration of these liquids. Later in the evolution of the chamber, the residual liquids extracted from these fronts would have percolated fractures in portions already solidified, forming the rhyolitic veins.

Agradecimentos

Agradeço ao meu querido orientador, Valdecir, por todo o apoio, paciência, compreensão e discussões geológicas ao longo desses 5 anos em que elaboramos todo o trabalho dessa dissertação. Agradeço a ele não só por me ensinar e orientar, mas também por ser sempre uma pessoa com quem pude contar nas horas de nervosismo e confusão.

Agradeço ao pessoal dos laboratórios do IGc: Marcos!!! (Microsonda), Paulinho (FRX), Sandra, Ricardo e Margareth (Química), Angélica (Óptica), Samuca!!! (Serra), Zé (LTA). Também as meninas da secretaria do GMG, da seção da pós, as meninas da limpeza, a tia do café (!), pessoal da biblioteca...

Agradeço a algumas pessoas da pós, além da amizade (muito importante para mim), a ajuda direta na elaboração da dissertação: ao Noku pelas discussões geológicas e pessoais, além da etapa de campo; ao Jaú pela ajuda com diagramas e várias discussões, a Rabo d'Galo pela ajuda com coisinhas muito chatas do Word, além de cafés e papos de banco e ao Augusto (esse não é da pós) pela ajuda com as figuras.

Aos companheiros de sala Tati, Cachorra e Marcelo, pelas risadas e momentos de descontração. Também a todo o pessoal da pós e fora dela, que se não ajudou, também não atrapalhou.

Agradeço também alguns amigos que sempre estavam lá na hora em que precisei, seja para uma conversa séria ou diversão: Rabiola, Kacilda, Biva, Maila, Diego, Gu, Wani, Pricy.

Agradeço ao Chachá por todo o companheirismo, amizade e carinho ao longo desses anos, por estar sempre me incentivando, fazendo me sentir melhor e disposto a ajudar mesmo que não desse.

Agradeço ao pessoal da BTX, principalmente ao meu chefe Gustavo, que me apoiou e incentivou no mestrado, mesmo sabendo que ia perder a funcionária temporariamente.

Por último, mas mais importante que tudo, agradeço a minha família por sempre ter me apoiado nas escolhas que fiz e por agüentar o estresse e mau humor, principalmente da reta final do mestrado, com muita paciência e carinho.

Sumário

Resumo	i
Abstract	ii
Agradecimentos	iii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Localização da área	1
2 MATERIAIS E MÉTODOS	3
2.1 Trabalhos de Campo	3
2.2 Análises petrográficas	4
2.3 Análises químicas de minerais	5
2.4 Análises químicas de rocha total	6
2.5 Avaliação da Qualidade Analítica	8
2.5.1 Análises por FRX	8
2.5.2 Análises por ICP-MS	11
2.5.3 Análises por ICP-OES	14
2.5.4 Considerações	15
3 SITUAÇÃO GEOLÓGICA	16
3.1 Bacia do Paraná	16
3.2 Província Magmática Paraná-Etendeka	17
3.3 Corpos intrusivos associados	20
3.4 A ocorrência de Limeira	21
3.5 Geologia	23
4 GEOLOGIA DE DETALHE NO SILL DE LIMEIRA	27
4.1 A exposição da Pedreira Cavinatto	27
4.2 A exposição da Pedreira Basalto 4	29
5 PETROGRAFIA	37
5.1 Basaltos	37

5.2	Diabásio	37
5.3	Monzodiorito	39
5.4	Quartzo monzodiorito	41
5.5	Veios – Riolito, Quartzo Monzonito e Hidrotermais	42
6	QUÍMICA MINERAL	58
6.1	Piroxênios	58
6.2	Feldspatos	62
6.3	Anfibólios	66
6.4	Zeólitas	67
7	GEOQUÍMICA DE ROCHAS	69
7.1	Nomenclatura e Classificação das Rochas do Sill de Limeira	69
7.2	Elementos Maiores e Menores	72
7.3	Elementos Traços	74
7.4	Elementos terras raras	78
7.5	Diagramas multi-elementares normalizados	80
8	PROCESSOS DE DIFERENCIAÇÃO MAGMÁTICA	83
8.1	Processos em sistema aberto: evidências de contaminação e recarga da câmara magmática	83
8.2	Cristalização fracionada	84
8.2.1	Considerações gerais	84
8.2.2	Modelamento geoquímico	84
8.3	A origem dos ocelos e veios: processos alternativos	90
8.3.1	Imiscibilidade líquida	90
8.3.2	Extração de líquidos em tramas cristalinas - “Filter Pressing”	91
9	SÍNTESE E CONSIDERAÇÕES FINAIS	94
10	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	97

Lista de Tabelas e Anexos

Tabela 1 – Relação das amostras coletadas na Pedreira Cavinatto em cada etapa de campo	4
Tabela 2 – Relação das amostras coletadas na Pedreira Basalto	4
Tabela 3 - Resultados analíticos obtidos por FRX para os materiais de referência geoquímica internacionais e Limites de Detecção analíticos	9
Tabela 4 - Resultados analíticos obtidos por ICP-MS para os materiais de referência geoquímica internacionais e incertezas recomendadas e obtidas	12
Tabela 5 – Padrões de controle e branco utilizados nas análises de ICP-OES da amostra LCAV01C. Todos os óxidos estão dentro da incerteza calculada	14
Anexo I – Resultados das análises de química mineral por Microsonda Eletrônica (WDS) e cálculo das fórmulas estruturais	
Tabela 6 – Resultados analíticos para piroxênios	
Tabela 7 – Resultados analíticos para feldspatos	
Tabela 8 – Resultados analíticos para anfibólios	
Tabela 9 – Resultados analíticos de Microsonda Eletrônica (WDS) de análises pontuais em zeólitas, suas respectivas unidades atômicas com cálculo da razão $R=Si/Si+Al$	68
Anexo II – Resultados das análises de química de rocha total para elementos maiores e traços	
Tabela 10 – Resultados analíticos para elementos maiores por FRX e ICP-OES	
Tabela 11 – Resultados analíticos para elementos traços por FRX e ICP-OES	
Tabela 12 – Resultados analíticos para elementos traços por ICP-MS	
Tabela 13 – Composições dos minerais utilizadas no cálculo do balanço de massa. Composições da apatita, ilmenita e magnetita extraídas de Deer <i>et al.</i> 1992	86
Tabela 14 – Valores de Xi e Kd (Rollinson, 1993) utilizados no cálculo de D	88
Anexo III – Resultados dos cálculos de balanço de massa para os elementos maiores	

Lista de Figuras

- Figura 1 – Trecho de imagem de satélite mostrando a localização espacial das cavas das pedreiras estudadas, Cavinatto e Basalto 4. Fonte: Google Earth, 2008_____2
- Figura 2 – Mapa rodoviário de parte do Estado de São Paulo, mostrando as principais vias de acessos à cidade de Limeira, SP. Fonte: Mapa Rodoviário do Estado de São Paulo, Ministério dos Transportes, Guia Geográfico_____2
- Figura 3 – Diagrama de comparação entre os resultados das duplicatas nas análises de FRX. Observamos que a precisão atestada é de variações máximas da ordem de 1%, o que pode ser observado pela sobreposição das amostras_____10
- Figura 4 – Comparação entre os resultados das duplicatas do basalto amigdaloidal nas análises de FRX. Observamos que o F apresenta precisão menor que a desejada_____10
- Figura 5 – Diagrama de comparação entre os resultados das duplicatas do monzodiorito nas análises de FRX. O Ce e o Nd apresentam precisão menor que a desejada_____11
- Figura 6 – Mapa Geológico da região de Limeira, SP, com principais Unidades aflorantes e localização do sill alvo do atual estudo. Extraído de CPRM – Mapa do Brasil ao Milionésimo_____23
- Figura 7 – Perfil esquemático da exposição da Pedreira Cavinatto, com os principais litotipos identificados_____27
- Figura 8 – Espectro da análise de EDS realizado em cristal de chevkinita/perrierita, mineral acessório no riolito_____43
- Figura 9 – Espectro da análise de EDS realizado em cristal de uma provável variação de britolita, mineral acessório no riolito_____44
- Figura 10 – Diagrama Q (Ca+Mg+Fe) vs. J(2Na) para classificação segundo Morimoto *et al.* 1988. Todas as análises realizadas estão no campo Quad, e podem ser classificadas em diagramas Wo-Fs-En_____58
- Figura 11 – Diagrama Wo-Fs-En com a classificação dos clinopiroxênios nos basaltos e diabásios do sill de Limeira (SP). Presença de cristais de augita levemente mais ricos em FeO e CaO nos basaltos, rochas menos diferenciadas_____59
- Figura 12 – Diagrama Wo-Fs-En com a classificação dos clinopiroxênios no monzodiorito do sill de Limeira (SP). Presença de cristais de augita e pigeonita, cujas bordas apresentam composição de augita. Em vermelho a representação da *tie-line* entre os dois clinopiroxênios existentes_____59

Figura 13 – Diagrama Wo-Fs-En com a classificação dos clinopiroxênios no quartzo monzodiorito do sill de Limeira (SP). Grande variação composicional, com aumento evidente nos teores de FeO e aumento mais moderado de CaO. Ainda há presença de cristais de pigeonita, cujas bordas apresentam composição de augita. Em vermelho a representação da *tie-line* entre os dois clinopiroxênios existentes_____ 60

Figura 14 – Diagrama Wo-Fs-En com a classificação dos clinopiroxênios dos veios riolíticos do sill de Limeira (SP). Não há presença de cristais de augita subcálcica e pigeonita, e é evidente a distinção de dois grupos de veios; os mais ricos em FeO ocorrem associados a veios hidrotermais_____ 61

Figura 15 – Diagrama Wo-Fs-En com todas análises plotadas e isotermas, adaptado de Linsley, 1983. A coprecipitação de augita e pigeonita ocorreu entre T~1100°C e T~1000°C, em um intervalo composicional relativamente pequeno (En~46-38)._____ 61

Figura 16 – Diagrama Or-Ab-An com a classificação dos feldspatos nos basaltos e diabásios do sill de Limeira (SP). Amplo intervalo de composição, de oligoclásio à labradorita, principalmente nos diabásios. Existência de bordas de composição albítica e cristais de feldspato alcalino____ 62

Figura 17 – Diagrama Or-Ab-An com a classificação dos feldspatos no monzodiorito do sill de Limeira (SP). Núcleos de cristais de plagioclásio com composição de andesina e labradorita (An53-43). Zonas intermediárias de composições mais sódicas como oligoclásio e bordas albíticas e de feldspato alcalino_____ 63

Figura 18 – Pontos de análise WDS da Microsonda Eletrônica no monzodiorito, em cristal de andesina (An45), com porções intermediárias de maior teor sódico e borda de feldspato potássico (An0,2). Amostra IGN75I, polarizadores cruzados, lado maior 3,25 mm_____ 63

Figura 19 – Diagrama Or-Ab-An com a classificação dos feldspatos no quartzo monzodiorito do sill de Limeira (SP). Núcleos de cristais de plagioclásio com composição de andesina (An45-38). Zonas intermediárias de composições mais sódicas e bordas albíticas e alcalinas._____ 64

Figura 20 – Pontos de análise WDS da Microsonda Eletrônica no quartzo monzodiorito em cristal de andesina (An40), com porções intermediárias de maior teor sódico (An35-28) e borda de composição ainda mais sódica (An19). Amostra IGN4.2.H, polarizadores cruzados, lado maior 3,25 mm_____ 64

Figura 21 – Diagrama Or-Ab-An com a classificação dos feldspatos nos riolitos, ocelos e porções granofíricas do sill de Limeira (SP). Cristais de composição albítica (An4-1) e alcalinas 65

Figura 22 – Diagrama Or-Ab-An de classificação dos feldspatos das rochas presentes no sill de Limeira (SP). Abundância de cristais de labradorita e andesina, e aumento no teor de NaO com

a diferenciação. Composições sódico-potássicas predominam em riolitos (termos mais diferenciados), assim como em porções granofíricas e bordas de cristais de plagioclásio do monzodiorito e quartzo monzodiorito_____	66
Figura 23 – Diagrama de classificação dos anfibólios, segundo Leake <i>et al.</i> 1997, das rochas do sill de Limeira. Predomínio de ferro-hornblenda (#Mg 03-05) e alguma ferro-edenita_____	67
Figura 24 – Diagrama extraído de Apps & Chipera, 2001, para classificação de zeólitas_____	67
Figura 25 – Diagramas de classificação de rochas plutônicas de Middlemost (1994) e Cox <i>et al.</i> , (1979), respectivamente, com análises químicas de rochas do sill de Limeira_____	69
Figura 26 – Diagrama de classificação de rochas vulcânicas de Le Bas <i>et al.</i> , 1994 com análises químicas de rochas do sill de Limeira_____	69
Figura 27 – Diagramas de classificação segundo Frost <i>et al.</i> 2001. As rochas do sill encontram-se no campo de rochas metaluminosas e ricas em ferro_____	71
Figura 28 – Diagrama AFM (Frost <i>et al.</i> 1979) com as rochas do sill no campo da série toleítica com amostras se riolito próximas e paralelas ao eixo álcalis-ferro_____	71
Figura 29 - Diagramas de variação para os óxidos dos elementos maiores (em %) por FRX, e ICP-OES (amostra ocelo) utilizando da sílica como índice de diferenciação_____	72-73
Figura 30 – Diagramas de #Mg e #Fe versus SiO ₂ . Rochas mais diferenciadas (quartzo monzonito, riolito e ocelos) mais pobres em Mg e mais ricas em Fe. Amostra dos ocelos não segue o trend principal_____	74
Figura 31 – Diagramas de variação de Nb-Y com SiO ₂ como índice de diferenciação. À esquerda diagramas gerados a partir dos dados de FRX e a direita por ICP-MS. Notar que os resultados obtidos por ambos os métodos são bastante semelhantes_____	75
Figura 32 - Diagramas de variação para os elementos traços (em ppm) segundo dados obtidos por FRX e ICP-OES (amostra ocelo) utilizando da sílica como índice de diferenciação_____	76-77
Figura 33 - Diagramas de variação para os elementos traços (em ppm) segundo dados obtidos por ICP-MS e ICP-OES (amostra ocelo) utilizando da sílica como índice de diferenciação__	77-78
Figura 34 – Diagrama de Elementos Terras Raras, normalizado pelo C1 Condrito (McDonough & Sun, 1995), indicando comportamento incompatível ao longo da evolução composicional até o quartzo monzodiorito_____	79

Figura 35 – Diagrama de Elementos Terras Raras, normalizado pelo C1 Condrito (McDonough & Sun, 1995), indicando diferenças de comportamento entre o basalto de topo e basalto lateral 79

Figura 36 – Diagrama de Elementos Terras Raras, normalizado pelo C1 Condrito (McDonough & Sun, 1995), indicando padrão de compatibilidade nas rochas mais diferenciadas (quartzo monzonito, riolito, ocelos), com anomalia de Eu mais pronunciada no riolito_____80

Figura 37 – Diagrama multi-elementar, normalizado segundo o Manto Primitivo (Sun & McDonough, 1989)_____81

Figura 38 – Diagrama multi-elementar, normalizado segundo o Manto Primitivo (Sun & McDonough, 1989), indicando diferenças de comportamento entre o basalto de topo e basalto lateral_____82

Figura 39 – Diagrama de elementos normalizado segundo o Manto Primitivo (Sun & McDonough, 1989), indicando padrão de incompatibilidade nas rochas mais diferenciadas (quartzo monzonito, riolito, ocelos), para os elementos ETR além do Ba, Nb, Ta, Sr, P e Ti, os dois últimos com anomalia negativa pronunciada_____82

Figura 40 – Diagrama de modelagem dos elementos traços, a partir do basalto de base até o quartzo monzodiorito, representando valores de C_L/C_O vs. F, e também os valores para o cálculo com a utilização de F da modelagem de elementos maiores. É possível observar que para os teores iniciais o F calculado deve ser maior que o resultante da modelagem de maiores 89

Figura 41 - Diagrama de modelagem dos elementos traços, a partir do quartzo monzodiorito ao riolito, representando valores de C_L/C_O vs. F, e também os valores para o cálculo com a utilização de F da modelagem de elementos maiores. É possível observar que para os teores iniciais o F calculado deve ser maior que o resultante da modelagem de maiores_____89

Figura 42 – Composições químicas das rochas do sill de Limeira plotadas no diagrama com campo de imiscibilidade líquida estimado experimentalmente por Roedder (1951) e modificado por Philpotts (1982). Notar que nenhuma das rochas está no campo da imiscibilidade, descartando este processo como um mecanismo de diferenciação magmática do sill_____91

1 INTRODUÇÃO

O tema focalizado nesta Dissertação é o processo de diferenciação magmática ocorrido em um sill de diabásio da Província Magmática Paraná exposto em meio a arenitos do Subgrupo Itararé, próximo da cidade de Limeira, SP. A ocorrência é particularmente interessante por apresentar algumas feições peculiares, raramente reportadas em outras ocorrências semelhantes, como a presença de rochas de composição intermediária de granulação muito grossa, com expressivas manchas de composição quartzo-feldspática, a presença de veios de rocha ácida (riolítica), freqüentemente associados a microvenulações de natureza pós-magmática (e.g., preenchidas por zeólitas, apofilita) e a intensa transformação da mineralogia primária.

Poucos lugares apresentam tamanha variação de feições estruturais e texturais em sills associados à Formação Serra Geral como a exposição estudada. As feições estruturais e texturais presentes neste sill oferecem uma exposição privilegiada que permite a investigação das relações entre os produtos de processos magmáticos tardios (líquidos residuais graníticos que formam bolsões granofíricos nos monzodioritos grossos; veios riolíticos; ocelos quartzo-feldspáticos), as rochas do sill (substituições da mineralogia magmática nos monzodioritos e diabásios) e entre estes e os processos hidrotermais superimpostos (veios e amígdalas preenchidos por zeólitas, apofilita, carbonato e outros minerais secundários).

Não são muitos os trabalhos encontrados na literatura sobre processos de fracionamento em sills da Província Magmática Paraná. No entanto, recentemente esse tema tem ganhado a atenção de pesquisadores das universidades paulistas (Alves *et al.*, 2002; Machado *et al.* 2005, 2007; Nardy *et al.*, 2003; Oliveira *et al.* 1998; Oliveira & Dantas, 2008), sendo um trabalho pioneiro na região de Limeira o de Carvalho *et al.* (1988).

A autora estuda a ocorrência desde a época de Graduação, que foi tema de sua Monografia de Trabalho de Formatura. Alguns resultados parciais foram publicados ao longo dos últimos três anos (Faria, 2005; Faria & Janasi, 2006; Faria & Janasi, 2007).

Desta forma, a presente Dissertação visa consolidar os resultados obtidos para o Sill de Limeira, com ênfase na geoquímica de minerais e rochas, contribuindo para a compreensão dos mecanismos de diferenciação dos magmas básicos na Província Magmática Paraná.

1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

O sill alvo do presente estudo aflora em meio a rochas sedimentares (arenitos) do Subgrupo Itararé, pouco a sul da cidade de Limeira, e é explorado para a obtenção de brita para a construção civil em duas pedreiras, Cavinatto e Basalto 4, situadas pouco a oeste da Rodovia Anhangüera, à altura do Km 140 (Figura 1).

Figura 1 – Trecho de imagem de satélite mostrando a localização espacial das cavas das pedreiras estudadas, Cavinatto e Basalto 4. Fonte: Google Earth, 2008.

A cidade de Limeira dista 154 Km a noroeste da cidade de São Paulo, e se situa na região central do Estado de São Paulo, pertencendo à Região Administrativa de Campinas. O acesso rodoviário até a cidade de Limeira a partir da capital, São Paulo, se dá através da Rodovia dos Bandeirantes, SP-348 e/ou Anhangüera, SP-330 (Figura 2).

Figura 2 – Mapa rodoviário de parte do Estado de São Paulo, mostrando as principais vias de acessos à cidade de Limeira, SP. Fonte: Mapa Rodoviário do Estado de São Paulo, Ministério dos Transportes, Guia Geográfico.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

As atividades desenvolvidas incluíram trabalhos de campo, pesquisas bibliográficas contínuas, análises laboratoriais (petrografia e quimismo) e trabalhos de interpretação e organização de dados, conforme detalhados a seguir.

2.1 TRABALHOS DE CAMPO

O primeiro contato com o sill de Limeira foi realizado durante os trabalhos de campo da disciplina de Petrologia Ígnea, durante o ano de 2003. Na ocasião, que podemos chamar de primeira etapa de campo, realizou-se uma descrição do perfil de exposição e das características gerais da Pedreira Cavinatto.

Nessa etapa, diversas amostras representativas da variedade composicional e textural observada no local foram coletadas, e acrescentadas à coleção didática da disciplina. Entre elas, incluem-se diabásio e monzodioritos de granulação variada, basalto do topo do sill, veios de riolito, além de amostras portadoras de ocelos, amígdalas e materiais de preenchimento de fraturas.

Foram selecionadas 14 amostras, incluindo as amostras da primeira etapa de campo e da coleção didática da disciplina, para avaliação geoquímica e estudo petrográfico. Tal etapa de campo foi a base para a elaboração da Monografia de Trabalho de Formatura, em 2005.

Em março de 2007 foi realizada uma segunda etapa de campo, cujo objetivo principal foi de complementar os dados obtidos na realização da Monografia, além de reconhecer novas feições e servir, assim, de base para a elaboração da presente dissertação. Para tanto foi realizada uma nova visita à Pedreira Cavinatto com coleta de 8 amostras representativas, e aperfeiçoamento da descrição do perfil.

Durante essa etapa também foi visitada a Pedreira Basalto 4, vizinha da Cavinatto, a qual apresenta características similares. Nessa pedreira também foi feita a descrição de um perfil e das características gerais das rochas, além da coleta de amostras representativas da variedade composicional e textural do sill.

As Tabelas 1 e 2 apresentam a relação das amostras coletadas em cada etapa de campo, na Pedreira Cavinatto e Basalto 4, respectivamente. Ao todo foram selecionadas 30 amostras para estudos petrográficos e químicos.

Amostras - Pedreira Cavinatto			
Coleção Didática + Campanha de campo mai/03		Campanha de campo fev/08	
IGN 75A	Basalto (topo)	LCAV 01a	Basalto (topo)
IGN 4.2.L	Basalto amigdaloidal	LCAV 01b	Diabásio amigdaloidal
IGN 4.2.B	Diabásio ocelar	LCAV 01c	Diabásio ocelar
IGN 75F2	Diabásio ocelar	LCAV 01d	Quartzo monzonito
IGN 75F4	Diabásio ocelar	LCAV 01e	Diabásio + Riolito + Quartzo Monzonito
IGN 4.2.Z	Diabásio ocelar	LCAV 02	Monzodiorito
IGN 4.2.A	Diabásio	LCAV 05a	Monzodiorito
IGN 75J	Diabásio	LCAV 05b	Diabásio - lateral do monzodiorito
IGN 75I	Monzodiorito		
APOF.	Monzodiorito		
IGN 75G1	Riolito		
IGN 4.2.M	Riolito + Quartzo monzodiorito		
IGN 4.2.H	Quartzo monzodiorito		
IGN 4.2.K	Quartzo monzodiorito		

Tabela 1 – Relação das amostras coletadas na Pedreira Cavinatto em cada etapa de campo.

Amostras - Pedreira Basalto 4	
Campanha de campo fev/08	
LTATU 01a	Basalto (base)
LTATU 04	Basalto (base)
LTATU 05	Riolito
LTATU 08a	Basalto (topo)
LTATU 08b	Diabásio ocelar
LTATU 09	Diabásio
LTATU 10a	Diabásio (3) + Monzodiorito (1 e 2)
LTATU 10c	Quartzo monzodiorito

Tabela 2 – Relação das amostras coletadas na Pedreira Basalto 4.

2.2 ANÁLISES PETROGRÁFICAS

Os estudos petrográficos foram efetuados com microscópio petrográfico *Olympus*TM modelo BXP-40, sob luz transmitida, e *Zeiss*TM modelo Axioplan-pol, sob luz transmitida e refletida, no Laboratório de Óptica do GMG-IGc/USP, em seções delgadas convencionais e delgadas-polidas, respectivamente.

Mais de 50 seções foram descritas, das quais cerca de 34 foram descritas com maior detalhe, segundo técnicas clássicas de microscopia petrográfica (e.g., Williams *et al.* 1982, McKenzie *et al.* 1995). Foi dada ênfase ao reconhecimento e caracterização das principais fases minerais e acessórias, bem como das diferentes texturas que caracterizam os vários tipos de rocha estudados.

A petrografia permitiu também a seleção de cristais mais representativos de cada geração textural das fases minerais principais para análises químicas pontuais em microsonda eletrônica.

Foi efetuada uma documentação fotográfica macroscópica e microscópica das fases minerais principais e acessórias, texturas e estruturas principais das amostras mais representativas. Para tanto se fez uso das câmeras fotográficas digitais *Olympus*TM, modelo C2500L, de 2,5 megapixels de resolução máxima e Sony, modelo Cyber-shot DSC-P73, de 4,1 megapixels de resolução máxima para fotos macroscópicas. Para fotos microscópicas foi utilizada a máquina *Olympus*TM, modelo C5050Z, com resolução de 5,0 megapixels acoplada ao microscópio *Olympus*TM, modelo BXP-50, do Laboratório de Óptica do GMG-IGc/USP.

2.3 ANÁLISES QUÍMICAS DE MINERAIS

Análises químicas pontuais quantitativas por espectrometria de dispersão de onda (WDS), e qualitativas por espectrometria de dispersão de energia (EDS), das principais fases minerais (piroxênios e feldspatos) e acessórias foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do GMG-IGc/USP. O equipamento utilizado é um *Jeol*TM modelo Superprobe JXA-8600S, equipado de detector ED e cinco espectrômetros WD, cada qual com dois cristais analisadores (STE/TAP, TAP/PET, PET/LiF, PET/LiF, PET/LiF), e sistema de automação *Voyager 4.4* da *Noran Instruments*TM. As análises foram efetuadas em seções delgado-polidas cobertas com uma fina película de C (ca. 25 nm) com evaporador da *Edwards*TM, modelo Auto 306.

Para as análises foram selecionadas 16 seções delgadas-polidas entre as mais representativas das duas pedreiras, sendo na Pedreira Cavinatto: IGN75A – basalto (topo); IGN75F4, IGN4.2.Z(1)(2) – diabásio ocelar; IGN75I, APOF. – monzodiorito; 4.2.M(1)/(2), IGN4.2.H – quartzo monzodiorito; APOF, 4.2.M(1)/(2), IGN75G1 – veio riolítico e LCAV01E – veio de riolito e de quartzo monzonito. Na Pedreira Basalto 4 as seções delgado-polidas selecionadas foram: LTATU04 – basalto (base); LTATU09, LTATU10A3 – diabásio; LTATU10A2 – monzodiorito; LTATU10C – quartzo monzodiorito.

Análises por espectrometria de dispersão de energia (EDS) foram utilizadas para o reconhecimento e/ou caracterização qualitativa de minerais opacos, anfíbios, minerais de alteração (filossilicatos) e de algumas fases acessórias de difícil definição ao microscópio petrográfico. Imagens de elétrons retro-espalhados em modo composicional (BEI-Compo) foram obtidas sistematicamente para verificação de minerais de difícil reconhecimento em microscópio petrográfico. As condições analíticas empregadas para as análises EDS e imagens foram de 15 kV, 20 nA e 1 µm, respectivamente para a voltagem de aceleração, corrente e diâmetro do feixe eletrônico focado.

As análises quantitativas por espectrometria de dispersão de onda (WDS) foram realizadas nos cristais nas principais fases minerais constituintes das rochas (piroxênios e feldspatos). As análises pontuais foram realizadas preferencialmente no núcleo e borda dos cristais, e quando necessário em perfis ao longo das zonas de núcleo, intermediárias e bordas dos cristais, utilizando-se como referência os zonamentos caracterizados ao microscópio. As rotinas analíticas utilizadas foram as disponíveis no laboratório; e as condições analíticas empregadas foram de 15 KeV, 20 nA e 5 µm, respectivamente para a voltagem de aceleração, corrente e diâmetro do feixe. Abriu-se o feixe para 20 µm ao analisar os granófiros das amostras de monzodiorito e quartzo monzodioritos.

Os dados de quimismo mineral (conversão em proporções de cátions, fórmulas estruturais, proporções de moléculas etc.) foram tratados no programa *Mincalc*, desenvolvido por G.A.R. Gualda & S.R.F. Vlach. Para os piroxênios, a partição Fe^{2+}/Fe^{3+} foi calculada segundo o método de Droop (1987), considerando-se 4 cátions e 6 oxigênios; as proporções moleculares foram feitas segundo Morimoto (1988). As fórmulas dos feldspatos foram calculadas na base 32 oxigênios.

A obtenção dos diagramas ternários e diagramas de tendências evolutivas foi efetuada com o *software* *Minpet* 2.02 e o programa *Systat SigmaPlot* 9.0.

2.4 ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHA TOTAL

Todas as análises químicas de rocha total foram realizadas em laboratórios do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da USP. Os elementos maiores, menores e parte dos elementos traços foram analisados por Fluorescência de Raios X, utilizando um espectrômetro marca Philips modelo PW2400 seguindo a metodologia de Mori *et al.* (1999). Os elementos traços presentes em menor teor, incluindo os elementos terras-raras, foram analisados por ICP-MS (Espectrometria de Massas com Plasma Acoplado Indutivamente), modelo ELAN 6100 DRC da Perkin Elmer com nebulizador do tipo Meinhard, seguindo a metodologia descrita por Navarro (2004). Uma amostra de ocelos riolíticos extraídos manualmente do diabásio foi analisada para os elementos maiores e alguns traços por ICP – OES (Espectrometria de Emissão Ótica com Plasma Acoplado Indutivamente) espectrômetro seqüencial ARL-3410, segundo a metodologia descrita em Janasi *et al.* (1995).

Cuidados foram tomados para que as amostras tivessem dimensões adequadas para representar a composição da rocha; desta forma, no caso dos monzodioritos e quartzo monzodioritos, de granulação muito grossa, as amostras iniciais pesavam entre 5 e 10 kg.

A preparação de amostras, para a química total da rocha por Fluorescência de Raios-X (FRX) e ICP-MS foi realizada no LTA (Laboratório de Tratamento de Amostras), do GMG-IGc/USP. As amostras passaram por tratamento de redução da granulação, para a obtenção do pó de rocha, nas seguintes etapas:

1. para obter a fragmentação da rocha, até atingir a fração de grânulos com aproximadamente 0,3 mm, foi necessária a utilização de prensa hidráulica, para as amostras de basaltos, diabásios e riolitos; e britador com mandíbulas de aço para amostras de monzodiorito e quartzo monzodiorito;
2. quarteamento do material granulado;
3. moagem de aproximadamente 50 g de material granulado, em moinho de anéis de ágata, para atingir granulação de aproximadamente 200 *mesh*;

Após a obtenção do pó de rocha foram feitas pastilhas para a análise geoquímica:

4. para a confecção de **pastilhas prensadas**, utilizadas para determinação de elementos traços em FRX, foi feita a micronização de 8 g de cada amostra, resultando em granulação inferior a 200 *mesh*, e secagem em estufa; desse material, 7,5 g foram homogeneizadas manualmente com 20% de ligante em pó (parafina) e em seguida prensadas em prensa hidráulica;
5. a **pastilha fundida** foi obtida através da fusão de 1 g do pó da amostra misturado com 9 g de tetraborato de lítio (75%) e metaborato de lítio (25%), a aproximadamente 1000°C por 25 minutos. Após seu resfriamento essa pastilha foi utilizada pra análise dos elementos maiores.

A amostra de ocelos retirados de um diabásio foi obtida através do corte de fatias da rocha, em serra diamantada. As fatias possuíam espessura média de 5 mm, as quais foram quebradas cuidadosamente com martelo de forma a isolar os ocelos. Após a fragmentação das fatias, as porções ocelares foram separadas em lupa no Laboratório de Óptica do GMG-IGc/USP, lavadas em água destilada, para a eliminação de qualquer contaminação por poeira e outros materiais. Os fragmentos foram então moídos em moinho de anéis de ágata no LTA (Laboratório de Tratamento de Amostras), do GMG-IGc/USP, para atingir granulação de aproximadamente 200 *mesh*.

Para a análise por ICP-OES o método utilizado é por fusão alcalina de 0,25 g de amostra que são misturados com 0,75 g de uma mistura de fundentes (metaborato e tetraborato de lítio), com dissolução posterior em ácido nítrico. Para a análise por ICP-MS, 40 mg de amostra são solubilizados por ataque em mistura de ácidos fluorídrico e nítrico por 5 dias a 200°C em bombas tipo Parr (cf. Navarro, 2004).

Os dados obtidos foram trabalhados em planilhas *Excel* e os diagramas de variação foram gerados através do programa *Systat SigmaPlot* 9.0, com óxidos recalculados para base 100% anidra. As normas foram obtidas através de planilha *Excel* baseada e modificada por John D. Winter; 85 % do total de Fe foi considerado como FeO.

2.5 AVALIAÇÃO DA QUALIDADE ANALÍTICA

A seguir estão discutidos e apresentados os padrões de controle de qualidade das análises químicas de rocha total, por FRX (Fluorescência de Raios-X), ICP-MS (Espectrometria de Massas com Plasma Acoplado) e ICP-OES (Espectrometria de Emissão Ótica com Plasma Acoplado Indutivamente).

2.5.1 Análises por FRX

A Tabela 3 apresenta os resultados analíticos obtidos por FRX para os materiais de referência geoquímica internacionais (Geological Survey of Japan) JB-1a e JG-1a, de composição próxima à de basaltos e granitos, respectivamente (Govindaraju, 1989), durante as rotinas em que foram analisadas as amostras deste trabalho. A tabela apresenta valores obtidos em 2005, época de realização do Trabalho de Formatura da autora, e valores obtidos nas análises mais recentes, de 2008. Existem algumas diferenças nos limites de detecção das duas etapas, que refletem pequenas variações nas condições do equipamento e no conjunto de padrões utilizados.

Na comparação entre os resultados obtidos e os recomendados para esses padrões, que testa a exatidão das análises, foram considerados adequados os casos em que o valor recomendado ficou dentro de um limite de 5% nos óxidos e 10% nos elementos traços. Foram observadas as seguintes situações:

- dois óxidos apresentaram valores maiores que os erros aceitáveis para o padrão JG-1a, em 2005 o P_2O_5 e em 2008 o MgO. No primeiro caso a diferença pode ser atribuída ao baixo teor desse óxido, próximo ao Limite de Detecção do ano de 2005; já para o MgO apresenta um valor muito próximo ao erro permitido e devemos considerar que o padrão é para rochas graníticas.
- alguns elementos traços em 2005, em particular Co, Cr, Cu, F, Ga, La, Nb, Ni, Sc, Th, U, possuem desvios maiores que o recomendado no padrão JG-1a. Também neste caso, observa-se que os teores desses elementos são bastante próximos ou inferiores aos Limites de Detecção do método em 2005;
- em 2008 os elementos que apresentaram erro maior que o recomendado para o padrão JG-1a foram Cr, Nd, Pb, Th, U, V.
- para o padrão JB-1a os elementos que possuem erros maiores que os aceitáveis são F, La, Nd, Pb, Th, U em 2005 e Ce, Cl, La, Pb, Th, V em 2008, o mais uma vez é devido à proximidade dos resultados aos teores do Limite de Detecção.

Desta forma podemos concluir que, nos casos em que a exatidão dos resultados obtidos através de FRX mostra-se fora do padrão desejado, isto se deve ao fato de que os teores são próximos aos do Limites de Detecção, e isto ocorre principalmente para alguns elementos traços.

	JB 1a			JG 1a			LD	LD
	Obtido 2005	Obtido 2008	Recomendado	Obtido 2005	Obtido 2008	Recomendado	2005	2008
SiO ₂	51.99	52.86	52.16	72.06	72.54	72.19	0.01	0.03
Al ₂ O ₃	14.26	14.53	14.51	14.05	14.26	14.22	0.002	0.01
MnO	0.149	0.149	0.15	0.061	0.06	0.06	0.01	0.002
MgO	7.69	7.56	7.75	0.65	0.74	0.69	0.02	0.01
CaO	9.32	9.37	9.23	2.13	2.15	2.13	0.01	0.01
Na ₂ O	2.69	2.74	2.74	3.38	3.38	3.41	0.007	0.02
K ₂ O	1.40	1.39	1.42	3.98	4	4.01	0.003	0.01
TiO ₂	1.297	1.312	1.3	0.239	0.243	0.25	0.01	0.007
P ₂ O ₅	0.259	0.257	0.26	0.087	0.076	0.08	0.01	0.003
Fe ₂ O ₃	9.00	9.05	9.1	1.96	2.02	2.05	0.01	0.01
Loi	1.1	1.1	1.1	0.59	0.59	0.59	0.01	0.01
Total	99.16	100.32	99.72	99.19	100.06	99.68		
Ba	518	529	497	467	458	458	17	37
Ce	60	75	66.1	40	23	45.2	18	35
Cl	184	138	170	355	351	-	15	50
Co	36	36	39.5	4	6	5.7	3	6
Cr	407	407	415	35	25	18.6	2	13
Cu	57	56	55.5	3	<5	1.3	2	5
F	484	<550	385	656	<550	450	223	550
Ga	19	18	18	19	18	17	2	9
La	43	30	38.1	10	<28	21.8	14	28
Nb	28	27	27	9	12	12	1	9
Nd	36	25	25.5	<22	<14	21	22	14
Ni	143	144	140	9	6	6.4	2	5
Pb	5	<4	7.2	27	18	27	5	4
Rb	39	38	41	178	183	180	2	3
S	<100	<300	9	<100	<300	10	100	300
Sc	30	29.7	27.9	4	<14	6.31	4	14
Sr	461	454.7	443	182	186	185	1	2
Th	10	11.3	8.8	7	<7	12.1	3	7
U	6	<3	1.6	8	3	4.7	3	3
V	199	191	220	24	26	23	3	9
Y	24	24	24	32	33	31.6	1	2
Zn	83	82	82	39	39	38.8	1	2
Zr	139	138	146	125	121	121	3	2

OBS.: JB-1a (basalto), JG-1a (granito) - materiais de referência do GSJ (Japão); LD - Limite de Detecção; Valores para óxidos em %peso e para os traços em ppm.

Tabela 3 - Resultados analíticos obtidos por FRX para os materiais de referência geoquímica internacionais e Limites de Detecção analíticos.

Assim optou-se no caso desses elementos, sempre que possível, por utilizar valores resultantes das análises por ICP-MS, para as quais os Limites de Detecção são bem menores e, portanto os valores obtidos são mais confiáveis.

O controle de reproducibilidade foi feito através da comparação de duplicatas. Foram feitas três duplicatas das análises por FRX, nas amostras IGN4.2.L (basalto amigdaloidal), IGN75I (monzodiorito) e LTATU05B (riolito).

Através da comparação dos dados vemos uma boa precisão atestada, por exemplo, por variações relativas máximas da ordem de 1% para os óxidos principais, como SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 , como pode ser observado na Figura 3 pelas sobreposições totais dos resultados.

Figura 3 – Diagrama de comparação entre os resultados das duplicatas nas análises de FRX. Observamos que a precisão atestada é de variações máximas da ordem de 1%, o que pode ser observado pela sobreposição das amostras.

Figura 4 – Comparação entre os resultados das duplicatas do basalto amigdaloidal nas análises de FRX. Observamos que o F apresenta precisão menor que a desejada.

Nos elementos traços a duplicata da amostra LTATU05B, riolito, apresenta resultados que variam menos que 1%, já nas demais amostras vemos que o F no basalto amigdaloidal tem precisão menor que o desejado (Figura 4). Já no caso do monzodiorito é o Ce e Nd que não atingem a reprodutibilidade desejada, o que se associa aos valores baixos, próximos dos Limites de Detecção (Figura 5).

