**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**PETROGÊNESE DA SUÍTE ALCALINA DA
ILHA MONTE DE TRIGO, SP**

Gaston Eduardo Enrich Rojas

Orientador: Prof. Dr. Excelso Ruberti

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

**São Paulo
2005**

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PETROGÊNESE DA SUÍTE ALCALINA DA ILHA MONTE DE TRIGO,
SP

GASTON EDUARDO ENRICH ROJAS

Orientador: Prof. Dr. Excelso Ruberti

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Excelso Ruberti

Examinadores: Prof. Dr. Celso de Barros Gomes

Prof. Dr. Herbet Conceição

Prof. Dr. José Carlos Gaspar

Prof. Dr. Sílvio Roberto Farias Vlach

SÃO PAULO
2005

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

DEDALUS - Acervo - IGC

30900017947

**PETROGÊNESE DA SUÍTE ALCALINA DA
ILHA MONTE DE TRIGO, SP**

Gaston Eduardo Enrich Rojas

Orientador: Prof. Dr. Excelso Ruberti

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

**São Paulo
2005**

***Dedico esta tese ao
Excelso Ruberti
pelo seu grande apoio***

Agradecimentos

Gostaria de expressar meus sinceros agradecimentos a todas aquelas pessoas e instituições que acompanharam, apoiaram e ajudaram na realização desta tese, em especial:

Ao professor Excelso Ruberti, pela prestativa e dedicada orientação, que não poupou fins de semana e feriados quando precisei, e sobretudo pela amizade e incentivo ao longo destes 10 anos de trabalho em conjunto, desde a graduação.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, em especial ao Departamento de Mineralogia e Geotectônica (e ao antigo DMP) e ao Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia, pela oportunidade de realizar este trabalho, dipondo de toda a infra-estrutura possível.

À Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pela concessão da bolsa de Doutorado (00/12576-4) e auxílio financeiro através do Projeto Temático "Petrologia e Geoquímica de Rochas Alcalinas" (01/10714-3).

Aos professores Celso B. Gomes e Piero Comin-Chiaramonti, coordenadores do grupo de rochas alcalinas, pelo apoio dispensado, oportunidades concedidas, e por garantirem todo o suporte necessário a este trabalho.

Ao professor Francisco Rubens Alves, pelo auxílio no início da caminhada, pelas longas discussões sobre as rochas sieníticas e lamprofíricas em seus mais variados aspectos e pelo companherismo ao longo destes anos.

Aos professores Valdecir de Assis Janasi e Silvio Vlach, pelas boas discussões e críticas durante a qualificação, e em outras tantas oportunidades no decorrer da tese.

Ao professor Fábio Ramos de Andrade, pela ajuda e discussões sobre mineralogia e cristalografia e pela revisão do abstract.

A todos os demais professores do Instituto, em especial à Mabel, Ulbrich, Ciro, Girardi, Darcy, Daniel, Schorscher, Gergely, Coutinho e Caetano, da área de mineralogia e petrologia e que me acompanham desde a graduação.

A todos os funcionários do instituto, em especial para Marcos e Paulo (Lab. microsonda), Sandra, Margareth, Ricardo e Marinês (Química e ICP), Paulo (FRX), Ivone, Artur, Vasco e todos os demais funcionários da Geocron, José Paulo (LTA), Angélica (Lab. óptica), Ana Paula, Magali e Tadeu (Secretaria Pós), Soninha e Valéria (Secretaria GMG), Cláudio Hopp e demais funcionários da laminação, Brenda, Érica e demais funcionários da biblioteca, Miltonete e demais funcionários da garagem, Claudionor, Henrique e demais funcionários da gráfica.

A todos os moradores da Ilha Monte de Trigo, pela hospitalidade e ajuda durante os trabalhos de campo, em especial ao Sr. Valentim, Sra. Valderes, Sr. Paulo, Sr. Nelson, pela prestativa ajuda.

Aos amigos petrólogos (e futuros petrólogos) Artur, Rogério, Lucelene, Paulo, Adriana e Iede, pelas inúmeras discussões, modelos geoquímicos, geotermômetros e barômetros. Sem deixar de mencionar os demais amigos do IGc-USP que acompanharam de perto este trabalho, entre eles Alessandro Gummy, Alexandre Xoquito, Marcos, Alexandra Oliveira, Claudia, Alexandra Sohugusoff, Marcela Tainã, Sibebe, Veridiana, Cintia, Paula Pi, Silvia, Juli, Milene, Roseane, Ivonete, Marcia, Joşiane, Ana Galletti, Leandro Canaver, Deborah, Lisa, Juliana, Docinho, Aline, Frederico, Torrinha, Yuri, Fernando Freitas, Andres, Fernando Spineli, Hélcio e, com certeza, muitos outros.

Ao grande amigo Beto, pela ajuda com a preparação de amostras.

A meus pais Eduardo e Lucy, meus irmãos Enrique, Malu e Anita, meus cunhados Vitor, Angelo e Vicky, pelo enorme apoio e amor, e por tudo que eles representam.

Sumário

Sumário	i
Índice de figuras	v
Índice de pranchas	xii
Índice de tabelas	xiv
Resumo	xvii
Abstract	xix
 01 - Introdução	 1
A Ilha Monte de Trigo	3
Objeto de estudo e estrutura da tese	5
 02 - Metodologia	 7
Petrografia	7
Química Mineral	8
Rotinas para os principais minerais formadores de rochas	8
Rotina para minerais acessórios ricos em Zr, Nb e ETR	9
Procedimento de análise WDS	9
Erros (precisão) e limites de detecção nas análises WDS	13
Química de rocha	15
Seleção	15
Preparação	15
Análises de P.F. (perda ao fogo)	16
Análise de elementos maiores e traços (FRX)	16
Análise de elementos traços (ICP-MS)	16
Análises dos isótopos de Sr	17
Análises dos isótopos de Nd	17
Geocronologia Ar/Ar	17
Tratamento das análises de química mineral	17
Tratamento dos resultados de química de rocha	20
 03 - Geologia da Suíte Alcalina da Ilha Monte de Trigo, SP	 23
Introdução	23
Contexto magmático regional	23
Geologia	28

Petrografia.....	33
Olivina gabro, olivina (mela) gabro com nefelina e (mela) teralito	33
Clinopiroxenito e olivina clinopiroxenito	35
Diques de microteralito e microessexito	35
Nefelina monzossienito	36
Álcali feldspato sienito com nefelina	36
Nefelina sienito II	37
Nefelina sienito I	38
Diques de nefelina microssienito miaskítico	38
Diques de nefelina microssienito agpaítico	39
Diques de monchiquito	40
Diques de camptonito	40
Diques de tefrito	40
Diques de tefrito fonolítico e fonólito tefrítico	41
Diques de fonólito	41
Evolução Magmática	42
04 - Geocronologia Ar/Ar da Suíte Alcalina da Ilha Monte de Trigo	46
Introdução	46
Contexto regional	47
Província Alcalina Serra do Mar	47
Idade do magmatismo da Ilha Monte de Trigo	48
Discussão	50
05 - Evolução magmática do corpo máfico/ultramáfico alcalino da Ilha Monte de Trigo	51
Introdução	51
Química mineral	52
Olivina	52
Piroxênio	52
Anfibólio	57
Biotita	59
Espinélio	61
Feldspato	61
Nefelina	65
Analcima	67
Química de rocha	67
Isótopos de Sr e Nd	74

Discussão.....	76
Condições de cristalização	76
Magma parental.....	77
Fracionamento magmático	78
06 - O stock nefelina sienítico da Ilha Monte de Trigo.....	91
Introdução.....	91
Petrografia.....	91
Química mineral.....	93
Feldspatos alcalino	93
Nefelina	95
Sodalita.....	95
Analcima	97
Anfibólio	97
Piroxênio	99
Biotita.....	101
Magnetita.....	103
Química de rocha	104
Isótopos de Sr e Nd	111
Discussão.....	113
Condições de cristalização	113
Variações nas paragêneses máficas.....	119
Cristalização fracionada	120
Contaminação crustal	125
Fontes do magmatismo.....	125
07 - Minerais raros de Nb, Zr e ETR em diques de nefelina microssienito da Ilha Monte de Trigo: paragênese e química mineral.....	127
Introdução.....	127
Geologia dos diques de nefelina microssienito	128
Petrografia	129
Química Mineral	136
Zirconolita	136
Perovskita.....	140
Pirocloro	142
Britholita-(Ce)	146
Eudialita	149

Grupo da cuspidina- wöhlerita	152
Distribuição iônica	154
Substituições	155
Comportamento dos ETR.....	158
Discussão.....	160
08 - A suíte de diques de lamprófito, tefrito, fonotefrito, tefrifonólito e fonólito da Ilha Monte de Trigo, SP	162
Introdução.....	162
Química mineral.....	163
Olivina.....	163
Piroxênio	163
Anfibólio	166
Biotita.....	168
Espinélio.....	168
Feldspato	170
Nefelina.....	172
Sodalita.....	172
Analcima	172
Química de Rocha	172
Isótopos de Sr e Nd	180
Discussão.....	182
Condições de cristalização	182
Evolução magmática	183
Magmas primários: Origens e características da fonte.....	192
09 - Considerações Finais	198
Magma primário e evolução magmática	198
Caracterização da fonte mantélica.....	201
Contexto geodinâmico.....	205
Referências bibliográficas.....	208

Índice de Figuras

Figura 01 - Carta-imagem de satélite (INPE, 1990) mostrando a localização da Ilha do Monte de Trigo (Montão de Trigo), litoral norte do Estado de São Paulo.....	04
Figura 02 - Diagramas binários de elementos traços em eudialitas da amostra MTR01b, sob diferentes condições analíticas: 15kV, 20nA e 15µm; 25kV, 100nA e 30µm para potencial de aceleração, corrente do feixe e diâmetro do feixe respectivamente. Os erros de precisão 2σ estão indicados pelas barras com suas cores relacionadas aos símbolos.....	14
Figura 03 - Principais feições da ativação Pós-Paleozóica da Plataforma Sul Americana, segundo Almeida <i>et al.</i> (2000). Centros ígneos mesozóicos e cenozóicos representados principalmente por rochas alcalinas, compilados de Almeida (1983, 1986), Almeida <i>et al.</i> (2000), Comin-Chiaramonti <i>et al.</i> (1997), Morbidelli <i>et al.</i> (1995), Thompson <i>et al.</i> (1998) e referências lá citadas.....	25
Figura 04 - Distribuição das ocorrências alcalinas na região do Vale do Paraíba e faixa litorânea dos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro (Província Serra do Mar e outras ocorrências próximas), com as principais unidades tectônicas do embasamento. Compilado de Almeida (1986) e Heilbron <i>et al.</i> (2004).	27
Figura 05 - Mapa geológico da Ilha Monte de Trigo, modificado de Enrich (2000).....	29
Figura 06 - Esboço em planta do afloramento da brecha magmática ilustrando as diferentes zonas. Zona I: predomínio de fragmentos de gnaiss e migmatito. Zona II: predomínio de fragmentos gábricos, teralíticos e piroxeníticos. Zona III: predomínio de fragmentos gábricos, teralíticos e piroxeníticos, e abundantes cavidades miarolíticas. Zona IV, predomínio de fragmentos piroxeníticos.....	30
Figura 07 - Atitude dos diques da Ilha Monte de Trigo no diagrama Schmidt Lambert. Notar que os diques com mergulho de 90° aparecem em ambos os lados do estereograma.....	30
Figura 08 - Seções esquemáticas ilustrando a evolução geológica da associação de rochas alcalinas da Ilha Monte de Trigo. A profundidade das câmaras magmáticas não segue escala. (A) Magmatismo máfico e ultramáfico cumulático, com o nefelina monzossienito representando a fração mais evoluída. (B) Colocação do pipe de brecha magmática. (C) Intrusão do magma nefelina sienítico formando as diferentes fácies e diques sin-plutônicos. (D) Colocação dos diques de lamprófito a fonólito em regime rúptil. (E) Exposição atual da Suíte Alcalina da Ilha Monte de Trigo pelo recuo erosivo da Serra do Mar. Ilustrações baseadas principalmente em Best (1982), Hall (1996) e Drecker & Drecker (1997).....	43
Figura 09 - Diagramas de extração de argônio por aquecimento em etapas de biotitas e anfibólio de amostras representativas da Ilha Monte de Trigo. As idades platôs e integradas determinadas para cada grão também estão ilustradas.	49
Figura 10 - Diagrama mostrando a variação da molécula fosterítica (Fo) em olivinas do corpo máfico/ultramáfico alcalino da Ilha Monte de Trigo.	53
Figura 11 - Diagramas de classificação de piroxênios segundo Morimoto (1990) para os piroxênios do corpo máfico/ultramáfico alcalino, nefelina monzossienito e diques associados da Ilha Monte de Trigo.	54

- Figura 12 - Diagramas Mg_{M1} vs $Fe^{3+}_{M1} + Ti_{M1} + Al_{M1}$ (a.f.u.) em (A) e $Fe^{2+}_{(M1 + M2)}$ vs Si_T (a.f.u.) em (B) ilustrando a ocupação catiônica do sítio M1 e a evolução da composição dos piroxênios em relação às moléculas de diopsídio, hedenbergita e do tipo tschermakítica, no corpo máfico/ultramáfico alcalino, nefelina monzossienito e diques associados da Ilha Monte de Trigo. Nas inserções tem-se as representações das linhas evolutivas para as rochas menos insaturadas (linha pontilhada), mais insaturadas (linha tracejada) e para o nefelina monzossienito (linha cheia)..... 54
- Figura 13 - Variações químicas (a.f.u.) em cristais zonados de piroxênios de rochas do corpo máfico/ultramáfico alcalino da Ilha Monte de Trigo. Leituras efetuadas em intervalos diversos (8 a 125 μm) ao longo de perfis transversais, entre o núcleo (N) e borda (B) dos grãos. O último perfil refere-se ao detalhamento entre duas faixas do zoneamento oscilatório do perfil anterior, com feixe de 1 μm . Notar a mudança da escala no eixo das ordenadas indicada por $\approx$ 56
- Figura 14 - Diagrama classificatório de Leake (1997) para anfibólitos cálcicos do corpo máfico/ultramáfico alcalino, nefelina monzossienito e diques associados da Ilha Monte de Trigo. (A) $Ca_B \geq 1,50$, $(Na + K)_B \geq 0,50$ e $Ti \geq 0,50$ (a.f.u.); (B) $Ca_B \geq 1,50$, $(Na + K)_B \geq 0,50$, $Ti < 0,50$ e $Al_C \geq Fe^{3+}_C$; (C) $Ca_B \geq 1,50$, $(Na + K)_B \geq 0,50$, $Ti < 0,50$ e $Al_C < Fe^{3+}_C$ 58
- Figura 15 - Diagrama de classificação de biotitas segundo os componentes Eastonita - Siderophyllita - Flogopita - Annita (Deer *et al.*, 1992) para o corpo máfico/ultramáfico alcalino, nefelina monzossienito e diques associados da Ilha Monte de Trigo..... 60
- Figura 16 - Diagramas $\square^{VI}$ e $(Al^{IV} + Fe^{3+IV})$ vs Ti (a.f.u.) mostrando as substituições acopladas envolvendo a entrada de Ti no sítio octaédrico para as biotitas do corpo máfico/ultramáfico alcalino, nefelina monzossienito e diques associados da Ilha Monte de Trigo..... 60
- Figura 17 - Diagrama ternário $FeO - Fe_2O_3 - TiO_2$ (proporção molecular) para as fases titanomagnetita e ilmenita de opacos do corpo máfico/ultramáfico alcalino, nefelina monzossienito e diques associados da Ilha Monte de Trigo. 62
- Figura 18 - Composição dos feldspatos classificados segundo os componentes moleculares Ab - Or - An para (A) as rochas do corpo máfico/ultramáfico alcalino, e diques de microteralito e (B) o nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo. A linha evolutiva de fracionamento ígneo (linha azul) dos feldspatos do nefelina monzossienito seguindo uma cristalização em "sequential two feldspar paths" de Brown (1993, Fig. 14) também está indicada. 63
- Figura 19 - Diagrama Ne - Qz - Ks (proporção molecular) mostrando a evolução da composição de nefelinas do corpo máfico/ultramáfico alcalino, nefelina monzossienito e diques associados da Ilha Monte de Trigo. Temperaturas de equilíbrio conforme Hamilton & Mackenzie (1960) e Hamilton (1961)..... 66
- Figura 20 - Diagramas (A) TAS (Total de Álcalis vs Silica, em % de peso) de classificação das rochas ígneas segundo a IUGS (Le Maitre, 2002) e (B) Na_2O vs K_2O com os campos das séries de alto potássio, potássica, transicional e sódica (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997) para as rochas do corpo máfico/ ultramáfico alcalino, nefelina monzossienito e diques associados da Ilha Monte de Trigo..... 68
- Figura 21 - Diagramas $mg\#$ ($MgO \cdot 100 / (MgO + FeO_T)$, proporção molecular) vs elementos maiores e menores (% em peso) para as rochas do corpo máfico/ultramáfico alcalino, nefelina monzossienito e diques associados da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 20. 70
- Figura 22 - Diagramas $mg\#$ ($MgO \cdot 100 / (MgO + FeO_T)$, proporção molecular) vs elementos traços (ppm) para as rochas do corpo máfico/ultramáfico alcalino, nefelina monzossienito e diques associados da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 20. Linha laranja representa a *liquid line of descent* calculada com relação a composição da olivina. 71

- Figura 23 - Diagrama multi-elementos ("spidergrams") para os elementos traços das rochas do corpo máfico/ultramáfico alcalino (A) e do nefelina monzossienito e diques associados (B) da Ilha Monte de Trigo. Elementos normalizados segundo o manto pirolítico ("Silicate Earth") de McDonough & Sun (1995). Símbolos como na Figura 20. Campo sombreado em (A) representa a composição do nefelina monzossienito e diques associados e em (B) a composição das rochas do corpo máfico/ultramáfico. 75
- Figura 24 - Diagrama multi-elementos para os elementos terras raras das rochas do corpo máfico/ultramáfico alcalino (A) e do nefelina monzossienito e diques associados (B) da Ilha Monte de Trigo. Elementos normalizados segundo o condrito C1 de McDonough & Sun (1995). Símbolos como na Figura 20. Campo sombreado em (A) representa a composição do nefelina monzossienito e diques associados e em (B) a composição das rochas do corpo máfico/ultramáfico. 75
- Figura 25 - Diagrama CaO vs Al_2O_3 (em % de peso) para as rochas corpo máfico/ultramáfico alcalino, nefelina monzossienito e diques associados da Ilha Monte de Trigo. As áreas delimitadas (vermelho) representam o campo de variação química dos minerais presentes nas rochas máficas e ultramáficas (olivina, piroxênio, plagioclásio, nefelina e titanomagnetita). O campo cinza representa a variação da razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ para os diques de lamprófito com $\text{mg}\# > 50$ presentes na ilha. 80
- Figura 26 - Diagramas de P_2O_5 (em % de peso) vs F e ΣETR (em ppm) para as rochas do corpo máfico/ultramáfico alcalino, nefelina monzossienito e diques associados da Ilha Monte de Trigo. 82
- Figura 27 - Diagrama petrogenético residual do sistema Quartzo-Nefelina-Kalsilita mostrando superfície *liquidus* segundo Hamilton & MacKenzie (1965), para o nefelina monzossienito e diques de nefelina microssienito, microteralito e microessexito com $\text{D.I.} > 50$ da Ilha Monte de Trigo, plotadas segundo as composições normativas. 88
- Figura 28 - (A) Composição dos feldspatos classificados segundo os componentes moleculares Ab - Or - An. A linha pontilhada indica os limites da solução sólida de feldspato ternários para as temperaturas de 700, 750, 800 e 850°C, segundo o modelo termodinâmico de Elkins & Grove (1990). (B) Diagrama Fe^{3+} vs Ba (a.f.u.) mostrando a concentração dos elementos menores para os feldspatos das rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo. 94
- Figura 29 - Diagrama Ne - Qz - Ks (proporção molecular) mostrando a evolução da composição de nefelinas das rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo. Temperaturas de equilíbrio conforme Hamilton & Mackenzie (1960) e Hamilton (1961). 96
- Figura 30 - Diagramas classificatórios de Leake (1997). (A) Cálculo com $\text{Ca}_B \geq 1,50$, $(\text{Na} + \text{K})_B \geq 0,50$, $\text{Ti} < 0,50$ e $\text{Al}_C \geq \text{Fe}^{3+}_C$; (B) cálculo com $\text{Ca}_B \geq 1,50$, $(\text{Na} + \text{K})_B \geq 0,50$, $\text{Ti} < 0,50$ e $\text{Al}_C < \text{Fe}^{3+}_C$; (C) cálculo-sódico com $(\text{Na} + \text{K})_B \geq 0,50$, $(\text{Ca} + \text{Na}_B) \geq 1,00$, $\text{Na}_B < 1,50$; e (D) diagrama F vs $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ mostrando o comportamento do F para os anfibólios das rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo. 98
- Figura 31 - (A) Diagramas de classificação de piroxênios segundo Morimoto (1988). (B) Diagrama $\text{Na-Mg-(Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn-Na)}$ (a.f.u.) para os piroxênios das rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo, e as principais linhas de tendências de piroxênios de outros complexos sieníticos da Província Serra do Mar: 1a, Ilha dos Búzios - porção central; 1b, Ilha dos Búzios - porção marginal (Alves, 1996); 2, Itaúna (Valença, 1980); 3, Morro Redondo (Brotzu *et al.*, 1989); 4, Soarinho (Valença, 1980); 5, Ilha de Vitória (Motoki, 1986); 6, Ilha de São Sebastião (Bellieni *et al.*, 1990); 7, Tanguá - Rio Bonito - Morro de São João (Valença, 1980); 8, Itatiaia (Brotzu *et al.*, 1997); 9, Passa Quatro (Brotzu *et al.*, 1992). 100

- Figura 32 - Diagrama de classificação de biotitas segundo os componentes Eastonita - Siderophillita - Flogopita - Annita (Deer *et al.*, 1992), para as rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo..... 102
- Figura 33 - Diagrama ternário FeO - Fe₂O₃ - TiO₂ (proporção molecular) para as composições originais reconstituídas (fase hospedeira + lamela) das magnetitas das rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo..... 102
- Figura 34 - (A) Diagrama TAS (Total de Álcalis vs Sílica, em % de peso) de classificação das rochas ígneas segundo a IUGS (Le Maitre, 2002). (B) Diagrama Na₂O vs K₂O com os campos das séries de alto potássio, potássica, transicional e sódica de Comin-Chiaramonti *et al.* (1997). (C) Diagrama A.I. ((Na₂O+K₂O)/Al₂O₃, proporção molecular) vs D.I. (Qz+Or+Ab+Ne+Lc+Ks, composição normativa) para as rochas alcalinas da Ilha Monte de Trigo..... 105
- Figura 35 - Diagramas D.I. (Thornton & Turtle, 1960) vs elementos maiores e menores (% em peso) para as rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo. D.I. = Qz+Or+Ab+Ne+Lc+Ks. 107
- Figura 36 - Diagramas D.I. (Thornton & Turtle, 1960) vs elementos traços (ppm) para as rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo. D.I. = Qz+Or+Ab+Ne+Lc+Ks. 108
- Figura 37 - Diagrama multi-elementos ("spidergrams") para os elementos incompatíveis de rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo. (A) *Stock*. (B) Diques de nefelina microssienito. Elementos normalizados segundo o manto pirolítico ("Silicate Earth") de McDonough & Sun (1995). Campo sombreado em (A) representa a composição dos diques de nefelina microssienito e em (B) a composição das rochas do *stock*..... 110
- Figura 38 - Diagrama multi-elementos ("spidergrams") para os elementos terras raras (ETR) de rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo. (A) *Stock* nefelina sienítico. (B) Diques de nefelina microssienito. Campo sombreado em (A) representa a composição dos diques de nefelina microssienito e em (B) a composição das rochas do *stock*. (C) Diagramas D.I. (Thornton & Turtle, 1960) vs as razões La_N/Sm_N, Gd_N/Yb_N, Eu/Eu* e La_N/Yb_N. Elementos normalizados segundo o Condrito C1 de McDonough & Sun (1995)..... 112
- Figura 39 - Diagrama T (°C) vs α(SiO₂) mostrando o equilíbrio entre nefelina, albita (no feldspato alcalino) e jadeíta (no piroxênio) nas rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo. As atividades dos membros finais foram calculadas de acordo com a composição mineral determinada..... 115
- Figura 40 - Diagrama da T (°C) vs conteúdo do membro final magnetita (mol%) em solução-sólida para as composições reconstituídas (fase hospedeira + lamela) das titanomagnetitas presentes nas rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo. As curvas indicam os dados experimentais obtidos para cada *buffer* segundo Buddington & Lindsley (1964) e Lindsley (1991). 118
- Figura 41 - Diagrama petrogenético residual do sistema Quartzo-Nefelina-Kalsilita mostrando a superfície *liquidus*, segundo Hamilton & MacKenzie (1965), para as rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo, plotadas segundo as composições normativas. 122
- Figura 42 - (A) Diagramas de (FeO_T+MgO) vs Al₂O₃ e (B) SiO₂ vs Na₂O (em % de peso) para as rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo. Os círculos cheios cinzas representam a composição química média dos minerais (nefelina, analcima, feldspato alcalino, piroxênio, anfibólio, biotita e titanomagnetita). 123
- Figura 43 - Diagramas de variação química para as zirconolitas dos diques de nefelina microssienito da Ilha Monte de Trigo. (A) e (B): substituições no sítio M(5,6); (C) e (D): substituições no sítio M(8); (E) e (F): variações conjuntas entre os sítios M(5,6) e M(8); (G) e

(H): diagramas multielementares para ETR, normalizados segundo o condrito C1 de McDonough & Sun (1995) e a composição química da rocha, respectivamente. O Y foi plotado no lugar do Ho devido à afinidade geoquímica em comum e à sua maior facilidade de análise. 139

Figura 44 - (A): Diagrama de classificação de perovskitas segundo Mitchell (1996). (B): Diagrama multi-elementos para os ETR da perovskita do nefelina microssienito da Ilha Monte de Trigo. O Y foi plotado no lugar do Ho devido à afinidade geoquímica em comum e à sua maior facilidade de análise. Elementos normalizados segundo o condrito C1 de McDonough & Sun (1995). 141

Figura 45 - Diagramas de variação química para os pirocloros dos diques de nefelina microssienito da Ilha Monte de Trigo. (A): principal substituição no sítio B; (B): substituição no sítio A em relação aos membros finais pirocloro senso stricto e calciobetafita; (C), (D), (E) e (F): principais substituições envolvendo a saída de Na e Ca do sítio A. (G): variação entre Nb e (ETR+Y); (H): variação entre (Na + Ca) e F sugerindo substituição acoplada. (I) e (J): diagramas multielementares para ETR normalizados, respectivamente, segundo o condrito C1 de McDonough & Sun (1995), e a composição química da rocha. O Y foi plotado no lugar do Ho devido à afinidade geoquímica em comum e à sua maior facilidade de análise. Cabe salientar que nem todas as amostras possuem química de rocha total, e pode causar uma falsa impressão ao comparar os diagramas (I) e (J). 144

Figura 46 - Diagramas de variação química para as britholitas-(Ce) de nefelina microssienito da Ilha Monte de Trigo. (A) e (B): substituições acopladas segundo a solução sólida britholita - apatita; (C): variações entre o Th e o total do sítio tetraédrico; (D) e (E): diagramas multielementares para ETR, normalizados segundo o condrito C1 de McDonough & Sun (1995) e a composição química da rocha, respectivamente. O Y foi plotado no lugar do Ho devido à afinidade geoquímica em comum e à sua maior facilidade de análise. 148

Figura 47 - Diagramas de variação química para as eudialitas dos nefelina microssienitos da Ilha Monte de Trigo. (A): substituição do sítio central ao anel silicático; (B): variações entre Mn, Fe e Mg no sítio M(2); (C) e (D): diagramas multielementares para ETR, normalizados segundo o condrito C1 de McDonough & Sun (1995), e a composição química da rocha, respectivamente. O Y foi plotado no lugar do Ho devido à afinidade geoquímica em comum e à sua maior facilidade de análise. 151

Figura 48 - Diagramas de variação química para os minerais do grupo da cuspidina-wöhlerita de nefelina microssienitos da Ilha Monte de Trigo e de outras localidades conhecidas do mundo (Brögger, 1890; Kapustin & Bykova, 1965; Aarden & Gittins, 1974; Eggleton *et al.*, 1979; Mellini, 1981, 1982; Raade & Mladeck, 1983; Deer *et al.*, 1986; Khomyakov *et al.*, 1987; Wolley & Platt, 1988; Mariano & Roeder, 1989; Keller *et al.*, 1995; Chao & Gault, 1997; Perchiazzi *et al.*, 2000; Robles *et al.*, 2001; Ridolfi *et al.*, 2003; e referências lá citadas). (A): solução sólida envolvendo os componentes lãvenita e normandita; (B) e (C): solução sólida envolvendo os componentes wöhlerita e "trigoita"; (D): campo de variação composicional das lãvenitas; (E) e (F): variações entre Na, F e Nb. 156

Figura 49 - Diagramas multi-elementos para ETR da hiortdahlita, lãvenita e wöhlerita de nefelina microssienitos da Ilha Monte de Trigo. (A), (C) e (E): normalização segundo o condrito C1 de McDonough & Sun (1995); (B), (D) e (F): normalização segundo a composição química da rocha hospedeira. O Y foi plotado no lugar do Ho devido à afinidade geoquímica em comum e à sua maior facilidade de análise. Mencione-se que nem todas as amostras possuem química de rocha total, e pode causar uma falsa impressão ao comparar os diagramas (A) e (B). 159

Figura 50 - Diagramas pseudo-ternários $TiO_2-SiO_2-ZrO_2$ (proporção molecular) mostrando as paragéneses dos minerais acessórios encontrados em nefelina microssienitos portadores de minerais de Zr, Nb e ETR da Ilha Monte de Trigo. As linhas de coexistência (linhas de

Alkemade) são representadas em vermelho. (A) Amostras do centro de diques. (B) Amostras próxima a borda dos diques..... 161

Figura 51 - Diagrama de variação do conteúdo de fosterita (Fo) em olivinas de diques de lamprófiros da Ilha Monte de Trigo. (1) Dique de monchiquito MTR54c; (2) dique de camptonito MTR26f; (3) diques de lamprófiros do litoral entre São Sebastião e Ubatuba (Garda, 1995); (4) olivina gabro, olivina (mela) gabro com nefelina, (mela) teralito, clinopiroxenito e olivina clinopiroxenito da Ilha Monte de Trigo (Capítulo 05)..... 164

Figura 52 - Diagramas de classificação de piroxênios segundo Morimoto (1990), para os piroxênios de rochas da suíte de diques (lamprófiro a fonólito) da Ilha Monte de Trigo. 165

Figura 53 - Diagramas classificatórios de Leake (1997) para os anfibólios de rochas da suíte de diques (lamprófiro a fonólito) da Ilha Monte de Trigo. (A) cálcico com $Ca_B \geq 1,50$, $(Na + K)_B \geq 0,50$ e $Ti \geq 0,50$; (B) cálcico com $Ca_B \geq 1,50$, $(Na + K)_B \geq 0,50$, $Ti < 0,50$ e $Al_C \geq Fe^{3+}_C$; (C) cálcico com $Ca_B \geq 1,50$, $(Na + K)_B \geq 0,50$, $Ti < 0,50$ e $Al_C < Fe^{3+}_C$ 167

Figura 54 - Diagrama de classificação de biotitas segundo os componentes Eastonita - Siderophyllita - Flogopita - Annita (Deer et al., 1992), para a suíte de diques (lamprófiro a fonólito) da Ilha Monte de Trigo. Os campo de variação ilustrados correspondem a biotitas de outras litologias da Ilha, o corpo máfico/ultramáfico (A), o *stock* nefelina sienítico (B) e o nefelina monzossienito (C), segundo Enrich (2000)..... 169

Figura 55 - Variação composicional dos feldspatos segundo os proporção molecular de Ab - Or - An, para a suíte de diques (lamprófiro a fonólito) da Ilha Monte de Trigo. Limites da solução sólida de feldspatos ternários para as temperaturas de 700, 800, 900 e 1000°C, segundo modelo termodinâmico de Elkins & Grove (1990), indicados pela linha azul. 171

Figura 56 - Diagrama Ne - Qz - Ks (proporção molecular) mostrando a evolução da composição de nefelinas em diques de fonólito e tefrifonólito da Ilha Monte de Trigo. Temperaturas de equilíbrio conforme Hamilton & Mackenzie (1960) e Hamilton (1961). 173

Figura 57 - (A) Diagrama TAS (Total de Álcalis vs Sílica, em % de peso) de classificação das rochas ígneas segundo a IUGS (Le Maitre, 2002) para as rochas da suíte de diques (lamprófiro a fonólito) da Ilha Monte de Trigo. (B) Diagrama Na_2O vs K_2O com os campos das séries de alto potássio, potássica, transicional e sódica de Comin-Chiaramonti *et al.* (1997). 175

Figura 58 - Diagramas mg# ($MgO \cdot 100 / (MgO + FeO_T)$) vs elementos maiores e menores (% em peso) para as rochas da suíte de diques (lamprófiro a fonólito) da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 57..... 176

Figura 59 - Diagramas mg# ($MgO \cdot 100 / (MgO + FeO_T)$) vs elementos traços (ppm) para as rochas da suíte de diques (lamprófiro a fonólito) da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 57..... 177

Figura 60 - Diagrama multi-elementares ("spidergrams") para os elementos incompatíveis (A e B) e elementos terras raras (C e D) em rochas da suíte de diques (lamprófiro a fonólito) da Ilha Monte de Trigo. Elementos normalizados, respectivamente, segundo o manto pirolítico (*Silicate Earth*) e o condrito C1 de McDonough & Sun (1995). Os campos sombreados em (A) e (C) representam a composição dos diques de tefrito, fonotefrito, nefelinito, tefrifonólito e fonólito da ilha, e em (B) e (D) representam a composição dos lamprófiros, à exceção do biotita lamprófiro. 181

Figura 61 - Diagrama multi-elementos ("spidergrams") para os elementos incompatíveis dos diques de lamprófiros mais primitivos ($MgO > 7\%$ em peso) da Ilha Monte de Trigo. Elementos normalizados para OIB (*Ocean Island Basalt*) segundo Sun & McDonough (1989)..... 194

Figura 62 - Diagramas de variação entre elementos traços (ppm) e razões Zr/Nb, Ba/Rb e La/Y para as rochas mais primitivas de diques alcalinos ($5 < \text{MgO} < 15$ % em peso) da Ilha Monte de Trigo e região costeira dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro, Vale do Paraíba, Serra da Mantiqueira (região de Itatiaia, Passa Quatro e Ponte Nova) e de Poços de Caldas. Dados compilados de Bellieni *et al.* (1990), Garda (1995), Alves (1996), Thompson *et al.* (1998), Lima (2001) e deste trabalho. 196

Figura 63 - Diagrama ϵ_{Sr} vs ϵ_{Nd} para as rochas alcalinas da Ilha Monte de Trigo. São também apresentados os campos de variação geral do magmatismo alcalino e toleítico Cretáceo da Bacia do Paraná e arredores, bem como a variação das províncias alcalinas mais próximas e ilhas oceânicas do Atlântico relacionadas. Os dados para a Província Serra do Mar e para a ocorrência de Poços de Caldas encontram-se assim agrupados: corpos do litoral norte paulista (triângulo vermelho); Poços de Caldas e corpos ao longo do lineamento Itatiaia - Cabo Frio (quadrado azul). Compilado de Le Roex *et al.* (1985, 1990), Garda *et al.* (1995), Holfmann (1997), Thompson *et al.* (1998), Marques *et al.* (1999), Siebel *et al.* (2000), Bennio *et al.* (2002), Comin-Chiaramonti *et al.* (2002, 2006), Enrich *et al.* (2006), Ruberti *et al.* (2006) e referências lá citadas. DM, HIMU, EMI e EMII correspondem aos valores aproximados de manto, respectivamente, empobrecido, de alto m (*i.e.* alto $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$), enriquecido I e enriquecido II (Hart, 1988). 202

Figura 64 - Diagramas binários entre razões de elementos traços e ϵ_{Nd} vs Ba/Nb para rochas primitivas ($5 < \text{MgO} < 15$ % em peso) de diques alcalinos cretáceos das regiões costeira dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro, Vale do Paraíba, Serra da Mantiqueira (próximas às ocorrências Itatiaia, Passa Quatro e Ponte Nova) e de Poços de Caldas. Dados compilados de Bellieni *et al.* (1990), Garda (1995), Alves (1996), Thompson *et al.* (1998), Lima (2001) e deste trabalho. Acham-se indicados os campos de EMI, HIMU, crosta Continental, manto primordial e N-MORB de acordo com Weaver (1991) e Hart (1988). 204

Índice de Pranchas

Prancha 01 - (A) Visão geral da Ilha Monte de Trigo ao afastar-se no sentido à Barra do Una, mostrando um perfil aproximado ENE (direita) - WSW (esquerda). (B) Estratificação magmática em olivina gabro com atitude subvertical, próximo ao contato com o álcali feldspato sienito com nefelina. (C) Contato entre nível com estratificação magmática e uma porção homogênea no olivina gabro com nefelina. Notar que ambas as fácies são cortadas por um dique de microteralito (mais claro). (D) Zona I da brecha magmática apresentando fragmentos arredondados de gnaiss e migmatitos, com auréolas na matriz sugerindo assimilação. (E) Bandamento de minerais máficos em forma de canal em álcali feldspato sienito com nefelina. (F) Álcali feldspato sienito com nefelina próximo ao Leme, com dezenas de xenólitos angulosos de melagabros com nefelina porfíricos, ambos cortados por um dique de nefelina microssienito. (G) Enclave máfico no sienito com nefelina. (H) Bolsões e venulações félsicas em clinopiroxenito adcumulático, próximo ao Porto do Imbiru.....	24
Prancha 02 - Diques de nefelina microssienito portadores de minerais de Zr, Nb e ETR, da Ilha Monte de Trigo. (A) Dique de atitude N-S/subvertical cortando melateralito (corpo máfico/ultramáfico). Notar os efeitos da assimilação da encaixante no dique. (B) Detalhe de xenólitos de melateralito em forma de gotas do dique anterior. (C) Outro dique com borda de reação no contato com o melateralito. (D) Dique de aspecto ramificado cortando um olivina melagabro com nefelina.....	130
Prancha 03 - Fotomicrografias e imagens BEI (elétrons retro-espalhados) de nefelina microssienitos da Ilha Monte de Trigo. (A) Agregado de máficos composto de um grão anedral poiquilítico de titanita, incluindo um grão de magnetita (opaco maior) e um grão de perovskita (opaco menor, à esquerda) em meio de feldspato alcalino mesopertítico. Luz plano polarizada, filtro azul e cinza, lado da imagem 0,64mm. (B) Imagem BEI de (A), com a titanita poiquilítica (cinza médio) incluindo a magnetita (cinza claro) e a perovskita (branco) em meio de feldspato alcalino mesopertítico. Tons mais claros representam peso atômico médio maior. Lado da imagem 465mm. (C) Detalhe de cristais de pirocloro (laranja) em amostra macroscópica. Lado maior 0,75mm. (D) e (E) Detalhe de agregado de pirocloro eudral. Luz plano polarizada com filtro azul e cinza, e polarizadores cruzados com filtro cinza, respectivamente. Lado da imagem 0,15mm. (F) Paragênese comum de pirocloro eudral, zircão anedral e magnetita. Luz plano polarizada, filtro azul, lado da imagem 0,75mm.....	131
Prancha 04 - Fotomicrografias e imagens BEI (elétrons retro-espalhados) de nefelina microssienitos da Ilha Monte de Trigo. (A) Agregado de minerais máficos com zircão (Zr), piroxênio (Px), titanita anedral intercrescida no zircão (Tt), magnetita (Mt) e pirocloro eudral (seta vermelha), em meio aos feldspatos alcalinos (cinza mais claro). Sinal elétrico invertido para a geração da imagem. Tons mais escuros representam peso atômico médio maior. Lado da imagem 296mm. (B) Bolsão intersticial apresentando textura de intercrescimento simplectítico entre carbonato e zircão. Luz plano polarizada, filtro azul e cinza, lado da imagem 1,2 mm. (C) Imagem BEI da paragênese (B). Cristais subedrais de pirocloro (setas vermelhas) junto a uma textura de intercrescimento simplectítico entre carbonato (mais claro) e zircão (mais escuro). Ocorrem também fluorita, rutilo e ilmenita. Sinal elétrico invertido para a geração da imagem. Tons mais escuros representam peso atômico médio maior. Lado da imagem 224,5mm. (D) Grão intersticial de britholita-(Ce) (centro, relevo alto) entre grãos subedrais de feldspatos alcalinos mesopertíticos. Observam-se também egirinas eudrais e magnetitas subedrais. Luz plano polarizada, filtro azul, lado da imagem 0,64mm. (E) Grão anedral de britholita-(Ce) mostrando zoneamento convoluto característico. Tons mais claros representam peso atômico médio maior. Lado da imagem 79mm. (F) Detalhe de cristais de zirconolita (prismas marrom) junto ao contato do dique com encaixante máfica, em amostra macroscópica. Lado da imagem 0,86mm.....	132

Prancha 05 - Fotomicrografias e imagens BEI (elétrons retro-espalhados) de nefelina microssienitos da Ilha Monte de Trigo. (A) Detalhe de um pequeno agregado de prismas eudrais de zirconolita. Luz plano polarizada, filtro azul e cinza, lado da imagem 0,19 mm. (B) Paragênese próxima à borda do dique com encaixante máfica, composta de zirconolita (prismas marrom, quase opaco), lâvenita (amarela e incolor) e egirina, em meio de feldspato alcalino e nefelina. Luz plano polarizada, filtro azul e cinza, lado da imagem 0,6mm. (C) e (D) Cristal subedral de eudialita (centro), entre grãos de feldspato alcalino em nefelina microssienito agpaítico. Luz plano polarizada, e com polarizadores cruzados respectivamente. Filtro azul, lado da imagem 0,3mm. (E) Cristal subedral de eudialita (centro) rico em inclusões, apresentando um discreto zoneamento segundo variação na birrefringência. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado da imagem 0,16mm. (F) Imagem BEI de (E). Cristal de eudialita mostrando o típico zoneamento químico convoluto existente na maioria dos grãos presentes. Tons mais claros representam peso atômico médio maior. Lado da imagem 124mm..... 134

Prancha 06 - Fotomicrografias e imagens BEI (elétrons retro-espalhados) de nefelina microssienitos da Ilha Monte de Trigo. (A) Grão subedral de wöhlerita (centro, relevo alto), junto a feldspato alcalino, nefelina e egirina. Luz plano polarizada, filtro azul, lado maior 0,64 mm. (B) Grão eudral de hiortdahlita (centro, relevo alto) entre feldspatos alcalinos. Luz plano polarizada, filtro azul, lado da imagem 1,0mm. (C) Grão de hiortdahlita (centro, relevo alto) com o zoneamento marcado por inclusões opacas. Luz plano polarizada, filtro azul, lado maior 2,1mm. (D) Imagem BEI de (C). Hiortdahlita com o zoneamento evidenciado por inclusões de peso atômico médio bem inferior ao do mineral. Sinal elétrico invertido para a geração da imagem. Tons mais escuros representam peso atômico médio maior. Lado da imagem 871mm. (E) Grão de hiortdahlita com alteração típica para um agregado laranja, cuja composição é similar à da catapleíta. Luz plano polarizada, filtro azul, lado da imagem 0,25mm. (F) Grão anedral e poiquilítico de lâvenita (centro, pleocroísmo amarelo) em meio a feldspato alcalino e piroxênio. Luz plano polarizada, filtro azul, lado da imagem 0,6 mm..... 135

Prancha 07 - Fotomicrografias da faixa de reação no contato entre o dique de nefelina microssienito e a encaixante máfica da Ilha Monte de Trigo. (A) Visão geral, com destaque para a abundância de granada, anfibólio verde e biotita amarela. Luz plano polarizada, filtro azul, lado da imagem 40mm. (B) Dique apresentando um menor desenvolvimento da paragênese no contato. Luz plano polarizada, filtro azul, lado da imagem 9,6mm. (C) Detalhe da mineralogia na faixa de reação (lado direito inferior), apresentando anfibólio verde e biotita amarela. Luz plano polarizada, filtro azul e cinza, lado da imagem 1,9mm..... 137

Índice de Tabelas

Tabela 01: Condições de análise elemental utilizadas nas rotinas para minerais ricos em ETR e HSFE.....	11
Tabela 02 - Comparação de valores obtidos para amostras em duplicatas na análise de P.F. (Perda ao Fogo).	16
Tabela 03 - Composição mineralógica modal de litologias representativas da Ilha Monte de Trigo.	34
Tabela 04 - Datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para as rochas da Ilha Monte de Trigo.....	48
Tabela 05 - Comparação entre o índice mg# do líquido magmático calculado a partir da composição do mg# da olivina (parte extraída de Enrich, 2000) com o mg# obtido pela composição da rocha total (via FRX), para as amostras do corpo máfico/ultramáfico e dos diques de lamprófiro da Suíte Alcalina da Ilha Monte de Trigo.	78
Tabela 06 - Modelos de balanço de massa (Stormer & Nicholls, 1978) para o corpo máfico/ultramáfico da Ilha Monte de Trigo.	83
Tabela 07 - Modelagem termodinâmica através do algoritmo MELTS de Ghiorso & Sack (1995) e Asimow & Ghiorso (1998) da cristalização em equilíbrio do corpo máfico/ultramáfico da Suíte Alcalina da Ilha Monte de Trigo.	85
Tabela 08 - Modelos de balanço de massa (Stormer & Nicholls, 1978) para o corpo de nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.....	89
Tabela 09 - Comparação entre os resultados obtidos para a composição do sólido (Cs) do modelo de balanço de massas, para formação do nefelina monzossienito a partir da média dos 4 lamprófiros mais primitivos, com algumas amostras cumuláticas selecionadas e a média de todas as amostras do corpo máfico/ultramáfico da Ilha Monte de Trigo.....	90
Tabela 10 - Proporção modal dos minerais máficos das fácies do <i>stock</i> nefelina sienítico estimada a partir da área ocupada em lâmina delgada convencional.	92
Tabela 11 - Parâmetros utilizados para a determinação das condições do equilíbrio albita-jadeíta-nefelina nas rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo.	114
Tabela 12 - Modelos de balanço de massa (Stormer & Nicholls, 1978) para o <i>stock</i> nefelina sienítico da Ilha Monte de Trigo.	124
Tabela 13 - Mineralogia dos diques de nefelina microssienito estudados em detalhe.	136
Tabela 14 - Membros selecionados aprovados pela IMA-CNMMN (Comissão de novos minerais e nomes de minerais da IMA) do grupo da eudialita (Johnsen <i>et al.</i> , 2003 e referências lá citadas).	150
Tabela 15 - Minerais do grupo da cuspidina-wöhlerita.....	154
Tabela 16 - Coeficientes de partição utilizados nos modelos de cristalização fracionada tipo Rayleigh. Dados compilados ou calculados segundo Watson & Green (1981), Nielsen <i>et al.</i>	

(1992, 1994), Foley <i>et al.</i> (1996), Adam & Green (2003), Zanetti <i>et al.</i> (2004) e Downes <i>et al.</i> (2004).	185
Tabela 17 - Modelos de balanço de massa (Stormer & Nicholls, 1978) para a suíte de diques de lamprófiros a fonólitos da Ilha Monte de Trigo.	186
Tabela 18 - Modelagem de cristalização fracionada tipo Rayleigh para elementos traços da suíte de diques de lamprófiros a fonólitos da Ilha Monte de Trigo.	189
Tabela 19 - Comparação da razão entre elementos incompatíveis das rochas mais primitivas da Ilha Monte de Trigo com as ocorrências mais próximas de Ilha de Vitória (Motoki, 1986), Ilha dos Búzios (Alves, 1996), São Sebastião (Bellieni <i>et al.</i> , 1990; Thompson <i>et al.</i> , 1998), as ilhas oceânicas de Trindade (Marques <i>et al.</i> , 1999) e Tristão da Cunha (Weaver <i>et al.</i> , 1987; Weaver, 1991), os basaltos toleíticos da Bacia do Paraná (Peate, 1997) e os componentes teóricos de manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) e de N-MORB, EMI-OIB, EMII-OIB, HIMU-OIB e Crosta continental (Weaver, 1991).	195
Tabela 20 - Composição química, em porcentagem de peso, de olivinas dos diques de lamprófiros da Ilha Monte de Trigo.	Anexo I
Tabela 21 - Composição química, em porcentagem de peso, de piroxênios das rochas de diques da Ilha Monte de Trigo.	Anexo I
Tabela 22 - Composição química, em porcentagem de peso, de anfibólios das rochas de diques da Ilha Monte de Trigo.	Anexo I
Tabela 23 - Composição química, em porcentagem de peso, de biotitas das rochas de diques da Ilha Monte de Trigo.	Anexo I
Tabela 24 - Composição química, em porcentagem de peso, dos minerais opacos das rochas de diques da Ilha Monte de Trigo.	Anexo I
Tabela 25 - Composição química, em porcentagem de peso, de feldspatos das rochas de diques da Ilha Monte de Trigo.	Anexo I
Tabela 26 - Composição química, em porcentagem de peso, de nefelinas das rochas de diques da Ilha Monte de Trigo.	Anexo I
Tabela 27 - Composição química, em porcentagem de peso, de sodalitas das rochas de diques da Ilha Monte de Trigo.	Anexo I
Tabela 28 - Composição química, em porcentagem de peso, de analcimas das rochas de diques da Ilha Monte de Trigo.	Anexo I
Tabela 29 - Composição química, em porcentagem de peso, de zirconolitas das rochas de diques de nefelina microssienitos da Ilha Monte de Trigo.	Anexo I
Tabela 30 - Composição química, em porcentagem de peso, de perovskitas das rochas de diques de nefelina microssienitos da Ilha Monte de Trigo.	Anexo I
Tabela 31 - Composição química, em porcentagem de peso, de pirocloro das rochas de diques de nefelina microssienitos da Ilha Monte de Trigo.	Anexo I
Tabela 32 - Composição química, em porcentagem de peso, de britholitas das rochas de diques de nefelina microssienitos da Ilha Monte de Trigo.	Anexo I

Tabela 33 - Composição química, em porcentagem de peso, de eudialitas das rochas de diques de nefelina microssienitos agpaíticos da Ilha Monte de Trigo..... Anexo I

Tabela 34 - Composição química, em porcentagem de peso, de hiortdahlita das rochas de diques de nefelina microssienitos agpaíticos da Ilha Monte de Trigo..... Anexo I

Tabela 35 - Composição química, em porcentagem de peso, de lâvenitas das rochas de diques de nefelina microssienitos agpaíticos da Ilha Monte de Trigo..... Anexo I

Tabela 36 - Composição química, em porcentagem de peso, de wöhleritas das rochas de diques de nefelina microssienitos agpaíticos da Ilha Monte de Trigo..... Anexo I

Tabela 37 - Composição química (óxidos, % em peso; traços, ppm) do corpo máfico/ultramáfico cumulático, do nefelina monzossienito e dos diques de microteralito e microessexito associados da Suíte Alcalina da Ilha Monte de Trigo. Anexo II

Tabela 38 - Composição química (óxidos, % em peso; traços, ppm) das rochas do stock nefelina sienítico e diques de nefelina microssienitos associados da Suíte Alcalinas da Ilha Monte de Trigo..... Anexo II

Tabela 39 - Composição química (óxidos, % em peso; traços, ppm) dos diques de lamprófiro, tefrito, nefelinito, fonotefrito, tefrifonólito e fonólito da suíte alcalina da Ilha Monte de Trigo. Anexo II

RESUMO

A Suíte Alcalina da Ilha Monte de Trigo localiza-se no litoral norte do Estado de São Paulo. Representa uma manifestação do tipo sienito-gabróide alcalina multi-intrusiva rasa (<1 kbar), do Cretáceo Superior (86,5 Ma), associada à Província Alcalina da Serra do Mar. Aloja-se em rochas granítico-gnáissicas neoproterozóicas da Faixa Ribeira, contudo estas não aparecem *in situ* na ilha. Tal suite é comparável às ocorrências das ilhas de São Sebastião, Búzios e Vitória.

O magmatismo inicial é representado por um corpo máfico/ultramáfico cumulático, onde predominam melateralitos, olivina melagabros com nefelina, olivina gabros, clinopiroxenitos e olivina clinopiroxenitos. As rochas são maciças, inequigranulares média a grossa e com grande variação modal. Compõem-se predominantemente de diopsídio a diopsídio subsilissico com Fe^{3+} zonado, além de olivina (crisolita a hialosiderita), plagioclásio (bytownita a andesina), magnetita e apatita. Nefelina, kaersutita e biotita têm desenvolvimento intersticial. O caráter cumulático destas rochas é consistente com a natureza ultrabásica (mg# entre 73,4 e 44,7), os baixos conteúdos de Na e K, e as diferenças entre o mg# da rocha e da composição do líquido em equilíbrio com as olivinas, conforme a partição do Ni e do mg#.

Associados a estas litologias ocorrem diques sin-plutônicos de microteralito e microessexito, e um pequeno corpo de nefelina monzossienito, representando possivelmente diferenciados magmáticos. São rochas básicas (mg# entre 61,6 e 11,6), mesocráticas, maciças a orientadas, média a fina. Diferem do corpo máfico/ultramáfico pela cristalização inicial de feldspato alcalino, anfibólio (kaersutita a pargasita) e nefelina.

No corpo máfico/ultramáfico cumulático e seus diferenciados, as relações texturais, as variações petrográficas e geoquímicas, e os modelos de balanço de massa indicam o fracionamento de diopsídio e, em menor proporção, de olivina como o principal mecanismo de evolução magmática.

O magmatismo segue com a colocação de uma brecha magmática intrusiva, cortando o olivina gabro. O corpo tem forma aproximadamente circular, com diâmetro de 50 a 60 m, compondo aparentemente uma estrutura tipo *pipe*. Compõe-se de uma matriz afanítica rica em sulfetos e fragmentos arredondados (até 2m) do corpo máfico/ultramáfico e do embasamento granítico-gnáissico.

A terceira manifestação magmática resultou na formação de um *stock* zonado de nefelina sienito e álcali feldspato sienito com nefelina, e de diques sin-plutônicos de nefelina microssienito. Estas rochas ocupam toda a faixa central e sul da ilha, representando a litologia dominante. As variedades nefelina sieníticas são maciças, foiaíticas a hipidiomórficas, de granulometria média a grossa e coloração cinza claro a bege. Predominam os tipos miaskíticos e hipersolvus. Compõem-se de feldspato alcalino mesopertítico, nefelina intersticial, anfibólio subedral zonado (ferropargasita - hastingsita - catoforita),

piroxênio subedral zonado (diopsídio - hedenbergita - egirina) e biotita, além dos acessórios apatita, titanita e magnetita. Os dados mineralógicos e geoquímicos indicam uma evolução magmática a partir do álcali feldspato sienito com nefelina para o nefelina sienito e, por fim, os diques de nefelina microssienitos. Durante a cristalização e evolução ocorreram mudanças na αSiO_2 , $f\text{H}_2$, e em menor grau na $f\text{O}_2$ e $f\text{F}$, que se traduzem nas variações paragenéticas e texturais observadas.

Destacam-se entre os diques de nefelina microssienitos uma variedade de afinidade agpaítica, representando os termos mais evoluídos da associação. A paragênese identificada inclui zirconolita, loparita-(Ce), pirocloro, britholita-(Ce), eudialita, hiortdahlita, wöhlerita e lâvenita, além de um possível mineral novo denominado “trigoíta”.

À manifestação magmática final pertence uma série de diques de lamprófiros (monchiquitos e camptonitos), tefritos, nefelinitos, fonotefritos, tefrifonólitos e fonólitos, cortando as demais litologias de forma rúptil. São rochas porfíricas de matriz afanítica contendo principalmente olivina, piroxênio, espinélio, anfibólio, biotita, plagioclásio, feldspato alcalino, nefelina e analcima. Esta paragênese e a composição mineral variam aparentemente num contínuo. Os dados geoquímicos sugerem que estes diques derivaram de um magma parental comum, e assim representando a uma mesma série magmática.

O curto intervalo deste magmatismo (<0,5Ma) e o caráter recorrente de magmas primitivos, como os que geraram o corpo máfico/ultramáfico e os diques lamprofíricos, apontam para uma fonte magmática comum para todas as rochas da suíte. Este magma parental parece ter uma composição basanítica similar à dos lamprófiros mais primitivos, gerado pela fusão parcial de <5% de uma paragênese mantélica contendo granada previamente metassomatizada, com limitada influência do CO_2 , sob condições de aproximadamente 1300°C e de 2 a 3GPa.

As razões isotópicas de Sr e Nd e as razões entre elementos traços incompatíveis dos litotipos mais primitivos (lamprófiros), indicam uma fonte litosférica heterogênea, com assinatura do tipo EMI-HIMU. Esta assinatura é coerente com o restante das ocorrências da Província Alcalina da Serra do Mar. As idades modelos de Nd em relação ao manto empobrecido, de aproximadamente 650Ma, para as rochas da Ilha Monte de Trigo, sugerem um enriquecimento metassomático mantélico ligado aos eventos neoproterozóicos que registrados nas rochas encaixantes.

Dentre os fatores que teriam contribuído para a fusão mantélica destaca-se: (1) a despressurização da região fonte no manto superior, relacionada à tectônica dos *riftes* quando da abertura do Atlântico Sul; (2) o aumento generalizado da temperatura no manto relacionado a anomalias termais regionais ou à presença de plumas mantélicas; e (3) a influência de fases voláteis (e.g. anfibólio, flogopita e carbonatos) abaixando a temperatura do *solidus* mantélico.

ABSTRACT

Monte de Trigo Island Alkaline Suite is located in the north coastal area of the State of São Paulo. It represents a Late Cretaceous (86,5Ma) shallow (<1kbar) multi-intrusive alkaline syenite-gabbroid complex, associated with the Serra do Mar Alkaline Province. It is emplaced into Neoproterozoic granitic-gneisses of the Ribeira Belt, which do not crop out *in situ*. This suite is similar to the alkaline suites that occur in the São Sebastião, Buzios and Vitória islands.

The cumulate mafic-ultramafic rocks represent the beginning of the magmatism, comprising melatheralites, nepheline-bearing olivine melagabbros, olivine gabbros, clinopyroxenite and olivine clinopyroxenite. They are massive, medium- to coarse-grained inequigranular with pronounced modal variation. They are mainly composed of pyroxene (zoned diopside to subsilicic ferrian diopside), in addition to olivine (chrysolite to hialosiderite), plagioclase (bytownite to andesine), magnetite and apatite. Nepheline, kaersutite and biotite are interstitial phases. The cumulate character of these rocks is consistent with their ultrabasic nature (mg# 73.4 – 44.7), low Na and K contents, and with differences in composition of the rock and the liquid in equilibrium with olivine, according to the partition of Ni and mg#.

Syn-plutonic microtheralite and microessexite dykes as well as a small nepheline monzosyenite body occur in association with the above mentioned lithologies, possibly representing differentiated magmatic rocks. They are basic (mg# 61.6-11.6), mesocratic, massive to foliated, medium- to coarse-grained rocks. They differ from the mafic/ultramafic body due to the early crystallization of alkali feldspar, amphibole (kaersutite to pargasite) and nepheline.

In the cumulate mafic/ultramafic body and its differentiated rocks, textural relationships, petrographic and geochemical variations, as well as mass balance models, indicate fractional crystallization of diopside and, to a lesser extent, olivine as the main magmatic evolution mechanism.

Magmatism follows with the formation of an intrusive magmatic breccia, which cuts the olivine gabbro. The breccia is apparently a nearly circular-shaped pipe with 50-60m in diameter. It is composed of a sulphide-rich aphanitic matrix with rounded fragments (up to 2m) of the mafic/ultramafic body and granitic-gneisses country rocks.

The third magmatic manifestation led to the formation of a nepheline syenite and nepheline-bearing alkali feldspar syenite zoned stock and synplutonic nepheline microsyenite dykes. These rocks are the prevailing lithologies in the island, covering its central and southern portions. Nepheline syenitic varieties are massive, foyaitic to hypidiomorphic, medium- to coarse-grained, and light grey to beige colored. Miaskitic and hipersolvus types prevail. They are composed by mesoperthitic alkali feldspar, interstitial

nepheline, zoned subhedral amphibole (ferro-pargasite - hastingsite - katophorite), zoned subhedral pyroxene (diopside - hedenbergite - aegirine) and biotite, in addition to apatite, titanite and magnetite as accessory phases. Mineralogical and geochemical data suggest a magmatic evolution from nepheline-bearing alkali feldspar syenite to nepheline syenite and finally to nepheline microsyenites dykes. Changes in αSiO_2 , $f\text{H}_2$, and to a lesser extent in $f\text{O}_2$ and $f\text{F}$ occurred throughout the crystallization and magmatic evolution, and were responsible for the observed paragenetic and textural variations.

Among the nepheline microsyenite dykes, an agpaitic variety occurs, representing the most evolved terms of this association. The identified paragenesis includes zirconolite, loparite-(Ce), pyrochlore, britholite-(Ce), eudialyte, hiortdahlite, wöhlerite and lāvenite, as well as a possibly new mineral named “trigoite”.

The last magmatic manifestation comprises lamprophyres (monchiquites and camptonites), tephrites, nephelinites, phonotephrites, tephriphonolites and phonolites, that cross cut the older lithologies. These rocks are porphyritic with aphanitic groundmass, mainly constituted by olivine, pyroxene, spinel, amphibole, biotite, plagioclase, alkali feldspar, nepheline and analcime. This paragenesis and the mineral composition apparently vary in a continuum. Geochemical data suggests that these dykes are derived from a common parental magma, thus representing a single magmatic series.

A common magmatic source for all the rocks of this suite is evidenced by the short magmatic interval (<0.5Ma) and the recurrent nature of primitive magmatic episodes, such as those that originated the mafic/ultramafic body and lamprophyric dykes. This parental magma seems to have had a basanitic composition similar to those of the most primitive lamprophyres, generated by the partial melting (<5%) of a previously metasomatized garnet-bearing mantle, with limited CO_2 influence, under approximately 1300°C at 2 to 3GPa.

A heterogeneous lithospheric source with EMI-HIMU signature is indicated by $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and incompatible element ratios of most primitive lithologies (lamprophyres). This signature is consistent with other occurrences of the Serra do Mar Alkaline Province. Depleted mantle Nd model ages (T_{DM}), of nearly 650Ma, for Monte de Trigo Island rocks suggest a mantle that was metasomatically enriched during the Neoproterozoic events recorded in the country rocks.

Several factors might have contributed to the mantle partial melting, such as: (1) pressure release in the source region on the upper mantle, related to the rift tectonic evolution during the South Atlantic opening; (2) the general mantle temperature increase related to regional thermal anomalies or to the presences of mantle plumes; and (3) the influence of volatile phases (e.g. amphibole, phlogopite and carbonates) lowering the mantle *solidus* temperature.

Capítulo 01

INTRODUÇÃO

O reconhecimento das rochas alcalinas como um grupo importante e distinto entre as rochas ígneas data do início da história da petrologia. Entretanto, a sua definição e classificação não foi consensual para os petrólogos por muito tempo. Sørensen (1974), em sua clássica monografia, unificou a definição de rochas alcalinas a partir de uma proposta inicialmente sugerida por Shand (1922, *apud* Sørensen, 1974). Desde então, esta definição vem sendo amplamente usada, além de recomendada pela IUGS (Le Maitre, 2002).

De acordo com Sørensen (1974) as rochas alcalinas caracterizam-se por uma concentração de álcalis maior que a necessária para formar os feldspatos, ou seja, com $(Na + K) > Al$ ou $(Na + K) > Si/6$, em proporção catiônica na composição da rocha. Esse excesso de álcalis aparece em feldspatóides, piroxênios sódicos, anfibólios sódicos, e outras fases minerais ricas em álcalis. Assim, no diagrama QAFP de classificação de rochas ígneas (Le Maitre, 2002) são consideradas alcalinas todos os litotipos que ocupam o campo inferior do diagrama (triângulo AFP) e aqueles presentes no campo superior (triângulo QAP) contendo piroxênio e/ou anfibólio alcalino.

Comparadas às rochas basálticas e graníticas em relação ao volume que ocupa na crosta, as rochas alcalinas são pouco significativas, representando menos de um por cento (Daly, 1933). Entretanto, essa peculiaridade volumétrica é amplamente compensada pela grande diversidade mineralógica e geoquímica, bem como por sua complexidade petrogenética. (Fitton & Upton, 1987; Eby & Mitchell, 1996).

Historicamente, o estudo das rochas alcalinas teve início ainda na “era pré-microscópica”, período em que foram definidos os nomes de litotipos comuns (Sørensen, 1974), como por exemplo sienito, fonólito, basanita, tefrito e nefelinito.

Após a introdução do microscópio petrográfico em meados do século XIX (Loewinson-Lessing, 1954), a petrologia viveu um período de grande expansão do conhecimento, multiplicando-se os nomes de minerais e rochas. Já no final do século XIX e início do século XX surgiram os trabalhos pioneiros sobre as rochas alcalinas, de autores como Rosenbush, Brøgger, Lacroix, Washington, Ussing, Ramsay, Fersman e Hackman, entre outros. Além disso, foram descritas em detalhe muitas das ocorrências alcalinas clássicas, dentre as quais mencione-se a Província de Oslo, Khibina, Lovozero, Serra do Monchique, Leucite Hills e Ilímaussaq (Sørensen, 1974).

Um segundo marco histórico da petrologia, provavelmente não menos importante do que o advento do microscópio petrográfico, foi o aparecimento da petrologia experimental no início do século XX. O maior nome que representa esta fase é, sem dúvida, o de Norman L. Bowen. Em sua clássica monografia “*The*

evolution of the igneous rocks” (Bowen, 1928), o autor apresenta um primeiro esboço do diagrama petrogenético residual, com os eutéticos saturado e insaturado. Posteriormente, Bowen (1937) determinou experimentalmente os dados deste diagrama, e com base nele demonstrou que a série de fonólitos, traquitos e riólitos do Rift Valley do Leste Africano seria formada através da cristalização fracionada.

Contemporâneos a estes trabalhos, surgiram também os primeiros trabalhos sobre as rochas alcalinas brasileiras. De acordo com Ulbrich & Gomes (1981), o interesse por tais rochas foi estimulado sobretudo por petrógrafos europeus como Rosenbush, Derby e seus colegas. Cite-se como exemplo o trabalho de Derby (1887) sobre os nefelinas sienitos da região da Serra do Mar. Estes autores foram responsáveis pela atribuição de novos nomes para rochas aqui coletadas, como jacupiranguito em Jacupiranga, tinguaito em Tinguá, bebedourito e salitrito em Salitre, com alguns destes nomes abolidos pela nomenclatura atual da IUGS (Le Maitre, 2002). Merecem destaque também alguns trabalhos que incluem a descrição de minerais raros nestas rochas, como Graeff (1887) e Machado (1888) sobre as lâvenitas da Serra do Tinguá e de Poços de Caldas respectivamente, ou de Hussak (1895, *apud* Willians & Gieré, 1996) sobre as zirconolitas de Jacupiranga.

No decorrer do século XX até a década de 1970, dominou no cenário das rochas alcalinas brasileiras uma expressiva quantidade de trabalhos com enfoque na geologia e petrografia, sendo raros aqueles com algum dado químico. Na região da Serra do Mar, onde se localiza a Ilha Monte de Trigo, representam este período os trabalhos de Freitas (1947) e Hennies & Hasui (1977) na Ilha de São Sebastião, Björnberg & Ellert (1955) na Ilha dos Búzios, Gomes *et al.* (1967) na Ilha Vitória, Ribeiro Filho (1967) e Penalva (1967) em Itatiaia, Coutinho & Melcher (1973) na Ilha Monte de Trigo, entre diversos outros.

A partir do final dos anos 60, despertou um significativo interesse entre os petrologistas brasileiros para a implementação laboratorial voltado à petrologia, evolução crustal e outras áreas do conhecimento geológico. Um primeiro impulso na determinação da composição química dos minerais das rochas alcalinas no Brasil foi dado por Gomes *et al.* (1970), utilizando análises via úmida. Dois anos depois, o Prof. Dr. Celso de Barros Gomes foi o responsável pela implantação do primeiro laboratório de microsonda eletrônica no país, adquirindo um equipamento ARL, modelo EMS-SM, e instalando-a junto às dependências do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Tal equipamento prestou serviço por cerca de 15 anos, gerando uma grande quantidade de trabalhos publicados, dissertações de Mestrado e teses de Doutorado. No início dos anos 90, o instrumental foi substituído por uma microsonda eletrônica JEOL, modelo JXA-8600 Superprobe.

O início dos estudos geocronológicos de ocorrências alcalinas brasileiras é contemporâneo a este período, com a implantação do laboratório de geocronologia K/Ar da Universidade de São Paulo. O trabalho pioneiro é de Amaral *et al.* (1967), contribuindo com 66 idades K/Ar determinadas em amostras de 21 centros alcalinos. Já no final dos anos 80, Sonoki & Garda (1988) compilaram 295 dados geocronológicos de diversos autores, em sua maioria K/Ar, de 52 ocorrências alcalinas do Brasil e Paraguai.

Entre as décadas de 1970 e 1980 o conhecimento sobre as rochas alcalinas no mundo era tal que propiciou a publicação das principais monografias de referência sobre o assunto. Não se pode deixar de destacar os trabalhos clássicos de Sørensen (1974) e de Fitton & Upton (1987), além da série de monografias de Wolley que compila as ocorrências de rochas alcalinas e carbonatitos conhecidos pelo mundo (e.g. Wolley, 1987 - *Alkaline rocks and carbonatites of the world. Part 1: North and South America*).

No Brasil, destacam-se dois importantes trabalhos de revisão, de Ulbrich & Gomes (1981) com maior enfoque aos aspectos geológicos e petrográficos, e de Almeida (1983) voltado mais para a tectônica regional.

Nos anos 80 deu-se início a uma linha de pesquisa bem definida, no então Departamento de Mineralogia e Petrologia (atual Departamento de Mineralogia e Geotectônica) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, sobre o estudo das rochas alcalinas. Disso resultou Teses de Doutorado e Livre Docência, Dissertações de Mestrado e inúmeros artigos científicos em revistas nacionais e internacionais, contribuindo com expressivo volume de dados químicos de minerais, de rocha total e isotópicos. Grande parte desta produção científica encontra-se reunida no livro de Comin-Chiaramonti & Gomes (2006).

Atualmente, a petrologia no Brasil, e em especial na Universidade de São Paulo, conta com uma estrutura laboratorial completa e de ponta, abrindo inúmeras possibilidades futuras para seus pesquisadores. Com toda certeza, o investimento laboratorial que ocorreu nas últimas décadas deve marcar a entrada do Brasil para o seleto grupo de países que possuem um conhecimento sólido e maduro em petrologia. Parafraseando Loewinson-Lessing (1954) na introdução de sua monografia sobre a história da petrologia, pode-se dizer que *“At the present time, in every country which lays claim to being considered cultured there are petrologists.”*

Neste sentido, na essência desta tese sobre a “Petrogênese da Suíte Alcalina da Ilha Monte de Trigo” foi realizada sobretudo a partir de dados obtidos por metodologias diversas (microsonda eletrônica, FRX, ICP-MS, TIMS, etc), utilizando-se da infra-estrutura do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

A Ilha Monte de Trigo

A Ilha Monte de Trigo situa-se no litoral norte do Estado de São Paulo (23°53'S, 45°47'W), ao sul da Ilha de São Sebastião (Ilhabela), aproximadamente a meia distância entre Santos e São Sebastião. O ponto mais próximo da costa encontra-se distante cerca de 10 km, frente às praias Barra do Una e Juquehy, podendo ser avistada por uma ampla extensão do litoral (Figura 01). Juridicamente ela pertence ao município de São Sebastião. O acesso à ilha se dá pela Rodovia Rio-Santos até Barra do Una ou outra cidade nas proximidades, a partir de onde se segue via barco, levando entre 30 e 60 minutos dependendo do tipo de embarcação.

Figura 01 - Carta-imagem de satélite (INPE, 1990) mostrando a localização da Ilha do Monte de Trigo (Montão de Trigo), litoral norte do Estado de São Paulo.

A ilha destaca-se por sua morfologia cônica, seguindo um perfil lembrando um monte (de trigo). Representa um corpo alcalino de forma elíptica, que emerge expondo uma área de 1,3 km². Seu eixo maior, dirigido para NE, possui cerca de 1,5 km, e seu eixo menor, segundo NW, cerca de 1,1 km. Ressalta-se pelo acentuado gradiente topográfico, com seu ponto mais alto a 289 m acima do nível do mar. A morfologia da ilha é condicionada principalmente por lineamentos na direção N40W e N50E, cuja expressão é dada por cristas, vales e o contorno da costa.

A primeira menção da geologia da Ilha Monte de Trigo encontra-se em Amaral *et al.* (1967), que faz referência a uma comunicação pessoal de J. M. V. Coutinho. Alguns anos depois, Coutinho & Melcher (1973) publicaram o primeiro trabalho sobre a geologia da ilha. Nele, a geologia foi dividida em dois domínios plutônicos contrastantes, teralitos no extremo NE e foiaitos no restante, além de uma série de diques de microteralito, teralito-pórfito, microfoiaito e outras rochas sieníticas diferenciadas. Os autores salientam, entretanto, que o interior da ilha e parte da linha de costa não foi percorrido.

Outra referência à Ilha Monte de Trigo é a de Thompson *et al.* (1998), apresentando dados geoquímicos (elementos maiores, traços e isótopos) de três diques máficos da ilha, com vistas a uma investigação de cunho regional sobre o magmatismo alcalino e as fontes mantélicas.

Objeto de estudo e estrutura da tese

A presente tese de doutorado refere-se à petrogênese da suíte de rochas alcalinas da Ilha Monte de Trigo e sua relação com as demais ocorrências congêneres no contexto magmático regional. Tal estudo foi realizado através da caracterização do magmatismo da Ilha e da elaboração de um modelo evolutivo e genético para a associação de rochas presentes.

Para tanto, foram realizados estudos sobre o comportamento químico dos elementos maiores, traço (incluindo as terras raras) e dos isótopos radiogênicos das variedades litológicas presentes na ilha. Buscou-se com estes dados a identificação dos possíveis processos ígneos envolvidos, tanto na geração do magma primordial mantélico, como durante a colocação magmática e diferenciação, formando as variedades litológicas presentes.

O tema escolhido teve como objeto de estudo a mesma área em que foi desenvolvida a dissertação de mestrado “Geologia e química mineral da Ilha Monte de Trigo, litoral norte do Estado de São Paulo” (Enrich, 2000). Na dissertação estabeleceu-se as bases geológicas através de seu mapeamento detalhado, com uma sistemática faciológica e descrição petrográfica de detalhe das litologias presentes, bem como a caracterização química dos minerais principais das litologias de caráter plutônico, que resultaram na proposição de um modelo evolutivo preliminar.

A tese de doutoramento ora apresentada foi estruturada em capítulos direcionando-os para sua futura publicação. Assim, cada capítulo aborda um assunto de forma independente, onde procurou-se estabelecer um limite próximo a 8.000 palavras de extensão de texto, para não se distanciar daqueles da maior parte das revistas. Os dois primeiros capítulos são uma exceção, pois referem-se aos aspectos introdutórios e metodológicos da tese.

Uma versão preliminar do artigo que aborda a geologia e petrografia da Ilha Monte de Trigo é apresentado no Capítulo 3. O capítulo é baseado principalmente na dissertação de mestrado, incluindo poucas modificações. Contudo, sua presença torna-se essencial por tratar-se da base para os demais capítulos.

O Capítulo 4 apresenta uma breve compilação sobre a geocronologia das rochas alcalinas da Plataforma Sul Americana, juntamente com os novos dados Ar/Ar obtidos para a idade do magmatismo da Ilha Monte de Trigo.

A evolução magmática do corpo máfico/ultramáfico cumulático e de seus diferenciados é apresentada no Capítulo 5. São discutidos as condições de cristalização destas rochas, a característica do possível magma parental, bem como os mecanismos de fracionamento magmático atuantes.

O magmatismo nefelina sienítico, representado por um *stock* zonado e por diques sin-plutônicos são apresentados no Capítulo 6. Nele são discutidos as condições de cristalização do corpo, as influências físico-químicas que controlam a paragênese mineral apresentada, e os mecanismos de fracionamento magmático. Algumas considerações sobre hipóteses de assimilação crustal e das fontes do magma sienítico também são apresentadas.

O Capítulo 7 aborda em detalhe a mineralogia acessória de frequência rara que aparece nas rochas de diferenciados finais do *stock* nefelina sienítico. São feitas algumas considerações sobre as paragêneses observadas, bem como sobre as variações químicas de cada mineral.

O Capítulo 8 apresenta a suíte de diques finais, incluindo desde lamprófiros alcalinos a fonólitos. Além de apresentar uma discussão sobre os mecanismos de evolução magmática como nos outros capítulos, este capítulo também aborda de forma mais detalhada as características dos magmas primários e da fonte mantélica.

Por fim, no Capítulo 9 são apresentadas as considerações finais desta tese, de forma integrada, seguindo-se das bibliografias e anexos.

Capítulo 02

METODOLOGIA

Conforme destacado no Capítulo 01, os dados utilizados na elaboração desta tese de doutoramento são em parte provenientes da dissertação de mestrado. Estes incluem as descrições da geologia e petrografia, utilizados na elaboração do Capítulo 03 e os dados de química dos minerais essenciais das litologias plutônicas nos Capítulos 04 e 05. As descrições metodológicas para estes dados, bem como as respectivas tabelas de análise de química mineral produzidos durante o mestrado encontram-se reunidas no volume da dissertação. Assim, encontram-se aqui descritas apenas as metodologias utilizadas e dados produzidos na presente tese de doutorado.

Petrografia

A descrição petrográfica realizada durante o período do doutoramento focou-se em dois objetivos principais. O detalhamento das relações texturais e mineralógicas de amostras selecionadas para a realização de estudos químicos de minerais e rochas, e a caracterização da mineralogia rara encontrada, suas relações texturais e paragênese.

O exame microscópico das lâminas foi efetuado utilizando-se os seguintes equipamentos: um microscópio da marca Zeiss, modelo Axioplan, com campo visual entre 10 e 0,49 mm e aumento máximo de 400x; um microscópio da marca Olympus, modelo BX40, com campo visual entre 4,4 e 0,44 mm e aumento máximo de 1000x; um estereomicroscópio de marca Zeiss, modelo SV-8 e aumento de 8x a 64x.

Para a definição dos pontos de química mineral a serem analisados utilizou-se de um microscópio marca Zeiss, de aumento 100x, acoplado com platina automática Zeiss e um controlador de platina marca Microbean, onde as coordenadas são registradas em computador PC pelo software Digimax da Microbean.

Adicionalmente, foram realizadas estimativas modais dos minerais máficos em amostras representativas do magmatismo nefelina sienítico (Capítulo 05) através de proporção em área de imagens. Para tanto foram obtidas fotomicrografias da lâmina petrográfica completa (aproximadamente 4 x 2 cm), onde se avaliou a área ocupada por cada fase mineral máfica (total de *pixel* do mineral/total de *pixel* da amostra), bem como o índice de máficos. A contagem dos *pixels* de cada fase mineral foi realizada com o auxílio do programa Photoshop 6.0 da Adobe. A comparação destas estimativas e de dados modais por contagem de pontos (2000 pontos) realizadas no mestrado (Tabelas 03 e 10) demonstram que os resultados são satisfatórios.

Química Mineral

As análises minerais por WDS (quantitativas) e EDS (qualitativas), e as imagens de elétrons retro-espalhados composicionais (BEI-COMPO) foram efetuadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do DMG-IGc-USP, empregando-se instrumental de fabricação JEOL JXA-8600 Superprobe, equipado com cinco espectrômetros (WDS) com os cristais TAP/STE, TAP/PET, LIF/PET, PET/LIF e LIF/PET, e detector de silício (EDS). O equipamento encontra-se automatizado com um sistema Voyager 3.6.1 da NORAN Instruments. As determinações foram efetuadas em seções delgadas polidas, metalizadas com uma película de carbono (~25 nm) em evaporador AUTO 306 da EDWARDS.

Rotinas para os principais minerais formadores de rochas

Para as rochas de diques, foram analisados sistematicamente os seguintes minerais: olivina, piroxênio, anfibólio, biotita, ilmenita, magnetita, feldspato, nefelina, sodalita e analcima. Para cada fase mineral utilizou-se a rotina preestabelecida do laboratório, às vezes modificando-a com a adição ou retirada de algum elemento de acordo com a conveniência, procurando sempre apresentar uma análise a mais completa possível.

As condições analíticas adotadas para WDS, EDS e as imagens BEI foram 15 kV para potencial de aceleração e 20 nA para corrente do feixe eletrônico. No WDS, o diâmetro do feixe incidente foi fixado em 15 µm para análise em feldspatóides, de 15 a 5 µm para os feldspatos, 5 µm para os minerais máficos e de 30 ou 1 µm para os opacos (magnetita e ilmenita). Os tempos máximos de integração das contagens de pulsos foram de 10" a 20" para a maioria dos elementos, 5" a 10" para elementos mais voláteis (Na, K, F, Cl) e até 40" para os menores e traços. As correções dos efeitos matriz (número atômico, absorção atômica e fluorescência) foram efetuadas com o programa PROZA (Bastin *et al.*, 1984) em uso no laboratório. Os erros totais máximos estimados para os resultados variaram entre 1 e 2 % para os elementos maiores, 5% para os elementos menores e superiores a 10% para os elementos traços (<1% em peso do óxido). O tempo de integração para o EDS foi fixado em 60 segundos. As imagens BEI foram obtidas com diâmetro do feixe mínimo (~1 µm), sendo compostas pela média de 4 aquisições do feixe, e ajustando o ganho e a supressão de forma a maximizar a visualização das variações composicionais do mineral.

Em alguns casos, quando o posicionamento do feixe necessitava de maior precisão devido à pequena dimensão da fase a ser analisada (*e.g.* lamelas de exsolução das magnetitas), utilizou-se o recurso "B-UP" que posiciona um feixe pontual para análise WDS a partir de uma imagem BEI.

Para os grãos de magnetita com oxi-exsolução de ilmenita, em especial, procurou-se determinar a composição de cada fase, e a proporção de cada fase no grão, visando a reconstituição de sua composição no momento da cristalização. Para tanto, além da composição de cada fase, obtidas através de 2 ou mais análises pontuais WDS, foram realizadas imagem BEI de todos os grãos analisados. Com isto pode-se calcular a composição original, quando em solução sólida, ponderando-se a composição de cada fase por sua área. Nos casos que a lamela de exsolução era menor que o diâmetro mínimo do feixe (1 µm), obteve-se a composição média do grão diretamente fixando-se o diâmetro do feixe em 30 µm.

Rotina para minerais acessórios ricos em Zr, Nb e ETR

A análise de minerais raros ricos em Zr, Nb e ETR foi realizada apenas nos diques de nefelina microssienito, onde eles ocorrem. Através da elaboração de rotinas WDS específicas, foram caracterizados os seguintes minerais: eudialita, hiortdahlita, lãvenita, wöhlerita, pirocloro, zirconolita, britholita e perovskita (loparita).

Atenção especial foi dada à identificação de todas as fases presentes em cada uma das amostras, para uma caracterização correta da paragênese. Assim, o primeiro passo consistiu num exame microscópico minucioso. Nem todas as fases puderam ser reconhecidas e corretamente caracterizadas nesta etapa. Entre as dificuldades surgidas destacam-se a presença de fases distintas com propriedades ópticas similares, mascarando-as; a presença de minerais metamíticos com elevados teores de U e Th; e a presença de finos agregados de minerais máficos, às vezes com porções metamíticas.

Em razão disso, estabeleceu-se um procedimento sistemático de identificação das fases minerais desconhecidas, associando o uso do microscópio comum com a microsonda eletrônica, que contou com as seguintes etapas:

- identificação óptica de fases minerais desconhecidas ou em dúvida, com registro das coordenadas na lâmina petrográfica para posterior localização na microsonda;
- identificação e caracterização qualitativa prévia do quimismo das fases por EDS, para as fases minerais bem desenvolvidas;
- caracterização de agregados de minerais via imagens BEI (*imagens de elétrons retro-espalhados*) de peso atômico médio, com a identificação e determinação preliminar de seu quimismo por EDS, para cada fase distinta presente na imagem.

As condições analíticas adotadas para determinações EDS e as imagens BEI foram 15 kV para potencial de aceleração e 20 nA para corrente do feixe eletrônico. As imagens BEI foram obtidas com diâmetro do feixe mínimo ($\sim 1\mu\text{m}$), ajustando o *ganho* e a *supressão* de forma a maximizar a visualização das variações composicionais do mineral. Para facilitar a distinção das diferentes fases minerais nas imagens BEI utilizou-se de artifícios como a inversão do sinal elétrico da imagem na microsonda, associado à utilização de filtros de falsa com o auxílio do software de tratamento de imagens do sistema Voyager.

Procedimento de análise WDS

Para as análises WDS dos minerais raros, dada à particularidade química, optou-se por modificar as condições analíticas de rotina no laboratório utilizadas na caracterização da mineralogia básica. Isto foi feito com o intuito de propiciar a determinação dos elementos menores e traço presentes nestes minerais, pertencente aos grupos ETR, LILE e HFSE.

Procurou-se adotar uma rotina de análise sob as mesmas condições instrumentais e de padronização para as diferentes fases minerais envolvidas, visando uma comparação posterior de suas quantidades de elementos menores e traços.

Assim, a condição do potencial de aceleração foi determinada pelos elementos presentes nas fases, neste caso elementos de peso atômico alto, vários deles em quantidades traço. Levou-se em conta que a aceleração de voltagem não deve ser menor que duas vezes à maior energia de excitação de qualquer elemento presente, de forma a obter uma intensidade adequada (Reed, 1995). Além disto, para a análise de elementos traços, uma aceleração de voltagem maior é vantajosa por conta da alta razão pico/background (Reed, 1993). Outra importante variável é a corrente da amostra (Reed, 1995). Quanto maior a corrente, maior a intensidade de raios X produzida, mas na prática há algumas limitações. Algumas amostras são sensíveis ao feixe, podendo ser danificadas quando em maior intensidade, e assim necessitam o uso de uma corrente mais baixa.

Com base nestas considerações e seguindo as recomendações de Williams (1996) para a análise de óxidos, silicatos e fosfatos com ETR, optou-se por adotar as condições analíticas de 25 kV para potencial de aceleração e 100 nA para corrente do feixe eletrônico. Uma limitação adicional que surge ao utilizar-se estas condições analíticas é quanto à resolução espacial alcançada. O diâmetro mínimo que pode ser obtido é de quase 2 μm , e algumas fases mais sensíveis à incidência do feixe, exigem diâmetros de feixe de 30 μm (e.g. eudialita) de forma a minimizar os efeitos térmicos.

Para estas condições analíticas foi necessário estabelecer novos parâmetros para todos os elementos utilizados. Assim, foi determinada a posição relativa dos cristais ao comprimento do *característico* (pico) e do *contínuo* (background), a janela de energia, a posição do BIAS, tempo de integração das contagens, e as correções da matriz (via software).

As correções do efeito matriz ZAF (número atômico, absorção atômica e fluorescência) foram efetuadas com o programa PROZA (Bastin *et al.*, 1984) em uso no laboratório. O fator de correção para cada elemento, na maioria dos casos, situou-se entre 1 e 2. Já para o Na e F, que são os elementos mais leves analisados, ficaram em torno de 4 e 8 respectivamente. Para o F em particular, cabe ressaltar que o fator de correção sofreu um aumento significativo com relação às condições analíticas tradicionais de análise no laboratório (15kV e 20nA), cujo fator corresponde à aproximadamente 4. Isto acontece porque a correção da absorção atômica aumenta com a profundidade alcançada pelos elétrons do feixe, diminuindo assim a exatidão da correção (Reed, 1993).

Os elementos selecionados e calibrados encontram-se listados na Tabela 01, juntamente com os padrões utilizados, as linhas espectrais definidas, o cristal e espectrômetro de leitura e o tempo de integração das contagens. A escolha dos elementos foi baseada nas análises EDS prévias, na afinidade geoquímica entre os elementos menores e traços (e.g. Samchuk & Pilipenko, 1987) e na consulta bibliográfica disponível sobre a variação composicional das fases minerais encontradas. De uma maneira geral, procurou-se estabelecer uma rotina a mais completa possível, porém respeitando as especificidades de cada fase e um tempo exequível de análise.

Tabela 01: Condições de análise elemental utilizadas nas rotinas para minerais ricos em ETR e HSFE.

Elemento	Cristal (espectrômetro)	Linha de emissão	Padrão	Tempo de Contagem
Si ⁴⁺	TAP (1)	Kal	ThSiO ₄ (sint)	10s
Ti ⁴⁺	LIF (5)	Kal	TiO ₂ (sint)	20s
Zr ⁴⁺	PET (2)	Lal	zirção (sint)	40s
Hf ⁴⁺	LIF (5)	Lal	HfSiO ₄ (sint)	40s
Nb ⁵⁺	PET (2)	Lal	Nb (sint)	40s
Ta ⁵⁺	LIF (5)	Lal	Ta (sint)	40s
Al ³⁺	TAP (1)	Kal	Al ₂ O ₃ (sint)	10s
Y ³⁺	PET (2)	Lal	YAG (Y/granada, sint)	40s
La ³⁺	PET (4)	Lal	REE3 (sint)	40s
Ce ³⁺	LIF (3)	Lal	REE3 (sint)	40s
Pr ³⁺	LIF (3)	Lb1	REE3 (sint)	40s
Nd ³⁺	LIF (5)	Lal	REE2 (sint)	40s
Sm ³⁺	LIF (3)	Lal	REE2 (sint)	40s
Gd ³⁺	LIF (5)	Lb1	REE1 (sint)	40s
Dy ³⁺	LIF (3)	Lal	REE4 (sint)	40s
Er ³⁺	LIF (5)	Lal	REE4 (sint)	40s
Yb ³⁺	LIF (3)	Lal	REE2 (sint)	40s
Fe ^{2+/3+}	LIF (3)	Kal	Mn Hortonolita (nat)	20s
Mn ²⁺	LIF (3)	Kal	Mn Hortonolita (nat)	20s
Mg ²⁺	TAP (1)	Kal	Diopsídio (sint)	20s
Zn ²⁺	LIF (5)	Kal	ZnO (sint)	20s
Ca ²⁺	PET (4)	Kal	Wollastonita (nat)	20s
Sr ²⁺	PET (2)	Lal	Sr Anortita (sint)	40s
Th ⁴⁺	PET (4)	Mal	ThO ₂ (sint)	60s
U ⁴⁺	PET (2)	Mb	UO ₂ (sint)	60s
Pb ²⁺	PET (4)	Mal	Pb (sint)	50s
Na ⁺	TAP (1)	Kal	Amelia (albita, nat)	15s
K ⁺	PET (2)	Kal	Asbe (felds. K, nat)	20s
P ⁵⁺	PET (2)	Kal	Cl apatita (sint)	10s
F ⁻	TAP (1)	Kal	CaF ₂ (nat)	10s
Cl ⁻	PET (4)	Kal	Cl apatita (sint)	20s

A rotina foi elaborada distribuindo os elementos pelos espectrômetros disponíveis, com vistas a minimizar o tempo de interação da amostra com o feixe eletrônico. Para isto deve ser levado em conta os cristais disponíveis em cada espectrômetro, o posicionamento do cristal em relação ao comprimento de onda de leitura para cada elemento, a prioridade para elementos voláteis (e.g. primeiro para o Na e F) e o tempo de análise de cada elemento. Assim, as rotinas elaboradas possibilitaram a determinação química mineral de aproximadamente 31 elementos em aproximadamente 10 minutos para cada análise.

O diâmetro do feixe foi fixado de acordo com a fase analisada. Para os óxidos (perovskita, zirconolita e pirocloro) foi fixado no diâmetro mínimo, que para estas condições situa-se em torno de 2-3µm. Para as britholitas o feixe foi fixado em 5µm. Para os minerais do grupo da wöhlerita-cuspidina (hiortdahlita, wöhlerita, lãvenita) foi fixado em 10-15µm. Para as eudialitas, o feixe foi fixado em 30µm. Testes de reprodutibilidade com análises consecutivas foram efetuados em todas as fases, com diferentes diâmetros de feixe, a fim de aferir a possibilidade de migração de Na, F e OH por efeito térmico.

Devido à diferença de concentração que ocorre entre os ETR pares e ímpares (Henderson, 1996), apenas os ETR pares foram calibrados, à exceção dos ímpares La e Pr. Os demais ETR devem estar

presentes em concentrações bem abaixo do limite de detecção para a maioria dos minerais analisados. É possível que tais elementos estejam presentes em quantidades mensuráveis somente na britholita. Contudo, o comportamento homogêneo deste grupo de elementos (exceção ao Eu) faz com que não haja perda significativa de informação petrológica.

Na eudialita, por exemplo, a somatória dos teores de Eu, Tb, Dy, Ho, Tm e Lu, estimados a partir do padrão de enriquecimento dos demais ETR em relação à abundância no condrito C1 de McDonough & Sun (1995), representam algo em torno de 8% do total dos ETR, portanto não influenciando significativamente na distribuição catiônica. Além disso, para análise com microsonda as concentrações individuais (exceção ao Dy) estão sempre próximas ou abaixo do limite de detecção médio dos demais ETR.

Um cuidado especial foi dado à seleção das linhas espectrais, bem como à posição de leitura do background, para evitar a sobreposição de linhas com outros elementos presentes na mesma amostra. Potts (1987) e Williams (1996) ressaltam a dificuldade na análise de ETR devido à presença de picos interferentes, tanto entre os ETR como de outros elementos que comumente ocorrem neste minerais, como o Ti, Mn, Fe e Ba. Assim foram seguidas as recomendações de Williams (1996) na escolha das linhas espectrais. Mesmo minimizadas, algumas interferências entre elementos puderam ser notadas nas análises do Sm, Dy e Er.

A principal interferência é a da linha $K_{\beta 1}\text{Mn}$ na linha $L_{\alpha 1}\text{Dy}$, de aproximadamente 31,8% (Williams, 1996). Isto fez com que a determinação do Dy só fosse executada na Britholita, uma vez que este foi o único mineral sem quantidades relevantes de Mn. Nas eudialitas, que possuem aproximadamente 4% em peso de MnO , os testes de medida de Dy_2O_3 registraram concentrações de aproximadamente 1% em peso, enquanto que Gd_2O_3 e Er_2O_3 possuem valores de no máximo 0,1%. Nesse caso, ficou evidenciado que o teor de 1% de Dy registrado corresponde à interferência do Mn na leitura do característico.

Na zirconolita, perovskita e pirocloro, que concentram os ETR leves, observa-se uma pequena anomalia positiva do Sm nos diagramas de normalização segundo o condrito C1 (Figuras 43, 44 e 45), correspondente a uma interferência de 1,65% do Ce na linha $L_{\alpha 1}\text{Sm}$, conforme descrito por Williams (1996). Por outro lado, nos minerais que concentram mais ETR pesados e possuem Fe (*i.e.* eudialita, wöhlerita, hiortdahlita e lâvenita) é possível notar uma pequena anomalia positiva do Er nos diagramas de normalização segundo o condrito C1 (Figuras 47 e 49), que pode estar relacionada a uma interferência de 0,35% do Fe na linha $L_{\alpha 1}\text{Er}$ (Williams, 1996).

O posicionamento do cristal para leitura do background em análise dos elementos terras raras é outro problema destacado por Williams (1996). A seleção das posições de medida de background foi baseada naquelas sugeridas por esse autor, onde foram feitas varreduras detalhadas no espectro para confirmação. Esta é particularmente crítica para exatidão da análise, sobretudo por se tratar de uma região do espectro com grande quantidade de picos interferentes.

Erros (precisão) e limites de detecção nas análises WDS

Os erros analíticos de precisão (2σ) das análises por microsonda eletrônica apresentados (Tabelas 29 a 36, Anexo I) correspondem a valores médios obtidos em cada análise. Os valores são fornecidos pelo software do sistema Voyager, juntamente com o resultado analítico. Eles foram calculados com base na estatística de contagem de pulsos gerados no comprimento de onda do característico, e reportados em relação a dois desvios padrões (2σ). Tais valores são listados apenas para as condições analíticas de 25kV e 100 nA.

Os erros atribuídos à precisão, ou seja, aqueles que interferem na reprodutibilidade dos dados, podem ser resultantes de flutuações na corrente do feixe, irregularidades superficiais, contaminação, efeitos térmicos e eletrostáticos na amostra (Gomes, 1984). Assim, alguns cuidados foram tomados para minimizá-los na locação do ponto de análise e na escolha de condições analíticas que gerem uma contagem com estatística mais favorável.

Por outro lado, a exatidão da análise sofre a influência da qualidade da amostra e dos padrões (homogeneidade química, preparação, cobertura, composição e estequiometria), de fatores experimentais (tempo morto do detector, radiação de fundo) e das correções dos efeitos de matriz (Gomes, 1984). De forma contrária à precisão, que pode ser verificada com testes de reprodutibilidade, a aferição da exatidão da rotina é relativamente mais incerta, devido à ausência de padrões com composições semelhantes às dos minerais analisados.

A precisão obtida com as condições analíticas utilizadas garante que as quantidades relativas dos elementos traços demonstrem seu comportamento de maneira satisfatória, mesmo que a exatidão alcançada não seja significativamente maior. Esta melhora na precisão pode ser observada na Figura 02, onde são comparados o comportamento de alguns ETR e traços em diagramas bivariantes para as eudialitas da amostra MTR01b, analisadas a 15kV e 20nA e posteriormente a 25kV e 100nA. Pode-se observar, de maneira geral, uma maior dispersão dos dados nas análises a 15kV e 20nA, e, para os dados de ETR leves, as análises a 25kV e 100nA demonstram uma correlação positiva, mais próxima do que seria esperado na teoria.

O limite de detecção depende, conforme Gomes (1984), não só do elemento em questão, como também dos demais elementos presentes na amostra. Sua principal limitação reside no chamado *background*. Assim, o elemento é tido como presente quando a contagem do característico exceder de pelo menos três vezes o valor do desvio-padrão do *background*, ou seja esteja acima do Limite Mínimo de Detecção (L.M.D.). Os valores calculados para cada fase mineral estão apresentados nas Tabelas 29 a 36, no Anexo I.

O L.M.D., segundo Potts (1987), é definido como um limite qualitativo para definir a presença de um determinado elemento, onde os erros relativos são infinitos. Potts (1987) define também o limite de determinação (L.D.), que corresponde a 6 vezes o desvio-padrão do *background* e representa um limite quantitativo. Assim, os valores analíticos acima do L.M.D. (Tabelas 29 a 36 no Anexo I) devem ser tomados apenas de forma qualitativa quando inferiores ao L.D.

Figura 02 - Diagramas binários de elementos traços em eudialitas da amostra MTR01b, sob diferentes condições analíticas: ● 15kV, 20nA e 15μm; × 25kV, 100nA e 30μm para potencial de aceleração, corrente do feixe e diâmetro do feixe respectivamente. Os erros de precisão 2σ estão indicados pelas barras com suas cores relacionadas aos símbolos.

Para o cálculo do desvio padrão do *background* (Long, 1995) é necessário levar em conta a natureza quântica do sinal secundário, mesmo em condições perfeitas de estabilidade da amostra e de instrumental analítico. A magnitude de variação do *background* é governada pela estatística Poisson, onde o σ (desvio padrão) é dado simplesmente por: $\sigma = (X)^{1/2}$, e X é o número médio de eventos registrados para cada medição (pulsos medidos do *background*).

Os limites mínimos de detecção obtidos para algumas fases minerais, sob diferentes condições analíticas da microsonda eletrônica, são apresentados em Potts (1987), Williams (1996) e Fialin *et al.* (1999). Segundo estes autores, pode-se observar que os L.M.D. situam-se em torno de 300 e 2000 ppm para a condição 15kV e 20nA, em torno de 30 e 200 ppm para a condição de 25kV e 100nA e em torno de 6 e 35 ppm para 35kV e 500nA. Esse mesmo intervalo foi verificado junto aos dados obtidos no presente trabalho.

Química de rocha

Seleção

Foram selecionadas 68 amostras representativas das litologias presentes para o programa de análises de química de rocha total de elementos maiores e traços via FRX. Exceção foi feita à brecha magmática, que não foi alvo de estudos geoquímicos. A partir dos resultados obtidos, foram escolhidas 46 amostras para estudos geoquímicos de detalhe, via ICP-MS, e 12 para análises dos isótopos de Sr e Nd.

Esta seleção foi baseada fundamentalmente nas descrições petrográficas, somado às observações de campo (ambos apresentados na dissertação de mestrado), de forma a possibilitar a identificação dos processos magmáticos que atuaram na formação das litologias e de possíveis magmas parentais envolvidos.

Os critérios de seleção das amostras também levaram em conta o tamanho representativo da amostra em relação à sua textura e a ausência de alteração intempérica. Para as dimensões da amostra, foram seguidas as recomendações de Potts (1987) de considerar um volume aproximado de um cubo com arestas medindo 10 vezes o tamanho da maior fase mineral.

Preparação

Inicialmente, as amostras selecionadas foram tratadas no LTA (Laboratório de Tratamento de Amostras) do DMG-IGC-USP com a finalidade de reduzi-las a uma fração de pó (200 *meshes*), de forma que pequenas alíquotas (1g, por exemplo) sejam representativas do todo.

Para tanto, uma fragmentação inicial das amostras foi realizada com auxílio de uma marreta, onde foram separadas partes alteradas, seguindo-se da redução granulométrica via prensa hidráulica. A “brita” foi quarteada e a fração representativa da amostra foi posteriormente reduzida a pó no moinho de ágata. Optou-se por essa seqüência para evitar a contaminação de alguns elementos traços, como as terras raras.

Alíquotas deste pó preparado foram separadas para as determinações de P.F. (Perda ao Fogo) e análises químicas por FRX (fluorescência de raios-X) para elementos maiores e alguns traços, ICP-MS

(espectrometria de massa com plasma acoplado indutivamente) para os demais traços, e TIMS (espectrometria de massa por ionização térmica) para os isótopos de Sr e Nd.

Análises de P.F. (perda ao fogo)

A P.F. foi determinada no Laboratório de Química e ICP do DMG-IGc-USP, com auxílio de uma balança analítica com precisão de 0,0001g, uma estufa e uma mufla.

Inicialmente, a umidade das amostras em pó (*i.e.* água não estrutural) foi retirada com auxílio de uma estufa. Em seguida a P.F foi determinada pela diferença de massa das amostras, medida antes e depois destas ficarem por 20 minutos em uma mufla a 1000°C para a remoção da H₂O e outros voláteis estruturais.

Os possíveis erros decorrentes do procedimento dependem da precisão da balança analítica e de sua correta manipulação, bem como da premissa de que as fases voláteis tenham sido extraídas sob as condições impostas. Visando controlar este erro, algumas amostras foram analisadas em duplicata (Tabela 02), obtendo-se variações consideradas aceitáveis.

Tabela 02 - Comparação de valores obtidos para amostras em duplicatas na análise de P.F. (Perda ao Fogo).

Amostra	MTR11a	MTR13a	MTR05j	MTR01b
PF	1,7	2,76	0,55	0,39
PF _{duplicata}	1,46	2,85	0,55	0,43

Análise de elementos maiores e traços (FRX)

As análises químicas de rocha total por fluorescência de raios-X (FRX) foram efetuadas no Laboratório de Fluorescência de Raios-X do DMG-IGc-USP, empregando-se instrumental automático Philips modelo PW 2400. As análises foram efetuadas em pastilhas fundidas, para a determinação dos elementos maiores, e pastilhas prensadas, para a determinação dos elementos traços.

As alíquotas separadas para a confecção das pastilhas prensadas foram previamente micronizadas com álcool e secadas em estufa. Foram adicionados 20% de parafina referente ao seu peso, seguindo-se da homogeneização e prensagem. Já as alíquotas separadas para a confecção das pastilhas fundidas foram misturadas a uma parcela de fundente de metaborato e tetraborato de lítio, fundidas em cadinhos de platina e resfriadas em fôrmas de platina, formando vidro.

Análise de elementos traços (ICP-MS)

As análises químicas em rocha total de elementos traços, incluindo as terras raras, por espectrometria de massa com plasma acoplado indutivamente (ICP-MS) foram efetuadas no Laboratório de Química e ICP do DMG-IGc-USP, utilizando-se instrumental ELAN 6100 DRC da Perkin Elmer, com nebulizador tipo Meinhard acoplado a bomba peristáltica e câmara ciclônica em quartzo. O procedimento analítico seguiu a rotina descrita em Navarro (2004). A abertura para a maior parte das amostras foi realizada com ataque ácido em forno de microondas, a partir de uma alíquota de 100mg de amostra. Nas amostras com

zircão, ou alto conteúdo de zircônio, previamente detectado via FRX, foi feita a abertura com ataque ácido em bombas tipo *Parr*, a partir de uma alíquota de 40mg de amostra.

Análises dos isótopos de Sr

As análises dos isótopos de Sr em rocha total, feitas com o objetivo de determinar a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$, foram efetuadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas do IGc-USP, utilizando-se um espectrômetro de massa multicoletor modelo VG 354 termoiônico dotado de coletor múltiplo com amplificador Daly e sistema automático. Os procedimentos analíticos seguiram aqueles descritos em Torquato & Kawashita (1994).

Análises dos isótopos de Nd

As análises dos isótopos de Nd em rocha total, para determinar a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{inicial}}$, foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas do IGc-USP, utilizando-se um espectrômetro de massa Finnigan MAT 262. Os procedimentos analíticos seguiram as rotinas padrões do laboratório, descritas em Sato *et al.* (1995).