Figura 5 – Diagrama de comparação entre os resultados das duplicatas do monzodiorito nas análises de FRX. Observamos que o Ce e o Nd apresentam precisão menor que a desejada.

2.5.2 Análises por ICP-MS

A Tabela 4 mostra os padrões de controle utilizados para a análise por ICP-MS, dos quais BHVO-2 (basalto), W2 (diabásio) são materiais de referência desenvolvidos pelo USGS (EUA); JGb-1 (gabro), JG-3 (granito) e JR-1 (riolito) materiais de referencia do GSJ (Japão) e BR (basalto), material de referência do CRPG (França). Estão indicados também valores de branco (bco), dos dois anos onde foram feitas as análises, uma vez que esses valores mudam conforme a calibração do equipamento, e também os desvios padrões das análises (sd).

Para o padrão BR a incerteza indicada para resultado recomendado corresponde a um limite de confiança de 95%, ou seja de 2σ . Desta forma, para padronizar a análise de qualidade foram considerados os desvios padrões dos demais padrões, multiplicados por dois, desta forma correspondendo também ao valor de 2σ .

As exatidões das análises dos elementos traços estão dentro do limite de aceitação de 2σ (95%), o que confirma o motivo pelo qual se optou por usar os resultados obtidos no ICP-MS ao invés dos obtidos pela FRX, para os elementos traço presentes em baixos teores.

A reprodutibilidade foi avaliada através de análises de duas duplicatas, o riolito IGN75G1 e o quartzo monzodiorito LCAV01D. As diferenças observadas estão todas dentro de limite de 5%.

		BR				JGb-1			JG-3		
		obtido 2005	obtido 2008	recomendado	± CLs	obtido 2008	recomendado	sd	obtido 2008	recomendado	sd
Rb	85	51.7	46.5	47	3	5.95	6.87	3	68.5	67.3	7.3
Sr	88	1337	1362	1320	51	317	327	39	367	379	29
Y	89	29.5	28.5	30.0	1.5	8.91	10.4	2.4	15.2	17.3	1.5
Zr	90	256	263	260	16	30.1	32.8	6.8	122	144	12
Nb	93	111	108	98	6	2.53	3.34	1.33	5.62	5.88	0.85
Cs	133	0.83	0.79	0.80	0.15	0.24	0.26	0.076	1.80	1.78	0.22
Ba	135	982	1065	1050	44	66.3	64.3	17.1	463	466	44
La	139	82.5	81.9	82.0	1.5	3.32	3.6	0.56	21.5	20.6	2.2
Ce	140	160	151	151	4	7.50	8.17	1	43.0	40.3	4.8
Pr	141	18.3	17.5	17	0.6	0.94	1.13	0.14	4.93	4.7	1.24
Nd	143	70.6	67.1	65.0	2	4.87	5.47	0.83	16.9	17.2	1.8
Sm	147	11.6	12.2	12.2	0.3	1.40	1.49	0.19	3.36	3.39	0.44
Eu	151	3.54	3.64	3.70	0.2	0.60	0.62	0.052	0.88	0.9	0.077
Gd	157	10.2	9.70	9.50	0.6	1.56	1.61	0.14	2.86	2.92	0.28
Tb	159	1.34	1.30	1.25	0.1	0.26	0.29	0.071	0.42	0.46	0.05
Dy	161	6.39	6.35	6.40	0.2	1.61	1.56	0.37	2.59	2.59	0.53
Ho	165	1.04	1.09	1.10	0.13	0.36	0.33	0.052	0.54	0.38	0.16
Er	166	2.61	2.59	2.50	0.1	0.95	1.04	0.24	1.61	1.52	0.36
Tm	169	0.33	0.32	0.30	0.04	0.14	0.16	0.033	0.25	0.24	0.048
Yb	173	2.02	1.77	1.80	0.2	0.89	1.06	0.3	1.74	1.77	0.35
Lu	175	0.26	0.25	0.25	0.03	0.13	0.15	0.025	0.28	0.26	0.049
Hf	179	5.39	5.71	5.60	0.2	0.81	0.88	0.19	3.04	4.29	0.41
Ta	181	7.21	5.75	6.20	0.7	0.22	0.18	0.076	0.65	0.7	0.11
Pb	média	4.36	5.78	5.00	2.5	2.01	1.92	0.74	11.4	11.7	1.4
Th	232	11.3	10.6	11.0	1	0.40	0.48	0.1	8.02	8.28	0.65
U	238	2.6	2.45	2.50	0.3	0.07	0.13	0.048	2.38	2.21	0.41

OBS.: JG-3 (granito), JR-1 (riolito) e JGb-1 (gabro) - materiais de referência do GSJ (Japão); BR (basalto) – material de referência CRPG (França);
Valores em ppm, ± CLs: Limite de confiança (95%); sd: desvio padrão

Tabela 4 - Resultados analíticos obtidos por ICP-MS para os materiais de referência geoquímica internacionais e incertezas recomendadas e obtidas.

		JR-1			BHVO-2			W2			bco 2005	bco 2008
Rb	85	247	257	16	10	9.8	1	21	21	1.1	<0,01	0.09
Sr	88	29.4	29.1	5.2	402	389	23	199	190	3	0.4	<0.01
Y	89	40.7	45.1	5.2	26.2	26	2	22.4	23	1.6	<0,01	<0.01
Zr	90	77.9	99.9	6.3	159	172	11	93.4	100	4	4.64	0.13
Nb	93	14.9	15.2	1.7	17.3	<u>18</u>	<u>2</u>	8.33	<u>7.9</u>		<0,01	<0.01
Cs	133	18.7	20.8	2.6	0.12			0.89	0.99		0.03	<0.01
Ba	135	45.3	50.3	10.2	136	130	13	174	170	11	7.53	0.1
La	139	19.9	19.7	1.77	14.2	15	1	10.6	10	0.59	0.41	0.02
Ce	140	44.8	47.2	4.3	34.1	38	2	22.5	23	1.5	<0,01	0.04
Pr	141	6.19	5.58	0.69	5.08			2.67			<0,01	<0.01
Nd	143	23.0	23.3	2.8	25.8	25	1.8	12.6	13	1	<0,01	0.01
Sm	147	5.78	6.03	0.81	6.1	<u>6.2</u>	<u>0.4</u>	3.16	3.3	0.13	<0,01	<0.01
Eu	151	0.28	0.3	0.041	1.83			1.09	1	0.06	<0,01	<0.01
Gd	157	5.48	5.06	1.05	5.56	<u>6.3</u>	<u>0.2</u>	3.47			<0,01	<0.01
Tb	159	0.99	1.01	0.2	0.89	<u>0.9</u>		0.55	<u>0.63</u>		<0,01	<0.01
Dy	161	6.34	5.69	1.06	5.26			3.51	3.6	0.8	<0,01	<0.01
Ho	165	1.40	1.11	0.24	0.97	<u>1.04</u>	<u>0.04</u>	0.76	<u>0.76</u>		<0,01	<0.01
Er	166	4.18	3.61	0.91	2.15			2.09	<u>2.5</u>		<0,01	<0.01
Tm	169	0.67	0.67	0.071	0.3			0.3	<u>0.38</u>		<0,01	<0.01
Yb	173	4.85	4.55	0.46	2.1	<u>2</u>	<u>0.2</u>	1.98	2.1	0.2	0.02	<0.01
Lu	175	0.76	0.71	0.08	0.31	<u>0.28</u>	<u>0.01</u>	0.31	<u>0.33</u>		<0,01	<0.01
Hf	179	4.18	4.51	0.67	4.02	4.1	0.3	2.36	2.6	0.18	0.02	<0.01
Ta	181	2.42	1.86	0.33	1.43	<u>1.4</u>		0.65	0.5		<0,01	<0.01
Pb	média	18.9	19.3	3.8	1.5			8.33	<u>9.3</u>		0.14	<0.01
Th	232	26.8	26.7	2.6	1.1	<u>1.2</u>	<u>0.3</u>	1.98	2.4	0.1	<0,01	0.04
U	238	8.73	8.88	1.32	0.42			0.48	<u>0.53</u>		<0,01	<0.01

OBS.: JG-3 (granito), JR-1 (riolito) e JGb-1 (gabro) - materiais de referência do GSJ (Japão); BHVO-2(basalto), W2 (diabásio) – material de referência do USGS (EUA).

Valores em ppm ; ± CLs: Limite de confiança (95%); sd: desvio padrão

Tabela 4 cont. - Resultados analíticos obtidos por ICP-MS para os materiais de referência geoquímica internacionais e incertezas recomendadas e obtidas.

O exame dos resultados obtidos para o branco sugerem valores altos para os elementos Ba e Zr em 2005. Tal fato, no entanto, reflete apenas o ajuste da curva de calibração do ICP-MS, que foi otimizada para teores altos, em vista dos teores observados nas rochas estudadas.

Tendo em vista os altos teores de Ba e Zr e a conveniência de obter resultados pelo mesmo método em todas as amostras, foram utilizados neste trabalho os resultados obtidos para esses elementos por FRX. No entanto, deve ser ressaltado que é necessária a realização das análises deles em ICP-MS, pois no caso do Ba ele corrige a interferência de Eu e o Zr corrige a interferência também de Elementos Terras Raras, além de ser responsável pela checagem da correta dissolução da amostra. Comparando os valores de Zr do ICP-MS com os da FRX, observa-se que ambos são semelhantes; os teores obtidos por ICP-MS chegam a ser ligeiramente mais altos, indicando que houve completa dissolução da amostra.

2.5.3 Análises por ICP-OES

A amostra dos ocelos (LCAV01C) foi a única analisada por ICP-OES e a Tabela 5 mostra os padrões de controle utilizados: JG-1 (granito) material de referencia do GSJ (Japão) e GS-N (granito) material de referência do GIT-IWG (França). Estão indicados também valores de branco (bco).

Podemos observar que todos os resultados para os óxidos estão dentro das incertezas admitidas, valores também apresentados na Tabela 5. Alguns teores obtidos para elementos estão um pouco fora da incerteza ideal (2σ), por se encontrarem próximo aos limites de detecção nos padrões utilizados.

	bco	JG-1a		GS-N	
		obtido	recomendado	obtido	certificado
SiO₂	<0,02	72.19	72,30±0,51	65.60	65,8±0,19
Al₂O₃	0.03	13.96	14,30±0,41	14.58	14,67±0,09
MnO	<0,01	0.066	0,057±0,007	0.059	0,056±0,004
MgO	<0,01	0.69	0,69±0,07	2.30	2,30±0,05
CaO	<0,01	2.15	2,13±0,08	2.55	2,50±0,05
Na₂O	0.05	3.36	3,39±0,13	3.80	3,77±0,05
K₂O	<0,03	3.90	3,96±0,16	4.65	4,63±0,06
TiO₂	<0,01	0.26	0,25±0,03	0.68	0,68±0,03
P₂O₅	<0,01	0.072	0,083±0,009	0.271	0,28±0,02
Fe₂O₃	<0,01	2.13	2,00±0,10	3.79	3,75±0,04
Ba	<10	493	470±38	1380	1400±44
La	<15	28	21,3±2,4	73	75±2,7
Sr	<5	196	187±12	588	570±19
V	<15	25	22,7±3,8	63	65±8
Y	<10	33	32,1±3,8	15	16±0,6
Zr	<25	134	118±13	251	235±15

OBS. JG-1a - granito - material de referência do GSJ (Geological Survey of Japan, Japão; GS-N - granito - material de referência do GIT-IWG (International Work Group), França. Valores para óxidos em %peso e para os traços em ppm.

Tabela 5 – Padrões de controle e branco utilizados nas análises de ICP-OES da amostra LCAV01C. Todos os óxidos estão dentro da incerteza calculada.

2.5.4 Considerações

Considerando os resultados obtidos e a avaliação destes observamos que existem elementos traços para os quais excelentes resultados analíticos são obtidos por FRX (em geral, aqueles com teores mais elevados) e outros para os quais apenas as análises por ICP-MS fornecem resultados com a exatidão desejada (quando os Limites de Detecção da FRX são muito próximos aos teores obtidos).

3 SITUAÇÃO GEOLÓGICA

3.1 BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná é uma extensa bacia intracratônica situada na parte centro-leste do continente sul-americano, desenvolvida completamente sobre crosta continental, e preenchida com em média 5.000 m de rochas sedimentares e vulcânicas, de idades variando entre o Siluriano e o Cretáceo.

Sua área total ultrapassa 1.500.000 km², estendendo-se pela parte meridional do Brasil, pela metade oriental do Paraguai, nordeste da Argentina e a metade ocidental do Uruguai (Milani, 2004), e sua espessura máxima chega a atingir 8.000 m (Zalán *et al.*, 1990).

Possui um formato alongado na direção NNE-SSW, com largura média de 900 km, e seu nome deriva do Rio Paraná, que corre paralelo ao seu eixo maior, na direção NE-SW.

O embasamento da Bacia do Paraná é dito como composto por uma assembléia de núcleos cratônicos Pré-Cambrianos a Eopaleozóicos, e Faixas Móveis pertencentes ao ciclo Brasileiro (Cordani *et al.*, 1984; Fúlfaro *et al.*, 1982; Zalán *et al.*, 1990). O embasamento aflorante consiste hoje, segundo Zalán *et al.* (1990) nas Faixas Móveis Dom Feliciano, Ribeira e Uruaçu, na faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia, no núcleo cratônico Rio de La Plata/Luiz Alves, e dos maciços cristalinos Guaxupé e Goiás.

Já Milani (1997) identifica como núcleos cratônicos os Blocos do Rio Aporé, do Rio Apa, do Triângulo Mineiro, do Rio Paranapanema, além dos Maciços Guaxupé e Joinville. Entre as Faixas Móveis identifica a Faixa Paraguai-Araguaia, Uruaçu, do Rio Paraná, Apiaí, Tijucas e o Cinturão Dom Feliciano.

A origem da Bacia do Paraná é questão de controvérsia entre muitos autores. Fúlfaro *et al.* (1982) sugerem uma subsidência mecânica como processo inicial de formação da Bacia, levando em conta a direção da calha deposicional, NW-SE, e sugerindo que a sedimentação basal da Bacia seria controlada aulacógenos tardios herdados do Eopaleozóico.

Segundo Cordani *et al.* (1984) e Zalán *et al.* (1990) a origem da Bacia está associada aos eventos colisionais do Ciclo Brasileiro, o qual foi responsável pelo espessamento da crosta, causando intensa deformação e granitogênese (entre 700-580 Ma), levando ao aumento do gradiente geotérmico, cujo resfriamento parece ter ocorrido entre 500-450 Ma (Zalán *et al.* 1990). No entanto Cordani *et al.* (1984) sugerem o aparecimento de grandes *riffs* precursores da subsidência, idéia que Zalán *et al.* (1990) discordam uma vez que acreditam não haver evidências da presença de um *riff* central.

Após a chamada primeira subsidência da Bacia, onde foram depositadas as seqüências do Ordoviciano e Devoniano, ocorreu um soerguimento, provavelmente devido a uma reativação tectônica, que determinou o fim da sedimentação (Fúlfaro *et al.*, 1982).

A chamada segunda subsidência da Bacia do Paraná está associada ao distanciamento do Pólo Sul e derretimento das geleiras, a qual deu início a deposição dos sedimentos do Permo-Carbonífero. Outro soerguimento, associado à orogênia Finiherciniana (Zalán *et al.*, 1990) cessou essa sedimentação.

A terceira e última subsidência importante da Bacia do Paraná ocorrem no Cretáceo Inferior e coincide com o magmatismo basáltico. O peso das lavas foi provavelmente o mecanismo principal de subsidência (Zalán *et al.*, 1990). O fim dessa subsidência corresponde à Bacia atual e coincidiu com o término do magmatismo (cerca de 127 Ma; Stewart *et al.*, 1996).

3.2 PROVÍNCIA MAGMÁTICA PARANÁ-ETENDEKA

A Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE) é uma das maiores ocorrências de basaltos continentais (CFB) do mundo, com cerca de 800.000 km³ de lavas formadas em um curto período de tempo (138-127 Ma; Stewart *et al.*, 1996), atingindo o ápice de seu magmatismo a 132 Ma, segundo Nardy *et al.* (2002). Sua origem é associada à ruptura do Gondwana, conseqüentemente à abertura do Oceano Atlântico Sul, e influência térmica de uma pluma mantélica que para alguns autores como Ewart *et al.* (1998) e Gibson *et al.* (1999) seria a pluma de Tristão da Cunha; Comin-Chiaramonti *et al.* (1997) e Peate *et al.* (1999), sugerem que essa pluma pode ter apenas contribuído como fonte de calor para a fusão do manto litosférico não sendo, portanto a principal fonte de material do magmatismo. Ernesto *et al.* (2002) propuseram um modelo alternativo dizendo que a fonte de calor necessária para a fusão não foi a pluma, e sim anomalias térmicas no manto profundo.

Estudos de datação ⁴⁰Ar/³⁹Ar realizados em basaltos e riolitos da Província sugerem que a taxa de erupção aumentou continuamente até que ocorreu a ruptura continental, alcançando valores da ordem de 0,21 km³ de lava por ano durante o seu ápice (Stewart *et al.*, 1996).

No Brasil a Província Magmática do Paraná cobre área de 1,2 x 10⁶ km², quinze vezes maior que a área coberta pela Província Magmática do Etendeka (~0,08 x 10⁶ km²) (Peate *et al.*, 1992).

Os sucessivos derrames de lava, denominados de Formação Serra Geral, se assentaram sobre os arenitos eólicos da Formação Botucatu, sendo praticamente sub-horizontais, com inclinações médias da ordem de 5°, em direção ao centro da Bacia. Posteriormente tais derrames foram recobertos pelos arenitos cretáceos da Formação Bauru. A espessura dos derrames é muito variável, em média da ordem de 650 m (Almeida, 1986). Já as exposições presentes na borda erosiva atual da bacia na porção central do Estado de São Paulo são relativamente pouco espessas, em alguns trechos com menos de 100 m (Marques & Ernesto, 2004). Segundo Peate *et al.* (1992) os basaltos atingem espessura máxima de 1723 m no centro da Bacia do Paraná.

Os derrames, cujo volume é estimado em 790.000 km³, são essencialmente de caráter toleítico e predominantemente basálticos; estima-se que rochas ácidas e intermediárias, mais abundantes na porção meridional da Bacia do Paraná, não chegam a atingir 3% do volume total de rochas vulcânicas (Nardy *et al.*, 2002), cerca de 16.000 km³ (Garland *et al.*, 1995).

Tradicionalmente, os basaltos da PMPE têm sido separados em dois grandes grupos: predominantes a sul ocorrem basaltos com baixas concentrações de TiO₂ (< 2%) e elementos incompatíveis, enquanto na porção norte os basaltos têm altas concentrações em TiO₂ (2 ≤ TiO₂ < 3% e TiO₂ ≥ 3%) e elementos incompatíveis (Bellieni *et al.*, 1984). Baseando-se nas concentrações de Ti e de elementos traços incompatíveis, principalmente Sr, Peate *et al.* (1992) sugeriram uma subdivisão em 6 grupos, sendo os grupos de “Baixo-Ti” Gramado, Esmeralda e Ribeira, e de “Alto-Ti” Pitanga, Paranapanema e Urubici.

Os basaltos de “Alto-Ti” denominados de Pitanga ocorrem na porção norte da região dos magmas de “Alto-Ti” e são caracterizados por concentrações de TiO₂ > 3%; Sr > 350ppm; Ti/Y > 350. O tipo Paranapanema é considerado de Ti-intermediário, identificado inicialmente por Piccirillo *et al.* (1988) e considerado como a transição dos basaltos de “Alto-Ti” e “Baixo-Ti”, possui concentrações de 2 < TiO₂ ≤ 3%; 200 < Sr < 450 ppm; Ti/Y > 330). Já o basalto de tipo Urubici ocorre na porção sul da região dos magmas de “Alto-Ti” e são caracterizados por concentrações de TiO₂ > 3%; Sr > 550 ppm; Ti/Y > 500.

Em relação aos basaltos de “Baixo-Ti” foram denominados de Gramado aqueles que apresentam concentrações de TiO₂ ≤ 2%; 140 < Sr < 400 ppm; Ti/Y < 300 e ocorrem na porção sul, o tipo Esmeralda, também ocorre na porção sul, e é caracterizado por concentrações de TiO₂ ≤ 2%; 120 < Sr < 250 ppm; Ti/Y < 330. O tipo Ribeira, na porção norte tem concentrações de TiO₂ ≤ 2%; 200 < Sr < 375 ppm; Ti/Y > 300.

A classificação dos basaltos foi revista por Peate (1997), onde ele classifica os basaltos de “Alto-Ti” em Ribeira, Paranapanema, Pitanga e Urubici. O tipo Ribeira foi inserido nos basaltos de “Alto-Ti” apresentando alto valor da razão Ti/Y (>310), no entanto ainda apresenta valores baixos de TiO₂ (1,5-2,3%) em relação aos demais tipos. O tipo Paranapanema apresenta concentração de TiO₂ entre 1,7-3,2% e Ti/Y > 330; o tipo Pitanga e Urubici possuem concentrações de TiO₂ > 2,9%, Ti/Y > 350 e TiO₂ > 3,3, Ti/Y > 500, respectivamente.

Os basaltos de “Baixo-Ti” são denominados Gramado e Esmeralda, e caracterizados por concentrações baixas de Ti e baixa razão Ti/Y. Para o tipo Gramado a concentração de TiO₂ é 0,7-1,9% e Ti/Y < 310, já para o tipo Esmeralda a concentração de TiO₂ é 1,1-2,3% e Ti/Y < 310.

As rochas de natureza ácida ocorrem de forma assimétrica pela bacia, sendo ausentes na porção NNW e volumetricamente mais expressivas na porção SSE. São encontradas tipicamente no topo da pilha vulcânica, na forma de numerosos platôs, a partir do Rio Paranapanema em direção ao sul da Bacia do Paraná, distribuindo-se preferencialmente

próximos às bordas da bacia bem como aos alinhamentos tectono-magnéticos dos rios Paranapanema, São Jerônimo – Curiúva, Piquiri, Iguaçu Uruguai e do Alinhamento Torres – Pousadas, todos de direção geral NW-SE (Luchetti *et al.*, 2005).

Na região de Piraju-Ourinhos (SP-PR) são identificadas as rochas ácidas mais setentrionais da Bacia do Paraná, e essas ocorrem na base das pilhas vulcânicas, em contato direto com arenitos da Fm. Botucatu, ao longo da calha do Rio Paranapanema (Janasi *et al.* 2005).

Vários grupos de pesquisa têm se dedicado ao estudo das rochas ácidas e intermediárias da PMPE ao longo das duas últimas décadas, e têm sido unânimes em distinguir dois tipos principais, designados Chapecó (ao norte, caracterizado como de “Alto-Ti”) e Palmas (predominante na porção sul da bacia, com mais baixo conteúdo de Ti e elementos incompatíveis). Segundo Peate *et al.* (1992) o tipo Chapecó apresenta concentrações mais baixas de SiO₂ e mais altas de TiO₂, P₂O₅, Zr, Ba e Sr, em relação ao tipo Palmas.

As rochas vulcânicas tipo Chapecó mostram assinatura geoquímica e isotópica compatível com a dos basaltos associados, e são interpretadas como produtos da refusão, na base da crosta continental, de “underplates” desses mesmos basaltos, enquanto as do tipo Palmas mostram variação contínua na composição química e isotópica indicativa de processos de cristalização fracionada associados à contaminação pela crosta pré-existente (Bellieni *et al.*, 1986; Raposo, 1987; Comin – Chiaramonti *et al.*, 1988; Garland *et al.*, 1995; Nardy *et al.*, 2002).

Uma subdivisão desses grupos baseada em geoquímica convencional e isotópica foi proposta por Peate *et al.* (1992), que subdividiram o tipo Palmas nos subgrupos Santa Maria e Caxias do Sul e o tipo Chapecó em Guarapuava, Ourinhos e Sarusas (este último, na Província Etendeka). Mais recentemente, Luchetti *et al.* (2005) apresentaram uma extensa revisão do magmatismo ácido por toda a PMPE, e propuseram modificações nesta subdivisão, distinguindo 4 magmas-tipo para o tipo Palmas, denominados Caxias do Sul, Jacuí, Santa Maria e Anita Garibaldi e 3 magmas-tipo Chapecó denominados Ourinhos, Tamarana e Guarapuava.

Nas ácidas do tipo Palmas, o subgrupo Caxias do Sul possui concentração de TiO₂ > 0,9% e P₂O₅ < 0,30, o subgrupo Jacuí possui TiO₂ > 0,95 e P₂O₅ < 0,3% e o subgrupo Anita Garibaldi, apresenta TiO₂ > 0,92 e P₂O₅ > 0,30. Já as rochas ácidas do tipo Chapecó e subtipo Guarapuava apresentam concentrações em TiO₂ < 1,38%, e os subtipos Tamarana e Guarapuava apresentam concentrações em P₂O₅ > 0,43% (Luchetti *et al.*, 2005).

Recentemente, um terceiro tipo de rochas vulcânicas ácidas foi reconhecido no Uruguai, caracterizado por temperaturas de cristalização mais baixas e assinatura isotópica de Nd compatível com a fusão de crosta máfica pré-existente (Kirstein *et al.*, 2000).

3.3 CORPOS INTRUSIVOS ASSOCIADOS

Expressivos volumes de magma (basáltico a ácido) contemporâneo ao vulcanismo da Bacia do Paraná cristalizaram em corpos intrusivos ao longo de toda a seção da Bacia.

Uma forma de ocorrência comum são os diques, que recortam principalmente o embasamento cristalino, localmente formando expressivos enxames, dos quais os mais importantes são os de Ponta Grossa, Serra do Mar e Florianópolis. Tais diques apresentam assinatura geoquímica predominantemente similar aos derrames de “Alto-Ti”, chegando até 90% no caso do enxame de Florianópolis (Marques, 2001). Ocorrem também rochas ácidas do tipo Chapecó e Palmas, que correspondem a aproximadamente 3% dos diques no caso do Enxame de Ponta Grossa (Marques & Ernesto, 2004).

Outra forma de ocorrência é a de corpos subvulcânicos que se alojaram como sills, especialmente em descontinuidades, como contatos entre diferentes formações paleozóicas e no contato das rochas sedimentares com o embasamento cristalino. Segundo estudos baseados em 104 furos de sondagem, Zalán *et al.* (1986) mostram que a maioria das intrusões ocorreu em profundidades de 1.700 e 1.900 metros.

A maior parte dessas intrusões ocorre na região leste e nordeste da Província Magmática do Paraná, sendo raras na região sul da província. Essas intrusões têm comumente espessuras entre 2 e 200 metros (Ernesto *et al.*, 1999), chegando a alcançar até mais de 1.000 metros (Marques & Ernesto, 2004).

Os diabásios que formam os sills presentes no Estado de São Paulo são quimicamente semelhantes, e têm idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ idênticas às dos basaltos vizinhos (132-130 Ma; Ernesto *et al.*, 1999). Aparentemente, existe uma leve diminuição das idades para o norte, também marcada pela mudança da polaridade magnética, de normal para reversa, a norte de Santa Rita do Passa Quatro (Ernesto *et al.*, 1999).

O estudo de processos de diferenciação magmática “in situ” pode ser feito nos abundantes corpos intrusivos associados ao vulcanismo Serra Geral. O trabalho pioneiro de Gomes & Berenholc (1980) reconheceu uma significativa zonalidade textural e mineralógica no dique de Toninhas (litoral norte do Estado de São Paulo), interpretada como produzida pela combinação de dois processos: múltiplas intrusões e transferência gasosa. Zonalidade semelhante foi estudada em um sill da região de Tanquinho (SP) por Monteiro (1986), que pôde modelar o processo de fracionamento magmático utilizando estudos petrográficos e de química mineral.

Maniesi & Oliveira (1997) avaliaram quimicamente um sill em Reserva e outro em Salto do Itararé, no estado do Paraná. Ambos possuem uma grande variação composicional de rochas básicas (andesi-basaltos, lati-basaltos, lati-andesitos), intermediárias (lati-andesitos, dacitos) e ácidas (riolito).

Essa rocha ácida ocorre em veios pegmatóides granofíricos bem definidos, próximos ao topo do sill de Reserva. Já em Salto do Itararé os veios de rocha ácida são milimétricos, e essa também ocorre como material intersticial ou difuso na rocha. Segundo os autores as rochas ácidas podem ser resultado de um processo de cristalização fracionada “*in situ*”, ou ainda sugerem que essas rochas não representam apenas o líquido residual final, mas que este pode estar associado a fases minerais em desequilíbrio, incorporadas durante processo mecânico em sua migração para locais de baixa pressão.

Oliveira *et al.* (2000) identificaram feições de bandamento na porção superior de um sill que ocorre na região de Campinas, na base da pilha sedimentar. O bandamento é marcado pela injeção, no diabásio fino predominante, de corpos tabulares de monzodiorito grosso granofírico, interpretado como produto de um líquido residual mais fracionado. Sills posicionados em níveis mais rasos da pilha sedimentar mostram feições estruturais diferentes. Wernick & Landim (1966) identificaram estruturas vesicular e amigdaloidal no topo de um sill na região de Rio Claro (SP), e sills posicionados em porções ainda mais rasas (e.g., na base da Fm. Botucatu, já próximo à superfície na época do vulcanismo) podem ser difíceis de distinguir das lavas associadas. Ernesto *et al.* (1999) citam estudos de Asmus e Curvelo em sills da região de Irati e Guareí que também apresentam estruturas vesiculares ou padrões de fraturas similares aos indicativos de topo de derrames.

3.4 A OCORRÊNCIA DE LIMEIRA

Recentemente, a investigação de processos de fracionamento em sills de diabásio localizados na borda leste da Bacia do Paraná tem ganhado a atenção de pesquisadores das universidades paulistas (Oliveira *et al.*, 2000; Alves *et al.*, 2002; Nardy *et al.*, 2003).

Um desses sills, explorado para obtenção de brita em pedreiras pouco a sul da cidade de Limeira (SP), é em particular alvo de recentes estudos (Faria, 2005; Faria & Janasi, 2006, 2007; Machado *et al.*, 2005a, 2005b, 2007; Oliveira & Dantas, 2008). Esse sill aflora em meio a arenitos da Fm. Itararé e tem sido visitado em excursões didáticas de cursos de geologia das três universidades paulistas por mostrar uma expressiva variedade de estruturas, texturas e composições.

O sill de Limeira, cuja ocorrência é exposta na pedreira Cavinatto e também explorada em outra pedreira vizinha (Basalto 4) exibe uma ampla variação composicional (basalto-diabásio-monzodiorito-riolito), que por si só favorece a investigação de processos de fracionamento magmático de magmas toleíticos. Em adição, observam-se diversas feições estruturais peculiares, raramente reportadas em outras ocorrências semelhantes, como: (a) monzodioritos extremamente grossos, com expressivas manchas de composição granofírica; (b) feições ocelares em diabásios da porção superior do sill; (c) veios centimétricos a decimétricos de rocha ácida (riolítica), freqüentemente associados a microvenulações de

natureza pós-magmática (e.g., preenchidas por zeólitas, apofilita); (d) intensa transformação da mineralogia primária (Faria, 2005).

Observando-se mapas geológicos locais, a ocorrência não se encontra exposta em área muito expressiva (pouco mais de 2,5 km²). No entanto Carvalho *et al.* (1988), denominaram na região o que foi designado **sill Limeira–Cosmópolis**, que compreenderia diversos corpos de diabásio, em forma de sills e de lacólitos que em superfície não exibem continuidade lateral. Esse sill atingiria 60 km de extensão linear e espessuras da ordem de 280 metros, e se encontraria intrudido nos sedimentos do Subgrupo Itararé em diversos níveis estratigráficos. Evidências de que ocorre continuidade desses corpos foram identificadas em perfurações feitas para água subterrânea, na região de Cosmópolis e Paulínia (Soares, 1985 *apud* Carvalho *et al.*, 1988).

Machado *et al.* vêm estudando diversas ocorrências na borda leste da Bacia do Paraná no estado de São Paulo, incluindo as exposições de Limeira, Pedreira Cavinatto e Basalto 4. Dados geoquímicos indicam que essas rochas são mais evoluídas que as demais (concentração de MgO de 1,9 a 3,8%), com acidez intermediária e maior tendência sódico-potássica (Machado *et al.*, 2007). Na classificação do diagrama TAS (Zanettin, 1984; Le Bas *et al.*, 1986) as amostras analisadas por esses autores se situam no campo dos traqui-andesito basaltos, possuem teor de SiO₂ entre 54 e 55% e de álcalis entre 5,3% e 6,4% (Machado *et al.*, 2005a).

Com base nos resultados obtidos, Machado *et al.* (2005b) classificaram as rochas de Limeira como de “Alto-Ti”, pois possuem teor de TiO₂>2%, e mais especificamente do Tipo Pitanga, da classificação dos basaltos de Peate *et al.* (1992). No entanto os autores desconsideram essa classificação nas publicações de 2005a e 2007, por se tratar de uma rocha intermediária, mais diferenciada que as demais, e não se enquadrar na classificação de rochas básicas proposta por Peate *et al.* (1992).

Recentemente Oliveira & Dantas (2008) divulgaram dados isotópicos de Sr e Nd para rochas do sill. Os dados de Sr mostram que os diferentes litotipos presentes no sill apresentam comportamento similar entre si, com pouca variação na razão inicial Sr⁸⁷/Sr⁸⁶. Os resultados são fortemente indicativos de origem co-magmática para as diferentes rochas do sill. Os dados indicam também origem mantélica, com baixa ou nenhuma assimilação crustal.

O comportamento dos isótopos de Nd também mostra valores muito similares, consistentes com sistema fechado, e os valores ligeiramente negativos (-4,99 a -5,27) obtidos foram interpretados pelos autores também como indicativos de uma relação co-magmática entre as rochas e indicam que os riolitos não possuem uma origem associada as rochas encaixantes.

Os resultados de Sr e Nd das rochas encaixantes (arenitos e siltitos) são típicos de rochas crustais, distinguindo-se muito das rochas do sill, mostrando que não há relação

genética aparente entre elas. Tal comportamento valida a hipótese de que a evolução magmática do sill ocorreu em ambiente fechado, sem a refusão das encaixantes para a geração dos riolitos.

3.5 GEOLOGIA

O mapa geológico da região da cidade de Limeira (Figura 6) mostra que as principais rochas aflorantes são pertencentes às seqüências de deposição do Carbonífero Superior ao Permiano Médio e Permiano Superior, além das rochas intrusivas associadas ao magmatismo da Bacia do Paraná:

Figura 6 – Mapa Geológico da região de Limeira, SP, com principais Unidades aflorantes e localização do sill alvo do atual estudo. Extraído de CPRM – Mapa do Brasil ao Milionésimo.

Carbonífero Superior à Permiano Médio - Grupo Tubarão

Formação Itararé

A Formação Itararé apresenta uma grande diversidade de ambientes de deposição, ocasionando uma grande variação faciológica. Entre esses ambientes são refletidas influências glaciais, tratando-se assim de depósitos periglaciais e pós-glaciais, de idade Permocarbonífera.

Seus depósitos são constituídos predominantemente por arenitos de granulação variada (muito fina a conglomerática), argilosos e pacotes de diamictitos, que revela o caráter glacial da formação. Há também a presença de sedimentos pelíticos (siltitos cinza, folhelho e ritmitos).

Essa variação é evidência de ambientes lacustres-flúvio glaciais (mais comuns no topo), continentais (comuns na base da formação), deltáicos e marinhos.

Os registros fósseis são escassos, no entanto existem vegetais e em menor escala lamelibrânquios, gastrópodos e braquiópodos (Sousa, 1997).

Formação Tatuí

A Formação Tatuí, correspondente às Formações Rio Bonito e Palermo, é constituída por depósitos pós-glaciais de idade Neopaleozóica.

Estudos realizados na região do Domo de Pitanga, em SP, permitiram a separação da Formação em dois membros, um inferior e outro superior, sendo o inferior um pacote de siltitos marrom-arroxeados, escuro, as vezes branco, incluindo arenitos finos com estratificação plano paralela e delgadas camadas calcárias cinza-arroxeadas e sílex. O membro superior é um pacote de siltito cinza-esverdeado ou amarelo-esverdeado, maciços, frequentemente intercalados com arenitos finos, com pequenas concreções de calcário, podendo haver siltitos argilosos.

A Formação Tatuí apresenta conteúdo fossilífero, como troncos silicificados, lamelibrânquios, dentes e restos de barbatanas de tubarões, bivalves e escamas de peixes (Sousa, 1997).

Riccomini *et al.* (1997) realizaram uma reconstituição paleogeográfica indicando uma transição de ambiente deposicional, de marinho (arenitos fossilíferos e com *hummocky cross stratification*) a fluvial. Assim, define-se um ambiente inicialmente flúvio-deltáico com processo de transgressão marinha.

Permiano Superior - Grupo Passa Dois

Subgrupo Iratí

O Subgrupo Iratí é dividido em duas formações: Taquaral e Assistência, de idade Permiana.

Consiste em folhelhos e argilitos cinza-escuros, folhelhos pirobetuminosos e a calcários associados, que segundo Hachiro (1991) foram depositados em ambientes de plataforma rasa de um mar epicontinental do Neopermiano.

Formação Taquaral

A Formação Taquaral corresponde à base do Subgrupo Iratí, e é predominantemente de natureza pelítica. Constituída por argilitos, folhelhos cinza-escuro a cinza-claros e siltitos cinza, com laminação plano-paralela, onde são encontrados fósseis de peixes, crustáceos e de flora *Dadoxylon* (Sousa, 1997).

A Formação Taquaral apresenta características litológicas e estruturais de depósito em águas calma, abaixo do nível da ação das ondas.

Formação Assistência

A Formação Assistência corresponde ao topo do Subgrupo Iratí. É constituída por folhelhos cinza escuros a pretos, pirobetuminosos associados a bancos ou camadas de calcário dolomítico ou dolomito em formas de lentes. Os leitos pirobetuminosos têm como estrutura a laminação plano-paralela. Já nos leitos carbonáticos observam-se marcas onduladas, laminação cruzada e convoluta, bem como oólitos. É muito comum a presença de nódulos de sílex. Em São Paulo são ainda reconhecidos depósitos de rochas evaporíticas.

A Formação é rica em fósseis, principalmente de *Mesosaurops brasiliensis* e *Stereosternum tumidum*, além de restos de peixes, carapaças de crustáceos e vegetais (Sousa, 1997).

O ambiente de deposição foi em ambiente marinho de águas rasas e folhelhos pirobetuminosos se desenvolveram preferencialmente em áreas de plataforma, como em São Paulo.

Formação Corumbataí

A Formação Corumbataí, de idade Permiano Superior (Riccomini, 1992) pode ser dividida em duas porções:

Inferior - constituindo-se de siltitos cinza-escuros a pretos, argilitos e folhelhos cinza-escuro a roxos, maciços, exibindo fraturas conchoídes;

Superior - constituído principalmente de rocha com coloração vermelha arroxeada, caracterizada pela intercalação de argilitos, siltitos, arenitos finos e leitos carbonáticos. São encontradas estratificação plano-paralelas, laminação flaser, marcas onduladas.

Na porção superior também estão presentes enxames de diques clásticos constituídos de areia fina, com espessura variando de 15 a 40 cm, ocorrendo ramificações de alguns para o topo.

São também encontrados na Formação Corumbataí fósseis de peixes, vegetais, pelecípodes, lamelibrânquios e ostracódes.

O pacote sedimentar inferior indica uma deposição em ambiente marinho raso e de águas calmas; já o pacote superior, indica deposição também em ambiente marinho, porém em águas rasas sobre influência de marés (Sousa, 1997).