Geocronologia Ar/Ar

Para a determinação da idade do magmatismo, foram selecionadas seis amostras representativas de diferentes pulsos magmáticos. A partir destas, foram separados preferencialmente grãos de biotita, salvo uma amostra onde foi analisado o anfibólio. Os minerais foram separados com o auxílio de lupa binocular em amostras previamente fragmentadas em pilão e peneiradas na fração 20-35 *mesh*. Ao final, os minerais separados foram lavados com álcool em micronizador por 10 minutos.

Posteriormente, os grãos selecionados foram colocados em discos de alumínio para irradiação no reator nuclear IEA-R1 do Instituto de Pesquisas Energéticas (IPEN) de São Paulo. Após a irradiação, os grãos foram aquecidos em etapas de fusão a *laser* para extração do argônio. Esta etapa foi realizada em equipamento com sistema de ultra-alto vácuo que está acoplado ao espectrômetro de massa modelo MAP-215 computadorizado, no Centro de Pesquisas Geocronológicas do IGc-USP. Os procedimentos de análise encontram-se descritos em Vasconcellos *et al.* (2002).

Tratamento das análises de química mineral

O tratamento das análises de química mineral tem como base os procedimentos tradicionais, como os descritos em Gaspar (1996).

O primeiro passo foi o cálculo das respectivas fórmulas estruturais e, quando pertinentes, de seus componentes moleculares. Seguiu-se pela identificação de suas substituições iônicas, tanto dentro de cada sítio catiônico como na maneira pela qual se relacionam para formar substituições acopladas. Levou-se em conta tanto as variações químicas ocorridas dentro de grão individuais, como também as variações para diferentes fácies e litotipos. Por fim, procurou-se inferir as considerações petrológicas que estes dados

podem trazer, juntamente com o contexto evolutivo dado pelas demais informações já obtidas para a associação.

Para o tratamento destes dados contou-se com o auxílio de diversos programas de informática, entre eles os pacotes de softwares Microsoft Office, Corel Draw, além do Minpet 2.0 que é de uso específico para o tratamento de dados geoquímicos.

O cálculo da fórmula estrutural, dos componentes moleculares e a classificação de cada fase mineral analisada seguiu, em linhas gerais, os procedimentos descritos em Deer *et al.* (1992), e as recomendações do IMA (*International Mineralogical Association*). Assim sendo, as olivinas foram recalculadas na base de 4 átomos de oxigênio e classificadas a partir dos componentes moleculares forsterita (Fo): Mg_2SiO_4 e faialita (Fa): Fe_2SiO_4 (Deer *et al.*, 1992). Piroxênios, anfibólios e biotitas foram calculados para 6, 23 e 11 átomos de oxigênio respectivamente, os dois últimos em base anidra descontando o F e o Cl (Morimoto, 1990; Leake, 1997; Rieder, 1999). Nos piroxênios e anfibólios utilizaram-se os prefixos e adjetivos modificadores para expressar as quantidades de cátions incomuns.

Os membros finais dos piroxênios foram calculados segundo Cawthorn & Collerson (1974). Pequenas modificações foram realizadas para compatibilizar-se com o quimismo das egirinas pobres em Al e ricas em Ti e Zr (*e.g.* Ulbrich, 1983), utilizando as moléculas tipo Fe-NaZ [$NaZr_{0,5}(Fe^{2+},Mg)_{0,5}Si_2O_6$] e Fe-NaT [$NaTi_{0,5}(Fe^{2+},Mg)_{0,5}Si_2O_6$]. Assim, calculou-se a molécula Fe-NaZ com todo o Zr disponível e, nos termos mais egirínicos, o Ti forma a molécula Fe-NaT quando não há Ca disponível para formar a molécula de Tschermakita (CaTiTs).

Para os minerais opacos as análises foram feitas no par (titano-) magnetita hospedeira e as lamelas de ilmenita, espinélio ou pirofanita, com o diâmetro do feixe fixado em 1 μm . A composição global foi reconstituída a partir da média ponderada pela área (imagem BEI). Alguns grãos com lamelas muito finas foram analisados desfocando-se o diâmetro do feixe para 30 μm , obtendo-se assim uma composição global para o par de exsolução. Optou-se pelo cálculo da fórmula estrutural com base de 4 oxigênios para as fases cúbicas (magnetita, titanomagnetita) e de 6 oxigênios para as fases romboedrais (ilmenita, pirofanita), de forma a facilitar comparações.

Nos feldspatos, sobretudo os alcalinos, procurou-se caracterizar a sua composição original, o zoneamento e a composição das diferentes fases texturais de exsolução. Para as análises que visaram reconhecer a composição inicial de cristalização selecionou-se criteriosamente por microscopia óptica os locais alvos homogêneos, longe de exsoluções visíveis, que devem representar a fase criptopertítica, utilizando-se o feixe de elétrons com diâmetro de 10 a 15 μm . Para as análises visando à caracterização das diversas fases de exsolução, foram eleitas somente lamelas de exsolução com espessura superior ao diâmetro do feixe, assim ajustado o feixe para 5 μm . A terminologia utilizada para as diferentes fases de exsolução dos feldspatos alcalinos segue Smith & Brown (1988), Parsons & Brown (1990) e Brown & Parsons (1994).

As fórmulas químicas dos feldspatos e nefelinas foram calculadas na base de 32 átomos de oxigênio. Os feldspatos foram classificados conforme as recomendações de Deer *et al.* (1992), calculando os

componentes moleculares albita (Ab: $\text{Na}_4\text{Al}_4\text{Si}_{12}\text{O}_{32}$), anortita (An: $\text{Ca}_4\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32}$), ortoclásio (Or: $\text{K}_4\text{Al}_4\text{Si}_{12}\text{O}_{32}$), celsiana (Ce: $\text{Ba}_4\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32}$) e anortita de estrôncio (AnSr: $\text{Sr}_4\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32}$). Para a nefelina foram calculados os componentes moleculares nefelina (Ne: NaAlSiO_4), kalsilita (Ks: KAlSiO_4), quartzo (Qz: SiO_2) e anortita (An: $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$).

Seguindo as recomendações de Dollase & Thomas (1978), para detectar distorções de resultados analíticos de nefelina por influência de alterações, foi estabelecido um limite de 0,25 unidades de cargas não balanceadas por fórmula estrutural, com base de 32 oxigênios. Este limite é obtido através da observação direta da igualdade $(\text{Al} + \text{Fe}^{3+}) = (2\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$.

As fórmulas estruturais das analcimas foram calculadas com base em 6 átomos de oxigênio, enquanto as sodalitas em 22 átomos de oxigênio descontando o Cl. Para os minerais raros, onde não há recomendações amplamente reconhecidas, seguiu-se as bibliografias consideradas mais relevantes, com estudos sobre a estrutura do mineral sendo apresentados nos respectivos itens.

O principal problema que surge neste ponto é a limitação da técnica da microsonda de não diferenciar os estados de valência de um elemento. Isto se torna crítico quando levado em conta que na maioria dos minerais silicáticos e óxidos de ferro, o Fe encontra-se como Fe^{2+} e Fe^{3+} . Assim sendo, para as olivinas todo o ferro foi considerado como sendo Fe^{2+} . Nas biotitas o Fe^{3+} foi estimado apenas para suprir a deficiência no sítio tetraédrico, sendo o restante calculado como Fe^{2+} . Nos feldspatos e feldspatóides este foi considerado como sendo Fe^{3+} . Para o piroxênio, ilmenita, magnetita e espinélio, a proporção de $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ foi calculada a partir da fórmula de Droop (1987). Nos anfíbios, esses íons foram calculados segundo seus limites estequiométricos seguindo-se os procedimentos descritos em Schumacher (1997).

A fórmula de Droop (1987) é definida por: $F = 2X(1-T/S)$; onde F é o número de íons Fe^{3+} presentes por X oxigênios na fórmula do mineral, T o número ideal de cátions por unidade de fórmula e S o total de cátions observados por X oxigênios calculados assumindo todo ferro como Fe^{2+} . Para utilizar essa fórmula assume-se que o Fe é o único elemento presente com diferentes estados de valência, e que o oxigênio é o único ânion, não podendo, ainda, ser usada em minerais com sítios vagos ou com uma proporção desconhecida de um elemento não analisado.

A estimativa de Fe^{3+} de Schumacher (1997) para anfíbios em análises de microsonda é baseada nos limites estequiométricos de uma distribuição ideal, levando em consideração que a soma das cargas negativas ou das positivas é 46. Assim sendo, obedecendo-se aos limites de $\text{Si} \leq 8$, $\sum$ até $\text{Ca} \leq 15$ e $\sum$ até $\text{K} \leq 16$, determina-se um valor mínimo para a estimativa de Fe^{3+} , e obedecendo-se os limites $\sum$ até $\text{Al} \geq 8$, $\sum$ até $\text{Mn} \geq 13$ e $\sum$ até $\text{Na} \geq 15$, determina-se um valor máximo para a estimativa de Fe^{3+} . Neste trabalho optou-se por apresentar a média obtida através dos valores máximos e mínimos nas tabelas de composição química. Uma comparação entre esta opção de cálculo e do mais tradicional 13-CNK demonstrou, em geral, diferenças menores que 0,050 a.f.u.

A partir da fórmula estrutural calculada procurou-se identificar e demonstrar as variações composicionais dos minerais para cada grupo litológico, com destaque para diferentes fácies e tipos

texturais. Atenção especial também foi dirigida para estruturas zonadas, bem como os mecanismos de substituição atuantes e suas possíveis implicações.

Sempre que necessário são apresentados diagramas para melhor ilustrar o comportamento químico dos minerais analisados, principalmente em relação às suas substituições catiônicas, além de destacar as variações composicionais dos grãos. Para os minerais raros, onde foram analisados os ETR, também são apresentados diagramas multielementares normalizados segundo o condrito C1 de McDonough & Sun (1995).

Tratamento dos resultados de química de rocha

Os dados obtidos foram reunidos nas Tabelas 37 a 39 no Anexo II, onde são apresentados os óxidos maiores e menores (% em peso), elementos traços (ppm) e razões isotópicas de Sr e Nd. Além disso, incluem-se também a classificação da rocha, e diversos índices petrológicos: A.I. de Ussing (1912); D.I. de Thornton & Turtle (1960); R1R2 de De la Roche *et al.* (1980); mg# (número de magnésio) e norma CIPW (minerais normativos selecionados). O tratamento gráfico dos dados foi realizado com o auxílio do programa Minpet for Windows versão 2.0 de L. R. Richard (1995).

As litologias analisadas foram classificadas seguindo-se as recomendações da IUGS, de acordo com Le Maitre (2002). Assim, a classificação das rochas foi feita com base na sua proporção modal de minerais, para aquelas com granulometria e cristalinidade adequadas para tal, ficando reservada a classificação química para o grupo de diques que possui matriz afanítica.

O uso de índices para representar a evolução magmática de uma suíte de rochas, como a da Ilha Monte de Trigo, é uma prática de longa data na petrologia. De fato, Loewinson-Lessing (1954) destaca que o número de análises químicas de rochas existentes no princípio do século XX incentivou os petrólogos a criarem diferentes formas de representação da composição química, através de coeficientes, fórmulas e diagramas. Embora a maioria das representações criadas desde então tenham caído em desuso, algumas delas sobreviveram ao tempo tornando-se clássicas, como a mineralogia normativa CIPW de Cross *et al.* (1902), diagramas de variação binários de SiO₂ *versus* os demais óxidos de Harker (1909) e o índice agpaítico (A.I.) de Ussing (1912).

A mineralogia normativa CIPW foi determinada com o auxílio do programa Newpet (Clarke, 1994), utilizando-se as proporções de Fe²⁺ e Fe³⁺ de acordo com Middlemost (1989), uma vez que não foram determinadas analiticamente.

O índice agpaítico (A.I.), atualmente denominado de índice peralcalino (Sørensen, 1997; Le Maitre, 2002), é determinado pela proporção molecular de (Na₂O+K₂O)/Al₂O₃. Este índice indica a proporção relativa de álcalis sobre o alumínio, onde uma unidade representa o valor necessário para formar feldspatos alcalinos e feldspatóides (Sørensen, 1974; Le Maitre, 2002). Em vista disto, ele é utilizado para litologias feldspáticas. Assim, magmas com valores de A.I. maiores que 1,0 teriam em tese o potencial de formar minerais agpaíticos (*e.g.* eudialita, rinkita), por serem silicatos ricos em Na e desprovidos de Al. Uma discussão mais completa sobre este índice pode ser encontrada em Ruberti (1984).

O comportamento geoquímico dos elementos maiores, menores e traços é registrado em diagramas bivariantes, discriminados segundo o índice mg# (número de magnésio) e do índice de diferenciação (D.I.).

O índice de diferenciação (D.I.) de Thornton & Turttle (1960) é calculado a partir da mineralogia normativa através da fórmula $D.I. = Qz + Or + Ab + Ne + Lc + Ks$. Ele é baseado no sistema petrogenético residual de Bowen (1937) que, segundo o princípio por ele estabelecido a natureza do líquido residual derivado da cristalização fracionada de um magma silicático complexo terá um grande enriquecimento em silicatos de álcalis e alumínio. Ou ainda, segundo as palavras dos formuladores deste índice: "*This system, embracing the compositions of the rock-forming minerals, quartz, orthoclase, albite, nepheline, leucite, and kalsilite, is the end of the road for fractional crystallization except under very special circumstances and, like Rome, all roads lead to it.*"

O índice mg# é calculado a partir da proporção molecular de $MgO/(MgO+FeO_i)$ (Ragland, 1989; Rollinson, 1993). Ele é baseado nos dados de química mineral de minerais máficos. Em geral, nas rochas desta associação a substituição ferro-magnesianiana dos minerais máficos predomina. Nas rochas mais máficas em particular (corpos plutônicos e diques), a substituição do tipo tchermakítica também é expressiva. Mesmo assim, esta substituição se caracteriza pela troca do Mg por um cátion trivalente, cuja parte significativa é de Fe^{3+} e, portanto, sua evolução também é satisfatoriamente representada pelo índice mg#. A maior limitação deste índice provém da influência da fugacidade de O_2 que alguns minerais ferromagnesianos possuem, mascarando assim a evolução magmática.

Os índices R1 e R2 de De La Roche *et al.* (1980) são calculados a partir das fórmulas catiónicas: $R1 = 4000 \cdot Si - 11000 \cdot (Na + K) - 2000 \cdot Fe_i + 1000 \cdot Ti$ e $R2 = 6000 \cdot Ca + 2000 \cdot Mg + 1000 \cdot Al$.

Os diagramas multielementares para elementos traços (*spidergrams*) foram normalizados em relação ao modelo pirolítico de manto primitivo (*Silicate Earth* ou *Primitive Mantle*) de McDonough & Sun (1995). Os diagramas multielementares para os ETR foram normalizados em relação ao condrito C1 de McDonough & Sun (1995).

As anomalias de Eu, denominadas Eu/Eu^* , foram calculadas pela comparação da concentração medida de Eu com a concentração esperada de Eu obtida a partir da média geométrica das concentrações de Sm e Gd normalizadas pelo condrito C1 (Taylor & McLennan, 1985; Rollinson, 1993).

Cálculos de balanço de massa por mínimos quadrados foram efetuados utilizando-se o Programa Gênesis (Teixeira, 1997), baseado no algoritmo do programa XLFRAC de Stormer & Nicholls (1978), em ambiente Windows, de mais fácil manipulação. Os resultados fornecidos foram previamente aferidos utilizando-se de outros modelos de massa publicados na literatura (*e.g.* Bossi *et al.*, 1983; Marques *et al.*, 1999; Iacumin *et al.*, 2003).

De acordo com Stormer & Nicholls (1978), embora não haja nenhum critério rígido para avaliar os resultados do cálculo de balanço de massas, é recomendado seguir três critérios para considerar aceito o teste de cada hipótese: um baixo valor da soma dos quadrados dos resíduos (Σres^2), considerando menos fases que componentes no sistema (preferencialmente a metade de fases em relação aos

componentes); em cada óxido, o resíduo deve estar dentro do intervalo de erro estimado considerando fatores analíticos e amostrais; e que a quantidade de fases esteja de acordo com as observações petrográficas ou deduções. Seguindo outros valores apresentados na literatura (*e.g.* Brotzu *et al.*, 1989; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1996; Marques *et al.*, 1999; Corrêa da Costa, 2003), a Σres^2 foi considerada aceitável quando estava abaixo de uma unidade, sendo preferível quando abaixo de 0,5 (ajuste bom) ou ainda abaixo de 0,2 (ajuste ótimo).

O tratamento dos dados isotópicos de Sr e Nd seguiu, no geral, os procedimentos descritos por Faure (1986). As constantes utilizadas no cálculo da razão isotópica inicial do Sr são aquelas recomendadas por Steiger & Jaeger (1977). Para o cálculo da razão isotópica inicial do Nd, do parâmetro de ϵ_{Nd} e da idade modelo T_{DM} foram utilizadas as constantes e cálculos descritos em DePaolo (1988).

Capítulo 03

GEOLOGIA DA SUÍTE ALCALINA DA ILHA MONTE DE TRIGO, SP

Introdução

A Ilha Monte de Trigo localiza-se no município de São Sebastião (23°53'S, 45°47'W), Estado de São Paulo, ao sul da Ilha de São Sebastião (Ilhabela). Encontra-se a 10 km da costa, estando frente às praias de Barra do Una e Juquehy.

A ilha tem forma cônica, de contorno elíptico e área de 1,3 km². Sua morfologia é condicionada principalmente por lineamentos na direção N40W e N50E, expresso em vales, cristas e contorno da costa. Destaca-se pela alta declividade das encostas, com ponto mais alto a 289 m acima do nível do mar (Prancha 01A).

Do ponto de vista regional, as ocorrências alcalinas na região do Vale do Paraíba e faixa litorânea do sudeste brasileiro são conhecidas desde o final do século XIX (*e.g.* Derby, 1887). Entretanto, a primeira descrição geológica e petrográfica da Ilha Monte de Trigo pertence ao trabalho de Coutinho & Melcher (1973). De modo geral, as informações apresentadas por estes autores não difere em sua essência da elaborada neste trabalho, exceto pelo menor grau de detalhamento. Naquele trabalho foram apresentados o reconhecimento geológico de apenas parte da linha de costa e o estudo petrográfico das litologias encontradas. Outras referências com dados adicionais incluem Amaral *et al.* (1967), que forneceram as primeiras idades radiométricas K/Ar, posteriormente recalculadas por Sonoki & Garda (1988) para 81-86 Ma, e Thompson *et al.* (1998), que apresentaram novos dados de química de rocha (elementos maiores, traços e isótopos) para três diques máficos da ilha.

A motivação para este trabalho deveu-se, sobretudo, à carência de informações geológicas e petrológicas desta suíte, particularmente se comparadas com as ocorrências alcalinas mais próximas. Assim, propõe-se aqui um modelo evolutivo para o magmatismo alcalino, que originou uma expressiva litodiversidade em área relativamente pequena, com base no mapeamento faciológico e na descrição de todos os litotipos presentes.

Contexto magmático regional

O fenômeno de ativação tectono-magmática mesozóica da Plataforma Sul Americana (Almeida, 1983, 1986), provocou um intenso e variado magmatismo. Na porção sudeste da Plataforma Sul Americana, mais precisamente na região que engloba a Bacia do Paraná e arredores (Figura 03), este magmatismo

Prancha 01 - (A) Visão geral da Ilha Monte de Trigo ao afastar-se no sentido à Barra do Una, mostrando um perfil aproximado ENE (direita) - WSW (esquerda). **(B)** Estratificação magmática em olivina gabro com atitude subvertical, próximo ao contato com o álcali feldspato sienito com nefelina. **(C)** Contato entre nível com estratificação magmática e uma porção homogênea no olivina gabro com nefelina. Notar que ambas as fácies são cortadas por um dique de microteralito (mais claro). **(D)** Zona I da brecha magmática apresentando fragmentos arredondados de gnaiss e migmatitos, com auréolas na matriz sugerindo assimilação. **(E)** Bandamento de minerais máficos em forma de canal em álcali feldspato sienito com nefelina. **(F)** Álcali feldspato sienito com nefelina próximo ao Leme, com dezenas de xenólitos angulosos de melagabros com nefelina porfíricos, ambos cortados por um dique de nefelina microssienito. **(G)** Enclave máfico no sienito com nefelina. **(H)** Bolsões e venulações félsicas em clinopiroxenito adcumulático, próximo ao Porto do Imbiru.

Figura 03 - Principais feições da ativação Pós-Paleozóica da Plataforma Sul Americana, segundo Almeida *et al.* (2000). Centros ígneos mesozóicos e cenozóicos representados principalmente por rochas alcalinas, compilados de Almeida (1983, 1986), Almeida *et al.* (2000), Comin-Chiaramonti *et al.* (1997), Morbidelli *et al.* (1995), Thompson *et al.* (1998) e referências lá citadas.

inclui destes tipos toleíticos (Piccirillo & Melfi, 1988; Peate, 1997; Marques & Ernesto, 2004) até alcalinos e carbonatíticos (Ulbrich & Gomes, 1981; Morbidelli *et al.*, 1995; Comin-Chiaramonti & Gomes, 2006).

Ao contrário do magmatismo toleítico, presente em grandes volumes como derrames, enxames de diques e sills, o magmatismo alcalino e carbonatítico está presente como pequenas ocorrências pontuais (*e.g. stocks, plugs, diques, pipes*). Ocorrem distribuídos ao redor da Bacia do Paraná e, de acordo com suas características litológicas, cronológicas, tectônicas e estruturais, foram divididas em 13 províncias (Almeida, 1983).

Inserida neste contexto, a província alcalina da Serra do Mar compreende cerca de 20 ocorrências oriundas do Cretáceo Superior ao Paleoceno inferior. Encontram-se distribuídas pelo litoral norte do Estado de São Paulo e praticamente por todo o litoral do Estado do Rio de Janeiro, com extensão para o interior do continente até a Serra da Mantiqueira (Figura 04). Encontram-se encaixadas em rochas neoproterozóicas da Faixa Ribeira (750 - 450 Ma; Almeida *et al.*, 1973; Machado *et al.*, 1996; Heilbron *et al.*, 2004), formadas predominantemente por rochas ígneas e metamórficas de composição granítica.

Segundo Ulbrich & Gomes (1981) e Almeida (1983), as rochas dessa província são sobretudo de caráter félsico, de afinidade potássica (principalmente nefelina sienitos, sienitos, álcali-sienitos, nordmaquitos, pulaskitos, fonólitos e traquitos), com algumas variedades máficas ocorrendo na forma de diques (principalmente lamprófiros) ou pequenos *stocks* (principalmente teralitos e essexitos). São comuns a presença de estruturas zonadas quanto à saturação em sílica, geralmente com os corpos possuindo bordas saturadas e núcleos insaturados (*e.g. Canaã, Ilhas dos Búzios, de São Sebastião e de Vitória, Itaúna, Rio Bonito, Soarinho e Tanguá*), à exceção de Itatiaia que possui zoneamento inverso. Ao contrário de outras grandes províncias alcalinas como as do Arco de Ponta Grossa, Alto Paranaíba e Rio Verde-Iporá, na Província Serra do Mar praticamente se desconhece a presença de associação tipicamente carbonatítica.

A disposição geográfica das ocorrências alcalinas na Província Serra do Mar é condicionada por feições tectônicas maiores (Figura 04), e podem ser subdivididas em dois grupos: (1) aquelas situadas ao longo do lineamento de Cabo Frio (Sadowski & Dias Neto, 1981; Almeida, 1991; Thomas Filho & Rodrigues, 1999), com idades entre 50 e 72Ma (Sonoki & Garda, 1988; Morbidelli *et al.*, 1995); e (2) aquelas presentes no litoral norte do Estado de São Paulo, ao longo de cerca de 100 km de linha de costa, próximas à Falha de Santos (Alves & Gomes, 2001), com idades em torno de 80-85Ma (Sonoki & Garda, 1988; Morbidelli *et al.*, 1995). É no segundo grupo que se insere a Ilha Monte de Trigo.

Para o grupo de ocorrências localizadas próximas à Falha de Santos, merecem destaques os trabalhos de Freitas, (1947), Hennies & Hasui (1977), Bellieni *et al.*, (1990), Lima (2001) e Augusto (2003) nos corpos da Ilha de São Sebastião; Motoki (1986) na Ilha Vitória; Alves & Gomes (2001) na Ilha dos Búzios; e Coutinho & Ens (1992), Garda *et al.* (1995), Garda & Schorscher (1996) e Valente (1997) nos diques descritos ao longo do litoral.

1. Riftes Cenozóicos e Coberturas Paleozóicas

2. Diques: diabásio e/ou lamprófiros e alcalinos

3. Rochas Alcalinas do Cretáceo e Terciário

Órógeno Brasília
4. *Nappes* Inferiores
5. *Nappes* Superiores

Cráton do São Francisco (CSF)
6. Embasamento do CSF e Domínio Autóctone;
7. Supergrupo São Francisco
8. Metassedimentos do Domínio Autóctone

Órógeno Ribeira

9. Domínio Andrelândia
10. Domínio Juiz de Fora
11. *Klippe* Paraíba do Sul
12. Terreno Oriental
13. Granitóides do Arco Magmático Rio Negro
14. Terreno Cabo Frio

Órógeno Apiaí/Paranapiacaba
15. Terrenos São Roque e Açungui
16. Terreno Embu

CORPOS ALCALINOS

BZ Búzios
CA Canaã
CF Cabo Frio
G-M Gericinó-Mendanha
IM Itanhaém
IP Ipanema
IT Itatiaia
IU Itáua
MG Morro dos Gatos
MR Morro Redondo
MT Monte de Trigo
PC Poços de Caldas
PI Piedade
PN Ponte Nova
PQ Passa Quatro
RB Rio Bonito
SJ Morro de São João
SS São Sebastião
ST Serra dos Tomazes
TA Tanguá
TI Tinguá
VI Vitória
VR Volta Redonda

Figura 04 - Distribuição das ocorrências alcalinas na região do Vale do Paraíba e faixa litorânea dos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro (Província Serra do Mar e outras ocorrências próximas), com as principais unidades tectônicas do embasamento. Compilado de Almeida (1986) e Heilbron *et al.* (2004).

Geologia

A ilha Monte de Trigo é composta por uma suíte de rochas alcalinas insaturadas do tipo sienítico-gabróide (Figura 05), tendo sido classificada como tipo VI (Ulbrich & Gomes, 1981), no grupo de ocorrências que inclui Tunas e Ilha de São Sebastião.

Em toda a ilha, as rochas alcalinas são delimitadas pela linha de costa, que emergem sem a presença *in situ* do embasamento Pré-cambriano gnáissico-migmatítico. Contudo infere-se que essa associação seja intrusiva em rochas do Complexo Costeiro, dada à presença de dezenas de blocos arredondados (até 1 m de diâmetro) de gnaisses e migmatitos por todo o costão norte da ilha e de fragmentos arredondados num *pipe* compondo uma brecha magmática. Esta interpretação concorda com a evolução geomorfológica regional traçada por Almeida & Carneiro (1998), que estenderam a borda da antiga Serra do Mar para leste até a Falha de Santos, situando o magmatismo da Ilha Monte de Trigo sob o Planalto Atlântico.

Na Ilha Monte de Trigo, as relações de campo permitem reconhecer quatro fases magmáticas distintas (Figura 05): (1) máfica/ultramáfica intrusiva; (2) *pipe* de brecha magmática; (3) nefelina sienítica intrusiva; (4) diques de lamprófiros a fonólitos. As rochas apresentam uma ampla diversidade mineralógica, com cerca de 50 tipos minerais distintos (incluindo soluções sólidas) em litologias que se estendem de hololeucocráticas a ultramáficas.

A primeira fase do magmatismo é representada por um corpo máfico/ultramáfico intrusivo presente no norte e nordeste da ilha. Predominam (mela) teralito e olivina (mela) gabro com nefelina, com variações para olivina gabro no extremo nordeste e para olivina clinopiroxenito e clinopiroxenito cumuláticos no norte. Também está presente como blocos de teralitos e nefelina monzossienitos no extremo sudeste da ilha, próximo ao Leme. Completam esta fase uma série de diques de microteralito e microessexito com espessuras decimétricas, formas sinuosas, e orientação preferencial segundo NE-SW subvertical.

Estratificações magmáticas são escassas e ocorrem em lajeados e blocos das variedades gábricas e teralíticas (Prancha 01, B e C). Formam estruturas de até 3m, com alternância de bandas mais máficas e mais félsicas de espessuras entre 5 a 20 cm, às vezes exibindo estruturas acanaladas ou discordantes (*e.g.* estratificação cruzada). A NW da Ponta Negra, estas estruturas possuem orientação predominante ENE-WSW/subvertical, enquanto no extremo NE ocorrem com orientação NW-SE/subverticais. Tais feições são comparáveis às descritas como estratificações acanaladas (*trough band* ou *trough layer*) em diversas ocorrências da região Sudoeste da Groenlândia, como Skaergaard (Wager & Brown, 1968), Fiskenaesset (Myers, 1976) e Kokklen (Parson & Becker, 1987).

A segunda fase é representada por uma brecha magmática localizada a 200 m ao sul da Ponta Negra, cortando o olivina gabro. Ocorre ao longo de um lajeado, com formato subcircular de 50 a 60 m de diâmetro, aparentemente compondo um *pipe*. A brecha foi dividida em quatro zonas quanto às características petrográficas (Figura 06).

A zona I, localizada no extremo NE, é composta por uma brecha sustentada pela matriz com fragmentos arredondados de gnaiss e migmatitos de diâmetros entre 1,0 mm e 1,10 m. Sua matriz tem coloração cinza e granulometria fina a afanítica (Prancha 01D).

Figura 05 - Mapa geológico da Ilha Monte de Trigo, modificado de Enrich (2000).

Figura 06 - Esboço em planta do afloramento da brecha magmática ilustrando as diferentes zonas. Zona I: predomínio de fragmentos de gnaiss e migmatito. Zona II: predomínio de fragmentos gábricos, teralíticos e piroxeníticos. Zona III: predomínio de fragmentos gábricos, teralíticos e piroxeníticos, e abundantes cavidades miarolíticas. Zona IV, predomínio de fragmentos piroxeníticos.

Figura 07 - Atitude dos diques da Ilha Monte de Trigo no diagrama Schmidt Lambert. Notar que os diques com mergulho de 90° aparecem em ambos os lados do estereograma.

A zona II é constituída por uma brecha sustentada por fragmentos pouco arredondados e de até 2 m de diâmetro de variedades gábricas, teralíticas e piroxeníticas. Fragmentos menores e arredondados do embasamento ocorrem em pequena quantidade. Sua matriz é afanítica a fanerítica fina, de composição heterogênea e rica em sulfetos, com ampla variação da coloração, sugerindo a assimilação dos diferentes fragmentos.

A zona III diferencia-se da zona II por apresentar cavidades miarolíticas com cerca de 10 cm, preenchidas por sulfetos, carbonatos e zeólitas. Nota-se também uma pronunciada diminuição na quantidade dos fragmentos do embasamento regional.

A zona IV é sustentada por fragmentos, predominando os de clinopiroxenitos e olivina clinopiroxenitos cumuláticos. Não há cavidades miarolíticas e fragmentos do embasamento são praticamente ausentes.

Próximo à Ponta Negra, foram observados pequenos diques (< 50 cm) de uma brecha similar à do *pipe* principal.

A terceira fase intrusiva é composta por um *stock* de nefelina sienito e álcali feldspato sienitos com nefelina, e por diques de nefelina microssienitos. Estas rochas ocupam toda a faixa central e sul da ilha, representando a litologia dominante do corpo. Destacam-se na topografia por sua forma cônica e altitude, que alcança 289 m acima do nível do mar.

O *stock* foi dividido em três fácies petrográficas distintas (Figura 05), denominadas de nefelina sienito I, nefelina sienito II e álcali feldspato sienito com nefelina. As fácies distribuem-se de maneira aproximadamente concêntrica, compondo uma estrutura zonada quanto à saturação em sílica. O contato entre as diferentes fácies é aproximado, sendo provavelmente gradual. Por outro lado, os lineamentos presentes próximos aos limites entre o *stock* nefelina sienítico com o corpo máfico e o corpo ultramáfico sugerem contatos tectônicos.

O nefelina sienito I é o mais insaturado e ocupa a região central da ilha. O nefelina sienito II distribui-se perifericamente ao anterior, ocorrendo a sul, desde a Ponta do Itapeva até próximo ao Leme, e a nordeste, ao longo do contato com o corpo de olivina gabro, olivina (mela) gabro com nefelina e (mela) teralito. O álcali feldspato sienito com nefelina distribui-se ao longo dos costões, tanto a leste, entre a Lage e a Ponta do Itapeva, como a oeste, entre a Ponta Negra e o Leme.

Estruturas bandadas estão ocasionalmente presentes, principalmente no álcali feldspato sienito com nefelina (Prancha 01E). A ocorrência mais expressiva está localizada no lado leste, próximo ao contato com o corpo máfico, onde alguns blocos possuem uma seqüência de bandas que se alternam a cada 10 cm, com variações em máficos de 15 a 30%. Outras ocorrências foram identificadas próximo ao topo, com bandamento subvertical, e ao longo do costão oeste, com formas bandadas sinuosas lembrando a estrutura de um canal.

Entre o Leme e a Ponta Sul destaca-se a presença de centenas de xenólitos angulosos, inclusos no álcali feldspato sienito com nefelina (Prancha 01F). São milimétricos a métricos e compõem-se de melagabros com nefelina porfíricos de matriz fina, sendo correlacionados à primeira fase do

magmatismo. No geral não exibem sinais de assimilação pela encaixante sienítica. Nota-se também uma clara diferença entre dois pulsos distintos de álcali feldspato sienito com nefelina, um portador de xenólitos e outro com ausência total de xenólitos, variando um pouco a tonalidade entre eles, embora sejam petrograficamente semelhantes.

No álcali feldspato sienito com nefelina também foram observados enclaves microgranulares mesocráticos e arredondados, com até 15 cm de diâmetro (Prancha 01G). Possuem bordas de anfibólio e alguns fenocristais de feldspato, provavelmente capturados do álcali feldspato sienito com nefelina encaixante.

Bolsões pegmatóides são raros, observados no costão em apenas dois blocos de álcali feldspato sienito com nefelina.

Os diques de nefelina microssienito cortam praticamente todos os corpos plutônicos, tanto os corpos máfico e ultramáfico como a brecha e o *stock* nefelina sienítico. Neste último, são mais abundantes no álcali feldspato sienito com nefelina que nas demais fácies. Possuem espessuras de até 1m e cortam as rochas sieníticas de forma dúctil, com paredes levemente sinuosas e sem apresentar bordas de resfriamento. Algumas variedades porfiríticas possuem fenocristais tabulares de feldspato alcalino, orientados segundo a direção do dique. Porções pegmatíticas foram observadas no centro de um dique.

De acordo com a sua mineralogia, os diques de nefelina microssienito são divididos em miaskíticos e agpaíticos. O contato entre os diques de nefelina microssienito agpaíticos e a encaixante máfica cumulática destaca-se por uma faixa de reação de até 10 cm na encaixante, apresentando granulação bem fina, tons esverdeados e mineralogia distinta. Além disso, ocorrem no interior de um desses diques, xenólitos máficos/ultramáficos corroídos configurando formas de gotas, com orientação sugerindo um fluxo magmático horizontal de sul para norte (Rickwood, 1990), ou seja, com o magma vindo da direção do *stock* nefelina sienítico.

Próximo à Lage observam-se dois diques de microssienito bastante sinuosos cortando o álcali feldspato sienito com nefelina. O primeiro orientado para NW-SE, deslocado dextralmente pelo segundo, com orientação ENE-WSW. Em outra situação, cortando um olivina melagabro com nefelina, um dique de nefelina microssienito e algumas falhas subparalelas de direção N20E/90 cortam também outro dique de nefelina microssienito menor, deslocando-o dextralmente alguns centímetros.

A quarta fase magmática é composta por uma série de diques porfiríticos de matriz afanítica, representados por lamprófiros (monchiquitos e camptonitos), tefritos, tefritos fonolíticos, fonólitos tefríticos e fonólitos. Apresentam espessuras variáveis de 5 cm a 2 m e cortam todas as demais litologias de forma rúptil, apresentando contatos retilíneos e bordas de resfriamento.

No mapa geológico (Figura 05) estão representados apenas os diques que ocorrem *in situ*. No geral reúnem-se em pequenos enxames, sempre em grupos de 3 ou 4 indivíduos em intervalos de poucas dezenas de metros. Distribuem-se na ilha segundo direções preferenciais E-W/subvertical e NW-SE/subvertical (Figura 07). Frequentemente encontram-se segmentados, formando pontes (*bridge*) ou sobreposições (*overlap*) com deslocamento ora dextral ora sinistral. Alguns diques são cortados por

outros semelhantes, evidenciando diferentes gerações. No geral, os diques mais máficos (lamprófiros, tefritos e tefritos fonolíticos) são cortados pelos mais félsicos (fonólitos e fonólitos tefríticos).

Também foi observado um dique lamprofírico com estrutura brechada, situado próximo ao Leme. Possui espessura em torno de 7,5 m e inclui diversos xenólitos arredondados de nefelina sienitos, com dimensões de até 30 cm.

Cortando o maciço são observadas algumas zonas miloníticas. A principal delas encontra-se localizada próximo à Ponta do Itapeva cortando o nefelina sienito II e um dique de fonólito porfirítico, tendo espessura aproximada de uma dezena de metros. Dois planos principais de cisalhamento, um a N60E/70SE e outro a N50W/30SW, formam um forte lineamento com direção S76W/20. Outra zona milonítica está localizada a oeste, cortando o álcali feldspato sienito com nefelina, com atitude de N40E/subvertical e espessura de 2 a 3 m. Ela apresenta uma notável concentração de biotita e anfibólio, às vezes formando pequenas brechas e *boudins*. Um terceiro milonito foi observado no costão leste, cortando o álcali feldspato sienito com nefelina, exibindo mergulho suave e atitude N70E/20SE.

Petrografia

As descrições petrográficas contaram com apoio bibliográfico de Tröger (1979), Williams *et al.* (1982), Deer *et al.* (1992) e Mackenzie *et al.* (1993). Contagem modais representativas dos principais litotipos plutônicos encontram-se reunidas na Tabela 03.

Olivina gabro, olivina (mela) gabro com nefelina e (mela) teralito

Os olivina gabros, olivina (mela) gabros com nefelina e (mela) teralitos são maciços, fanerítico médios a grossos, melanocráticos (M' entre 60 e 90) e de coloração negra. Nota-se uma pequena diminuição modal dos máficos para leste (Ponta Negra), além de variações locais para termos mais félsicos. Nos teralitos encontrados no Leme, próximo ao nefelina monzossienito (*e.g.* MTR70c), o índice de máficos é menor ($M' = 61,4$; Tabela 03).

Predomina a textura hipidiomórfica inequigranular seriada, raramente apresentando variações porfiríticas e pegmatóides. Caracterizam-se por uma grande variação modal de seus minerais essenciais (Tabela 03), principalmente piroxênio (entre 56 e 27%) e plagioclásio (entre 12 e 33%). Destaca-se também a quantidade algo maior de biotita e anfibólio nas proximidades do *stock* nefelina sienítico.

A olivina é uma hialosiderita (Coutinho & Melcher, 1973) euedral a anedral, inequigranular seriada fina a grossa e de cristalização precoce. Possui finas lamelas opacas e fraturas com alterações para bowlingita, chlorophaeita ou opacos, além de bordas de clorita quando em contato com os minerais félsicos. O piroxênio corresponde a um diopsídio na forma euedral a subedral. Apresenta zoneamento convoluto no centro, em tons cinza a bege, e oscilatório nas bordas, predominando tons róseos. Nas rochas de regiões próximas ao *stock* nefelina sienítico e nas variedades desprovidas de nefelina, o

Tabela 03 - Composição mineralógica modal de litologias representativas da Ilha Monte de Trigo.

LITOLOGIA	Nefelina sienito I		Nefelina sienito II	Álcali feldspato sienito com nefelina	Álcali feldspato sienito	Nefelina monzossienito
Amostra	MTR15	MTR41a	MTR05e	MTR26c	MTR31b	MTR70e
Feldspato alcalino	72,6	74,4	76,7	82,0	83,1	44,9
Plagioclásio	-	-	-	-	-	7,9
Nefelina	14,1	6,8	5,2	0,2	0	25,3
Anfibólio	2,0	7,0	6,5	5,0	3,6	13,8
Piroxênio	1,3	0,9	0,4	1,7	2,6	0,5
Biotita	tr	-	0,1	2,8	6,9	0,5
Opaco (magnetita)	0,9	0,9	0,6	0,9	0,9	0,7
Titanita	tr	tr	tr	-	0,3	-
Apatita	0,1	0,1	0,1	0,3	0,3	0,9
Cancrinita	4,2	2,7	2,5	1,5	1,0	tr
Isótropo (analcima)	3,7	5,1	3,5	1,9	0,4	2,5
Muscovita	0,4	0,7	1,6	0,6	0,6	1,0
Carbonato	0,1	0,9	0,3	0,2	0,2	0,2
Limonita	0,4	0,3	2,2	2,3	tr	1,6
Agregados finos não identificados	0,2	0,4	0,1	0,5	tr	-
Total	99,9	100,2	99,8	99,9	99,9	99,8
M'	4,6	9,1	9,8	12,7	14,3	17,1

LITOLOGIA	Olivina gabro	Olivina melagabro com nefelina	Teralito		Melateralito	Clinopiroxenito	Olivina clinopiroxenito	
Amostra	MTR20i	MTR42a	MTR70b	MTR25a	MTR01d	MTR04b	MTR05c	MTR06a
Piroxênio	38,7	50,3	31,5	26,7	55,5	61,3	63,2	65,5
Olivina	14,2	7,7	3,1	13,1	11,7	1,1	16,5	7,3
Opacos (magnetita)	7,5	3,7	3,2	4,0	5,8	10,5	1,9	8,2
Anfibólio	0,0	13,6	3,3	15,2	1,6	10,0	4,7	4,6
Biotita	6,1	9,0	19,7	6,3	2,7	4,2	5,8	4,1
Plagioclásio	32,9	12,4	26,0	23,1	17,5	1,1	2,5	1,9
Feldspato alcalino	-	-	tr	-	-	-	-	-
Nefelina	-	0,7	8,9	8,3	3,1	4,5	3,3	0,4
Apatita	0,6	2,1	1,8	3,3	0,6	0,8	0,5	0,2
Clorita/serpentina	-	-	0,6	-	1,4	-	-	4,1
Carbonato	-	0,4	0,4	-	0,1	-	0,5	-
Sericita/Zeólitas	-	-	-	-	-	-	0,1	3,7
Muscovita	-	0,1	-	-	-	-	-	-
Mesóstasis	-	-	-	-	-	6,5	-	-
Isótropo (analcima)	-	tr	1,5	-	tr	-	1,0	-
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
M'	66,5	84,3	61,4	65,3	77,3	87,1	92,1	93,8

piroxênio apresenta finas lamelas opacas. Porções periféricas irregulares, homogêneas, menos rosadas, com abundantes inclusões anedrais de anfibólio, magnetita e, mais raramente, biotita são frequentemente observadas truncando o zoneamento original. A magnetita é granular e anedral, apresentando lamelas de ilmenita do tipo *trellis*, sanduíche e composta, além de pleonasto. A kaersutita (Z = marrom avermelhado, Y = marrom e X = amarelo claro) tem desenvolvimento intersticial a poiquilítico, ocasionalmente apresentando intercrescimento consertal com as bordas do piroxênio. A biotita é anedral, intersticial a poiquilítica, ocorrendo também em fraturas ou como textura coronítica na magnetita. Às vezes exibe texturas de intercrescimento ou simplectíticas com o anfibólio. A titanita é subedral e bastante rara, presente junto às bordas dos piroxênios e anfibólios. A apatita é euedral prismática, ocorrendo em agregados subparalelos ou inclusa em praticamente todos os demais minerais, à exceção da olivina.

O plagioclásio é ripiforme, inequigranular seriado, subedral a anedral, com os maiores cristais euedrais. Distribui-se marginalmente ao piroxênio e olivina com granulometria inferior a estes. São

zonados (zoneamento simples, em degrau ou oscilatório) com núcleos de bytownita e bordas de labradorita a oligoclásio. A nefelina é intersticial, apresentando ocasionalmente inclusões euedrais de plagioclásio, biotita e apatita. Apresenta alteração para cancrinita ou para um agregado formado de sericita, analcima, carbonato e zeólita. No teralito do Leme, aparece um intercrescimento entre nefelina e oligoclásio antipertítico, além de analcima intersticial associada a carbonatos. Em diversos casos está presente uma mesóstasis turva, composta de feldspato potássico, sodalita, entre outros.

Clinopiroxenito e olivina clinopiroxenito

Os clinopiroxenitos e olivina clinopiroxenitos apresentam estrutura maciça, granulometria grossa, aspecto homogêneo e coloração negra. Alguns poucos blocos possuem porções brechadas, provavelmente representando brechas de borda de câmara magmática, constituídas de fragmentos e matriz similares. No geral, apresentam texturas variando entre ortocumulática, que predominam próximo ao contato com as rochas máficas, e adcumulática, mais abundantes junto ao Porto do Imbiru.

Os litotipos ortocumuláticos caracterizam-se por uma textura inequigranular seriada, com cristais *cumulus* euedrais de olivina crisolita, apresentando finas lamelas opacas, e de diopsídio (titanoaugítico) róseo com zoneamento oscilatório similar ao das litologias máficas. Magnetitas euedrais a anedrais, com exsolução de ilmenitas e, às vezes, finas lamelas de pleonasto, dispõem-se por entre os grãos de olivina e piroxênio. As fases *cumulus* são envoltas por uma matriz de pequenos grãos subedrais a anedrais dos mesmos minerais, somados a grãos intersticiais e poiquilíticos de plagioclásio zonado, nefelina e kaersutita. Esta última apresenta intercrescimento consertal com o piroxênio, sugerindo substituição. A biotita ocorre em textura coronítica nas magnetitas ou como pequenos grãos anedrais intersticiais. A apatita ocorre como cristais euedrais prismáticos, junto à paragênese intersticial.

As variedades adcumuláticas exibem granulação homogênea, com olivina, piroxênio e magnetitas subedrais a anedrais, de características petrográficas similares às ortocumuláticas, fazendo contato entre si. O plagioclásio e a nefelina *intercumulus* concentram-se formando agregados intersticiais de grãos anedrais, ou bolsões de até 15 cm ou então em veios entrelaçados semelhantes a um *stockwork* (Prancha 01H). A kaersutita é intersticial ou aparece em intercrescimento consertal com o piroxênio. A biotita ocorre em textura coronítica nas magnetitas. Apatita prismática ocorre junto aos bolsões félsicos.

Diques de microteralito e microessexito

Os diques de microteralito e microessexito são rochas mesocráticas, maciças a orientadas, faneríticas média a fina, de coloração cinza claro a cinza escuro.

Os litotipos menos evoluídos apresentam olivina anedral a arredondada de composição entre hialosiderita a hortonolita ($2V_x$ entre 90° e 70°), diopsídio subedral a anedral, às vezes apresentando zoneamento com núcleos mais claros e bordas bege a róseas, plagioclásio ripiforme zonado, anfíbólio kaersutítico intersticial, magnetita anedral, biotita anedral e intersticial, às vezes desenvolvendo textura coronítica na magnetita, e nefelina intersticial a poiquilítica.

Nos litotipos mais evoluídos, o piroxênio é subedral a anedral e ocorre em quantidades modais menores, com um zoneamento variando para bordas mais esverdeadas (diopsídio-hedenbergita). O anfibólio é o máfico dominante, tendo hábito prismático e composição entre kaersutita e pargasita (X = amarelo, Y = castanho e Z = castanho avermelhado). A magnetita é anedral, freqüentemente associada aos demais máficos. Biotita é rara. Plagioclásio e feldspato alcalino são subedrais a anedrais. A nefelina, feldspatóide mais abundante, é subedral e inequigranular seriada. Além disso, aparece com freqüência uma mesóstasis mal definida, provavelmente composta entre outros de feldspato alcalino e nefelina.

Além desses litotipos, foram também reconhecidos um diabásio cortando o olivina gabro, composto de plagioclásio, piroxênio e opacos, e um nefelinito, este caracterizado pela abundância de minerais máficos e por exibir a nefelina como o único félsico presente.

Nefelina monzossienito

O nefelina monzossienito é maciço, fanerítico médio, de coloração castanha a creme, textura foiaítica e índice M' próximo a 18.

Os feldspatos são tabulares e possuem núcleos de plagioclásio (andesina) com zoneamento normal para porções mais albiticas em direção à periferia, passando para uma espessa borda irregular de feldspato alcalino mesopertítico em textura coronítica. Esse feldspato alcalino comumente exibe geminação Carlsbad em continuidade óptica com a geminação do plagioclásio, caracterizando um crescimento epitaxial. Apresentam estruturas mesopertíticas tipos *patch* e de veios.

Nefelinas e anfibólios euedrais a subedrais reúnem-se em agregados entre os grãos maiores de feldspato. A nefelina ocorre também como inclusões anedrais no feldspato alcalino. O anfibólio, máfico predominante, é fortemente zonado, apresentando composição entre kaersutita a pargasita (X = castanho claro, Y = laranja e Z = castanho avermelhado) no núcleo, e hastingsita (X = amarelo, Y = verde oliva e Z = verde escuro) na borda. Inclusões anedrais de piroxênio verde claro (hedenbergítico) ocorrem nos núcleos de alguns anfibólios. O piroxênio também está presente como grãos intersticiais, com forte pleocroísmo nas cores verdes, e provável composição de egirina-augita. A biotita ocorre como grãos intersticiais individualizados, ou junto às bordas do anfibólio.

Os acessórios presentes são a magnetita anedral com lamelas de ilmenita (associada aos agregados de anfibólio e nefelina) pirita anedral e apatita euedral, prismática e inclusa nos principais minerais presentes.

Analcima é intersticial e cuneiforme, com birrefringência anômala. Ocorre em paragênese pós-magmática com albita secundária, muscovita, além de hidróxidos e carbonatos alterando os anfibólios.

Álcali feldspato sienito com nefelina

O álcali feldspato sienito com nefelina inclui também variações para álcali feldspato sienito e álcali feldspato sienito com analcima. São rochas maciças, faneríticas grossas e de coloração branca. Apresentam textura equigranular foiaítica a hipidiomórfica e índice M' entre 10 e 15.

O feldspato alcalino é mesopertítico tabular, euedral a anedral, apresentando geminação Carlsbad. Na maioria das vezes apresenta um padrão de exsolução em que parte do grão aparenta aspecto homogêneo (não exsolvido ou criptopertítico) a micropertítico, com pertitas do tipo *braid*, *string* ou *film*. Estas últimas são mais freqüentes junto às discontinuidades cristalográficas, ou seja, borda, fraturas ou inclusões. A parte restante do grão é representada por porções irregulares de pertitas deutéricas tipo *patch*, compostas pela fase sódica (albita límpida, com geminação polissintética) e potássica (turva, de birrefringência levemente menor).

Algumas amostras localizadas próximas às zonas de cisalhamento da Lage apresentam grãos quase completamente exsolvidos, com pertitas deutéricas tipo “tabuleiro de xadrez”. A nefelina, quando presente, ocorre como cristais intersticiais ou como inclusões anedrais no feldspato alcalino. A analcima, bem mais rara e provavelmente tardia a pós-magmática, é intersticial, límpida e apresenta birrefringência anômala.

Os máficos ocorrem preferencialmente como agregados dispostos entre os feldspatos. Destacam-se grandes cristais de biotita subedral a anedral, além de pequenos grãos euedrais inclusos no feldspato. O piroxênio é anedral, com características de hedenbergita ($2V_z \sim 60^\circ$ e cor verde clara). O anfibólio é predominantemente anedral a subedral e tem composição de pargasita (Z = marrom esverdeado, Y = marrom avermelhado e X = amarelo), às vezes com bordas de hastingsita (Z e Y = verde escuro e X = amarelo). Suas relações texturais sugerem uma formação por substituição de piroxênio e biotita.

Magnetitas anedrais com lamelas de ilmenita ocorrem junto aos agregados de máficos, ou como inclusões arredondadas no feldspato alcalino. Ilmenita primária, prismática e semi-inclusa na magnetita são raramente observadas. Titanita é euedral a subedral, sendo mais abundante nas bandas de minerais máficos. A apatita é euedral e ocorre inclusa em todas as principais fases.

Nefelina sienito II

O nefelina sienito II é maciço, fanerítico médio e de coloração creme, com índice M' de 7 a 10. A textura é hipidiomórfica inequigranular seriada, às vezes passando para variedades foiaítica.

O feldspato é tabular a equidimensional, subedral, mesopertítico e muitas vezes geminados segundo Carlsbad. Apresentam texturas de exsolução similares às descritas na fácies do álcali feldspato sienito com nefelina. A nefelina é intersticial, mas ocorre também como inclusão anedral nos feldspatos representando aproximadamente 5% da rocha.

O anfibólio é o principal máfico e ocorre como grãos euedrais a subedrais freqüentemente formando agregados. Apresenta zoneamento com pargasita (Z = marrom esverdeado, Y = marrom avermelhado e X = amarelo) nos núcleos e hastingsita (Z e Y = verde escuro e X = amarelo) em suas bordas. Já o piroxênio (hedenbergítico) e a biotita ocorrem apenas como inclusões anedrais no anfibólio.