Formação Pirambóia

A Formação Pirambóia consiste em arenitos argilosos com intercalações de camadas de siltito e folhelho. Trata-se de bancos arenosos de coloração avermelhada ou rosada, de granulação fina-média, de grãos foscos, subangulares a subarredondados, estratificação cruzada planar, acanalada e plano-paralela, intercalado com camadas de lamitos arenosos claros (Sousa, 1997).

Há fósseis de peixes, restos vegetais, ostracóides e conchostráceos. Localmente, ocorrem arenitos conglomeráticos com seixos de argila e, na porção basal da formação, uma camada areno-argilosa de 1 a 2 metros de espessura, com seixos angulares de sílex.

Tratam-se de deposição em um ambiente continental fluvial, oxidante, com depósitos eólicos de dunas e interdunas, de rios meandantes, planícies de inundação e pequenas lagoas (IPT, 1981).

Triássico-Jurássico - Grupo São Bento

Formação Botucatu

A Formação Botucatu é constituída por arenitos avermelhados, finos a médios, bimodais, friáveis, grãos foscos e geralmente bem arredondados. Na parte basal encontram-se arenitos argilosos mal selecionados.

As principais estruturas são estratificações cruzadas tangenciais em grandes cunhas, estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas.

As características litológicas e sedimentares desta formação indicam deposição eólica em ambiente desértico, depósitos de dunas e interdunas, com contribuição de sedimentação fluvial, na parte basal (Sousa, 1997).

Formação Serra Geral

Compreende a seqüência de derrames de lavas, de caráter toleítico, com intercalações de lentes e camadas arenosas da Formação Botucatu, sobre a qual se assenta.

Estão associados a essa Formação corpos intrusivos, diques e sills, que ocorrem intercalados por toda a seção da Bacia, incluindo a Fm. Itararé, na região de Limeira.

Depósitos Cenozóicos (Paleógeno/Neógeno)

Sobre a cobertura da Bacia do Paraná ocorrem depósitos detrítico-lateríticos com concreções ferruginosas, de idade Paleoceno a Plioceno.

Depósitos mais recentes, do Neógeno, ocorrem nas imediações das principais drenagens. São sedimentos arenosos a areno-argilosos, de granulação bastante variada (cascalho, areia, argila) de origem fluvial. A espessura desse pacote sedimentar é variável, geralmente com 6 metros, podendo atingir até 15 ou 20 metros nas planícies mais desenvolvidas (IPT, 1981).

4 GEOLOGIA DE DETALHE NO SILL DE LIMEIRA

4.1 A EXPOSIÇÃO DA PEDREIRA CAVINATTO

A Figura 7, a seguir, representa um perfil esquemático da cava atual da Pedreira Cavinatto, representando os principais litotipos identificados em campo e sua distribuição espacial. Em sequência a descrição das características da exposição, a nomenclatura utilizada para a descrição das rochas foi obtida através da análise química de rocha total, por Fluorescência de Raios-X, apresentada no Capítulo 7.

Figura 7 – Perfil esquemático da exposição da Pedreira Cavinatto, com os principais litotipos identificados.

A cava atual da pedreira Cavinatto tem cerca de 80 m de profundidade (Prancha 1 - A), e expõe uma seção contínua desde o teto da intrusão, intrusivo através de contato subhorizontal bastante irregular em arenitos (Prancha 1 - B), até provavelmente, uma região próxima ao seu núcleo.

No contato superior do sill ocorre um basalto (Prancha 1 - C), correspondente à margem resfriada. Trata-se de uma rocha fanerítica muito fina, de cor cinza escuro. Essa borda resfriada possui espessura inferior a 0,5 m e grada, por mais 0,5 m, para uma rocha de cor cinza, de granulação mais grossa (fanerítica fina), com amígdalas preenchidas por zeólitas, quartzo e carbonato (Prancha 1 - D).

Em alguns trechos da borda de resfriamento superior do sill encontram-se faixas de arenito cozido (Prancha 1 - E), que também pode ocorrer como xenólitos (Prancha 1 - F) de contatos irregulares com o basalto hospedeiro.

A partir de aproximadamente 2 m abaixo do topo, a granulação da rocha é de um típico diabásio (~1 mm), ainda amigdaloidal, e também rico em ocelos de cor clara, subcentimétricos

a centimétricos, que se distinguem das amígdalas por sua composição quartzo-feldspática e aspecto maciço (Prancha 2 - A). As amígdalas podem ocorrer isoladas ou associadas aos ocelos (Prancha 2 - B). Localmente, a passagem do nível amigdaloidal para o ocelar é bem marcada e identificada (Prancha 2 - C).

É possível identificar no diabásio ocelos que apresentam contornos escuros, delineados por uma segregação de minerais máficos (Prancha 2 - D); outra feição bastante comum são porções, “bolsões”, de menor índice de cor, onde há predomínio de composição quartzo-feldspática, que apresentam contatos difusos com a rocha e tamanhos variados, chegando a centimétricos (Prancha 2 - E).

Essas porções podem ainda apresentar material de preenchimento hidrotermal (quartzo, carbonato, zeólitas, apofilita). Tais feições são mais bem reconhecidas em amostras serradas, com superfície plana (Prancha 2 - F), e observáveis em variadas proporções, desde milimétricos a centimétricos.

Essas estruturas, amígdalas e ocelos, desaparecem logo nos primeiros 4-5 metros de profundidade do sill. A partir desse ponto o diabásio passa a ocorrer sem ocelos.

O diabásio isento de ocelos ocorre por mais 5 metros de profundidade, com sua granulação aumentando gradativamente, até onde passa a ocorrer lateralmente com termos de granulação mais grossa, descritos como monzodioritos (Prancha 3 - A). Os contatos entre as duas rochas são abrupto ou difusos (Prancha 3 - B), retilíneos ou sinuosos, e podem ser marcados por concentrações de minerais máficos (Prancha 3 - C), e ainda por concentrações de minerais máficos e félsicos (Prancha 3 - D).

No monzodiorito também é possível reconhecer manchas de concentração de minerais máficos (Prancha 3 - E).

Em níveis mais profundos, o monzodiorito passa a ter granulação cada vez mais grossa, e se torna mais pobre em minerais máficos. Passa também a apresentar bolsões de cor mais clara e muitas vezes de granulação mais grossa. Alguns são de composição quartzo-feldspática, outros de composição similar à da própria rocha (Prancha 4 - A). Essas porções podem apresentar em sua borda, no contato com o monzodiorito, uma maior concentração de minerais máficos (Prancha 4 - B).

Desta forma na região mais profunda da cava, a partir de ~55 metros de profundidade, a rocha se torna um quartzo monzodiorito muito grosso, heterogêneo (Prancha 4 - C). Apresenta, em quantidades maiores que o monzodiorito, bolsões de composição quartzo-feldspática, em escalas variadas (Prancha 4 - D e E), além de possuir cristais de piroxênio centimétricos formando padrões que semelhantes a “grades” (Prancha 4 - F).

Veios de espessuras variadas, milimétricos a decimétricos, constituídos de riolito fino, de cor branca a creme, com baixo índice de cor (~7), geralmente subverticais, alguns

subhorizontais, ocorrem por todo o sill, desde as porções mais profundas até níveis próximos ao topo (Prancha 5 – A, B, C, D e E).

Com frequência esses veios mostram-se zonados, com a porção central preenchida por minerais de origem hidrotermal (e.g., apofilita + quartzo), e também apresentam concentrações de minerais máficos em suas bordas (Prancha 5 – F). Os contatos dos veios riolíticos com as rochas são em geral bem definidos e irregulares, por vezes retilíneos; no entanto, como pode ser observado nas Fotos B e E, o contato pode ser difuso.

Além dos veios riolíticos ocorrem também raros veios de quartzo monzonito, de cor cinza, espessura centimétrica, cujo contato com a rocha encaixante é irregular e bem definido, podendo haver concentrações de minerais máficos no contato (Prancha 6 – A).

Relações de campo indicam que esses veios de quartzo monzonito são uma geração anterior aos riolíticos, uma vez que é possível observar que os veios riolíticos invadem e cortam os veios de quartzo monzonito (Prancha 6 – B), bem como a presença de fragmentos do quartzo monzonito dentro do veio de riolito (Prancha 6 – C). O contato entre os dois veios é irregular e bem definido.

4.2 A EXPOSIÇÃO DA PEDREIRA BASALTO 4

A cava atual da pedreira Basalto 4 (Prancha 6 – D) está localizada aproximadamente 500 metros a leste da Pedreira Cavinatto, e tem cerca de 70 m de profundidade. A pedreira apresenta as mesmas características descritas da Pedreira Cavinatto como contato irregular de topo, entre basalto da borda resfriada e arenitos da Formação Itararé, aumento gradativo da granulação com a profundidade e grande variação textural, de diabásio fino a quartzo-monzodiorito muito grosso, além da presença de ocelos e veios riolíticos.

Ao fundo da cava observa-se um contato do sill com o arenito da Formação Itararé, o qual se encontra bastante cozido. A borda do sill é composta por um basalto fanerítico muito fino, quase afanítico, de cor preta, e o contato segue a direção N10E, com mergulho acentuado (45-55°) para NW (cf. Prancha 6 – E).

Assim como no contato de topo do sill, observa-se no contato de borda uma gradação do basalto para diabásio fino a médio, cortado por esparsos veios milimétricos de composição riolítica. Tais veios também se dispõem perpendicularmente à superfície do contato, e se extinguem bem próximos a ele (Prancha 6 – F).

Os veios riolíticos se tornam mais freqüentes e com maior espessura à medida que se aproxima o topo do sill.

Outra feição observada na pedreira foi à presença de bolsões no diabásio já próximo do topo do sill. Esses bolsões apresentam uma composição mais leucocrática e granulação muito grossa, com piroxênios maiores que 1 cm, são semelhantes ao quartzo monzodiorito (Prancha 7 – A) e podem conter amígdalas (Prancha 7 – B).

Prancha 1

A) Vista geral da cava da Pedreira Cavinatto (março de 2007)

B) Detalhe do contato, subhorizontal e irregular, do topo da intrusão com o arenito da Formação Itararé.

C) Detalhe do contato com faixa lenticular de arenito cozido.

D) Xenólitos de arenito cozido, de contatos irregulares com a rocha, na borda superior do sill.

E) Amostra de basalto, fanerítico muito fino, do contato de topo da intrusão.

F) Amostra de basalto fanerítico fino, com amígdalas preenchidas por zeólitas, quartzo e carbonato.

Prancha 2

A) Diabásio com ocelos de composição quartzo-feldspático, logo abaixo da zona dos basaltos amigdaloidais.

B) Detalhe de amostra do diabásio ocelar, onde um ocelo de composição quartzo-feldspática ocorre com amígdala associada.

C) Detalhe de porção rica em amígdalas, que passa para a porção de ocelos.

D) Ocelos com contornos escuros, delineados por minerais máficos.

E) Porções, bolsões, centimétricos de composição quartzo-feldspática.

F) Amostras serradas de diabásio fanerítico fino-médio com "bolsões" de composição quartzo-feldspático (setas azuis), com associações hidrotermais (setas vermelhas).

Prancha 3

A) Monzodiorito de granulação fanerítica grossa, que passa a ocorrer a partir de 10 metros de profundidade, lateralmente com o diabásio.

B) Contato abrupto, difuso e retilíneo entre diabásio e monzodiorito.

C) Contato sinuoso e marcado por concentração de minerais máficos, entre diabásio e monzodiorito.

D) Contato entre diabásio e monzodiorito marcado por concentração de minerais félsicos.

E) Monzodiorito com manchas de concentração de minerais máficos e veio riolítico.

Prancha 4

A) Monzodiorito heterôgeneo com porções de granulação mais grossa e maior concentração de minerais félsicos.

B) Detalhe de porção de granulação mais grossa com concentração de minerais máficos na borda, no contato com a rocha.

C) Quartzo monzodiorito de granulação muito grossa, que ocorre a partir de ~55 metros de profundidade no sill.

D) Detalhe do quartzo monzodiorito, com porções, "bolsões", centimétricos de composição quartzo-feldspático.

E) Quartzo monzodiorito, com bolsão, decimétrico, de composição quartzo-feldspático.

F) Quartzo monzodiorito de granulação muito grossa, com piroxênios centimétricos formando padrões semelhantes à "grades".

Prancha 5

A) Veio riolítico de espessura decimétrica, com contato retilíneo e bem definido em diabásio.

B) Veio riolítico de espessura centimétrica e contato irregular, difuso, com o quartzo monzonito.

C) Veios riolíticos milimétricos e irregulares, cortando o diabásio fino em diversas direções.

D) Veios de riolito centimétricos em direção vertical e horizontal no diabásio.

E) Veio de riolito de forma irregular e contato difuso com o monzodiorito, com concentração de minerais máficos nas bordas.

F) Veio riolítico cortando o contato abrupto entre diabásio e monzodiorito.

Prancha 6

A) Amostra de veio de quartzo monzonito, em plano serrado, de diâmetro centimétrico, com concentração de minerais máficos no contato com a rocha.

B) Veio de quartzo monzonito de cor cinza, centimétrico, cortado por veio de riolito de cor branca, com contato bem definido.

C) Amostra com veio de riolito claro invadindo e cortando o veio de quartzo monzonito. Detalhe para os fragmentos de quartzo monzonito no veio de riolito e nos contatos bem definidos.

D) Vista da cava da Pedreira Basalto 4 (março de 2007).

E) Contato de borda lateral entre basalto e arenito cozido, com atitude N10E/54NW, observado no fundo da cava da Pedreira Basalto 4.

F) Detalhe do contato da borda do sill, entre o basalto e o arenito cozido. Observar veio riolítico centimétrico que termina bem próximo à borda resfriada, indicado pelas setas vermelhas.

Prancha 7

A) Bolsão de granulação grossa, semelhante ao monzonito, em diabásio fanerítico médio, próximo ao topo do sill.

B) Bolsão leucocrático com piroxênios centimétricos e amígdalas associadas.

C) Textura geral do basalto do topo, intergranular, por vezes sub-ofítica, destaque para feldspatos fortemente alterados e aglomerados de minerais máficos. Amostra LCAV01A, polarizador inferior na primeira foto e polarizadores cruzados na segunda, lado maior 10,40 mm.

D) Amígdala preenchida por clorita e quartzo, no basalto de topo. Amostra IGN75A, polarizador inferior na primeira foto e polarizadores cruzados na segunda, lado maior 2,0 mm.

5 PETROGRAFIA

5.1 BASALTOS

Em vista de sua textura afanítica foram denominadas basaltos as rochas presentes nos contatos de topo, basal ou lateral, equivalentes às bordas resfriadas do sill, em contato com os arenitos do Subgrupo Itararé. Os basaltos do contato de topo do sill são de cor preta a cinza escuro e apresentam estrutura compacta no primeiro meio metro da borda resfriada, e depois gradam para uma rocha de estrutura vesicular e amigdaloidal. Os basaltos são inequigranulares e holocristalinos, com feldspatos fortemente alterados apresentam textura intergranular, por vezes sub-óptica, denotada pelo arranjo dos cristais de feldspato e clinopiroxênio (Prancha 7 – C).

As amígdalas são preenchidas tipicamente por albita, zeólitas, sendo essas reconhecidas por análises químicas quantitativas por microsonda eletrônica (Capítulo 8) como yugawaralita e estilbita-Na (Apps & Chipera, 2001; Armbruster & Gunter, 2001; Passaglia & Sheppard, 2001), quartzo, carbonato e algumas vezes por clorita (Prancha 7 – D). No basalto amigdaloidal foi possível identificar uma variação de granulometria, uma vez que ocorrem pequenas porções de granulação bem mais fina.

O basalto do contato marginal tem uma estrutura compacta e não apresenta vesículas ou amígdalas. Esse basalto é semelhante ao do topo apresentando apenas granulação pouco mais grossa ($<0,1-0,7\text{mm}$ para o basalto do topo e $0,1-1,1\text{mm}$ para o basalto marginal), (Prancha 8 – A). Porções de granulação mais grossa que a predominante são comuns, formando estruturas semelhantes a bolsões (Prancha 8 – B).

A mineralogia principal do basalto é composta por plagioclásio, clinopiroxênio (augita) e minerais opacos. Os cristais de plagioclásio apresentam-se microscopicamente bastante alterados, alguns zonados e sem geminações. Suas formas são subédricas a euédricas, de hábito tabular e alguns mostram sinais de deformação, como curvamentos e fraturamentos.

Os cristais de augita têm formas alongadas, subédricas, e muitos apresentam bordas corroídas, além de também se apresentar curvados.

Os minerais opacos representam grandes proporções nas lâminas podendo ocorrer em até 15% da rocha, sendo essencialmente cristais homogêneos de magnetita (pode apresentar lamelas de exsolução de illmenita), illmenita, pirita e esfalerita.

Como mineral acessório, em aproximadamente 1% da rocha, ocorre a apatita, em cristais de forma disseminada e hábito acicular, normalmente inclusos nos demais minerais.

5.2 DIABÁSIO

Os diabásios, rochas de textura variável de fina a média, se localizam logo abaixo da borda resfriada de basalto e são rochas holocristalinas e de cor cinza escuro a cinza, que

microscopicamente apresentam textura inequigranular e intergranular, por vezes ofítica (Prancha 8 – C) e sub-ofítica (Prancha 8 – D), denotada pelo arranjo dos cristais de feldspato e clinopiroxênio.

Essas rochas são heterogêneas, uma vez que apresentam porções leucocráticas sob a forma de bolsões de composição quartzo-feldspática, com poucos minerais máficos, descritos como riolitos (Prancha 9 – A e B). Esses bolsões muitas vezes ocorrem associadas a veios ou porções preenchidas por minerais de origem hidrotermal como: quartzo, zeólitas, (yugawaralita e estilbita-Na) e apofilita. Muitas vezes possuem inclusões de minerais da rocha hospedeira.

O diabásio é composto essencialmente por cristais de clinopiroxênio (augita), plagioclásio e minerais opacos, além da mineralogia secundária. Os cristais de plagioclásio apresentam-se em geral fraturados, zonados e alguns sem geminações evidentes. Em muitos se observa bordas de aparência turva, com maior grau de alteração. Os cristais são subédricos a euédricos e de hábito tabular (Prancha 9 – C).

Os cristais de augita podem se apresentar de forma subédricas a euédricas, com hábitos alongados, e em muitos casos podem estar curvados, e também mostrar sinais de corrosão nas bordas. Muitos cristais mostram elevada proporção minerais opacos, que parecem em parte, substituí-los (Prancha 9 – D).

Tais substituições ocorrem essencialmente por cristais de Ti-magnetita, que por sua vez podem sofrer substituição por illmenita simplectítica, que ocorre associada a um filossilicato amarelo (Prancha 10 – A). Os minerais opacos, incluindo os primários, são abundantes por toda a rocha, chegando a constituir até ~15% da composição total, onde ~8% são minerais opacos associados a substituição, com predomínio de Ti-magnetita com lamelas de exsolução de illmenita (Prancha 10 – B), magnetita, além de illmenita, pirita e esfalerita. Cristais de Ti-magnetita primários também sofrem alteração pra illmenita e filossilicato (Prancha 10 – C).

Cristais de augita também são substituídos por clorita, ferro-hornblenda de cor marrom-alaranjada e ferro-edenita (verde), xenomórficas, em suas bordas (Prancha 10 – E). A ferro-hornblenda ocorre também como cristais isolados associados a clorita, disseminada na rocha, juntamente com ferro-edenita.

Pequenas porções de intercrescimento granofírico entre quartzo e feldspato alcalino são observadas, podendo atingir cerca de 5% da composição total da rocha, sendo aproximadamente 3% de quartzo e 2% de feldspato alcalino. Ocorre como mineral acessório na rocha, podendo atingir aproximadamente 1% da composição total, a apatita. Ela se apresenta disseminada e com hábito acicular, e alguns cristais podem atingir até 0,7 mm de comprimento. Minerais acessórios como zircão, badeleíta e allanita existem em proporções menores que 1%, e foram identificados com auxílio de imagens de elétrons retro-espalhados em modo composicional (BEI-Compo) e análises de EDS (espectrometria de dispersão de energia).

A allanita apresenta-se em cristais euédricos de hábito tabular. O zircão (ZrSiO_4), e a badeleíta (ZrO_2), ocorrem como cristais sub-édricos, em associação com as áreas de crescimento granofírico. Os cristais de zircão e badeleíta encontram-se inclusos em cristais de feldspato potássico, quartzo e albita (Prancha 10 – D).

Diabásio Ocelar

O diabásio, em sua porção superior, nos primeiros 4-5 metros, é heterogêneo e apresenta porções de maior concentração de minerais félsicos (Prancha 11 – A), que podem formar estruturas como ocelos riolíticos e amígdalas com preenchimento de minerais formados em estágio hidrotermal (Prancha 11 – B); com a profundidade essas feições desaparecem e a granulação do diabásio se torna mais grossa.

Os ocelos são estruturas arredondadas de granulação mais fina que a rocha e preenchidas por quartzo, feldspatos, anfibólios, clorita e minerais opacos, em geral illmenita e magnetita com ou sem lamelas de exsolução de illmenita.

Alguns ocelos apresentam concentrações de minerais opacos na borda (Prancha 11 – C), onde também podem ocorrer cristais de plagioclásio curvados, acompanhando o contorno do ocelo (Prancha 11 – D). Alguns ocelos têm contornos mais discretos, não possuindo bordas evidentes, sendo reconhecidos principalmente pela forma quase arredondada e ausência de minerais máficos (Prancha 11 – E e F). Os ocelos possuem baixo índice de cor (~3%) e evidente ausência de clinopiroxênio.

As amígdalas são preenchidas por minerais gerados no estágio hidrotermal como albita e zeólitas, sendo essas yugawaralita e estilbita-Na (Prancha 12 – A), carbonato, quartzo e apofilita, algumas vezes por titanita (Prancha 12 – B).

Muitas amígdalas possuem uma auréola de composição quartzo-feldspática, semelhante à composição dos ocelos, delimitadas, muitas vezes, por uma borda de minerais opacos (Prancha 12 – C e D). Essa feição parece indicar que o preenchimento hidrotermal ocorreu dentro de um ocelo, sendo gerado na evolução do mesmo processo.

5.3 MONZODIORITO

O monzodiorito é uma rocha média a grossa, heterogênea, que microscopicamente apresenta textura intergranular, em parte sub-ofítica (Prancha 13 – A e B). Os minerais essenciais que compõem a rocha são plagioclásio, clinopiroxênios (augita e pigeonita), minerais opacos e intercrescimentos granofíricos de quartzo e feldspato alcalino, além de minerais acessórios.

Os cristais de plagioclásio possuem formas subédricas a euédricas, com hábito tabular. Nos termos mais grossos os cristais de tornam pouco fraturados e límpidos, passando a apresentar bordas de aparência turva. A maioria dos cristais, nos termos mais grossos,

apresentam-se manteados por albita e crescimento granofírico (quartzo + feldspato alcalino), com alguma corrosão do núcleo e borda (Prancha 13 – C).

A relação entre o cristal de plagioclásio, a borda albitica e o granófiro é bastante evidente na Foto A da Prancha 14, onde se observa a borda albitica invadindo o núcleo do cristal de plagioclásio, seguida pelo granófiro. Tais feições sugerem que o sobrecrecimento de albita está relacionado ao granófiro, uma vez que a albita não sofre corrosão pelo granófiro, mas o núcleo do plagioclásio é invadido pela albita.

Alguns cristais apresentam-se também zonados (Prancha 14 – B), e outros com bordas corroídas (Prancha 14 – C).

Em alguns casos, nos cristais de clinopiroxênio, é possível distinguir a cristalização de duas fases: uma pigeonita no núcleo, cujo relevo é mais elevado e o cristal bastante fraturado, e nas bordas a cristalização de augita, com relevo mais baixo. O contato entre os dois clinopiroxênios é serrilhado, indicando corrosão (Prancha 14 – D).

Cristais de pigeonita não parecem ocorrer isoladas; todos os cristais observados encontram-se manteados por augita, que, em contrapartida ocorre também isolada e disseminada pela rocha. Os clinopiroxênios formam cristais de forma tabular e/ou alongada e com inclusões de minerais opacos (Ti-magnetita, magnetita e illmenita) (Prancha 14 – E). Os cristais de augita podem apresentar núcleos de cor escura, devido a uma maior alteração, uma vez que a sua composição, definida por WDS, de núcleo e borda é igual (Prancha 14 – F).

Por vezes ocorre substituição dos clinopiroxênios por magnetita (com lamelas de exsolução de illmenita) e dessas por illmenita simplectítica associada com clorita e filossilicatos amarelados, de modo semelhante ao observado no diabásio.

Alguns cristais de clinopiroxênio apresentam substituições, em suas bordas, por ferro-hornblenda, de cor marrom-alaranjado, ferro-edenita, de cor verde, clorita e filossilicatos amarelados (Prancha 15 – A). Muitas vezes a ferro-hornblenda aparece manteada por biotita (Prancha 15 – B).

Os minerais opacos chegam a representar 15% da composição da rocha, incluindo os cristais primários e os de substituição dos piroxênios, sendo a porcentagem de opacos primários aproximadamente 7%. Esses minerais são em sua maioria magnetita (com ou sem lamelas de exsolução de illmenita) e illmenita. Ocorrem também sulfetos, principalmente pirita, esfalerita (Prancha 15 – C) e arsenopirita; a pirita pode apresentar bordas de illmenita (Prancha 15 – D).

Quartzo e feldspato alcalino ocorrem intersticialmente por toda a rocha, em intercrecimentos granofíricos, por vezes com textura micrográfica. A porcentagem de granófiros no monzodiorito é bastante elevada em relação ao diabásio, podendo atingir até 15% do total da rocha, sendo 5% de quartzo e 10% de feldspato alcalino.

No monzodiorito ainda ocorre, intersticialmente, zeólita (provável yugawaralita), carbonato e apofilita (Prancha 15 – E e F).

Outros minerais acessórios como zircão, badeleíta, titanita, apatita e allanita existem em proporções menores que 1%, e foram identificados com auxílio de imagens de elétrons retro-espalhados em modo composicional (BEI-Compo) e análises de EDS (espectrometria de dispersão de energia). Apatita e a titanita são maiores, e identificáveis no microscópio petrográfico.

A apatita ocorre por toda a rocha de forma disseminada em cristais prismáticos ou com hábito acicular. A titanita ocorre como cristais subédricos a euédricos e inclusos em plagioclásio.

A allanita apresenta-se em cristais euédricos de hábito tabular, e pode ocorrer na borda de cristais de apatita (Prancha 16 – A).

Zircão e badeleíta ocorrem como cristais subédricos, em associação com as áreas de intercrescimento granofírico, em geral inclusos nos feldspatos. Zircão ocorre também na borda de apatita (Prancha 16 – B), e badeleíta pode ocorrer inclusa em clinopiroxênio (Prancha 16 – C).

5.4 QUARTZO MONZODIORITO

O quartzo monzodiorito é uma rocha com estrutura maciça, heterogênea e textura fanerítica grossa a muito grossa. A textura ao microscópio é intergranular (Prancha 16 – D), em algumas porções sub-óptica. A rocha também apresenta porções de granulação fina, bolsões riolíticos bastante ricos em feldspato alcalino (Prancha 17 – A).

Os cristais de feldspato no quartzo monzodiorito são semelhantes aos do monzodiorito, e correspondem a plagioclásio de formas subédricas a euédricas, hábito tabular, muitas vezes zonados. Com aumento da granulação os cristais de tornam pouco fraturados e límpidos, passando a apresentar bordas de aparência turva de composições mais sódico-alcalinas.

A maioria dos cristais de plagioclásio, nos termos mais grossos, apresentam-se manteados por albita e intercrescimento granofírico. No destaque da Foto B da Prancha 17 possível observar os cristais de plagioclásio com suas bordas corroídas e substituídas por albita (birrefringência baixa), indicando que a borda albítica é posterior à corrosão, uma vez que ela não se encontra corroída.

No quartzo monzodiorito o clinopiroxênio predominante é a augita; também ocorrem cristais com núcleo de pigeonita, de alto relevo, e augita, de relevo mais baixo, nas bordas (Prancha 17 – C), embora em bem menor quantidade que no monzodiorito.

Os clinopiroxênios ocorrem como cristais subédricos a euédricos as vezes com hábito tabular. Muitas vezes apresentam forma alongada, invadindo bolsões riolíticos (Prancha 17 – D) ou ocorrem como cristais anédricos intercrescidos com plagioclásio (Prancha 18 – A).

Muitos cristais encontram-se substituídos quase que totalmente por minerais opacos, como Ti-magnetita e magnetita, que podem estar sendo substituídas por illmenita e filossilicatos marrom-amarelados, ou por ferro-hornblenda (laranja-amarronzado), ferro-edenita (verde) e biotita (Prancha 18 – B).

Os minerais opacos primários incluem além de magnetita (com ou sem exsolução de lamelas de illmenita) e illmenita, minerais como pirita, esfalerita e arsenopirita. No total os minerais opacos atingem a proporção de 7% da rocha, sendo 4% de minerais primários.

Intersticialmente ocorrem muitos granófiros (intercrescimento de feldspato alcalino e quartzo), constituindo até 35% da rocha, sendo 10% de quartzo e 15% de feldspato alcalino. O quartzo também ocorre de forma granular em aproximadamente 3% da rocha, formando textura do tipo mosaico (3%).

Como no monzodiorito, outros minerais acessórios como zircão, badeleíta, titanita, apatita e allanita existem em proporções menores que 1%, e foram identificados com auxílio de imagens de elétrons retro-espalhados e análises de EDS. Apatita e a titanita, no entanto, são visíveis e identificáveis no microscópio.

A apatita aqui passa a ocorrer como cristais bem formados, aciculares e prismáticos, em sua maioria euédricos e subédricos, indicando que passou a cristalizar precocemente na rocha; a titanita ocorre como cristais subédricos a euédricos e inclusos em plagioclásio.

Allanita, zircão e badeleíta ocorrem como cristais subédricos, em associação com as áreas de intercrescimento granofírico.

5.5 VEIOS – RIOLITO, QUARTZO MONZONITO E HIDROTERMAIS

Por toda a área exposta do sill, em todas profundidades, ocorrem veios de riolito, que apresentam espessuras diversas. Esses veios de riolito são rochas holocristalinas, de estrutura maciça e textura fina a muito fina, equigranular, de cor clara e baixo índice de cor (~5). Microscopicamente a textura é granular hipidiomórfica (Prancha 18 – C).

Além dos veios riolíticos ocorrem raros veios de quartzo monzonito, de cor cinza escura, estrutura maciça e granulação fina. São rochas holocristalinas, de aparência turva ao microscópio, e textura granular hipidiomórfica (Prancha 18 – D).

Veios de quartzo monzonito encontram-se invadidos por veios riolíticos; quando isso ocorre, o riolito possui índice de cor ainda menor (~3%). O contato entre os veios é irregular e um pouco difuso. Localmente há uma concentração de minerais félsicos no veio riolítico e de minerais máficos no quartzo monzonito (Prancha 18 – E).

Os contatos entre os veios e as rochas são irregulares e abruptos; muitas vezes, como no caso do quartzo monzonito, observa-se uma orientação de fluxo dos cristais no veio (Prancha 19 – A). Também é possível encontrar fragmentos de diabásio dentro dos veios

(Prancha 19 – B), bem como feições indicativas de que o veio invade a rocha hospedeira (Prancha 19 – C).

Associados aos veios riolíticos existem veios de preenchimento hidrotermal, bastante ricos em apofilita e quartzo (Prancha 19 – D). Esses veios também apresentam espessuras variáveis, desde milímetros a decímetros, e podem ter forma irregular (Prancha 19 – E).

A apofilita, que ocorre nos veios em associação com o quartzo, é um mineral hidrotermal incolor, com boa clivagem, relevo moderado e birrefringência baixa, em tons de cinza com tons anômalos em marrom, e foi identificada opticamente e por difração de raios X.

A mineralogia essencial dos riolitos é formada por albita, feldspato alcalino e quartzo. Secundariamente ocorrem clinopiroxênio (augita), anfibólio e minerais opacos (magnetita, illmenita, pirita).

O feldspato muitas vezes apresenta-se euédrico e de forma tabular, com bordas de aparência turva (Prancha 20 – A).

Intersticialmente na rocha ocorrem granófiros que foram até 30% da composição da rocha.

A augita está presente em pequenas proporções até aproximadamente 7% da composição total da rocha. Em sua maioria são cristais subédricos a anédricos. Alguns apresentam alteração para ferro-horblenda, clorita, filossilicatos amarelados e minerais opacos (Ti-magnetita com lamelas de exsolução de illmenita e illmenita).

Outros minerais opacos, como pirita e esfalerita, ocorrem disseminados na rocha, chegando a compor junto com os opacos de substituição cerca de até 3% do volume total.

As amostras de riolito também apresentam cristais bem formados, euédricos e subédricos de apatita.

Outros minerais acessórios foram identificados com auxílio de imagens de elétrons retro-espalhados e análises de EDS, entre eles minerais portadores de ETR como a chevkinita/perrierita (Haggerty & Mariano, 1983) (Figura 8) e uma provável variação de britolita (Figura 9).

Figura 8 – Espectro da análise de EDS realizado em cristal de chevkinita/perrierita, mineral acessório no riolito.

Figura 9 – Espectro da análise de EDS realizado em cristal de uma provável variação de brítolita, mineral acessório no riolito.

No riolito ocorrem também como acessórios a allanita em cristais euédricos, o zircão e a badeleíta em cristais sub-édricos, inclusos em feldspato e quartzo (Prancha 20 – B). A badeleíta também se encontra inclusa em cristais de illmenita (Prancha 20 – C). Em um cristal de pirita foi encontrada inclusão de ouro (Prancha 20 – D).

No quartzo monzonito não foram encontrados cristais de piroxênio nas análises realizadas, assim a mineralogia essencial dessa rocha é composta por cristais euédricos e subédricos de feldspato alcalino e plagioclásio, além de cristais subédricos de anfibólios marrom-esverdeados e minerais opacos.

Os minerais opacos são magnetita com ou sem exsolução de lamelas de illmenita. Minerais secundários como allanita, zircão ocorrem inclusos em cristais de feldspatos e foram identificados com auxílio de imagens de elétrons retro-espalhados e análises de EDS.

Prancha 8

A) Textura geral do basalto lateral, intergranular, por vezes subofítica, de granulação mais grossa que o basalto do topo. Amostra LTATU04, polarizador inferior na primeira foto e polarizadores cruzados na segunda, lado maior 10,40 mm.

B) Porção de granulação mais grossa no basalto da base. Amostra LTATU04, polarizador inferior na primeira foto e polarizadores cruzados na segunda, lado maior 10,40 mm.

C) Cristais de plagioclásio inclusos em cristal de piroxênio, textura ofítica em diabásio. Amostra LCAV01B, polarizadores cruzados, lado maior 2,60 mm.

D) Cristais de plagioclásio semi-inclusos em cristal de piroxênio, textura subofítica em diabásio. Amostra LCAV01B, polarizadores cruzados, lado maior 2,60 mm.

Prancha 9

A) Porção de granulação muito fina e composição quartzo-feldspática, tendo no centro minerais hidrotermais. Amostra LCAV01C, polarizador inferior, lado maior 8,32 mm.

B) Porção de granulação muito fina e composição quartzo-feldspática, com inclusões de minerais da rocha. Amostra LCAV01C, polarizador inferior, lado maior 10,40mm.

C) Cristal de plagioclásio tabular e com bordas turvas, de maior grau de alteração. Amostra 75F4, polarizador inferior na primeira foto e polarizadores cruzados na segunda, lado maior 1,04 mm.

D) Cristais de augita prismáticos, alongados e curvados, com abundantes inclusões de minerais opacos (titano-magnetita, illmenita). Amostra IGN4.2.Z, polarizador inferior na primeira foto e polarizadores cruzados na segunda, lado maior 5,20 mm.

Prancha 10

A) Cristais de Ti-magnetita, com lamelas de exsolução de illmenita, substituindo parcialmente cristal de augita. O cristal de Ti-magnetita sofre alteração para illmenita simplectítica que essa ocorre associada a um filossilicato amarelo. Amostra IGN4.2.Z, luz refletida, lado maior 0,65 mm.

B) Cristal de Ti-magnetita, reconhecido por suas lamelas de exsolução de illmenita. Amostra IGN4.2.Z, luz refletida, lado maior 1,30 mm.

C) Cristal primário de Ti-magnetita, incluso em plagioclásio, com alteração para illmenita simplectita. Amostra IGN75F4, luz refletida, lado maior 0,65 mm.

D) Imagem BEI-Compo de cristais de zircão, badeleíta e apatita, inclusos em porção granofílica da rocha. Devido ao tamanho reduzido dos minerais houve distorção do tamanho real dos cristais, eles aqui são delimitados e identificados por cores.

E) Augita subédrica com sobrecrecimento de ferro-horblenda, clororita e Ti-magnetita. Amostra LTATU09, polarizador inferior, lado maior 1,63 mm.

Prancha 11

A) Textura geral de porção rica em minerais félsicos do diabásio ocelar. Amostra IGN75F4, polarizador inferior, lado maior 6,50 mm.

B) Textura geral do diabásio ocelar. Ao centro amígdala com preenchimento hidrotermal e bordas de composição quartzo-feldspática bastante alterada. Amostra LCAV01B, polarizador inferior, lado maior 10,40 mm.

C) Ocelo leucocrático com composição predominante de quartzo e feldspatos, ausência de clinopiroxênio, poucos minerais opacos e borda com concentração minerais opacos. Amostra IGN75F4, polarizador inferior, lado maior 6,50 mm.

D) Ocelo leucocrático com composição predominante de quartzo e feldspatos, ausência de minerais máficos e delimitado por cristais de plagioclásio curvados. Amostra IGN75F4, polarizador inferior, lado maior 5,20 mm.

E) Ocelo discreto, de forma irregular, identificável pela ausência de minerais máficos. Amostra IGN4.2.Z, polarizador inferior, lado maior 5,20 mm.

F) Ocelo discreto, de forma irregular, identificável pela ausência de minerais máficos. Amostra IGN4.2.Z, polarizador inferior, lado maior 6,50 mm.

Prancha 12

A) Amígdala preenchida por zeólitas, estilbita-Ca e stellerita, e carbonato. Amostra IGN75F4, polarizadores cruzados, lado maior 2,60 mm.

B) Amígdala preenchida por zeólitas, quartzo e titanita. Amostra IGN75F4, polarizador inferior na primeira foto e polarizadores cruzados na segunda, lado maior 3,25 mm.

C) Amígdala preenchida por zeólitas e quartzo. Na borda da amígdala ocorre uma auréola de composição quartzo-feldspática, semelhante aos ocelos. Amostra IGN4.2.Z, polarizador inferior, lado maior 6,50 mm.

D) Amígdala preenchida por zeólitas e quartzo. Na borda da amígdala ocorre uma auréola de composição quartzo-feldspática, semelhante aos ocelos. Detalhe para mineral opaco formando uma borda. Amostra IGN4.2.Z, polarizador inferior, lado maior 6,50 mm.

Prancha 13

A) Gabro de textura média, microscopicamente intergranular a localmente sub-óftica. Amostra LTATU10A1, polarizador inferior na primeira foto e polarizadores cruzados na segunda, lado maior 10,40 mm.

B) Fotomontagem panorâmica de seção delgada do gabro de textura fanerítica grossa, com textura microscópica intergranular, cristais euédricos e subédricos de plagioclásio, cristais de clinopiroxênios alongados. Amostra IGN75I, polarizador inferior.

C) Cristal de plagioclásio euédrico, mantado por borda albitica (em destaque) e granófiro, em gabro de granulação grossa. Amostra IGN75I, polarizador inferior na primeira foto e polarizadores cruzados na segunda, lado maior 3,25 mm.

Prancha 14

A) Cristal euédrico de plagioclásio com borda albítica (de birrefringência baixa) que invade o núcleo do cristal (em detalhe), bordejado por crescimento granofírico. Notar que o granófiro segue a borda de albita quando essa invade o núcleo do cristal.