Grãos arredondados de magnetita com lamelas de ilmenita ocorrem junto aos agregados de anfibólios ou como grãos menores inclusos no feldspato. Completam os acessórios apatita euedral inclusa em

anfíbólios e magnetitas, titanita anedral junto à borda dos agregados máficos e rara pirita.

Parte dos interstícios é preenchido por uma paragênese pós-magmática composta de analcima límpida e cuneiforme com birrefringência anômala, albita e carbonato. Este último aparece como inclusões euedrais na analcima. Também ocorrem um pseudomorfo prismático de agregado fino verde escuro incluso no carbonato e um outro intersticial laranja claro. Além disso, o anfibólio altera-se para limonita e carbonato, enquanto a nefelina para um agregado de analcima turva, cancrinita, muscovita e zeólitas.

Nefelina sienito I

O nefelina sienito I é maciço, fanerítico médio e de coloração cinza claro a creme. Possui textura foiaítica inequigranular seriada, com M' variando entre 4 e 9.

O feldspato alcalino é tabular, euedral a subedral, mesopertítico e com geminação Carlsbad. Apresenta textura de exsolução similar às descritas na fácies do álcali feldspato sienito com nefelina. A nefelina varia entre 5 e 15% modal, com maior proporção nas rochas do centro (topo) da ilha. Aparece preferencialmente como grandes cristais intersticiais e poiquilíticos, e como inclusões anedrais no feldspato alcalino.

O anfibólio representa o mineral máfico predominante. Ocorre na forma euedral a subedral, isolado ou em pequenos agregados. Ele é zonado, apresentando núcleos de pargasita (Z = marrom esverdeado, Y = marrom avermelhado e X = amarelo) e bordas de hastingsita (Z = verde escuro, Y = verde oliva e X = amarelo). Esta feição só aparece nas amostras próximas ao topo, onde predomina a hastingsita. O piroxênio (hedenbergita) ocorre como grãos euedrais a anedrais, isolados ou junto às bordas do anfibólio, por vezes englobando-os. Está presente em proporções modais maiores nas amostras próximas ao topo.

O principal acessório é a magnetita granular com lamelas de ilmenita. Ocorre inclusa ou na borda dos agregados de máficos, sugerindo duas fases de geração. Outros acessórios incluem apatita prismática ou acicular, titanita como inclusões anedrais em magnetita ou anfíbólios e mais raramente pirita.

A fase pós-magmática é similar à descrita na fácies nefelina sienito II, incluindo uma paragênese de analcima, albita e carbonato entre outros, e a alteração do anfibólio, piroxênio e nefelina.

Diques de nefelina microssienito miaskítico

Os diques de nefelina microssienitos miaskíticos são leucocráticos, maciços a foliados, faneríticos fino a médio e de coloração cinza clara. Possuem textura predominantemente inequigranular seriada, variando entre traquítica, hipidiomórfica e alotriomórfica.

Feldspato alcalino ocorre na forma granular anedral a prismático, este com razão comprimento/largura de até 7:1. Na maioria dos casos, observa-se mesopertitas deutéricas tipo *patch* ocupando quase todo o grão. A nefelina aparece ora como grãos intersticiais poiquilíticos, englobando anfibólio e feldspato, ora na forma granular subedral reunindo-se em agregados. A sodalita aparece em parte das amostras, com forma anedral e aspecto turvo. A analcima é intersticial, límpida e cuneiforme, mostrando birrefringência anômala.

No geral estes diques possuem grande variação modal entre os minerais máficos, notadamente o piroxênio e o anfibólio. O piroxênio mais comum é uma egirina-augita granular anedral, que ocorre formando agregados ou intersticial, este nas variedades traquíticas. O anfibólio é subedral a eudral, concentrando-se em pequenos agregados intersticiais. Biotita ocorre em algumas amostras como pequenos cristais anedrais associada aos anfibólios. A magnetita é anedral arredondada e, às vezes, poiquilítica com inclusões de pequenos feldspatos. A titanita aparece em alguns litotipos como grãos subedrais e mais raramente eudrais, associada aos demais máficos. A apatita tem forma acicular ou prismática, ocorrendo como inclusão nas principais fases minerais. O zircão foi identificado em poucas amostras, é eudral prismático a subedral arredondado. Outros acessórios de ocorrência mais rara são esfalerita, pirocloro, zirconolita e britholita.

Diques de nefelina microssienito agpaítico

Os diques de nefelina microssienito agpaíticos são hololeucocráticos, inequigranular seriados fino a médios e de coloração branca a cinza clara. Possuem textura alotriomórfica a hipidiomórfica, num arranjo traquítico ou num mosaico similar ao dos aplitos.

O feldspato alcalino é mesopertítico e subedral, com formas arredondadas a prismáticas. A nefelina ocorre como grãos eudrais com faces irregulares a grãos intersticiais e poiquilíticos. Sodalita intersticial ocorre em algumas amostras. Analcima é rara, intersticial e cuneiforme.

O piroxênio é o máfico dominante, variando entre egirina e egirina-augita. Ocorre como grãos anedrais isolados ou reunidos em agregados. O anfibólio é mais raro e exibe coloração algo azulada. Biotita é rara e aparece como pequenos grãos. Mangano-magnetitas com raras lamelas de exsolução (ilmenita ou pirofanita) formam grãos arredondados ou poiquilíticos.

Dentre os acessórios, ocorre uma série de minerais raros, de paragénese variável de acordo com cada dique. A eudialita é incolor e possui hábito eudral arredondado a hexagonal, birrefringência baixa e relevo moderado. A wöhlerita tem cor bege claro a incolor e exibe hábito subedral prismático a arredondado. A hiortdahlita é eudral prismática a anedral arredondada, às vezes zonada, com coloração semelhante à da wöhlerita. Agregados de catapleíta foram observados como alteração da hiortdahlita. A lãvenita ocorre sempre próxima às bordas de reação com a encaixante gábrica, na forma de grãos anedrais de bordas arredondadas. A titanita e o zircão aparecem freqüentemente associados à mangano-magnetita como cristais poiquilíticos a esqueléticos. A perovskita (loparita) ocorre como inclusão anedral na titanita. O pirocloro eudral, às vezes apresentando aspecto metamítico, reúne-se em agregados juntamente com o zircão. A britholita ocorre como grãos anedrais isolados ou intersticiais, exibindo zoneamento convoluto. Apatita ocorre como alteração da britholita, ou isolada como grãos subedrais. Fluorita aparece em poucas amostras. A zirconolita ocorre preferencialmente próxima das bordas de reação dos diques, em agregados com outros máficos. Possui coloração marrom escura a quase preta, de aspecto metamítico, com hábito prismático a acicular, eudral a subedral. Baddeleíta também ocorre próxima das bordas de reação dos diques, tendo aspecto acicular.

No contato com esses diques, a encaixante máfica/ultramáfica tem a sua parágênese anidra (piroxênio, olivina, magnetita e plagioclásio) substituída por outra de anfibólio, biotita, granada e opacos, além de uma massa félsica não identificada (laarnita?).

Diques de monchiquito

Os monchiquitos são porfiríticos a glomeroporfiríticos e panidiomórficos. Fenocristais de olivina crisolita ($2V_x \approx 90^\circ$) são euedrais a subedrais, às vezes desenvolvendo hábitos esqueléticos. Diopsídio euedral de coloração bege exhibe zoneamento oscilatório, ocasionalmente com núcleos verdes. Rock (1991) denomina tais núcleos verdes de “inclusões tipo *semi-cognate*”, sugerindo que eles originaram-se de fracionados mais félsicos de lamprófiros que interagiram com novos pulsos de magma lamprofírico, cristalizando nas bordas o piroxênio mais magnesiano. Fenocristais euedrais de kaersutita são mais raros e possuem texturas de embainhamento nas bordas, sugerindo reabsorção pelo magma antes da cristalização da matriz. Além disso, ocorre também microfenocristais euedrais de magnetita.

A matriz é micro a criptocristalina, formada principalmente de anfibólio, magnetita e uma massa fina de provavelmente vidro alterado. Estruturas globulares do tipo *carbonato-analcima* de Rock (1991) são abundantes na matriz. Compõem-se predominantemente de carbonato, às vezes acompanhado por analcima na porção central e zeólitas e/ou argilo-minerais na periferia.

Diques de camptonito

Os camptonitos são porfiríticos panidiomórficos, por vezes glomeroporfiríticos, de matriz afanítica a fanerítica fina e coloração cinza escura.

Predominam os fenocristais euedrais de kaersutita zonada e pleocróica nas cores amarelo claro em X e castanho avermelhado em Y e Z, com tonalidades mais escuras nas bordas. Os fenocristais de diopsídio são subedrais, apresentando zoneamento setorial e oscilatório combinados. Alguns grãos apresentam núcleos verdes similares aos do monchiquito. Fenocristais de olivina anedral ocorrem em proporções pequenas, sempre em arranjos glomeroporfiríticos circundado pelo piroxênio e anfibólio.

A matriz é microcristalina e compõe-se de uma massa de minerais félsicos pouco definida e sempre alterada. Distinguem-se kaersutita e apatita prismáticas, magnetitas subedrais e feldspato, além de nefelina, sodalita e analcima intersticiais. Alguns diques apresentam estruturas globulares constituídas principalmente de carbonato e analcima.

Diques de tefrito

Os tefritos são afíricos a porfiríticos e, mais raramente, glomeroporfiríticos, com matriz cinza média a escura micro a criptocristalina.

Nas variedades porfiríticas, os fenocristais compõem-se de kaersutita euedral (X = amarelo, Y e Z = laranja avermelhado) e plagioclásio ripiforme zonado, com núcleo de labradorita. Subordinadamente ocorrem piroxênio bege (diopsídio/augita) euedral a subedral, magnetita euedral reunida em pequenos

agregados e ocasional olivina anedral incluso nos demais máficos.

As variedades afíricas e a matriz das porfiríticas compõem-se dos seguintes minerais: anfibólio prismático zonado, com núcleos vermelhos (provavelmente kaersutita) e bordas verde pardo (provavelmente hastingsita); piroxênio verde anedral (hedenbergita ou egrina-augita); plagioclásio ripiforme a poiquilítico incluindo o anfibólio; biotita; magnetita; apatita; minerais isotropos; e cancrinita; além de uma massa félsica criptocristalina intersticial bastante alterada.

Diques de tefrito fonolítico e fonólito tefrítico

Os tefritos fonolíticos e os fonólitos tefríticos são afíricos ou porfiríticos com matriz afanítica a fanerítica fina.

Nas variedades porfiríticas, predominam fenocristais de anfibólio euedrais prismáticos e zonados, com núcleos de kaersutita ou pargasita (X = amarelo, Y e Z = laranja avermelhado) e bordas mais hastingsíticas (tons verdes escuros). Eles tendem a reunir-se em glomérulos juntamente com fenocristais de plagioclásio ripiformes e bastante fraturados, e feldspato alcalino tabular mesopertítico, com pertitas tipo *patch*. Ocasionalmente ocorrem também biotita subedral e piroxênio, este zonado com núcleo bege rosado (diopsídio) e borda verde (hedenbergita), ou ainda, como inclusões anedrais em anfibólios. Microfenocristais euedrais de magnetita aparecem associados às bordas dos anfibólios, em geral parcialmente inclusos nestes. A apatita aparece como inclusão euedral nos fenocristais de anfibólios.

Nas variedades afíricas e na matriz das porfiríticas, ocorre um anfibólio verde pardo (provavelmente hastingsita) representando o máfico predominante. Somando-se a ele aparece também quantidades menores de piroxênio verde (hedenbergita a egrina-augita), biotita marrom, magnetita e apatita acicular. Feldspato alcalino mesopertítico e plagioclásio são intersticiais na matriz ou ocorrem junto com uma massa félsica fina, bastante alterada e de difícil identificação mineralógica.

Diques de fonólito

Os fonólitos são leucocráticos, afíricos, porfiríticos ou glomeroporfiríticos de matriz traquítica fina a afanítica. Possuem coloração cinza-esverdeada, destacando-se as tonalidades da cor verde quando alteradas. Em alguns diques observa-se textura de fluxo, dado por um pronunciado alinhamento dos fenocristais e grãos da matriz.

Fenocristais de feldspato alcalino são mesopertíticos e euedrais tabulares a romboédricos. Em alguns casos os grãos são zonados, com oligoclásio em seus núcleos. Nefelina euedral aparece somente algumas amostras. Já o anfibólio acha-se restrito às variedades sem fenocristais de nefelina. São euedrais e zonados, exibindo núcleos de kaersutita (tons avermelhados em Y e Z) e bordas de pargasita (tons marrom escuro em Y e Z). A biotita anedral ocorre em agregados formando pseudomorfos hexagonais prismáticos, juntamente com apatita, zircão, analcima e cancrinita. Em alguns casos, os pseudomorfos possuem borda de egrina-augita, às vezes com relictos de um piroxênio róseo, de provavelmente diopsídio ou titanaugita. Apatita e magnetita ocorrem como inclusões euedrais a subedrais nos anfibólios.

Além disso, ocorrem também microfenocristais de cancrinita, biotita eudral, analcima e ocasional piroxênio.

As variedades afíricas e a matriz das porfíricas são microcristalinas e compõem-se de pequenos prismas de feldspato alcalino e grãos subedrais a intersticiais de nefelina, cancrinita, egrina-augita e biotita.

Evolução Magmática

As informações reunidas no presente trabalho permitem interpretar a suíte alcalina da Ilha Monte de Trigo como resultado de sucessivos pulsos magmáticos de natureza distinta, intrudindo o embasamento granítico/gnáissico da Faixa Ribeira. Seu condicionamento parece estar vinculado com os demais corpos alcalinos vizinhos e contemporâneos, ao longo de falhamentos regionais, sugerindo assim uma forte influência da tectônica regional.

A primeira fase desse magmatismo seria originada a partir de um magma basanítico em câmara magmática de volume grande o suficiente para permitir a formação de estratificações e cumulos (Figura 08A). A grande variação modal, expressa em toda litodiversidade melanocrática a ultramáfica, sugere que a cristalização fracionada atuou como o principal mecanismo de evolução magmática.

As relações texturais indicam uma seqüência de cristalização bem definida, iniciando-se com olivina e piroxênio, seguida da magnetita. Posteriormente cristaliza o plagioclásio, freqüentemente associado às porções marginais do piroxênio. Biotita e anfibólio intersticiais aparecem nos estágios finais da cristalização, talvez concomitantemente com os feldspatos, substituindo em parte o piroxênio e a magnetita. A nefelina representa a última fase magmática a se formar, que se traduz pelo seu desenvolvimento claramente intersticial e poiquilítico englobando inclusive os cristais eudrais de biotita.

Neste contexto, a história de cristalização observada sugere que os olivina gabros representam os primeiros cumulos. Os minerais máficos, mais densos que o magma, fracionaram-se na base da câmara, gerando *cumulatus* de olivina clinopiroxenito e clinopiroxenito, de modo similar ao descrito em Skaergaard (Wager & Brown, 1968; McBirney, 1996). Nestes *cumulatus*, a migração ou não do líquido *intercumulus* para bolsões ou venulações parece marcar a principal diferença entre as variedades adcumuláticas e ortocumuláticas. Tal diferença pode resultar tanto da geometria do corpo como também de pequenos movimentos tectônicos atuantes durante sua formação.

Os zoneamentos oscilatórios bem marcados nos piroxênios das ultramáficas ortocumuláticas e de algumas variedades melanocráticas sugerem repetidos aportes de magma na câmara. Estes aportes seriam compatíveis com a presença de possíveis estruturas vulcânicas na superfície.

A cristalização da kaersutita e nefelina parece marcar a transição da paragênese entre as rochas do corpo máfico/ultramáfico e dos seus diferenciados, que ocorrem na forma de diques de microteralito e microessexito, e provavelmente do nefelina monzossienito.

Com base somente nas evidências geológicas e petrográficas é difícil estabelecer se o nefelina monzossienito representa o diferenciado final da fase magmática máfica/ultramáfica. A principal

Figura 08 - Seções esquemáticas ilustrando a evolução geológica da associação de rochas alcalinas da Ilha Monte de Trigo. A profundidade das câmaras magmáticas não segue escala. (A) Magmatismo máfico e ultramáfico cumulático, com o nefelina monzossienito representando a fração mais evoluída. (B) Colocação do *pipe* de brecha magmática. (C) Intrusão do magma nefelina sienítico formando as diferentes fácies e diques sin-plutônicos. (D) Colocação dos diques de lamprófito a fonólito em regime rúptil. (E) Exposição atual da Suíte Alcalina da Ilha Monte de Trigo pelo recuo erosivo da Serra do Mar. Ilustrações baseadas principalmente em Best (1982), Hall (1996) e Drecker & Drecker (1997).

característica que permite estabelecer alguma correlação é o amplo zoneamento de seus minerais, onde os respectivos núcleos apresentam composições similares às dos grãos dos olivina (mela) gabro com nefelina e (mela) teralito, enquanto as bordas exibem composição mais evoluída que a dos minerais do *stock* nefelina sienítico. A distribuição de blocos de teralitos nas vizinhanças dos afloramentos dos nefelina monzossienitos corroboram com essa hipótese.

A cristalização do nefelina monzossienito tem início com apatita, piroxênio hedenbergítico e plagioclásio andesítico. Segue-se com magnetita e anfibólio pargasítico, este último substituindo em grande parte o piroxênio. A nefelina cristaliza-se logo depois, marcando uma alteração significativa na evolução do líquido magmático, que se traduz pela modificação da composição do anfibólio para termos mais hastingsíticos e do feldspato plagioclásio para um anortoclásio mesopertítico. A cristalização dos feldspatos seguem a *sequential two-feldspar paths* de Brown (1993). Biotita e piroxênio egirínico intersticiais formam-se no final.

A segunda fase magmática deu-se com a colocação da brecha (Figura 08B). Nela acham-se registrada toda a sequência de intrusão anteriormente estabelecida, conforme indicado pela abundância de fragmentos do embasamento gnáissico/migmatítico e de cumulos máfico/ultramáficos, e pela ausência de fragmentos de rochas sieníticas, não obstante a proximidade. Acredita-se que a brecha tenha se formado a partir de um magma de natureza máfica e rico em voláteis. Contudo, a grande quantidade de fragmentos de natureza diversa, com evidências de assimilação nas diferentes zonas, impossibilitam a identificação precisa deste magma.

A evolução petrológica da suíte alcalina da ilha prosseguiu com a intrusão do *stock* nefelina sienítico e de seus diferenciados colocados na forma de diques sin-plutônicos de nefelina microssienito miaskíticos e agpaíticos (Figura 08C).

A sequência de cristalização das rochas do *stock* e dos diques inicia-se pelos acessórios apatita, magnetita e titanita. Anfibólio, piroxênio e biotita aparecem desde os estágios iniciais da cristalização, com o último mineral restrito aos álcali feldspato sienitos com nefelina. Por sua vez, a ordem de cristalização entre o piroxênio e o anfibólio não é tão clara, provavelmente diferindo para cada fácies ou dique. O feldspato alcalino surge com os primeiros minerais máficos, e continua formando-se até quase o final da cristalização. A nefelina é a última fase a se cristalizar, tendo assim desenvolvimento intersticial. Em alguns diques ela é acompanhada de sodalita. Por fim aparecem as fases tardi ou pós-magmáticas, comum a todas as fácies. São representadas por analcima, albita e carbonato intersticiais.

A sequência de cristalização conjugada aos dados modais e o índice M' sugerem uma evolução a partir do álcali feldspato sienito com nefelina da borda do corpo, passando para o nefelina sienito II e deste para o nefelina sienitos I na porção central. Por último são colocados os diques de nefelina microssienitos. Esta evolução é compatível com o sistema residual quartzo-nefelina-kalsilita a 1 kbar (Hamilton & Mackenzie, 1965), que evolui de composições próximas à barreira termal para o eutético insaturado do sistema por cristalização fracionada.

A última fase magmática registrada na Ilha Monte de Trigo é representada pelos diques de monchiquitos, camptonitos, tefritos, tefritos fonolíticos, fonólitos tefríticos e fonólitos (Figura 08D). As relações geológicas e as informações petrográficas obtidas sugerem que esses diques representam diferentes graus de evolução na seqüência magmática, originando inicialmente os monchiquitos e camptonitos mais primitivos, diferenciando-se até termos mais evoluídos como os fonólitos. Tais diques alojaram-se em regime rúptil, traduzindo um ambiente tectônico de baixa temperatura e pequena profundidade.

O atual nível de exposição da associação alcalina da Ilha Monte de Trigo, segundo Almeida e Carneiro (1998), deve-se ao recuo erosivo da Serra do Mar, formada mais a leste na Falha de Santos (Figura 08E).

Capítulo 04

GEOCRONOLOGIA Ar/Ar DA SUÍTE ALCALINA DA ILHA MONTE DE TRIGO

Introdução

O trabalho pioneiro de determinação geocronológica nas rochas alcalinas brasileiras é de Amaral *et al.* (1967), sendo também um dos mais abrangentes. Nele são apresentadas 66 idades K/Ar de 21 centros alcalinos, determinadas em micas, feldspatos, rocha total e anfibólios. Estes autores mostraram que, salvo algumas exceções, as ocorrências alcalinas brasileiras compreendem dois grupos cronológicos, um do Cretáceo Inferior (122-133 Ma), contemporâneas ao vulcanismo basáltico da Bacia do Paraná, e outro do Cretáceo Superior ao Terciário Inferior (51-82 Ma).

No final dos anos 80, Sonoki & Garda (1988) fizeram uma compilação de 295 determinações geocronológicas, em sua maioria pelo método K/Ar, realizadas por diversos autores em 52 ocorrências alcalinas do Brasil e Paraguai, recalculando-as segundo as novas constantes de decaimento recomendadas por Steiger & Jäger (1977). Disso resultou um quadro geocronológico bastante ineficiente para explicar os fenômenos magmáticos mesozóicos, devido à grande dispersão das idades e à grande quantidade de determinações de qualidade duvidosa.

Posteriormente, Ulbrich *et al.* (1991) fizeram uma avaliação crítica dos dados K/Ar existentes até o início dos anos 90, com base no exame das condições analíticas das determinações, e no intervalo do magmatismo para cada ocorrência. Os autores chamaram a atenção para o período extremamente longo de colocação de vários maciços, como Jacupiranga (273 a 46 Ma) e Poços de Caldas (89 a 54 Ma), que seriam contraditórios em relação à história evolutiva de maciços vulcânicos recentes. De acordo com esses autores, o período de atividade magmática para os maciços alcalinos não deve ter ultrapassado 1 a 2 Ma. De forma similar Gibson *et al.* (1995), Thompson *et al.* (1998) e Thomaz Filho & Rodrigues (1999) também realizaram uma análise crítica dos dados compilados por Sonoki & Garda (1988) para melhor definir o período de atividade magmática de algumas das províncias alcalinas brasileiras.

Nos últimos 15 anos, os dados apresentados na literatura tiveram um controle maior quanto aos procedimentos das determinações radiométricas. Assim, um número significativo de idades K/Ar em biotitas não alteradas e Rb/Sr mostraram um quadro bem mais definido para o magmatismo alcalino da Plataforma Sul Americana. A recente implantação do laboratório de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ no IGC-USP vem contribuir para compor um quadro ainda mais preciso.

Neste capítulo serão apresentadas novas determinações geocronológicas por meio da razão $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotitas e anfibólios da Ilha Monte de Trigo. Para tanto foram selecionadas 6 amostras representativas

dos três principais eventos magmáticos registrados na ilha, indicando pelo corpo máfico/ultramáfico, *stock* sienítico e série de diques finais (lamprófito a fonólito). Além disso, são também apresentados o quadro geocronológico regional e uma breve discussão dos resultados.

Contexto regional

Para o complexos alcalinos/carbonatíticos localizados ao redor da Bacia do Paraná (Figura 03, Capítulo 03) são reconhecidos quatro períodos principais de atividade magmática (250-240, 130, 110 e 90-36 Ma).

A manifestação mais antiga corresponde à da Província do Alto Paraguai (Gomes *et al.*, 1996a), com idade Permo-Triássica (240 a 250 Ma).

Após um longo intervalo de tempo, o magmatismo alcalino/carbonatítico reaparece no Cretáceo Inferior (aproximadamente 130Ma), contemporâneo aos volumosos derrames toleíticos (Turner *et al.*, 1994; Stewart *et al.*, 1996a). Encontra-se representado no Brasil por complexos das Províncias Arco de Ponta Grossa, Santa Catarina e Ipanema (Morbideilli *et al.*, 1995; Gomes *et al.*, 1996b; Ruberti *et al.*, 2006), no Paraguai pelas Províncias de Amambay, Alto Apa e Central (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1999), no Uruguai pelo maciço de Valle Chico (Muzio, 2000), na Namíbia pelas ocorrências de Damaraland (Milner *et al.*, 1995) e na Angola pelos complexos do Arco de Moçamedes (Alberti *et al.*, 1999).

Posteriormente, ainda no Cretáceo Inferior (100 - 110 Ma) instalam-se parte das ocorrências do Arco de Ponta Grossa, como Banhadão e Itapirapuã (Ruberti *et al.*, 2006), além da ocorrência de San Juan Bautista ao sul da Província Central, em território paraguaio (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1999).

O último período desta atividade é representado pelas ocorrências do Cretáceo Superior até o Terciário (90 a 36 Ma), incluindo as das províncias Alto Paranaíba, Rio Verde-Iporá, Poxoréu, Serra do Mar, Poços de Caldas e Piratini, além de Lages em Santa Catarina e das províncias Central, no Paraguai e Candelária, na Bolívia (Ulbrich *et al.*, 1991, 2002; Morbidelli *et al.*, 1995; Gibson *et al.*, 1995, 1997; Gomes *et al.*, 1996b; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1999).

Província Alcalina Serra do Mar

O magmatismo da Província Alcalina Serra do Mar possui idades entre 90 e 50 Ma (Ulbrich *et al.*, 1991; Morbidelli *et al.*, 1995; Thompson *et al.*, 1998). Entretanto, pode-se distinguir dois grupos de idades distintas, um mais antigo representado pelas ilhas do litoral norte paulista e outro mais jovem, pelas intrusões distribuídas no lineamento de Itatiaia até Cabo Frio.

Para as ocorrências dispostas ao longo do litoral norte paulista, onde se insere a Ilha Monte de Trigo, as idades disponíveis apontam para valores entre 80 e 90 Ma, com a maioria delas entre 81 e 86 Ma. Na Ilha dos Búzios, Alves & Gomes (2001) sugerem uma idade média (K/Ar e Rb/Sr) de $81,4 \pm 2,6$ Ma para o *stock* sienítico e de $79,0 \pm 2,4$ Ma para os diques que o cortam. Na Ilha de Vitória, Motoki (1986) apresenta idades K/Ar (biotitas e anfibólios) variando entre 81 ± 4 e 89 ± 3 Ma. Para a Ilha de São

Sebastião, Montes Lauer *et al.* (1995) e Bellieni *et al.* (1990) reportam uma idade média de 84 ± 3 Ma para os *stocks* sieníticos e entre 78 ± 8 e 83 ± 6 Ma para os diques alcalinos presentes.

Já as ocorrências do lineamento de Cabo Frio apresentam idades entre 80 e 55 Ma (Sonoki & Garda, 1988; Thompson *et al.*, 1998; Deckart *et al.*, 1998; Guedes *et al.*, 2005). Segundo alguns autores, esta variação das idades deve-se à migração do magmatismo para leste ao longo do lineamento (*e.g.* Sadowski & Dias Neto, 1981; Thompson *et al.*, 1998; Thomaz Filho & Rodrigues, 1999). A avaliação crítica das idades K/Ar mais antigas (*e.g.* Thompson *et al.*, 1998; Thomaz Filho & Rodrigues, 1999) e das Ar/Ar recentes (Deckart *et al.*, 1998; Guedes *et al.*, 2005) parece definir alguns cronogrupos distintos: ~ 80 Ma, 72-69 Ma, 66-62 Ma e 55-40 Ma. Entretanto, um maior número de determinações Ar/Ar são necessários para definir de forma adequada estes intervalos.

Idade do magmatismo da Ilha Monte de Trigo

As idades K-Ar determinadas anteriormente indicavam uma idade variando entre 81 e 86 Ma (Amaral *et al.*, 1967; C. B. Gomes, inédito; recalculados por Sonoki & Garda, 1988).

As novas idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidas para a Ilha Monte de Trigo encontram-se reunidas na Tabela 04 e Figura 09.

Tabela 04 - Datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para as rochas da Ilha Monte de Trigo.

Amostra	Litologia	Mineral	Idade platô	Idade integrada	Figura
MTR42a	olivina gabro com nefelina	biotita	$86,5 \pm 0,5$	$86,7 \pm 0,4$	9A
MTR70b	teralito	biotita	$86,5 \pm 0,4$	$86,7 \pm 0,2$	9B
MTR80b	nefelina sienito	biotita	$86,6 \pm 0,5$	$86,9 \pm 0,4$	9C
MTR26c	álcali feldspato sienito com nefelina	biotita	$86,1 \pm 0,4$	$86,3 \pm 0,4$	9D
MTR26c duplicata	álcali feldspato sienito com nefelina	biotita	$86,7 \pm 0,4$	$86,6 \pm 0,3$	9D
MTR53d	biotita lamprófiro	biotita	$87,2 \pm 0,5$	$86,9 \pm 0,4$	9E
MTR16b	fonólito peralcalino	anfíbólio	$84,4 \pm 1,0$	86 ± 1	9F

No geral, as etapas de extração de argônio constituíram excelentes platôs. Este fato demonstra a ausência de perturbação nas amostras, indicando assim a idade de cristalização da rocha. Destaca-se também a semelhança entre as idades platôs e as idades integradas, principalmente para as biotitas dos corpos plutônicos. No anfíbólio analisado do fonólito peralcalino (MTR16b), os altos erros obtidos nas etapas de mais baixa temperatura e que apresentam menor Ca/K podem ser resultantes do zoneamento químico ou de pequenas (micro) inclusões.

As biotitas do olivina gabro com nefelina (MTR42a) e do teralito (MTR70b), que representam o primeiro evento magmático da ilha (Capítulo 03), apresentam idades platôs de $86,5 \pm 0,5$ e $86,5 \pm 0,4$ Ma e idades integradas de $86,7 \pm 0,4$ e $86,7 \pm 0,2$ Ma, respectivamente. De forma similar, as biotitas do *stock* sienítico (MTR80b e MTR26c, esta em duplicata) apresentam idades platôs entre $86,1 \pm 0,4$ e $86,7 \pm 0,4$ Ma e idades integradas entre $86,3 \pm 0,4$ e $86,9 \pm 0,4$ Ma, respectivamente.

Figura 09 - Diagramas de extração de argônio por aquecimento em etapas de biotitas e anfibólio de amostras representativas da Ilha Monte de Trigo. As idades platôs e integradas determinadas para cada grão também estão ilustradas.

Na biotita do biotita lamprófiro (MTR53d) que corta as rochas nefelina sieníticas, a idade platô apresenta-se pouca coisa mais antiga ($87,2 \pm 0,5\text{Ma}$) que sua encaixante, mas a idade integrada ($86,9 \pm 0,4\text{Ma}$) está muito próxima. Já, no dique de fonólito peralcalino (MTR16b), que representa o último evento magmático da ilha (Capítulo 03), o anfibólio apresenta idade platô um pouco mais nova ($84,4 \pm 1,0\text{Ma}$), com idade integrada ($86 \pm 1\text{Ma}$) novamente semelhante à das rochas plutônicas.

Discussão

Os resultados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidos para o magmatismo da Ilha Monte de Trigo apontam para uma idade de aproximadamente 86,5Ma, com duração aparentemente inferior ao erro das análises, *i.e.* 0,5Ma.

Esta idade é comparável às determinadas para as ocorrências mais próximas, *i.e.* ilhas de São Sebastião, Vitória e dos Búzios (Motoki, 1986; Bellieni *et al.*, 1990; Montes Lauer *et al.*, 1995; Alves & Gomes, 2001), e para a intrusão de Cananéia (Amaral *et al.*, 1967; recalculado por Sonoki & Garda, 1988), esta junto ao Arco de Ponta Grossa. Por outro lado, a idade da Ilha Monte de Trigo é claramente superior às das ocorrências do lineamento de Cabo Frio, mesmo incluindo o maciço de Poços de Caldas.

Por fim, a idade obtida e o erro associado para o magmatismo da Ilha Monte de Trigo parece ser incompatível com o modelo proposto por Thompson *et al.* (1998) de geração do magmatismo alcalino pela passagem da Pluma de Trindade entre 80 e 50Ma.

Capítulo 05

EVOLUÇÃO MAGMÁTICA DO CORPO MÁFICO/ULTRAMÁFICO ALCALINO DA ILHA MONTE DE TRIGO

Introdução

O magmatismo de caráter máfico e ultramáfico alcalino está presente em praticamente todas as províncias localizadas ao redor da Bacia do Paraná (Ulbrich & Gomes, 1981; Almeida, 1983; Morbidelli *et al.*, 1995; Comin-Chiaramonti & Gomes, 2006). Eles ocorrem principalmente na forma de diques, *pipes*, derrames ou corpos intrusivos cumuláticos, às vezes associados a carbonatitos e/ou sienitos. Incluem uma grande variedade litológica, com tipos magmáticos representados por basalto alcalino, basanita e nefelinito, e incluem também tipos mais raros de natureza lamprofírica, kimberlíticas ou kamafugíticas.

Nas províncias alcalinas do Arco de Ponta Grossa e Alto Paranaíba, situadas respectivamente a NW e SW da Província Serra do Mar, o magmatismo máfico/ultramáfico é frequentemente acompanhado de ocorrências carbonatíticas, sendo que na última, em particular, inclui também litotipos de afinidades kimberlíticas e kamafugíticas (Gomes *et al.*, 1990; Araújo *et al.*, 2001; Ruberti *et al.*, 2006; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2006). Em Poços de Caldas, o magmatismo máfico/ultramáfico é representado por associações vulcanoclásticas (derrames, brechas e aglomerados) de natureza ankaratrítica, além de diques lamprofíricos (Ulbrich & Ulbrich, 2000; Alves & Schorscher, 2002; Alves, 2003).

Na Província Alcalina da Serra do Mar, onde predominam as litologias félsicas. O magmatismo máfico/ultramáfico está presente na forma de diques de natureza lamprofírica e de pequenos corpos intrusivos cumuláticos. Destacam-se ocorrências de gabros em várias localidades: ao norte da Ilha de São Sebastião (Canas, Pacuíba e Armação) junto ao *stock* sienítico da Serraria (Bellieni *et al.*, 1990; Lima & Schorscher, 1999; Lima, 2001) e ao sul do *stock* de São Sebastião (Augusto, 2003); na Ilha Monte de Trigo (Coutinho & Melcher, 1973; Capítulo 03); e em Ponte Nova (Azzone *et al.*, 2004), onde as litologias máficas e ultramáficas não estão associadas a litologias félsicas. Registram-se também alguns blocos de teralito na Ilha das Couves (Coutinho & Ens, 1992).

Em alguns casos, encontram-se associados às rochas máficas-ultramáficas alguns tipos mesocráticos (e.g. Armação, Ponte Nova e Ilha Monte de Trigo). Contudo, as relações com as rochas félsicas predominantes nesta província não são claras.

Neste capítulo, pretende-se abordar a temática da evolução magmática do corpo máfico/ultramáfico alcalino da Ilha Monte de Trigo (Coutinho & Melcher, 1973; Enrich, 2000; Capítulo 03). Inserem-se na temática deste capítulo a geração das litologias ultramáficas (clinopiroxenitos e olivina clinopiroxenitos), as variedades máficas com diferentes graus de insaturação em sílica (e.g. olivina gabros e teralitos) e o nefelina monzossienito.

Metodologia

(vide capítulo 02)

Geologia e petrografia

(vide capítulo 03)

Química mineral

Os dados de química mineral dos olivina (mela) gabros, olivina (mela) gabros com nefelina, (mela) teralitos, nefelina monzossienitos, olivina clinopiroxenitos e clinopiroxenitos foram obtidos no mestrado e encontram-se reunidos no volume da dissertação (Enrich, 2000) em tabelas indicadas pela sigla DS. Os dados dos diques de microteralito estão reunidos nas Tabelas de 20 a 26 (Anexo I).

Olivina

A olivina das rochas máficas/ultramáficas estudadas possui zoneamento normal, com variações entre crisolita ($\text{Fo}_{83}\text{Fa}_{17}$) e hialosiderita ($\text{Fo}_{58}\text{Fa}_{42}$) (Figura 10; Tabelas 20 no Anexo I e 04DS). Mn ocupa menos de 0,030 a.f.u., enquanto Ca e Ni ocupam menos de 0,015 a.f.u.

Estas variações praticamente coincidem com o intervalo de composição mais comum para as olivinas de rochas gabróides, conforme definido por Deer *et al.* (1992). Por outro lado, o conteúdo de Fo é inferior ao observado nas olivinas dos diques de lamprófito presentes na ilha (Capítulo 08).

Os teores do componente Fo das olivinas analisadas sugerem que as rochas de caráter plutônico mais primitivas são representadas pelos olivina clinopiroxenitos e olivina (mela) gabros, seguindo-se pelos olivina gabros com nefelina até os clinopiroxenitos (MTR04i e MTR04b) e olivina (mela) gabro com nefelina apresentando estratificações (MTR19a e MTR01g) mais evoluídos. No caso da amostra MTR04d, um único grão foi responsável pelo intervalo composicional entre $\text{Fo}_{87}\text{Fa}_{17}$ a $\text{Fo}_{64}\text{Fa}_{36}$, podendo inclusive representar um xenocrystal. No teralito, a olivina é fortemente zonada, com bordas empobrecidas em Mg evidenciando um caráter mais evoluído dessa rocha.

Piroxênio

Os piroxênios estudados no corpo máfico/ultramáfico e nos diques de microteralitos são todos cálcicos e apresentam composição do diopsídio (Figura 11; Tabelas 21 no Anexo I e 05DS). Os núcleos dos grãos nos olivina gabro, olivina gabro com nefelina e teralito tem composição variável principalmente entre diopsídio com Cr, diopsídio com Cr e Fe^{3+} e diopsídio subsilícico com Fe^{3+} . Nas porções intermediárias entre o núcleo e a borda desde mesmos grãos, bem como naqueles dos olivina clinopiroxenito e do clinopiroxenito predomina a composição de diopsídio subsilícico com Fe^{3+} . Já nas bordas dos piroxênios do corpo máfico/ultramáfico e nos de diques de microteralito predominam as composições de diopsídio com Fe^{3+} .

Figura 10 - Diagrama mostrando a variação da molécula fosterítica (Fo) em olivinas do corpo máfico/ultramáfico alcalino da Ilha Monte de Trigo.

Figura 11 - Diagramas de classificação de piroxênios segundo Morimoto (1990) para os piroxênios do corpo máfico/ultramáfico alcalino, nefelina monzossienito e diques associados da Ilha Monte de Trigo.

Figura 12 - Diagramas Mg_{M1} vs $Fe^{3+}_{M1} + Ti_{M1} + Al_{M1}$ (a.f.u.) em (A) e $Fe^{2+}_{(M1+M2)}$ vs Si_T (a.f.u.) em (B) ilustrando a ocupação catiônica do sítio M1 e a evolução da composição dos piroxênios em relação às moléculas de diopsídio, hedenbergita e do tipo tschermakítica, no corpo máfico/ultramáfico alcalino, nefelina monzossienito e diques associados da Ilha Monte de Trigo. Nas inserções tem-se as representações das linhas evolutivas para as rochas menos insaturadas (linha pontilhada), mais insaturadas (linha tracejada) e para o nefelina monzossienito (linha cheia).

Por outro lado, os piroxênios dos nefelina monzossienitos variam entre cálcicos e sódico-cálcicos (Tabela 06DS). Os núcleos dos grãos têm composição predominante de diopsídio com Fe^{3+} , similar à da borda dos grãos no corpo máfico/ultramáfico e dos piroxênios nos diques de microteralito. A borda dos grãos possui composição de egirina-augita ou egirina-augita com Zr.

As principais variações dos diopsídios (Figura 12) ocorrem através das substituições de Si_T e Mg_{M1} por Al_T (até 0,454 a.f.u.), Ti_{M1} (até 0,120 a.f.u.), Al_{M1} (até 0,108 a.f.u.) e Fe^{3+}_{M1} (até 0,258 a.f.u.), e numa proporção muito inferior por Cr_{M1} (até 0,037 a.f.u.) segundo as substituições acopladas tipos (3) e (4) de Morimoto (1990). Estas substituições, que caracterizam moléculas tipo tschermakíticas, são maiores nos piroxênios das rochas ultramáficas e dos teralitos. Destacam-se os teores de Al_T , Fe^{3+}_{M1} e Ti_{M1} por estarem próximos aos limites máximos encontrados em piroxênios cálcicos (Morimoto, 1990). Além disso, na borda dos grãos, nos grãos dos diques e nos núcleos de grãos do nefelina monzossienito ocorre a substituição entre $\text{Mg}_{(M1, M2)} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+}_{(M1, M2)}$ (até 0,324 a.f.u.) e $\text{Mn}_{(M1, M2)}$ (até 0,015 a.f.u.).

As substituições acopladas do tipo tschermakíticas identificadas são típicas de rochas alcalinas básicas, sendo favorecidas pelo aumento da $\alpha\text{Al}_2\text{O}_3$ e o decréscimo da αSiO_2 (Deer *et al.*, 1978). A proporção de Fe^{3+} deve ser controlada sobretudo pela $f\text{O}_2$, conforme mostram os resultados experimentais de Dolfi (1996). Já as proporções de Ti_{M1} e Al_{total} são interpretadas como sendo um reflexo das condições de pressão de cristalização intermediárias, ou seja, de profundidade média a rasa, ou ainda do grau de alcalinidade do magma (Dobosi, 1987; Dorais, 1990; Thy, 1991; Stewart *et al.*, 1996b; Civetta *et al.*, 1998).

Nos perfis composicionais (Figura 13) observa-se para as rochas máficas (MTR20i, MTR02b, MTR04d e MTR70b) uma grande oscilação para componentes envolvidos nas substituições tschermakíticas (Si_T , Mg_{M1} , Al_T , Fe^{3+}_{M1} , Ti_{M1} e Al_{M1}). Observa-se que a maior quantidade de moléculas tschermakíticas reside nas porções entre o núcleo e a borda dos cristais das variedades petrográficas mais insaturadas, os teralitos. Por sua vez, a maior quantidade de molécula de diopsídio reside no núcleo dos piroxênios das rochas menos insaturadas, os olivina melagabros. O caráter primitivo do olivina melagabro acha-se expresso na química dos piroxênios não apenas pelas maiores quantidades de Si_T e Mg_{M1} , mas também pelas concentrações de Mg_{M2} e Cr_{M1} nos núcleos dos cristais. A proporção de $\text{Fe}^{2+}_{(M1+M2)}$ no olivina melagabro aumenta no sentido das bordas dos grãos, embora apresente um teor baixo quando comparado ao das demais amostras. No olivina gabro com nefelina e no teralito os piroxênios apresentam os maiores teores de Fe^{2+} , com um aumento significativo nas bordas dos grãos.

Na rocha ultramáfica (MTR05c), o zoneamento oscilatório dos piroxênios apresenta variações catiônicas em menor grau do que as encontradas nas demais variedades. Os estudos analíticos de detalhe realizados entre duas faixas de zoneamento selecionadas na óptica demonstraram oscilações composicionais seguindo um mesmo padrão de substituição. Sua composição é comparável às zonas mais ricas em moléculas tschermakíticas dos piroxênios das rochas máficas.

Figura 13 - Variações químicas (a.f.u.) em cristais zonados de piroxênios de rochas do corpo máfico/ultramáfico alcalino da Ilha Monte de Trigo. Leituras efetuadas em intervalos diversos (8 a 125 μm) ao longo de perfis transversais, entre o núcleo (N) e borda (B) dos grãos. O último perfil refere-se ao detalhamento entre duas faixas do zoneamento oscilatório do perfil anterior, com feixe de 1 μm. Notar a mudança da escala no eixo das ordenadas indicada por ≈.

Cabe ressaltar que na grande parte dos piroxênios do olivina gabro, mesmo as baixas quantidades dos componentes tschermakíticos encontram-se fortemente exsolvidos na forma de óxidos (Capítulo 03). Isto pode significar que os piroxênios cristalizaram-se em um ambiente mais insaturado, fracionando antes do início da cristalização da nefelina. A provável mudança nas condições do ambiente para menos insaturado, teria desestabilizado as moléculas tschermakíticas de sua estrutura, exsolvendo lamelas de provável composição da ilmenita ou do grupo espinélio.

O sítio M2 é predominantemente ocupado pelo cálcio, à exceção dos piroxênios do nefelina monzossienito. O núcleo dos grãos é relativamente mais rico em Fe^{2+} , Mg e Mn (Σ de até 0,144 a.f.u.) enquanto as bordas em Na (até 0,110 a.f.u.). As concentrações baixas de Na no piroxênio, a exemplo de outras ocorrências (Morbidelli *et al.*, 2000), foram interpretadas como sendo devido ao baixo grau de evolução da rocha.

Nas bordas dos grãos no nefelina monzossienito, o Na_{M2} está presente em maiores quantidades (até 0,324 a.f.u.). Este aumento é acompanhado por Fe^{3+} , caracterizando a substituição tipo (2) de Morimoto (1990). Os maiores teores de Zr_{M1} (até 0,039) ocorre nas bordas dos grãos do nefelina monzossienito.

Anfibólio

O anfibólio dominantemente é a kaersutita com K, que ocorre em quase todos os tipos litológicos (Figura 14; Tabelas 22 no Anexo I, 08DS e 09DS). Apresenta variações para kaersutita com K e F e ferro-kaersutita com K nas bordas dos grãos do teralito mais diferenciado e no dique de microteralito, com ferropargasita com K, hastingsita com K e Ti ou hastingsita com K nos grãos do nefelina monzossienito.

À exceção dos anfibólios no nefelina monzossienito, eles são quimicamente homogêneos, apresentando pouca variação composicional.

O sítio T é ocupado por Si e Al numa proporção aproximada de 6:2, com alguns anfibólios do microteralito apresentando uma leve deficiência em sílica (mínimo de 5,741 a.f.u.).

O sítio C é preenchido majoritariamente por Mg e Fe^{2+} , ocupando aproximadamente 4 sítios por fórmula unitária. Os núcleos são mais enriquecidos em Mg do que as respectivas bordas. Nos olivina melagabro e olivina melagabro com nefelina, os núcleos têm composições mais magnesianas, tornando-se progressivamente enriquecidos em Fe^{2+} nas ultramáficas, no teralito mais diferenciado (MTR70b), nos diques de microteralito e nas bordas dos grãos do nefelina monzossienito.

Os cátions Al_{C} e Ti_{C} somam aproximadamente 1 a.f.u., com Ti_{C} (até 0,812 a.f.u.) sempre mais abundante que Al_{C} (até 0,456 a.f.u.). Nos olivina melagabro com nefelina, olivina melagabro, teralito, nefelina monzossienito e dique de microteralito, os núcleos dos cristais são relativamente mais enriquecidos de Ti_{C} do que suas bordas. A quantidade de Fe^{3+} (segundo cálculo de Schumaker, 1997) é muito baixa para a maioria das amostras ($<0,1$ a.f.u.), aumentando significativamente nas bordas dos grãos do nefelina monzossienito (até 0,597 a.f.u.).

O sítio B é praticamente ocupado pelo Ca, com pequenas quantidades de Na (até 0,168 a.f.u.). No nefelina monzossienito, o aumento do Fe^{3+} na borda é acompanhada pelo Na (até 0,308 a.f.u.).

Figura 14 - Diagrama classificatório de Leake (1997) para anfibólios cálcicos do corpo máfico/ultramáfico alcalino, nefelina monzossienito e diques associados da Ilha Monte de Trigo. (A) $Ca_B \geq 1,50$, $(Na + K)_B \geq 0,50$ e $Ti \geq 0,50$ (a.f.u.); (B) $Ca_B \geq 1,50$, $(Na + K)_B \geq 0,50$, $Ti < 0,50$ e $Al_C \geq Fe^{3+}_C$; (C) $Ca_B \geq 1,50$, $(Na + K)_B \geq 0,50$, $Ti < 0,50$ e $Al_C < Fe^{3+}_C$.

O sítio A está quase inteiramente preenchido por Na e K.

Os coeficientes de correlação entre os cátions mostram uma evidente correlação positiva entre Si_T , Fe^{2+}_C e Na_B e entre Al_T , Ti_C , Mg_C e Ca_B ; com os dois grupos apresentando correlações negativas entre si.

Biotita

A composição de todas as biotitas analisadas corresponde à mica trioctaédrica pertencente à série das biotitas (Rieder, 1999), com somatória de cátions octaédricos (M) de 2,5 por fórmula unitária (Tabelas 23 no Anexo I, 11DS e 12DS). A Figura 15 apresenta o diagrama de classificação segundo os membros finais Siderophyllita - Annita - Flogopita - Eastonita.

Na fórmula estrutural observa-se que todo o Si e grande parte do Al disponível completam o sítio tetraédrico. As maiores quantidades de Fe^{3+}_T (até 0,232 a.f.u.) ocorre nas biotitas do nefelina monzossienito.

Nos sítios octaédricos ocorrem as maiores variações catiônicas. Destacam-se as substituições de Mg por Fe^{2+} , com os termos mais ricos em Mg residindo nas rochas menos insaturadas (olivina melagabros), tornando-se gradativamente enriquecidos em Fe^{2+} nas variedades mais insaturadas (teralitos), nos diques de microteralito e nos nefelina monzossienitos (Figura 15).

Quantidades significativas de Ti (até 0,542 a.f.u.) e $\square^{VI}$ (até 0,315 por fórmula unitária), além de Al^{VI} (até 0,174 a.f.u.) e Mn (até 0,017 a.f.u.), também são constatadas nestes sítios. Nos nefelina monzossienitos os sítios octaédricos destacam-se por apresentar as maiores quantidades de Mn (até 0,111 a.f.u.).

A entrada de Ti neste sítio implica um mecanismo de substituição acoplada para balancear as diferenças de cargas. Esse mecanismo envolve três tipos de substituições (Dymek, 1983):

(1) tipo tchermak	$\text{Ti}^{VI} + 2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})^{IV} = (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})^{VI} + 2\text{Si}^{IV}$
(2) tipo sítio octaédrico vago	$\text{Ti}^{VI} + \square^{VI} = 2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})^{VI}$
(3) tipo desidratação	$(\text{R}^{2+})^{VI} + 2(\text{OH})^- = (\text{Ti}^{4+})^{VI} + 2\text{O}^{2-}$

A Figura 16 ilustra as relações catiônicas entre Ti vs $\square^{VI}$ e Ti vs $(\text{Al} + \text{Fe}^{3+})^{IV}$ no sítio octaédrico para as biotitas estudadas. Observa-se nela uma clara relação com os dois primeiros tipos de substituições nas biotitas e flogopitas analisadas. Ti e vacâncias estruturais estão presentes numa proporção de 2:1, à exceção de biotitas das ultramáficas e do nefelina monzossienito, com uma proporção menor de vacâncias em relação ao Ti. Já Ti e $(\text{Al} + \text{Fe}^{3+})^{IV}$ estão presentes em proporções de aproximadamente 1:1, com o $(\text{Al} + \text{Fe}^{3+})^{IV}$ ocupando 1,0 a.f.u. à mais, além daquele proporcional ao Ti. Cada uma das relações observadas na Figura 16 corresponde à metade das proporções consideradas em cada uma das equações, sugerindo que o mecanismo atuante representa a soma das equações (1) e (2).

O terceiro tipo de substituição, alocando o titânio no sítio octaédrico, poderia estar presente. Contudo, seria camuflado de imediato pelas opções adotadas para o cálculo da fórmula estrutural, tendo em vista que a quantidade de OH é desconhecida.

Figura 15 - Diagrama de classificação de biotitas segundo os componentes Eastonita - Siderophillita - Flogopita - Annita (Deer *et al.*, 1992) para o corpo máfico/ultramáfico alcalino, nefelina monzossienito e diques associados da Ilha Monte de Trigo.

Figura 16 - Diagramas $\square^{\text{VI}}$ e $(\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Fe}^{3+\text{IV}})$ vs Ti (a.f.u.) mostrando as substituições acopladas envolvendo a entrada de Ti no sítio octaédrico para as biotitas do corpo máfico/ultramáfico alcalino, nefelina monzossienito e diques associados da Ilha Monte de Trigo.

Nos sítios intercamadas das biotitas, os cátions Ba (até 0,158 a.f.u.) e Na (até 0,154 a.f.u.) substituem o K em pequenas quantidades. Em praticamente todas as rochas, os núcleos dos cristais são mais ricos em Na do que Ba, à exceção de um teralito (MTR04d) exibindo pronunciada alteração pós-magmática, com o último mais alto.

Espinélio

Os resultados químicos (Tabelas 24 no Anexo I, 14DS e 15DS) revelam que a fase hospedeira (titanomagnetita) das variedades máficas, ultramáficas e do dique de microteralito apresenta uma variação composicional ampla, que se estende de $Mt_{48}Ulv_{52}$ a $Mt_{95}Ulv_{05}$ (Figura 17). Possui teores relativamente altos de Al (até 0,235 a.f.u.) e Mg (até 0,146 a.f.u.) que compõe o componente espinélio, além de quantidades menores de Mn (até 0,024 a.f.u.). Por outro lado, a titanomagnetita do nefelina monzossienito exibe uma composição restrita ao intervalo entre $Mt_{96}Ulv_{04}$ e $Mt_{95}Ulv_{05}$. Nela foram observadas quantidades pequenas de Al (até 0,046 a.f.u.) e Ti (0,048 a.f.u.).

As lamelas de “oxi-exsolução” de ilmenitas apresentam variações composicionais mais restritas do que o hospedeiro, situando-se no intervalo entre $Hem_{10}Ilm_{90}$ e $Hem_{02}Ilm_{98}$ (Figura 17). Sua composição química é marcada pela presença de Mg (até 0,368 a.f.u.), mais abundante no olivina gabro. As quantidades de Mn (em a.f.u.) variam progressivamente de 0,030 a 0,039 no olivina (mela) gabro, 0,041 a 0,059 no olivina (mela) gabro com nefelina, 0,064 a 0,082 no teralito, 0,043 a 0,081 nos clinopiroxenitos e olivina clinopiroxenitos, 0,061 a 0,116 nos diques de microteralito e de 0,197 a 0,306 no nefelina monzossienito.

As lamelas de pleonastos possuem composições variando no intervalo de $Sp_{60}Her_{40}$ a $Sp_{18}Her_{82}$. Em comparação com a fase hospedeira, caracterizam-se pelas concentrações relativamente mais baixas de Ti (até 0,517 a.f.u.) e Fe^{3+} (até 0,684 a.f.u.) e mais alta de Zn (até 0,041 a.f.u.).

Feldspato

Os plagioclásios do corpo máfico/ultramáfico têm uma variação composicional correspondendo à quase todo o espectro da série, com a maioria deles compreendidos nos limites entre bytownita a andesina (Figura 18; Tabela 25 no Anexo I, 17DS e 18DS). Plagioclásios de composição entre albita e oligoclásio são raros.

No olivina gabro com nefelina, os plagioclásios apresentam a maior variação, com a maioria deles, principalmente de fenocristais, apresentando composições compreendidas no intervalo de $An_{81,5}Ab_{18,2}Or_{0,2}$ a $An_{69,5}Ab_{29,8}Or_{0,7}$ nos núcleos e de $An_{65,2}Ab_{33,3}Or_{1,5}$ a $An_{36,1}Ab_{62,0}Or_{1,9}$ nas bordas. Nas amostras menos insaturadas (olivina gabro), o plagioclásio tem composição variando entre $An_{77,3}Ab_{22,2}Or_{0,5}$ a $An_{46,1}Ab_{53,3}Or_{0,5}$ enquanto nas mais insaturadas (teralito), entre $An_{81,1}Ab_{18,2}Or_{0,7}$ e $An_{47,3}Ab_{46}Or_{6,8}$. Composições de oligoclásio a albita ($An_{29,5}Ab_{67,8}Or_{2,7}$ a $An_{5,7}Ab_{93,7}Or_{0,6}$) foram identificadas apenas nas bordas dos grãos das amostras MTR24a e MTR70b, com alguns pontos evidenciando exsolução, conforme traduzido pela ampla variação do conteúdo de Or.

Figura 17 - Diagrama ternário FeO - Fe₂O₃ - TiO₂ (proporção molecular) para as fases titanomagnetita e ilmenita de opacos do corpo máfico/ultramáfico alcalino, nefelina monzossienito e diques associados da Ilha Monte de Trigo.

Figura 18 - Composição dos feldspatos classificados segundo os componentes moleculares Ab - Or - An para **(A)** as rochas do corpo máfico/ultramáfico alcalino, e diques de microteralito e **(B)** o nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo. A linha evolutiva de fracionamento ígneo (linha azul) dos feldspatos do nefelina monzossienito seguindo uma cristalização em "sequential two feldspar paths" de Brown (1993, Fig. 14) também está indicada.

Estes plagioclásios possuem uma pequena contribuição de K (até 0,266 a.f.u.), Fe^{3+} (até 0,113 a.f.u.) e Sr (até 0,185 a.f.u.), além de traços de Ba (até 0,033 a.f.u.) e Mg (até 0,034 a.f.u.). Destes, K tem um comportamento bem definido, enriquecendo-se nas porções mais albiticas. O Sr possui um comportamento curioso nas distintas litologias, substituindo diferenciadamente o Ca do plagioclásio sobretudo de rochas ultramáficas onde o seu enriquecimento é mais pronunciado. O Ba concentra-se relativamente nos plagioclásios das rochas ultramáficas, acompanhando em linhas gerais o comportamento do K.

Os feldspatos alcalinos, que ocorrem junto às venulações e aos bolsões cortando essas rochas, apresentam composições variáveis de acordo com a rocha (Figura 18). No olivina gabro com nefelina (MTR02b), o feldspato foi identificado numa fratura cortando os minerais com espessura inferior a 1 mm; apresenta composição variável de $\text{An}_{10,1}\text{Ab}_{85,9}\text{Or}_{4,0}$ a $\text{An}_{1,5}\text{Ab}_{45,1}\text{Or}_{53,5}$. No teralito (MTR04d), o feldspato alcalino associa-se à mesóstasis intersticial (Capítulo 03), com uma composição que se restringe ao redor de Or_{95} . Na rocha ultramáfica (MTR04i), ele ocorre junto a um bolsão de minerais félsicos, com variações entre $\text{An}_{2,3}\text{Ab}_{22,3}\text{Or}_{75,4}$ e $\text{An}_{0,7}\text{Ab}_{16,6}\text{Or}_{82,6}$.

Nos diques de microteralito, os plagioclásios possuem composições variando de labradorita ($\text{Ab}_{39,7}\text{An}_{53,7}\text{Or}_{6,5}$) no núcleo dos grãos até andesina ($\text{Ab}_{60,4}\text{An}_{35,4}\text{Or}_{4,2}$) em suas bordas (Figura 18). O feldspato alcalino é potássico, com composição variando desde $\text{Ab}_{39,0}\text{An}_{2,7}\text{Or}_{58,3}$ a $\text{Ab}_{16,1}\text{An}_{2,9}\text{Or}_{81,1}$ (Figura 18). Também foram registrados quantidades menores de Ba (até 0,277 a.f.u.) e Sr (até 0,148 a.f.u.), além de traço de Fe^{3+} (até 0,076 a.f.u.).

No nefelina monzossienito, os plagioclásios possuem composições variando entre andesina ($\text{An}_{41,1}\text{Ab}_{58,1}\text{Or}_{0,8}$) no núcleo e oligoclásio ($\text{An}_{21,3}\text{Ab}_{77,5}\text{Or}_{1,2}$) nas bordas (Figura 18). Os feldspatos alcalinos envolventes são provavelmente sanidinas, apresentando uma composição ígnea entre $\text{An}_{1,4}\text{Ab}_{43,8}\text{Or}_{54,8}$ e $\text{An}_{1,2}\text{Ab}_{56,7}\text{Or}_{42,1}$. As demais composições obtidas foram interpretadas como o resultado de quantidades variadas de exsoluções.

Destacam-se nos feldspatos em geral concentrações menores de Fe^{3+} (até 0,041 a.f.u.), Sr (até 0,145 a.f.u.) e Ba (até 0,221 a.f.u.), com Mg e Mn estando próximos ou abaixo dos limites de detecção. O Fe^{3+} ocupa o sítio tetraédrico correlacionando-se positivamente com Al e Ca nos plagioclásios. O Sr mostra correlação boa com o Ca concentrando-se nos núcleos de plagioclásios e decrescendo nos feldspatos alcalinos. O Ba concentra-se no feldspato alcalino junto à interface com o plagioclásio.

As variações composicionais dos plagioclásios sugerem uma evolução petrológica por mecanismos de diferenciação magmática que segue um *trend* normal. À medida que o líquido evoluiu, os plagioclásios das rochas tornaram-se composicionalmente cada vez mais albitico, especialmente nas suas bordas. Os termos mais albiticos registrados são oligoclásios com lamelas de exsolução antipertíticas. Destaque-se que as composições mais anortíticas determinadas são os núcleos de fenocristais de um olivina gabro com nefelina (MTR02b) e de um teralito (MTR04d), evidenciando destarte o caráter insaturado do líquido magmático original. A composição intermediária dos plagioclásios das rochas ultramáficas reforçam a hipótese de que elas representariam cumulos das rochas máficas, fracionados durante a evolução magmática.

A história evolutiva dos feldspatos do nefelina monzossienito é mais complexa do que a verificada nas rochas máficas e ultramáficas, pois inclui um fracionamento seqüencial de plagioclásio evoluindo para o feldspato alcalino. A evolução do plagioclásio se processa de maneira similar ao das rochas máficas, sendo marcada pela diminuição do teor de An enquanto o teor Ab aumenta em direção às bordas dos grãos. Isto prossegue até um determinado momento em que a cristalização do plagioclásio cessa, dando início à cristalização do feldspato alcalino epitaxialmente ao plagioclásio. Este grada de termos enriquecidos de Or no início, para mais rico no componente Ab nas bordas (Figura 18). A formação deste tipo de “zoneamento” é explicado pelo mecanismo de cristalização fracionada denominado “*Sequential two-feldspar paths*” de Brown (1993).

Nefelina

As nefelinas do corpo máfico/ultramáfico são representadas pela composição $\text{Ne}_{73,0-65,6}\text{Ks}_{15,6-9,8}\text{Qz}_{17,6-7,6}\text{An}_{7,1-1,9}$ (Figura 19; Tabela 20DS e 21DS). Todas as nefelinas analisadas apresentam um excesso de Si em relação ao Al, refletindo o comportamento comum das nefelinas naturais (Deer *et al.*, 1992). O sítio M (cavidades hexagonais e ovais) é ocupado principalmente por Na, K, Ca e vacâncias. Fe^{3+} aparece como o principal traço presente no sítio T (até 0,078 a.f.u.) enquanto que Ti, Mn e Ba geralmente encontram-se abaixo dos limites de detecção.

Destaque-se, também, que essas nefelinas apresentam concentrações de CaO (1,49 - 2,76 wt%) mais elevadas do que as de outras ocorrências alcalinas brasileiras (2,64 % em peso nos meltegeitos de Jacupiranga e 1,06 wt% nos fonólitos de Passa Quatro, Morbidelli *et al.*, 1995).

Nos diques de microteralito, as nefelinas variam de composição entre $\text{Ne}_{73,0-77,6}\text{Ks}_{11,7-15,7}\text{Qz}_{8,0-15,3}$, aproximando-se muito da composição das nefelinas das rochas ultramáficas (Figura 19; Tabela 26 no Anexo I). O sítio tetraédrico possui um pequeno excesso de Si (até 8,584 a.f.u.) em relação ao Al. O sítio octaédrico é ocupado principalmente por Na (até 5,850 a.f.u.), vacâncias (até 0,956 a.f.u.) e K (até 1,189 a.f.u.), além de quantidades apreciáveis de Ca (até 0,433 a.f.u.). Fe^{3+} é o principal traço presente no sítio tetraédrico (até 0,105 a.f.u.), enquanto que Mn e Ba encontram-se em quantidades geralmente abaixo do limite de detecção.

No nefelina monzossienito as nefelinas apresentam uma variação restrita, com composição entre $\text{Ne}_{69,5-72,0}\text{Ks}_{15,0-16,4}\text{Qz}_{12,3-15,1}$. Assim como nas demais, o sítio tetraédrico apresenta excesso de Si (até 8,644 a.f.u.) em relação ao Al, juntamente com pequenas quantidades de Fe^{3+} (até 0,115 a.f.u.). No sítio M, o Na ocupa em torno de 6 a.f.u., com o restante distribuído entre o K (até 1,398 a.f.u.) e vacâncias, além de quantidades menores de Ca (até 0,037 a.f.u.).

O diagrama Ne-Qz-Ks (Figura 19) demonstra que a variação composicional das nefelinas definem um pequeno *trend* de diferenciação em função das temperaturas de equilíbrio (Hamilton & Mackenzie, 1960; Hamilton, 1961). A composição das nefelinas evolui a partir dos termos com os teores mais elevados no componente Qz, equilibrados em temperaturas superiores a 700°C nos olivinas gabro com nefelina, que

cristalização		legenda
inicial	final	
■	□	olivina gabro
●	○	olivina (mela) gabro com nefelina
●	○	clinopiroxenito e olivina clinopiroxenito
▲	△	teralito
◆	◇	diques de microteralito
■	□	nefelina monzossienito

Figura 19 - Diagrama Ne - Qz - Ks (proporção molecular) mostrando a evolução da composição de nefelinas do corpo máfico/ultramáfico alcalino, nefelina monzossienito e diques associados da Ilha Monte de Trigo. Temperaturas de equilíbrio conforme Hamilton & Mackenzie (1960) e Hamilton (1961).

diminuem progressivamente neste componente para termos equilibrados em temperaturas de aproximadamente 700°C no teralito até aqueles equilibrados entre 700 e 500°C nas rochas ultramáficas e diques de nefelina microteralito. Um segundo *trend* paralelo é observado em composições mais ricas no componente Ks, representado por amostras que apresentam feldspato alcalino formado no final da cristalização ou em atividades pós-magmáticas (*i.e.* venulações). Este é o caso do teralito MTR04d, do nefelina monzossienito e de algumas bordas de grãos dos diques e das ultramáficas.

Analcima

As analcimas apresentam variação composicional restrita (Tabela 23DS), sendo aproximadamente de $\text{Ne}_{48}\text{Qz}_{52}$ no teralito, $\text{Ne}_{50}\text{Qz}_{50}$ no nefelina monzossienito e entre $\text{Ne}_{46,9}\text{Qz}_{53,1}$ e $\text{Ne}_{59,5}\text{Qz}_{40,5}$ nas venulações das rochas ultramáficas. Possuem concentrações pequenas de Ca (até 0,031 a.f.u.) e K (até 0,005 a.f.u.) nas de rochas ultramáficas, as quais são mais enriquecidas no componente Ne (principalmente na MTR04i). Os demais elementos analisados apresentam concentrações ao redor dos limites de detecção.

Segundo Luhr & Kyser (1989), os teores baixos de elementos menores e traços é uma feição característica de analcimas de origem hidrotermal (tipo H). Esses autores destacam, também, que o conteúdo de Fe_2O_3 é o principal parâmetro de distinção entre as analcimas hidrotermais dos tipos P (primária) e X (alteração da leucita). As analcimas analisadas apresentam no máximo 0,05% de Fe_2O_3 , sendo comparáveis às do tipo H de Luhr & Kyser (*op. cit.*).

Quimicamente, nota-se correlações entre Si, Al e Na demonstrando substituições similares ao principal mecanismo sugerido na literatura (Deer *et al.*, 1992, Wilkinson & Hensel, 1994): $\text{Al} + \text{Na} \leftrightarrow \text{Si}$, com provável enriquecimento de H_2O acompanhando a entrada da sílica.

Ao contrário das observações de Wilkinson & Hensel (1994) nos teralitos de Square Top, a composição das analcimas das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo não guarda relação alguma com a composição das nefelinas. Elas possuem formas texturais distintas, sendo a nefelina intersticial e relacionada com o final da cristalização destas rochas, enquanto a analcima ocorre associada às venulações tardi-magmáticas.

Química de rocha

A geoquímica do corpo máfico/ultramáfico da ilha é caracterizada por uma ampla variação composicional (Tabela 37, Anexo II), refletindo a heterogeneidade petrográfica presente que inclui texturas cumuláticas, estratificações ígneas e atividades tardi-magmáticas (Capítulo 03). No diagrama de classificação TAS (Figura 20A), os litotipos magmáticos correspondem a basanita, picro-basalto e nefelinito. Praticamente todas as amostras do corpo máfico/ultramáfico são ultrabásicas ($\text{SiO}_2 < 45\%$), sendo poucas as exceções com SiO_2 algo superior a 45% em peso.

Os diques de microteralito e microessexito são caracterizados por uma ampla variação em álcalis e sílica. No diagrama TAS correspondem a basanita, traquiandesito basáltico e nefelinito. Já os nefelina

Figura 20 - Diagramas (A) TAS (Total de Álcis vs Silica, em % de peso) de classificação das rochas ígneas segundo a IUGS (Le Maitre, 2002) e (B) Na_2O vs K_2O com os campos das séries de alto potássio, potássica, transicional e sódica (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997) para as rochas do corpo máfico/ ultramáfico alcalino, nefelina monzossienito e diques associados da Ilha Monte de Trigo.

monzossienitos apresentam variação química restrita, correspondendo a um tefrifonólito de composição básica quanto à sílica, porém quase no limite para intermediária. O dique sin-plutônico de nefelina microssienito (amostra MTR70A) que corta estas rochas é locado no campo do fonólito.

Praticamente todas as rochas analisadas podem ser atribuídas à série alcalina de Irvine & Baragar (1971), variando de ultrabásica à intermediária. Apenas três amostras são relativamente enriquecidas em sílica e correspondem ao campo da série magmática subalcalina, dois olivina gabros (MTR21a e MTR21b) e um olivina gabro com nefelina (MTR02b).

A tendência alcalina do corpo máfico/ultramáfico da Ilha Monte de Trigo e seus diferenciados também é demonstrada pela sua mineralogia normativa (Tabela 37 no Anexo II), marcada pela presença de nefelina normativa em todas as análises, e de leucita nas de ultramáficas cumuláticas e no teralito MTR04d. A única exceção é um dique de traquiandesito basáltico (MTR20d) que corta um olivina gabro na porção nordeste do corpo, e que representa a única amostra de todo o complexo com quartzo normativo.

No diagrama K_2O versus Na_2O (Figura 20B), a composição das rochas define uma tendência linear, correspondendo à série transicional de Comin-Chiaramonti *et al.* (1997). Apenas uma amostra (MTR04d) possui uma composição mais potássica, correspondendo a um teralito rico em uma mesóstasis (alteração pós-magmática?) composta predominantemente de feldspato potássico.

A química dos elementos maiores do corpo máfico/ultramáfico da Ilha Monte de Trigo é em parte similar à das rochas da Praia da Armação e Ponta da Pacuíba, de Ilhabela (Lima, 2001), e em parte similar a alguns diques máficos presentes na região costeira (Garda, 1995; Thompson *et al.*, 1998). Em relação às primeiras, as rochas da Ilha Monte de Trigo são mais insaturadas em sílica, mesmo os teralitos mais evoluídos se comparados aos leucogabros descritos naquela Ilha.

Os diagramas bivariantes segundo o índice $mg\#$ (Figuras 21 e 22) caracterizam-se por uma ampla variação química, com os termos mais primitivos ($mg\# > 70$) sendo representado pelos olivina gabros e os mais evoluídos pelo nefelina monzossienito e diques de microteralito, microessexito e nefelina microssienito. Nas variedades melanocráticas e ultramáficas do corpo, *i.e.* o olivina gabro, olivina (mela) gabro com nefelina, (mela) teralito, e (olivina) clinopiroxenito, os valores $mg\#$ apresentam uma correlação negativa com Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , TiO_2 e FeO_t , e positiva com SiO_2 , MgO e CaO . Nos diques e no nefelina monzossienito existe uma mudança na tendência geoquímica, com o aumento da SiO_2 e a diminuição do P_2O_5 , TiO_2 e FeO_t . Estas tendências parecem ser controladas pelo fracionamento tardio de fases não silicáticas, como a Ti-magnetita e a apatita.

Os elementos traços do tipo metais de transição (V, Cr, Co, Ni, Sc e Zn) são, de forma geral, mais abundantes nas rochas ultramáficas (*e.g.* Cr, de 227 a 679ppm) do que nas rochas máficas (Cr, de 40 a 592ppm) e nos diques de microteralito e microessexito (Cr, de 03 a 402ppm), sendo extremamente baixo nos nefelina monzossienito (Cr, de 11 a 13ppm). Mostram-se compatíveis às fases previamente cristalizadas (olivina, diopsídio e titanomagnetita) decrescendo juntamente com o índice $mg\#$ (Figura 22).

Figura 21 - Diagramas $mg\#$ ($MgO \cdot 100 / (MgO + FeO)$, proporção molecular) vs elementos maiores e menores (% em peso) para as rochas do corpo máfico/ultramáfico alcalino, nefelina monzossienito e diques associados da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 20.

Figura 22 - Diagramas mg# ($\text{MgO} \cdot 100 / (\text{MgO} + \text{FeO}_T)$, proporção molecular) vs elementos traços (ppm) para as rochas do corpo máfico/ultramáfico alcalino, nefelina monzossienito e diques associados da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 20. Linha laranja representa a *liquid line of descent* calculada com relação a composição da olivina.

Figura 22 - Continuação.

Figura 22 - Continuação.

V e Zn apresentam um comportamento similar ao do TiO_2 e FeO_T , sugerindo um controle pela cristalização tardia da Ti-magnetita.

Na Figura 22 verifica-se que os teores de LILE (Rb, Cs, Sr, Ba e Pb), HFSE (Y, Zr, Hf, Nb, Ta, Th e U), ETR e o Ga apresentam grande variação, com enriquecimento a partir dos olivina gabros mais primitivos até os nefelina monzossienitos mais evoluídos, sendo sistematicamente mais empobrecido nas rochas ultramáficas.

Com relação ao modelo de manto primitivo (*Bulk Earth*) de McDonough & Sun (1995), as rochas máficas e ultramáficas (Figura 23) mostram enriquecimento entre 10 e 300 vezes para os LILE, HFSE e ETR leves. Y e os ETR pesados foram exceção a esta magnitude, com valores entre 4 e 8 vezes. Neste contexto, os diques de microteralitos e microessexitos, o nefelina monzossienito e o dique de nefelina microssienito (MTR70a) apresentam um padrão semelhante ao das rochas máficas, porém um pouco mais enriquecido naqueles elementos.

Os padrões de ETR em relação ao condrito C1 de McDonough & Sun (1995) apresentam uma tendência contínua (*i.e.* retilínea) de enriquecimento dos ETR leves em relação aos pesados (Figura 24). Os olivina gabros apresentam-se mais empobrecidos, enquanto os teralitos e diques de microteralito e microessexito apresentam um enriquecimento relativo maior. A razão La_N/Yb_N variam entre 8,62 a 20 nas rochas de maior mg#, atingindo até 32,3 no nefelina monzossienito (Figura 22). A razão La_N/Sm_N segue a tendência de aumento conforme decresce o índice mg#, variando entre 1,57 a 7,01. Por outro lado, a razão Gd_N/Yb_N varia entre 3,26 e 4,42 para as rocha de $\text{mg}\# > 50$, seguindo uma tendência de aumento com o decréscimo do mg#. Esta tendência inverte para as rochas de mg# menor, com valores de 2,56 no nefelina monzossienito.

Exceção a este comportamento é o dique de nefelina microssienito, definido por um padrão de distribuição côncavo para cima, com empobrecimento relativo nos ETR médios quando comparado aos demais. Embora a razão La_N/Yb_N seja similar à dos nefelina monzossienitos, as razões La_N/Sm_N e Gd_N/Yb_N são distintas, com valores de 10,8 e 1,78 respectivamente.

No geral, anomalias de Eu/Eu^* são praticamente ausentes, sugerindo um ambiente oxidado, salvo pequenas inflexões positivas nos padrões de um olivina gabro e de alguns diques.

Isótopos de Sr e Nd

Foram determinadas razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em quatro litologias representativas do corpo máfico/ultramáfico cumulático da Ilha Monte de Trigo (Tabela 37, Anexo II). As razões iniciais ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$) e ($^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$) foram calculadas com base em 86,5Ma.

Os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(86,5\text{Ma})}$ variam entre 0,70374 e 0,70424 para o olivina clinopiroxenito, olivina gabro e olivina gabro com nefelina. Estes valores são próximos aos determinados nos diques de lamprófiro alcalino (0,70387 a 0,70442, Capítulo 08 e Thompson *et al.*, 1998). O nefelina monzossienito destaca-se neste grupo por apresentar um valor superior às anteriores (0,70466), porém mais próximo ao intervalo observado nas rochas do *stock* nefelina sienítico (0,70463 a 0,70504; Capítulo 06).

Figura 23 - Diagrama multi-elementos ("spidergrams") para os elementos traços das rochas do corpo máfico/ultramáfico alcalino (A) e do nefelina monzossienito e diques associados (B) da Ilha Monte de Trigo. Elementos normalizados segundo o manto pirolítico ("Silicate Earth") de McDonough & Sun (1995). Símbolos como na Figura 20. Campo sombreado em (A) representa a composição do nefelina monzossienito e diques associados e em (B) a composição das rochas do corpo máfico/ultramáfico.

Figura 24 - Diagrama multi-elementos para os elementos terras raras das rochas do corpo máfico/ultramáfico alcalino (A) e do nefelina monzossienito e diques associados (B) da Ilha Monte de Trigo. Elementos normalizados segundo o condrito C1 de McDonough & Sun (1995). Símbolos como na Figura 20. Campo sombreado em (A) representa a composição do nefelina monzossienito e diques associados e em (B) a composição das rochas do corpo máfico/ultramáfico.

Os valores obtidos para ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$) está de acordo com os observados para a maioria das rochas alcalinas primitivas brasileiras (0,7039-0,7059; Morbidelli *et al.*, 1995; Gibson *et al.*, 1995; Thompson *et al.*, 1998). Esta variação é interpretada como indicativa de fontes mantélicas enriquecidas diferentemente (Morbidelli *et al.*, 1995).

Os valores de $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(86,5\text{Ma})}$ variam entre 0,512575 e 0,512609 para o olivina clinopiroxenito, olivina gabro com nefelina e olivina gabro. O nefelina monzossienito apresenta um valor de 0,512534, pouco inferior aos demais, mas dentro do intervalo 0,512498-0,512539 determinados para as rochas do *stock* nefelina sienítico (Capítulo 06) e na série de diques de lamprófito a fonólito (Capítulo 08). Apenas dois diques máficos alcalinos da Ilha Monte de Trigo apresentados por Thompson *et al.* (1998) possuem valores superiores aos deste trabalho (0,512618 e 0,512668).

Discussão

Condições de cristalização

A intrusão da associação máfica/ultramáfica no embasamento granítico/gnáissico (Complexo Costeiro) marca o início do magmatismo da Suíte Alcalina da Ilha Monte de Trigo (Capítulo 03). De acordo com o modelo de evolução geomorfológica de Almeida & Carneiro (1998), a intrusão teria sido colocada sob o Planalto Atlântico, quando a Serra do Mar ainda estava localizada mais a leste, junto à Falha de Santos. Neste contexto, os níveis crustais onde se desenvolveu este magmatismo podem representar profundidades equivalentes à pressão entre 0,5 e 0,8 kbar (Capítulo 06).

Os dados de geobarometria nos piroxênios da suíte máfica/ultramáfica confirmam estas condições. Os piroxênios dessas rochas têm uma variação composicional (Ti_{M1} , Al_{total}) comparável à obtida experimentalmente por Thy (1991) para cristalização sob condições de pressões intermediárias, sugerindo assim uma evolução de magmas em níveis de profundidade média a rasa.

Estas pressões são compatíveis com as obtidas utilizando o geobarômetro de Nimis (1995) e Nimis & Ulmer (1998) com base no volume do sítio M1 (V_{M1}) e no volume total da célula unitária (V_{cell}), calculadas segundo o quimismo do mineral. Segundo estes cálculos, as pressões de cristalização seriam próximas a $1,5 \pm 1,7$ kbar. Contudo, o alto erro implícito no método não permite maiores considerações.

Dada à limitação na utilização de geotermômetros em paragêneses cumuláticas, onde os diferentes minerais da rocha não se encontram em equilíbrio, estima-se que a cristalização teve seu início sob temperaturas algo inferior àquelas obtidas para as olivinas dos diques de lamprófitos, *i.e.* 1100°C (Capítulo 08). A temperatura de cristalização dos estágios tardios foi estimada através do par plagioclásio-feldspato alcalino nos diques de microteralito e microessexito e no nefelina monzossienito. Cálculos segundo o geotermômetro de Elkins & Grove (1990) forneceram temperaturas nos intervalos de 800 a 840°C para o dique de microteralito (MTR04e) e no intervalo de 660 a 715°C para o nefelina monzossienito (MTR70c e MTR70d).

As temperaturas obtidas nos geotermômetros da nefelina (entre 500 e 700°C) de Hamilton & Mackenzie (1960) e Hamilton (1961) e do par da oxi-exsolução da titanomagnetita (entre 400 e 700°C) de Ghiorso & Sack (1991) representam equilíbrios posteriores, devido à característica intrusiva do corpo.

Magma parental

De acordo com o índice mg# (Figuras 21 e 22) as amostras mais primitivas correspondem aos olivina (mela) gabros (MTR21a e MTR21b) localizados na porção nordeste do corpo. Esta observação é corroborada com as principais feições químicas dos minerais, tais como: composição mais magnesianas das olivinas; maiores concentrações de Mg e Cr no piroxênio; maior concentração de Mg como traço nas titanomagnetitas; e conteúdo mais elevado da molécula anortita nos plagioclásios.

Contudo, a composição do líquido que deu origem a estas rochas não está representada por nenhuma das litologias presentes. A Tabela 05 apresenta uma comparação do mg# do líquido calculado a partir do equilíbrio com as olivinas presentes em cada amostra e o mg# obtido na análise química de rocha total. Estudos recentes (Kushiro & Walter, 1998; Kushiro & Mysen, 2002) tem demonstrado que o $K_d [(XFe/XMg)_{ol}/(XFe/XMg)_{liquido}]$ é principalmente função do número de NBO/T (oxigênios não ligados/cátions com coordenação tetraédrica) do magma. Assim, utilizando a equação proposta por Kushiro & Walter (1998), com o NBO/T médio de magmas basaníticos compilado por Mysen (1987), obteve-se o valor de K_d de 0,312, sendo este um valor bem próximo ao originalmente proposto por Roeder & Emslie (1970). Os resultados obtidos nesta comparação mostram que os valores do mg# destas rochas (entre 73,4 e 44,7) são sistematicamente superiores aos apresentados pelo mg# do líquido em equilíbrio com as olivinas (entre 59,4 e 29,3), o que reforça a hipótese da natureza cumulática desse corpo máfico/ultramáfico como um todo. Ou seja, estes líquidos cristalizaram e acumularam olivinas e piroxênios mais magnesianos que o líquido parental.

Assim, mesmo que o mg# apresentado pelos olivina gabros mais primitivo (MTR21b), de 73,4 considerando FeO_{total} ou de 76,5 considerando o cálculo de Fe^{2+}/Fe^{3+} de Middlemost (1989), seja similar ao de líquidos mantélicos primários (Kushiro, 2001), as feições petrográficas suportam a hipótese de que estas rochas representam um fracionamento inicial de um líquido de mg# algo menor ($mg\# \approx 41,5$).

Na Tabela 05 também são apresentados a comparação dos valores do teor de Ni (ppm) medido na rocha e teor calculado para o líquido em equilíbrio com as olivinas de acordo com o $D^{ol/liq}_{Ni}$. Conforme demonstrado por Hirschmann & Ghiorso (1994), o $D^{ol/liq}_{Ni}$ é dependente da temperatura, e em sistemas basálticos o seu valor varia aproximadamente de 30 sob temperaturas de 1000°C para 15 sob 1200°C. Assim, considerou-se um $D^{ol/liq}_{Ni}$ de 20 (~1100°C) para as rochas do corpo máfico/ultramáfico, onde a olivina é o principal mineral a particionar o Ni.

A quantidade de Ni no líquido em equilíbrio com as olivinas do corpo máfico e ultramáfico varia entre <16 a 81 ± 15 ppm, com média de 30 ppm. Os valores de Ni observados nas diferentes amostras de rocha, por outro lado, variam entre 88 e 385 ppm, correspondendo a um enriquecimento de até uma ordem de magnitude, evidenciando a natureza fortemente cumulática da olivina no corpo.

A estimativa conjunta do mg# e do Ni do líquido a partir da composição da olivina permitiu a identificação do “*liquid line of descent*” para esta série de amostras, conforme ilustrado no diagrama binário Ni vs mg# (Figura 22). Sua variação sugere que as olivinas cristalizaram de um magma de composição basanítica algo evoluída, provavelmente similar àquela observadas nos diques de lamprófiros

mais evoluídos e tefritos, corroborando com a hipótese de um magma parental comum ou similar entre o corpo máfico/ultramáfico e os diques de lamprófiros que aí ocorrem.

Tabela 05 - Comparação entre o Índice mg# do líquido magmático calculado a partir da composição do mg# da olivina (parte extraída de Enrich, 2000) com o mg# obtido pela composição da rocha total (via FRX), para as amostras do corpo máfico/ultramáfico e dos diques de lamprófiro da Suíte Alcalina da Ilha Monte de Trigo.

Litologia	camptonito		monchiquito		olivina gabro		olivina gabro com nefelina		gabro com nefelina	
Amostra	MTR26f		MTR54c		MTR21b		MTR02b		MTR19a	
	mín.	máx.	mín.	máx.	mín.	máx.	mín.	máx.	mín.	máx.
mg# olivina	72	84	77	89	69	70	65	74	61	63
(XFe/XMg) _{olivina}	0,389	0,190	0,299	0,124	0,449	0,429	0,538	0,351	0,639	0,587
Kd ⁽¹⁾	0,312	0,312	0,312	0,312	0,312	0,312	0,312	0,312	0,312	0,312
(XFe/XMg) _{líquido}	1,248	0,611	0,958	0,396	1,441	1,375	1,727	1,127	2,051	1,884
mg# líquido	44,5	62,1	51,1	71,6	41,0	42,1	36,7	47,0	32,8	34,7
mediana mg# líquido	53,3		61,3		41,5		41,8		33,7	
mg# rocha FeO _{calc} ⁽²⁾	54,0		67,4		76,5		69,7		56,7	
Ni _{olivina} (ppm)	1212		1970		507		719		335	
Ni _{líquido} (ppm) ^{(3) (4)}	61		99		25		36		17	
Ni _{rocha} (ppm)	62		228		294		190		159	

Litologia	teralito		teralito		olivina clinopiroxenito		clinopiroxenito	
Amostra	MTR04d		MTR70b		MTR05c		MTR04b	
	mín.	máx.	mín.	máx.	mín.	máx.	mín.	máx.
mg# olivina	58	83	58	72	68	71	65	68
(XFe/XMg) _{olivina}	0,724	0,205	0,724	0,389	0,471	0,408	0,538	0,471
Kd ⁽¹⁾	0,312	0,312	0,312	0,312	0,312	0,312	0,312	0,312
(XFe/XMg) _{líquido}	2,323	0,657	2,323	1,248	1,510	1,310	1,727	1,510
mg# líquido	30,1	60,3	30,1	44,5	39,8	43,3	36,7	39,8
mediana mg# líquido	45,2		37,3		41,6		38,3	
mg# rocha FeO _{calc} ⁽²⁾	59,4		60,9		71,7		56,9	
Ni _{olivina} (ppm)	584		499		633		676	
Ni _{líquido} (ppm) ^{(3) (4)}	29		25		32		34	
Ni _{rocha} (ppm)	88		128		265		385	

obs: (1): $Kd [(XFe/XMg)_{olivina}/(XFe/XMg)_{líquido}]$ calculado segundo equação de Kushiro e Walter (1998) para valores de NBO/T médios para basanitos de 0,808 (Mysen, 1987).

(2): FeO_{calc} utilizado no cálculo do mg# de acordo com a razão Fe²⁺/Fe³⁺ de Middlemost (1989).

(3): $D^{ol}_{liq}_{Ni}$ conforme Hirschmann & Ghiorso (1994).

(4): Erro estimado para o líquido de 14 ppm, a partir da análise por microsonda.

Fracionamento magmático

As amplas variações modais presentes entre diferentes porções do corpo máfico/ultramáfico são a principal característica da suíte (Capítulo 03), dando suporte à hipótese da participação da cristalização fracionada e acumulação de cristais como principal processo atuante na sua formação. A natureza cumulática destas rochas é sugerida pelo alto M (índice de máficos), o baixo conteúdo de Na e K, o caráter

ultrabásico e a composição de microbasalto (diagrama TAS) de parte das amostras. De acordo com as relações texturais, pode-se inferir que a cristalização iniciou-se pela olivina e diopsídio, correspondendo às principais fases cumuláticas, seguido de titanomagnetita, plagioclásio (bytownita-andesina), kaersutita e biotita, e por fim a nefelina intersticial.

As variações químicas observadas nos elementos maiores pode ser explicada por uma evolução magnética marcada pelo o fracionamento do diopsídio, fase modal mais abundante, e subordinadamente de olivina (crisolita). A integração dos dados da química mineral e de rocha para elementos maiores (Figura 25) e a presença do corpo cumulático de (olivina) clinopiroxenito reforçam esta hipótese. Conforme destacado acima, o comportamento do Ni demonstra o caráter fortemente cumulático da olivina. De forma análoga, os demais metais de transição (Cr, Co e Sc) também mostram-se compatíveis ao clinopiroxênio e olivina, apresentando maiores concentrações nas amostras com maior mg# (Figura 22).

Uma característica mineralógica marcante do corpo máfico/ultramáfico é a presença de estruturas zonadas nos piroxênios (Figura 13), assim registrando alterações no equilíbrio cristal-líquido durante os processos evolutivos destas rochas. Estudos em outras localidades sobre o zoneamento de piroxênios com um quimismo similar ao do presente trabalho sugerem os seguintes mecanismos para explicar sua formação: cristalização de fases como kaersutita, biotita e óxidos de Fe-Ti (Dobosi, 1987; Bédard *et al.*, 1988; Kumar, 1996; Dunworth & Wilson, 1998); diferenciação polibárica (Bédard *et al.*, 1988; Rock *et al.*, 1994; Civetta *et al.*, 1998); e mistura de magmas (Dobosi, 1987; Rock *et al.*, 1994; Civetta *et al.*, 1998).

A cristalização dos piroxênios do corpo máfico/ultramáfico da Ilha Monte de Trigo inicia-se com um amplo predomínio da molécula diopsídio, evoluindo de forma diferenciada nos componentes tchermakíticos (Es, CaTiTs e CaTs), incluindo oscilações destes componentes nos grãos. O final da cristalização, que se traduz nas bordas dos grãos e grãos dos diques de microteralito, caracteriza-se pelo enriquecimento do componente hedenbergítico, em detrimento dos demais componentes. Este padrão de zoneamento químico sugere mudanças nas condições do sistema em virtude da cristalização inicial de outras fases minerais, como o anfibólio, a biotita e a titanomagnetita, associada a pulsos magnéticos recorrentes abastecendo a câmara. Estas hipóteses também explicam de forma satisfatória a dispersão de valores apresentados em geral pelos elementos maiores nos diagramas bivariantes de mg#.

O enriquecimento de TiO_2 e FeO_t na rocha com a diminuição do índice mg# parece corresponder à cristalização tardia da titanomagnetita em relação ao diopsídio e à olivina, acumulando-se nas amostras relativamente mais evoluídas. Vale destacar que a maior quantidade de titanomagnetita modal (com 10,5% em volume) é observada no clinopiroxenito mais evoluído (MTR04b). Os metais de transição V e Zn possuem um padrão de comportamento geoquímico semelhante ao TiO_2 e FeO_t , mostrando-se incompatíveis às primeiras fases cristalizadas e concentrando-se nas rochas máficas e ultramáficas de menor mg#, provavelmente controlado pela cristalização da titanomagnetita.

Figura 25 - Diagrama CaO vs Al_2O_3 (em % de peso) para as rochas corpo máfico/ultramáfico alcalino, nefelina monzossienito e diques associados da Ilha Monte de Trigo. As áreas delimitadas (vermelho) representam o campo de variação química dos minerais presentes nas rochas máficas e ultramáficas (olivina, piroxênio, plagioclásio, nefelina e titanomagnetita). O campo cinza representa a variação da razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ para os diques de lamprófiro com $\text{mg}\# > 50$ presentes na ilha.

Os clinopiroxenitos e olivina clinopiroxenitos presentes no costão norte possuem um índice mg# algo mais evoluído que do olivina gabro, sugerindo a cristalização de suas fases principais a partir de um magma algo mais diferenciado. O quimismo mineral também confirma esta informação indicado pelos conteúdos relativamente mais altos de Fe nas olivinas, de componentes tchermakíticos nos piroxênios e de Na (Ab) nos plagioclásios. Vale destacar que os valores altos de Cu (424 ppm) e Ni (385 ppm) apresentados pela rocha ultramáfica com menor índice mg# podem ser explicados pela acumulação de sulfetos (*e.g.* pirita).

De forma semelhante à titanomagnetita, a cristalização do plagioclásio é posterior ao início do diopsídio e olivina, formando cristais intersticiais nas ultramáficas. Na Figura 25 nota-se que as amostras MTR21a e MTR05j apresentam uma acumulação diferenciada do plagioclásio. Variações modais entre 12,4 e 32,9 % em volume desse mineral para as rochas máficas e entre 1,1 a 2,5 % em volume para as rochas ultramáficas (Capítulo 03) também indicam um processo de acumulação e fracionamento magmático. Supõe-se, contudo, que as maiores concentrações de plagioclásio podem ter se acumulado nas porções superiores da câmara magmática a exemplo do ocorrido em outros complexos como Skaergaard (McBirney, 1996). No entanto, provavelmente não encontram-se preservadas por motivos erosivos. Dentre os elementos traços, Sr possui uma correlação positiva com o Al_2O_3 , sendo enriquecido nas amostras MTR21a e MTR05j. Tais fatos sugerem o controle deste elemento pelo plagioclásio.

O comportamento do P_2O_5 é controlado pela cristalização da apatita, única fase de fósforo presente. No diagrama mg# vs P_2O_5 (Figura 21) nota-se que a apatita ocorre preferencialmente no final da cristalização, acumulando-se nas porções de menor mg# do corpo. De forma similar ao comportamento do TiO_2 e FeO em relação à cristalização da titanomagnetita, o P_2O_5 também apresenta uma tendência de se concentrar no líquido com a evolução magmática até atingir a saturação no magma, quando a apatita passa a cristalizar em quantidade, decrescendo posteriormente, se considerado os estágios finais representados pelos diques de microteralito e microessexito e pelos blocos de nefelina monzossienito. Deve-se destacar que a cristalização da apatita parece controlar a concentração dos ETR (+Y) e do F, tendo em vista as boas correlações positivas entre eles e o P_2O_5 (Figura 26).

Cálculos de balanço de massa foram realizados a fim testar a hipótese de cristalização fracionada como principal mecanismo de evolução neste corpo. A estimativa do líquido inicial (primário) foi a maior dificuldade encontrada por se tratar de um corpo cumulático. Entre os possíveis representantes de magmas iniciais, optou-se pela média dos 4 diques lamprofíricos mais primitivos (MTR01e; MTR54c; MTR98a e 94SOB17), com mg# em torno de 60 (Capítulo 08). Estes diques poderiam representar as manifestações mais primitivas de um magma parental semelhante. A composição mineralógica utilizada corresponde à média das análises do corpo máfico/ultramáfico. Os dados utilizados no modelo encontram-se reunidos na Tabela 06.

A hipótese de um líquido inicial acima definido ter fracionado para um líquido final, de composição similar à amostra MTR70b, é aceita pela extração de 33,4% de um sólido nas proporções de 22,7% de

Figura 26 - Diagramas de P_2O_5 (em % de peso) vs F e ΣETR (em ppm) para as rochas do corpo máfico/ultramáfico alcalino, nefelina monzossienito e diques associados da Ilha Monte de Trigo.

Tabela 06 - Modelos de balanço de massa (Stormer & Nicholls, 1978) para o corpo máfico/ultramáfico da Ilha Monte de Trigo.

De Para	MD4lamp MTR70b	MD4lamp MTR70b	MD4lamp MTR70b	MD4lamp MTR70b
C₀				
SiO ₂	45,52	45,52	45,52	45,52
TiO ₂	2,78	2,78	2,78	2,78
Al ₂ O ₃	13,46	13,46	13,46	13,46
FeO _T	11,14	11,14	11,14	11,14
MnO	0,18	0,18	0,18	0,18
MgO	9,82	9,82	9,82	9,82
CaO	11,13	11,13	11,13	11,13
Na ₂ O	3,3	3,3	3,3	3,3
K ₂ O	1,87	1,87	1,87	1,87
P ₂ O ₅	0,79	0,79	0,79	0,79
C₁ calculado				
SiO ₂	45,54	45,27	45,52	45,55
TiO ₂	3,04	3,28	3,17	3,15
Al ₂ O ₃	14,35	14,51	14,50	14,52
FeO _T	11,17	10,99	11,43	11,41
MnO	0,17	0,17	0,19	0,19
MgO	7,63	7,77	7,65	7,66
CaO	9,87	9,90	9,86	9,84
Na ₂ O	4,21	4,16	4,12	4,12
K ₂ O	2,79	2,79	2,50	2,50
P ₂ O ₅	1,23	1,17	1,07	1,07
C₂ calculado				
SiO ₂	45,38	46,18	45,43	45,32
TiO ₂	2,16	1,35	1,41	1,46
Al ₂ O ₃	12,05	11,25	10,57	10,51
FeO _T	11,09	11,61	10,11	10,17
MnO	0,22	0,24	0,18	0,18
MgO	13,44	13,81	15,64	15,60
CaO	13,26	13,65	14,62	14,71
Na ₂ O	1,96	1,78	1,33	1,32
K ₂ O	0,46	0,14	0,57	0,57
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,14	0,14
minerais/rocha extralidos				
olivina	18,70	22,70		
piroxênio	35,95	46,47		
plagioclásio	23,89	28,57		
anfibólio	20,62			
magnetita	0,84	2,25		
MTR21b			100,0	96,1
MTR05c				3,9
(1-F)	38,0	33,4	27,2	27,1
Σres ²	0,100	0,314	0,409	0,407

obs: MD4lamp corresponde à média da composição dos quatro diques de lamprófiros mais primitivos (mg#>60).

Tabela 06 continuação - Composição mineral (média de análises representativas) utilizada nos modelos de balanço de massa do corpo máfico/ultramáfico.

Fase	olivina	piroxênio	plagioclásio	anfibólio	magnetita
SiO ₂	36,79	47,65	54,89	40,04	0,04
TiO ₂	0,00	2,11	0,09	6,05	15,36
Al ₂ O ₃	0,00	6,47	28,64	13,87	2,55
FeO _T	28,45	7,06	0,23	12,12	80,27
MnO	0,68	0,15	0,00	0,17	0,61
MgO	33,95	13,08	0,00	11,52	1,17
CaO	0,13	22,87	10,46	12,18	0,00
Na ₂ O	0,00	0,62	5,21	2,39	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,48	1,67	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

olivina, 46,5% de diopsídio, 28,6% de plagioclásio e 2,25% de magnetita, com um Σres² de 0,310; ou ainda pela extração de 38% de um sólido nas proporções de 18,7% de olivina, 36,0% de diopsídio, 23,9% de plagioclásio, 20,6% de anfibólio e 0,84% de magnetita, com um Σres² de 0,100. Contudo, para outras amostras evoluídas (MTR73a, MTR19a, MTR04b e MTR04d) o balanço de massa indica que a hipótese

de fracionamento à partir daquele mesmo líquido inicial não pode ser aceita, por apresentarem Σres^2 elevada ou o resíduo relativo a cada óxido acima do intervalo aceitável. Provavelmente a composição destas amostras não representem adequadamente o líquido final, registrando ainda processos cumuláticos ou alterações posteriores.

Outra modelagem testada foi realizada utilizando-se a composição de rocha total ao invés da composição mineral. Em três situações notou-se que é possível obter um líquido de composição similar ao teralito MTR70b a partir da média dos 4 lamprófiros, pela extração de 27-28% de um sólido representado pela amostra MTR21b (olivina melagabro, mg# 73,4), ou alternativamente, pela combinação na proporção de 96,1% da amostra MTR21b e 3,87% da amostra MTR05c (olivina clinopiroxenito, mg# 69,0), ou da combinação de 93,84% da amostra MTR21b e 6,16% da amostra MTR04b (clinopiroxenito, mg# 53,7), com a Σres^2 variando entre 0,380 a 0,409.

Testes de modelagem termodinâmica do início da cristalização do magma basanítico que deu origem a este corpo máfico/ultramáfico foram realizados através do programa Java MELTS de Ghiorso & Sack (1995) e Asimow & Ghiorso (1998) versão 1.1.0 de 23 novembro de 1999 (Tabela 07). Duas hipóteses foram levantadas. Na primeira considerou-se uma composição inicial representada pela média dos 4 lamprófiros mais primitivos (mg#>60), uma pressão litostática de 0,8 kbar, uma fugacidade de oxigênio conforme o buffer QFM-1 (quartzo-faialita-magnetita) e 0,2% em peso de H₂O. Na segunda hipótese, considerou-se uma composição inicial representada pela média de 4 lamprófiros evoluídos (50<mg#<40), uma pressão litostática de 0,5 kbar, uma fugacidade de oxigênio conforme o buffer QFM (quartzo-faialita-magnetita) e 0,2% em peso de H₂O. Os resultados encontrados (Tabela 07) indicam uma história de cristalização que se inicia pela olivina Fo₈₅₋₇₉, seguido do diopsídio (~90% de líquido), e do plagioclásio An₇₀₋₆₀ (~60% de líquido). Na segunda hipótese o aparecimento do piroxênio é acompanhado pelo espinélio. Em ambos os modelos, os valores do mg# do líquido e do sólido são maiores que o observado nas litologias e no líquido em equilíbrio com as olivinas (Tabela 05), embora possuem diferenças entre o mg# do líquido e do sólido semelhantes. As modelagens foram finalizadas depois do aparecimento do plagioclásio, devido a deficiência do programa em modelar o anfibólio e a biotita, que texturalmente ocorrem depois do plagioclásio.

A cristalização tardia da kaersutita e da nefelina parece marcar a transição do quimismo entre as rochas do corpo máfico/ultramáfico com relação aos seus diferenciados finais, representados na forma de diques de microteralito e microessexito e do nefelina monzossienito. Nos diques mais diferenciados (Capítulo 03), a ferro-kaersutita eudral predomina como mineral máfico, enquanto a nefelina é abundante e ocorre como cristais subedrais. Assim, no final da cristalização do corpo máfico/ultramáfico os líquidos magmáticos teriam migrado através de descontinuidades do material ainda não completamente cristalizado, formando os diques.

Tabela 07 - Modelagem termodinâmica através do algoritmo MELTS de Ghiorso & Sack (1995) e Asimow & Ghiorso (1998) da cristalização em equilíbrio do corpo máfico/ultramáfico da Suíte Alcalina da Ilha Monte de Trigo.

Modelo 01 - líquido inicial representado pela média dos 4 lamprófiros mais primitivos (mg#>60) ⁽¹⁾								
Passo	inicial	1	2	3	4	5	6	7
T (°C)	1263 ⁽²⁾	1250	1230	1200	1170	1165	1150	1120
P (Kbar)	0,8 ⁽³⁾	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
log f _{O2}	QFM-1	QFM-1	QFM-1	QFM-1	QFM-1	QFM-1	QFM-1	QFM-1
fases								
líquido	96,3	95,0	93,1	90,5	87,2	84,5	76,6	60,9
olivina	0,0	1,4	3,2	5,8	8,2	8,4	9,0	11,5
clinopiroxênio	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	3,4	10,7	23,4
plagioclásio	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5
líquido ⁽³⁾								
SiO ₂	43,77	45,52	45,64	45,82	45,98	45,91	45,89	47,42
TiO ₂	2,67	2,81	2,87	2,95	3,05	3,09	3,15	2,55
Al ₂ O ₃	12,94	13,63	13,90	14,30	14,78	15,08	15,93	17,35
Fe ₂ O ₃ ⁽⁴⁾	1,29	1,35	1,37	1,38	1,39	1,40	1,42	1,35
FeO ⁽⁴⁾	9,56	9,87	9,77	9,55	9,30	9,38	9,51	9,06
MgO	9,45	9,30	8,61	7,64	6,71	6,44	5,61	3,91
CaO	10,70	11,26	11,47	11,78	11,98	11,69	10,76	8,72
Na ₂ O	3,18	3,35	3,42	3,51	3,64	3,75	4,12	5,08
K ₂ O	1,80	1,90	1,93	1,99	2,06	2,13	2,35	2,95
P ₂ O ₅	0,76	0,80	0,82	0,84	0,87	0,90	0,99	1,25
H ₂ O ⁽⁵⁾	0,20	0,21	0,22	0,22	0,23	0,24	0,26	0,33
olivina								
SiO ₂		40,00	39,84	39,58	39,29	39,20	38,90	38,14
FeO		14,04	14,88	16,23	17,76	18,26	19,88	23,99
MgO		45,37	44,66	43,53	42,25	41,86	40,58	37,30
CaO		0,59	0,61	0,66	0,70	0,68	0,64	0,57
Fosterita		FO ₈₅	FO ₈₄	FO ₈₃	FO ₈₁	FO ₈₁	FO ₇₉	FO ₇₄
piroxênio								
SiO ₂					49,76	49,34	47,80	43,76
TiO ₂					1,44	1,64	2,42	4,77
Al ₂ O ₃					5,49	5,81	6,91	9,42
Fe ₂ O ₃					1,31	1,38	1,63	2,17
FeO					4,34	4,42	4,68	5,26
MgO					14,96	14,71	13,87	11,89
CaO					22,49	22,48	22,45	22,43
Na ₂ O					0,21	0,22	0,25	0,31
plagioclásio								
SiO ₂								50,52
Al ₂ O ₃								31,65
CaO								14,32
Na ₂ O								3,20
K ₂ O								0,32
Anortita								AN ₇₀
mg# _{sólido}	---	85,21	84,25	82,70	81,04	80,68	78,86	73,45
mg# _{líquido}	60,52	59,32	57,63	55,13	52,42	51,20	47,43	39,80

(1): Amostras MTR54c, MTR01e, MTR98a e 94SOB17.