B) Cristal de plagioclásio euédrico, com bordas corroídas, ao lado cristal subédrico zonado, também com bordas corroídas, em gabro de granulação média. Amostra APOF., polarizadores cruzados, lado maior 0,65 mm.

C) Cristais de plagioclásio, límpidos, de bordas corroídas, em matriz granofírica. Amostra IGN75I, polarizador inferior, lado maior 6,5 mm.

D) Cristal de clinopiroxênio com núcleo fraturado de relevo maior que as bordas. Contato entre núcleo e borda é serrilhado. Amostra IGN75I, polarizador inferior, lado maior 3,25 mm.

E) Cristal de augita com núcleo corroído e inclusão de magnetita. Amostra LTATU10A2, polarizador inferior, lado maior 5,20 mm.

F) Cristais de augita com núcleos mais alterados (destacados). Amostra LTATU10A2, polarizador inferior, lado maior 5,20 mm.

Prancha 15

A) Cristais de clinopiroxênios aparentemente substituídos parcialmente por minerais opacos (magnetita, illmenita) e ferro-horblenda, marrom alaranjada. Amostra APOF., polarizador inferior, lado maior 2,60 mm.

B) Cristal de augita, com substituição por ferro-horblenda e essa manteada por biotita. Amostra IGN75I, polarizador inferior, lado maior 1,63 mm.

C) Imagem BEI-Compo de magnetita com lamelas de exsolução e cristal de esfalerita. Amostra LTATU10A2.

D) Imagem BEI-Compo de cristal de pirita com bordas de illmenita. Amostra LTATU10A2.

E) Zeólitas e carbonato intersticiais. Amostra IGN75I, polarizadores cruzados, lado maior 2,60 mm.

F) Apofilita intersticial. Amostra LCAV05A1, polarizadores cruzados, lado maior 2,60 mm.

Prancha 16

A) Imagem BEI-Compo. Cristal de apatita com allanita na borda. Amostra LTATU10A2.

B) Imagem BEI-Compo. Cristais de apatita e zircão, inclusos em feldspatos, o zircão também ocorre na borda da apatita. Amostra LTATU10A2.

C) Imagem BEI-Compo. Cristal de badeleíta incluído em clinopiroxênio. Amostra IGN75I.

D) Textura intergranular do quartzo monzodiorito em sua porção de granulação grossa, clinopiroxênios bastante alterados, cristais de feldspatos prismáticos e límpidos com matriz granofírica. Amostra IGN4.2.H, polarizador inferior.

Prancha 17

A) Bolsão riolítico, de granulação fina, rico em feldspato alcalino, ao redor de aglomerado de plagioclásio de granulação grossa. Amostra LTATU10C, polarizador inferior na primeira foto e polarizadores cruzados na segunda, lado maior 10,40 mm.

B) Cristais euédricos de plagioclásio com bordas de albita e granófiros intersticial. Detalhe onde os plagioclásios encontram-se corroídos e suas bordas substituídas por albita (birrefringência baixa). Amostra IGN 4.2.H, polarizador inferior na primeira foto e polarizadores cruzados na segunda, lado maior 3,25 mm.

C) Cristal de clinopiroxênio com núcleo de pigeonita, fraturado e de relevo mais alto, com bordas de augita. Contato entre núcleo e borda é serrilhado. Amostra IGN4.2.M, polarizador inferior, lado maior 1,63 mm.

D) Cristais de augita alongados, invadindo porção de granulação mais fina. Cristais também substituídos parcialmente por minerais opacos (illmenita e Ti-magnetita). Amostra LTATU10C, polarizador inferior, lado maior 10,40 mm.

Prancha 18

A) Cristais anédricos de augita intercrescidos com plagioclásio. Polarizador inferior, amostra IGN4.2.H. Tamanho do lado maior 3,25 mm.

B) Cristais de ferro-horblenda, manteados por biotita associados a porção granofírica. Polarizador inferior, amostra IGN4.2.H. Tamanho do lado maior 2,60 mm.

C) Textura granular hipidiomórfica de riolito claro, de IC. ~5. Amostra IGN4.2.M, polarizador inferior, lado maior 8,32 mm.

D) Textura granular hipidiomórfica de veio de quartzo monzonito. Amostra LCAV01E, polarizador inferior, lado maior 10,40 mm.

E) Contato entre veio de riolito (a esquerda) e veio de quartzo monzonito (a direita). Contato irregular com concentração de minerais félsicos no veio riolítico e máficos no quartzo monzonito. Amostra LCAV01E, polarizador inferior na primeira foto e polarizadores cruzados na segunda, lado maior 10,40 mm.

Prancha 19

A) Orientação de fluxo no contato de veio de quartzo monzonito e diabásio. Amostra LCAV01D, polarizador inferior, lado maior 2,60 mm.

B) Enclave de diabásio dentro de veio de quartzo monzonito. Amostra LCAV01D, polarizador inferior, lado maior 1,04 mm.

C) Veio de quartzo monzonito invadindo porção da rocha (diabásio). Amostra LCAV 01E, polarizador inferior, lado maior 3,25 mm.

D) Veio hidrotermal, preenchido por apofilita, no centro de veio riolítico, no gabro. Amostra APOF., polarizadores cruzados, lado maior 10,40 mm.

E) Veio hidrotermal milimétrico e irregular, preenchido por apofilita e quartzo, no em meio veio riolítico, no gabro. Amostra IGN4.2.M, polarizador inferior, lado maior 3,25 mm.

Prancha 20

A) Cristais de plagioclásio euédricos com bordas de feldspato alcalino e granófiro intersticial. Amostra IGN75G1, polarizador inferior na primeira foto e polarizadores cruzados na segunda, lado maior 3,25 mm.

B) Imagem BEI-Compo. Cristais de allanita e zircão inclusos em feldspatos. Amostra LCAV01E.

C) Imagem BEI-Compo. Cristal euédrico de badeleíta incluído em allanita. Amostra LCAV01E.

D) Imagem BEI-Compo. Cristal de pirita com inclusão de ouro. Amostra LCAV01E.

6 QUÍMICA MINERAL

A química mineral segue a nomenclatura que é utilizada nos capítulos anteriores, que foi obtida na análise química de rocha total, por Fluorescência de Raios-X, que é apresentada no Capítulo 7.

6.1 PIROXÊNIOS

As análises dos cristais de piroxênio são apresentadas na Tabela 6 no *Anexo I*, onde estão presentes também as fórmulas estruturais calculadas para um total de 4 cátions e 6 oxigênios; e proporções dos membros-finais Wo, En, Fs, Jd e Eg, calculados segundo a metodologia de Morimoto *et al.* (1988).

A classificação dos clinopiroxênios foi obtida também segundo Morimoto *et al.* 1988, e baseia-se no diagrama Q (Ca+Mg+Fe) vs. J(2Na) com base no número total de cátions nas posições octaédricas M_1 e M_2 . Todas as análises lançadas nesse diagrama estão no campo Quad (Figura 10), conseqüentemente a seguir utiliza-se do diagrama Wo-Fs-En para a classificação dos minerais.

Figura 10 – Diagrama Q (Ca+Mg+Fe) vs. J(2Na) para classificação segundo Morimoto *et al.* 1988. Todas as análises realizadas estão no campo Quad, e podem ser classificadas em diagramas Wo-Fs-En.

No diagrama Wo-Fs-En (Figura 11) observa-se que os piroxênios dos basaltos e diabásios apresentam comportamento semelhante, e são em sua totalidade augitas de composição En₄₆₋₃₆.

Os cristais de augita nas amostras de diabásio se tornam levemente mais ricos em FeO e pobres em CaO em relação aos basaltos, que são as rochas menos diferenciadas do sill.

Figura 11 – Diagrama Wo-Fs-En com a classificação dos clinopiroxênios nos basaltos e diabásios do sill de Limeira (SP). Presença de cristais de augita levemente mais ricos em FeO e CaO nos basaltos, rochas menos diferenciadas.

Nas amostras analisadas de monzodiorito observa-se a existência de dois tipos de piroxênio: a augita, rica em cálcio e a pigeonita, pobre em cálcio (Figura 12). A pigeonita ocorre como cristais isolados ou no núcleo de cristais onde é parcialmente ou quase totalmente envolvida por augita, através de contato serrilhado, sendo esse segundo caso o mais comum.

Cristais de augita não estão presentes apenas nas bordas de cristais de pigeonita, mas também ocorrem também como cristais inteiros de uma única composição (En~40).

Existem no monzodiorito cristais de augita que apresentam pequenas variações em suas composições, indicando um leve enriquecimento em FeO, em relação aos basaltos e diabásios. Existe ainda uma variação no teor de CaO, onde alguns cristais apresentam Wo~30, não sendo portanto consideradas augitas subcálcicas, pois segundo Morimoto *et al.* 1988 para serem assim denominadas as augitas devem apresentar menos que 25% Wo, o que não ocorre.

Figura 12 – Diagrama Wo-Fs-En com a classificação dos clinopiroxênios no monzodiorito do sill de Limeira (SP). Presença de cristais de augita e pigeonita, cujas bordas apresentam composição de augita. Em vermelho a representação da *tie-line* entre os dois clinopiroxênios existentes.

Nos cristais de clinopiroxênio analisados no quartzo monzodiorito fica bastante evidente o aumento no teor de FeO, em relação as rochas anteriores. Os cristais de augita apresentam ampla variação composicional no intervalo En35-11, chegando em alguns casos a En42. Observa-se também que as augitas se tornam levemente mais cálcicas, com teores de Wo semelhantes aos observados nos basaltos (Figura 13).

Figura 13 – Diagrama Wo-Fs-En com a classificação dos clinopiroxênios no quartzo monzodiorito do sill de Limeira (SP). Grande variação composicional, com aumento evidente nos teores de FeO e aumento mais moderado de CaO. Ainda há presença de cristais de pigeonita, cujas bordas apresentam composição de augita. Em vermelho a representação da *tie-line* entre os dois clinopiroxênios existentes.

No quartzo monzodiorito também ocorrem cristais de pigeonita como núcleos corroídos por augita nas bordas. No entanto, o volume desse mineral é menor que nas amostras de monzodiorito. Tem sido observado em outras intrusões de caráter toleítico que existe um ponto na diferenciação magmática onde a pigeonita desaparece (Longhi & Bertka, 1996), o que também parece ocorrer no sill de Limeira, e pode responder pelo caráter mais cálcico da augita que cristaliza isolada (portanto fora do “solvus”) nas rochas mais diferenciadas.

O comportamento dos piroxênios nas amostras de riolito é semelhante ao do quartzo monzodiorito; também neste caso, há um aumento no teor de cálcio na augita. Não ocorrem nos riolitos cristais de pigeonita. As composições dos membros-finais também são semelhantes, com En26-11; no entanto, se distinguem dois grupos: um de composição En26-25 (amostra IGN75G1) e outro mais pobre em FeO com En15-11 (amostra IGN4.2.M; Figura 14).

Existem, portanto diferenças de composição entre os veios riolíticos e a composição dos piroxênios indicam que os mais diferenciados (En15-11) são aqueles que se associam a veios hidrotermais.

Na amostra quartzo monzonito (LCAV01E) analisada não foram encontrados cristais de piroxênio e sim de anfibólios, cujas análises químicas se encontram mais adiante nesse capítulo.

Figura 14 – Diagrama Wo-Fs-En com a classificação dos clinopiroxênios dos veios riolíticos do sill de Limeira (SP). Não há presença de cristais de augita subcálcica e pigeonita, e é evidente a distinção de dois grupos de veios; os mais ricos em FeO ocorrem associados a veios hidrotermais.

Com a coexistência de pigeonita e augita nas rochas (monzodiorito e quartzo monzodiorito) é possível estimar a temperatura de cristalização desses cristais, utilizando-se das isothermas calculadas por Lindsley (1983) (Figura 15). A coprecipitação de augita e pigeonita ocorreu entre $T \sim 1100^{\circ}\text{C}$ e $T \sim 1000^{\circ}\text{C}$, em um intervalo composicional relativamente pequeno ($\text{En} \sim 46\text{-}38$).

As composições de augitas tardias do monzodiorito e quartzo monzodiorito, e também das augitas ricas em Fe típicas das rochas mais diferenciadas seriam compatíveis com temperaturas mais baixas, da ordem de 900°C ; no entanto, como não coexistem com pigeonita, o termômetro de Lindsley não pode ser aplicado.

Figura 15 – Diagrama Wo-Fs-En com todas análises plotadas e isothermas, adaptado de Lindsley, 1983. A coprecipitação de augita e pigeonita ocorreu entre $T \sim 1100^{\circ}\text{C}$ e $T \sim 1000^{\circ}\text{C}$, em um intervalo composicional relativamente pequeno ($\text{En} \sim 46\text{-}38$).

Ao analisar os dados como um todo é possível observar uma ampla variação composicional, com enriquecimento em FeO nas rochas progressivamente mais diferenciadas.

É também evidente, no diagrama, o *trend* do piroxênio cálcico, reconhecido em locais como a intrusão de Skaergaard (Brown, 1957; Brown *et al.*, 1963), onde o aumento no teor de FeO ocorre enquanto o teor de Ca varia entre Wo40 e 30, inicialmente mostrando ligeira diminuição para depois tornar a aumentar.

Há também a cristalização de pigeonita (Wo17-10), que coexiste com a augita (*solvus*), nos monzodioritos e quartzo monzodioritos. O fim da cristalização de pigeonita coincidente com o enriquecimento de FeO na augita, que segundo Wager & Brown (1968) é uma característica típica de suítes toleíticas.

Os teores de TiO₂ e Al₂O₃, nos basaltos e diabásios estão entre 0,8 e 2,8%, para o óxido de Ti e entre 1,5 e 4,8% para o óxido de Al; no grupo mais diferenciado (quartzo monzodioritos e riolitos) esses teores são bem menores, entre 0,3 e 1,1% para o óxido de Ti e 0,6 e 1,3% para o óxido de Al. Essas variações são reflexos da diferença de temperaturas entre as rochas, já que a entrada de Ti e Al nas estruturas do piroxênio é favorecida por altas temperaturas (Verhoogen, 1962), como as de cristalização dos diabásios e basaltos.

6.2 FELDSPATOS

As análises dos cristais de feldspatos são apresentadas na Tabela 7 no *Anexo I*, onde estão presentes também as fórmulas estruturais calculadas para um total de 20 cátions e 32 oxigênios, e proporções dos membros-finais Ab, An, Or. Os feldspatos foram classificados em diagramas ternários Or-Ab-An.

Nas amostras de basaltos e diabásios analisadas observaram-se composições no intervalo oligoclásio a labradorita: An62-45, chegando a An29 no basalto, e um intervalo bastante amplo para os diabásios, An59-28 (Figura 16).

Além disso, os plagioclásios podem possuir bordas de feldspato alcalino, de ampla variação composicional, de albita a sanidina. Os ocelos presentes nas amostras de diabásio também apresentam feldspatos de composições albiticas e de feldspatos potássicos.

Figura 16 – Diagrama Or-Ab-An com a classificação dos feldspatos nos basaltos e diabásios do sill de Limeira (SP). Ampla intervalo de composição, de oligoclásio à labradorita, principalmente nos diabásios. Existência de bordas de composição albitica e cristais de feldspato alcalino.

Nos monzodioritos os cristais de plagioclásio apresentam núcleos de andesina a labradorita, apresentando pouca variação composicional (An53-43) (Figura 17).

Os cristais de plagioclásio apresentam grande variação composicional entre a porção central (núcleo) e as bordas. No diagrama observa-se que as zonas intermediárias apresentam composições mais sódicas que o núcleo, oligoclásio-andesina (An45-28) e as bordas são ainda muito mais sódicas, como de oligoclásio (An12) ou de composição albítica. As bordas apresentam grande variação composicional, andesina-albita, podendo também apresentar maiores teores de K_2O .

Figura 17 – Diagrama Or-Ab-An com a classificação dos feldspatos no monzodiorito do sill de Limeira (SP). Núcleos de cristais de plagioclásio com composição de andesina e labradorita (An53-43). Zonas intermediárias de composições mais sódicas como oligoclásio e bordas albíticas e de feldspato alcalino.

O monzodiorito permite uma boa observação da passagem de um núcleo de plagioclásio mais rico em cálcio para uma borda mais sódica ou potássica em um único mineral. A variação composicional entre o núcleo e os pontos intermediários do cristal é contínua, como pode ser observado na Figura 18, onde o núcleo possui An~45 e os pontos intermediários An42-28. No entanto, as bordas do cristal apresentam uma brusca mudança na sua composição, como no caso da Figura 18 para um feldspato alcalino (An0,2).

Amostra	IGN 751			
Análise	1	2	3	4
Ponto	borda	Interm(1)	Interm(2)	núcleo
SiO ₂	65.18	62	58.1	57.68
Al ₂ O ₃	18.56	23.75	26.26	26.5
CaO	0.05	5.88	8.64	9.3
Na ₂ O	2.3	7.53	6.3	5.86
K ₂ O	13.69	0.96	0.57	0.58
Ab	20.3	66	55	51.5
An	0.2	28.5	41.7	45.2
Or	79.5	5.5	3.3	3.3

Figura 18 – Pontos de análise WDS da Microsonda Eletrônica no monzodiorito, em cristal de andesina (An45), com porções intermediárias de maior teor sódico e borda de feldspato potássico (An0,2). Amostra IGN751, polarizadores cruzados, lado maior 3,25 mm.

Os cristais de plagioclásio nas amostras de quartzo monzodiorito apresentam grande semelhança composicional com os do monzodiorito; são andesinas ligeiramente mais sódicas (An45-38), que apresentam variação composicional entre o núcleo e as bordas de um único cristal (Figura 19). As composições intermediárias são ainda mais sódicas (An34-28) que o núcleo e as bordas mais sódicas que essas, ou de composição alcalina.

Figura 19 – Diagrama Or-Ab-An com a classificação dos feldspatos no quartzo monzodiorito do sill de Limeira (SP). Núcleos de cristais de plagioclásio com composição de andesina (An45-38). Zonas intermediárias de composições mais sódicas e bordas albíticas e alcalinas.

Observa-se, assim como nos monzodioritos, uma transição para um caráter mais sódico da composição na região intermediária e uma passagem aparentemente abrupta para composições ainda mais sódicas (albíticas) ou potássicas nas bordas, feição essa também reconhecida em microscópico (Figura 20).

Amostra	IGN 4.2.H			
Análise	1	2	3	4
Ponto	borda	Interm(1)	Interm(2)	núcleo
SiO ₂	63.7	61.64	59.67	58.04
Al ₂ O ₃	22.38	23.9	25.11	25.43
CaO	3.79	5.89	7.18	8.18
Na ₂ O	8.91	8.07	7.09	6.38
K ₂ O	0.39	0.49	0.67	0.63
Ab	79.1	69.3	61.7	56.4
An	18.6	28	34.5	39.9
Or	2.3	2.8	3.8	3.7

Figura 20 – Pontos de análise WDS da Microsonda Eletrônica no quartzo monzodiorito em cristal de andesina (An40), com porções intermediárias de maior teor sódico (An35-28) e borda de composição ainda mais sódica (An19). Amostra IGN4.2.H, polarizadores cruzados, lado maior 3,25 mm.

Os cristais de feldspatos analisados nos veios de riolito e quartzo monzonito são em quase totalidade feldspatos alcalinos, que apresentam variadas composições (Or81-0); o mineral mais abundante é a albita (An4-1) (Figura 21).

Observa-se também que as composições dos plagioclásios do riolito e do quartzo monzonito são semelhantes às composições dos plagioclásios analisados em ocelos do diabásios e nos granófiros intersticiais, bastante abundantes no monzodiorito e quartzo monzodiorito. É também evidente a semelhança composicional dos feldspatos do riolito e do quartzo monzonito e granófiros com as composições das bordas dos cristais de feldspatos no monzodiorito e quartzo monzodiorito, que são de composição mais sódica ou potássica que o núcleo.

Figura 21 – Diagrama Or-Ab-An com a classificação dos feldspatos nos riolitos, ocelos e porções granofíricas do sill de Limeira (SP). Cristais de composição albitica (An4-1) e alcalinas.

De maneira geral pode-se observar que existe uma variação composicional muito ampla entre os diferentes tipos de rocha presentes no sill e, em alguns casos, em um mesmo litotipo (Figura 22).

É possível observar que, com exceção das rochas mais diferenciadas (quartzo monzonito e riolito), plagioclásio de composição entre labradorita e andesina é o feldspato predominante. Existe uma tendência do plagioclásio se tornar mais sódico conforme aumenta o grau de diferenciação das rochas, até ocorrer a associação albita-feldspato potássico característica dos veios de quartzo monzonito e riolito.

Os feldspatos alcalinos também são predominantes nos cristais encontrados em porções granofíricas das rochas, além das bordas dos cristais de plagioclásio presentes no monzodiorito e quartzo monzodiorito.

Figura 22 – Diagrama Or-Ab-An de classificação dos feldspatos das rochas presentes no sill de Limeira (SP). Abundância de cristais de labradorita e andesina, e aumento no teor de NaO com a diferenciação. Composições sódico-potássicas predominam em riólitos (termos mais diferenciados), assim como em porções granofíricas e bordas de cristais de plagioclásio do monzodiorito e quartzo monzodiorito.

6.3 ANFIBÓLIOS

Anfibólios são observados, quase sempre em pequenas proporções, em todos os tipos de rocha presentes no sill. No entanto, a amostra de quartzo monzonito não apresenta piroxênios, e o mineral máfico principal é o anfibólio; neste caso, o mineral foi objeto de análise química quantitativa.

Os resultados analíticos são apresentados na Tabela 8 no *Anexo I*, as fórmulas estruturais foram calculadas segundo o método de Schumacher (*in* Leake *et al.* 1997), para a soma de 13 cátions totais, excluindo Ca, Na e K (13eCNK) e 23 oxigênios. A classificação dos cristais também seguiu as recomendações de Leake *et al.* (1997).

A Figura 23 apresenta os diagramas de classificação de anfibólios cálcicos, mostrando que predominam composições no campo da ferrohornblenda, principalmente no quartzo monzonito. A ferro-edenita ocorre em todas as rochas, em menor proporção.

Análises qualitativas e semi-quantitativas por EDS foram realizadas nas demais rochas do sill, apresentando resultados com mínima variação de teores em relação aos resultados quantitativos obtidos, indicando que a ferrohornblenda é o anfibólio mais abundante em todas as rochas.

Os valores do parâmetro #Mg são baixos para todos os anfibólios analisados e variam em um intervalo de 0,3 a 0,5. A ferro-hornblenda apresenta teores ligeiramente menores de álcalis. O F apresenta teores ligeiramente maiores na ferro-hornblenda.

Figura 23 – Diagrama de classificação dos anfibólios, segundo Leake *et al.* 1997, das rochas do sill de Limeira. Predomínio de ferro-hornblenda (#Mg 03-05) e alguma ferro-edenita.

6.4 ZEÓLITAS

As zeólitas são minerais de origem hidrotermal e estão presentes nas amígdalas do basalto de topo e também do diabásio ocelar. Os resultados das análises quantitativas por WDS estão apresentados na Tabela 9.

A classificação de zeólitas é definida em termos de suas unidades fundamentais de construção (unidades primárias e unidades secundárias) e estruturas constituídas por mais de 50% de tetraedros com Si^{+4} e Al^{+3} (Passaglia & Sheppard, 2001).

A classificação das zeólitas através de análises químicas quantitativas é bastante difícil, já que elas são principalmente diferenciadas pelas estruturas. No entanto, através do cálculo da razão $(\text{K}+\text{Na})/(\text{K}+\text{Na}+\text{Ca})$ e de Si/Al , as composições químicas e fórmulas estruturais das zeólitas estudadas podem ser aproximadas com yugawaralita e estilbita, segundo o diagrama apresentado por Apps & Chipera, 2001 (Figura 24). As demais zeólitas phillipsita, erionita e chabazita são zeólitas mais ricas em potássio que as analisadas, desta forma optou-se pela comparação com a estilbita.

Figura 24 – Diagrama extraído de Apps & Chipera, 2001, para classificação de zeólitas.

A yugawaralita e estilbita (Na-Ca) são zeólitas tabulares nas quais $R=0,74-0,76$ e $R=0,71-0,78$, respectivamente, sendo R a razão entre Si/Si+Al (Armbruster & Gunter, 2001). Como pode ser observado na Tabela 9, as razões R calculadas para as zeólitas analisadas estão dentro dos intervalos admitidos ou próximas deles.

Foi realizado o cálculo das fórmulas químicas das zeólitas estudadas, com base de 18O para a yugawaralita e 72O para a estilbita (Tabela 9). A fórmula química ideal da yugawaralita é $\text{Ca}_2[\text{Al}_4\text{Si}_{12}\text{O}_{32}]\cdot 8\text{H}_2\text{O}$, da estilbita-Ca é $\text{NaCa}_4[\text{Al}_9\text{Si}_{27}\text{O}_{72}]\cdot n\text{H}_2\text{O}$ e da estilbita-Na é $\text{Na}_3\text{Ca}_3[\text{Al}_8\text{Si}_{28}\text{O}_{72}]\cdot n\text{H}_2\text{O}$ (Armbruster & Gunter, 2001). As fórmulas químicas calculadas para as análises obtidas foram: $\text{Ca}_4[\text{Al}_{8,5}\text{Si}_{24}\text{O}_{64}]\cdot n\text{H}_2\text{O}$ para a análise das yugawaralitas e $\text{Na}_{3,6}\text{Ca}_{2,8}[\text{Al}_{9,6}\text{Si}_{26,5}\text{O}_{72}]\cdot n\text{H}_2\text{O}$ para a análise da estilbita, sendo então possível reconhecer se tratar de uma estilbita-Na.

Amostra	IGN75F4						
Rocha	Diabásio						
SiO ₂	60.45	56.98	61.11	62.47	62.54	60.98	62.47
Al ₂ O ₃	17.29	16.69	18.57	18.69	17.98	18.38	19.32
TiO ₂	0.03	0.01	0.06	0.00	0.02	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.02	0.00	0.03	0.00	0.03	0.04	0.02
MnO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.07	0.00
MgO	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00
CaO	8.43	8.5	9.01	9.19	8.87	9.39	6.1
Na ₂ O	0.63	0.56	0.59	0.58	0.53	0.76	4.36
K ₂ O	0.23	0.33	0.39	0.37	0.35	0.32	0.22
Total	87.1	83.07	89.77	91.34	90.37	89.93	92.49
R=Si/Si+Al	0,75	0.74	0.74	0.74	0.75	0.74	0.73
	Yugawaralita						Estilbita-Na
Si	23.98	23.78	23.61	23.70	23.94	23.57	26.45
Ti	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00
Al	8.08	8.21	8.45	8.36	8.11	8.37	9.64
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ⁺³	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Fe ⁺²	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00
Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Ca	3.58	3.80	3.73	3.74	3.64	3.89	2.77
Na	0.48	0.45	0.44	0.43	0.39	0.57	3.58
K	0.12	0.18	0.19	0.18	0.17	0.16	0.12
H	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Yugawaralita na base de 64 O; estilbita na base de 72 O.

Tabela 9 – Resultados analíticos de Microsonda Eletrônica (WDS) de análises pontuais em zeólitas, suas respectivas unidades atômicas com cálculo da razão $R=\text{Si}/\text{Si}+\text{Al}$.

7 GEOQUÍMICA DE ROCHAS

7.1 NOMENCLATURA E CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS DO SILL DE LIMEIRA

A classificação das rochas presentes no sill de Limeira foi realizada através dos resultados químicos das análises de rocha total obtidos por Fluorescência de Raios-X, com auxílio das normas CIPW calculadas (Tabela 10 – Anexo I) e das suas características macroscópicas, principalmente granulometria. Foram utilizados os diagramas de classificação de rochas plutônicas de Middlemost (1994) e Cox *et al.* (1979) (Figura 25), e em alguns casos o diagrama de Le Bas *et al.* (1986) para rochas vulcânicas (Figura 26). Para a classificação não foram realizadas modas, uma vez que grande parte das rochas apresenta granulação grossa a muito grossa, dificultando a representatividade em escala microscópica.

Figura 25 – Diagramas de classificação de rochas plutônicas de Middlemost (1994) e Cox *et al.*, (1979), respectivamente, com análises químicas de rochas do sill de Limeira.

Figura 26 – Diagrama de classificação de rochas vulcânicas de Le Bas *et al.*, 1994 com análises químicas de rochas do sill de Limeira.

As rochas das bordas resfriadas do sill têm textura afanítica ou fanerítica muito fina, e por este motivo foram classificadas utilizando o diagrama TAS para rochas vulcânicas (Figura 26; Le Bas *et al.*, 1986), e denominadas basaltos. Observando os diagramas verifica-se que o basalto amigdaloidal situa-se no campo do traquibasalto; no entanto, o maior teor de álcalis

deve ter origem secundária, uma vez que a rocha é rica em amígdalas preenchidas por minerais hidrotermais.

As demais rochas presentes no sill apresentam granulação variável de fina até grossa, e em função disto foram classificadas utilizando nomenclatura de rochas plutônicas.

Rochas faneríticas de composição equivalente a basaltos classificam-se como gabros ou gabro-dioritos; optou-se, no entanto por distinguir as rochas de granulação fina ou fina a média com o nome diabásio, bastante consagrado na literatura, que é preferido em relação a “microgabro ou microdiorito”. Observa-se no diagrama TAS de rochas vulcânicas que algumas dessas rochas têm composição mais rica em sílica que o basalto, e situam-se no campo dos basaltos andesíticos, ou no limite dos campos dos gabro-dioritos e monzodioritos, na nomenclatura de rochas plutônicas (Figura 25).

Todas as rochas máficas com granulação média até muito grossa presentes no sill de Limeira situam-se no limite entre os campos dos gabro-dioritos e monzodioritos (Middlemost, 1994). Adotou-se como nomenclatura monzodiorito uma vez que as rochas apresentam teor de anortita menor que 50%; apenas uma amostra (LTATU10A2) apresenta teor de anortita superior a 50% e deveria ser designada como monzogabro, mas para facilitar o entendimento optou-se por estender a nomenclatura “monzodiorito” para essa amostra também.

As rochas grossas ricas em granófiros e com índices de cor mais baixo apresentam teor de SiO₂ ainda maior, e encontram-se no limite entre o campo do diorito e monzonito no diagrama de Middlemost (1994), e em Cox *et al.* (1979) estão no limite dos campos campo dos diorito e sieno-diorito. Tendo em vista que o cálculo da norma indica teores de quartzo da ordem de 12 a 15% optou-se por designá-las quartzo monzodiorito.

As rochas félsicas que ocorrem como veios e ocelos têm granulação muito fina a fina. Para o veio de cor cinza optou-se pela nomenclatura sugerida por Middlemost (1994) de quartzo monzonito. Cumpre notar que os ocelos caem no mesmo campo, sendo, portanto classificados como quartzo monzonito, embora ao longo do texto sejam sempre referenciados como ocelos. Já os veios de cor clara e de composição riolítica podem ser denominados de microgranitos, no entanto optou-se pelo uso da nomenclatura vulcânica (Le Bas *et al.*, 1986) de riolito devido à sua granulação muito fina.

Todas as rochas do sill são metaluminosas e encontram-se no campo das suítes ricas em ferro (“ferrosas”), como pode ser observado na Figura 27, diagrama discriminante proposto por Frost *et al.* (2001) para rochas quartzo-feldspáticas.

Figura 27 – Diagramas de classificação segundo Frost *et al.* 2001. As rochas do sill encontram-se no campo de rochas metaluminosas e ricas em ferro.

Ainda segundo classificação de Frost *et al.* (2001) (Figura 28) as rochas do Sill de Limeira encontram-se no campo da série toleítica; as amostras mais diferenciadas (riolito) encontram-se próximas ao lado A-F. Tal comportamento, segundo Petro *et al.* (1979) seria típico de rochas diferenciadas da série toleítica, típicas de ambiente extensional.

Figura 28 – Diagrama AFM (Frost *et al.* 1979) com as rochas do sill no campo da série toleítica com amostras se riolito próximas e paralelas ao eixo álcalis-ferro.

7.2 ELEMENTOS MAIORES E MENORES

Diagramas de variação usando sílica como índice de diferenciação foram gerados a partir dos resultados de FRX e ICP-OES (amostra ocelos) (Tabela 10 – Anexo II). Entre os óxidos dos elementos maiores e menores (Figura 29), observa-se que os teores de SiO_2 variam de aproximadamente 46% nos basaltos e 71% no riolito, e que o aumento desse teor é acompanhado pela diminuição no teor dos elementos constituintes de minerais máficos como CaO , Fe_2O_3 , TiO_2 , MnO , MgO , que poderia ser atribuído, em linhas gerais, à extração de piroxênios e óxidos de Fe-Ti.

Na trajetória dos óxidos de TiO_2 e MgO observa-se que a diminuição do teor desses elementos é muito forte até o quartzo monzodiorito, e inflete a partir daí, quando se mostra mais suave. O K_2O mostra um aumento contínuo em seu teor, variando entre 0,9 e 6,9%. Os teores de Na_2O e Al_2O_3 mantêm-se quase constantes, alcançando seu valor máximo nas amostras de quartzo monzonito e dos ocelos.

Um comportamento interessante é observado para P_2O_5 , cuja trajetória é de um aumento no teor no início e diminuição no final, indicando um ponto de saturação a aproximadamente 55% de sílica. A partir desse momento é observada em lâminas, como já descrito, que a cristalização da apatita é precoce, confirmando a saturação.

Figura 29 - Diagramas de variação para os óxidos dos elementos maiores (em %) por FRX, e ICP-OES (amostra ocelo) utilizando da sílica como índice de diferenciação.

Figura 29 cont. - Diagramas de variação para os óxidos dos elementos maiores (em %) por FRX, e ICP-OES (amostra ocelo) utilizando da sílica como índice de diferenciação.

Foram também gerados diagramas de $\#Mg$ e $\#Fe$ vs. SiO_2 (Figura 30). Para o cálculo dos índices utilizou-se o ferro total seguindo indicações de Miyashiro (1974). Observa-se que as rochas mais diferenciadas (quartzo monzonito, riolito e ocelos) são mais pobres em Mg e mais

ricas em Fe. É possível também identificar que a amostra dos ocelos não segue o *trend* principal.

Figura 30 – Diagramas de #Mg e #Fe versus SiO₂. Rochas mais diferenciadas (quartzo monzonito, riolito e ocelos) mais pobres em Mg e mais ricas em Fe. Amostra dos ocelos não segue o *trend* principal.

7.3 ELEMENTOS TRAÇOS

Os elementos traços foram analisados tanto por FRX e ICP-OES (amostra ocelo) (Tabela 11 – Anexo II) quanto por ICP-MS (Tabela 12 – Anexo II), e estão apresentados também em diagramas de variação usando SiO₂ como com índice de diferenciação.

Para elementos que apresentam concentração acima de 100 ppm, optou-se por utilizar os dados de FRX, uma vez que existe um maior número de amostras analisadas por esse método, que em muitos casos oferece resultados tão precisos quanto o ICP-MS. No caso de elementos de baixa concentração utilizaram-se sempre os resultados obtidos por ICP-MS, que é claramente o método mais preciso (*cf.* discussão no Capítulo 2.5) Para os elementos Nb e Y, de grande importância na interpretação petrogenética, constatou-se que os resultados de ambos os métodos são bastante consistentes, como mostram a Figura 31. Na amostra do ocelo, que foi analisada por ICP-OES, foram obtidos dados apenas para alguns elementos traço (Ba, La, Sr, V, Y e Zr); esses dados têm precisão semelhante aos de FRX, e foram utilizados com os mesmos critérios acima nos diferentes diagramas, exceto no caso do Zr, que claramente mostrou perda de ~10%, e foi substituído pelo valor obtido por ICP-MS.

Nb e Y apresentam padrão de comportamento semelhante, atingindo o máximo de teor de concentração no quartzo monzodiorito e diminuindo então no riolito (Figura 31).

Figura 31 – Diagramas de variação de Nb-Y com SiO₂ como índice de diferenciação. À esquerda diagramas gerados a partir dos dados de FRX e a direita por ICP-MS. Notar que os resultados obtidos por ambos os métodos são bastante semelhantes.

Entre os elementos analisados por FRX (Figura 32) apresentam comportamento incompatível o Ba, Rb e Zr, com destaque para o Ba, cujo teor aumenta com o fracionamento de 453 a 1150 ppm. Já o comportamento compatível é mostrado por Co e Cr que sofrem diminuição de teor de 42 para <3 e de 23 para <2 ppm, respectivamente.

Sr apresenta comportamento compatível a partir do diabásio, uma vez que nos intervalo basalto-diabásio mostra ligeiro aumento de 410 para 510 ppm, e só então passa a diminuir até aproximadamente 230 ppm no riolito. V é um elemento compatível cujos teores mostram variação muito grande, passando de ~420 ppm nos basaltos para <3 no riolito.

Zn revela um comportamento mais complexo, semelhante ao do Nb e Y, alcançando maiores teores nos quartzo monzodioritos, e diminuindo drasticamente no riolito.

Figura 32 - Diagramas de variação para os elementos traços (em ppm) segundo dados obtidos por FRX e ICP-OES (amostra ocelo) utilizando da sílica como índice de diferenciação.

Figura 32 cont. - Diagramas de variação para os elementos traços (em ppm) segundo dados obtidos por FRX e ICP-OES (amostra ocelo) utilizando da sílica como índice de diferenciação.

Os diagramas para elementos analisados por ICP-MS (Figura 33) mostram que Ce, La, Th e U apresentam no geral comportamento incompatível; no entanto para Ce e La existe uma leve inflexão nos riolitos; o teor nos ocelos e quartzo monzonito foge ligeiramente à tendência, pois é um pouco mais baixo que nos riolitos. Nd acompanha o comportamento dos ETR leves (La e Ce), com comportamento incompatível até o quartzo monzodiorito, onde atinge o seu máximo, e diminuindo então de ~85 ppm para ~57 ppm no riolito Th tem comportamento típico de elemento incompatível ao longo de todo o intervalo de SiO₂, mas um valor excepcionalmente elevado (15 ppm), confirmado por rechecagem da análise, foi obtido para o basalto do contato marginal.

Figura 33 - Diagramas de variação para os elementos traços (em ppm) segundo dados obtidos por ICP-MS e ICP-OES (amostra ocelo) utilizando da sílica como índice de diferenciação.

Figura 33 cont. - Diagramas de variação para os elementos traços (em ppm) segundo dados obtidos por ICP-MS e ICP-OES (amostra ocelo) utilizando da sílica como índice de diferenciação.

7.4 ELEMENTOS TERRAS RARAS

Os elementos terras raras, analisados por ICP-MS (Tabela 12 – Anexo II) foram normalizados pelo Condrito C1 (McDonough & Sun, 1995).

Os padrões de elementos terras raras mostram enriquecimento em ETR leves ($La_N/Yb_N \sim 12$), e revelam comportamento incompatível ao longo de toda a evolução composicional até o quartzo monzodiorito (Figura 34). É possível observar uma leve anomalia negativa de Eu no quartzo monzodiorito, indicando maior fracionamento de plagioclásio, a partir do monzodiorito.

O basalto da margem resfriada lateral do sill apresenta um padrão um pouco diferente do comportamento dos basaltos de topo, o que pode ser melhor observado na Figura 35. Observamos que a razão $La_N/Yb_N \sim 9$ é menor que a do basalto de topo e também das demais rochas. Também é possível reconhecer um padrão de ETR menos fracionado que as demais rochas, com enriquecimento nos elementos terras raras pesados e também uma anomalia negativa de Eu. Tais características indicam que o basalto da lateral aparentemente tem composição ligeiramente diferente do basalto do topo.

Figura 34 – Diagrama de Elementos Terras Raras, normalizado pelo C1 Condrito (McDonough & Sun, 1995), indicando comportamento incompatível ao longo da evolução composicional até o quartzo monzodiorito.