(2): Temperatura *liquidus* do sistema determinado pelo algoritmo do MELTS.

(3): Pressão litostática considerando a presença da Serra do Mar, adicionado a um eventual edifício vulcânico.

(4): Partição de Fe²⁺ e Fe³⁺ no líquido segundo o *buffer* de f_{O2} selecionado.

(5): Estimativa considerando valores normais máximos de magmas basálticos (e.g. Kushiro, 2001).

Nestes diques, as composições do diopsídio, da ferro-kaersutita e da biotita assemelham-se à composição mineral das fases finais de cristalização congêneres (bordas de grãos e grãos intersticiais) do corpo máfico/ultramáfico plutônico, sendo porém sistematicamente mais ferrosas. Em relação aos minerais félsicos presentes, nota-se que o plagioclásio possui composição semelhante à daqueles do corpo máfico/ultramáfico, mas ao contrário deste último, ele ocorre sobrecrecido por um feldspato potássico, algo semelhante ao que ocorre no nefelina monzossienito.

Os nefelina monzossienitos e o dique de nefelina microssienito (MTR70a) podem corresponder a um fracionado mais evoluído do magma parental que gerou o corpo máfico/ultramáfico (Enrich, 2000), bem

Tabela 07 - Continuação.

Modelo 02 - líquido inicial representado pela média dos lamprófiros mais evoluídos (50<mg#<40) ⁽¹⁾					
Passo	inicial	1	2	3	4
T (°C)	1144 ⁽²⁾	1140	1120	1100	1070
P (Kbar)	0,5 ⁽³⁾	0,5	0,5	0,5	0,5
log f _{O2}	QFM	QFM	QFM	QFM	QFM
fases					
líquido	95,86	95,77	82,04	72,58	62,92
olivina		0,15	0,43	0,34	0,75
clinopiroxênio			9,49	16,05	20,14
whitlockita/apatita ⁽⁶⁾			0,28	0,81	1,22
espinélio			3,8	6,32	8,31
plagioclásio					2,84
líquido ⁽³⁾					
SiO ₂	43,38	45,23	47,76	50,03	52,24
TiO ₂	2,70	2,81	1,98	1,47	1,08
Al ₂ O ₃	15,95	16,65	17,85	18,95	19,56
Fe ₂ O ₃ ⁽⁴⁾	2,12	2,21	1,89	1,57	1,24
FeO ⁽⁴⁾	8,29	8,63	6,94	5,45	3,99
MgO	4,65	4,79	3,62	2,78	2,03
CaO	8,76	9,14	7,85	6,44	5,07
Na ₂ O	5,27	5,50	6,39	7,18	8,04
K ₂ O	3,40	3,55	4,14	4,68	5,38
P ₂ O ₅	1,21	1,26	1,31	1,15	1,04
H ₂ O ⁽⁶⁾	0,20	0,21	0,24	0,27	0,32
olivina					
SiO ₂		39,25	39,01	38,89	38,8
FeO		18,03	19,33	20,02	20,51
MgO		42,06	41,04	40,54	40,22
CaO		0,67	0,63	0,55	0,48
Fosterita		FO ₇₉	FO ₇₈	FO ₇₇	FO ₇₇
piroxênio					
SiO ₂			42,51	43,20	43,28
TiO ₂			5,02	4,51	4,53
Al ₂ O ₃			9,72	9,51	9,57
Fe ₂ O ₃			3,94	3,81	3,70
FeO			4,20	4,36	4,41
MgO			11,47	11,55	11,45
CaO			22,81	22,69	22,62
Na ₂ O			0,32	0,37	0,43
espinélio					
TiO ₂			15,70	14,33	13,32
Al ₂ O ₃			9,99	10,60	10,43
Fe ₂ O ₃			32,77	34,26	35,94
FeO			30,68	30,76	31,10
MgO			10,85	10,04	9,19
plagioclásio					
SiO ₂					53,12
Al ₂ O ₃					29,82
CaO					12,21
Na ₂ O					4,24
K ₂ O					0,59
Anortita					An ₅₉
mg# _{total}	---	80,6	70,6	69,7	68,5
mg# _{líquido}	50,0	49,7	48,2	47,6	47,6

(1): Amostras MTR26b, MTR26f, MTR54a, MTR86b e MTR53d.

(2): Temperatura *liquidus* do sistema determinado pelo algoritmo do MELTS.

(3): Pressão litostática considerando a presença da Serra do Mar.

(4): Partição de Fe²⁺ e Fe³⁺ no líquido segundo o *buffer* de f_{O2} selecionado.

(5): Estimativa considerando valores normais máximos de magmas basálticos (e.g. Kushiro, 2001).

(6): Composição constante com relação à fórmula da whitlockita Ca₃(PO₄)₂ (CaO: 54,24; P₂O₅: 45,76 % em peso).

como os diques de microteralito e microessexito. Caracterizam-se pelo amplo zoneamento de seus minerais eudrais/subedrais, com os núcleos de composição similar à das fases minerais correspondentes no corpo máfico/ultramáfico. No entanto, a paragênese final, traduzida pelas bordas de grãos eudrais/subedrais e pelos grãos intersticiais, apresenta características distintas, de certa forma mais evoluída do que àquelas do *stock* nefelina sienítico.

A química de rocha (Figuras 20, 21, 22 e 25) mostra que os diques de microteralito e microessexito e o nefelina monzossienito são mais evoluídos em relação às rochas do corpo máfico/ultramáfico, à exceção do dique MTR05f. São mais enriquecidos em SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O e K_2O , e empobrecidos em TiO_2 , FeO_t , MgO , CaO e P_2O_5 . O comportamento do FeO_t e TiO_2 destaca-se pelo aumento dos seus teores na evolução da sequência máfica/ultramáfica, seguido de abrupta diminuição. Essas feições podem ser explicadas pelo início do fracionamento das titanomagnetitas nesta fase da cristalização, pelo aumento da molécula tipo tchermakítica no piroxênio, e pelo aparecimento de biotita e anfibólio nas fases finais de cristalização. O P_2O_5 também apresenta um comportamento semelhante, podendo ser explicado pelo fracionamento da apatita.

No diagrama residual Qz-Ne-Ks (Figura 27), o nefelina monzossienito e o dique de nefelina microssienítico encontram-se praticamente sobre o ponto eutético, sugerindo representarem um produto final de fracionamento das rochas máficas e ultramáficas. Por outro lado, os diques de microteralito e microessexito com D.I.>50 (Tabela 37 no Anexo II) posicionam-se afastados do ponto eutético, sempre próximos à isoterma de 850°C.

Cálculos de balanço de massa foram realizados a fim de testar a hipótese do nefelina monzossienito representar um diferenciado final do corpo máfico/ultramáfico cumulático. Os resultados (Tabela 08) indicam que é possível obter composições similares aos nefelina monzossienito (MTR70c, MTR70d e MTR96b) a partir da média dos quatro lamprófiros mais primitivos fracionando entre 67,5 a 69,6% de um sólido com proporções de 14,3 a 14,6% de olivina, 34,8 a 36,9% de diopsídio, 33,1 a 34,6% de anfibólio, 10,8 a 11,5% de plagioclásio, 3,02 a 3,21% de titanomagnetita e 1,53 a 1,75% de apatita, com a Σres^2 variando entre 0,063 a 0,091. Nestes modelos destacam-se, além dos baixos resíduos, a similaridade da composição dos sólidos obtidos com algumas das rochas cumuláticas presentes no corpo (Tabela 09).

Figura 27 - Diagrama petrogenético residual do sistema Quartzo-Nefelina-Kalsilita mostrando superfície *liquidus* segundo Hamilton & MacKenzie (1965), para o nefelina monzossienito e diques de nefelina microssienito, microteralito e microessexito com D.I.>50 da Ilha Monte de Trigo, plotadas segundo as composições normativas.

Tabela 08 - Modelos de balanço de massa (Stormer & Nicholls, 1978) para o corpo de nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.

De Para	MD4lamp MTR96b	MD4lamp MTR70d	MD4lamp MTR70c
C₀			
SiO ₂	45,52	45,52	45,52
TiO ₂	2,78	2,78	2,78
Al ₂ O ₃	13,46	13,46	13,46
FeO _T	11,14	11,14	11,14
MnO	0,18	0,18	0,18
MgO	9,82	9,82	9,82
CaO	11,13	11,13	11,13
Na ₂ O	3,3	3,3	3,3
K ₂ O	1,87	1,87	1,87
P ₂ O ₅	0,79	0,79	0,79
C_r calculado			
SiO ₂	53,49	52,94	52,34
TiO ₂	1,21	1,31	1,43
Al ₂ O ₃	20,58	20,37	20,43
FeO _T	6,21	6,63	6,71
MnO	0,13	0,13	0,13
MgO	1,65	1,82	2,00
CaO	3,87	4,11	4,36
Na ₂ O	7,14	7,09	7,00
K ₂ O	5,07	4,87	4,81
P ₂ O ₅	0,65	0,72	0,79
C_s calculado			
SiO ₂	41,98	42,06	42,15
TiO ₂	3,32	3,31	3,27
Al ₂ O ₃	10,40	10,34	10,15
FeO _T	13,30	13,21	13,29
MnO	0,23	0,23	0,23
MgO	13,41	13,50	13,63
CaO	14,35	14,39	14,47
Na ₂ O	1,64	1,63	1,58
K ₂ O	0,63	0,63	0,60
P ₂ O ₅	0,75	0,71	0,65
minerais extraídos			
olivina	14,30	14,33	14,60
piroxênio	34,82	35,28	36,90
anfibólio	34,42	34,56	33,06
plagioclásio	11,50	11,14	10,80
magnetita	3,21	3,02	3,11
apatita	1,75	1,66	1,53
(1-F)	69,6	68,7	67,5
Σres^2	0,068	0,063	0,091

obs: MD4lamp corresponde à média da composição dos quatro diques de lamprófiros mais primitivos (mg#>60).

Tabela 08 continuação - Composição mineral utilizada (média de análises representativas) nos modelos de balanço de massa do corpo de nefelina monzossienito.

Fase	olivina	piroxênio	anfibólio	plagioclásio	magnetita	apatita
SiO ₂	36,79	47,65	40,04	54,89	0,04	1,69
TiO ₂	0,00	2,11	6,05	0,09	15,36	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	6,47	13,87	28,64	2,55	0,00
FeO _T	28,45	7,06	12,12	0,23	80,27	0,00
MnO	0,68	0,15	0,17	0,00	0,61	0,00
MgO	33,95	13,08	11,52	0,00	1,17	0,00
CaO	0,13	22,87	12,18	10,46	0,00	55,62
Na ₂ O	0,00	0,62	2,39	5,21	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	1,67	0,48	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	42,70

Tabela 09 - Comparação entre os resultados obtidos para a composição do sólido (Cs) do modelo de balanço de massas, para formação do nefelina monzossienito a partir da média dos 4 lamprófiros mais primitivos, com algumas amostras cumuláticas selecionadas e a média de todas as amostras do corpo máfico/ultramáfico da Ilha Monte de Trigo.

	Cs modelo MTR96b	Cs modelo MTR70d	Cs modelo MTR70c	amostra MTR97a	amostra MTR42a	amostra MTR01d	amostra MTR05c	amostra MTR02b	amostra MTR41b	média das amostras
SiO ₂	41,98	42,06	42,15	41,88	41,87	40,45	41,52	44,22	40,04	41,94
TiO ₂	3,32	3,31	3,27	2,60	3,03	2,91	2,71	1,97	2,94	2,84
Al ₂ O ₃	10,40	10,34	10,15	10,21	9,81	10,90	8,69	12,73	9,73	12,41
FeO _T	13,30	13,21	13,29	11,57	12,90	13,16	11,44	10,11	12,15	11,59
MnO	0,23	0,23	0,23	0,18	0,22	0,19	0,21	0,17	0,22	0,19
MgO	13,41	13,50	13,63	14,38	12,81	12,79	14,30	11,47	14,19	11,04
CaO	14,35	14,39	14,47	12,26	14,78	15,17	16,57	14,23	16,55	14,11
Na ₂ O	1,64	1,63	1,58	2,45	1,47	0,91	0,94	1,52	1,66	1,90
K ₂ O	0,63	0,63	0,60	1,59	1,03	0,47	0,63	0,80	1,05	1,29
P ₂ O ₅	0,75	0,71	0,65	0,81	0,85	0,19	0,43	0,21	0,64	0,67

Capítulo 06

O *STOCK* NEFELINA SIENÍTICO DA ILHA MONTE DE TRIGO

Introdução

O magmatismo sienítico e nefelina sienítico está presentes em quase todas províncias alcalinas da região meridional brasileira. As características geoquímicas desse magmatismo são bastante variáveis, com destaque para o grau de saturação de sílica, a afinidade sódica ou potássica e distintos enriquecimentos dos elementos incompatíveis (*e.g.* HFSE e LILE) caracterizando tipos miaskíticos e agpaíticos (Comin-Chiaramonti & Gomes, 2006).

Em algumas províncias, estes tipos magmáticos apresentam-se associado a rochas ultramáficas e carbonatitos, como por exemplo no Arco de Ponta Grossa (Ruberti *et al.*, 2006). Em outros casos, como na Serra do Mar, as rochas sieníticas e nefelina sieníticas são as litologias dominantes, associadas a rochas gábricas.

Nos corpos da província Serra do Mar, a presença de estruturas zonadas quanto à saturação em sílica é comum (Ulbrich & Gomes, 1981). Em geral, eles possuem bordas saturadas e os núcleos insaturados (*e.g.* Canaã, Ilhas dos Búzios, de São Sebastião e de Vitória, Itaúna, Rio Bonito, Soarinho e Tanguá), à exceção do maciço de Itatiaia que possui zoneamento inverso.

Inserido neste contexto, o magmatismo nefelina sienítico da Ilha Monte de Trigo é correlacionável aos maiores centros sieníticos brasileiros, *i.e.* Poços de Caldas, Itatiaia e Ilha de São Sebastião da qual todos distam menos de 250 km.

Este capítulo aborda a origem e evolução do corpo nefelina sienítico da Ilha Monte de Trigo, incluindo algumas considerações sobre as condições de cristalização, paragêneses apresentadas e mecanismos de diferenciação magmática.

Contexto geológico

(Vide Capítulo 03)

Petrografia

O *stock* nefelina-sienítico da Ilha Monte de Trigo é dividido, segundo Enrich (2000), nas fácies nefelina sienito I (NSI) no centro do corpo, nefelina sienito II (NSII) e álcali feldspato sienitos com nefelina (SN) nas bordas do corpo, compondo uma estrutura aproximadamente zonada quanto à saturação em sílica. A última fácies também inclui variações para álcali feldspato sienitos e álcali feldspato sienitos com analcima. Em geral estas rochas são maciças, leucocráticas, com textura hipidiomórfica a traquítica

(foiaítica). No SN predomina o tipo equigranular grosso, enquanto que nos NSII e NSI predomina o tipo inequigranular médio. Os diques sin-plutônicos são divididos em nefelina microssienito miaskíticos (DNMM) e agpaíticos (DNMA), conforme a mineralogia acessória. São maciços, leucocráticos a hololeucocráticos, faneríticos médio a fino, com textura traquítica a alotriomórfica, a última ocorrendo principalmente nos agpaíticos.

Dentre os minerais félsicos, destaca-se o predomínio do feldspato alcalino mesopertítico tabular a subedral e a ausência do plagioclásio.

A nefelina é sempre intersticial no *stock*, variando desde pequenos cristais no SN (0-5% em volume), para grandes cristais no NSII (5-8% em volume) e grandes cristais poiquilíticos no NSI (7-15% em volume). Nos diques, a nefelina ocorre como cristais poiquilíticos a granulares (>10% em volume) nos DNMM e como grãos eudrais (>15% em volume) nos DNMA. Outros minerais félsicos são a analcima, que está sempre presente com hábito intersticial a cuneiforme, e a sodalita granular que aparece apenas nos diques.

Anfibólio, piroxênio e biotita representam os minerais máficos, variando em proporção modal segundo as fácies (Tabela 10). No SN (M' de 10 a 15) predomina o anfibólio e a biotita, com quantidades significativas de piroxênio. No NSII (M' entre 7 e 9) predomina o anfibólio, enquanto no NSI (M' entre 4 e 8) ocorre piroxênio e anfibólio, com pequeno predomínio do último. Os DNMM (M' entre 5 e 18) apresentam quantidades variáveis de piroxênio e anfibólio. Já os DNMA (M' geralmente <3) apresentam um predomínio do piroxênio.

Tabela 10 - Proporção modal dos minerais máficos das fácies do stock nefelina sienítico estimada a partir da área ocupada em lâmina delgada convencional.

amostra	fácies	anfíbólio	piroxênio	biotita	opacos	M'
MTR11a	NSI	4,5	1,9	-	0,9	7,3
MTR41a	NSI	6,0	1,5	-	0,8	8,3
MTR08a	NSI	3,4	1,4	-	0,6	5,4
MTR09a	NSI	5,6	0,6	-	0,5	6,8
MTR15	NSI	2,0	2,0	-	0,6	4,7
MTR17a (bandada)	NSI	19,1	-	-	0,9	19,9
MTR28a	NSI	4,7	-	-	0,2	4,9
MTR34b	NSI	6,0	1,5	-	0,5	7,9
MTR36a	NSI	2,0	2,0	-	0,8	4,8
média ⁽¹⁾		4,3	1,4	-	0,6	6,3
MTR05e	NSII	7,6	0,6	0,3	0,6	9,0
MTR18	NSII	7,5	0,2	0,2	0,1	8,0
MTR39a	NSII	6,1	0,5	0,2	0,1	6,9
MTR64a	NSII	9,6	-	-	0,3	9,9
média		7,7	0,3	0,2	0,3	8,5
MTR31b	SN	1,2	4,8	4,8	0,9	12,9
MTR26c	SN	5,2	1,6	3,6	0,9	11,3
MTR27a	SN	3,9	-	2,1	0,5	6,6
MTR53b	SN	8,6	-	3,7	0,7	13,1
MTR51a	SN	11,3	-	-	0,5	11,7
MTR52a (bandada)	SN	5,9	-	9,3	0,4	17,4
MTR69b	SN	4,6	3,5	3,5	1,5	13,0
média ⁽¹⁾		5,8	1,4	3,9	0,8	12,3

(1): média desconsiderando amostra bandada

O principal acessório é a magnetita (ou titanomagnetita), que está sempre presente. Ocorre na forma granular ou poiquilítica e apresenta lamelas de exsolução de ilmenita. Nos DNMA, em particular, as lamelas são de ilmenita manganesífera ou pirofanita. Apenas no SN foi registrado ilmenita eudral semi-inclusa em titanomagnetita. A titanita ocorre como grãos eudrais a subedrais no SN, anedrais isolados no NSII ou como inclusões anedrais (relictos) em anfibólios no NSI, subedrais nos DNMM e esqueléticos no DNMA.

Outros acessórios incluem a apatita e pirita. Os DNMA distinguem-se por apresentarem uma série de minerais raros, como eudialita, hiortdahlita, wöhlerita, lãvenita entre outros.

Química mineral

Os dados de química mineral dos SN, NSII e NSI foram obtidos no mestrado. Estes encontram-se reunidos no volume da dissertação (Enrich, 2000) em tabelas indicadas pela sigla DS. Os dados dos DNMM e DNMA obtidos no presente trabalho estão reunidos nas Tabelas de 21 a 28 (Anexo I).

Feldspatos alcalino

Nas rochas do *stock*, os feldspatos alcalinos são mesopertíticos e têm composição nas porções não exsolvidas variável entre $An_{1,3-3,3}Ab_{52,5-60,7}Or_{46,2-36,0}$. Nos diques, essas porções oscilam entre $An_{0,1-0,0}Ab_{69,1-51,0}Or_{30,9-48,9}$, destacando-se pelo menor conteúdo de anortita (Figura 28; Tabelas 19DS).

Os feldspatos alcalinos apresentam uma pequena dispersão entre os componentes Ab e Or, situando-se próximo do eutético. No entanto, é possível notar que, em média, as amostras MTR31b ($\sim Ab_{55}Or_{45}$) e MTR52a ($\sim Ab_{57}Or_{43}$) do SN são as mais ricas no componente Or, enquanto a amostra MTR11a ($\sim Ab_{62}Or_{38}$) do NSI, presente no topo da ilha, é a mais enriquecida no componente Ab. Por outro lado, os feldspatos de diques apresentam maior dispersão nos dados, sem evidenciar um comportamento claro quanto às variações de Ab e Or (Tabela 25, Anexo I).

A evolução dos feldspatos alcalinos prossegue após a sua cristalização e subsequente resfriamento do sistema com o desenvolvimento de diversas estruturas de exsolução, em parte preservadas e similares às descritas por Brown & Parsons (1994). O processo inicia-se formando estruturas de exsolução submicroscópicas, que provavelmente evoluíram para formas como *strain-controlled* microtexturas do tipo *braid* pertitas, conforme esperado pela composição dos feldspatos originais (Brown & Parsons, 1988) e sutilmente observado opticamente em algumas amostras. Nas condições de resfriamento relativamente lento, estas exsoluções evoluem para *film* pertitas e posteriormente para pertitas deutéricas tipo *patch* muito mais grossas e irregulares.

As feições de exsolução analisadas incluem porções de birrefringência variável e heterogênea (provavelmente contendo criptopertitas), lamelas tipo *string* e/ou *film*, e pertitas tipo *patch*, *pleat* e tigrada (Figura 28A). Algumas lamelas de pertitas tipo *string* e/ou *film* (exsoluções semi-coerentes segundo Parson & Brown, 1990) apresentaram composições próximas de $Ab_{70}Or_{30}$, juntamente com um hospedeiro de

Figura 28 - (A) Composição dos feldspatos classificados segundo os componentes moleculares Ab - Or - An. A linha pontilhada indica os limites da solução sólida de feldspatos ternários para as temperaturas de 700, 750, 800 e 850°C, segundo modelo termodinâmico de Elkins & Grove (1990). **(B)** Diagrama Fe^{3+} vs Ba (a.f.u.) mostrando a concentração dos elementos menores para os feldspatos das rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo.

composição próximo a $Ab_{50}Or_{50}$. Por outro lado, as pertitas tipo patch (exsoluções incoerentes segundo Parson & Brown, 1990) apresentam composições variadas, mais próximas aos extremos Ab e Or, com o Ca incorporado preferencialmente na fase Ab (Figura 28A).

Além destas, também ocorrem albitas secundárias praticamente puras ($Ab > 97$) em paragênese com a analcima.

No tocante aos elementos menores analisados, os feldspatos alcalinos apresentam traços de Fe^{3+} (até 0,120 a.f.u.) e Ba (até 0,053 a.f.u.), além de Ca já destacado. A Figura 28B ilustra o comportamento do Fe^{3+} e Ba. Nela observa-se que o Fe^{3+} apresenta variações restritas para os tipos miaskíticos, em sua maioria com quantidades menores a 0,030 a.f.u. Nos SN e NSII, os feldspatos apresentam os valores mais baixos de Fe^{3+} , enquanto que nos NSI e DNMM são relativamente mais enriquecidos. Já nos DNMA, eles apresentam quantidades sistematicamente maiores, com Fe^{3+} de 0,043 a 0,120 a.f.u. O Ba tem correlação inversa ao Fe^{3+} , apresentando os maiores teores no SN.

Nefelina

A nefelina presente nas diferentes fácies do *stock* possui núcleos de composição $Ne_{70,6-67,3}Qz_{18,4-15,3}Ks_{14,5-12,1}$ e bordas de $Ne_{73,0-68,5}Qz_{16,0-10,6}Ks_{14,6-12,9}$. Nos DNMM e DNMA a nefelina apresenta composição entre $Ne_{74,2-70,6}Qz_{16,1-9,5}Ks_{16,9-13,3}$ (Tabelas 26, Anexo I, e 22DS).

No diagrama Ne-Qz-Ks (Figura 29) observa-se um *trend* composicional bem definido, onde os núcleos das nefelinas são mais ricos no componente Qz do que as bordas. O *trend* composicional evolui em conformidade com os limites de solução sólida, nas temperaturas estabelecidas experimentalmente por Hamilton & Mackenzie (1960) e Hamilton (1961). Os núcleos dos cristais do *stock* são equilibrados em temperaturas acima de 700°C, enquanto as bordas e os grãos dos diques em temperaturas mais baixas.

As nefelinas dos diques e do *stock* apresentam grandes similaridades em relação aos componentes maiores, com as diferenças residindo nos elementos menores. No sítio tetraédrico o Fe^{3+} ocorre em pequenas quantidades, variando entre 0,037 a 0,068 a.f.u. para o *stock*, 0,059 a 0,083 a.f.u. para os DNMM e 0,107 a 0,247 a.f.u. para as dos DNMA. No sítio M, o Ca da nefelina também aparece em pequenas quantidades, variando de 0,086 a 0,152 a.f.u. nos núcleos e de 0,097 a 0,192 a.f.u. nas bordas dos grãos do *stock*, de 0,059 a 0,030 a.f.u. nos DNMM e de 0,024 a 0,005 a.f.u. nos DNMA.

Sodalita

A sodalita possui composição muito próxima à da fórmula ideal (Si ~6,0 a.f.u.; Al ~6,0 a.f.u., Na entre 7,5-8,0 a.f.u. e Cl ~1,8 a.f.u.; Tabela 27, Anexo I). Foram também registradas quantidades traço de Fe^{3+} (até 0,074 a.f.u.), Ca (até 0,052 a.f.u.) e S (até 0,040 a.f.u.).

Figura 29 - Diagrama Ne - Qz - Ks (proporção molecular) mostrando a evolução da composição de nefelinas das rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo. Temperaturas de equilíbrio conforme Hamilton & Mackenzie (1960) e Hamilton (1961).

Analcima

No *stock* nefelina sienítico, as analcimas intersticiais possuem composição de $\text{Ne}_{46,0-52,2}\text{Qz}_{54,0-47,8}$, enquanto as formadas por alteração de nefelinas, de $\text{Ne}_{40,1-43,9}\text{Qz}_{59,9-56,1}$ (Tabela 23DS). Nos diques, elas têm composição variando de $\text{Ne}_{44,5-51,7}\text{Qz}_{55,1-47,2}$ (Tabela 28, Anexo I), sem uma clara relação com o tipo textural.

Quantidades menores de Ca (até 0,020 a.f.u.), Fe^{3+} (até 0,016 a.f.u.) e K (até 0,012 a.f.u.) foram detectadas, sem guardar relação com os demais elementos. Os baixos teores destes elementos, principalmente de Fe_2O_3 , são comparáveis às analcimas do tipo H (hidrotermais) de Luhr & Kyser (1989).

Os estudos experimentais de Kim & Burley (1980) e Pechar (1990) demonstram que a paragênese albita – analcima formam-se em temperaturas compreendidas entre 600 e 300°C. Assim, conclui-se que as analcimas intersticiais cristalizaram-se juntamente com a albita secundária provavelmente com temperaturas equivalentes aos estágios pós-magmáticos. Os agregados de analcimas, cancrinita e zeólitas, formados pela alteração da nefelina, resultariam da interação com fluidos deutéricos e/ou hidrotermais provavelmente em temperaturas ainda mais baixas.

Anfibólio

Os anfibólios foram classificados de acordo com Leake *et al.* (1997), e apresentados na Figura 30 (A e B) e nas Tabelas 22 (Anexo I) e 10DS. Sua fórmula estrutural foi calculada a partir da média entre a estimativa mínima e máxima de Fe^{3+} de Schumaker (1997), obtendo-se valores muito próximos aos do método 13-CNK.

No SN, o anfibólio tem composição variando de ferropargasita com K e Ti a hastingsita com K e Ti. No NSII, os núcleos dos grãos são de hastingsita com F, K e Ti a ferropargasita com F, K e Ti, enquanto as bordas, juntamente com os anfibólios do NSI e DNMM, são de hastingsita com F, K e Ti, porém nem todas as análises possuem o modificador “com F”. Já nos DNMA, o anfibólio possui composição de ferri-magnésio-catoforita com F, Mn e K.

As composições químicas para cada grupo litológico são representadas pelas seguintes fórmulas estruturais:

- SN, NSII e NSI

- DNMM

- DNMA

Os sítios tetraédricos T são ocupados por Si e Al numa proporção aproximadamente de 6:2, salvo os anfibólios dos diques agpaiticos com proporção 7:1.

No sítio C ocorrem as principais variações químicas. A substituição mais importante volumetricamente é:

Figura 30 - Diagramas classificatórios de Leake (1997). **(A)** Cálculo com $Ca_B \geq 1,50$, $(Na + K)_B \geq 0,50$, $Ti < 0,50$ e $Al_C \geq Fe^{3+}_C$; **(B)** cálculo com $Ca_B \geq 1,50$, $(Na + K)_B \geq 0,50$, $Ti < 0,50$ e $Al_C < Fe^{3+}_C$; **(C)** cálculo-sódico com $(Na + K)_B \geq 0,50$, $(Ca+Na)_B \geq 1,00$, $Na_B < 1,50$; e **(D)** diagrama F vs $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ mostrando o comportamento do F para os anfíbios das rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo.

A soma destes totaliza aproximadamente 4 a.f.u. para os anfibólios da maioria dos litotipos, variando em torno de 3,7 a.f.u. nos DNMM e nas bordas dos grãos nos NSII e NSI, e de 3,0 a.f.u. nos DNMA. A tendência evolutiva dos anfibólios segue uma variação composicional que passa de núcleos de cristais mais magnesianos para as bordas mais ricas em Fe^{2+} , num comportamento similar ao dos piroxênios associados.

Os totais dos elementos Ti_C , Al_C e Fe^{3+}_C ocupam aproximadamente um sítio catiônico por fórmula unitária, com exceção do DNMA onde soma 1,6 a.f.u. A concentração de Ti_C varia numa razão direta com Mg_C , geralmente com os núcleos dos grãos sempre mais enriquecidos nestes dois elementos do que as bordas, exceto no DNMA onde Ti_C é quase nulo e Mg_C é alto. Al_C está presente em quantidades baixas, geralmente entre 0,1 e 0,3 a.f.u. Mantém-se constante nos cristais (borda-núcleo), sendo relativamente mais abundante nos NSI e NSII. O Fe^{3+}_C é mais abundante nos anfibólios do DNMA e menos nos do SN e em núcleos no NSII. Ressalta-se uma boa correlação negativa entre Fe^{3+}_C e Ti_C , incluindo o anfibólio do DNMA.

O sítio B é tomado em quase sua totalidade por Ca, com uma pequena contribuição de Na no SN, NSII, NSI e DNMM, à exceção do DNMA onde ele está ocupado por Ca e Na numa proporção aproximada de 1:1.

Os sítios A estão praticamente todos preenchidos com Na e K numa proporção de aproximadamente 2:1, com as bordas dos grãos sendo relativamente mais enriquecidas em K.

F representa o principal halogênio presente no sítio aniônico. Sua variação possui uma boa correlação positiva com Fe^{3+}_C e negativa com Ti_C e $(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})_C$. O teor de F aumenta progressivamente no núcleo dos grãos do SN para o NSII, DNMM, NSI e, finalmente, DNMA (Figura 30D). Contudo, a evolução núcleo-borda dos grãos registra uma inversão nas correlações com Fe^{3+}_C , Ti_C e $(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})_C$. Estas diferenças no comportamento podem estar associadas a microvariações na atividade dos voláteis, conforme demonstrado por Parson *et al.* (1991) no maciço de Kokkelen.

Cl varia entre 0 e 0,1 a.f.u., concentrando-se preferencialmente nas bordas dos grãos de anfibólio do NSI e NSII.

Piroxênio

De acordo com a classificação de Morimoto (1990), os piroxênios pertencem à série diopsídio - hedenbergita - egirina-augita - egirina (Figura 31A; Tabelas 21, Anexo I, e 07DS).

A composição de diopsídio predomina nos piroxênios do SN, à exceção de algumas bordas que apresentam composição de hedenbergita. Nos NSII e NSI, a composição do núcleo dos grãos variam entre diopsídio, hedenbergita e hedenbergita com Fe^{3+} , e as bordas entre hedenbergita, hedenbergita com Fe^{3+} e hedenbergita com Fe^{3+} e Zr (Zr até 0,014 a.f.u.). Nos DNMM, os piroxênios são principalmente egirina-augita com Zr, enquanto nos DNMA têm composição entre egirina-augita com Zr e egirina.

Figura 31 - (A) Diagramas de classificação de piroxênios segundo Morimoto (1990). **(B)** Diagrama Na-Mg-(Fe²⁺+Fe³⁺+Mn-Na) (a.f.u.) para os piroxênios das rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo, e as principais linhas de tendências de piroxênios de outros complexos sieníticos da Província Serra do Mar: 1a, Ilha dos Búzios - porção central; 1b, Ilha dos Búzios - porção marginal (Alves, 1996); 2, Itaúna (Valença, 1980); 3, Morro Redondo (Brotzu *et al.*, 1989); 4, Soarinho (Valença, 1980); 5, Ilha de Vitória (Motoki, 1986); 6, Ilha de São Sebastião (Bellieni *et al.*, 1990); 7, Tanguá - Rio Bonito - Morro de São João (Valença, 1980); 8, Itatiaia (Brotzu *et al.*, 1997); 9, Passa Quatro (Brotzu *et al.*, 1992).

Nas rochas do *stock*, o sítio M2 é ocupado em sua quase totalidade por Ca, com pequenas contribuições de Na, Fe e Mn. Fe e Mn só preenchem este sítio nos piroxênios com $\text{Na} < 0,1$, notadamente nos SN e em alguns núcleos no NSII e NSI. As bordas dos piroxênios mostram claramente substituição de Ca_{M2} por Na_{M2} , apresentando concentrações de até 0,2 a.f.u. de Na_{M2} no NSI. Nos diques, eles acompanham esta tendência, com Na_{M2} variando de 0,224 a 0,394 a.f.u. no DNMM e de 0,421 a 0,918 a.f.u. no DNMA.

No sítio M1 as principais variações são de Mg, Fe^{2+} e Fe^{3+} , com os dois primeiros controlando a substituição diopsídio-hedenbergita, que ocorre sobretudo nos SN, NSII, NSI e DNMM. O $\text{Fe}^{3+}_{\text{M1}}$ acompanha a variação do Na_{M2} , concentrando-se em maior quantidade nas bordas de grãos nos NSII, NSI, DNMM e DNMA, e em menor grau em grãos no SN e em porções de núcleo nos NSI e NSII.

O enriquecimento de $\text{Fe}^{3+}_{\text{M1}}$ e Na_{M2} em relação à substituição diopsídio-hedenbergita é comparável ao dos piroxênios de diversos corpos sieníticos da Província Serra do Mar (Figura 31B). Assim, os piroxênios presentes nas rochas do *stock* (SN, NSII e NSI) mostram um padrão evolutivo comparável aos das ilhas de São Sebastião (Bellieni *et al.*, 1990), Vitória (Motoki, 1986) e, em parte, dos Búzios (Alves, 1996). Isto sugere que tais ocorrências cristalizaram-se sob condições geológicas similares, prevalecendo nos tipos mais insaturados o enriquecimento da hedenbergita ao invés da egrina.

Os cátions Ti_{M1} , Al_{M1} e Zr_{M1} aparecem em quantidades menores, em média com menos de 1% ($< 0,040$ a.f.u.) do total. Ti_{M1} e Al_{M1} possuem uma correlação fraca com Al_{T} , sugerindo a entrada através das substituições acopladas do tipo (3) e (4) de Morimoto (1990), à exceção dos presentes no DNMA onde correlacionam-se com o Na_{M2} .

O Zr_{M1} parece ser controlado pelas substituições hedenbergítica e egrínica, concentrando-se nas porções mais ricas em $(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$ e $(\text{Fe}^{3+} + \text{Na})$. A sua entrada na estrutura mineral deve associar-se à substituição acoplada do tipo (2) de Morimoto (1990).

Biotita

A biotita aproxima-se da composição ideal da annita, com contribuições da molécula flogopita e siderophyllita (Figura 32; Tabelas 23, Anexo I, e 13DS).

Os sítios tetraédricos são ocupados por Si e Al, com pequenas quantidades de Fe^{3+} (até 0,064 a.f.u.). O comportamento de Fe^{3+} acompanha Si enquanto Al^{IV} segue o inverso destes. Os termos mais ricos em Al^{IV} residem nos NSI e NSII.

As principais variações registradas envolvem trocas entre Fe^{2+} e Mg, que representam os principais cátions deste sítio. Contudo, foram detectadas quantidades pequenas de Ti (até 0,356 a.f.u. no *stock* e até 0,604 a.f.u. nos diques), $\square^{\text{VI}}$ (até 0,161 por fórmula unitária no *stock*, até 0,306 por fórmula unitária nos diques) e Mn (até 0,111 a.f.u. no *stock* e até 0,222 a.f.u. nos diques).

De acordo com as variações químicas presentes, pode-se inferir que o comportamento de Ti segue um mecanismo de substituição acoplada expresso por:

Figura 32 - Diagrama de classificação de biotitas segundo os componentes Eastonita - Siderophillita - Flogopita - Annita (Deer *et al.*, 1992), para as rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo.

Figura 33 - Diagrama ternário FeO - Fe₂O₃ - TiO₂ (proporção molecular) para as composições originais reconstituídas (fase hospedeira + lamela) das magnetitas das rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo.

O sítio intercamada é ocupado principalmente por K, com traços de Na (até 0,111 a.f.u.), Ba (até 0,035 a.f.u.) e Ca (até 0,033 a.f.u.). Mencione-se que os mecanismos de substituição destes cátions não traduzem uma coerência de litologia ou de posição na área do grão.

F aparece substituindo o ânion (OH)⁻ em concentrações de até 0,814 a.f.u., ocorrendo preferencialmente em biotitas de NSII e NSI.

Magnetita

A composição de titanomagnetitas reconstituídas (somando-se proporcionalmente o par lamela-hospedeiro) apresenta as seguintes variações: Mt_{44,7-68,8}Ulv_{55,3-31,1} no SN, Mt_{44,6-74,0}Ulv_{55,4-26,0} no NSII, Mt_{53,9-77,7}Ulv_{46,1-22,3} no NSI, Mt_{63,9-94,7}Ulv_{36,1-5,3} no DNMM e Mt_{77,9-94,1}Ulv_{22,1-5,9} no DNMA (Figura 33; Tabela 24, Anexo I, e 16DS). As reconstituições da possível composição original foram efetuadas através da média ponderada das análises de lamela e hospedeiro ou analisando-se diretamente com o feixe da microsonda eletrônica desfocado (30µm) para os casos com lamelas muito finas. A ponderação de lamela-hospedeiro foi feita levando em conta as respectivas áreas no grão, integradas através de fotomicrografias ou imagens de elétrons retro-espalhados.

No *stock*, as titanomagnetitas hospedeiras têm composições variando de Mt₉₁-Ulv₀₉ no SN até Mt₀₈-Ulv₀₂ no NSI. Possuem traços de Al (até 0,065 a.f.u.), Ti (até 0,083 a.f.u.) e Mn (até 0,030 a.f.u.). Observa-se um enriquecimento relativo com Ti e Al numa proporção de 2:1, sendo nos SN as mais ricas em Al. Mn é mais abundante nos termos ricos em Ti, conquanto não evidencie variações claras com a fácies.

No DNMM, a fase hospedeira possui composição de Mt₉₄₋₈₉Ulv₀₅₋₀₉. Dentre os elementos menores destacam-se apenas traço de Mn (até 0,038 a.f.u.).

No DNMA, a fase hospedeira apresenta uma composição muito similar à original calculada, devido à quantidade restrita de lamelas. Sua composição é de Mt₉₇₋₈₅Ulv₀₃₋₁₅. Aparecem também quantidades significativas de Mn (até 0,172 a.f.u.) e Ti (até 0,148 a.f.u.), além de traço de Zn (até 0,027 a.f.u.).

As lamelas de “oxi-exsolução” nas titanomagnetitas de rochas do *stock* são representadas por ilmenitas, com variações composicionais entre Hem₁₆Ilm₈₄ e Hem₀₃Ilm₉₇. Apresentam concentrações relativamente altas de Mn (de 0,189 a.f.u. a 0,493 a.f.u.), além de Al (0,028 a.f.u.), Mg (0,037 a.f.u.) e Nb (0,020 a.f.u.). Destacam-se o comportamento inverso do Mg e Nb nestas lamelas, com enriquecimento de Mg no SN e de Nb no NSI.

As lamelas de oxi-exsolução no DNMM possuem composição de ilmenita, com Ilm₉₄₋₉₀Hem₇₋₆. Dentre os elementos menores destacam-se as quantidades de Fe³⁺ (até 0,248 a.f.u.) e Mn (até 0,468 a.f.u.). Nos DNMA, elas têm composição entre ilmenita manganesífera e pirofanita (Mn de 0,744 até 1,760 a.f.u.; Ti de 1,637 até 1,969 a.f.u.; Fe²⁺ de 0,056 até 1,162 a.f.u.). Fe³⁺ aparece em quantidades variáveis, desde 0,000 até 0,712 a.f.u. A quantidade de elemento traço é extremamente baixa, com Al de até 0,016 a.f.u., Zn até 0,012 a.f.u. e Si até 0,021 a.f.u.

Química de rocha

As litologias do *stock* nefelina-sienítico e dos diques sin-plutônicos associados da suíte alcalina da ilha Monte de Trigo correspondem, no diagrama TAS (Figura 34A), principalmente aos tipos magmáticos traquito e fonólito (Tabela 38, Anexo II). As variações quanto à saturação em sílica presentes também são observadas nas descrições petrográficas (Enrich, 2000; Capítulo 03), e constituem uma feição petrológica característica dos corpos sieníticos da Província Serra do Mar (Ulbrich & Gomes, 1981; Morbidelli *et al.*, 1995).

Dentre as fácies petrográficas do *stock*, o SN representa a de maior variação química, com composições (TAS) de traquito, próximos ao limite com fonólito, e de tefrifonólito, próximo aos limites com o traquiandesito e fonotefrito. A amostra MTR52a (SN bandado rico em máficos) responde pela variedade mais empobrecida em sílica e álcalis. As rochas desta fácies possuem índice mg# entre 17,8 e 24,1 e D.I. entre 69,7 e 87,5, com nefelina normativa entre 1,07 e 5,07 (% em peso). Em contraposição, NSI e NSII restringem-se quimicamente aos campos (TAS) de traquito e fonólito. O índice mg# varia no NSII entre 6,6 e 14,6 (D.I., 83,8 - 87,7) e no NSI entre 0,0 e 6,1 (D.I. 87,6 - 88,8). Ao contrário dos indicadores magmáticos utilizados, a nefelina normativa não discrimina diferença entre estas duas fácies (4,43 a 11,66 no NSII; 5,13 a 9,36 no NSI).

Os diques de nefelina microssienito correspondem a fonólito, traquito e tefrifonólito no diagrama TAS. O índice mg# varia de 10,7 a 19,1 (D.I., 82,4 - 89,5) nos DNMM e 0,0 a 9,0 (D.I., 87,7 - 92,9) nos DNMA. Ressalte-se a concentração de nefelina normativa, com variações entre 4,50 e 13,31 % em peso nos DNMM. Já os diques agpaíticos distinguem-se pelos teores normativos elevados de *ne* (9,15 a 26,82% em peso) e pela presença de acmita normativa (0,00 a 6,06% em peso). Metassilicato de Na (0,51% em peso) aparece no DNMA com eudialita modal (MTR01b).

No diagrama TAS (Figura 34A), as rochas analisadas também são comparadas com os campos de variação das associações congêneres mais próximas, as ilhas de Búzios (Alves, 1996), Vitória (Motoki, 1986) e São Sebastião (Bellieni *et al.* 1990; Lima, 2001). Nele, observa-se que o corpo nefelina sienítico da Ilha Monte de Trigo é mais insaturado que os de Búzios e Ilhabela, e comparável ao da Ilha Vitória. Destaca-se uma única amostra do *Stock* da Serraria (Ilhabela), com álcalis e sílica algo similar ao da amostra sienítica bandada (MTR52a).

No diagrama K₂O versus Na₂O (Figura 34B), as rochas distribuem-se no campo da série transicional de Comin-Chiaramonti *et al.* (1997), exceto os DNMA, que correspondem à série sódica. Esta tendência evolutiva transicional, com enriquecimento em sódio nos termos mais diferenciados, é similar à de outros corpos da região (*e.g.* Ilha de Búzios; Alves, 1996).

O caráter miaskítico do *stock* é evidenciado pelo índice A.I., compreendido entre 0,70 e 0,90 (Figura 34C, Tabela 38, Anexo II). Sua variação parece ser controlada sobretudo pelo aumento do D.I. Essa feição química pode também ser observada nas outras ocorrências das proximidades, como Ilhabela (Bellieni *et al.*, 1990), Vitória (Motoki, 1986) e Búzios (Alves, 1996).

Figura 34 - (A) Diagrama TAS (Total de Álcalis vs Sílica, em % de peso) de classificação das rochas ígneas segundo a IUGS (Le Maitre, 2002). **(B)** Diagrama Na_2O vs K_2O com os campos das séries de alto potássio, potássica, transicional e sódica de Comin-Chiaramonti *et al.* (1997). **(C)** Diagrama A.I. ($(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$, proporção molecular) vs D.I. ($\text{Qz} + \text{Or} + \text{Ab} + \text{Ne} + \text{Lc} + \text{Ks}$, composição normativa) para as rochas alcalinas da Ilha Monte de Trigo.

Nos DNMM, o A.I. varia entre 0,91 e 0,98 enquanto nos DNMA, entre 1,04 e 1,08. Estes últimos são considerados rochas sieníticas agpaíticas *sensu stricto* por possuírem silicatos complexos de Zr. Diques miaskíticos e agpaíticos associados a um *stock* miaskítico são também descritos por Alves (1996) na Ilha dos Búzios.

As rochas do *stock* possuem variações interelementares coerentes, caracterizadas por aumento de SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O e K_2O e decréscimo de TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$, MnO , MgO , CaO e P_2O_5 com o aumento de D.I. (Figura 35). Os DNMM e DNMA acompanham em parte esta variação, apresentando maior dispersão dos dados e concentrações sistematicamente menores de SiO_2 e maiores de $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$. Destacam-se nestes diques um enriquecimento relativo de MnO e Na_2O , empobrecimento de K_2O e ampla variação do Al_2O_3 . O SN bandado (MTR52a) possui as maiores concentrações de TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$, MgO , CaO e P_2O_5 . Esta rocha é mais rica em anfibólio, biotita, magnetita, titanita e apatita, e apresenta textura cumulática, fato que explica este comportamento.

Os elementos traços em geral apresentam intervalos de variação restritos nas fácies do *stock*, em contraposição com as amplas variações nos DNMM e DNMA. Em relação ao aumento de D.I. (Figura 36), as rochas nefelina sieníticas caracterizam-se pela diminuição de Sr e Ba, sugerindo um comportamento compatível com cristalização precoce de feldspato alcalino. Zn também decresce, sendo provavelmente controlado pela presença de anfibólio, além de biotita, piroxênio e magnetita. No entanto, apresenta grande dispersão nos diques onde esfarelita está presente.

Ressalta-se no *stock*, o empobrecimento dos ETR leves e, em menor escala, de Y, ETR pesados, Nb e Ta. Estas rochas possuem um comportamento neutro para Ga, Zr, Hf, U e Pb, e um sutil enriquecimento de Cs, Rb e Th. Alguns DNMM acompanham essas mesmas tendências apresentadas acima, enquanto outros, juntamente com os DNMA, são fortemente enriquecidos em todos estes elementos mencionados.

A razão Zr/Nb das rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo varia principalmente entre 2,74 e 4,25, salvo os DNMA e alguns DNMM e NSI com valores entre 4,46 e 8,42.

As variedades do *stock* nefelina sienítico mostram enriquecimento entre 25 e 400 vezes em relação ao modelo de manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) para a maioria dos LILE (Rb, Sr, Ba e Pb), HFSE (Th, U, Nb, Ta, Zr e Hf) e ETR leves (La, Ce, Nd), conforme ilustra a Figura 37A. Os ETR pesados e o Y enriquecem-se em menor quantidade, entre 4 e 8 vezes. Estas rochas são marcadas por anomalias negativas fracas para Sr, P, Ti e Cs e positiva para Ba.

Nos DNMM, o padrão de distribuição dos elementos incompatíveis (Figura 37B) é similar ao apresentado pelas rochas do *stock*, diferindo por apresentar algo mais enriquecido em HFSE e anomalias negativas para Sr, P e Ti mais pronunciadas. Os DNMA, por outro lado, distinguem-se por apresentar fortes anomalias negativas para Sr, Ba, P e Ti. Os demais elementos incompatíveis mostram enriquecimentos similares ou maiores em relação às demais rochas.

Os padrões de distribuição elementos terras raras nos SN, NSII e NSI, normalizados em relação ao condrito C1 (McDonough & Sun, 1995) indicam enriquecimento dos ETR leves em relação aos pesados

Figura 35 - Diagramas D.I. (Thornton & Turtle, 1960) vs elementos maiores e menores (% em peso) para as rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo. D.I. = $Qz+Or+Ab+Ne+Lc+Ks$.

Figura 36 - Diagramas D.I. (Thornton & Turtle, 1960) vs elementos traços (ppm) para as rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo. D.I. = $Qz + Or + Ab + Ne + Lc + Ks$.

Figura 36 - Continuação.

Figura 37 - Diagrama multi-elementos ("spidergrams") para os elementos incompatíveis de rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo. (A) *Stock*. (B) Diques de nefelina microssienito. Elementos normalizados segundo o manto pirolítico ("Silicate Earth") de McDonough & Sun (1995). Campo sombreado em (A) representa a composição dos diques de nefelina microssienito e em (B) a composição das rochas do *stock*.

(Figura 38A), com razões La_N/Yb_N variando entre 27,7 a 30,5, à exceção da amostra MTR52a de SN com 37,3. Este enriquecimento é sutilmente maior nos NSI (La_N/Sm_N , 6,84 - 6,96 e Gd_N/Yb_N , 2,42 - 2,45) e NSII (La_N/Sm_N , 5,68 - 6,11 e Gd_N/Yb_N , 2,61 - 2,77) do que nos SN (La_N/Sm_N , 5,11 - 5,17 e Gd_N/Yb_N , 3,18 - 3,97).

Nos DNMM (Figura 38B) as curvas são similares àquelas definidas para as rochas do *stock*, porém com maior dispersão nas razões de La_N/Yb_N (24,5 - 35,0) e La_N/Sm_N (5,15 - 7,37), e um intervalo pouco inferior para os ETR pesados (Gd_N/Yb_N , 1,95 - 2,81).

Os DNMA apresentam um padrão de distribuição curvo (Figura 38B), que se traduz num forte enriquecimento relativo em ETR pesados, refletido nas mais baixas razões La_N/Yb_N determinadas (7,2 a 17,1). As razão La_N/Sm_N (3,14 a 11,62) em parte coincidem com as do *stock*, enquanto Gd_N/Yb_N (0,84 a 1,47) são bem distintas.

A Figura 38C relaciona as razões entre ETR leves, médios e pesados com o D.I. nos diversos litotipos. Nota-se em relação ao D.I. uma clara correlação negativa com as razões La_N/Yb_N e Gd_N/Yb_N , e positivas com La_N/Sm_N .

As anomalias de Eu/Eu^* são mais pronunciadas nas amostras com maior índice D.I. (Figura 38C). Possuem um caráter positivo em todas as variedades do *stock* e negativo nas rochas de diques. Esse comportamento é bastante sugestivo de processos de acumulação de feldspato no *stock* em relação aos diques.

Isótopos de Sr e Nd

Foram determinadas razões isotópicas de $^{87}Sr/^{86}Sr$ e $^{147}Nd/^{144}Nd$ em quatro litologias representativas para o *stock* nefelina sienítico e diques associados da Ilha Monte de Trigo (Tabela 38, Anexo II). As razões iniciais ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_i e ($^{147}Nd/^{144}Nd$)_i foram calculadas com base em 86,5Ma.

As razões $^{87}Sr/^{86}Sr_{(86,5Ma)}$ nos SN, NSII e NSI variam entre 0,70463 e 0,70504. O DNMA foi a única variedade a se afastar deste intervalo, com valores de 0,70290. Este valor mais baixo contém um erro relativamente alto devido ao baixo conteúdo de Sr (16,7ppm). As razões determinadas estão próximas a pouco superior às observadas no nefelina monzossienito (0,70466: Capítulo 05) e nos diques de camptonito e tefrifonólito (0,70442-0,70451: Capítulo 08). Nas litologias mais máficas presentes na ilha Monte de Trigo (olivina gabro, olivina gabro com nefelina, e dique de monchiquito) a diferença entre os intervalos acentua-se ainda mais, com estas apresentando intervalos mais baixos (0,70374-0,70424: Capítulos 05 e 08).

As diferenças entre os termos petrográficos mais félsicos e máficos é uma característica comum encontrada nas rochas alcalinas brasileiras (Morbidelli *et al.*, 1995), em geral com razões $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ situando-se dentro de intervalos de variação similares aos observados.

As razões $^{147}Nd/^{144}Nd_{(86,5Ma)}$ variam entre 0,512498 e 0,512539 para os SN, NSII, NSI e DNMA. Neste intervalo encontram-se também inserido o nefelina monzossienito (Capítulo 05) e a série de diques de lamprófito a fonólito (Capítulo 08). Por outro lado, estes valores são um pouco inferiores aos do olivina clinopiroxenito, olivina gabro com nefelina e olivina gabro.

Figura 38 - Diagrama multi-elementos ("spidergrams") para os elementos terras raras (ETR) de rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo. (A) Stock nefelina sienítico. (B) Diques de nefelina microssienito. Campo sombreado em (A) representa a composição dos diques de nefelina microssienito e em (B) a composição das rochas do stock. (C) Diagramas D.I. (Thornton & Turtle, 1960) vs as razões La_N/Sm_N , Gd_N/Yb_N , Eu/Eu^* e La_N/Yb_N . Elementos normalizados segundo o Condrito C1 de McDonough & Sun (1995).

Discussão

Condições de cristalização

A pressão litostática do magmatismo nefelina sienítico pode ser estimada a partir do modelo tectônico e geomorfológico proposto por Almeida & Carneiro (1998) para a Serra do Mar, considerando-se também um possível domeamento local e/ou edifício vulcânico. De acordo com este modelo, a porção erodida do pacote crustal que se encontrava sobrepondo a Ilha Monte de Trigo deve corresponder a cerca de 900m. Além disso, um possível domeamento local e/ou a formação de edifício vulcânico para um magmatismo da magnitude desta ocorrência não deve ter ultrapassado 3000m. Considerando uma densidade média de 2,7 para as rochas sobrejacentes (Hall, 1996), pode-se estimar que a pressão litostática corresponde a algo em torno de 0,2 a 1,0 kbar. Para fins de modelamento optou-se por valores entre 0,5 e 0,8 kbar. Os dados de piroxênios das rochas máficas associadas (Capítulo 05) também reforçam as evidências do desenvolvimento magmático da suíte sob baixa pressão.

A composição dos feldspatos alcalinos indicam, sob pressão de 0,5 Kbar, temperaturas mínimas entre 800 e 750°C para o *stock* nefelina sienítico, e próximo de 700°C para os diques de nefelina microssienito, de acordo com o modelo de Elkins & Grove (1990). Para as nefelinas, o geotermômetro de Hamilton (1961) indica temperaturas de reequilíbrio acima de 700°C para os núcleos dos grãos das fácies plutônicas e entre 700 e 600°C para as respectivas bordas e para os grãos dos diques. Supõe-se que a temperatura pode ter sido um pouco superior à apresentada pelas estimativas mínimas de feldspato e nefelina. Estudos experimentais recentes em tipos litológicos semelhantes (*e.g.* Berndt *et al.*, 2001; Freise *et al.*, 2003) demonstram que temperaturas entre 700 e 900°C estão dentro no intervalo entre o *liquidus* e o *solidus*.

Seguindo os mesmos procedimentos de Markl *et al.* (2001), Marks & Markl (2003) e de Halama *et al.* (2005), a atividade de sílica (αSiO_2) e a temperatura foram também estimadas através dos equilíbrios entre os componentes moleculares Ne, Ab e Jd na nefelina, no feldspato alcalino e no piroxênio, respectivamente. Para tanto foram considerados os equilíbrios:

A atividade do componente albita (αAb) nos feldspatos analisados foi calculada segundo o modelo termodinâmico de Elkins & Grove (1990) e a atividade do componente jadeíta (αJd) nos clinopiroxênios foi calculada segundo o modelo de Sack & Ghiorso (1994). Ambos foram efetuados com o auxílio da página “MELTS Supplemental Calculator” de Mark S. Ghiorso (<http://melts.ess.washington.edu/MeltsCALC/index.html>), para temperaturas de 700, 800, 900 e 1000°C (Tabela 11). A atividade da nefelina (αNe) foi calculada de forma similar a de Halama *et al.* (2005), utilizando-se um modelo ideal envolvendo dois sítios catiônicos independentes (*mixing-on-site model*) (Tabela 11). Segundo este modelo, para a fórmula $(\text{Na}, \text{K}, \square)(\text{Al}, \text{Si})\text{SiO}_4$ tem-se que $\alpha\text{Ne} = X_{\text{Na,M}} * X_{\text{Al,T}}$, onde $X_{\text{Na,M}}$ representa a fração molar de Na no sítio octaédrico e $X_{\text{Al,T}}$ representa a fração molar de Al em um dos sítios tetraédricos. O cálculo das atividades dos componentes Ab, Ne e Jd foi realizada com a

média da composição química de cada fase por amostra. Os equilíbrios foram calculados para pressões litostáticas de 500 bar, utilizando-se o programa TWEEQU 2.02 de R. B. Berman & T. H. Brown, com o banco de dados de Berman (1988). As propriedades termodinâmicas da nefelina foram extraídas de Sharp *et al.* (1989) e adicionadas a este banco de dados, de forma similar ao efetuado por Halama *et al.* (2005).

Tabela 11 - Parâmetros utilizados para a determinação das condições do equilíbrio albita-jadeíta-nefelina nas rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo.

Amostras		MTR31b	MTR26c	MTR52a	MTR05e	MTR41a	MTR11a	MTR67a	MTR04c	MTR01b
Fácies	temperatura	SN	SN	SN	NSII	NSI	NSI	DNMM	DNMA	DNMA
$X_{Na,M}$		---	---	0,746	0,733	0,721	0,75	0,763	0,776	0,773
$X_{Al,T}$		---	---	0,921	0,916	0,909	0,921	0,921	0,903	0,904
$\alpha(Ne)^{(1)}$		---	---	0,687	0,671	0,655	0,691	0,703	0,701	0,699
Ab		0,540	0,625	0,547	0,560	0,577	0,603	0,574	0,623	0,589
An		0,015	0,028	0,026	0,021	0,012	0,034	0,030	0,002	0,001
Or		0,440	0,342	0,417	0,416	0,409	0,360	0,420	0,375	0,410
$\alpha(Ab)^{(2)(3)}$	700°C	0,829	0,813	0,803	0,817	0,843	0,796	0,797	0,874	0,874
$\alpha(Ab)^{(2)(3)}$	800°C	0,778	0,782	0,758	0,773	0,798	0,763	0,756	0,833	0,826
$\alpha(Ab)^{(2)(3)}$	900°C	0,739	0,758	0,724	0,738	0,762	0,737	0,723	0,801	0,789
$\alpha(Ab)^{(2)(3)}$	1000°C	0,707	0,737	0,696	0,709	0,734	0,716	0,696	0,775	0,758
Dj ⁽⁴⁾		0,44555	0,44648	0,48205	0,31645	0,25857	0,25047	0,30568	0,26104	0,10123
En ⁽⁴⁾		0,04833	0,04316	0,03291	0,01979	0,01326	-0,00141 ⁽⁵⁾	-0,08879 ⁽⁵⁾	-0,05014 ⁽⁵⁾	-0,04413 ⁽⁵⁾
Hd ⁽⁴⁾		0,39087	0,39061	0,33233	0,50409	0,53335	0,54812	0,26320	0,11756	0,00943
Al Bf ⁽⁴⁾		-0,02601	-0,03356	-0,00358	-0,04469	-0,08192	-0,05722	-0,43009	-0,58676	-0,83550
Bf ⁽⁴⁾		0,05265	0,05539	0,04622	0,07183	0,11240	0,09255	0,45491	0,61582	0,87531
Es ⁽⁴⁾		0,02742	0,03351	0,04336	0,05343	0,03800	0,06019	0,16247	0,08129	0,05838
Jd ⁽⁴⁾		0,06120	0,06442	0,06670	0,07910	0,12635	0,10730	0,33262	0,56119	0,83526
$\alpha(Jd)^{(4)(3)}$	700°C	0,0160	0,0163	0,0215	0,0189	0,0294	0,0274	0,0151	0,0241	0,0286
$\alpha(Jd)^{(4)(3)}$	800°C	0,0166	0,0170	0,0223	0,0199	0,0305	0,0287	0,0168	0,0267	0,0328
$\alpha(Jd)^{(4)(3)}$	900°C	0,0172	0,0176	0,0229	0,0207	0,0315	0,0299	0,0181	0,0288	0,0361
$\alpha(Jd)^{(4)(3)}$	1000°C	0,0176	0,0181	0,0235	0,0214	0,0324	0,0308	0,0192	0,0305	0,0387

(1): calculado segundo modelo de atividade ideal envolvendo dois sítios catiônicos independentes.

(2): calculado segundo Elkins & Grove (1990).

(3): considerando 800 bar de pressão.

(4): calculado segundo Sack & Ghiorso (1994).

(5): considerado = 0,00, pois o modelo de atividade de Sack & Ghiorso (1994) não prevê fração molar negativa para enstatita.

Os resultados ilustrados no diagrama T- αSiO_2 (Figura 39) indicam temperaturas próximas a 850°C para as rochas nas quais o piroxênio está em equilíbrio com a nefelina, correspondendo aos NSI e DNMA. Estes valores são coerentes com as estimativas descritas anteriormente. O SN bandado MTR52a apresentou temperatura mais elevada, de cerca de 950°C, e pode representar uma fração cumulática do início da cristalização e portanto de maior temperatura, ou uma variedade na qual a nefelina tardia não entrou em equilíbrio com o piroxênio.

A αSiO_2 nestes tipos magmáticos é principalmente controlada pelo equilíbrio entre feldspato alcalino e nefelina (Carmichael *et al.*, 1970; Ghiorso & Carmichael, 1987). No entanto, a cristalização tardia da nefelina nas rochas do *stock* e em alguns DNMM, sugerem um decréscimo da αSiO_2 no magma durante a

Figura 39 - Diagrama T (°C) vs $\alpha(\text{SiO}_2)$ mostrando o equilíbrio entre nefelina, albita (no feldspato alcalino) e jadeíta (no piroxênio) nas rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo. As atividades dos membros finais foram calculadas de acordo com a composição mineral determinada. Linhas pontilhadas referem-se a minerais em desequilíbrio.

Figura 39 - Continuação.

cristalização do feldspato alcalino, até atingir as condições do tampão feldspato alcalino e nefelina. Esta condição poder ser observada através das estimativas de αSiO_2 (Figura 39). O equilíbrio entre piroxênio e feldspato alcalino em temperaturas próximas a 850°C sugere αSiO_2 entre 0,7 e 0,8 nos SN sem nefelina (MTR31b e MTR26c). Nos SN bandado (MTR52a), NSII (MTR05e) e DNMM (MTR67a), tal equilíbrio sugere αSiO_2 entre 0,5 e 0,6, representando possivelmente o estágio inicial de cristalização. Por outro lado, o equilíbrio entre o feldspato alcalino e a nefelina, indicam αSiO_2 próximas a 0,4. Nos casos em que a nefelina aparece com texturas granular a eudral, como nos DNMA e em alguns DNMM, as condições deste tampão ($\alpha\text{SiO}_2 \sim 0,4$) teriam sido atingidas no início da cristalização. Em alguns DNMA, a presença de badeleíta e de perovskita sugerem αSiO_2 ainda menores (Ghiorso & Carmichael, 1987), provavelmente relacionados ao início da cristalização.

A $f\text{O}_2$ foi estimada a partir da composição da magnetita reconstituída (lamela+hospedeiro), juntamente com as temperaturas de cristalização. A Figura 40 apresenta a composição da titanomagnetita em coexistência com a ilmenita determinada experimentalmente (Buddington & Lindsley, 1964; Lindsley, 1991), juntamente com os campos de variação das rochas do *stock* e dos diques. Vale ressaltar que neste diagrama, o campo de estabilidade do espinélio como única fase corresponde à direita da curva de cada *buffer*. Assim, estima-se que o limite mínimo da $f\text{O}_2$ do magma que gerou o *stock* sienítico corresponde a algo próximo ou inferior ao *buffer* FMQ, enquanto que para os diques, a $f\text{O}_2$ pode corresponder a valores próximos aos *buffers* FMQ e NNO, a exceção da rocha agpaítica MTR01b cuja composição da magnetita sugere condições ainda mais oxidantes.

Estas variações de $f\text{O}_2$ são coerentes com a composição dos piroxênios em paragênese. Nas rochas do *stock*, os piroxênios correspondem à série diopsídio-hedenbergita ($\text{Ae}_{<10}$), enquanto nos DNMM e parte dos DNMA são egirina-augitas (Ae_{20-55}) e no dique agpaítico MTR01b variam entre egirina-augita e egirina (Ae_{75-80}). Além disso, nos feldspatos e nefelinas do DNMA, nota-se um aumento significativo da quantidade de Fe^{3+} em solução sólida.

De fato, o par ilmenita-titanomagnetita em paragênese com textura indicando origem primária foi identificado apenas em uma amostra do SN (MTR31b). Neste caso, a rocha equilibrou-se em $f\text{O}_2$ próximas ao *buffer* FMQ e temperatura de aproximadamente 700°C , conforme o algoritmo de Ghiorso & Sack (1991). A proporção mg# das biotitas, abundantes no SN, também sugere condições próximas ao *buffer* FMQ quando comparada com a de estudos experimentais (e.g. Berndt *et al.*, 2001; Scaillet & Macdonald, 2003; Freise *et al.*, 2003).

As condições de $f\text{O}_2$ para os estágios pós-magmáticos, determinadas pelas lamelas de oxi-exsoluções de ilmenita, são coerentes com as condições magmáticas. Segundo o algoritmo de Ghiorso & Sack (1991), a $f\text{O}_2$ encontra-se próxima ao *buffer* FMQ para o SN, e entre 1 a 2 unidade de log acima para os NSII, NSI e DNMM, com temperaturas entre 400 e 500°C . Este cálculo não se aplica ao DNMA devido ao alto teor de MnO das lamelas.

Figura 40 - Diagrama da T (°C) vs conteúdo do membro final magnetita (mol%) em solução-sólida para as composições reconstituídas (fase hospedeira + lamela) das titanomagnetitas presentes nas rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo. As curvas indicam os dados experimentais obtidos para cada *buffer* segundo Buddington & Lindsley (1964) e Lindsley (1991).

O caráter relativamente hidratado do magma durante a cristalização é indicado pela presença de anfibólio e biotita nestas rochas. Para quantificar a influência deste componente, estimou-se a fH_2 com base no equilíbrio de fase envolvendo o oxi-componente de Fe em pargasitas titaníferas, seguindo a metodologia de Popp *et al.* (1995). Tendo em vista que a fH_2O é função da fH_2 e fO_2 , e que não foram verificadas variações significativas nas estimativas de fO_2 , considera-se fH_2 proporcional a fH_2O . Para o cálculo foram consideradas as condições de P e T descritas acima, a proporção entre Fe^{3+} e Fe^{2+} nos anfibólios de acordo com a média entre os limites mínimos e máximos de Schumacher (1997), e o conteúdo de OH de acordo com a relação proposta por Popp *et al.* (1995), $OH = (2,0 - Fe^{3+} - Ti)$.

Os valores obtidos indicam fH_2 maiores para o SN ($\log fH_2$ entre 5,0 e 1,3) e NSII ($\log fH_2$ entre 2,2 e 0,7), e menores para o NSI ($\log fH_2$ entre 1,3 e 0,6) e DNMM ($\log fH_2$ entre 0,6 e -0,6). Em cada uma das fácies, nota-se também que os maiores valores de fH_2 correspondem aos núcleos dos grãos. Esta variação na escala de um grão deve estar relacionada às diferenças na temperatura de equilíbrio. Este cálculo não foi aplicado aos DNMA devido ao anfibólio presente ter composição de catoforita. Contudo, o predomínio de piroxênio como mineral máfico nesta rocha sugere uma fH_2 ainda menor.

Nos SN, onde a biotita é abundante, a fH_2 também foi determinada de acordo com o equilíbrio: annita = sanidina + magnetita + H_2 , seguindo formulação de Hewitt & Wones (1984). Os valores obtidos de $\log (fH_2)$ variam entre 2,7 e 1,3, confirmando aqueles obtidos com os anfibólios desta fácies.

Vale ressaltar também que a paragênese tardi a pós magmática composta predominantemente de analcima e albita, além de cancrinita e pequenas quantidades de carbonatos, sugere um predomínio de H_2O sobre CO_2 na fase fluída.

Os demais voláteis, como F e Cl, estão presente em quantidades restritas nas rochas do stock, onde aparecem em pequenas quantidades em solução sólida nos minerais hidratados. Os anfibólios zonados nas diferentes fácies do stock, com teores de F mais elevados no sentido da borda do grão, sugere um incremento da fF ao longo da cristalização.

Nos DNMA, ao contrário das outras variedades, parece predominar o F como fase volátil, considerando a presença de uma paragênese anidra rica em Zr silicatos de F (*i.e.* hiortdahlita, lãvenita e wöhlerita). A presença de uma borda de reação nestes diques (Capítulo 03 e 07) também é sugestivo da alta fF . A fCl nos diques também deve aumentar em relação ao stock, dada a presença de sodalita ou eudialita.

Variações nas paragêneses máficas

Com base nas variações modais (Tabela 10), na paragênese e na química de minerais máficos presentes em cada tipo litológico, e nas variações de αSiO_2 , fO_2 e fH_2O do magma descritas no item anterior, é possível identificar algumas relações de equilíbrio na presença de abundante feldspato.

A estabilidade da biotita, presente em quantidade nos SN e em alguns DNMM, é controlada pelo equilíbrio descrito experimentalmente por Hewitt & Wones (1984):

Os anfíbólios, quimicamente representados por componentes da série kaersutita, pargasita e hastingsita, são controlados pelo equilíbrio, descrito experimentalmente por Wones & Gilbert (1982) e Gilbert *et al.* (1982):

Combinando as equações (4) e (5), temos também:

Por analogia, pode-se estabelecer para os termos com Fe^{3+} e Ti^{4+} no lugar do Al octaédrico:

Estas relações mostram que a paragênese máfica e suas proporções dependem da atividade dos componentes dos feldspato alcalino, mineral mais abundante, bem como da atividade da sílica (αSiO_2), $f\text{O}_2$ e $f\text{H}_2\text{O}$. Equações análogas com Mg no lugar de Fe, desde que em pequenas quantidades, mostram situações semelhantes distribuindo-se entre o anfibólio e o piroxênio. Ressalta-se ainda que o conteúdo de anortita no feldspato alcalino é maior no SN e NSI, onde o anfibólio está em paragênese com o piroxênio, e menor no NSII, onde o anfibólio é o mineral ferromagnesiano predominante.

A equação (5) é a que melhor representa a paragênese encontrada no SN, com o equilíbrio tendendo mais para a direita da equação. Isto é compatível com o fato de ser a fácies com menor quantidade modal de nefelina (maior αSiO_2 ao longo de boa parte da seqüência de cristalização). É interessante notar também que o SN corresponde à fácies mais magnesiana.

No NSII há predomínio de anfibólio (mais de 90% dos máficos), sugerindo que o equilíbrio tenha se deslocado para a esquerda das equações (5) a (8).

No NSI, a proporção de anfibólio diminui com aumento de piroxênio e magnetita. Tal paragênese sugere que os equilíbrios das equações (6) e (7) estejam deslocados para a direita em relação ao NSII. Essa variação pode ser resultado da diminuição da $f\text{H}_2\text{O}$ e/ou aumento $f\text{O}_2$.

Assim, as diferentes paragêneses de minerais máficos observadas nas rochas do *stock* nefelina sienítico são controladas por variações nas condições de αSiO_2 , $f\text{H}_2\text{O}$ e $f\text{O}_2$. A αSiO_2 varia sobretudo de acordo com o grau de evolução magmática, no sentido do eutético fonolítico. A $f\text{H}_2\text{O}$, por sua vez, é mais intensa nas porções marginais do maciço (SN e NSII), sugerindo assim uma participação crustal.

Cristalização fracionada

Os dados químicos de piroxênios e anfíbólios das fácies do *stock* revelam variações composicionais segundo uma linha evolutiva que se inicia pelos termos magnesianos mais primitivos no SN até os mais ferruginosos e finais no NSI. Essa variação composicional se traduz na substituição do tipo Fe-Mg, caracterizado por teores mais elevados de Mg nos núcleos dos grãos e de Fe^{2+} as bordas. Esse

comportamento se reflete no quimismo global das rochas, permitindo estabelecer a evolução da seqüência de rochas com a formação inicial do SN (mg# entre 17,8 e 24,1), seguindo-se pelo NSII (mg# entre 6,6 e 14,6), e terminando com NSI (mg# entre 0 e 6,1).

A seqüência de evolução magmática estabelecida para as três fácies torna-se bem evidente no sistema petrogenético residual $\text{SiO}_2\text{-NaAlSiO}_4\text{-KAlSiO}_4$, a $P_{\text{H}_2\text{O}}$ de 1kbar, segundo Hamilton & MacKenzie (1965) (Figura 41). Os SN (MTR26c e MTR53b) correspondem às litologias de mais alta temperatura, situando-se próximo à barreira termal. Estas rochas podem representar os primeiros fracionados. O magma nefelina sienítico evoluiu no sentido do eutético do sistema por cristalização fracionada, com o NSII e NSI apresentando temperaturas sistematicamente mais baixas.

Uma característica importante das rochas do *stock* nefelina sienítico, contrastando com as máficas/ultramáficas, é a limitada variação química (Figuras 34 a 36) e modal. Isto sugere que o principal mecanismo de evolução magmática, por cristalização fracionada, atuou com menor intensidade nas rochas sieníticas. Este comportamento é esperado devido à diferença de viscosidade entre magmas de caráter máficos e félsicos (Hall, 1996).

Comparando-se a composição de rochas e de minerais (Figura 42), nota-se que os SN encontram-se aproximadamente alinhados entre a composição do feldspato alcalino e alguma combinação de máficos, principalmente o anfibólio, sugerindo que esta fácies representa um cumulado dos mesmos. As demais fácies NSII e NSI, bem como os diques, evoluem no sentido de aumento da nefelina e analcima.

Modelos geoquímicos de balanço de massas foram executados visando testar a hipótese da atuação da cristalização fracionada na geração das diferentes fácies reconhecidas. Os resultados (Tabela 12) indicam que é possível obter composições similares à média dos NSII ou NSI a partir da média do SN, fracionando entre 31,6 e 44,3% de uma rocha contendo proporções de 64,32 a 72,90% de feldspato alcalino, 21,72 a 30,77% de anfibólio ou 19,73% de piroxênio mais biotita, 6,92 a 2,49% de titanomagnetita, 1,94 a 1,22% de titanita e 0,90 a 0,68% de apatita, com a Σres^2 variando entre 0,237 a 0,146. Estas proporções de minerais fracionados seriam compatíveis com a observada para a amostra de álcali feldspato sienito com nefelina bandada MTR52a.

O caráter compatível dos elementos traços Sr, Ba e Zn, além do comportamento quase neutro dos ETR e HFSE, confirmam a característica cumulática do feldspato alcalino e, em menor proporção, do anfibólio nas rochas do *stock*.

Nos DNMM, o anfibólio tem composição de hastingsita, semelhante à das bordas dos grãos presentes no NSI e NSII, e o piroxênio de egirina-augita. A biotita, quando presente, possui composição semelhante à de biotitas do *stock* sienítico. O feldspato alcalino possui composição próxima à do eutético do sistema Ab-Or e similar à do presente nas fácies do *stock*.

De forma oposta, quando comparado às características da química de rocha total entre os diques de nefelina microssienito e o NSI, a relação evolutiva entre ambos não é clara. Algumas relações, como entre Na_2O vs SiO_2 (Figura 42), demonstram o caráter mais evoluído dos diques, enquanto outras traduzidas no

Figura 41 - Diagrama petrogenético residual do sistema Quartzo-Nefelina-Kalsilita mostrando a superfície *liquidus*, segundo Hamilton & MacKenzie (1965), para as rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo, plotadas segundo as composições normativas.

Figura 42 - (A) Diagramas de $(\text{FeO}_T + \text{MgO})$ vs Al_2O_3 e **(B)** SiO_2 vs Na_2O (em % de peso) para as rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo. Os círculos cheios cinzas representam a composição química média dos minerais (nefelina, analcima, feldspato alcalino, piroxênio, anfíbólio, biotita e titanomagnetita).

Tabela 12 - Modelos de balanço de massa (Stormer & Nicholls, 1978) para o stock nefelina sienítico da Ilha Monte de Trigo.

De Para	SNmd NSIImd	SNmd NSIImd	SNmd NSIImd
C ₀			
SiO ₂	58,93	58,93	58,93
TiO ₂	1,10	1,10	1,10
Al ₂ O ₃	18,76	18,76	18,76
FeO _T	5,65	5,65	5,65
MnO	0,19	0,19	0,19
MgO	0,84	0,84	0,84
CaO	2,58	2,58	2,58
Na ₂ O	6,11	6,11	6,11
K ₂ O	5,47	5,47	5,47
P ₂ O ₅	0,38	0,38	0,38
C ₁ calculado			
SiO ₂	60,14	60,20	60,99
TiO ₂	0,52	0,52	0,42
Al ₂ O ₃	20,39	20,40	20,35
FeO _T	3,63	3,67	3,34
MnO	0,16	0,17	0,13
MgO	0,49	0,42	0,28
CaO	2,02	2,09	1,55
Na ₂ O	6,89	6,86	6,83
K ₂ O	5,45	5,37	5,80
P ₂ O ₅	0,30	0,30	0,30
C ₂ calculado			
SiO ₂	57,41	56,12	55,47
TiO ₂	1,76	2,29	2,15
Al ₂ O ₃	16,66	15,13	16,04
FeO _T	8,22	9,92	9,59
MnO	0,21	0,19	0,28
MgO	1,09	1,65	1,54
CaO	3,43	3,73	4,51
Na ₂ O	5,26	4,64	4,96
K ₂ O	5,65	5,93	5,18
P ₂ O ₅	0,31	0,38	0,29
minerais extraídos			
feld. alcalino	72,90	70,51	64,32
anfíbólio	21,72		30,77
piroxênio		10,88	
biotita		8,85	
magnetita	3,45	6,92	2,49
titanita	1,22	1,94	1,75
apatita	0,72	0,90	0,68
(1-F)	44,32	31,61	37,30
Σres ²	0,146	0,150	0,237

Tabela 12 continuação - Composição mineral utilizada (média de análises representativas) nos modelos de balanço de massa do stock nefelina sienítico.

Fase	feld. alcalino	anfíbólio	piroxênio	biotita	magnetita	titanita	apatita
SiO ₂	66,38	39,65	50,86	35,34	0,49	31,37	1,69
TiO ₂	0,04	3,49	0,49	5,28	13,81	40,69	0,00
Al ₂ O ₃	19,39	11,55	1,60	14,22	0,39	0,00	0,00
FeO _T	0,11	24,10	13,71	28,35	84,46	0,00	0,00
MnO	0,00	0,87	0,85	0,72	0,55	0,00	0,00
MgO	0,00	4,99	9,75	6,46	0,19	0,00	0,00
CaO	0,43	10,94	21,87	0,03	0,11	27,94	55,62
Na ₂ O	6,40	2,74	0,86	0,39	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	7,28	1,66	0,01	9,21	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	42,70

valor do índice mg# (Tabela 38, Anexo II) e no diagrama petrogenético residual (Figura 41), os diques agrupam-se com os NSII, revelando serem menos evoluídos do que o NSI.

Para os elementos traços, nota-se uma grande dispersão entre os valores quando comparados os dos DNMM com os das rochas do *stock*. Em geral, os conteúdos dos elementos incompatíveis (ETR, LILE e HFSE), exceto Ba e Sr, são similares ou maiores do que os de nefelina sienitos, sugerindo que os diques

correspondem a fracionados mais evoluídos. Os conteúdos de Ba e Sr são bem inferiores aos do *stock*, sugerindo um fracionamento prévio de feldspato.

As evidências geoquímicas apontam para os DNMA como sendo os termos mais evoluídos do magmatismo sienítico. O piroxênio corresponde à egrina e o anfibólio à magnésio catoforita. O feldspato alcalino e a nefelina são quimicamente semelhantes aos dos diques miaskíticos. Destaca-se ainda uma série de minerais raros, como a eudialita, hiortdahlita, wöhlerita, lãvenita, britholita, zirconolita, pirocloro e loparita. Estes minerais são enriquecidos em álcalis, F, Ca, ETR e HFSE, ilustrando bem o caráter residual tipicamente agpaítico do magma em que foram gerados.

Os DNMA residem em um intervalo mg# similar ao do NSI. No entanto, possuem maiores conteúdos de MnO, Na₂O e dos traços Rb, Pb, Ga, dos HFSE e dos ETR, além de forte empobrecimento de Ba e Sr. Alguns destes traços são constituintes essenciais de minerais tais como o Nb, Th e U no pirocloro, ETR e Y na britholita, Zr no zircão, na zirconolita, na hiortdahlita e na lãvenita, e Zr e Nb na wöhlerita.

No diagrama petrogenético residual (Figura 41), os dados normativos do DNMA plotam próximo ao ponto eutético do sistema, e afastado das rochas sieníticas.

Contaminação crustal

Na província Serra do Mar, os dados isotópicos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ determinados em várias ocorrências (Morbidelli *et al.*, 1995; Brotzu, *et al.*, 1997) sugerem que a maioria das rochas félsicas tem uma origem de fonte mantélica com pouca interação crustal. As razões iniciais são levemente mais altas nas variedades contendo quartzo. No maciço de Itatiaia, por exemplo, Brotzu *et al.* (1997) verifica que as rochas mais insaturadas em sílica (nefelina sienitos) possuem razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ menores (0,70492-0,70542) do que as variedades supersaturadas (granitos: 0,70621-0,70669). Contudo, estas diferenças não justificam uma explicação por assimilação crustal para gerar as variedades supersaturadas.

As razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ observadas nas rochas nefelina sieníticas da Ilha Monte de Trigo (0,70463-0,70504) situam-se no limite inferior do intervalo apresentado por Morbidelli *et al.* (1995) e Brotzu *et al.* (1997), sugerindo ausência de contaminação crustal.

Fontes do magmatismo

A origem de magmas sieníticos é frequentemente associado a processos de diferenciação magmática de magmas basaníticos, instalados em câmaras magmáticas de níveis profundos na base da crosta (Sørensen, 1986; Eby *et al.*, 1998; Morogan *et al.*, 2000).

Contudo, de acordo com Eby *et al.* (1998), não se pode descartar a hipótese de que magmas sieníticos seriam resultado de fracionamento direto na litosfera. Estudos experimentais recentes com baixas taxas de fusão parcial, sob condições próximas ao mínimo, e em equilíbrio com o peridotito mantélico entre 1 e 1,5 GPa, demonstram que os líquidos resultantes são ricos em sílica e nefelina normativa (Barker *et al.*, 1996; Hirshmann *et al.* 1998; Robinson *et al.*, 1998; Falloon *et al.*, 1999). Estas composições assemelham-se, ao menos em parte, à composição de rochas sieníticas alcalinas. Esses

resultados são fortemente indicativos da possibilidade de geração de magmas sieníticos alcalinos por derivação direta do manto.

Na província Serra do Mar, o magmatismo sienítico e nefelina sienítico tem sido interpretado como resultante de uma diferenciação prolongada a partir de magmas basaníticos em câmaras magmáticas profundas (Morbidei *et al.*, 1995; Alves, 1996; Brotzu *et al.*, 1997; Enrich *et al.*, 2006). A freqüente coexistência de corpos sienítico com diques máficos nesta província dão suporte a esta hipótese.

Capítulo 07

MINERAIS RAROS DE Nb, Zr E ETR EM DIQUES DE NEFELINA MICROSSIENITO DA ILHA MONTE DE TRIGO: PARAGÊNESE E QUÍMICA MINERAL.

Introdução

A presença de uma mineralogia exótica em alguns grupos de rochas alcalinas é ressaltada por diversos pesquisadores como sendo uma de suas características mais importantes (e.g. Sørensen, 1974 e Fitton & Upton, 1987). Esta feição resulta da abundância de álcalis, halogênios e elementos incompatíveis (principalmente LILE, HFSE e ETR) no magma, em relação aos principais elementos de minerais formadores de rocha.

A mineralogia exótica encontra-se particularmente presente em alguns nefelina sienitos e fonólitos, o que levou os petrologistas do início do século a definirem para estas rochas dois grupos distintos: agpaíticos e miaskíticos. O termo agpaítico foi inicialmente definido por Ussing (1912, *apud* Sørensen, 1997) como: “*se na, k e al são as quantidades relativas de átomos de Na, K e Al na rocha, as variedades agpaíticas são caracterizadas pela equação $(na+k)/al \geq 1,2$, enquanto nos nefelina sienitos ordinários esta razão não excede 1,1*”. Assim, num magma com excesso de Na e K, mas que não forma feldspato ou feldspatóides pela deficiência de Al, estes cátions irão se complexar com outros do tipo Nb, Ti, Zr e Be, que substituem o Al, para formar uma série de minerais raros.

Ao longo do tempo, a definição do termo agpaítico sofreu uma série de modificações e propostas, no sentido de encontrar uma correspondência maior entre o quimismo de suas rochas e a mineralogia rara presente. Uma compilação mais completa sobre este histórico pode ser encontrada em Sørensen (1974) e Ruberti (1984). Atualmente, de acordo com Sørensen (1997) e a IUGS (Le Maitre, 2002) existe um maior consenso de que a equação de Ussing deveria ser mais corretamente denominada de índice peralcalino, ao invés de índice agpaítico. Assim, é recomendado que o uso do termo agpaítico seja restrito para nefelina sienitos (e fonólitos) peralcalinos, ou seja, com $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3 > 1$ (proporção molecular), caracterizados pela presença de minerais complexos de Zr, Ti, ETR, e F e outros voláteis, tais como eudialita e mosandrita, em lugar de minerais mais simples como zircão e ilmenita.

Por conta desta característica química, única dos magmas agpaíticos, algumas ocorrências são marcadas por um número anormalmente grande de minerais raros. Cite-se como exemplo Lovozero e Khibina (Khomyakov, 1995) com mais de 500 minerais identificados, Mont Saint-Hilaire (Sørensen, 1997) com cerca de 250 e Ilímaussaq (Petersen, 2001) com mais de 220.

Contudo, o quimismo responsável por esta diversidade mineralógica concentra-se de forma gradacional durante a evolução dos magmas. Assim, as paragêneses minerais encontradas nos nefelina sienitos agpaíticos e miaskíticos, devem variar também sobre um contínuo. Uma compilação sobre as paragêneses

características das associações agpaíticas, miaskíticas e de variedades intermediárias encontram-se ilustrada em Sørensen (1974, Tabela 02, p.24).

No Brasil, minerais complexos de Ti, Zr e outros elementos incompatíveis reconhecidos em nefelina sienitos foram em sua maioria identificados por suas características ópticas, às vezes com auxílio de análises semiquantitativas (EDS) e, mais raramente, quantitativas (WDS). Como exemplo, pode-se citar a presença de eudialita, lamprofilita, astrofilita, catapleita, hainita, ancylita-(Ce) e gaidonnayita no maciço de Poços de Caldas (Atêncio *et al.*, 1996; Gualda, 1998; Atêncio *et al.*, 1999; Ulbrich & Ulbrich, 2000); pectolita, eudialita, lâvenita, astrofilita, murmanita, neptunita, catapleita, lamprofilita e zirconita em Lages (Scheibe, 1986); lâvenita e eudialita em Passa Quatro (Brotzu *et al.*, 1992); lamprofilita, astrofilita e eudialita na Ilha dos Búzios (Alves, 1996); e rosenbuschitas/wöhleritas em Itatiaia (Brotzu *et al.*, 1997; Enrich *et al.*, 2006).

A caracterização química precisa destes minerais é ainda muito rara. Os trabalhos específicos publicados sobre alguma destas fases minerais complexas são em sua maioria recentes (*e.g.* Gualda, 1998 e Atêncio *et al.*, 1999). Deve-se, no entanto, ressaltar que as primeiras descrições sobre a ocorrência no Brasil destas fases remontam do final do século XIX, como por exemplo as lâvenitas descritas por Graeff (1887) e Machado (1888) e as zirconolitas descritas por Hussak (1895 *apud* Willians & Gieré, 1996).

Não obstante a inexistência de estudos sistemáticos sobre a mineralogia nos complexos alcalinos brasileiros, a exemplo de Lovozero, Khibina, Mont Saint-Hilaire e Ilímaussaq, o complexo alcalino de Poços de Caldas pode possuir uma diversidade mineralógica comparável a Mont Saint-Hilaire e Ilímaussaq. Na Ilha Monte de Trigo foram identificadas até o presente cerca de 50 fases minerais distintas segundo uma sistemática similar à dos trabalhos de Khomyakov (1995) e Petersen (2001).

Neste capítulo são apresentados os minerais de ocorrência rara encontrados nos diques de nefelina microssienitos da Ilha Monte de Trigo. Foi dada ênfase à caracterização das variações químicas e aos mecanismos de substituição acoplados destes minerais, além das relações de paragênese observadas em cada amostra.

Metodologia

(Vide Capítulo 02)

Contexto geológico

(Vide Capítulo 03 e 06)

Geologia dos diques de nefelina microssienito

Para estudos de detalhe, foram selecionados sete diques de nefelina microssienito com minerais de Zr-Nb-ETR, de composição variando entre miaskíticos e agpaíticos (A.I. de 0,97 a 1,08) pertencentes à terceira fase do magmatismo (Capítulo 03 e Capítulo 06). Zr-silicatos complexos ocorrem em somente 5 diques, caracterizando a paragênese agpaítica *stricto sensu* (Tabela 13).

Os diques estão presentes principalmente junto à costa norte da Ilha, cortando teralitos, olivina gabros com nefelina ou clinopiroxenitos (amostras MTR01"a" e "b", MTR01h, MTR02f, MTR02h, MTR04c e MTR06c), à exceção de um deles localizado no costão leste, encaixado em álcali feldspato sienito com nefelina (MTR53e). A maioria deles está presente em blocos da encaixante, com um único encontrado *in situ*, e representado pelas amostras MTR01a (borda) e MTR01b (núcleo). Em geral possuem espessuras de menos de 0,5m e contatos retilíneos, sendo raro o caso de dique tipo ramificado (Prancha 02, A a D).

Petrografia

Os diques de nefelina microssienitos agpaíticos da Ilha Monte de Trigo são hololeucocráticos, inequigranular seriados finos a médios e de cor cinza clara. Possuem textura alotriomórfica a hipidiomórfica, num arranjo em mosaico semelhante à aplítica, ou traquítico.

Destacam-se no contato entre os diques e a encaixante máfica cumulática algumas feições de interação que sugerem assimilação, como a presença de xenólitos corroídos no dique e de uma borda de reação de 1 a 10cm na encaixante, com reequilíbrio mineralógico e textural (Prancha 02, A a C).

O feldspato ocorre como cristais subedrais, desde arredondados até prismáticos. A nefelina ocorre como grãos euedrais com faces irregulares a grãos intersticiais e poiquilíticos. Sodalita intersticial ocorre em algumas amostras. Analcima, mais rara, preenche espaços intersticiais cuneiforme. A egrina-augita é o máfico dominante, exibindo grãos anedrais, isolados ou reunidos em agregados. O anfibólio é mais raro e exibe coloração algo mais azulada que o piroxênio. Biotita aparece raramente como pequenos grãos. Mangano-magnetitas com raras lamelas de exsolução formam grãos arredondados ou poiquilíticos.

Os minerais acessórios e os raros ocorrem tanto em agregados com os máficos, como isolados entre os félsicos. Sua paragênese é bastante variável, conforme indicado na Tabela 13.

A titanita e o zircão estão presentes nas variedades miaskíticas e em quase todas as agpaíticas. Aparecem freqüentemente associados à mangano-magnetita como cristais poiquilíticos a esqueléticos (Prancha 03, A e B).

A perovskita é uma loparita-(Ce) que foi observada tão somente na amostra MTR01b (agpaítica). Ocorre como um grão anedral incluso em titanita (provavelmente corroído) e associada à mangano-magnetita (Prancha 03, A e B). Suas relações texturais permitem interpretar como sendo uma fase precoce em desequilíbrio com o magma. De fato, Mitchell (1996) destaca que as perovskitas são freqüentemente encontradas manteadas ou decompostas por outros minerais como titanita, rutilo ou pirocloro, devido a mudanças na fugacidade de oxigênio ou na atividade de F ou Si no magma.

O pirocloro foi identificado nos nefelina microssienitos miaskíticos e em parte dos agpaíticos. Ele ocorre como pequenos grãos euedrais, de tamanho inferior a 50 µm (Prancha 03, C, D e E), às vezes com aspecto metamítico. Freqüentemente forma agregados com os outros máficos associados (Pranchas 03F e 04A). Na amostra MTR53e, em particular, encontra-se junto a um intercrescimento de aspecto gráfico entre carbonato e zircão (Prancha 04, B e C).

Prancha 02 - Diques de nefelina microssienito portadores de minerais de Zr, Nb e ETR, da Ilha Monte de Trigo. **(A)** Dique de atitude N-S/subvertical cortando melateralito (corpo máfico/ultramáfico). Notar os efeitos da assimilação da encaixante no dique. **(B)** Detalhe de xenólitos de melateralito em forma de gotas do dique anterior. **(C)** Outro dique com borda de reação no contato com o melateralito. **(D)** Dique de aspecto ramificado cortando um olivina melagabro com nefelina.

Prancha 03 - Fotomicrografias e imagens BEI (elétrons retro-espalhados) de nefelina microssienitos da Ilha Monte de Trigo. **(A)** Agregado de máficos composto de um grão anedral poiquilítico de titanita, incluindo um grão de magnetita (opaco maior) e um grão de perovskita (opaco menor, à esquerda) em meio de feldspato alcalino mesopertítico. Luz plano polarizada, filtro azul e cinza, lado da imagem 0,64mm. **(B)** Imagem BEI de (A), com a titanita poiquilítica (cinza médio) incluindo a magnetita (cinza claro) e a perovskita (branco) em meio de feldspato alcalino mesopertítico. Tons mais claros representam peso atômico médio maior. Lado da imagem 465 μ m. **(C)** Detalhe de cristais de pirocloro (laranja) em amostra macroscópica. Lado maior 0,75mm. **(D)** e **(E)** Detalhe de agregado de pirocloro euedral. Luz plano polarizada com filtro azul e cinza, e polarizadores cruzados com filtro cinza, respectivamente. Lado da imagem 0,15mm. **(F)** Paragênese comum de pirocloro euedral, zircão anedral e magnetita. Luz plano polarizada, filtro azul, lado da imagem 0,75mm.

Prancha 04 - Fotomicrografias e imagens BEI (elétrons retro-espalhados) de nefelina microssienitos da Ilha Monte de Trigo. **(A)** Agregado de minerais máficos com zircão (Zr), piroxênio (Px), titanita anedral intercrescida no zircão (Tt), magnetita (Mt) e pirocloro eudral (seta vermelha), em meio aos feldspatos alcalinos (cinza mais claro). Sinal elétrico invertido para a geração da imagem. Tons mais escuros representam peso atômico médio maior. Lado da imagem 296 μ m. **(B)** Bolsão intersticial apresentando textura de intercrescimento simplectítico entre carbonato e zircão. Luz plano polarizada, filtro azul e cinza, lado da imagem 1,2 mm. **(C)** Imagem BEI da paragénesis (B). Cristais subedrais de pirocloro (setas vermelhas) junto a uma textura de intercrescimento simplectítico entre carbonato (mais claro) e zircão (mais escuro). Ocorrem também fluorita, rutilo e ilmenita. Sinal elétrico invertido para a geração da imagem. Tons mais escuros representam peso atômico médio maior. Lado da imagem 224,5 μ m. **(D)** Grão intersticial de britholita-(Ce) (centro, relevo alto) entre grãos subedrais de feldspatos alcalinos mesoperitíticos. Observam-se também egrinas eudrais e magnetitas subedrais. Luz plano polarizada, filtro azul, lado da imagem 0,64mm. **(E)** Grão anedral de britholita-(Ce) mostrando zoneamento convoluto característico. Tons mais claros representam peso atômico médio maior. Lado da imagem 79 μ m. **(F)** Detalhe de cristais de zirconolita (prismas marrom) junto ao contato do dique com encaixante máfica, em amostra macroscópica. Lado da imagem 0,86mm.

As britholitas-(Ce) foram identificadas em cinco amostras. Ela aparece como grãos anedrais e isolados, por entre os grãos de feldspato alcalino (Prancha 04D), ou associada às regiões periféricas de agregados máficos. Frequentemente é possível identificar em imagens BEI (Prancha 04E) um zoneamento convoluto, que parece representar uma feição pós-magmática (alteração?).

Às vezes a britholita-(Ce) encontra-se intercrescida com apatita, mas na maioria dos casos a segunda parece ser um produto de alteração da primeira. O contraste químico entre apatita e britholita-(Ce) observado nas imagens BEI mostra que não há qualquer evidência de solução sólida completa entre as duas fases. A apatita ocorre também como grãos subedrais isolados.

Fluorita aparece em poucas amostras, principalmente como produto de alteração de minerais zircono-silicáticos.

A zirconolita foi identificada preferencialmente nas amostras coletadas junto às bordas de reação dos diques (Prancha 04F). Apresenta hábito prismático a acicular, eudral a subedral, às vezes formando agregados com os demais máficos (Prancha 05, A e B). Nos agregados, elas estão associadas principalmente com piroxênio, badeleíta, wöhlerita/hiortdahlita e eventualmente outros minerais máficos como magnetita, britholita-(Ce) e pirocloro. Na amostra MTR06c, ela possui uma alteração pós-magmática para zircão e fluorita (confirmada por EDS).

Badeleíta tem hábito acicular e, assim como a zirconolita, ocorre próxima às bordas de reação dos diques.

A eudialita foi encontrada em apenas um dique, compondo paragêneses distintas no centro (MTR01b) e na borda do corpo (MTR01a), conforme indicado na Tabela 13. Ela aparece como pequenos grãos eudrais a subedrais, hexagonais a arredondados e zonados. É incolor, de relevo moderado e birrefringência baixa, semelhante à apatita. (Prancha 05, C, D e E). Às vezes é possível reconhecer um zoneamento óptico no grão pela variação sutil da birrefringência, tornando-se bem evidenciado nas imagens BEI (Prancha 05, D, E e F).

A wöhlerita tem cor bege claro a incolor, relevo médio a alto, com características ópticas muito similares às do grupo do epídoto. Possui hábito subedral arredondado, ocorrendo em agregado com os demais máficos e acessórios, ou como grãos isolados entre os félsicos (Prancha 06A).

A hiortdahlita apresenta características ópticas semelhantes às da wöhlerita, e hábito eudral prismático a anedral arredondado, às vezes apresentando zoneamento (Prancha 06, B, C e D). Ocorre como grãos isolados entre os minerais félsicos e junto a agregados de minerais máficos. Agregados de catapleíta foram observados como um produto de alteração da hiortdahlita (Prancha 06E). Gaines *et al.* (1997) destaca que a catapleíta ocorre como uma fase menor relativamente comum em nefelina sienitos pegmatíticos e veios, e que raramente é encontrada como um mineral primário, ocorrendo mais normalmente como produto de alteração de eudialita ou outros Zr-silicatos.

A lâvenita ocorre sempre próxima às bordas de reação com a encaixante gábrica (amostras MTR01a e MTR01h). Possui relevo médio a alto e pleocroísmo amarelo a incolor característico. Apresenta-se normalmente como grãos anedrais de bordas arredondadas (Pranchas 05B e 06F).

Prancha 05 - Fotomicrografias e imagens BEI (elétrons retro-espalhados) de nefelina microssienitos da Ilha Monte de Trigo. **(A)** Detalhe de um pequeno agregado de prismas eudrais de zirconolita. Luz plano polarizada, filtro azul e cinza, lado da imagem 0,19 mm. **(B)** Paragênese próxima à borda do dique com encaixante máfica, composta de zirconolita (prismas marrom, quase opaco), lãvenita (amarela e incolor) e egrina, em meio de feldspato alcalino e nefelina. Luz plano polarizada, filtro azul e cinza, lado da imagem 0,6mm. **(C)** e **(D)** Cristal subedral de eudialita (centro), entre grãos de feldspato alcalino em nefelina microssienito agpaítico. Luz plano polarizada, e com polarizadores cruzados respectivamente. Filtro azul, lado da imagem 0,3mm. **(E)** Cristal subedral de eudialita (centro) rico em inclusões, apresentando um discreto zoneamento segundo variação na birrefringência. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado da imagem 0,16mm. **(F)** Imagem BEI de (E). Cristal de eudialita mostrando o típico zoneamento químico convoluto existente na maioria dos grãos presentes. Tons mais claros representam peso atômico médio maior. Lado da imagem 124µm.

Prancha 06 - Fotomicrografias e imagens BEI (elétrons retro-espalhados) de nefelina microssienitos da Ilha Monte de Trigo. **(A)** Grão subedral de wöhlerita (centro, relevo alto), junto a feldspato alcalino, nefelina e egerina. Luz plano polarizada, filtro azul, lado maior 0,64 mm. **(B)** Grão euedral de hiortdahlita (centro, relevo alto) entre feldspatos alcalinos. Luz plano polarizada, filtro azul, lado da imagem 1,0mm. **(C)** Grão de hiortdahlita (centro, relevo alto) com o zoneamento marcado por inclusões opacas. Luz plano polarizada, filtro azul, lado maior 2,1mm. **(D)** Imagem BEI de (C). Hiortdahlita com o zoneamento evidenciado por inclusões de peso atômico médio bem inferior ao do mineral. Sinal elétrico invertido para a geração da imagem. Tons mais escuros representam peso atômico médio maior. Lado da imagem 871 μ m. **(E)** Grão de hiortdahlita com alteração típica para um agregado laranja, cuja composição é similar à da catapleite. Luz plano polarizada, filtro azul, lado da imagem 0,25mm. **(F)** Grão anedral e poiquilítico de lãvenita (centro, pleocroísmo amarelo) em meio a feldspato alcalino e piroxênio. Luz plano polarizada, filtro azul, lado da imagem 0,6 mm.

Tabela 13 - Mineralogia dos diques de nefelina microssienito estudados em detalhe.

Amostra	Minerais máficos	Minerais félsicos	Acessórios/Minerais raros
MTR02f (*)	piroxênio, magnetita	feldspato alcalino, nefelina, sodalita, analcima	titanita, zircão, pirocloro, zirconolita, britholita-(Ce), apatita
MTR02h (*)	piroxênio, anfibólio, magnetita, biotita(rara)	feldspato alcalino, nefelina, sodalita	titanita, zircão, pirocloro, britholita-(Ce), apatita
MTR01a	piroxênio, magnetita	feldspato alcalino, nefelina	titanita, eudialita, lávenita, zirconolita, pirocloro, apatita
MTR01b	piroxênio, magnetita,	feldspato alcalino, nefelina	titanita, zircão, eudialita, wöhlerita, perovskita, britholita-(Ce), pirita
MTR01h	piroxênio, magnetita	feldspato alcalino, nefelina, sodalita	titanita, wöhlerita, lávenita, zirconolita, badeleita, britholita-(Ce), apatita,
MTR04c	piroxênio, magnetita, anfibólio	feldspato alcalino, nefelina, sodalita, analcima	zircão, wöhlerita, hiortdahlita, apatita
MTR06c	piroxênio, magnetita,	feldspato alcalino, nefelina, sodalita,	titanita, zircão, hiortdahlita, wöhlerita, zirconolita, pirocloro, badeleita, fluorita, britholita-(Ce)
MTR53e	biotita, magnetita	feldspato alcalino, nefelina, sodalita, analcima	zircão, hiortdahlita, pirocloro, rutilo, ilmenita, fluorita, calcita

(*)diques com paragêneses miaskíticas.

No contato com dique, a encaixante máfica tem sua mineralogia substituída, passando de uma paragênese anidra de piroxênio, olivina, magnetita e plagioclásio para outra composta principalmente de anfibólio, biotita, granada e opacos (Prancha 07), além de uma massa félsica não identificada, que provavelmente inclui laarnita (caracterizada por EDS).

Química Mineral

Zirconolita

A zirconolita, idealmente $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$, foi descrita pela primeira vez com o nome de polymignita em Fredricksvärn, na Noruega (Berzelius, 1824, *apud* Brögger, 1890 e Bayliss, 1989). Este mineral é considerado um acessório relativamente raro. No entanto, é atualmente descrito em ampla variedade de ambientes geológicos, incluindo amostras lunares e meteoritos (Gieré *et al.*, 1998 e Williams & Gieré, 1996).

No Brasil, a zirconolita foi descrita pela primeira vez em 1895 por Hussak e Hussak & Prior (*apud* Williams & Gieré, 1996), sob a denominação de zirkelita. Ela foi encontrada em uma fração de minerais pesados procedente de areia piroxenítica do complexo alcalino de Jacupiranga. Outras duas ocorrências de zirconolitas no Brasil foram descritas nos carbonatitos de Catalão e Araxá (Williams & Gieré, 1996). Assim, a zirconolita da Ilha Monte de Trigo parece ser a quarta ocorrência brasileira e a primeira delas associada a nefelina sienitos.