Figura 35 – Diagrama de Elementos Terras Raras, normalizado pelo C1 Condrito (McDonough & Sun, 1995), indicando diferenças de comportamento entre o basalto de topo e basalto lateral.

Os padrões de elementos terras-raras das rochas mais diferenciadas (quartzo monzonito, riolito e os ocelos) mostram alterações a partir do quartzo monzodiorito (Figura 36). Ocorre empobrecimento, principalmente no que diz respeito aos elementos terras raras médios, que parece refletir principalmente o fracionamento de piroxênio. É interessante notar que o padrão dos ETR no quartzo monzonito e nos ocelos é idêntico.

Uma anomalia negativa de Eu se desenvolve nos termos mais diferenciados, já a partir do quartzo monzodiorito, como citado anteriormente. Tal anomalia é ainda mais pronunciada no riolito, em particular a amostra LTATU05B, refletindo um fracionamento importante de plagioclásio na evolução a partir do quartzo monzodiorito.

Figura 36 – Diagrama de Elementos Terras Raras, normalizado pelo C1 Condrito (McDonough & Sun, 1995), indicando padrão de compatibilidade nas rochas mais diferenciadas (quartzo monzonito, riolito, ocelos), com anomalia de Eu mais pronunciada no riolito.

7.5 DIAGRAMAS MULTI-ELEMENTARES NORMALIZADOS

Diagramas multi-elementares foram elaborados para as rochas do sill e normalizados para o manto primitivo (Sun & McDonough, 1989).

Como já observado anteriormente, Sr apresenta comportamento compatível já desde o diabásio (Figura 37), refletindo o fracionamento de plagioclásio nas rochas mais diferenciadas. Ti é outro elemento que apresenta comportamento compatível até o final da tendência evolutiva. K, Rb, Th, U, Pb, Zr e Hf apresentam comportamento incompatível ao longo de toda a tendência evolutiva.

Ba, Nb, P e Y apresentam comportamento semelhantes ao dos elementos terras raras, incompatível até o quartzo monzodiorito e depois compatível. No caso de Ta e P o comportamento passa a ser compatível já a partir do monzodiorito.

Figura 37 – Diagrama multi-elementar, normalizado segundo o Manto Primitivo (Sun & McDonough, 1989).

A comparação entre os padrões de elementos incompatíveis dos basaltos (Figura 38) de topo e lateral observa-se que, assim como para os padrões de ETR, ocorrem também algumas diferenças entre eles para outros elementos. Uma delas é o teor exagerado de Th no basalto da lateral, já referido anteriormente. Outros elementos que apresentam diferenças significativas são K e Nb, mais abundantes no basalto do topo.

As rochas mais diferenciadas (Figura 39) (quartzo monzonito, riolito e os ocelos) passam a apresentar comportamento incompatível para diversos elementos, entre eles os ETR, além de Ba, Nb, Ta, Sr, P e Ti, a partir do quartzo monzodiorito. P e Ti, além de Eu, apresentam anomalias negativas bastante pronunciadas nos padrões de elementos incompatíveis dessas rochas.

A Figura 39 revela uma vez mais que a composição do quartzo monzonito e dos ocelos é muito semelhante; a única diferença mais notável é o Cs, o que, por se tratar de elemento bastante móvel, pode refletir processos de contaminação.

Figura 38 – Diagrama Multi-elementar, normalizado segundo o Manto Primitivo (Sun & McDonough, 1989), indicando diferenças de comportamento entre o basalto de topo e basalto lateral.

Figura 39 – Diagrama de elementos normalizado segundo o Manto Primitivo (Sun & McDonough, 1989), indicando padrão de incompatibilidade nas rochas mais diferenciadas (quartzo monzonito, riolito, ocelos), para os elementos ETR além do Ba, Nb, Ta, Sr, P e Ti, os dois últimos com anomalia negativa pronunciada.

8 PROCESSOS DE DIFERENCIAÇÃO MAGMÁTICA

A identificação dos processos de diferenciação magmática responsáveis pela diversidade litológica observada no Sill de Limeira requer uma avaliação inicial da possibilidade de ocorrência de processos de sistema aberto (contaminação ou injeção de diversos pulsos de magma).

8.1 PROCESSOS EM SISTEMA ABERTO: EVIDÊNCIAS DE CONTAMINAÇÃO E RECARGA DA CÂMARA MAGMÁTICA

Sills de composição básica são em geral considerados corpos magmáticos simples, e são usados com frequência para avaliar processos de evolução magmática em sistema fechado. No entanto, tem sido demonstrado que esta hipótese pode em alguns casos não ser verdadeira, em vista da ocorrência de processos de contaminação ou recarga da câmara magmática.

Os isótopos radiogênicos constituem uma ferramenta importante para a identificação de processos de contaminação ou recarga em câmaras magmáticas.

Existem na literatura dados isotópicos de Sr e Nd para o sill de Limeira (Oliveira & Dantas, 2008). Os dados isotópicos de Sr mostram que os diferentes litotipos presentes no sill apresentam comportamento similar entre si, com pouca variação na razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} (0.7057-0.7062); uma exceção, no entanto é a amostra borda resfriada (ver abaixo).

As razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} observadas são interpretadas por Oliveira & Dantas (2008) como indicativas de origem mantélica, com baixa ou nenhuma assimilação crustal e também de relação co-magmática para as diferentes rochas do sill.

O comportamento dos isótopos de Nd também mostra valores muito similares, consistentes com sistema fechado, e os valores ligeiramente negativos (-4,99 a -5,27) obtidos foram interpretados pelos autores também como indicativos de uma relação co-magmática entre as rochas e indicam que os riolitos não possuem uma origem associada as rochas encaixantes.

Os resultados de Sr e Nd das rochas encaixantes (arenitos e siltitos) são típicos de rochas crustais, distinguindo-se muito das rochas do sill, mostrando que não há relação genética aparente entre elas, talvez apenas uma contaminação restrita à borda resfriada. Tal comportamento valida a hipótese de que a evolução magmática do sill ocorreu em ambiente fechado, sem a refusão das encaixantes para a geração dos riolitos.

A razão inicial de Sr da amostra de borda resfriada (0.7073) é significativamente maior que do restante do corpo (Oliveira & Dantas, 2008), o que pode indicar uma contaminação restrita às bordas, feição observada em outras ocorrências (Hoover, 1989). Tal contaminação pode também ser a responsável pelos aumentos exagerados de Rb, K e Cs observados nos

resultados de química de tocha total (Tabela 10 – Anexo II) para as amostras de basalto de topo analisadas no presente estudo.

Um outro processo que poderia ocorrer em sistema aberto seria a injeção de vários pulsos de magma. Tal hipótese não pode ser de todo excluída, no entanto não existem evidências de ordem geológica, petrográfica ou geoquímica para corroborar a hipótese. Desta forma parte-se então para o exame da hipótese mais simples, a de um sistema fechado.

8.2 CRISTALIZAÇÃO FRACIONADA

8.2.1 Considerações gerais

Considerando o sistema fechado passamos então a avaliar os processos de diferenciação que possam ter ocorrido no local. O mecanismo mais importante e comumente observado em corpos intrusivos máficos é a cristalização fracionada. Segundo Bowen (1928) pode ocorrer de três maneiras: assentamento de cristais (“*crystal settling*”), filtragem por pressão (“*filter pressing*”), onde há a extração de líquidos de tramas cristalinas, e por zoneamento de cristais *in situ*.

Uma consequência da cristalização fracionada é a geração de rochas cumuláticas (Wager *et al.*, 1960), geradas através do assentamento de cristais em câmaras magmáticas. No entanto, no sill de Limeira essas rochas não foram encontradas, ao menos não na área exposta pelas pedreiras hoje, o que pode significar que esses se encontram em regiões mais profundas.

A variação geoquímica obtida neste trabalho para os minerais e rochas indicam que existe um *trend* de diferenciação contínuo entre o basalto e o quartzo monzodiorito.

O plagioclásio, por exemplo, varia desde labradorita, no basalto e diabásio, a oligoclásio, no quartzo monzodiorito. Os piroxênios sofrem aumento quase que contínuo no teor de ferro. O comportamento observado na química de rochas, onde óxidos como TiO₂, Fe₂O₃, MnO, MgO, e elementos como Sr e Co mostram tendência contínua de diminuição ao longo de todo esse intervalo composicional indicam variações consistentes com o fracionamento de plagioclásio, piroxênios e óxido de Fe-Ti. O padrão de elementos terras raras similar é também bom indicativo de que o processo de cristalização fracionada pode explicar adequadamente as variações composicionais, até o quartzo monzodiorito.

8.2.2 Modelamento geoquímico

Para validar se o modelo de cristalização fracionada pode explicar quantitativamente a variação geoquímica observada no Sill de Limeira foram feitos cálculos de balanço de massa de elementos maiores, com o auxílio do *software* Petrograph 1.0.5, segundo o método de Stormer & Nicholls (1978). A partir dos resultados obtidos nesse balanço, foi também feita uma

avaliação do comportamento dos elementos traços, segundo a lei de fracionamento de Rayleigh (e.g., Hanson, 1978).

A escolha do líquido inicial

Para iniciar a modelagem foi necessário estabelecer a composição de um líquido inicial, primitivo, a partir do qual as demais rochas do sill foram geradas.

Hoje esse líquido mais primitivo é representado pelos basaltos das bordas resfriadas, topo e lateral. Para avaliar qual das amostras de basaltos seria a mais adequada selecionou-se um de cada borda para a modelagem.

Entre os basaltos de topo existe uma heterogeneidade composicional que dificultou um pouco a escolha de uma amostra representativa. Algumas amostras apresentam valores muito mais elevados, aparentemente exagerados, de Rb, K e Cs, indicando uma possível contaminação. A amostra LCAV01A não apresenta tais resultados, mas ela não possui resultados analíticos de elementos traços por ICP-MS, cujos resultados são utilizados para a modelagem de elementos traços.

Assim optou-se por modelar um basalto (LTATU 08A) com resultados de ICP-MS, mesmo apresentando leves sinais de contaminação.

Para as amostras de basalto da lateral do sill existe apenas uma com análise de ICP-MS, a amostra LTATU01A, sendo essa então a escolhida para a modelagem; observa-se neste caso que o teor de Th, confirmado analiticamente, é anômalo, de modo que se optou então por não modelar esse elemento.

Composição dos minerais

Para o cálculo do fracionamento foram utilizadas composições químicas médias das fases minerais precoces e cristalinas observadas em petrografia como a augita, plagioclásio, illmenita, magnetita e em alguns casos apatita (Tabela 13). Para os valores da illmenita, magnetita e apatita foram utilizadas composições médias de rochas semelhantes obtidas na literatura (Deer *et al.* 1992).

Para o cálculo do fracionamento entre o basalto e o monzodiorito os valores médios da composição dos minerais fracionados são referentes ao diabásio, e entre o monzodiorito e quartzo monzodiorito esses valores médios são referentes ao monzodiorito.

	Augita (IGN4.2.Z)	Augita (APOF.)	Pigeonita (APOF.)	Plagioclásio (IGN4.2.Z)	Plagioclásio (IGN75I)	Apatita (literatura)	Illmenita (literatura)	Magnetita (literatura)
SiO ₂	50.76	50.91	51.44	55.51	56.97	0.00	0.14	0.27
TiO ₂	1.25	0.84	0.55	0.13	0.13	0.00	49.89	0.00
Al ₂ O ₃	2.66	1.32	0.69	27.23	26.75	0.00	0.02	0.21
FeO _{tot}	12.43	17.79	25.35	0.60	0.65	0.00	46.65	99.63
MnO	0.37	0.46	0.73	0.04	0.00	0.00	0.41	0.00
MgO	13.87	13.16	16.06	0.12	0.10	0.00	2.27	0.00
CaO	19.32	15.79	5.40	10.10	9.26	55.07	0.34	0.00
Na ₂ O	0.24	0.18	0.07	5.24	5.73	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.41	0.52	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	45.00	0.00	0.00

Tabela 13 – Composições dos minerais utilizadas no cálculo do balanço de massa. Composições da apatita, illmenita e magnetita extraídas de Deer *et al.* 1992.

Modelamento de elementos maiores

O balanço de massas, para os elementos maiores, considera o melhor ajuste do erro estatístico calculado é quando a somatória dos quadrados dos resíduos ($\sum r^2$) é próxima a zero.

O cálculo do balanço de massa para os elementos maiores foi realizado em quatro etapas:

- 1 – Entre os magmas mais primitivos, bordas resfriadas (topo e lateral), e as rochas do núcleo, monzodiorito;
- 2 – Entre o monzodiorito e o quartzo monzodiorito;
- 3 – Entre a borda resfriada e o quartzo monzodiorito, caso os resultados das modelagens anteriores sejam indicativos de cristalização fracionada;
- 4 – Entre o quartzo monzodiorito e o riolito.

Os resultados obtidos pelos cálculos de balanço de massa estão apresentados no *Anexo III* e indicam que a variação geoquímica observada entre o basalto e o monzodiorito pode ser produto da cristalização fracionada, sendo o melhor cálculo gerado a partir do fracionamento do basalto da lateral ($\sum r^2 = 0,06$), com aproximadamente 64,5% de cristalização; a proporção estimada da associação mineral fracionada é 25% augita, 16% pigeonita, 45% plagioclásio, 8% illmenita e 5% magnetita.

O fracionamento a partir do monzodiorito para o quartzo monzodiorito também apresenta um resultado excelente, com resíduo ($\sum r^2 = 0,0015$), e cristalização de aproximadamente 21%; a proporção estimada da associação mineral fracionada é 21% augita, 17% pigeonita, 41% plagioclásio, 10% illmenita, 6% magnetita e 5% apatita.

Uma vez que os resultados apresentados foram satisfatórios e indicaram que a cristalização fracionada é consistente como mecanismo de diferenciação atuante entre essas rochas, foi desenvolvido o cálculo do balanço de massas em uma etapa, do basalto da lateral, no qual os resultados da modelagem se mostraram melhores, até o quartzo monzodiorito. Os

resultados obtidos para esse cálculo indicam uma soma dos quadrados dos resíduos excelente (0,086) para uma cristalização de aproximadamente 80% de um cumulado com 28% augita, 12% pigeonita, 46,5% plagioclásio, 8% illmenita, 4,5% magnetita e 1% apatita.

A última etapa da modelagem é o cálculo do balanço de massa para a geração do riolito a partir do quartzo monzodiorito, o qual foi realizado para duas amostras de riolito. O resíduo obtido para a amostra IGN75G1 é ótimo ($\Sigma r^2 = 0,15$), e nesse caso, a cristalização fracionada funciona bem com o fracionamento de aproximadamente 43%, sendo 25% augita, 4,5% pigeonita, 43% plagioclásio, 6,5% illmenita, 18% magnetita, 3% apatita.

Já o resíduo obtido para a amostra de riolito LTATU05B é ruim ($\Sigma r^2 = 2,5$), nesse caso a cristalização fracionada não explica a geração desse modelo, indicando que mesmo entre rochas do mesmo litotipo existe uma variação. Tal variação já é observada nos diagramas de química de rocha total, onde essa amostra não segue o *trend* contínuo, sendo mais rica em CaO e K₂O.

Na realização do cálculo viu-se necessário o fracionamento de pigeonita, mesmo no fracionamento inicial, entre basalto/diabásio (onde esse mineral não foi analisado por ser raro a ausente) e monzodiorito, pois sem ela observou-se que o resíduo era insatisfatório. No cálculo entre o monzodiorito e o quartzo monzodiorito, também quando do riolito, foi adicionada ao fracionamento a apatita, uma vez que essa é uma fase precoce nessas rochas.

Modelamento de elementos traço

Posteriormente ao balanço de massa dos elementos maiores foram feitas modelagens da cristalização fracionada para os elementos traços incompatíveis.

A modelagem para os elementos traços foi realizada em duas etapas, a primeira entre o basalto lateral e o quartzo monzodiorito e a segunda entre o quartzo monzodiorito e o riolito. Em ambas os elementos incompatíveis avaliados foram Ba, Rb, Zr, La e Th, que mostram comportamento consistente em diagramas de variação.

Para o cálculo utilizou-se a lei de fracionamento de Rayleigh, segundo a equação:

$$C_L = C_0 \cdot F^{(D-1)}$$

Onde C_L é a concentração do elemento traço no líquido residual, C_0 é a concentração no líquido inicial, F é a fração líquida restante após o fracionamento e D é o coeficiente de partição global do elemento nas fases minerais fracionadas.

Para o cálculo do coeficiente de partição global dos elementos foi utilizada a seguinte equação (Hanson, 1978):

$$D = \sum_i^n X_i \cdot K_d$$

Onde X_i é a porcentagem em peso da fase mineral presente na porção fracionada, recalculada para 100, e K_d é o coeficiente de partição de cada fase mineral. Os valores de K_d utilizados foram extraídos de Rollinson (1993); na modelagem do fracionamento a partir do

basalto foram utilizados os valores compilados para líquidos basálticos e basalto andesítico, e para o fracionamento a partir do quartzo monzodiorito os valores para líquidos andesíticos (Tabela 14).

basalto - qtz monzodiorito						
Fase Mineral	X_i	Kd (líquidos basálticos)				
		Ba	Rb	Zr	La	Th
Augita	0.28	0.03	0.03	0.10	0.06	0.03
Pigeonita	0.12	0.01	0.02	0.18	0.00	0.00
Plagioclásio	0.47	0.23	0.07	0.05	0.19	0.01
Ilmenita	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Magnetita	0.04	0.00	0.00	0.10	1.50	0.00
D		0.12	0.04	0.08	0.17	0.01
qtz monzodiorito - riolito						
Fase Mineral	X_i	Kd (líquidos andesíticos)				
		Ba	Rb	Zr	La	Th
Augita	0.25	0.02	0.02	0.16	0.05	0.01
Pigeonita	0.04	0.01	0.02	0.10	0.03	0.05
Plagioclásio	0.43	0.50	0.07	0.01	0.30	0.01
Ilmenita	0.07	0.00	0.00	0.00	2.00	0.00
Magnetita	0.18	0.01	0.01	0.20	0.00	0.10
D		0.22	0.04	0.09	0.27	0.03

Tabela 14 – Valores de X_i e Kd (Rollinson, 1993) utilizados no cálculo de D.

A Figura 40 representa os resultados obtidos da modelagem dos elementos traços incompatíveis para a diferenciação a partir do basalto da lateral ao quartzo monzodiorito.

No diagrama estão plotados os resultados obtidos de C_L/C_0 vs. F. Os valores de C_L são os obtidos pelo cálculo da equação de Rayleigh, utilizando-se de valores de F variando de 0 a 1, C_0 é a concentração no líquido inicial.

Estão apresentados também, pontualmente, os valores de C_L/C_0 observados vs. F calculado pela modelagem dos elementos maiores. Ao compararmos esses resultados com o cálculo dos traços, observamos que, para o valor de F calculado na modelagem dos elementos maiores (0,22), os teores dos elementos traços deveriam ser significativamente maiores para todos os elementos. O melhor ajuste para os teores dos elementos Ba, Zr e La se dá para valores de F entre 0,4 a 0,5, bem mais elevados que o obtido pelo modelamento de elementos maiores.

O comportamento distinto do Rb, que indicaria valores de F mais próximos aos obtidos por modelamento de elementos maiores (~0,3), é considerado menos consistente, pois existe uma grande variação nos teores das amostras de basalto; um maior teor inicial poderia resultar em valores de F similares aos dos outros elementos. O resultado para o Th reflete o teor anômalo da amostra utilizada como magma inicial, e não deve ser considerado.

Figura 40 – Diagrama de modelagem dos elementos traços, a partir do basalto de base até o quartzo monzodiorito, representando valores de C_L/C_0 vs. F , e também os valores para o cálculo com a utilização de F da modelagem de elementos maiores. É possível observar que para os teores iniciais o F calculado deve ser maior que o resultante da modelagem de maiores.

O diagrama apresentado na Figura 41 é o resultante da modelagem a partir do quartzo monzodiorito até o riolito.

Nesse caso fica evidente que os valores de F calculados pelos elementos maiores são semelhantes ao calculado pela modelagem dos traços, entre 0,5 e 0,7.

O La apresenta um comportamento distinto, sem enriquecimento ao longo do fracionamento, e não parece ser modelado adequadamente pelo fracionamento considerado. Possivelmente esse comportamento reflete a participação de uma fase mineral rica em elementos terras raras leves, que não foi considerada no modelamento.

Figura 41 - Diagrama de modelagem dos elementos traços, a partir do quartzo monzodiorito ao riolito, representando valores de C_L/C_0 vs. F , e também os valores para o cálculo com a utilização de F da modelagem de elementos maiores. É possível observar que para os teores iniciais o F calculado deve ser maior que o resultante da modelagem de maiores.

8.3 A ORIGEM DOS OCELOS E VEIOS: PROCESSOS ALTERNATIVOS

Os derrames da Bacia do Paraná apresentam caráter bimodal, ainda que o volume de magmas ácidos seja pequeno, menor que 3% do volume total de rochas vulcânicas (Nardy *et al.*, 2002). O hiato de SiO₂ presente entre os basaltos do tipo Pitanga e as rochas ácidas do tipo Chapecó ocorre no intervalo entre 53 e 63%, segundo Garland *et al.* (1995).

O sill de Limeira também apresenta um caráter bimodal, onde rochas ácidas (riolito) ocorrem em pequeno volume como veios em meio a rochas básicas. Existe, no entanto um contínuo de composições entre o basalto de borda (~48% SiO₂) e o quartzo monzodiorito grosso (~61% SiO₂), cobrindo, portanto quase todo o hiato observado para os derrames. O hiato entre quartzo monzodiorito e riolito ocorre no intervalo 61-69% SiO₂. Existem ainda rochas volumetricamente menos expressivas (veio e ocelos de composição quartzo monzonítica) que têm 63-64% SiO₂, tornando esse hiato menos evidente e até possivelmente não existente.

Como mostrado anteriormente, os resultados obtidos pelos cálculos de balanço de massa indicam que a variação geoquímica observada entre o basalto e o quartzo monzodiorito apresenta um resultado excelente. A origem do líquido riolítico por refusão das encaixantes é descartada por dados isotópicos (Oliveira & Dantas, 2008), enquanto o cálculo do balanço de massas mostra que a cristalização fracionada a partir do quartzo monzodiorito pode gerar um riolito com a composição da amostra IGN75G1.

Assim, pode-se concluir que a cristalização fracionada é matematicamente possível como mecanismo de diferenciação atuante no sill para a geração de todas as rochas. No entanto, devem ser avaliados outros mecanismos, já que existem no sill feições peculiares que potencialmente refletem outros mecanismos de diferenciação, como os ocelos, estruturas que poderiam ser sugestivas de processos de imiscibilidade líquida.

8.3.1 Imiscibilidade líquida

O processo de imiscibilidade líquida, segundo Philpotts (1982) é um fenômeno mais comum do que normalmente admitido, e ocorre com frequência em rochas formadas a partir de magmas toleíticos. Pode ocorrer em estágios tardios do fracionamento de magmas toleíticos, quando passam a ocorrer dois magmas de composições diferentes e imiscíveis entre si, um rico em Fe e outro rico em Si (Philpotts, 1982).

Esse processo pode ser responsável por hiatos composicionais, como em Skaergaard, onde existem “pods” pegmatíticos ricos em sílica e feições subordinadas complementares e associadas de enriquecimento em Fe (Jakobsen *et al.* 2005; McBirney & Naslund, 1990).

Em Limeira, o processo de imiscibilidade líquida poderia explicar a ocorrência de ocelos, ou mesmo a presença de granófiros intersticiais que aparentemente possuem relação de corrosão com as bordas dos cristais de plagioclásio (*cf.* exemplos de situações similares em

Kontak *et al.*, 2002). Para avaliar esta possibilidade, as composições químicas das rochas foram plotadas em um diagrama onde está delimitado o campo de ocorrência da imiscibilidade líquida em magmas toleíticos estimado experimentalmente por Roedder (1951) e modificado por Philpotts (1982) (Figura 42).

Figura 42 – Composições químicas das rochas do sill de Limeira plotadas no diagrama com campo de imiscibilidade líquida estimado experimentalmente por Roedder (1951) e modificado por Philpotts (1982). Notar que nenhuma das rochas está no campo da imiscibilidade, descartando este processo como um mecanismo de diferenciação magmática do sill.

É possível verificar que as composições químicas das rochas do sill não se encontram dentro do campo da imiscibilidade líquida definido experimentalmente, e portanto este não parece ter sido um mecanismo de diferenciação atuante no sill. Além disto, em Limeira não foram identificadas evidências da presença de uma porção rica em Fe que seria gerada se os ocelos fossem a porção rica em sílica em um processo de imiscibilidade líquida.

8.3.2 Extração de líquidos em tramas cristalinas - “Filter Pressing”

O mecanismo de cristalização fracionada por extração de cristais parece ser eficiente em líquidos de caráter básico, mas essa eficiência declina com o aumento da viscosidade do magma à medida que aumenta o teor de SiO_2 . Com o aumento da densidade da trama cristalina e conseqüentemente da viscosidade do magma, a extração de cristais atinge um limite, e não é mais um mecanismo eficiente de diferenciação. A partir daí, o processo de cristalização fracionada só pode ocorrer se houver a extração do líquido viscoso intersticial da trama cristalina; na passagem entre os dois regimes, pode existir um hiato composicional (Eichelberger *et al.* 2006).

Atualmente o modelo de câmara magmática mais aceito é aquele derivado dos trabalhos de McBirney & Noyes (1979) e Wright & Okamura (1977), entre outros, e sumarizado por Marsh (1996). Contrariamente ao modelo clássico, onde a formação de cristais ocorre no

interior da câmara magmática, neste caso a cristalização ocorreria essencialmente a partir das margens do corpo, nas chamadas “frentes de solidificação”.

Nesse modelo, em um momento qualquer do processo de cristalização, os líquidos intersticiais presentes na frente de solidificação têm composições variadas, em função da proporção de cristalização, desde basáltica (no contato com a porção central líquida) até riolítica (próximo à porção sólida). Nesta configuração geométrica, os líquidos residuais gerados na frente de solidificação superior não podem ascender e tendem a ficar aprisionados. Já os líquidos diferenciados da frente de solidificação inferior poderiam, em situações favoráveis, migrar para cima, o que teria um papel importante no fracionamento magmático.

Modelos experimentais gerados por Tait & Jaupart (1996) e Worster (1997) sugerem que o contraste de densidade entre o magma do centro da câmara e os líquidos residuais gerados em um “*mush*” (mistura entre cristais e líquido residual) na frente de cristalização inferior pode provocar uma convecção composicional, e os líquidos residuais, de menor densidade, tendem a migrar para o topo, ao longo de estruturas do tipo “chaminés”.

Evidências da presença de líquidos residuais ricos em sílica estão presentes por toda a extensão do sill de Limeira; ocorrem próximos a borda resfriada do topo como ocelos, e também como veios riolíticos que cortam todas as rochas presentes no sill. Os contrastes estruturais entre ocelos e veios mostram claramente que eles não são contemporâneos. Os ocelos foram gerados em uma fase anterior aos veios, como indicado pela composição menos diferenciada (quartzo monzonito), e pela sua própria geometria, que indica formação em um meio mais plástico em relação aos veios, que implicam em um meio suficientemente “rígido”.

Considerando que a cristalização ocorre a partir das bordas do corpo (Marsh, 1996), os líquidos residuais gerados na frente de solidificação inferior tendem a migrar para cima e conseqüentemente poderiam encontrar a frente de cristalização superior, permeando os interstícios da trama cristalina e assim se segregar, gerando os ocelos que se encontram próximos ao topo do sill.

Os líquidos residuais gerados na frente de solidificação superior possuem potencial de migração restrito, uma vez que se localizam abaixo de material já solidificado. É menos provável, portanto que os ocelos tenham se gerado por migração de material intersticial gerado nessa frente, a menos que esses líquidos pudessem permear os interstícios da trama cristalina ao seu redor, por serem extraídos por algum tipo de pressão durante a cristalização.

O processo de expulsão de líquidos diferenciados gerados nas frentes de solidificações pode ser responsável, em estágio posterior à geração de ocelos, também pela origem dos veios riolíticos. No caso os líquidos residuais expulsos encontram um meio já solidificado para penetrar.

Os líquidos diferenciados são ricos em SiO_2 e voláteis, principalmente H_2O , características que favorecem a sua ascensão. No sill de Limeira observa-se um processo

hidrotermal vinculado aos líquidos diferenciados (veios e ocelos), onde muitas vezes não há uma separação clara dos processos.

A camada de amígdalas preenchidas por minerais de origem hidrotermal se encontra diretamente acima dos ocelos, o que pode indicar a migração dos voláteis a partir destes, ou seja, o líquido hidrotermal, menos denso, continua a ascender se separando dos ocelos.

Algumas feições observadas no sill de Limeira sugerem desequilíbrio químico entre cristais precoces e líquidos residuais. Quando presentes, os cristais de pigeonita mostram sinais de corrosão e são manteados por augita, e os cristais de plagioclásio mostram variações abruptas entre o núcleo e bordas, que são freqüentemente de composições sódicas-alcálinas e estão sempre associados com granófiros intersticiais, indicando que há uma relação entre ambos. Existem também no sill de Limeira indícios de que pode ter ocorrido um aumento no teor de ferro em algumas rochas nas quais, após a cristalização dos piroxênios ocorreu a substituição parcial deles por titano-magnetita e illmenita, minerais ricos em Fe e Ti, além de ocorrer alteração dos mesmos também para anfíbólios ricos em ferro.

Todas essas feições de reação são abundantes e ocorrem principalmente em rochas de composição “anômala” no contexto da PMP, sendo essas o monzodiorito e o quartzo monzodiorito (53-63% SiO₂). Uma possibilidade é que tais reações poderiam ser locais e “estacionárias” (em sistema fechado), geradas como reflexo de um desequilíbrio químico entre o líquido residual da matriz e os cristais.

Algumas feições peculiares do sill sugerem que talvez a matriz não tenha se mantido “estacionária” e se moveu, gerando feições semelhantes a segregação ou aglomeração de porções ricas em composição quartzo-feldspática, e outras em que há predomínio de minerais máficos. Outra possibilidade é a de que essas reações tenham sido geradas através da interação de líquidos residuais com a trama cristalina. Esses líquidos poderiam penetrar em *mushes* ao seu redor e reagir com os cristais, causando os sinais de corrosão. Os ocelos são evidências de que líquidos residuais migraram pela câmara, assim como os veios riolíticos; uma interpretação alternativa para a presença de rochas de caráter intermediário (e.g., quartzo monzodiorito) no sill poderia, portanto ser a interação entre líquidos residuais mais ácidos com o magma da câmara, corroborando a idéia da migração de líquidos e interação deles com a trama cristalina.

9 SÍNTESE E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Sill de Limeira possui variação composicional ampla e aparentemente contínua, no intervalo entre o basalto das bordas de resfriamento até o quartzo monzodiorito na parte mais central exposta até agora nas pedreiras onde é explorado.

Abaixo da borda basáltica do topo encontra-se uma camada bastante rica em amígdalas, preenchidas por minerais de origem hidrotermal, seguida pela ocorrência de ocelos de composição quartzo monzonítica, existindo uma faixa de superposição dessas duas “zonas”. Por toda extensão do sill ocorrem veios riolíticos (em menor proporção, quartzo monzoníticos), de direção preferencial perpendicular às bordas de resfriamento.

Microscopicamente as rochas são compostas essencialmente por plagioclásio, clinopiroxênios e/ou anfibólios, quartzo e feldspato alcalino (nos termos mais diferenciados), além de minerais opacos como Ti-magnetita e illmenita. Subordinadamente ocorrem apatita, filossilicatos, zircão, badeleíta, esfalerita, pirita e allanita, além de minerais de alteração hidrotermal (zeólitas, calcita apofilita).

O principal clinopiroxênio identificado é a augita, de composição $Fs \sim 20$, nas rochas mais primitivas (basalto e diabásio), que mostra enriquecimento em Fe nas rochas mais diferenciadas (quartzo monzodiorito até riolito), alcançando composições em torno de $Fs40$.

No monzodiorito e (em menor quantidade) no quartzo monzodiorito ocorrem cristais com núcleo de pigeonita corroídos e com bordas de augita. A coexistência desses piroxênios, quando encontrados como pares em equilíbrio, permite estipular uma isoterma entre $T \sim 1100^\circ C$ e $T \sim 1000^\circ C$ (Lindsley, 1983) para sua cristalização.

Em veios e ocelos de composição quartzo monzonítica o principal mineral máfico presente não é o piroxênio, mas anfibólio, cuja composição química corresponde aos campos da ferro-hornblenda e ferro-edenita na classificação de Leake *et al.* (1997).

O plagioclásio mais abundante em todas as rochas, com exceção do riolito e quartzo monzonito, é a andesina An_{50-30} ; as principais variações são a presença de labradorita no basalto e diabásio e de andesina sódica e oligoclásio no monzodiorito. O riolito e quartzo monzonito possuem plagioclásio de composição albítica que coexiste com feldspato potássico.

No monzodiorito e quartzo monzodiorito há variação composicional entre o núcleo e borda do plagioclásio em um mesmo cristal, seguida de um súbito aparecimento de sobrecrecimento de albita ou feldspato potássico nas bordas. Feldspatos alcalinos ocorrem em intercrecimentos com quartzo em textura granofírica, intersticialmente nas rochas.

A química de rocha total revela um “*trend*” de diferenciação contínuo de composições entre o basalto de borda ($\sim 48\% SiO_2$) e o quartzo monzodiorito grosso ($\sim 61\% SiO_2$); um hiato entre quartzo monzodiorito e riolito é identificado no intervalo 61-69% SiO_2 , no entanto, o quartzo

monzonito, existente na forma de veios e ocelos, apresenta 63-64% SiO₂, tornando esse hiato menos evidente e até possivelmente não existente.

Óxidos constituintes de minerais máficos apresentam tendência contínua de queda no teor, devido à extração de piroxênios e óxidos de Fe-Ti. O K₂O mostra um aumento contínuo em seu teor e os teores de Na₂O e Al₂O₃ mantêm-se quase constantes, alcançando seu valor máximo nas amostras de quartzo monzonito e dos ocelos. Entre os elementos traços de comportamento incompatível estão Ba, Rb e Zr. Comportamento compatível é mostrado por Co, Cr e Sr, esse último a partir dos diabásios, refletindo o fracionamento de plagioclásio.

Os padrões de elementos terras raras mostram enriquecimento em ETR leves (La_N/Yb_N~12), e revelam comportamento incompatível ao longo de toda a evolução composicional até o quartzo monzodiorito. Nas rochas mais diferenciadas (quartzo monzonito, ocelos e riolito) os ETR possuem comportamento compatível a partir do quartzo monzodiorito e empobrecimento, principalmente no que diz respeito aos elementos terras raras médios.

A diferenciação do sill de Limeira parece ter ocorrido principalmente através da cristalização fracionada, que fornece resultados consistentes em balanços de massa, tanto nos estágios iniciais (quando seria dominada por extração de cristais?), como na geração dos líquidos residuais diferenciados (quartzo monzonito e riolito), por “filter pressing”.

O mecanismo de imiscibilidade líquida também foi avaliado e observou-se que nenhuma das rochas presentes no sill se encontra no campo de imiscibilidade líquida estimado experimentalmente por Roedder (1951) em magmas toleíticos, indicando que esse mecanismo não atuou na diferenciação do sill.

Considerando que a cristalização ocorre a partir das bordas do corpo (Marsh, 1996), com líquidos residuais sendo gerados nas frentes de solidificação, os ocelos são possivelmente originados pela migração desses líquidos, principalmente da frente de solidificação inferior, até o encontro da frente de cristalização superior, permeando os interstícios da trama cristalina.

O processo de expulsão de líquidos diferenciados gerados nas frentes de solidificação pode ser responsável, em estágio posterior à geração de ocelos, também pela origem dos veios riolíticos. Neste caso, os líquidos residuais expulsos teriam encontrado um meio já solidificado para penetrar. Tais líquidos residuais podem também ter interagido com tramas cristalinas e gerado feições de desequilíbrio químico, como corrosão de núcleos de cristais.

O caráter intermediário de um volume importante das rochas que compõem o sill (monzodiorito e quartzo monzodiorito) se destaca na comparação com outras ocorrências da Província Magmática Paraná, indicando talvez uma maior eficiência na segregação de líquidos residuais (em boa parte provenientes da frente de solidificação inferior?) e sua assimilação pelo líquido presente no núcleo da câmara magmática.

A contraparte cumulática, requerida pelo modelo de cristalização fracionada, não se encontra exposta nas atuais cavas exploradas pelas pedreiras. Provavelmente esses

cumulatos encontram-se em maior profundidade, sendo necessária a realização de estudos geofísicos e/ou sondagens para coleta de amostras dessas rochas, para melhor entender a geometria do corpo e sua evolução.

10 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M. (1986). Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* **16**(4): 325-349.
- Alves, F. R.; V. A. Janasi; Ruberti, E.; Rojas, G.E. (2002). *Processos de fracionamento magmático "in situ" em sill de diabásio na região de Campinas-Jaguariúna (SP)*. Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa (PB), Anais... João Pessoa: Sociedade Brasileira de Geologia.
- Armbruster, T. & Gunter, M. E. (2001). Crystal structures of natural zeolites. Natural Zeolites: occurrence, properties, applications. in: D. L. Bish, D. W. Ming (eds.), *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Mineralogical Society of America.45: 1-68.
- Bellieni, G.; Brotzu, P.; Comin-Chiaramonti, P.; Ernesto, M.; Melfi, A.J.; Pacca, I.G.; Piccirillo, E.M. (1984). Flood basalt for Rhyolite Suites in Southern Paraná Plateau (Brazil): paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology* **25**(3): 579-618.
- Bellieni, G.; Comin-Chiaramonti, P.; Marques, L.S.; Melfi, A.J.; Nardy, A.J.R.; Papatrechas, C.; Piccirillo, E.M.; Roisenberg, A.; Stolfa, D. (1986). Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná Plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. *Journal of Petrology* **27**(4): 915-944.
- Bowen, N. L. (1928). *The evolution of igneous rocks*. New Jersey, Princeton University Press, New York, Dover.
- Brown, G. M. (1957). Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard Intrusion, east Greenland. *Mineralogical Magazine* **31**: 511-543.
- Brown, G. M. & Vincent, A. E. (1963). Pyroxenes from later stages of fractionation of the Skaergaard Intrusion, east Greenland. *Journal of Petrology* **4**: 175-197.
- Carvalho, S.G.; Nardy, A.J.R.; Oliveira de, M.A.F.; Soares, P.C.; Zanardo, A.; Antônio, M.C. (1988). *Aspectos geológicos e litoquímicos dos sills Borda de Mata e Limeira Cosmópolis (SP): Resultados preliminares*. Congresso Brasileiro de Geologia, Belém (PA), Anais... Belém: Sociedade Brasileira de Geologia v.3.

- Chipera, S. J. & Apps, J. A. (2001). Geochemical stability of natural zeolites. *Natural Zeolites: occurrence, properties, applications*. in: D. L. Bish, D. W. Ming (eds.), Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Mineralogical Society of America. **45**: 117-162.
- Comin-Chiaramonti, P.; Belliene, G.; Piccirillo, E.M.; Melfi, A.J. (1988). Classification and petrography of continental stratoid volcanics and related intrusives from the Paraná Basin (Brasil). *The mesozoic flood volcanism of the Parana Basin: petrogenetic and geophysical aspects*. E. M. Piccirillo, Melfi, A.J. (eds). São Paulo, USP- IAG: 47-72.
- Comin-Chiaramonti, P.; Cundari, A.; Piccirillo, E.M.; Gomes, C.B.; Castorina, F.; Censi, P.; de Mim, A.; Marzoli, A.; Speziale, S.; Velázquez, V.F. (1997). Potassic and sodic igneous rocks from Eastern Paraguay: their origin from the lithospheric mantle and genetic relations with associated Paraná flood tholeiites. *Journal of Petrology* **38**(4): 495-528.
- Cordani, U. G.; Brito-Neves, B.B.; Fuck, R.A.; Porto, R.; Thomaz Filho, A.; da Cunha, F.M.B. (1984). Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Série Ciência-Técnica-Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo*. Rio de Janeiro, Petrobrás. **15**: 70 p.
- Cox, K.J.; Bell, J.D.; Pankhurst, R.J. (1979). *The interpretation of igneous rocks*. London.
- Deer, W. A.; Howie, R. A.; Zussman, J. (1992). *An introduction to the rock forming minerals*. 2nd Ed. Harlow, Longman Scientific & Technical.
- Droop, G. T. R. (1987). A general equation for estimating Fe³⁺ in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* **51**: 431-437.
- Eichelberger, J.C.; Izbekov, P.E.; Browne, B.L. (2006). Bulk chemical trends at arc volcanoes are not liquid lines of descent. *Lithos* **87**: 135-154.
- Ernesto, M.; Raposo, M.I.; Marques, L.S.; Renne, P.R.; Diogo, L.A.; de Mim, A. (1999). Paleomagnetism, geochemistry and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the North-eastern Paraná Magmatic Province: tectonic implications. *Journal of Geodynamics* **28**: 321-340.
- Ernesto, M.; Marques, L.S.; Piccirillo, E.M.; Molina, E.C.; Ussami, N.; Comin-Chiaramonti, P.; Belliene, G. (2002). Paraná Magmatic Province-Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **118**: 15-36.

- Ewart, A.; Milner, S.C.; Armstrong, R.A.; Duncan, A.R. (1998). Etendeka Volcanism of the Goboboseb Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part I: Geochemical evidence of Early Cretaceous Tristan Plume melts and the role of crustal contamination in the Paraná-Etendeka CFB. *Journal of Petrology* **39**(2): 191-225.
- Faria, C. A. (2005). Evolução petrológica de um sill de diabásio na região de Limeira (SP): petrografia e geoquímica, Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo. *Monografia de Trabalho de Formatura*: 47 pp.
- Faria, C. A. & Janasi, V. A. (2006). *Evolução magmática de um sill de diabásio na região de Limeira (SP): petrografia e geoquímica*. XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju, SE, Anais.
- Faria, C. A. & Janasi, V. A. (2007). *Geoquímica de rochas e evolução magmática de um sill de diabásio na região de Limeira (SP)*. XI Congresso Brasileiro de Geoquímica, Atibaia, SP, Anais (CD-ROM).
- Frost, B.R.; Barnes, C.G.; Collins, W.J.; Arculus, R.J.; Ellis, D.J.; Frost, C.D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* **42**(11): 2033-2048.
- Fúlfaro, V.J.; Saad, A.R.; Santos, M.V.; Vianna, R.B. (1982). Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* **12**(4): 233-256.
- Garland, F.; Hawkesworth, C.J.; Mantovani, M.S.M. (1995). Description and petrogenesis of the Paraná rhyolites, southern Brazil. *Journal of Petrology* **36**(5): 1193-1227.
- Gibson, S.A.; Thompson, R.N.; Leonardos, O.H.; Dickin, A.P.; Mitchell, J.G. (1999). The limited extent of plume-lithosphere interactions during continental flood-basalt genesis: geochemical evidence from Cretaceous magmatism in southern Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **137**: 147-169.
- Gomes, C. B. & Berenholc, M. (1980). Some geochemical features of the Toninhas Dike, Ubatuba, State of São Paulo, Brazil. *An. Acad. Brasil. Ciênc.* **52**(2): 339-346.
- Govindaraju, K. (1989). Compilation of working values and sample description on 272 geostandards. *Geostandards Newsletter, Special Issue* (**13**): 1-113.

- Hachiro, J. (1991). Litotipos, associações faciológicas e sistemas deposicionais da Formação Iratí no Estado de São Paulo. São Paulo, Instituto de Geociências – USP. Dissertação de Mestrado: 175 pp.
- Haggerty, S. E. & Mariano, A. N. (1983). Strontian-loparite and strontiochevkinite: two new minerals in rheomorphic fenites from the Paraná Basin carbonatites, South America. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **84**: 365-381.
- Hanson, G.N. (1978). The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic compositions. *Earth and Planetary Science Letters*, **38**: 26-43.
- Hoover, J. D. (1989). The chilled marginal gabbro and other contact rocks of the Skaergaard Intrusion. *Journal of Petrology* **30**(2): 441-476.
- IPT. (1981). Mapa Geológico do Estado de São Paulo escala 1:500000. Instituto de Pesquisas Tecnológicas, Publicação IPT nº 1184.
- Jakobsen, J.K.; Veksler, I.V.; Tegner, C.; Brooks, C.K. (2005). Immiscible iron- and silica-rich melts in basalt petrogenesis documented in the Skaergaard intrusion. *Geology* **33**(11): 885-888.
- Janasi, V.A.; Andrade, S.; Ulbrich, H.H.G.J. (1995). A correção do drift instrumental em ICP-AES com espectrômetro sequencial e a análise de elementos maiores, menores e traços em rochas. *Boletim IG-USP, Série Científica* **26**: 45-58.
- Janasi, V.A.; Montanheiro, T.J.; Dantas, F.A.; Reis, P.M.; Freitas, V.A.; Yamamoto, J.K. (2005). *Aspectos Geológicos, petrográficos e químicos do vulcanismo ácido da Bacia do Paraná na região de Piraju-Ourinhos (SP)*. III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Cabo Frio, RJ, Anais.
- Kirstein, L.A.; Peate, D.W.; Hawkesworth, C.J.; Turner, S.P.; Harris, C.; Mantovani, S. M. (2000). Early Cretaceous basaltic and rhyolitic magmatism in Southern Uruguay associated with the opening of the South Atlantic. *Journal of Petrology* **41**(9): 1413-1438.
- Kontak, D.J.; De Young, M.Y.W.; Dostal, J. (2002). Late-stage crystallization history of the Jurassic North Mountain Basalt, Nova Scotia, Canadá. Textural and chemical evidence for pervasive development of silicate-liquid immiscibility. *The Canadian Mineralogist* **40**: 1287-1311.

- Le Bas, M.J.; LeMaitre, R.W.; Streckeisen, A.; Zannettin, B. (1986). Chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* **27**: 745-750.
- Leake, B.E.; Woolley A.R.; Arps, C.E.S.; Birch, W.D.; Gilbert, M.C.; Grice, J.D.; Hawthorne, F.C.; Kato, A.; Kisch, H.J.; Krivovichev, V.G.; Linthout, K.; Laird, J.; Mandarino, J.A.; Maresch, W.V.; Nickel, E.H.; Rock, N.M.S.; Schumacher, J.C.; Smith, D.C.; Stephenson, N.C.N.; Ungaretti, L.; Whittaker, E.J.W.; Youzhi, G. (1997). Nomenclature of Amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist* **35**: 219-246.
- Lindsley, D. (1983). Pyroxene thermometry. *American Mineralogist* **68**: 477-493.
- Longhi, J. & Bertka, C. M. (1996). Graphical analysis of pigeonite-augite liquidus equilibria. *American Mineralogist* **81**: 685-695.
- Luchetti, A.C.F.; Machado, F.B.; Nardy, A.J.R.; Squisato, E.; Oliveira de, M.A.F. (2005). *Litoestratigrafia e litogeoquímica das rochas vulcânicas ácidas associadas ao vulcânismo Serra Geral*. III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Cabo Frio, RJ, Anais do III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados.
- Machado, F.B.; Nardy, A.J.R.; Melo, R.P de; Oliveira de, M.A.F.; Squisato, E. (2005a). *O vulcânismo Serra Geral na porção NE da Bacia do Paraná: aspectos petrográficos e geoquímicos*. III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Cabo Frio, RJ, Anais do III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados.
- Machado, F.B.; Nardy, A.J.R.; Melo, R.P de; Oliveira de, M.A.F.; Squisato, E. (2005b). As rochas intrusivas da Formação Serra Geral na porção leste da Bacia do Paraná no estado de São Paulo. *UNESP, Geociências* **24**(1): 5-17.
- Machado, F.B.; Nardy, A.J.R.; Oliveira de, M.A.F. (2007). Geologia e Aspectos petrológicos das rochas intrusivas e efusivas mesozóicas de parte da borda leste da Bacia do Paraná no estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências* **37**(1): 64-80.
- Mackenzie, W.S.; Donaldson, C.H.; Guilford, C. (1995). *Atlas of igneous rocks and their textures*. Longman, Harlow, 148 pp.
- Maniesi, V. & Oliveira de, M. A. F. (1997). Petrologia das soleiras de diabásio de Reserva e Salto do Itararé/PR. *Geochimica Brasiliensis* **11**(2): 153-169.

- Marques, L. S. (2001). Geoquímica dos diques toleíticos da costa sul-sudeste do Brasil: contribuição ao conhecimento da Província Magmática do Paraná. IAG - USP. Tese de Livre-Docência: 86 pp.
- Marques, L. S. & Ernesto, M. (2004). O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Mantoso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito-Neves, B.B. (orgs). São Paulo, Beca: 245-263.
- Marsh, B. D. (1996). Solidification fronts and magmatic evolutions. *Mineralogical Magazine* **60**(398): 5-40.
- McBirney, A. R. & Naslund, H. R. (1990). The differentiation of the Skaergaard Intrusion "Contributions to Mineralogy and Petrology **2**: 235-240.
- McBirney, A. R. & Noyes, R.M. (1979) Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion. *Journal of Petrology* **20**(3): 487-554.
- Mcdonough, W. F. & Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology* **120**: 223-253.
- Middlemost, E. A. K. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews* **37**: 215-224.
- Milani, E. J. (1997). Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental. Porto Alegre, Instituto de Geociências - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de Doutorado: 2 v. 255 pp.
- Milani, E. J. (2004). Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Mantoso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito-Neves, B.B. (orgs). São Paulo, Beca: 265-279.
- Miyashiro, A. (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science* **274**: 321-355.

- Monteiro, R. L. (1986). Aspectos geológicos, mineralógicos, petrológicos e geoquímicos de um corpo basáltico localizado no Município de Tanquinho, SP. *Instituto de Geociências*. São Paulo, Instituto de Geociências - USP. Dissertação de Mestrado: 158 pp.
- Mori, P.E.; Reeves, S.; Correia, C.T.; Haukka, M. (1999). Development of a fused glass disc XRF facility and comparison with the pressed powder pellet technique at Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências* **29**: 441-446.
- Morimoto, N.J.; Fabries, J.; Ferguson, A.K.; Ginzburg, I.V.; Ross, M.; Seifert, F.A.; Zussman, J.; Aoki, K.; Gottardi, G. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist* **73**: 1121-1133.
- Nardy, A.J.R.; Oliveira, M.A.F; Betancourt, R.H.S.; Verdugo, D.R.H.; Machado, F.B. (2002). Geologia e estratigrafia da Formação Serra Geral. *UNESP, Geociências* **21**(1/2): 15-32.
- Nardy, A. J. R.; Machado, F.B.; Oliveira, M.A.F.; Melo, R.P.; Vigário, H.P.; Luchetti, A.C.F. (2003). *Geologia e aspectos petrográficos preliminares das rochas intrusivas mesozóicas da borda leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo*. Simpósio de Geologia do Sudeste, São Pedro (SP), Boletim de Resumos... São Pedro: Sociedade Brasileira de Geologia.
- Navarro, M. S. (2004). A implantação de rotina, e seu refinamento, para a determinação de elementos terras raras em materiais geológicos por ICP-OES e ICP-MS. Aplicação ao caso dos granitóides de Piedade-Ibiúna (SP) e Cunhaporanga (PR). Instituto de Geociências – USP. Dissertação de Mestrado: 132 pp.
- Oliveira, E. P. & Dantas, E. (2008). *Closed-system differentiation in mesozoic high-Ti basic sill of Limeira, São Paulo State: implications for the origin of bimodal felsic-mafic volcanic rocks in the Paraná Igneous Province*. IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Foz do Iguaçu, PR, Anais.
- Oliveira, E.P.; Sato, L.; Gomes, L.C.C.; Martins, G (1998). Large scale magmatic banding in mesozoic basic sill of the Paraná Basin, Campinas, São Paulo State, Brazil. *Boletim IG-USP, Série Científica* **29**: 220 p.
- Passaglia, E. and R. A. Sheppard (2001). The crystal chemistry of zeolites. *Natural Zeolites: occurrence, properties, applications*. in: D. L. Bish, D. W. Ming (eds.), Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Mineralogical Society of America. **45**: 69-116.

- Peate, D. W. (1997). The Paraná-Etendeka Province. *Geophysical Monograph* **100**(3): 217-245.
- Peate, D.W.; Hawkesworth, J.C.; Mantovani, M.S.M. (1992). Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magmas types and their spatial distribution. *Bulletin of Vulcanology* **55**: 119-139.
- Peate, D. W.; Hawkesworth, J.C.; Mantovani, M.S.M.; Rogers, N.W.; Turner S.P. (1999). Petrogenesis and stratigraphy of the high-Ti/Y Urubici magma type in the paraná flood basalt province and implications for the nature of 'Dupal'type mantle in the South Atlantic region. *Journal of Petrology* **40**: 451-473.
- Petro, W.L.; Vogel, T.A.; Wilband, J.T. (1979). Major-element chemistry of plutonic rocksuities from compressional and extensional plate boundaries. *Chemical Geology* **26**: 217-235.
- Philpotts, A. R. (1982). Compositions of immiscible liquids in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **80**: 201-218.
- Piccirillo, E.M.; Melfi, A.J.; Comin-Chiaramonti, P.; Bellieni, G.; Ernesto, M.; Marques, L.S.; Nardy, A.J.R.; Pacca, I.G.; Roinsenber, A.; Atolfa, D. (1988). Continental flood volcanism from the Paraná basin (Brazil). *Continental flood basalts*, 1 ed.. Macdougall, J. D., Dordrecht, Kluwer Academic Publishers: 195-238.
- Raposo, M. I. B. (1987). Evolução magmática e petrológica das rochas vulcânicas ácidas mesozóicas da região de Piraju-Ourinhos (SP e PR). São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico - USP. Dissertação de Mestrado: 159 pp.
- Riccomini, C. (1992) Estilos estruturais da região do Domo de Pitanga, Bacia do Paraná, SP. *Boletim do Instituto de Geociências/USP* **12**: 93-94.
- Riccomini, C.; Sant'anna, L.G.; Coimbra, A.M. (1997). Sílica microcristalina em rochas sedimentares permianas do flanco Leste da Bacia do Paraná, Estado de São Paulo, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* **27**: 395-402.
- Roedder, E. (1951) Low temperature liquid immiscibility in the system $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2$. *American Mineralogist* **36**: 282-286.
- Sousa, M. O. L. (1997). Caracterização estrutural do Domo de Pitanga - SP. Rio Claro, UNESP. Dissertação de Mestrado: 116 pp.

- Stewart, K.; Turner, S.; Kelley, S.; Hawkesworth, C.; Kirstein, L.; Mantovani, M. (1996). 3-D, 40Ar/39Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters* **143**: 95-109.
- Stormer, J. C. & Nicholls, J. (1978). XLFRAC: a program for interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers and Geoscience* **4**: 143-159.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the ocean basins*. A. D. N. Saunders, M.J. (eds.), Geological Society Special Publication. **42**: 313-345
- Tait, S. R. & Jaupart, C. (1996). The production of chemically stratified and adcumulate plutonic igneous rocks. *Mineralogical Magazine* **60**(1): 99-114.
- Verhoogen, J. (1962). Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks. *American Journal of Science* **260**: 211-220.
- Wager, L. R. & Brown, G. M. (1968). *Layered igneous rocks*. San Francisco, Freeman.
- Wager, L.R.; Brown, G.M.; Wadsworth, W.J. (1960). Types of igneous cumulates. *Journal of Petrology* **1**(1): 73-85.
- Wernick, E. & Landim, P. M. B. (1966). Nota sobre um diabásio amigdaloidal em Rio Claro (SP). *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia* **15**: 61-66.
- Williams H.; Turner, F.J.; Gilbert, C.M. (1982) Petrography, an introduction to the study of rocks in thin section. W.H. Freeman and Co, São Francisco. 626 pp.
- Worster, M. G. (1997). Convection in mushy layers. *Annual Review of Fluid Mechanics* **29**(1): 91-122.
- Wright, T.L. & Okamura, R.T. (1977). Cooling and crystallization of tholeiitic basalt, 1965 Makaopuhi lava lake, Hawaii. U.S. Geological Survey Professional Paper 1004, 78 pp.
- Zalán, P. V.; Conceição, J.C.; Wolff, S.; Astolfi, M.A.; Vieira, I.S.; Appi, V.T.; Neto, E.V.S.; Cerqueira, J.R.; Zanotto, O.A.; Paumer, M.L., Marques, A. (1986). *Análise da Bacia do Paraná*. Rio de Janeiro, PETROBRAS. DEPEX. CENPES (Relatório interno, Gt - Os - 009/85).

Zalán, P.V.; Astolfi, M.A.M.; Wolff, S.; Vieira, I.S.; Conceição, J.C.T.; Appi, V.T.; Marques, A.; Zanutto, O.A. (1990). Bacia do Paraná. *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Gabaglia, G. P. R.; Milani, E. J. (coord). Rio de Janeiro, Petrobrás: p. 135-168.

Zanettin, B. (1984). Proposed new chemical classification of volcanic rocks. *Episodes* 7: 19-20.

Anexo I

Resultados das análises de química mineral por Microsonda Eletrônica (WDS) e cálculo das fórmulas estruturais

Tabela 6 – Resultados analíticos para piroxênios

Tabela 7 – Resultados analíticos para feldspatos

Tabela 8 – Resultados analíticos para anfibólios

Tabela 6 – Resultados analíticos para piroxênios

Amostra	LTATU04	LTATU04	LTATU04	LTATU04	LTATU04	LTATU04	LTATU04	LTATU04	IGN 75A	IGN 75A	IGN 75F4	IGN 75F4	IGN 75F4	IGN 75F4	IGN 75F4	IGN 75F4
Rocha	Basalto (lateral)	Basalto (lateral)	Basalto (lateral)	Basalto (lateral)	Basalto (lateral)	Basalto (lateral)	Basalto (lateral)	Basalto (lateral)	Basalto (topo)	Basalto (topo)	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio
Localização	1-núcleo	1- borda	2-núcleo	2-borda	4-núcleo	5-núcleo	6-núcleo	6-núcleo	1-núcleo	2-núcleo	1-núcleo	2-núcleo	3-núcleo	1-núcleo	2-núcleo	3-núcleo
SiO ₂	48.338	50.875	49.669	47.318	46.602	47.128	47.386	47.386	48.25	47.82	50.28	50.41	49.64	51.12	51.36	51.17
TiO ₂	1.842	0.939	1.224	2.459	2.762	1.261	2.398	2.39	2.39	2.55	1.74	1.00	1.16	1.00	0.76	0.64
Al ₂ O ₃	4.165	2.381	3.585	3.815	4.404	3.071	4.065	4.37	4.37	4.19	3.15	1.57	2.16	2.19	1.52	1.56
FeO ^f	10.976	9.818	10.273	12.394	12.830	17.341	12.874	11.68	11.58	11.55	11.78	12.35	12.66	15.52	17.08	
MnO	0.223	0.233	0.193	0.281	0.290	0.361	0.346	0.30	0.34	0.29	0.30	0.37	0.43	0.52	0.60	
MgO	13.815	15.684	14.6	12.859	11.783	9.554	12.261	14.32	13.01	14.03	14.62	13.91	14.16	12.91	13.79	
CaO	19.543	19.565	19.458	19.543	20.073	18.322	19.323	18.31	19.94	19.33	19.81	19.21	19.02	17.75	15.60	
Na ₂ O	0.330	0.280	0.453	0.375	0.324	0.223	0.342	0.34	0.39	0.28	0.26	0.33	0.28	0.27	0.20	
K ₂ O	0.016	0.000	0.000	0.015	0.000	0.076	0.006	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	99.25	99.78	99.48	99.06	99.07	97.34	99.00	99.95	99.82	100.65	99.76	99.13	100.85	100.60	100.63	
Fe ₂ O ₃ ^{calc}	3.32	2.99	3.41	4.03	3.48	2.21	2.91	2.99	3.31	1.35	3.96	3.64	2.20	1.04	1.59	
FeO ^{calc}	7.99	7.12	7.21	8.77	9.69	15.35	10.26	8.99	8.60	10.33	8.22	9.07	10.68	14.58	15.65	
Fórmula estrutural com base em 4 cátions e 6 O.																
Si	1.821	1.890	1.855	1.801	1.783	1.868	1.811	1.807	1.802	1.873	1.891	1.879	1.903	1.939	1.932	
Al IV	0.179	0.104	0.145	0.171	0.199	0.132	0.183	0.193	0.186	0.127	0.069	0.096	0.096	0.061	0.068	
Fe3+ IV	0.000	0.006	0.000	0.028	0.018	0.000	0.006	0.000	0.012	0.000	0.040	0.025	0.001	0.000	0.000	
Soma T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	
Al VI	0.006	0.000	0.013	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000	0.000	0.007	0.001	
Ti	0.052	0.026	0.034	0.070	0.079	0.038	0.069	0.067	0.072	0.049	0.028	0.033	0.028	0.022	0.018	
Fe3+ VI	0.094	0.078	0.096	0.087	0.082	0.066	0.077	0.084	0.082	0.038	0.072	0.079	0.061	0.029	0.045	
Fe2+	0.252	0.221	0.225	0.279	0.310	0.509	0.328	0.281	0.271	0.322	0.258	0.287	0.332	0.460	0.494	
Mg	0.596	0.675	0.632	0.564	0.528	0.376	0.526	0.567	0.575	0.580	0.642	0.601	0.578	0.481	0.441	
Soma M1	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	0.999	0.999	
Mg	0.179	0.194	0.182	0.166	0.144	0.189	0.172	0.232	0.156	0.199	0.175	0.184	0.208	0.246	0.335	
Mn	0.007	0.007	0.006	0.009	0.009	0.012	0.011	0.009	0.011	0.009	0.010	0.012	0.014	0.017	0.019	
Ca	0.789	0.779	0.779	0.797	0.823	0.778	0.791	0.735	0.805	0.772	0.796	0.779	0.759	0.718	0.631	
Na	0.024	0.020	0.033	0.028	0.024	0.017	0.025	0.025	0.029	0.020	0.019	0.024	0.020	0.019	0.015	
K	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Soma M2	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.001	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	
Soma-Cát.	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	
Soma-O	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	
WO	42.31	40.80	41.34	42.83	44.40	41.26	42.35	39.40	43.19	40.35	41.70	41.01	39.57	36.94	32.68	
EN	41.60	45.50	43.22	39.20	36.26	29.93	37.39	42.86	39.20	40.73	42.79	41.31	40.99	37.38	40.19	
FS	13.50	11.60	11.95	15.00	16.74	26.99	17.55	15.09	14.55	16.83	13.51	15.11	17.34	23.68	25.59	
WEF	97.41	97.89	96.52	97.03	97.41	98.18	97.29	97.36	96.93	97.91	98.00	97.43	97.89	98.00	98.45	
EG	0.87	0.94	1.32	1.20	0.87	0.57	0.85	0.80	1.03	0.45	1.24	1.34	0.82	0.61	0.61	
JD	1.71	1.17	2.17	1.78	1.72	1.25	1.86	1.84	2.04	1.64	0.77	1.24	1.28	1.39	0.94	

Tabela 6 (a) - Resultados de análises pontuais realizadas por WDS em microsonda eletrônica em cristais de piroxênio e fórmulas estruturais calculadas.

Amostra	IGN 75F4	IGN 75F4	IGN 75F4	IGN 4.2.Z	IGN 4.2.Z	IGN 4.2.Z	IGN 4.2.Z	IGN 4.2.Z	IGN 4.2.Z(2)	IGN 4.2.Z(2)	LTATU 09	LTATU 09	LTATU 09	LTATU 09	LTATU 09
Rocha	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio
Localização	4-núcleo	5-núcleo	6-núcleo	1-núcleo	2-núcleo	3-núcleo	4-núcleo	5-núcleo	1-núcleo	2-núcleo	1-núcleo	1-borda	2-núcleo	2-borda	3-núcleo
SiO ₂	50.44	51.43	50.54	49.28	49.82	50.67	51.27	49.48	50.69	50.76	50.810	50.257	49.597	50.553	51.240
TiO ₂	1.31	0.81	0.98	1.77	1.53	1.09	1.07	1.52	0.37	1.25	0.632	0.814	1.046	0.984	0.815
Al ₂ O ₃	2.03	1.80	2.31	3.25	2.72	1.82	2.01	2.96	0.66	2.66	1.454	1.596	2.488	1.917	1.415
FeO ⁷	14.89	11.46	12.13	13.01	12.02	12.04	12.29	13.37	19.28	12.43	13.552	16.873	12.804	12.810	13.960
MnO	0.53	0.32	0.39	0.36	0.40	0.37	0.32	0.28	0.67	0.37	0.381	0.462	0.315	0.373	0.407
MgO	12.65	15.15	14.36	13.87	13.24	13.86	13.82	14.33	10.55	13.87	14.964	13.812	15.213	14.816	15.653
CaO	18.40	19.24	19.04	18.19	19.65	19.14	19.49	17.77	18.46	19.32	17.210	15.153	17.677	18.424	16.429
Na ₂ O	0.25	0.21	0.33	0.33	0.21	0.27	0.30	0.23	0.27	0.24	0.198	0.190	0.239	0.244	0.220
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.018	0.002	0.006	0.004	0.000
Total	100.50	100.41	100.08	100.05	99.60	99.26	100.56	99.95	100.95	100.90	99.22	99.16	99.39	100.13	100.14
Fe ₂ O ₃ ^{calc}	1.37	2.43	3.01	2.67	1.37	1.46	1.49	2.81	3.04	1.73	2.56	1.59	4.18	3.34	2.60
FeO ^{calc}	13.66	9.27	9.42	10.61	10.79	10.73	10.95	10.84	16.55	10.88	11.25	15.44	9.04	9.80	11.62
Fórmula estrutural com base em 4 cátions e 6 O.															
Si	1.907	1.912	1.891	1.852	1.884	1.917	1.916	1.860	1.941	1.891	1.921	1.925	1.865	1.892	1.917
Al IV	0.091	0.079	0.102	0.144	0.116	0.081	0.084	0.131	0.030	0.109	0.065	0.072	0.110	0.085	0.062
Fe3+ IV	0.002	0.010	0.007	0.004	0.000	0.001	0.000	0.008	0.030	0.000	0.014	0.003	0.025	0.024	0.020
Soma T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Al VI	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.004	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.037	0.023	0.028	0.050	0.043	0.031	0.030	0.043	0.011	0.035	0.018	0.023	0.030	0.028	0.023
Fe3+ VI	0.037	0.058	0.078	0.072	0.039	0.040	0.042	0.071	0.058	0.048	0.059	0.043	0.094	0.071	0.053
Fe2+	0.432	0.288	0.295	0.333	0.341	0.340	0.342	0.341	0.530	0.339	0.356	0.495	0.284	0.307	0.364
Mg	0.494	0.631	0.600	0.545	0.571	0.589	0.582	0.545	0.401	0.570	0.568	0.439	0.593	0.595	0.561
Soma M1	1.000	1.000	1.000	0.999	1.000	1.000	1.000	1.000	0.999	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Mg	0.219	0.208	0.201	0.232	0.175	0.192	0.188	0.258	0.201	0.200	0.275	0.349	0.260	0.232	0.312
Mn	0.017	0.010	0.012	0.011	0.013	0.012	0.010	0.009	0.022	0.012	0.012	0.015	0.010	0.012	0.013
Ca	0.746	0.766	0.763	0.732	0.796	0.776	0.780	0.716	0.757	0.771	0.697	0.622	0.712	0.739	0.659
Na	0.018	0.015	0.024	0.024	0.015	0.020	0.022	0.016	0.020	0.017	0.015	0.014	0.017	0.018	0.016
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Soma M2	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Soma-Cát.	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Soma-O	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
WO	38.69	39.83	40.05	38.74	41.60	40.07	40.30	37.82	39.25	40.28	36.21	32.17	37.80	38.73	34.17
EN	37.00	43.61	42.01	41.10	38.98	40.36	39.76	42.43	31.20	40.23	43.81	40.79	45.26	43.33	45.30
FS	22.41	14.98	15.47	17.63	17.83	17.53	17.68	18.02	27.47	17.71	18.47	25.59	15.09	16.08	18.87
WEF	98.11	98.42	97.53	97.48	98.41	97.96	97.74	98.26	97.92	98.22	98.49	98.54	98.15	98.14	98.34
EG	0.57	0.73	1.13	0.87	0.38	0.69	0.73	0.66	1.55	0.52	0.80	0.57	0.96	0.98	0.89
JD	1.33	0.85	1.35	1.65	1.20	1.35	1.53	1.08	0.53	1.26	0.71	0.89	0.89	0.88	0.76

Tabela 6 (b) - Resultados de análises pontuais realizadas por WDS em microssonda eletrônica em cristais de piroxênio e fórmulas estruturais calculadas.

Amostra	LTATU 09	LTATU 09	LTATU 09	LTATU10A3	LTATU10A3	LTATU10A2	LTATU10A2	LTATU10A2	LTATU10A2	LTATU10A2	LTATU10A2	LTATU10A2	IGN 75I	IGN 75I	IGN 75I	IGN 75I
Rocha	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito
Localização	3-borda	4-núcleo	4-borda	1-núcleo	1-borda	2-núcleo	2- borda	3-núcleo	3-borda	4-núcleo	4-borda	1-núcleo	1-borda	2-núcleo	2-borda	
SiO ₂	49.962	51.266	50.365	50.029	50.876	48.812	50.801	48.933	50.378	51.011	50.272	51.35	50.53	51.06	51.27	
TiO ₂	0.764	0.928	0.945	1.074	0.993	0.515	0.593	0.381	0.547	0.789	0.788	0.53	0.60	0.52	0.45	
Al ₂ O ₃	1.547	1.786	1.860	2.430	2.161	1.607	1.371	2.078	1.297	1.608	1.495	0.63	0.98	0.70	0.61	
FeO ⁷	15.265	11.330	14.408	13.764	11.022	16.813	17.946	16.166	19.313	12.380	12.910	27.95	21.53	26.67	27.12	
MnO	0.395	0.334	0.403	0.338	0.305	0.573	0.582	0.569	0.650	0.364	0.410	0.68	0.74	0.64	0.76	
MgO	13.399	15.396	14.342	12.934	14.407	8.617	13.143	8.092	12.897	15.433	14.940	14.33	8.61	15.51	15.46	
CaO	17.552	18.543	17.200	18.467	19.725	21.631	15.231	22.403	14.417	17.844	17.982	5.39	17.68	5.02	5.19	
Na ₂ O	0.247	0.237	0.262	0.270	0.244	0.181	0.212	0.212	0.203	0.254	0.260	0.06	0.26	0.05	0.06	
K ₂ O	0.000	0.014	0.000	0.000	0.000	0.018	0.010	0.000	0.015	0.000	0.000	0.01	0.00	0.00	0.01	
Total	99.13	99.83	99.79	99.31	99.73	98.77	99.89	98.83	99.72	99.68	99.06	100.92	100.94	100.16	100.91	
Fe ₂ O ₃ ^{calc}	3.06	2.08	2.84	1.42	1.87	2.81	1.34	2.22	1.87	2.88	3.75	0.00	0.58	0.10	0.73	
FeO ^{calc}	12.52	9.46	11.85	12.48	9.34	14.28	16.74	14.17	17.63	9.79	9.54	27.95	21.00	26.58	26.46	
Fórmula estrutural com base em 4 cátions e 6 O.																
Si	1.908	1.914	1.901	1.904	1.907	1.914	1.941	1.916	1.936	1.911	1.900	1.980	1.961	1.969	1.965	
Al IV	0.070	0.079	0.083	0.096	0.093	0.074	0.059	0.084	0.059	0.071	0.067	0.020	0.039	0.031	0.027	
Fe3+ IV	0.022	0.007	0.016	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000	0.006	0.018	0.033	0.000	0.000	0.000	0.008	
Soma T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	
Al VI	0.000	0.000	0.000	0.013	0.002	0.000	0.003	0.012	0.000	0.000	0.000	0.009	0.006	0.001	0.000	
Ti	0.022	0.026	0.027	0.031	0.028	0.015	0.017	0.011	0.016	0.022	0.022	0.015	0.017	0.015	0.013	
Fe3+ VI	0.066	0.051	0.064	0.041	0.053	0.071	0.039	0.065	0.049	0.063	0.074	0.000	0.017	0.003	0.013	
Fe2+	0.400	0.295	0.374	0.397	0.293	0.468	0.535	0.464	0.566	0.307	0.301	0.901	0.682	0.857	0.848	
Mg	0.512	0.627	0.535	0.518	0.624	0.446	0.407	0.447	0.369	0.608	0.602	0.074	0.277	0.123	0.125	
Soma M1	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	0.999	0.999	1.000	
Mg	0.251	0.230	0.272	0.216	0.181	0.058	0.342	0.025	0.369	0.254	0.239	0.750	0.221	0.768	0.758	
Mn	0.013	0.011	0.013	0.011	0.010	0.019	0.019	0.021	0.019	0.012	0.013	0.022	0.024	0.021	0.025	
Ca	0.718	0.742	0.696	0.753	0.792	0.909	0.623	0.940	0.594	0.716	0.728	0.223	0.735	0.207	0.213	
Na	0.018	0.017	0.019	0.020	0.018	0.014	0.016	0.016	0.015	0.018	0.019	0.005	0.019	0.004	0.004	
K	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Soma M2	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	
Soma-Cát.	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	
Soma-O	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	
WO	37.46	38.47	36.32	39.14	41.14	47.62	32.17	49.25	30.77	37.27	38.14	11.37	37.63	10.56	10.92	
EN	39.78	44.43	42.14	38.14	41.81	26.39	38.62	24.75	38.29	44.84	44.08	42.09	25.50	45.40	45.21	
FS	20.85	15.32	19.54	20.65	15.21	24.55	27.59	24.32	29.37	15.97	15.79	46.05	34.89	43.66	43.43	
WEF	98.09	98.22	98.00	97.93	98.16	98.56	98.38	98.31	98.43	98.08	98.01	99.52	98.02	99.63	99.56	
ED	1.06	0.76	0.99	0.56	0.66	0.76	0.62	0.68	0.75	1.02	1.23	0.00	0.54	0.03	0.19	
JD	0.84	1.02	1.01	1.51	1.19	0.68	1.00	1.00	0.82	0.90	0.77	0.00	1.43	0.34	0.25	

Tabela 6 (c) - Resultados de análises pontuais realizadas por WDS em microssonda eletrônica em cristais de piroxênio e fórmulas estruturais calculadas.

Amostra	IGN 75I	IGN 75I	IGN 75I	IGN 75I	IGN 75I	IGN 75I	IGN 75I	IGN 75I	APOF.	APOF.	APOF.	APOF.	APOF.	APOF.	APOF.
Rocha	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito
Localização	3-núcleo	1-núcleo	1-borda	2-núcleo	3-núcleo	4-núcleo	5-núcleo	6-núcleo	1-núcleo	1-borda	2-riol. c	1-núcleo	1-borda	2-núcleo	2-borda
SiO ₂	51.45	50.80	50.22	50.88	51.14	50.17	50.64	51.25	50.91	50.17	48.86	51.12	50.28	50.69	50.50
TiO ₂	0.45	0.45	0.71	0.62	0.94	0.54	0.58	0.74	0.84	0.71	0.66	0.34	0.99	0.45	0.66
Al ₂ O ₃	0.65	0.56	0.86	1.31	1.63	0.92	0.76	1.26	1.32	1.22	0.95	0.80	1.27	0.71	1.14
FeO ⁺	26.35	28.55	21.17	16.42	15.30	21.30	28.64	16.74	17.79	17.80	22.28	24.55	17.90	27.59	19.37
MnO	0.75	0.76	0.58	0.44	0.35	0.64	0.85	0.42	0.46	0.48	0.63	0.70	0.51	0.82	0.61
MgO	14.72	13.75	8.80	12.14	13.25	8.84	13.17	12.23	13.16	13.61	8.02	16.34	13.64	14.32	13.00
CaO	5.91	5.69	18.28	17.98	17.99	18.53	6.48	17.75	15.79	15.45	18.60	6.77	15.13	6.48	15.04
Na ₂ O	0.07	0.07	0.21	0.21	0.22	0.17	0.13	0.21	0.18	0.14	0.24	0.08	0.16	0.09	0.15
K ₂ O	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	100.35	100.67	100.85	100.00	100.82	101.11	101.26	100.60	100.45	99.57	100.24	100.71	99.87	101.15	100.46
Fe ₂ O ₃ ^{calc}	0.00	0.43	1.33	1.23	1.48	1.98	0.91	0.84	1.24	2.63	3.48	2.22	2.05	1.84	2.37
FeO ^{calc}	26.35	28.17	19.97	15.31	13.97	19.52	27.82	15.98	16.67	15.44	19.14	22.55	16.05	25.93	17.24
Fórmula estrutural com base em 4 cátions e 6 O.															
Si	1.986	1.971	1.949	1.943	1.924	1.941	1.957	1.947	1.935	1.919	1.916	1.943	1.920	1.948	1.927
Al IV	0.014	0.026	0.039	0.057	0.072	0.042	0.035	0.053	0.059	0.055	0.044	0.036	0.057	0.032	0.051
Fe3+ IV	0.000	0.003	0.012	0.000	0.004	0.017	0.008	0.000	0.006	0.026	0.040	0.021	0.024	0.020	0.022
Soma T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Al VI	0.016	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.013	0.013	0.021	0.018	0.027	0.016	0.017	0.021	0.024	0.020	0.020	0.010	0.028	0.013	0.019
Fe3+ VI	0.000	0.009	0.027	0.035	0.038	0.040	0.019	0.024	0.029	0.050	0.063	0.043	0.035	0.033	0.046
Fe2+	0.850	0.914	0.648	0.489	0.440	0.632	0.899	0.508	0.530	0.494	0.628	0.717	0.513	0.833	0.550
Mg	0.121	0.064	0.305	0.456	0.495	0.312	0.065	0.444	0.416	0.435	0.290	0.230	0.424	0.120	0.385
Soma M1	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	0.999	1.000	1.000	0.999	1.000	1.000	0.999
Mg	0.726	0.732	0.204	0.235	0.248	0.198	0.694	0.248	0.329	0.341	0.179	0.696	0.353	0.700	0.355
Mn	0.024	0.025	0.019	0.014	0.011	0.021	0.028	0.014	0.015	0.015	0.021	0.023	0.016	0.027	0.020
Ca	0.244	0.237	0.760	0.736	0.725	0.768	0.269	0.722	0.643	0.633	0.782	0.276	0.619	0.267	0.615
Na	0.005	0.005	0.016	0.016	0.016	0.013	0.010	0.015	0.013	0.010	0.018	0.006	0.012	0.007	0.011
K	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Soma M2	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Soma-Cát.	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Soma-O	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
WO	12.52	12.10	38.99	37.79	37.39	39.68	13.80	36.99	33.06	32.92	40.84	14.28	32.05	13.79	31.92
EN	43.40	40.65	26.12	35.49	38.32	26.35	38.98	35.44	38.35	40.34	24.49	47.96	40.20	42.41	38.39
FS	43.57	46.72	33.25	25.12	22.67	32.63	46.22	25.99	27.25	25.67	32.80	37.13	26.54	43.09	28.56
WEF	99.49	99.46	98.36	98.40	98.38	98.66	98.99	98.42	98.67	98.93	98.13	99.37	98.79	99.28	98.87
ED	0.00	0.18	0.82	0.60	0.59	0.78	0.43	0.48	0.50	0.62	1.31	0.40	0.62	0.45	0.64
JD	0.00	0.36	0.82	1.00	1.02	0.56	0.57	1.11	0.83	0.45	0.56	0.23	0.59	0.27	0.48

Tabela 6 (d) - Resultados de análises pontuais realizadas por WDS em microssonda eletrônica em cristais de piroxênio e fórmulas estruturais calculadas.

Amostra	APOF.	APOF.	APOF.	APOF.	IGN 4.2.H	IGN 4.2.H	IGN 4.2.H	IGN 4.2.H	IGN 4.2.H	IGN 4.2.H	IGN 4.2.H	IGN 4.2.H	IGN 4.2.H	IGN 4.2.H	IGN 4.2.M	IGN 4.2.M
Rocha	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito
Localização	3-núcleo	3-borda	4-núcleo	4-borda	1-núcleo	2-núcleo	1-núcleo	2-núcleo	3-núcleo	4-núcleo	5-núcleo	6-núcleo	7-núcleo	1-riol_nuc	2-riol_nuc	
SiO ₂	51.44	51.27	51.13	50.28	49.30	50.00	49.00	49.62	49.01	49.61	48.79	49.67	50.19	48.01	48.78	
TiO ₂	0.55	0.73	0.92	0.60	0.90	0.89	0.98	0.33	0.77	0.50	0.87	0.91	0.99	0.87	0.67	
Al ₂ O ₃	0.69	1.44	1.58	0.84	1.13	1.07	0.93	0.82	0.77	1.17	1.21	1.12	1.33	1.07	0.64	
FeO ⁺	25.35	18.67	14.92	22.40	20.76	20.85	22.24	22.90	22.51	21.24	21.06	20.30	18.71	26.54	25.78	
MnO	0.73	0.49	0.40	0.67	0.56	0.48	0.58	0.53	0.54	0.55	0.45	0.50	0.49	0.56	0.56	
MgO	16.06	14.40	13.09	8.27	7.97	8.20	6.62	6.44	6.32	8.41	8.29	9.27	9.85	3.76	3.78	
CaO	5.40	13.68	18.72	17.46	18.95	19.09	19.16	19.46	19.26	18.72	18.86	18.21	18.29	18.86	19.47	
Na ₂ O	0.07	0.19	0.14	0.19	0.21	0.22	0.24	0.19	0.23	0.23	0.20	0.21	0.26	0.30	0.23	
K ₂ O	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	
Total	100.29	100.88	100.91	100.70	99.78	100.81	99.75	100.29	99.40	100.42	99.71	100.20	100.10	100.00	99.91	
Fe ₂ O ₃ ^{calc}	0.00	1.48	1.52	0.45	1.12	0.95	0.89	1.22	0.84	2.26	2.47	1.65	0.55	1.37	0.18	
FeO ^{calc}	25.35	17.35	13.55	21.99	19.75	20.00	21.43	21.80	21.75	19.20	18.83	18.82	18.21	25.31	25.62	
Fórmula estrutural com base em 4 cátions e 6 O.																
Si	1.972	1.934	1.923	1.964	1.938	1.944	1.945	1.960	1.955	1.934	1.917	1.932	1.943	1.939	1.971	
Al IV	0.028	0.064	0.070	0.036	0.052	0.049	0.044	0.038	0.036	0.054	0.056	0.051	0.057	0.051	0.029	
Fe3+ IV	0.000	0.002	0.007	0.000	0.009	0.007	0.012	0.002	0.009	0.013	0.027	0.017	0.000	0.010	0.000	
Soma T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	
Al VI	0.003	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.001	
Ti	0.016	0.021	0.026	0.018	0.027	0.026	0.029	0.010	0.023	0.015	0.026	0.027	0.029	0.026	0.020	
Fe3+ VI	0.000	0.039	0.036	0.013	0.024	0.021	0.015	0.035	0.016	0.054	0.046	0.032	0.016	0.032	0.005	
Fe2+	0.813	0.547	0.426	0.718	0.649	0.650	0.711	0.720	0.726	0.626	0.619	0.612	0.590	0.855	0.866	
Mg	0.168	0.393	0.512	0.249	0.300	0.303	0.244	0.235	0.235	0.305	0.309	0.330	0.362	0.086	0.107	
Soma M1	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	0.999	1.000	1.000	0.999	1.000	
Mg	0.749	0.417	0.222	0.233	0.167	0.172	0.147	0.144	0.141	0.183	0.176	0.208	0.206	0.140	0.120	
Mn	0.024	0.015	0.013	0.022	0.019	0.016	0.019	0.018	0.018	0.018	0.015	0.017	0.016	0.019	0.019	
Ca	0.222	0.553	0.754	0.730	0.798	0.795	0.815	0.824	0.823	0.782	0.794	0.759	0.758	0.816	0.843	
Na	0.005	0.014	0.010	0.014	0.016	0.017	0.018	0.015	0.018	0.017	0.015	0.016	0.019	0.023	0.018	
K	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	
Soma M2	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	
Soma-Cát.	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	
Soma-O	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	
WO	11.31	28.54	38.99	37.29	41.02	40.70	41.69	42.19	42.01	40.49	41.18	39.11	38.79	41.98	42.73	
EN	46.76	41.79	37.91	24.58	23.98	24.31	20.03	19.43	19.17	25.30	25.17	27.68	29.07	11.65	11.54	
FS	41.41	28.25	22.03	36.67	33.37	33.27	36.40	36.89	37.03	32.43	32.10	31.54	30.16	43.96	43.90	
WEF	99.48	98.59	98.92	98.53	98.37	98.28	98.12	98.51	98.21	98.21	98.45	98.34	98.02	97.58	98.17	
EG	0.00	0.56	0.41	0.37	0.63	0.62	0.71	0.73	0.74	0.99	0.88	0.81	0.41	1.09	0.28	
JD	0.00	0.85	0.67	1.10	1.00	1.10	1.17	0.76	1.06	0.80	0.67	0.86	1.57	1.33	1.55	

Tabela 6 (e) - Resultados de análises pontuais realizadas por WDS em microsonda eletrônica em cristais de piroxênio e fórmulas estruturais calculadas.

Amostra	IGN 4.2.M	IGN 4.2.M	IGN 4.2.M	IGN 4.2.M	IGN 4.2.M	IGN 4.2.M	IGN 4.2.M(2)	IGN 4.2.M(2)	IGN 4.2.M(2)	IGN 4.2.M(2)	LTATU10C	LTATU10C	IGN 75G1	IGN 75G1	IGN 75G1
Rocha	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Riolito	Riolito	Riolito
Localização	3-mon_nuc	1-núcleo	1-borda	2-núcleo	2-borda	3-núcleo	1-riol_nuc	2-riol_nuc	3-mon_nuc	4-mon_nuc	1-núcleo	1-borda	1-núcleo	2-núcleo	3-núcleo
SiO ₂	48.67	49.95	48.84	50.21	49.59	48.27	49.03	48.73	49.50	48.85	50.213	50.261	49.44	49.84	50.37
TiO ₂	0.77	0.36	0.79	0.63	0.48	0.80	0.81	0.85	0.67	0.68	1.033	0.658	0.35	0.42	0.34
Al ₂ O ₃	0.76	0.59	0.64	0.80	0.94	0.65	0.84	1.02	0.88	0.97	1.882	1.197	0.78	0.69	0.57
FeO ⁺	23.93	28.09	24.67	25.84	22.49	26.38	25.14	23.88	22.38	22.16	16.513	19.871	20.29	20.99	21.79
MnO	0.63	0.78	0.51	0.74	0.53	0.65	0.50	0.56	0.59	0.50	0.475	0.714	0.72	0.69	0.83
MgO	5.49	13.95	5.10	13.26	7.02	3.69	4.22	4.93	6.72	6.95	14.080	11.748	8.42	8.58	8.26
CaO	19.03	5.21	19.37	8.21	18.98	19.15	19.15	19.22	19.64	19.20	15.559	15.249	19.31	19.24	18.06
Na ₂ O	0.24	0.08	0.23	0.12	0.21	0.31	0.23	0.22	0.19	0.22	0.158	0.151	0.31	0.26	0.28
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.007	0.001	0.00	0.00	0.04
Total	99.53	99.01	100.15	99.82	100.24	99.88	99.94	99.40	100.56	99.52	99.92	99.85	99.61	100.71	100.53
Fe ₂ O ₃ ^{calc}	1.08	0.85	1.19	0.84	1.24	1.24	0.00	0.00	1.34	1.80	2.01	1.20	3.11	3.19	1.50
FeO ^{calc}	22.96	27.33	23.60	25.08	21.37	25.27	25.14	23.88	21.18	20.54	14.71	18.79	17.49	18.12	20.44
Fórmula estrutural com base em 4 cátions e 6 O.															
Si	1.951	1.967		1.952	1.956	1.954	1.953	1.974	1.961	1.947	1.938	1.906	1.942	1.938	1.966
Al IV	0.036	0.027	0.030	0.037	0.044	0.031	0.026	0.039	0.041	0.045	0.084	0.055	0.036	0.031	0.026
Fe3+ IV	0.013	0.006	0.017	0.007	0.003	0.016	0.000	0.000	0.012	0.017	0.010	0.004	0.026	0.033	0.008
Soma T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Al VI	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.014	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.023	0.011	0.024	0.018	0.014	0.024	0.024	0.026	0.020	0.020	0.029	0.019	0.010	0.012	0.010
Fe3+ VI	0.020	0.019	0.018	0.017	0.034	0.022	0.000	0.000	0.027	0.037	0.047	0.031	0.065	0.060	0.036
Fe2+	0.770	0.900	0.789	0.817	0.704	0.855	0.846	0.804	0.697	0.681	0.467	0.607	0.573	0.588	0.667
Mg	0.186	0.071	0.169	0.147	0.247	0.099	0.115	0.161	0.256	0.260	0.456	0.342	0.351	0.339	0.286
Soma M1	0.998	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	0.999	1.000	1.000	1.000	1.000	0.998
Mg	0.142	0.748	0.135	0.623	0.165	0.124	0.138	0.135	0.138	0.151	0.340	0.334	0.141	0.157	0.195
Mn	0.021	0.026	0.017	0.024	0.018	0.022	0.017	0.019	0.020	0.017	0.015	0.023	0.024	0.023	0.027
Ca	0.817	0.220	0.830	0.342	0.801	0.830	0.826	0.829	0.828	0.816	0.633	0.631	0.811	0.800	0.755
Na	0.019	0.006	0.018	0.009	0.016	0.024	0.018	0.017	0.015	0.017	0.012	0.011	0.023	0.020	0.021
K	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
Soma M2	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Soma-Cát.	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Soma-O	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
WO	41.85	11.27	42.36	17.58	41.08	42.46	42.11	42.21	42.50	42.03	32.97	32.58	42.16	41.58	38.84
EN	16.80	41.98	15.50	39.53	21.13	11.37	12.92	15.07	20.22	21.16	41.50	34.92	25.59	25.80	24.70
FS	39.41	46.14	40.28	41.93	36.12	43.73	43.15	40.94	35.77	35.10	24.32	31.34	29.81	30.57	34.31
WEF	98.07	99.38	98.15	99.04	98.34	97.55	98.18	98.22	98.50	98.29	98.79	98.83	97.56	97.96	97.85
EG	0.92	0.30	1.00	0.39	0.76	1.35	0.00	0.00	0.74	0.93	0.49	0.46	1.76	1.53	1.35
JD	1.02	0.32	0.85	0.57	0.90	1.10	0.00	0.00	0.76	0.78	0.72	0.71	0.69	0.51	0.80

Tabela 6 (f) - Resultados de análises pontuais realizadas por WDS em microssonda eletrônica em cristais de piroxênio e fórmulas estruturais calculadas.

Tabela 7 – Resultados analíticos para feldspatos

Amostra	LTATU 04	LTATU 04	LTATU 04	LTATU 04	LTATU 04	LTATU 04	LTATU 04	LTATU 04	LTATU 04	IGN 75A	IGN 75A	IGN 75A	IGN 75A	IGN 75F4	IGN 75F4	IGN 75F4	IGN 75F4
Rocha	Basalto (lateral)	Basalto (lateral)	Basalto (lateral)	Basalto (lateral)	Basalto (lateral)	Basalto (lateral)	Basalto (lateral)	Basalto (lateral)	Basalto (lateral)	Basalto (topo)	Basalto (topo)	Basalto (topo)	Basalto (topo)	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio
Localização	1-núcleo	1-borda	2-núcleo	2-borda	3-núcleo	4-núcleo	5-núcleo	5-borda	1-núcleo	2-núcleo	2-borda	3-ocelo	1-núcleo	2-ocelo	3-núcleo	4-núcleo	
SiO ₂	69.00	51.47	51.88	54.45	56.19	54.76	59.97	54.21	57.05	55.40	67.32	66.84	65.08	68.83	55.96	53.98	
Al ₂ O ₃	18.98	29.42	29.51	27.78	26.57	27.11	24.30	28.08	26.84	27.71	20.45	20.73	18.74	19.93	27.51	28.19	
TiO ₂	0.15	0.14	0.09	0.07	0.15	0.19	0.06	0.12	0.13	0.13	0.00	0.03	0.05	0.00	0.14	0.13	
Fe ₂ O ₃	0.46	1.01	0.98	0.88	1.03	0.96	0.44	1.08	0.75	0.76	0.06	0.35	0.07	0.00	0.50	0.79	
MnO	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.04	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.01	0.00	
MgO	0.06	0.15	0.14	0.13	0.12	0.14	0.08	0.16	0.08	0.12	0.04	0.00	0.01	0.02	0.07	0.13	
CaO	2.33	12.88	12.87	10.80	9.53	9.83	5.84	11.23	9.24	10.60	1.10	1.63	0.00	0.49	10.13	11.43	
Na ₂ O	5.99	4.15	4.13	3.97	5.72	5.49	6.06	4.89	5.95	5.22	11.17	10.73	0.25	10.43	4.95	4.19	
K ₂ O	3.29	0.31	0.33	2.03	0.50	0.49	2.82	0.41	0.50	0.43	0.15	0.21	16.22	0.11	0.45	0.38	
Total	100.25	99.54	99.94	100.12	99.81	99.01	99.56	100.19	100.56	100.37	100.28	100.51	100.45	99.82	99.71	99.22	
Fórmula estrutural com base em 20 cátions e 32 O.																	
Si	12.081	9.436	9.465	9.899	10.159	10.001	10.809	9.815	10.214	9.976	11.770	11.685	11.963	11.994	10.095	9.835	
Al	3.916	6.356	6.346	5.951	5.662	5.836	5.163	5.992	5.660	5.875	4.211	4.268	4.058	4.089	5.845	6.049	
Fe3	0.061	0.140	0.135	0.121	0.141	0.131	0.060	0.147	0.100	0.103	0.008	0.045	0.009	0.000	0.068	0.109	
Soma T	16.057	15.932	15.945	15.971	15.961	15.968	16.032	15.954	15.974	15.954	15.989	15.998	16.030	16.083	16.008	15.993	
Ti	0.019	0.019	0.013	0.009	0.020	0.026	0.008	0.016	0.018	0.017	0.000	0.004	0.007	0.000	0.018	0.017	
Mn	0.000	0.000	0.001	0.004	0.000	0.006	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.003	0.002	0.000	
Mg	0.015	0.042	0.038	0.034	0.033	0.038	0.021	0.043	0.021	0.032	0.009	0.000	0.001	0.005	0.020	0.035	
Ca	0.437	2.531	2.516	2.103	1.845	1.923	1.128	2.178	1.772	2.045	0.206	0.305	0.000	0.092	1.958	2.230	
Na	2.032	1.474	1.461	1.398	2.005	1.945	2.116	1.715	2.067	1.823	3.787	3.637	0.088	3.522	1.731	1.480	
K	0.734	0.073	0.078	0.470	0.115	0.114	0.648	0.095	0.115	0.099	0.033	0.047	3.803	0.024	0.102	0.087	
Soma M	3.237	4.139	4.106	4.018	4.018	4.052	3.921	4.050	3.996	4.016	4.035	3.993	3.907	3.646	3.831	3.849	
Soma cátions	19.294	20.071	20.051	19.990	19.980	20.020	19.954	20.004	19.97	19.97	20.024	19.991	19.937	19.729	19.839	19.842	
Soma-O	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	
Ab	63.43	36.15	36.04	35.21	50.56	48.84	54.37	43.00	52.30	46.00	94.10	91.20	2.30	96.80	45.70	39.00	
An	13.66	62.05	62.05	52.95	46.54	48.29	28.98	54.62	44.80	51.60	5.10	7.60	0.00	2.50	51.60	58.70	
Or	22.91	1.80	1.91	11.83	2.90	2.87	16.65	2.37	2.90	2.50	0.80	1.20	97.70	0.70	2.70	2.30	
Fórmula estrutural com base em 20 cátions e 32 O.																	
Amostra	IGN 4.2.2	IGN 4.2.2	IGN 4.2.2.(2)	IGN 4.2.2.(2)	IGN 4.2.2.(2)	LTATU 09	LTATU 09	LTATU 09	LTATU 09	LTATU 09	LTATU 09	LTATU 09	LTATU 09	LTATU 09	LTATU 10A3	LTATU 10A3	LTATU 10A2
Rocha	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Monzodiorito
Localização	1-núcleo	2-núcleo	1-núcleo	2-núcleo	3-ocelo	1-núcleo	1-borda	2-núcleo	2-interm(1)	2-interm(2)	2-borda	3-núcleo	3-borda	1-núcleo	1-borda	1-núcleo	
SiO ₂	55.51	58.13	60.74	57.15	65.61	54.61	67.89	55.06	54.82	55.30	56.91	56.15	57.88	53.78	58.68	54.83	
Al ₂ O ₃	27.23	25.91	24.43	26.42	17.80	28.20	20.36	27.52	28.01	27.84	26.62	27.52	26.11	28.44	25.15	27.64	
TiO ₂	0.13	0.00	0.00	0.09	0.00	0.04	0.00	0.10	0.09	0.09	0.07	0.09	0.00	0.11	0.04	0.14	
Fe ₂ O ₃	0.60	0.40	0.34	0.36	0.19	0.70	0.07	0.62	0.70	0.65	0.71	0.59	0.50	0.85	0.51	0.80	
MnO	0.04	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	
MgO	0.12	0.00	0.02	0.03	0.00	0.11	0.00	0.08	0.09	0.06	0.03	0.04	0.02	0.10	0.05	0.11	
CaO	10.10	7.94	5.95	9.03	0.04	11.18	0.65	10.27	10.84	10.69	8.88	9.88	8.20	11.97	7.64	11.08	
Na ₂ O	5.24	6.56	7.72	6.31	1.88	5.07	11.37	5.39	5.28	5.62	6.43	5.83	6.60	4.77	6.91	5.22	
K ₂ O	0.41	0.64	0.84	0.47	13.71	0.42	0.14	0.48	0.43	0.48	0.57	0.48	0.57	0.34	0.69	0.38	
Total	99.37	99.58	100.03	99.86	99.23	100.35	100.47	99.54	100.26	100.75	100.23	100.61	99.89	100.40	99.66	100.21	
Fórmula estrutural com base em 20 cátions e 32 O.																	
Si	10.069	10.462	10.830	10.292	12.100	9.858	11.830	9.994	9.898	9.941	10.234	10.073	10.401	9.734	10.559	9.914	
Al	5.817	5.492	5.129	5.603	3.866	5.999	4.181	5.888	5.961	5.899	5.643	5.819	6.066	5.333	5.890	5.890	
Fe3	0.082	0.054	0.046	0.048	0.026	0.095	0.010	0.085	0.095	0.088	0.096	0.080	0.068	0.116	0.069	0.109	
Soma T	15.968	16.008	16.005	15.943	15.992	15.952	16.020	15.966	15.954	15.929	15.973	15.972	16.000	15.916	15.961	15.913	
Ti	0.018	0.000	0.000	0.012	0.000	0.006	0.000	0.014	0.012	0.013	0.009	0.013	0.000	0.016	0.005	0.018	
Mn	0.006	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000	0.004	0.000	0.004	
Mg	0.032	0.000	0.004	0.008	0.000	0.031	0.000	0.022	0.025	0.015	0.007	0.011	0.006	0.027	0.012	0.029	
Ca	1.963	1.531	1.137	1.743	0.007	2.162	1.998	2.098	2.059	1.712	1.900	1.580	2.321	1.472	2.146	2.146	
Na	1.843	2.289	2.668	2.202	0.673	1.776	3.840	1.898	1.848	1.960	2.242	2.029	2.299	1.674	2.411	1.829	
K	0.094	0.146	0.192	0.109	3.226	0.097	0.030	0.112	0.098	0.109	0.131	0.110	0.131	0.078	0.158	0.088	
Soma M	3.956	3.967	4.001	4.075	3.906	4.074	3.990	4.045	4.081	4.158	4.101	4.062	4.014	4.120	4.058	4.113	
Soma cátions	19.924	19.975	20.006	20.018	19.898	20.026	20.010	20.011	20.035	20.087	20.074	20.034	20.014	20.036	20.019	20.026	
Soma-O	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	
Ab	47.30	57.70	66.80	54.30	17.20	44.01	96.23	47.36	45.70	47.48	54.88	50.24	57.34	41.10	59.66	45.02	
An	50.30	38.60	28.40	43.00	0.20	53.58	3.02	49.85	51.88	49.87	41.90	47.04	39.40	56.98	36.43	52.83	
Or	2.40	3.70	4.80	2.70	82.60	2.41	0.75	2.79	2.42	2.65	3.21	2.71	3.26	1.92	3.91	2.16	

Tabela 7 (a) - Resultados de análises pontuais realizadas por WDS em microsonda eletrônica em cristais de feldspatos e fórmulas estruturais calculadas.

Amostra	LTATU 10A2	LTATU 10A2	LTATU 10A2	LTATU 10A2	LTATU 10A2	LTATU 10A2	LTATU 10A2	IGN 75I	IGN 75I	IGN 75I	IGN 75I	IGN 75I	IGN 75I	IGN 75I	IGN 75I	IGN 75I
Rocha	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito
Localização	1-borda	2-núcleo	2-borda	3-núcleo	3-borda	4-núcleo	4-borda	1-núcleo	1-borda	2-núcleo	2-borda	3-núcleo	3-interm	4-borda	4-interm(1)	4-interm(2)
SiO ₂	60.11	68.74	68.32	54.35	58.36	54.37	59.09	56.93	65.91	56.97	65.69	57.04	60.70	65.18	62.00	58.10
Al ₂ O ₃	24.56	19.97	20.15	28.58	25.65	28.23	25.83	26.83	21.45	26.75	19.21	26.86	24.50	18.56	23.75	26.26
TiO ₂	0.04	0.00	0.04	0.12	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.13	0.01	0.12	0.07	0.00	0.00	0.08
Fe ₂ O ₃	0.55	0.00	0.12	0.71	0.45	0.67	0.31	0.35	0.00	0.65	0.00	0.46	0.33	0.01	0.33	0.45
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
MgO	0.03	0.00	0.00	0.10	0.04	0.10	0.02	0.06	0.00	0.10	0.01	0.05	0.04	0.00	0.02	0.06
CaO	6.70	0.07	0.32	11.64	8.01	11.22	7.68	9.03	2.48	9.26	0.41	8.87	6.32	0.05	5.88	8.64
Na ₂ O	7.26	11.91	11.78	4.95	6.89	5.19	6.95	5.91	10.01	5.73	4.90	6.15	7.44	2.30	7.53	6.30
K ₂ O	0.92	0.03	0.03	0.34	0.63	0.41	0.72	0.56	0.23	0.52	9.70	0.60	0.92	13.69	0.96	0.57
Total	100.17	100.72	100.76	100.79	100.06	100.24	100.69	99.70	100.10	100.12	99.94	100.15	100.32	99.78	100.49	100.45
Fórmula estrutural com base em 20 cátions e 32 O.																
Si	10.736	11.927	11.866	9.780	10.471	9.833	10.519	10.257	11.570	10.234	11.892	10.242	10.801	11.973	10.984	10.382
Al	5.170	4.084	4.125	6.061	5.424	6.018	5.419	5.693	4.433	5.659	4.095	5.681	5.134	4.015	4.955	5.526
Fe3	0.073	0.000	0.016	0.097	0.060	0.092	0.042	0.047	0.000	0.088	0.000	0.062	0.045	0.001	0.044	0.060
Soma T	15.979	16.011	16.007	15.937	15.955	15.943	15.980	15.997	16.003	15.981	15.987	15.985	15.980	15.989	15.983	15.979
Ti	0.005	0.000	0.005	0.016	0.005	0.005	0.007	0.005	0.003	0.018	0.001	0.016	0.009	0	0.000	0.011
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.004	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.001	0	0.003	0.000
Mg	0.008	0.000	0.000	0.026	0.011	0.027	0.005	0.017	0.000	0.027	0.002	0.014	0.011	0	0.005	0.016
Ca	1.282	0.013	0.059	2.244	1.541	2.174	1.465	1.743	0.467	1.782	0.080	1.707	1.205	0.01	1.116	1.654
Na	2.513	4.007	3.968	1.726	2.396	1.820	2.400	2.063	3.408	1.997	1.721	2.142	2.567	0.819	2.587	2.183
K	0.211	0.006	0.007	0.079	0.145	0.095	0.162	0.128	0.051	0.119	2.239	0.137	0.208	3.208	0.217	0.130
Soma M	4.020	4.027	4.039	4.091	4.097	4.122	4.044	3.956	3.929	3.943	4.047	4.016	4.001	4.037	3.928	3.983
Soma cátions	19.999	20.038	20.046	20.028	20.052	20.065	20.024	19.953	19.932	19.924	20.034	20.001	19.981	20.026	19.911	19.962
Soma-O	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000
Ab	62.74	98.37	42.63	58.70	44.51	59.59	98.37	86.80	51.20	42.60	53.70	64.50	20.3	66.00	55.00	
An	32.01	0.33	1.47	55.43	37.75	53.17	36.38	44.30	11.90	45.70	2.00	42.80	30.30	0.2	28.50	41.70
Or	5.25	0.15	0.16	1.94	3.54	2.31	4.03	3.30	1.30	3.10	55.40	3.40	5.20	79.5	5.50	3.30
Amostra	IGN 75I	IGN 75I	IGN 75I	APOF.	APOF.	APOF.	APOF.	APOF.	APOF.	APOF.	APOF.	APOF.	APOF.	APOF.	IGN 4.2.H	IGN 4.2.H
Rocha	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito
Localização	4-núcleo	1-granofiro	2-granofiro	1-riolito	2-riolito	3-núcleo	3-borda	4-núcleo	4-borda	5-borda	5-interm(1)	5-interm(2)	5-núcleo	2-granofiro	1-núcleo	1-borda
SiO ₂	57.68	78.22	66.34	65.57	69.47	56.74	68.67	56.28	68.46	66.75	61.02	57.20	56.93	83.32	58.24	66.07
Al ₂ O ₃	26.50	13.41	16.06	18.38	19.97	27.14	20.16	26.82	19.86	21.30	23.89	26.85	27.03	9.69	25.65	21.25
TiO ₂	0.04	0.10	0.00	0.04	0.00	0.09	0.00	0.03	0.00	0.08	0.06	0.02	0.26	0.00	0.01	0.00
Fe ₂ O ₃	0.60	0.07	0.36	0.11	0.05	0.58	0.13	0.60	0.00	0.02	0.32	0.56	0.60	0.98	0.45	0.00
MnO	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.03	0.06	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
MgO	0.11	0.02	0.03	0.01	0.00	0.08	0.00	0.06	0.00	0.00	0.02	0.04	0.06	0.00	0.05	0.00
CaO	9.30	0.15	0.07	0.00	0.42	9.71	0.75	9.70	0.55	1.98	5.88	9.30	9.49	0.60	7.90	2.10
Na ₂ O	5.86	5.11	0.71	0.45	10.15	5.08	10.09	5.21	10.34	10.59	7.89	6.05	5.77	4.01	6.55	10.32
K ₂ O	0.58	3.29	13.91	16.08	0.17	0.49	0.21	0.51	0.15	0.23	0.77	0.49	0.53	2.06	0.76	0.19
Total	100.66	100.38	97.49	100.64	100.25	99.90	100.05	99.27	99.40	100.95	99.84	100.51	100.67	100.65	99.63	99.94
Fórmula estrutural com base em 20 cátions e 32 O.																
Si	10.304	13.341	12.401	12.022	12.034	10.200	11.950	10.197	11.985	11.619	10.896	10.240	10.182	13.979	10.484	11.610
Al	5.575	2.693	3.536	3.968	4.075	5.745	4.131	5.722	4.095	4.366	5.024	5.661	5.693	1.915	5.439	4.398
Fe3	0.081	0.009	0.051	0.015	0.007	0.079	0.017	0.082	0.000	0.003	0.043	0.075	0.081	0.124	0.061	0.001
Soma T	15.965	16.056	15.988	16.005	16.116	16.024	16.098	16.001	16.080	15.998	15.971	15.979	15.991	16.018	15.984	16.009
Ti	0.005	0.013	0.000	0.006	0.000	0.012	0.004	0.000	0.000	0.01	0.008	0.003	0.035	0.000	0.001	0.000
Mn	0.000	0.000	0.003	0.002	0.001	0.000	0.005	0.010	0.006	0	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000
Mg	0.029	0.005	0.008	0.002	0.000	0.021	0.001	0.015	0.000	0	0.005	0.011	0.016	0.000	0.012	0.000
Ca	1.780	0.027	0.014	0.000	0.078	1.871	0.139	1.883	0.104	0.369	1.125	1.784	1.819	0.108	1.524	0.396
Na	2.030	1.69	0.257	0.159	3.410	1.770	3.405	1.832	3.509	3.574	2.732	2.100	2.001	1.305	2.286	3.515
K	0.132	0.716	3.317	3.761	0.038	0.112	0.048	0.119	0.034	0.051	0.175	0.112	0.121	0.441	0.175	0.043
Soma M	3.971	2.438	3.599	3.930	3.527	3.786	3.598	3.863	3.653	3.994	4.037	4.007	3.957	1.854	4.003	3.954
Soma cátions	19.936	18.494	19.587	19.935	19.643	19.81	19.696	19.864	19.733	19.992	20.008	19.986	19.948	17.872	19.987	19.963
Soma-O	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000
Ab	51.50	69.50	7.20	4.10	96.70	47.20	94.80	47.80	96.20	89.5	67.80	52.60	50.80	70.40	57.40	88.90
An	45.20	1.10	0.40	0.00	2.20	49.90	3.90	49.10	2.90	9.2	27.90	44.60	46.20	5.80	38.20	10.00
Or	3.30	29.40	92.40	95.90	1.10	3.00	1.30	3.10	0.90	1.3	4.30	2.80	3.10	23.80	4.40	1.10

Tabela 7 (b) - Resultados de análises pontuais realizadas por WDS em microsonda eletrônica em cristais de feldspatos e fórmulas estruturais calculadas.

Amostra	IGN 4.2.H	IGN 4.2.H	IGN 4.2.H	IGN 4.2.H	IGN 4.2.H	IGN 4.2.H	IGN 4.2.H	IGN 4.2.H	IGN 4.2.H	IGN 4.2.M	IGN 4.2.M	IGN 4.2.M	IGN 4.2.M	IGN 4.2.M(2)	IGN 4.2.M(2)	IGN 4.2.M(2)	IGN 4.2.M(2)
Rocha	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito
Localização	2-núcleo	2-borda	3-borda	3-interm(1)	3-interm(2)	3-núcleo	2-granolito	3-granolito	1-riolito	2-riolito	3-riolito	4-monz. nuc	1-riolito	2-riolito	2-riolito	2-riolito	3-monz. nuc
SiO ₂	57.91	63.98	63.70	61.64	59.67	58.04	65.97	74.28	67.47	67.78	68.24	57.08	67.75	69.66	66.79	56.54	
Al ₂ O ₃	26.21	18.38	22.38	23.90	25.11	25.43	19.40	14.44	19.41	19.88	20.33	26.17	20.05	19.52	21.03	27.40	
TiO ₂	0.05	0.00	0.00	0.10	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00	0.04	0.09	
Fe ₂ O ₃	0.55	0.17	0.30	0.45	0.47	0.51	0.03	0.07	0.09	0.14	0.08	0.58	0.22	0.00	0.05	0.44	
MnO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.04	0.02	0.01	0.00	0.01	0.04	0.00	0.02	0.00	
MgO	0.04	0.00	0.03	0.03	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.05	
CaO	8.24	0.01	3.79	5.89	7.18	8.18	0.71	0.33	0.23	0.73	0.91	8.63	0.67	0.02	1.65	9.30	
Na ₂ O	6.48	0.79	8.91	8.07	7.09	6.38	5.18	4.26	9.79	10.98	11.21	6.21	10.21	10.55	10.62	6.03	
K ₂ O	0.50	15.25	0.39	0.49	0.67	0.63	9.04	6.59	2.68	0.49	0.14	0.66	0.11	0.03	0.22	0.54	
Total	99.97	98.58	99.50	100.58	100.20	99.25	100.32	100.06	99.68	100.00	100.91	99.44	99.07	99.78	100.41	100.39	

Fórmula estrutural com base em 20 cátions e 32 O.

Si	10.391	11.962	11.305	10.916	10.65	10.498	11.569	12.992	11.940	11.878	11.839	10.322	11.915	12.108	11.673	10.142
Al	5.539	4.046	4.678	4.984	5.278	5.412	4.434	2.974	4.046	4.102	4.154	5.675	4.153	3.995	4.329	5.788
Fe3	0.074	0.023	0.04	0.06	0.063	0.069	0	0.009	0.012	0.019	0.010	0.079	0.030	0.000	0.007	0.059
Soma T	16.004	16.031	16.023	15.973	15.991	15.974	16.007	15.98	15.998	15.999	16.003	15.976	16.098	16.103	16.009	15.989
Ti	0.006	0.000	0	0.013	0	0.005	0.004	0.005	0.000	0.000	0.000	0.006	0.001	0.000	0.005	0.012
Mn	0.000	0.002	0	0.001	0	0.003	0	0.006	0.002	0.001	0.000	0.002	0.006	0.001	0.003	0.000
Mg	0.010	0.000	0.008	0.008	0.005	0.005	0	0	0.000	0.001	0.000	0.015	0.000	0.000	0.000	0.012
Ca	1.583	0.001	0.721	1.118	1.373	1.584	0.466	0.062	0.043	0.136	0.168	1.671	0.127	0.004	0.308	1.787
Na	2.253	0.286	3.066	2.771	2.454	2.236	3.407	1.445	3.359	3.731	3.772	2.178	3.482	3.556	3.598	2.098
K	0.115	3.639	0.088	0.111	0.153	0.145	0.052	1.47	0.604	0.109	0.031	0.153	0.026	0.006	0.050	0.124
Soma M	3.967	3.928	3.883	4.009	3.985	3.973	3.925	2.983	4.008	3.978	3.971	4.025	3.642	3.567	3.964	4.033
Soma cátions	19.971	19.959	19.906	19.982	19.976	19.947	19.932	18.963	20.006	19.977	19.974	20.001	19.74	19.67	19.973	20.022
Soma-O	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000
Ab	57.00	7.30	79.1	69.3	61.7	56.4	48.5	83.80	93.80	95.00	54.40	95.80	99.70	91.00	52.30	
An	40.10	0.00	18.6	28	34.5	39.9	11.9	2.1	1.10	3.40	4.20	41.80	3.50	0.10	7.80	44.60
Or	2.90	92.70	2.3	2.8	3.8	3.7	1.3	49.4	15.10	2.70	0.80	0.70	0.20	1.30	3.10	

Amostra	IGN 4.2.M(2)	LTATU 10C	LTATU 10C	LCAV 01E	LCAV 01E	LCAV 01E	LCAV 01E	IGN 75G1	IGN 75G1	IGN 75G1	IGN 75G1	LCAV 01E	LCAV 01E	LCAV 01E	LCAV 01E
Rocha	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzonito	Qtz Monzonito	Qtz Monzonito	Qtz Monzonito	Riolito	Riolito	Riolito	Riolito	Riolito	Riolito	Riolito	Riolito
Localização	3- monz. b	1- núcleo	1-borda	1-núcleo	2-núcleo	3-núcleo	4-núcleo	1-núcleo	1-borda	2-núcleo	2-interm	1-núcleo	2-núcleo	3-núcleo	5-núcleo
SiO ₂	64.19	56.49	55.82	64.55	63.85	63.48	68.70	68.15	66.94	68.66	66.84	69.76	67.58	67.68	67.55
Al ₂ O ₃	19.22	26.37	26.77	20.05	18.32	22.57	20.74	20.77	21.41	20.08	19.51	17.55	20.66	20.52	20.10
TiO ₂	0.00	0.12	0.09	0.03	0.03	0.08	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.11	0.51	0.51	0.19	0.40	0.28	0.11	0.12	0.00	0.04	0.03	0.06	0.16	0.02	0.19
MnO	0.07	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.04	0.01	0.01	0.06	0.00
MgO	0.01	0.06	0.07	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00
CaO	0.27	9.23	9.55	0.26	0.14	3.23	0.66	0.34	0.53	0.42	0.49	0.29	0.85	0.56	0.31
Na ₂ O	2.96	6.10	5.99	6.09	2.09	9.71	11.20	11.52	11.25	10.44	7.41	5.60	11.23	11.41	11.52
K ₂ O	12.24	0.59	0.54	7.92	13.94	0.24	0.02	0.05	0.08	0.03	4.88	6.73	0.29	0.08	0.04
Total	99.07	99.48	99.33	99.10	98.79	99.61	101.44	100.98	100.23	99.67	99.22	100.01	100.80	100.33	99.71

Fórmula estrutural com base em 20 cátions e 32 O.

Si	11.837	10.234	10.140	11.733	11.902	11.264	11.834	11.804	11.687	11.976	11.942	12.356	11.760	11.807	11.853
Al	4.174	5.630	5.731	4.294	4.024	4.720	4.210	4.236	4.402	4.125	4.106	3.664	4.237	4.220	4.157
Fe3	0.015	0.069	0.069	0.026	0.056	0.038	0.014	0.015	0.000	0.005	0.004	0.008	0.021	0.002	0.025
Soma T	16.026	15.934	15.940	16.053	15.981	16.022	16.058	16.055	16.089	16.106	16.052	16.028	16.017	16.029	16.035
Ti	0.000	0.016	0.012	0.004	0.004	0.011	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.003	0.000	0.000	0.006	0.001	0.001	0.009	0.000
Mg	0.004	0.016	0.019	0.003	0.008	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000	0.003	0.000	0.009	0.000	0.000
Ca	0.053	1.792	1.858	0.051	0.028	0.613	0.122	0.063	0.100	0.079	0.094	0.056	0.158	0.105	0.058
Na	1.059	2.143	2.111	2.146	0.755	3.341	3.740	3.870	3.808	3.532	2.567	1.925	3.788	3.861	3.917
K	2.879	0.137	0.126	1.837	3.315	0.054	0.005	0.011	0.017	0.006	1.113	1.522	0.063	0.018	0.009
Soma M	4.006	4.106	4.126	4.041	4.108	4.022	3.869	3.950	3.927	3.617	3.783	3.503	4.020	3.993	3.984
Soma cátions	20.032	20.040	20.066	20.094	20.090	20.044	19.927	20.005	20.016	19.723	19.835	19.531	20.037	20.021	20.019
Soma-O	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000
Ab	26.50	52.63	51.56	53.20	18.42	83.35	96.72	98.10	97.00	97.60	68.00	54.96	94.47	96.93	98.32
An	1.30	44.00	45.37	1.26	0.68	15.30	3.15	1.60	2.50	2.20	2.50	1.59	3.95	2.63	1.46
Or	72.10	3.37	3.07	45.54	80.91	1.35	0.13	0.30	0.40	0.20	29.50	43.45	1.58	0.44	0.22

Tabela 7 (c) - Resultados de análises pontuais realizadas por WDS em microsonda eletrônica em cristais de feldspatos e fórmulas estruturais calculadas.

Tabela 8 – Resultados analíticos para anfibólios

Amostra	IGN75F4	IGN75F4	IGN75F4	IGN75F4	LTATU10A2	LTATU10A2	LTATU01E	LTATU01E	LTATU01E	LTATU01E	LTATU01E	LTATU01E	LTATU01E	LTATU01E	LTATU01E	LTATU01E	LCAV01E	LCAV01E	LCAV01E
Rocha	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Monzodiorito	Monzodiorito	Qtz Monzonito	Qtz Monzonito	Qtz Monzonito	Qtz Monzonito	Qtz Monzonito	Qtz Monzonito	Qtz Monzonito	Qtz Monzonito	Qtz Monzonito	Qtz Monzonito	Qtz Monzonito	Qtz Monzonito	Monzodiorito
Localização	1- núcleo	2- núcleo	3-núcleo	4-núcleo	1-núcleo	2-núcleo	1-núcleo	2-núcleo	3-núcleo	4-núcleo	5-núcleo	6-núcleo	7-núcleo	8-núcleo	9-núcleo	10-núcleo	11-núcleo	12-núcleo	
SiO2	44.687	44.232	43.087	44.342	45.407	44.269	45.669	44.72	45.487	43.551	45.487	43.551	44.084	46.241	44.232	43.578	42.62	47.016	
TiO2	0.673	0.991	1.115	0.688	0.589	0.698	0.598	0.863	0.586	0.705	0.586	0.705	0.675	0.721	1.399	0.746	1.207	0.568	
Al2O3	5.137	5.998	5.641	5.625	5.11	5.315	5.625	5.44	4.911	6.46	4.911	6.46	5.579	5.127	6.598	5.516	5.731	3.812	
FeO	24.312	24.835	25.078	24.954	24.593	24.952	24.729	24.504	23.999	26.144	23.999	26.144	26.82	24.886	25.605	24.352	25.828	23.022	
MnO	0.458	0.401	0.436	0.579	0.577	0.571	0.471	0.357	0.424	0.527	0.424	0.527	0.424	0.347	0.404	0.393	0.38	0.369	
MgO	7.245	7.229	7.531	6.858	6.286	6.858	7.662	8.145	8.442	6.286	8.442	6.286	6.233	7.754	7.289	7.769	7.511	9.558	
CaO	10.258	10.367	10.385	10.125	10.581	10.128	10.658	10.778	10.43	10.581	10.43	10.581	10.395	11.261	10.63	10.252	10.385	9.844	
Na2O	1.985	2.041	2.027	1.842	2.144	1.837	1.859	1.748	1.939	2.044	1.939	2.044	1.718	1.556	2.147	1.903	2.329	1.529	
K2O	0.955	1.102	1.086	0.993	0.868	0.996	0.916	0.965	0.868	1.09	0.868	1.09	1.007	0.934	1.132	0.791	1.068	0.736	
F	1.403	0.817	1.215	1.281	1.204	1.278	1.266	1.849	1.214	1.496	1.214	1.496	1.146	1.102	0.817	0.901	1.473	1.563	
Cl	0.342	0.359	0.305	0.349	0.392	0.353	0.47	0.32	0.331	0.65	0.331	0.65	0.966	0.556	0.35	0.788	0.305	0.25	
Total	97.455	98.372	97.906	97.636	97.751	97.255	98.187	97.52	97.086	97.388	97.086	97.388	96.935	98.627	99.436	95.3	97.059	96.454	
Fe ₂ O ₃ ^{calc}	3.46	3.88	1.38	4.81	0.63	3.95	4.65	2.70	3.13	4.34	3.13	4.34	4.18	2.82	3.20	3.71	0.14	4.44	
FeO ^{calc}	21.2	21.3	23.8	20.6	24.0	21.40	20.54	22.07	21.18	22.24	21.18	22.24	23.06	22.35	22.72	21.01	25.70	19.03	

Fórmula estrutural com base em 4 cátions e 6 O.

Si	7.049	6.888	6.849	6.970	7.184	7.007	6.991	6.942	7.053	6.818	7.053	6.818	6.938	7.066	6.771	6.911	6.787	7.228	
Al IV	0.951	1.101	1.057	1.030	0.816	0.992	1.015	0.995	0.897	1.192	0.897	1.192	1.035	0.923	1.190	1.031	1.076	0.691	
Fe3+ IV	0.000	0.011	0.094	0.000	0.000	0.002	0.000	0.063	0.050	0.000	0.050	0.000	0.027	0.011	0.039	0.058	0.017	0.081	
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.120	0.000	
Soma T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	
Al VI	0.004	0.000	0.000	0.012	0.137	0.000	0.006	0.000	0.000	0.010	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Ti	0.080	0.116	0.133	0.081	0.070	0.083	0.069	0.101	0.068	0.083	0.068	0.083	0.080	0.083	0.161	0.089	0.025	0.066	
Fe3+ VI	0.411	0.444	0.071	0.569	0.075	0.468	0.536	0.253	0.316	0.511	0.316	0.511	0.468	0.313	0.330	0.384	0.000	0.432	
Mg	1.703	1.678	1.784	1.607	1.482	1.618	1.748	1.885	1.951	1.467	1.951	1.467	1.462	1.766	1.663	1.836	1.783	2.190	
Fe2+	2.796	2.763	3.011	2.711	3.179	2.831	2.630	2.762	2.665	2.912	2.665	2.912	2.990	2.838	2.846	2.690	3.192	2.312	
Mn	0.006	0.000	0.000	0.020	0.056	0.000	0.011	0.000	0.000	0.017	0.000	0.017	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Soma C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	
Fe2+	0.000	0.017	0.157	0.000	0.000	0.002	0.000	0.104	0.082	0.000	0.082	0.000	0.045	0.018	0.063	0.096	0.230	0.135	
Mn	0.405	0.444	0.071	0.550	0.019	0.468	0.050	0.047	0.056	0.053	0.056	0.053	0.057	0.045	0.052	0.053	0.051	0.048	
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Ca	1.595	1.540	1.769	1.480	1.794	1.530	1.748	1.793	1.733	1.775	1.733	1.775	1.753	1.844	1.743	1.742	1.772	1.621	
Na	0.000	0.000	0.003	0.000	0.187	0.000	0.202	0.057	0.130	0.172	0.130	0.172	0.146	0.094	0.141	0.109	0.000	0.196	
Soma B	2.000	2.000	2.000	2.030	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.054	2.000	
Ca	0.139	0.190	0.000	0.225	0.000	0.188	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Na	0.607	0.616	0.622	0.561	0.471	0.564	0.350	0.469	0.453	0.448	0.453	0.448	0.378	0.367	0.496	0.476	0.719	0.260	
K	0.192	0.219	0.220	0.199	0.175	0.201	0.179	0.191	0.172	0.218	0.172	0.218	0.202	0.182	0.221	0.160	0.217	0.144	
Soma A	0.938	1.025	0.842	0.985	0.646	0.953	0.529	0.660	0.625	0.666	0.625	0.666	0.580	0.549	0.718	0.636	0.936	0.404	
Soma-Cát.	15.938	16.026	15.842	16.015	15.646	15.954	15.529	15.660	15.625	15.666	15.625	15.666	15.580	15.549	15.718	15.636	15.990	15.404	
<i>Soma-O</i>	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	

Tabela 8 - Resultados de análises pontuais realizadas por WDS em microsonda eletrônica em cristais de anfibólio e fórmulas estruturais calculadas.

Anexo II

Resultados das análises de química de rocha total para elementos maiores e traços

Tabela 10 – Resultados analíticos para elementos maiores por FRX e ICP-OES

Tabela 11 – Resultados analíticos para elementos traços por FRX e ICP-OES

Tabela 12 – Resultados analíticos para elementos traços por ICP-MS

**Tabela 10 – Resultados analíticos para elementos maiores por
FRX e ICP-OES**

Amostra	IGN 75A	LCAV 01A	LTATU 08A	IGN 4.2.L(a)	IGN 4.2.L(b)	LTATU 04	LTATU 01A	IGN 4.2.B	IGN 75F2	IGN 75F4	IGN 4.2.A	IGN 75J	LTATU 09
Rocha	Basalto (topo)	Basalto (topo)	Basalto (topo)	Basalto amigdaloidal	Basalto amigdaloidal	Basalto (lateral)	Basalto (lateral)	Diabásio ocelar	Diabásio ocelar	Diabásio ocelar	Diabásio	Diabásio	Diabásio
SiO ₂	48.58	46.51	48.27	48.59	48.65	48.42	48.50	52.98	50.86	50.17	53.62	52.76	50.71
Al ₂ O ₃	12.37	12.96	12.54	12.16	12.08	12.61	12.67	12.25	11.91	12.16	12.49	12.16	13.11
MnO	0.235	0.212	0.227	0.225	0.226	0.233	0.228	0.234	0.242	0.250	0.240	0.238	0.224
MgO	4.83	4.02	4.63	4.28	4.35	4.74	4.76	3.39	3.59	3.72	2.92	3.31	3.44
CaO	7.29	8.29	7.95	7.14	7.15	8.62	8.71	7.39	7.51	7.35	6.44	7.29	7.47
Na ₂ O	2.96	2.84	2.91	3.90	3.93	2.47	2.54	2.75	2.97	3.19	3.44	2.85	3.38
K ₂ O	1.68	1.00	1.53	1.37	1.37	0.95	0.86	1.86	1.62	1.57	2.04	1.81	1.64
TiO ₂	3.833	4.052	3.868	3.870	3.907	3.824	3.770	3.253	3.536	3.734	2.974	3.290	3.333
P ₂ O ₅	0.543	0.575	0.561	0.555	0.577	0.551	0.558	0.722	0.698	0.649	0.839	0.739	0.671
Fe ₂ O ₃	15.51	15.72	15.83	15.60	15.62	15.70	15.69	14.60	15.02	15.28	14.06	14.60	14.53
Loi	1.28	1.95	0.28	1.52	1.52	1.12	0.55	0.23	1.75	1.28	0.62	0.47	0.55
Total	99.11	98.13	98.60	99.21	99.38	99.24	98.84	99.66	99.71	99.35	99.68	99.52	99.06

Amostra	IGN 75I(b)	IGN 75I(a)	LCAV 02	IGN 4.2.H	IGN 4.2.K	IGN 4.2.M	LCAV 01D	IGN 75G1	LTATU 05B(a)	LTATU 05B(b)	LCAV 01C (a)	LCAV 01C (b)
Rocha	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzonito	Riolito	Riolito	Riolito	ocelo	ocelo
SiO ₂	54.22	54.64	52.88	57.72	59.75	60.63	63.20	70.67	69.36	69.10	63.82	63.7
Al ₂ O ₃	12.12	12.13	12.72	12.43	12.45	12.20	13.61	13.16	13.27	13.22	14.07	14.08
MnO	0.242	0.244	0.238	0.228	0.199	0.190	0.153	0.072	0.015	0.014	0.088	0.091
MgO	2.23	2.28	2.82	1.33	1.25	1.17	1.02	0.22	0.18	0.19	1.19	1.19
CaO	6.08	6.08	6.49	4.86	4.20	4.34	2.58	1.03	3.17	3.18	2.60	2.64
Na ₂ O	3.05	3.11	3.43	3.28	3.77	3.46	4.71	3.61	2.82	2.80	4.36	4.36
K ₂ O	2.35	2.35	2.09	2.89	3.06	3.36	3.74	5.41	6.93	6.93	4.16	4.13
TiO ₂	2.495	2.505	2.807	1.792	1.691	1.602	1.076	0.474	0.372	0.371	1.23	1.23
P ₂ O ₅	1.012	1.011	0.888	0.666	0.577	0.529	0.3	0.057	0.026	0.026	0.467	0.491
Fe ₂ O ₃	14.76	14.82	14.16	13.87	11.89	11.47	8.45	3.72	2.07	2.07	6.40	6.42
Loi	0.70	0.84	0.78	0.72	0.99	0.87	0.25	0.66	1.07	1.16	1.30	1.35
Total	99.26	100.01	99.30	99.79	99.83	99.82	99.07	99.08	99.28	99.06	99.67	99.68

Normas		ap	il	or'	ab'	an	mt	di	wo	hy'	hy	q	ol	perov	
IGN 75A	Basalto (topo)	1.26	7.28	9.93	25.05	15.50	3.37	14.26	0.00	18.89	0.00	0.97	0.00	0.00	96.52
LCAV 01A	Basalto (topo)	1.34	7.70	5.91	24.03	19.66	3.42	14.84	0.00	16.38	0.00	1.55	0.00	0.00	94.84
LTATU 08A	Basalto (topo)	1.30	7.35	9.04	24.62	16.64	3.44	15.98	0.00	17.84	0.00	0.75	0.00	0.00	96.97
IGN 4.2.L (a)	Basalto amigdaloidal														
IGN 4.2.L (b)	Basalto amigdaloidal														
LTATU 04	Basalto (lateral)	1.28	7.26	5.61	20.90	20.52	3.41	15.56	0.00	18.25	0.00	3.98	0.00	0.00	96.78
LTATU 01A	Basalto (lateral)	1.30	7.16	5.08	21.49	20.63	3.41	15.79	0.00	18.25	0.00	3.83	0.00	0.00	96.95
IGN 4.2.B	Diabásio ocelar	1.68	6.18	10.99	23.27	15.59	3.19	13.80	0.00	15.33	0.00	8.23	0.00	0.00	98.26
IGN 75F2	Diabásio ocelar	1.62	6.72	9.57	25.13	14.38	3.27	15.42	0.00	15.02	0.00	5.56	0.00	0.00	96.68
IGN 75F4	Diabásio ocelar	1.51	7.09	9.28	26.99	14.22	3.32	15.13	0.00	15.51	0.00	3.71	0.00	0.00	96.77
IGN 4.2.A	Diabásio	1.95	5.65	12.06	29.11	12.61	3.06	11.75	0.00	14.85	0.00	6.84	0.00	0.00	97.87
IGN 75J	Diabásio	1.72	6.25	10.70	24.12	15.04	3.19	13.83	0.00	17.34	0.00	6.96	0.00	0.00	99.14
LTATU 09	Diabásio	1.56	6.33	9.69	28.60	15.76	3.16	14.25	0.00	14.90	0.00	3.03	0.00	0.00	97.27
IGN 75I (b)	Monzodiorito	2.35	4.74	13.89	25.81	12.44	3.21	9.56	0.00	15.87	0.00	9.44	0.00	0.00	97.31
IGN 75I (a)	Monzodiorito	2.35	4.76	13.89	26.32	12.20	3.21	9.76	0.00	15.88	0.00	9.50	0.00	0.00	97.86
LCAV 02	Monzodiorito	2.06	5.33	12.35	29.02	13.14	3.08	11.27	0.00	15.23	0.00	5.83	0.00	0.00	97.32
IGN 4.2.H	Qtz Monzodiorito	1.55	3.40	17.08	27.75	10.66	3.02	7.92	0.00	14.41	0.00	12.09	0.00	0.00	97.89
IGN 4.2.K	Qtz Monzodiorito	1.34	3.21	18.08	31.90	8.83	2.59	7.15	0.00	12.20	0.00	12.82	0.00	0.00	98.13
IGN 4.2.M	Qtz Monzodiorito	1.23	3.04	19.86	29.28	7.83	2.49	8.89	0.00	10.70	0.00	14.66	0.00	0.00	97.98
LCAV 01D	Qtz Monzonito	0.70	2.04	22.10	39.85	4.95	1.84	5.09	0.00	9.23	0.00	12.31	0.00	0.00	98.12
IGN 75G1	Riolito	0.13	0.90	31.97	30.55	3.73	0.81	0.89	0.00	4.20	0.00	24.93	0.00	0.00	98.11
LTATU 05B(a)	Riolito	0.06	0.71	40.95	23.86	3.08	0.45	4.91	2.84	0.00	0.00	21.18	0.00	0.00	98.05
LTATU 05B(b)	Riolito	0.06	0.70	40.95	23.69	3.04	0.45	4.96	2.86	0.00	0.00	21.02	0.00	0.00	97.74

Tabela 10 - Resultados das análises de rocha total por FRX e ICP-OES (LCAV01C - em azul) para os elementos maiores, em % de peso, e cálculo das normas CIPW.

**Tabela 11 – Resultados analíticos para elementos traços por
FRX e ICP-OES**

Amostra	IGN 75A	LCAV 01A	LTATU 08A	IGN 4.2.L(a)	IGN 4.2.L(b)	LTATU 04	LTATU 01A	IGN 4.2.B	IGN 75F2	IGN 75F4	IGN 4.2.A	IGN 75J	LTATU 09
Rocha	Basalto (topo)	Basalto (topo)	Basalto (topo)	Basalto amigdaloidal	Basalto amigdaloidal	Basalto (lateral)	Basalto (lateral)	Diabásio ocelar	Diabásio ocelar	Diabásio ocelar	Diabásio	Diabásio	Diabásio
Ba	519	453	513	501	518	395	416	554	528	514	628	583	534
Ce	63	114	103	60	56	104	90	93	95	59	103	76	115
Cl	<15	<50	<50	<15	<15	113	<50	<15	<15	<15	<15	115	<50
Co	32	42	37	35	35	39	38	21	22	25	20	24	32
Cr	23	<13	<13	14	13	<13	<13	<2	3	2	3	3	<13
Cu	48	50	48	49	51	45	42	13	12	29	8	16	23
F	328	861	613	367	618	1039	1138	465	<223	365	<223	907	572
Ga	21	28	22	22	22	24	23	24	23	23	24	24	24
La	43	39	34	30	44	32	49	50	44	52	52	52	35
Nb	25	24	22	26	26	22	22	29	31	30	34	31	27
Nd	<22	49	41	59	64	41	40	50	52	37	59	53	45
Ni	19	21	23	16	15	22	20	4	4	7	<2	3	5
Pb	<5	13	15	<5	5	15	11	<5	<5	<5	<5	10	13
Rb	48	21	38	33	32	26	20	38	35	33	46	37	32
S	163	4605	427	<100	<100	<300	<300	186	<100	<100	<100	138	1319
Sc	30	34	33	33	32	32	34	24	29	29	28	30	30
Sr	411	433	483	506	507	423	439	459	514	498	502	460	493
Th	8	15	15	11	10	15	17	14	10	10	12	12	14
U	9	5	7	8	9	6	6	10	10	9	9	10	7
V	412	415	395	414	424	394	388	275	294	321	189	273	264
Y	35	35	35	36	36	33	36	46	44	40	50	45	41
Zn	129	140	134	132	131	150	124	136	139	139	143	144	134
Zr	228	233	219	229	228	217	220	312	286	262	333	308	266

Amostra	IGN 75I(b)	IGN 75I(a)	LCAV 02	IGN 4.2.H	IGN 4.2.K	IGN 4.2.M	LCAV 01D	IGN 75G1	LTATU 05B(a)	LTATU 05B(b)	Amostra	LCAV 01C (a)	LCAV 01C (b)
Rocha	Monzodiorito	Monzodiorito	Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzonito	Riolito	Riolito	Riolito	Rocha	ocelo	ocelo
Ba	742	728	678	917	1026	985	723	1150	663	669	Ba	1138	1155
Ce	116	96	116	131	135	129	129	146	91	96	La	64	61
Cl	<15	<15	<50	165	114	<15	<50	37	<50	<50	Sr	352	356
Co	19	18	26	14	11	7	10	<3	<6	<6	V	71	66
Cr	6	4	<13	8	4	3	<13	<2	<13	<13	Y	48	49
Cu	22	21	5	25	21	14	8	8	18	19	Zr	422	425
F	1076	1077	562	1206	799	667	<550	455	<550	<550			
Ga	25	26	26	27	27	25	31	24	22	22			
La	64	55	53	65	71	72	65	67	68	63			
Nb	36	37	33	47	47	45	41	31	26	26			
Nd	56	82	62	73	59	78	58	55	50	65			
Ni	3	2	<5	2	<2	<2	6	2	<5	<5			
Pb	<5	5	14	16	15	<5	62	13	11	10			
Rb	52	51	40	64	63	73	72	126	139	140			
S	499	519	<300	1271	6668	2939	<300	1737	<300	<300			
Sc	24	23	27	19	18	14	<14	6	<14	<14			
Sr	449	451	461	403	362	353	360	227	216	216			
Th	12	13	16	13	10	14	67	11	17	17			
U	9	10	9	10	9	9	38	8	10	10			
V	83	88	154	12	24	30	<9	<3	<9	10			
Y	55	57	50	62	63	63	60	50	59	59			
Zn	155	158	148	161	155	143	158	60	8	9			
Zr	370	373	335	479	504	517	522	687	719	721			

Tabela 11 - Resultados das análises de rocha total por FRX e ICP-OES (LCAV01C - em azul) para os elementos traços, em ppm.

Tabela 12 – Resultados analíticos para elementos traços por
ICP-MS

LTATU 08A	IGN 75A	LTATU 01A	IGN 75F4	LTATU 09	IGN 4.2A	IGN 75I	LCAV 02	IGN 4.2H	LCAV 01D (a)	LCAV 01D (b)	IGN 75G1(a)	IGN 75G1(b)	LTATU 05B	LCAV 01C
Basalto (topo)	Basalto (topo)	Basalto (lateral)	Diabásio ocelar	Diabásio	Diabásio	Monzodiorito	Monzodiorito	Qtz Monzodiorito	Qtz Monzonito	Qtz Monzonito	Riolito	Riolito	Riolito	Ocelo

Rb	38.5	46.7	22.5	35.5	32.5	47	54.6	41.2	67.6	73.3	73.5	104	137	141	91.1
Sr	476	408	409	481	504	501	463	461	440	363	363	209	221	220	346
Y	35.5	38.4	42.5	43.1	42.2	54.6	61.7	51.4	68.9	58.0	58.4	49	52.3	60.7	52.3
Zr	228	231	212	268	284	348	390	348	481	560	561	735	730	811	473
Nb	24.0	22.3	18.0	30.2	29.6	35.1	35.9	34.8	47.8	43.1	44.4	32.7	35.1	27.2	28.2
Cs	2.30	3.75	1.94	1.2	0.88	0.7	0.83	0.40	1.06	0.56	0.56	0.63	0.66	0.59	1.82
Ba	495	580	379	559	529	753	804	662	1148	995	1007	1189	1321	660	1113
La	34.2	33	35.0	38.4	42.0	52	57.5	53.5	72.4	69.5	69.5	66.1	69.6	75.4	62.0
Ce	74.3	71.1	82.56	83.6	91.2	113	126	116	146	146	145	143	151	153	126
Pr	9.57	8.78	9.95	10.9	11.7	14.6	16	14.9	19.2	17.8	17.6	14.8	16.9	17.5	16.0
Nd	40.6	38.9	42.1	46.4	49.3	61.6	72.5	62.2	85.5	69.5	68.9	57.1	59.9	63.8	60.9
Sm	8.78	8.52	9.44	9.55	10.5	12.5	14.4	13.1	17	13.9	13.9	10.6	10.7	12.4	12.3
Eu	2.72	2.7	2.55	3.02	3.22	3.85	4.08	3.90	4.18	3.88	3.84	2.43	2.52	1.16	3.27
Gd	8.33	7.37	9.11	8.27	10.1	11.5	11.8	12.3	12.8	12.5	12.1	8.62	10.2	11.0	11.5
Tb	1.25	1.04	1.42	1.27	1.48	1.65	1.8	1.82	2.03	1.97	1.95	1.29	1.55	1.84	1.75
Dy	6.94	6.54	8.09	7.28	8.15	9.41	11.1	9.94	13.2	11.1	11.0	8.45	8.76	10.6	10.0
Ho	1.42	1.33	1.71	1.49	1.65	1.91	2.14	2.00	2.53	2.30	2.29	1.76	1.78	2.28	2.07
Er	3.57	3.38	4.44	3.78	4.18	4.9	5.45	5.07	5.86	6.07	6.06	4.94	5.35	6.25	5.60
Tm	0.50	0.44	0.66	0.51	0.59	0.66	0.7	0.72	0.81	0.91	0.90	0.71	0.86	0.97	0.76
Yb	3.02	2.7	3.97	3.35	3.51	4.25	4.87	4.31	5.76	5.56	5.47	4.67	5.32	5.99	5.16
Lu	0.46	0.45	0.59	0.49	0.53	0.64	0.75	0.65	0.94	0.85	0.85	0.77	0.78	0.92	0.76
Hf	5.84	5.58	5.51	6.29	7.18	8.22	9.37	8.73	12.1	14.3	14.0	17.9	16.4	20.3	11.8
Ta	1.58	0.72	1.29	1.26	2.04	0.93	1.78	2.01	1.55	2.41	2.72	2.02	2.49	2.56	2.84
Pb	4.53	5.11	4.45	4.48	5.17	7.44	6.79	6.24	8.71	9.30	9.54	11.1	11.7	9.61	8.81
Th	3.10	2.81	15.25	3.57	3.90	4.95	5.33	4.95	7.1	8.84	8.77	11.1	12	15.2	8.66
U	0.60	0.59	0.93	0.68	0.77	0.96	1.16	0.98	1.54	1.73	1.70	2.34	2.29	2.82	1.78

Tabela 12 - Resultados das análises de rocha total por ICP-MS para os elementos traços, em ppm.

Anexo III

Resultados dos cálculos de balanço de massa para os elementos maiores

Cálculo de balanço de massa entre basalto do topo e monzodiorito

Análises Recalculadas para 100%

Óxidos	Magmas		Fases Acumuladas				
	Inicial (LTATU08A)	Final (IGN75I)	Augita (IGN4.2.Z)	Pigeonita (APOF.)	Plagioclásio (IGN4.2.Z)	Ilmenita (liter)	Magnetita (liter)
SiO ₂	49.08862	55.02134	50.31	51.29	55.86	0.14	0.27
TiO ₂	3.933671	2.530521	1.24	0.55	0.13	50.03	0
Al ₂ O ₃	12.75327	12.29943	2.64	0.69	27.4	0.02	0.21
FeO _{tot}	16.10362	14.97309	12.32	25.28	0.61	46.78	99.52
MnO	0.2303366	0.2455506	0.37	0.72	0.04	0.41	0
MgO	4.706445	2.260466	13.75	16.02	0.12	2.28	0
CaO	8.096682	6.171272	19.15	5.39	10.16	0.34	0
Na ₂ O	2.961471	3.090637	0.23	0.07	5.27	0	0
K ₂ O	1.55552	2.380491	0	0	0.41	0	0
P ₂ O ₅	0.5703574	1.027212	0	0	0	0	0
TOTAL	100	100	100	100	100	100	100

Resultados

Óxidos	Composição do sólido subtraído	Diferenças		Resíduos
		Observada	Calculada	
SiO ₂	45.699	5.933	5.64	0.293
TiO ₂	5.197	-1.403	-1.613	0.21
Al ₂ O ₃	13.223	-0.454	-0.559	0.105
FeO _{tot}	17.165	-1.131	-1.326	0.196
MnO	0.271	0.015	-0.016	0.031
MgO	6.15	-2.446	-2.353	-0.093
CaO	9.632	-1.925	-2.094	0.168
Na ₂ O	2.474	0.129	0.373	-0.244
K ₂ O	0.188	0.825	1.327	-0.502
P ₂ O ₅	0	0.457	0.621	-0.165
			TOTAL	0

Soma dos quadrados dos resíduos

0.5554

Fase	Proporções entre fases no magma inicial	Proporções entre as fases	% subtraída do magma inicial
Augita	-12.37	20.45	20.45
Pigeonita	-11.59	19.15	19.15
Plagioclásio	-27.69	45.76	45.76
Ilmenita	-5.78	9.55	9.55
Magnetita	-3.07	5.08	5.08
Total em relação ao magma inicial			60.5

Cálculo de balanço de massa entre basalto da lateral e monzodiorito

Análises Recalculadas para 100%

Óxidos	Magmas		Fases Acumuladas				
	Inicial (LTATU01A)	Final (IGN75I)	Augita (IGN4.2.Z)	Pigeonita (APOF.)	Plagioclásio (IGN4.2.Z)	Ilmenita (liter)	Magnetita (liter)
SiO ₂	49.35184	55.02134	50.31	51.29	55.86	0.14	0.27
TiO ₂	3.83692	2.530521	1.24	0.55	0.13	50.03	0
Al ₂ O ₃	12.89309	12.29943	2.64	0.69	27.4	0.02	0.21
FeO _{tot}	15.96383	14.97309	12.32	25.28	0.61	46.78	99.52
MnO	0.2320556	0.2455506	0.37	0.72	0.04	0.41	0
MgO	4.841161	2.260466	13.75	16.02	0.12	2.28	0
CaO	8.862125	6.171272	19.15	5.39	10.16	0.34	0
Na ₂ O	2.580619	3.090637	0.23	0.07	5.27	0	0
K ₂ O	0.8702087	2.380491	0	0	0.41	0	0
P ₂ O ₅	0.5681363	1.027212	0	0	0	0	0
TOTAL	100	100	100	100	100	100	100

Resultados

Óxidos	Composição do sólido subtraído	Diferenças		Resíduos
		Observada	Calculada	
SiO ₂	46.226	5.669	5.674	-0.005
TiO ₂	4.552	-1.306	-1.304	-0.002
Al ₂ O ₃	13.194	-0.594	-0.577	-0.016
FeO _{tot}	16.507	-0.991	-0.99	-0.001
MnO	0.26	0.013	-0.009	0.023
MgO	6.273	-2.581	-2.589	0.008
CaO	10.345	-2.691	-2.692	0.002
Na ₂ O	2.457	0.51	0.409	0.101
K ₂ O	0.186	1.51	1.416	0.094
P ₂ O ₅	0	0.459	0.663	-0.204
			TOTAL	0

Soma dos quadrados dos resíduos

0.0615

Fase	Proporções entre fases no magma inicial	Proporções entre as fases	% subtraída do magma inicial
Augita	-16.38	25.38	25.38
Pigeonita	-10.25	15.89	15.89
Plagioclásio	-29.2	45.26	45.26
Ilmenita	-5.28	8.18	8.18
Magnetita	-3.41	5.29	5.29
Total em relação ao magma inicial			64.51

Cálculo de balanço de massa entre monzodiorito e quartzo monzodiorito

Óxidos	Análises Recalculadas para 100%							
	Magmas		Fases Acumuladas					
	Inicial (IGN751)	Final (IGN4.2.H)	Augita (IGN4.2.H)	Pigeonita (APOF.)	Plagioclásio (IGN4.2.H)	Ilmenita (liter)	Magnetita (liter)	Apatita (liter)
SiO2	55.02134	58.26914	50.69	51.29	56.9	0.14	0.27	0
TiO2	2.530521	1.808905	0.84	0.55	0.13	50.03	0	0
Al2O3	12.29943	12.54627	1.31	0.69	26.72	0.02	0.21	0
FeOtot	14.97309	13.997	17.71	25.28	0.65	46.78	99.52	0
MnO	0.2455506	0.2301151	0.46	0.72	0	0.41	0	0
MgO	2.260466	1.34067	13.11	16.02	0.1	2.28	0	0
CaO	6.171272	4.902452	15.72	5.39	9.25	0.34	0	55.03
Na2O	3.090637	3.311656	0.18	0.07	5.73	0	0	0
K2O	2.380491	2.921461	0	0	0.52	0	0	0
P2O5	1.027212	0.6723362	0	0	0	0	0	44.97
TOTAL	100	100	100	100	100	100	100	100

Resultados

Óxidos	Composição do sólido subtraído	Diferenças		Resíduos
		Observada	Calculada	
SiO2	42.688	3.248	3.244	0.004
TiO2	5.286	-0.722	-0.724	0.002
Al2O3	11.329	0.247	0.254	-0.007
FeOtot	18.695	-0.976	-0.978	0.002
MnO	0.26	-0.015	-0.006	-0.009
MgO	5.746	-0.92	-0.917	-0.003
CaO	11.001	-1.269	-1.27	0.001
Na2O	2.389	0.221	0.192	0.029
K2O	0.212	0.541	0.564	-0.023
P2O5	2.394	-0.355	-0.358	0.004
			TOTAL	0

Soma dos quadrados dos resíduos

0.0015

Fase	Proporções entre fases no magma inicial	Proporções entre as fases	% subtraída do magma inicial
Augita	-4.45	21.36	21.36
Pigeonita	-3.48	16.73	16.73
Plagioclásio	-8.51	40.86	40.86
Ilmenita	-2.06	9.92	9.92
Magnetita	-1.21	5.81	5.81
Apatita	-1.11	5.32	5.32

Total em relação ao magma inicial

20.82

Cálculo de balanço de massa entre basalto da lateral e quartzo monzodiorito

Análises Recalculadas para 100%

Óxidos	Magmas		Fases Acumuladas					
	Inicial (LTATU01A)	Final (IGN4.2.H)	Augita (APOF.)	Pigeonita (APOF.)	Plagioclásio (IGN75I)	Ilmenita (liter)	Magnetita (liter)	Apatita (liter)
SiO ₂	49.35184	58.26914	50.69	51.29	56.9	0.14	0.27	0
TiO ₂	3.83692	1.808905	0.84	0.55	0.13	50.03	0	0
Al ₂ O ₃	12.89309	12.54627	1.31	0.69	26.72	0.02	0.21	0
FeO _{tot}	15.96383	13.997	17.71	25.28	0.65	46.78	99.52	0
MnO	0.2320556	0.2301151	0.46	0.72	0	0.41	0	0
MgO	4.841161	1.34067	13.11	16.02	0.1	2.28	0	0
CaO	8.862125	4.902452	15.72	5.39	9.25	0.34	0	55.03
Na ₂ O	2.580619	3.311656	0.18	0.07	5.73	0	0	0
K ₂ O	0.8702087	2.921461	0	0	0.52	0	0	0
P ₂ O ₅	0.5681363	0.6723362	0	0	0	0	0	44.97
TOTAL	100	100	100	100	100	100	100	100

Resultados

Óxidos	Composição do sólido subtraído	Diferenças		Resíduos
		Observada	Calculada	
SiO ₂	46.791	8.917	8.951	-0.034
TiO ₂	4.372	-2.028	-1.999	-0.029
Al ₂ O ₃	12.887	-0.347	-0.266	-0.081
FeO _{tot}	16.483	-1.967	-1.939	-0.028
MnO	0.248	-0.002	-0.014	0.012
MgO	5.814	-3.5	-3.488	-0.012
CaO	9.951	-3.96	-3.937	-0.023
Na ₂ O	2.72	0.731	0.461	0.27
K ₂ O	0.242	2.051	2.09	-0.039
P ₂ O ₅	0.494	0.104	0.139	-0.035
			TOTAL	0

Soma dos quadrados dos resíduos

0.0857

Fase	Proporções entre fases no magma inicial	Proporções entre as fases	% subtraída do magma inicial
Augita	-21.65	27.77	27.77
Pigeonita	-9.47	12.15	12.15
Plagioclásio	-36.27	46.51	46.51
Ilmenita	-6.25	8.02	8.02
Magnetita	-3.48	4.46	4.46
Apatita	-0.86	1.1	1.1

Total em relação ao magma inicial

77.99

Cálculo de balanço de massa entre quartzo monzodiorito e riolito

Análises Recalculadas para 100%

Óxidos	Magmas		Fases Acumuladas					
	Inicial (IGN4.2.H)	Final (IGN75G1)	Augita (IGN4.2.H)	Pigeonita (APOF.)	Plagioclásio (IGN4.2.H)	Ilmenita (liter)	Magnetita (liter)	Apatita (liter)
SiO2	58.26914	71.79821	49.41	51.29	58.48	0.14	0.27	0
TiO2	1.808905	0.481488	0.5	0.55	0.04	50.03	0	0
Al2O3	12.54627	13.36967	1.16	0.69	25.62	0.02	0.21	0
FeOtot	13.997	3.779905	21.15	25.28	0.51	46.78	99.52	0.00E+00
MnO	0.2301151	7.30E-02	0.54	0.72	0.02	0.41	0	0
MgO	1.34067	0.2199945	8.37	16.02	0.02	2.28	0	0
CaO	4.902452	1.049974	18.64	5.39	8.25	0.34	0	55.03
Na2O	3.311656	3.669908	0.23	0.07	6.43	0	0	0
K2O	2.921461	5.499862	0	0	0.64	0	0	0.00E+00
P2O5	0.6723362	5.80E-02	0	0	0	0	0	44.97
TOTAL	100	100	100	100	100	100	100	100

Resultados

Óxidos	Composição do sólido subtraído	Diferenças		Resíduos
		Observada	Calculada	
SiO2	40.176	13.529	13.622	-0.093
TiO2	3.436	-1.327	-1.273	-0.055
Al2O3	11.476	0.823	0.816	0.008
FeOtot	27.384	-10.217	-10.168	-0.049
MnO	0.203	-0.157	-0.056	-0.101
MgO	2.983	-1.121	-1.19	0.07
CaO	10.016	-3.852	-3.862	0.01
Na2O	2.848	0.358	0.354	0.004
K2O	0.276	2.578	2.25	0.328
P2O5	1.202	-0.614	-0.493	-0.122
			TOTAL	0

Soma dos quadrados dos resíduos

0.1518

Fase	Proporções entre fases no magma inicial	Proporções entre as fases	% subtraída do magma inicial
Augita	-10.88	25.26	25.26
Pigeonita	-1.91	4.43	4.43
Plagioclásio	-18.68	43.38	43.38
Ilmenita	-2.81	6.53	6.53
Magnetita	-7.64	17.73	17.73
Apatita	-1.15	2.67	2.67

Total em relação ao magma inicial

43.08

Cálculo de balanço de massa entre quartzo monzodiorito e riolito

Análises Recalculadas para 100%

Óxidos	Magmas		Fases Acumuladas					
	Inicial (IGN4.2.H)	Final (LTATU05B)	Augita (IGN4.2.H)	Pigeonita (APOF.)	Plagioclásio (IGN4.2.H)	Ilmenita (liter)	Magnetita (liter)	Apatita (liter)
SiO2	58.26914	70.62411	49.41	51.29	58.48	0.14	0.27	0
TiO2	1.808905	0.3790758	0.5	0.55	0.04	50.03	0	0
Al2O3	12.54627	13.5127	1.16	0.69	25.62	0.02	0.21	0
FeOtot	13.997	2.11E+00	21.15	25.28	0.51	46.78	99.52	0
MnO	0.2301151	0.015003	0.54	0.72	0.02	0.41	0	0
MgO	1.34067	0.180036	8.37	16.02	0.02	2.28	0	0
CaO	4.902452	3.230646	18.64	5.39	8.25	0.34	0	55.03
Na2O	3.311656	2.870574	0.23	0.07	6.43	0	0	0
K2O	2.921461	7.05E+00	0	0	0.64	0	0	0
P2O5	0.6723362	0.0260052	0	0	0	0	0	44.97
TOTAL	100	100	100	100	100	100	100	100

Resultados

Óxidos	Composição do sólido subtraído	Diferenças		Resíduos
		Observada	Calculada	
SiO2	41.207	12.355	12.783	-0.428
TiO2	3.146	-1.43	-1.202	-0.227
Al2O3	11.859	0.966	0.719	0.248
FeOtot	29.009	-11.887	-11.689	-0.198
MnO	0.219	-0.215	-0.089	-0.126
MgO	3.81	-1.161	-1.577	0.417
CaO	7.334	-1.672	-1.783	0.112
Na2O	2.939	-0.441	-0.03	-0.411
K2O	0.287	4.13	2.939	1.191
P2O5	0.189	-0.646	-0.071	-0.576
			TOTAL	0

Soma dos quadrados dos resíduos

2.4553

Fase	Proporções entre fases no magma inicial	Proporções entre as fases	% subtraída do magma inicial
Augita	-5.86	13.48	13.48
Pigeonita	-6.88	15.83	15.83
Plagioclásio	-19.59	45.09	45.09
Ilmenita	-2.58	5.95	5.95
Magnetita	-8.36	19.24	19.24
Apatita	-0.18	0.42	0.42

Total em relação ao magma inicial

43.45