A IMA (Bayliss, 1989) aprovou a nomenclatura para o mineral de composição $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$, propondo cinco nomes distintos. Zirconolita deve ser usado para a variedade não cristalina (metamítica) ou quando sua estrutura não pode ser determinada; zirconolita-3O é o polítipo ortorrômbico de três camadas;

Prancha 07 - Fotomicrografias da faixa de reação no contato entre o dique de nefelina microssienito e a encaixante máfica da Ilha Monte de Trigo. **(A)** Visão geral, com destaque para a abundância de granada, anfibólio verde e biotita amarela. Luz plano polarizada, filtro azul, lado da imagem 40mm. **(B)** Dique apresentando um menor desenvolvimento da paragênese no contato. Luz plano polarizada, filtro azul, lado da imagem 9,6mm. **(C)** Detalhe da mineralogia na faixa de reação (lado direito inferior), apresentando anfibólio verde e biotita amarela. Luz plano polarizada, filtro azul e cinza, lado da imagem 1,9mm.

zirconolita-3T é o polítipo trigonal de três camadas; zirconolita-2M é o polítipo monoclinico de duas camadas; e zirkolita é a fase cúbica com fórmula $(\text{Ti, Ca, Zr})\text{O}_{2-x}$. Polymignita (metamítica) foi considerado um nome desacreditado para este mineral.

Foram efetuadas 16 análises químicas por microsonda eletrônica, com os resultados reunidos na Tabela 29 (Anexo I), juntamente com a fórmula estrutural, os componentes moleculares, o limite mínimo de detecção (L.M.D.) e o desvio padrão (2σ). Em virtude do seu hábito acicular, de diâmetro reduzido, a zirconolita só pôde ser analisada de modo satisfatório na amostra MTR01a, onde os cristais são mais desenvolvidos, apresentando áreas condizentes com a resolução espacial do método. Algumas análises obtidas nas amostras MTR01h e MTR02f apresentaram problemas de “contaminação” pela fase félsica vizinha (análises 1, 2 e 14), devido ao tamanho reduzido do grão, ou de alteração por hidratação e aumento de sílica (Borodin *et al.*, 1960), ocasionando baixo total analítico (análises 3, 4 e 5).

A zirconolita compõe-se de uma estrutura acamadada, onde camadas de poliedros de Ti alternam-se com planos contendo Ca e Zr (Gieré *et al.*, 1998). A camada de Ti é composta de dois sítios distintos, um poliedro de coordenação 6 (sítio M6) e uma bipirâmide trigonal de coordenação 5 (sítio M5); Ca ocupa um cubo distorcido (sítio M8) e Zr um poliedro de coordenação 7 (sítio M7). Neste contexto a fórmula estrutural apresentada (Tabela 29, Anexo I) foi calculada para 7 oxigênios, conforme Williams & Gieré (1996) e outros trabalhos recentes como Bellatreccia, *et al.* (2002), alocando Ca, ETR, Y, Th, U, K e Na no sítio M8, Zr e Hf no sítio M7 e Si, Ti, Nb, Ta, Al, Fe, Mn, Mg e Zn nos sítios M(5,6).

Nas zirconolitas analisadas, o Zr representa quase 1 a.f.u., completando o sítio M7. Hf foi registrado neste sítio (até 0,007 a.f.u.), principalmente na rocha miaskítica.

Os sítios M(5,6) encontram-se ocupados predominantemente por Ti (1,092 a 1,250 a.f.u.), Fe (0,374 a 0,413 a.f.u.), Nb (0,219 a 0,390 a.f.u.), e Mn (0,077 a 0,123 a.f.u.), com traços de Zn (até 0,025 a.f.u.), Ta (até 0,012 a.f.u.) e Mg (até 0,006 a.f.u.). Nestes sítios, Ti e Nb possuem uma clara correlação negativa, ocupando aproximadamente 1,5 a.f.u., enquanto Fe e Mn ocupam 0,5 a.f.u. restante (Figuras 43A e 43B).

Aproximadamente metade do sítio M8 é ocupado por Ca (0,481 a 0,602 a.f.u.), com quantidades significativas de ETR (0,172 a 0,328 a.f.u.), Th (0,045 a 0,228 a.f.u.), Y (0,031 a 0,128 a.f.u.) e Na (0,041 a 0,109 a.f.u.), e traços de U (até 0,008 a.f.u.) e K (até 0,003 a.f.u.) (Figuras 43C e 43D). A entrada de ETR^{3+} , Y^{3+} , Th^{4+} e U^{4+} no lugar de Ca^{2+} parece ser compensada pela entrada de Fe^{2+} , Mn^{2+} e Zn^{2+} no lugar de Ti^{4+} , de forma a compensar o excesso de cargas (Figuras 43E e 43F).

A composição das zirconolitas naturais, segundo Gieré *et al.* (1998), pode ser satisfatoriamente descrita em termos de 5 membros finais: $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$, $\text{CaZrMe}^{5+}\text{Me}^{3+}\text{O}_7$ (Me representa outros cátions), $\text{ACTZrTiMe}^{2+}\text{O}_7$ (ACT representa os actínídeos U e Th), $\text{ETRZrTiMe}^{3+}\text{O}_7$ e $\text{ETRZrMe}^{5+}\text{Me}^{2+}\text{O}_7$. Os dois primeiros ocorrem naturalmente, sendo os demais membros finais teóricos. Contudo, nas zirconolitas analisadas houve dificuldade em acomodar os cátions monovalentes (Na^+ e K^+). Para tanto foi incluída uma molécula teórica de $\text{Me}^+\text{ZrTiMe}^{5+}\text{O}_7$.

Figura 43 - Diagramas de variação química para as zirconolitas dos diques de nefelina microssienito da Ilha Monte de Trigo. (A) e (B): substituições no sítio $M(5,6)$; (C) e (D): substituições no sítio $M(8)$; (E) e (F): variações conjuntas entre os sítios $M(5,6)$ e $M(8)$; (G) e (H): diagramas multielementares para ETR, normalizados segundo o condrito C1 de McDonough & Sun (1995) e a composição química da rocha, respectivamente. O Y foi plotado no lugar do Ho devido à afinidade geoquímica em comum e à sua maior facilidade de análise.

Nas zirconolitas estudadas, o membro final $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$ representa entre 48 e 60% em peso de sua composição. O restante é composto principalmente por $\text{ACTZrTiMe}^{2+}\text{O}_7$ e $\text{ETRZrMe}^{5+}\text{Me}^{2+}\text{O}_7$. Para compensar as cargas adicionais dos ETR, actínídeos e Nb, estima-se que grande parte do Fe esteja nestas duas moléculas na forma divalente.

As quantidades de ETR nas zirconolitas (média 0,24 a.f.u.) classifica-as entre as com alto conteúdo de terras raras, segundo a divisão de Gieré *et al.* (1998), considerando que o limite é 0,12 a.f.u. A distribuição dos ETR é marcada por enriquecimento dos leves em relação aos pesados, compondo um padrão quase linear em relação aos condritos, com destaque para uma pronunciada anomalia negativa de La (Figura 43G). Gieré *et al.* (1998) ressalta que o La freqüentemente encontra-se presente em concentrações pequenas, e relaciona tal anomalia ao menor volume do sítio do Ca relativo ao do pirocloro. A razão La_N/Yb_N mostra um enriquecimento sutil dos ETR leves em relação aos pesados, situando-se em valores entre 10 e 40. Devido à anomalia de La, a razão Ce_N/Yb_N possui valores em torno de 15 e 55.

O padrão do enriquecimento dos ETR em relação à rocha hospedeira mostra um comportamento curvilíneo, com maiores proporções de ETR médios em relação aos leves e pesados (Figura 43H). Esta relação sugere que os coeficientes de partição são cerca de uma ordem de grandeza superior no Sm e o Gd, comparados aos La ou Yb. A variação da partição entre os ETR e a zirconolita é compatível com os modelos de coeficientes de partição de elementos traços (Blundy & Wood, 2003), cujo princípio fundamental diz respeito ao raio iônico do elemento, que varia continuamente nos ETR, em relação ao tamanho da célula unitária do mineral.

Perovskita

As perovskitas formam um grupo de minerais de enorme importância mineralógica, uma vez que a variedade MgSiO_3 é o mineral mais abundante do planeta, constituindo boa parte do manto inferior. Em temperatura ambiente, as perovskitas naturais são em sua maioria ortorrômbricas (Mitchell, 1996). Sua fórmula pode ser representada por ABX_3 , onde X é o oxigênio nas perovskitas naturais, assumindo outros anions como F e Br em perovskitas sintéticas de interesse econômico. O sítio A é ocupado por Na, K, Ca, Sr, ETR, Pb e Ba, enquanto que o sítio B inclui Ti, Nb, Fe, Ta, Th e Zr (Mitchell, 1996).

No grão de perovskita registrado no nefelina microssienito, foram efetuadas 03 análises apresentadas na Tabela 30 (Anexo I), juntamente com a fórmula estrutural, os componentes moleculares, o limite mínimo de detecção (L.M.D.) e o desvio padrão (2σ). A fórmula estrutural foi calculada na base de 3 oxigênios. Para o cálculo dos membros finais, foram considerados os termos loparita ($\text{Na}_{0,5}\text{Ce}_{0,5}\text{TiO}_3$), perovskita (CaTiO_3) e lueshita (NaNbO_3), e o excesso de Fe e Th foi acomodado numa molécula ThFeO_3 , ainda que esta última, não seja um componente reconhecido por Mitchell (1996). Os cátions restantes representam menos de 4%.

A perovskita analisada possui composição de *Ca-Nb loparita-(Ce)* (Figura 44A), segundo a classificação de Mitchell (1996). A variação química é praticamente nula, estando sempre muito próxima

Figura 44 - (A): Diagrama de classificação de perovskitas segundo Mitchell (1996). **(B):** Diagrama multi-elementos para os ETR da perovskita do nefelina microssienito da Ilha Monte de Trigo. O Y foi plotado no lugar do Ho devido à afinidade geoquímica em comum e à sua maior facilidade de análise. Elementos normalizados segundo o condrito C1 de McDonough & Sun (1995).

do desvio padrão (2σ). O sítio B é ocupado essencialmente por Ti (média 0,864 a.f.u.) e Nb (média 0,105 a.f.u.) com quantidades traço de Fe (média 0,024 a.f.u.), Ta (média 0,003 a.f.u.) e Zr (média 0,002 a.f.u.). O sítio A é ocupado principalmente por Na (média 0,498 a.f.u.) e ETR leves (média 0,352 a.f.u.), com quantidades menores de Ca (média 0,132 a.f.u.) e Th (média 0,028 a.f.u.), e traços detectáveis de Pb (média 0,002 a.f.u.) e K (média 0,001 a.f.u.).

Neste mineral, a composição compreende principalmente o componente molecular loparita (~70%), com participações menores de perovskita (13%), lueshita (11%) e ThFeO_3 (2%).

O comportamento dos ETR demonstra um forte enriquecimento nos terras raras leves (Figura 44B), com os pesados, incluindo o Y, abaixo do limite de detecção. Segundo Mitchell (1996), a razão La_N/Yb_N nas rochas alcalinas e kimberlitos tipicamente excede os 2000. No presente trabalho, considerando que Y (que possui comportamento similar ao do Ho) está abaixo de 100, bem como o valor máximo do Yb_N deve ser menor que Y_N , pode-se estimar que a razão La_N/Yb_N é superior a 2000. Esta razão provavelmente pode atingir ordem de 20000, extrapolando-se a concentração do Yb segundo o padrão da curva.

Pirocloro

O pirocloro foi descrito pela primeira vez por Wöhler em 1826 (*apud* Hogarth, 1977) em Fredriksvärn, na Noruega. De acordo com a IMA (Hogarth, 1977), o pirocloro constitui um grupo de minerais que compreende uma série de óxidos cúbicos contendo uma quantidade essencial de nióbio, tântalo ou titânio.

Ocorre em carbonatitos, pegmatitos de nefelina sienitos e outras rochas alcalinas, granitos pegmatíticos, greisens graníticos e em sedimentos detríticos (Gaines *et al.* 1997; Anthony *et al.*, 1997). Nos carbonatitos ele é característico e sua presença os diferencia de calcários e mármore (Hogarth, 1989). Nas rochas sieníticas, ele é indicativo de associações miaskíticas a intermediárias entre estas e as agpaíticas (Sørensen, 1974). Contudo, recentemente Chakhmouradian & Mitchel (2002) descreveram a variedade rica em U nas rochas peralcalinas de Lovozero.

Os minerais do grupo do pirocloro são representados, segundo Hogarth (1977, 1989), pela fórmula geral $A_{2-x}B_2O_6(\text{OH},\text{F},\text{O})_{1-y} \cdot n\text{H}_2\text{O}$, onde o sítio A é ocupado por cátions grandes (Na, Ca, K, Sn, Ba, Pb, U, ETR, Bi, etc.), o sítio B por cátions menores (principalmente Nb, Ti e Ta), e x e y representam vacâncias. Este autor destaca também que x, y e n possuem uma distribuição não racional.

Foram efetuadas um total de 33 análises de pirocloro, apresentadas na Tabela 31 (Anexo I), juntamente com a sua fórmula estrutural, nomenclatura (IMA), o limite mínimo de detecção (L.M.D.) e o desvio padrão (2σ). O cálculo da fórmula estrutural, segundo as recomendações de Chakhmouradian & Mitchel (2002), foi realizado na base de 2 cátions para o sítio B. Considerou-se este método o mais adequado, devido à fácil remoção dos íons nos sítios A e F com a alteração (Hogarth, 1989). No geral, as análises apresentaram um fechamento analítico ruim, em parte alto (até 103,26%), e distante da soma dos desvios padrões (em torno de 1,2%). Mencione-se que as análises foram seguidas de um cuidado maior com calibrações periódicas e testes com outras fases não hidratadas (*e.g.* zirconolita, perovskita) para conferir o resultado analítico. Acredita-se que os desvios destas análises estejam relacionados ao caráter metamítico

do mineral, adicionado a H₂O livre presente na estrutura do mineral que pode ter sido removida na interação com o feixe.

Nos pirocloros estudados, o sítio *B* é dividido entre o Nb (1,3578 a 1,6176 a.f.u.) e o Ti (0,3079 a 0,5565 a.f.u.), com predomínio do primeiro (Figura 45A). Quantidades menores de Ta (até 0,0742 a.f.u.), Zr (até 0,0847 a.f.u.), Si (até 0,0875 a.f.u.) e Hf (até 0,0010 a.f.u.) também estão presentes.

O sítio *A* encontra-se dividido principalmente entre o Ca (0,6592 a 1,2307 a.f.u.) e o Na (0,4279 a 0,7206 a.f.u.), correspondendo a uma composição intermediária entre os membros finais pirocloro *senso stricto* [NaCaNb₂O₆(OH,F)] e calciobetafita [Ca₂NbTiO₆(OH,F)] (Figura 45B). Eles afastam-se da composição formada por estes membros finais, mantendo a proporção de Ca e Na (Figuras 45C a 45F), com a entrada de ETR (0,0686 a 0,2940 a.f.u.), U (0,0042 a 0,1207 a.f.u.), Mn (0,0048 a 0,1099 a.f.u.) e Fe (0,0094 a 0,0969 a.f.u.), além de proporções menores de Th (até 0,0608 a.f.u.), Y (até 0,0410 a.f.u.), K (até 0,0159 a.f.u.), Pb (até 0,0062 a.f.u.) e Mg (até 0,0059 a.f.u.). Os pirocloros das variedades miaskíticas destacam-se pelas maiores quantidades de Fe, Mn, ETR e Y, enquanto a amostra agpaítica que possui eudialita (MTR01a), pelas maiores quantidades de U, de forma similar ao observado no complexo de Lovozero (Chakhmouradian & Mitchel, 2002).

No sítio aniônico (O,OH,F) predomina o F (0,4365 a 0,9646 a.f.u.), sendo maior nos termos que se aproximam aos membros finais do pirocloro *stricto senso* e calciobetafita. Além disso, ocorre também traços de Cl (até 0,0072 a.f.u.).

A entrada de ETR+Y³⁺ no sítio *A* implica na existência de um mecanismo de substituição acoplada para balancear o excesso de cargas. Entretanto, a variação observada no sítio *B* entre Nb⁵⁺ e Ti⁴⁺ é restrita e insuficiente para compensar estas cargas (Figura 45G). Por outro lado, a variação do F⁻ é compatível com a observada no sítio *A* (Figura 45H), e sua substituição por O²⁻ seria suficiente para que haja compensação de cargas através dos equilíbrios:

ou

Na rocha agpaítica MTR01a, o mineral apresenta uma dispersão maior de sua composição química e conseqüentemente as piores correlações. Esta dispersão parece resultar da alteração metamítica, considerando que o pirocloro desta rocha possui as maiores quantidades de U e Th (Figura 45E). Nele também foi registrado a maior quantidade de vacâncias catiônicas no sítio *A* (até 0,527 vacâncias por fórmula unitária). A entrada de U e a presença de vacâncias na estrutura deste mineral sugere a substituição acoplada seguinte:

Este mecanismo é similar ao descrito para os pirocloros do carbonatito de Verity, British Columbia (Nasraoui & Bilal, 2000) e do leucogranito de Massif Central, França (Ohnenstetter & Piantone, 1992).

Figura 45 - Diagramas de variação química para os picrocloros dos diques de nefelina microssienito da Ilha Monte de Trigo. (A): principal substituição no sítio B; (B): substituição no sítio A em relação aos membros finais picrocloro *senso stricto* e calciobetafita; (C), (D), (E) e (F): principais substituições envolvendo a saída de Na e Ca do sítio A.

Figura 45 (continuação) - Diagramas de variação química para os pirocloros dos diques de nefelina microssienito da Ilha Monte de Trigo. **(G)**: variação entre Nb e (ETR+Y); **(H)**: variação entre (Na + Ca) e F sugerindo substituição acoplada. **(I)** e **(J)**: diagramas multielementares para ETR normalizados, respectivamente, segundo o condrito C1 de McDonough & Sun (1995), e a composição química da rocha. O Y foi plotado no lugar do Ho devido à afinidade geoquímica em comum e à sua maior facilidade de análise. Cabe salientar que nem todas as amostras possuem química de rocha total, e pode causar uma falsa impressão ao comparar os diagramas **(I)** e **(J)**.

Na amostra MTR53e ocorre um único grão que apresenta uma composição um pouco diferente às descritas acima. Este grão ocorre em paragênese com um intercrescimento gráfico entre zircão e carbonato. Apresenta baixo total analítico e uma distribuição catiônica com excesso de cátions no sítio *A* e de ânions F no sítio (O,OH,F), sugerindo a presença de algum outro cátion não analisado em *B* (e.g. W). Além disso, foi também observado uma pequena contaminação por zircão (mineral vizinho) durante a análise, aumentando os conteúdos de Si e Zr.

O comportamento dos ETR nos pirocloros analisados demonstra um enriquecimento nos ETR mais leves, formando um padrão curvo com discreto enriquecimento de Yb (Figura 45I). As razões La_N/Yb_N são de 10 a 30 nas rochas miaskíticas e na agpaítica MTR06c, de 80 na MTR53e e superior a 60 (talvez em torno de 100, conforme o padrão da curva) no mineral de alto U (MTR01a), onde os conteúdos de Yb estão abaixo do L.M.D. Nas variedades com menor razão La_N/Yb_N é possível observar uma pequena anomalia positiva de Ce. Ao contrário dos demais minerais, Y não se ajusta perfeitamente à curva na posição do Ho, apresentando uma pequena anomalia negativa.

Contudo, a julgar pelo padrão de enriquecimento do mineral na amostra miaskítica, normalizado em relação à química da rocha hospedeira (Figura 45J), as razões La_N/Yb_N parecem refletir a assinatura presente no magma. No entanto, na amostra agpaítica esta relação não é clara, com um empobrecimento dos ETR pesados que pode relacionar-se tanto à partição deste no pirocloro, como ao fracionamento prévio de minerais (e.g. wöhlerita e lâvenita).

Britholita-(Ce)

Winther (1901) descreveu pela primeira vez a britholita em pegmatitos associados a nefelina sienitos da região de Julianehåb, na Groenlândia. Segundo este autor, ela encontra-se associada à arfvedsonita, eudialita, feldspato, steenstrupina, nefelina, sodalita e aegirina.

A britholita é um mineral de ETR isoestrutural com a apatita. Sua composição é representada pela fórmula geral $(Na,Ca,ETR)_{10}(Si,P)_6O_{24}(OH,F)_2$, com $Si > P$ (Oberti *et al.*, 2001). Esta relação com a apatita levaram Gaines *et al.* (1997) e Pan & Fleet (2002) a classificar a britholita no grupo da apatita. Oberti *et al.* (2001) destacam também que ela é uma das fases portadoras de ETR mais abundantes, sendo tipicamente encontrada em nefelina sienitos e rochas metassomáticas de contato relacionadas a álcali sienitos e granitos.

Ao total foram efetuadas 26 análises de grãos de britholita. A Tabela 32 (Anexo I) reúne os dados químicos para óxidos, fórmula estrutural, componentes moleculares, limite mínimo de detecção (L.M.D.) e desvio padrão (2σ).

A fórmula estrutural foi calculada na base de 26 (O+F), seguindo Oberti *et al.* (2001), e obedecendo a fórmula química geral $ETR(1,2)_{10}(Si)_6O_{24}(OH,F)_2$. O sítio tetraédrico (*Si*) comporta Si e P; já o sítio $ETR(1,2)$ possui duas posições distintas, alocando Na, Ca e ETR. Outros autores calculam a fórmula estrutural na base de 12 (O) e 1 (OH,F), sendo contudo, equivalente ao método usado. Alternativamente, Yang *et al.* (1999) faz o cálculo em base de 6 a.f.u. no sítio *Si*, com a justificativa de que os cristais são

metamórficos, apresentando para cálculos em base de 26 oxigênios, excesso de cátions no sítio *Si* e deficiências no sítio *ETR*. Contudo, nestes sítios podem ocorrer pequenas quantidades de B que este método não leva em conta (Oberti *et al.*, 2001).

Na britholita-(Ce) estudada o sítio *Si* é preenchido por Si (2,221 a 5,460 a.f.u.) e P (0,400 a 3,692 a.f.u.), além de traços de Ti (até 0,009 a.f.u.). O total de cátions oscila entre 5,913 e 5,492 a.f.u., indicando uma quantidade razoável de posições não preenchidas.

Os sítios *ETR*(1,2) são ocupados por Ca (3,746 a 7,166 a.f.u.) e ETR (2,055 a 5,541 a.f.u.), com contribuições significativas de Y (até 0,924 a.f.u.), Th (até 0,426 a.f.u.), Mn (até 0,181 a.f.u.), Fe (até 0,103 a.f.u.) e U (até 0,015 a.f.u.).

Dentre os ânions, substituindo (OH)⁻ aparecem o F (1,87 a 3,38 a.f.u.) e traço de Cl (até 0,070 a.f.u.). Em algumas análises, o conteúdo de F extrapola o limite de 2 a.f.u. sugerido pela fórmula estrutural de Oberti *et al.* (2001). Contudo, o alto desvio padrão (2σ) para o F (0,25 a.f.u.), somado às incertezas da exatidão resultante das altas correções ZAF efetuadas (fator em torno de 8), e à possibilidade de volatilização de F durante a calibração no padrão impedem maiores considerações sobre a variação.

Observam-se correlações positivas mútuas entre Ca, P e F, enquanto que Si, ETR, Y, Th, U, Mn, Fe e Cl mostram correlações positivas entre si e negativas com os anteriores. Estas variações conjuntas indicam que a principal substituição acoplada (Figuras 46A e 46B) é representada por $Si^{4+} + ETR^{3+} = P^{5+} + Ca^{2+}$ (tipo apatita), onde Y, Th, Mn, Fe e U acompanham os ETR^{3+} .

A entrada de Th^{4+} (e U^{4+} em menor proporção) no lugar de ETR^{3+} implica num mecanismo diferente para a compensação das cargas. A boa correlação do Th com o Mn poderia sugerir um mecanismo do tipo $R^{4+}_{0,5}R^{2+}_{0,5} = R^{3+}$. Contudo, as quantidades de Mn, mesmo que somadas com as de Fe e um possível excesso de Ca em relação ao P, é insuficiente para justificar tal mecanismo. Outra possibilidade seria a entrada de B^{3+} (não analisado) no sítio *Si*, formando a substituição $B^{3+} + Th^{4+} = Ca^{2+} + P^{5+}$. De fato, Oberti *et al.* (2001) descreve análises com Th e B, acreditando que o B^{3+} pode ser um constituinte mais frequente nas britholitas do que aquele reportado na literatura. Nas análises efetuadas é possível observar uma relação 1:1 entre as quantidades de Th e a de “posições vagas” no sítio tetraédrico (Figura 46C), sugerindo que estas posições poderiam estar sendo ocupadas pelo B.

A distribuição dos ETR (Figura 46D) se caracteriza por um forte enriquecimento relativo dos ETR leves com variações em relação ao condrito C1 similares, de pequena amplitude para os elementos entre o Gd e Yb (incluindo o Y). A razão La_N/Yb_N para a maioria das análises compreende o intervalo de 15 a 50, exceto algumas porções de cristais de britholitas-(Ce) de nefelina microssienitos agpaíticos, com cerca de 250. Esse comportamento sugere um fracionamento prévio entre ETR leves e pesados nas britholitas-(Ce) de nefelina microssienitos agpaíticos, que se refletem principalmente nas amostras MTR01a e MTR01h, em comparação com os miaskíticos.

O Y, Th e Mn acompanham os ETR pesados, empobrecendo-se nas britholitas das rochas agpaíticas em relação às miaskíticas. Já o U encontra-se mais enriquecido nas britholitas-(Ce) dos nefelina microssienitos agpaíticos.

Figura 46 - Diagramas de variação química para as britholitas-(Ce) de nefelina microssienito da Ilha Monte de Trigo. (A) e (B): substituições acopladas segundo a solução sólida britholita - apatita; (C): variações entre o Th e o total do sítio tetraédrico; (D) e (E): diagramas multielementares para ETR, normalizados segundo o condrito C1 de McDonough & Sun (1995) e a composição química da rocha, respectivamente. O Y foi plotado no lugar do Ho devido à afinidade geoquímica em comum e à sua maior facilidade de análise.

Os ETR de britholitas normalizados segundo a composição química da rocha hospedeira (Figura 46E), mostram um comportamento contrastante. Nas rochas miaskíticas elas possuem um fator de enriquecimento constante em relação à rocha. Nas rochas agpaíticas, as britholitas-(Ce) apresentam enriquecimento em ETR leves um pouco maior comparado ao das miaskíticas. Estas diferenças devem estar relacionadas ao fracionamentos precoce dos minerais do grupo da cuspidina-wöhlerita no magma, ricos em ETR pesados, Y, Th e Mn.

Eudialita

A eudialita foi descrita pela primeira vez por F. Stromeyer em 1819 (*apud* Johnsen *et al.*, 2001) como um dos constituintes maiores de um nefelina sienito da região de Kangerluarsuk, no complexo alcalino de Ílmaussaq. No Brasil, ela foi descrita em diversos complexos alcalinos, como Poços de Caldas, Ilha dos Búzios, Lages, Passa Quatro, entre outros (Ulbrich & Ulbrich, 2000; Alves, 1996; Scheibe, 1986; Brotzu *et al.*, 1992).

O grupo da eudialita, conforme descrito por Johnsen *et al.* (2001, 2003), é formado por silicatos complexos de Na, Ca, Zr e Fe, com a presença significativa de muitos elementos menores tais como Mn, ETR, Sr, Nb, K, Y e Ti. Estruturalmente, a eudialita pertence à classe dos ciclossilicatos, cuja característica principal é uma combinação única de anéis de 3 e 9 tetraedros de silício, compondo grupos $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$ e $[\text{Si}_9\text{O}_{27}]^{18-}$ respectivamente, arranjados em camadas perpendiculares à [001]. Um modelo de sua complexa estrutura com detalhes na distribuição dos demais cátions é encontrado em Johnsen *et al.* (2001).

Esta complexidade estrutural faz com que o cálculo de sua fórmula estrutural seja um tema de discussão atual. Cite-se como exemplo Gualda (1998) e Gualda & Vlach (1996), os quais fizeram o cálculo baseado na normalização em 24 átomos de Si e posterior ajuste por balanço de carga, enquanto Johnsen *et al.* (1997) determinaram na base de 78 átomos de oxigênio, e Johnsen *et al.* (2001), na base de 29 cátions de Si, Al, Zr, Ti, Hf, Nb, Ta e W por fórmula unitária. Este último método foi adotado para o cálculo neste trabalho, que se baseia no número de cátions alocados na estrutura composta dos anéis silicáticos e dos octaedros de Zr, complementados pelos dois sítios *M*(3) e/ou *Si*(7) no centro dos anéis de coordenação 9, que idealmente somam 29 a.f.u.

Assim, a fórmula ideal para as eudialitas, pode ser escrita como:

onde a distribuição de cátions foi realizada seguindo as recomendações de Johnsen *et al.* (2001).

Atualmente, a nomenclatura do grupo da eudialita conta com 17 membros finais aprovados (Johnsen *et al.*, 2003), dos quais estão listados na Tabela 14 apenas os que possuem alguma similaridade com o quimismo encontrado nas eudialitas da Ilha Monte de Trigo.

Tabela 14 - Membros selecionados aprovados pela IMA-CNMMN (Comissão de novos minerais e nomes de minerais da IMA) do grupo da eudialita (Johnsen et al., 2003 e referências lá citadas).

Nome	Fórmula
Eudialita	$\text{Na}_{15}\text{Ca}_6\text{Fe}_3\text{Zr}_3\text{Si}[\text{Si}_{25}\text{O}_{73}](\text{O},\text{OH},\text{H}_2\text{O})_3(\text{Cl},\text{OH})_2$
Kentbrooksita	$\text{Na}_{15}\text{Ca}_6\text{Mn}_3\text{Zr}_3\text{Nb}[\text{Si}_{25}\text{O}_{73}](\text{O},\text{OH},\text{H}_2\text{O})_3(\text{F},\text{Cl})_2$
Ferrokentbrooksita	$\text{Na}_{15}\text{Ca}_6\text{Fe}_3\text{Zr}_3\text{Nb}[\text{Si}_{25}\text{O}_{73}](\text{O},\text{OH},\text{H}_2\text{O})_3(\text{F},\text{Cl})_2$
Oneillita	$\text{Na}_{15}\text{Ca}_3\text{Mn}_3\text{Fe}_3\text{Zr}_3\text{Nb}[\text{Si}_{25}\text{O}_{73}](\text{O},\text{OH},\text{H}_2\text{O})_3(\text{Cl},\text{OH})_2$
Feklichevita	$\text{Na}_{11}\text{Ca}_9(\text{Fe}^{3+},\text{Fe}^{2+})_2\text{Zr}_3\text{Nb}[\text{Si}_{25}\text{O}_{73}](\text{OH},\text{H}_2\text{O},\text{Cl},\text{O})_5$
Georgbarsanovita	$\text{Na}_{12}(\text{Mn},\text{Sr},\text{ETR})_3\text{Ca}_6\text{Fe}^{2+}_3\text{Zr}_3\text{NbSi}_{25}\text{O}_{76}\text{Cl}_2\cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Carbokenbrooksita	$(\text{Na},\square)_{12}(\text{Na},\text{ETR})_3\text{Ca}_6\text{Mn}_3\text{Zr}_3\text{Nb}[\text{Si}_{25}\text{O}_{73}](\text{OH})_3(\text{CO}_3)\cdot \text{H}_2\text{O}$
Zirsilita-(Ce)	$(\text{Na},\square)_{12}(\text{ETR},\text{Na})_3\text{Ca}_6\text{Mn}_3\text{Zr}_3\text{Nb}[\text{Si}_{25}\text{O}_{73}](\text{OH})_3(\text{CO}_3)\cdot \text{H}_2\text{O}$

Ao total foram realizadas 23 análises, sendo 8 nas condições de 15 kV para o potencial de aceleração e 20nA para a corrente do feixe, enquanto outras 15 foram determinadas em condições especiais, de 25kV e 100nA, respectivamente. As análises encontram-se reunidas na Tabela 33 (Anexo I), com a fórmula estrutural, o limite mínimo de detecção (L.M.D.) e o desvio padrão (2σ).

Nas eudialitas estudadas, a Si é suficiente para preencher as 24 posições relativas ao anéis da estrutura, além de um dos sítios $M(3)$, central ao anel de coordenação 9. O outro sítio $M(3)$, é dividido entre Si (0 a 0,453 a.f.u.), Nb (0,310 a 0,801 a.f.u.) e Ti (0,042 a 0,159 a.f.u.), além de traço de Ta (até 0,057 a.f.u.). O Al pode substituir a sílica em qualquer um destes sítios. Contudo não foi detectado na maioria das análises, sendo registrado em apenas uma delas com valor anormalmente alto, de 0,284 a.f.u. Este valor pode representar uma contaminação na área de incidência do feixe, por alguma fase félsica. A substituição do sítio $M(3)$ é ilustrada na Figura 47A. Nesta fica clara a distinção entre as amostras do centro e da borda do dique. Observa-se que as eudialitas das bordas do dique (incluindo borda e núcleo do grão) e do centro do dique (apenas o núcleo) são mais ricas em Si e Ti. Já as eudialitas das partes centrais do dique possuem as bordas dos cristais mais ricas em Nb.

O sítio do Zr na estrutura da eudialita está totalmente preenchido por Zr (2,868 a 3,174 a.f.u.), com traço de Hf (até 0,053 a.f.u.).

Os cátions Fe, Mn e Mg ocupam preferencialmente o sítio $M(2)$. A substituição de Mn (1,356 a 2,160 a.f.u.) por Fe^{2+} (1,320 a 2,126 a.f.u.) é extensa (Figura 47B), com as bordas dos grãos sendo mais ricas em Mn. O Mg só aparece em quantidades limitadas (até 0,473 a.f.u.) nos cristais da borda do dique (MTR01a), onde o Fe predomina sobre o Mn. O total destes cátions presente sempre excede a quantidade permitida nas 3 posições do sítio $M(2)$, restando ainda parte significativa destes íons (até 0,963 a.f.u.) para ocupar posições no sítio $M(1)$ ou $\text{Na}(4)$.

O sítio $M(1)$ pode acomodar até 6 a.f.u. dos cátions Ca, Mn, ETR, Y e Na. Contudo, a quantidade de Ca (6,101 a 7,100 a.f.u.) seria suficiente para preencher o sítio por completo. Assim, este sítio foi idealmente preenchido pelo excesso de Mn (e Fe^{2+}) do sítio $M(2)$ e pelo Ca até completar 6 posições.

Figura 47 - Diagramas de variação química para as eudialitas dos nefelina microssienitos da Ilha Monte de Trigo. (A): substituição do sítio central ao anel silicático; (B): variações entre Mn, Fe e Mg no sítio $M(2)$; (C) e (D): diagramas multielementares para ETR, normalizados segundo o condrito C1 de McDonough & Sun (1995), e a composição química da rocha, respectivamente. O Y foi plotado no lugar do Ho devido à afinidade geoquímica em comum e à sua maior facilidade de análise.

O sítio *Na* é subdividido em cinco posições distintas, cada uma delas com 3 posições catiônicas. O *Na*(4) pode acomodar o excesso de Ca (até 1,710 a.f.u.), além dos ETR (0,358 a 0,656 a.f.u.) e Y (0,106 a 0,251 a.f.u.) que não foram alocados em *M*(2). Soma-se ainda o K (0,130 a 0,339 a.f.u.), além de traços de Pb (até 0,028 a.f.u.) e U (até 0,020 a.f.u.). Contudo, a alocação do *Na*(4) não está completa, variando de 1,484 até 2,668 a.f.u. Assim, o Na ocupa praticamente na íntegra os demais subsítios, sempre próximo a 12,0 a.f.u., com a maioria deles variando dentro do desvio padrão (0,1 a.f.u.).

O sítio dos halogênios é preenchido com 1,63 a 2,12 a.f.u. (Cl+F), podendo ser considerado completo com 2 a.f.u., se levado em conta o erro 2σ acumulado de quase 0,25 a.f.u. Neste sítio o Cl predomina (1,427 a 1,656 a.f.u.), com o restante ocupado pelo F (0,136 a 0,612 a.f.u.).

O conteúdo de H₂O, OH e O nas posições aniônicas, fora da estrutura dos anéis silicáticos (5 a.f.u., descontando-se os halogênios), foram estimados pelo cálculo do balanço de cargas, com ressalvas para as limitações do método que considera todo o Fe como Fe²⁺. Os resultados indicam que as posições aniônicas encontram-se, em sua maior parte, divididas entre O²⁻ e OH⁻ na proporção aproximada de 1:2, com apenas 3 análises que necessitaram de adição da forma neutra H₂O para completar as cinco posições (nas condições de 25kV e 100nA). Contudo, deve-se salientar que estas estimativas acumulam os erros relativos a todos os demais elementos por consequência do seu método de cálculo.

A substituição acoplada mais comum, segundo Johnsen & Gault (1997), é aquela que envolve um componente rico em Si, Ca, Fe e Cl, e outro rico em Nb, ETR, Mn e F. Estes componentes correspondem na maioria dos casos à solução-sólida entre a eudialita *sensu stricto* e a kentbrooksita. Nas eudialitas da Ilha Monte de Trigo pode-se observar boas correlações positivas entre Si, Zr, Fe, Mg e Cl, e entre Nb, Hf, Ta, ETR, Y e Mn, e negativas entre estes dois grupos, sugerindo a atuação deste mecanismo de substituição. Contudo, algumas diferenças no sítio *Na*, tais como a deficiência do Na e a presença significativa de ETR e de vacâncias, apontam para a presença de componentes do tipo Georgbarsanovita e Zirsilita-Ce.

O comportamento dos ETR (Figura 47C) é caracterizado por um forte enriquecimento dos ETR mais leves, mantendo-se praticamente constante os ETR médios a pesados. As razões La_N/Nd_N variam em torno de 5,4 a 8,3, enquanto as razões Nd_N/Yb_N variam entre 2,2 e 2,9 para os cristais da borda do dique (MTR01a) e entre 0,8 a 1,3 para os do centro do dique (MTR01b). Contudo, o comportamento dos ETR, normalizados segundo a química da rocha hospedeira (Figura 47D), mostra um padrão praticamente constante, com leve enriquecimento dos ETR pesados. Este padrão sugere que o conteúdo de ETR nas eudialitas reflete a composição do magma onde se cristalizaram.

Grupo da cuspidina- wöhlerita

Os minerais deste grupo encontrados na Ilha Monte de Trigo correspondem à wöhlerita, hiortdahlita e lãvenita. Estes foram identificados a partir da composição química obtida nas análises de microsonda eletrônica.

A wöhlerita, hiortdahlita e lâvenita foram descritas em rochas da região de Langesundsfjord, na porção sudoeste da província ígnea de Oslo, na Noruega. A wöhlerita foi descrita pela primeira vez por Scheerer em 1843 (*apud* Brögger, 1890 e Mariano & Roeder, 1989). Ainda no século XIX foram descritas por Brögger a lâvenita e a hiortdahlita, a primeira em 1878 (*apud* Brögger, 1890) em nefelina sienitos e pegmatitos associados na Ilha de Låven, e a segunda, alguns anos mais tarde (Brögger, 1890), num dique de nefelina sienito traquitóide de granulação média.

Estes minerais são de ocorrência bastante rara e restrita a rochas alcalinas e seus pegmatitos, principalmente em nefelina sienitos e carbonatitos (Deer *et al.*, 1986; Mariano & Roeder, 1989; Gaines *et al.*, 1997; Robles *et al.*, 2001). No geral foram observados em menos de 10 ocorrências pelo mundo, sendo frequentemente confundidos com epídotos, devido às suas similaridades ópticas.

A hiortdahlita, por exemplo, é descrita em apenas nove localidades (Robles *et al.*, 2001), Noruega (Langesundsfjord), Groenlândia (Kangerddlugssauq e Ílmaussaq), Guiné (Iles de Los), Marrocos (Tamazeght), Itália (Mt. Etna), Rússia (Korgeredaba), Canadá (Kipawa River) e Austrália (Jingera Rock).

No Brasil, o primeiro mineral do grupo a ser descrito foi a lâvenita (Graeff, 1887), em rochas sieníticas da Serra do Tinguá. Um ano mais tarde foi também encontrada nos nefelina sienitos de Poços de Caldas (Machado, 1888). Posteriormente, a lâvenita também foi reconhecida em outras localidades brasileiras, como por exemplo Passa Quatro e Lages. Em Itatiaia foi reconhecido um mineral que possivelmente trata-se da wöhlerita (Enrich *et al.*, 2006), mas ainda carece de estudos para sua confirmação.

De acordo com Merlino & Perchiazzi (1988), os minerais do grupo da cuspidina-wöhlerita-lâvenita (Tabela 15) são caracterizados por uma estrutura composta de dois módulos principais: grupos diortossilicáticos e “paredes de octaédros” de quatro colunas de largura desenvolvendo-se ao longo do eixo *c*. Segundo estes autores, os diferentes minerais do grupo apresentam simetria triclinica ou monoclinica, e podem ser descritos de forma simplificada pela fórmula $X_{16}(Si_2O_7)_4(O, OH, F)_8$, onde o *X* representa os sítios presentes nas “paredes de octaédros” com coordenações variando entre 6 e 8, ocupados tanto por cátions pequenos de valência alta (Ti^{4+} , Zr^{4+} , Nb^{5+} , REE^{3+} , Mn^{2+} , Fe^{2+}), como por cátions maiores de valência menor (Na^+ e Ca^{2+}).

As fórmulas estruturais das fases minerais analisadas foram calculadas seguindo as estruturas descritas por Mellini & Merlino (1979) para a wöhlerita, Mellini (1981) para a lâvenita e por Merlino & Perchiazzi (1985, 1987) para a hiortdahlita (Tabela 15). Para tanto, o cálculo foi efetuado considerando 36 átomos de (O+F).

Foram efetuadas 32 análises de hiortdahlita, 15 de lâvenitas e 25 de wöhlerita. Os resultados são apresentados nas Tabelas 34, 35 e 36 (Anexo I), com a fórmula estrutural, o limite mínimo de detecção (L.M.D.) e o desvio padrão (2σ). Dentre as análises tem-se 6 de hiortdahlita e 11 de wöhlerita que foram realizadas nas condições de 15 kV para potencial de aceleração e 20nA corrente de feixe. As demais análises foram determinadas com 25kV e 100nA.

Tabela 15 - Minerais do grupo da cuspidina-wöhlerita.

Nome	Fórmula	Referência
Cuspidina	$\text{Ca}_{10}(\text{Si}_2\text{O}_7)_4(\text{F},\text{OH})_8$	(Saburi <i>et al.</i> , 1977)
Bagdahdita	$\text{Ca}_{12}(\text{Zr},\text{Ti})_4(\text{Si}_2\text{O}_7)_4\text{O}_8$	(Al-Hermezi <i>et al.</i> , 1986)
Niocalita	$\text{Ca}_{14}\text{Nb}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_4\text{O}_8\text{F}_2$	(Mellini, 1982)
Burpalita	$\text{Na}_8\text{Ca}_4\text{Zr}_4(\text{Si}_2\text{O}_7)_4\text{F}_8$	(Merlino <i>et al.</i> , 1990)
Lâvenita	$(\text{Na},\text{Ca})_8(\text{Mn},\text{Ca},\text{Fe},\text{Ti})_4(\text{Zr},\text{Nb})_4(\text{Si}_2\text{O}_7)_4(\text{O},\text{F})_8$	(Mellini, 1981)
Normandita	$\text{Na}_4\text{Ca}_4(\text{Mn},\text{Fe})_4(\text{Ti},\text{Nb},\text{Zr})_4(\text{Si}_2\text{O}_7)_4(\text{O},\text{F})_8$	(Perchiazzi <i>et al.</i> , 2000)
Hiordahlita II	$\text{Ca}_8(\text{Na},\text{Ca})_4\text{Zr}_2(\text{Y},\text{Zr},\text{REE},\text{Na})_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_4\text{O}_3\text{F}_5$	(Merlino & Perchiazzi, 1987)
Hiordahlita I	$\text{Ca}_8(\text{Na},\text{Ca})_4\text{Zr}_2(\text{Zr},\text{Ti},\text{Ca},\text{Mn},\text{Fe})_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_4(\text{O},\text{F})_8$	(Merlino & Perchiazzi, 1985)
Wöhlerita	$\text{Na}_4(\text{Ca},\text{Mn},\text{Fe})_8\text{Zr}_2(\text{Nb},\text{Ti})_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_4\text{O}_4\text{F}_2(\text{F},\text{O})_2$	(Mellini & Merlino, 1979)
Janhaugita	$(\text{Na},\text{Ca})_8(\text{Mn},\text{Fe})_6(\text{Ti},\text{Zr},\text{Nb})_4(\text{Si}_2\text{O}_7)_4\text{O}_4(\text{F},\text{OH})_4$	(Annehed <i>et al.</i> , 1985)

Distribuição iônica

Nos três minerais deste grupo presentes na Ilha Monte de Trigo, os sítios tetraédricos encontram-se totalmente preenchidos pela sílica, com totais sempre próximos a 8,0 a.f.u.

Nas “paredes de octaédros” da hiordahlita e da wöhlerita, os conteúdos de cátions aproximam-se da fórmula ideal, com Zr (2,0 a 2,5 a.f.u. na hiordahlita e 1,8 a 2,0 a.f.u. na wöhlerita), Ca (7,5 a 9,2 a.f.u. na hiordahlita e 7,1 a 7,7 a.f.u. na wöhlerita) e Na (3,7 a 4,1 a.f.u. na hiordahlita e 3,7 a 4,3 a.f.u. na wöhlerita). A lâvenita possui quantidades maiores de Zr (3,1 a 3,6 a.f.u.) e Na (4,6 a 6,2 a.f.u.), enquanto o Ca (3,7 a 5,7 a.f.u.) está presente em menor proporção. O Nb diferencia-se pela maior proporção na wöhlerita (1,0 a 1,7 a.f.u.), com contribuições de 0,13 a 0,44 a.f.u. na hiordahlita e de 0,09 a 0,45 a.f.u. na lâvenita.

Além disso, as lâvenitas também destacam-se pelas maiores quantidades de Ti (0,24 a 0,79 a.f.u.), Mn (0,88 a 1,4 a.f.u.), Fe (0,51 a 0,96 a.f.u.) e Mg (0,12 a 0,26 a.f.u.), em relação à hiordahlita (Ti, 0,08 a 0,17 a.f.u.; Mn, 0,29 a 0,62 a.f.u.; Fe, 0,12 a 0,43 a.f.u. e Mg, 0,04 a 0,10 a.f.u.) e à wöhlerita (Ti, 0,17 a 0,36 a.f.u.; Mn, 0,36 a 0,56 a.f.u.; Fe, 0,07 a 0,35 a.f.u. e Mg, <0,02 a 0,27 a.f.u.).

Outros elementos presentes em quantidades menores ou traços nos três minerais são o Y (até 0,26 a.f.u.), os ETR (Σ de até 0,15 a.f.u.), o K (até 0,16 a.f.u.), o Hf (até 0,04 a.f.u.) e o Ta (até 0,07 a.f.u.).

Entre os ânions, o O deve ocupar a posição central da estrutura do diortossilicato e todas as posições que unem os diortossilicatos aos octaédros. Restam ainda 8 posições aniônicas que fazem a ligação entre os cátions dos octaédros, e podem ser ocupados por F ou O (Mellini & Merlino, 1979; Mellini, 1981; Merlino & Perchiazzi, 1985, 1987).

Nos minerais estudados, o F varia de 6,2 a 8,2 a.f.u. nas hiordahlitas, de 2,5 a 5,0 nas wöhleritas e de 3,8 a 4,8 nas lâvenitas, assim representando uma das maiores variações presentes nestes minerais. O restante dos ânions deve ser ocupado por O ao invés de OH, tendo em vista o total analítico sempre próximo a 100%.

Substituições

As principais diferenças cristaloquímicas entre os minerais que compõem o grupo da cuspidina-wöhlerita, conforme Merlino & Perchiazzi (1988), são reflexo das variações entre as conexões das “paredes de octaédros” e os grupos diortossilicatos, somado às diferentes possibilidades de distribuição de cátions bem distintos em coordenação octaédrica. Estas características são um fator limitante à existência de solução sólida entre os minerais do grupo.

Uma das poucas soluções sólidas descritas na literatura para este grupo envolve os componentes lâvenita e normandita (Chao & Gault, 1997; Perchiazzi *et al.*, 2000). Estes componentes relacionam-se através da substituição $Zr^{4+} = Ti^{4+}$ (Figura 48A) e está presente de forma limitada na lâvenita da amostra MTR01a.

Outra substituição importante no grupo da cuspidina-wöhlerita foi descrito por Mellini & Merlino (1979) para a wöhlerita, envolvendo a substituição $Ti^{4+} + F^- = Nb^{5+} + O^{2-}$. Contudo, Mariano & Roeder (1989) mostraram através de análises de wöhleritas de diferentes localidades que a variação de Ti corresponde à apenas a metade da variação de Nb. Além disso, estes autores também destacam que o excesso de cátions em relação a 8,0 a.f.u. no sítio do Ca é inversamente proporcional à deficiência na posição do Nb, sugerindo que algum elemento desta posição possa compensar esta deficiência. Os dados obtidos nas wöhleritas da Ilha Monte de Trigo mostram uma variação ainda menor do Ti em relação à variação do Nb, descaracterizando esta variação como o principal mecanismo de substituição.

A análise das correlações entre os cátions das wöhleritas analisadas em conjunto com as compiladas da literatura revela que a principal substituição é dada pela diminuição de Mn, Fe, Mg e F, e aumento do Nb (Figuras 48B e 48C), numa proporção de 1Nb: 1(Mn + Fe + Mg): 3F. Com isto, propõe-se o mecanismo de substituição acoplada a seguir:

onde junto com o Mn incluem-se o Fe^{2+} e o Mg^{2+} .

Algumas considerações sobre a substituição acima proposta podem ser feitas a partir da estrutura da wöhlerita descrita por Mellini & Merlino (1979). O Nb, que ocupa um dos sítios centrais da “parede de octaédros”, é coordenado por 6 oxigênios, onde três destes correspondem a vértices de grupos diortossilicáticos e os demais fazem a ligação para outros 3 octaédros ocupados por Ca, Zr e Na. No mecanismo acima proposto, os 3 O^{2-} que se ligam aos outros octaédros seriam substituídos por F^- quando Nb^{5+} é substituído por Mn^{2+} . Nesta substituição acoplada, o balanço de cargas do sítio não seria comprometido. Os oxigênios ligados aos outros octaédros, de acordo com Mellini & Merlino (1979), contribuem com uma carga maior (aproximadamente 1,1- cada) do que aqueles ligados aos grupos silicáticos (aproximadamente 0,6- cada). Assim, substituindo os três O^{2-} que contribuem com uma carga maior no sítio por 3 F^- , o total de carga no sítio poderia diminuir para 2+.

A partir deste mecanismo de substituição, pode-se definir dois membros finais teóricos distintos, o primeiro $Na_4Ca_8Zr_2Nb_2[Si_2O_7]_4O_6F_2$, que corresponde à wöhlerita *sensu stricto*, e o segundo

Figura 48 - Diagramas de variação química para os minerais do grupo da cuspidina-wöhlerita de nefelina microssienitos da Ilha Monte de Trigo e de outras localidades conhecidas do mundo (Brögger, 1890; Kapustin & Bykova, 1965; Aarden & Gittins, 1974; Eggleton *et al.*, 1979; Mellini, 1981, 1982; Raade & Mladeck, 1983; Deer *et al.*, 1986; Khomyakov *et al.*, 1987; Wolley & Platt, 1988; Mariano & Roeder, 1989; Keller *et al.*, 1995; Chao & Gault, 1997; Perchiazzi *et al.*, 2000; Robles *et al.*, 2001; Ridolfi *et al.*, 2003; e referências lá citadas). (A): solução sólida envolvendo os componentes lâvenita e normandita; (B) e (C): solução sólida envolvendo os componentes wöhlerita e "trigoita"; (D): campo de variação composicional das lâvenitas; (E) e (F): variações entre Na, F e Nb.

$\text{Na}_4\text{Ca}_8\text{Zr}_2\text{Mn}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_4\text{F}_8$. Contudo, os dados analíticos obtidos juntamente com os da literatura (Figuras 48B, 48C e 48E) indicam que a solução sólida está limitada aos membros finais wöhlerita *s.s.* e $\text{Na}_4\text{Ca}_8\text{Zr}_2\text{NbMn}[\text{Si}_2\text{O}_7]_4\text{O}_3\text{F}_5$, denominado preliminarmente neste trabalho de “trigoita”, em referência à localidade descrita, a Ilha Monte de Trigo.

Com os dados atualmente disponíveis, duas hipóteses podem ser levantadas sobre a extensão desta solução sólida. Na primeira, o membro rico em Mn e F poderia existir mas ainda não ter sido descrito, dado às poucas localidades onde os minerais deste grupo ocorrem. Alternativamente, a diferença nas dimensões dos octaédros de NbO_6^{7-} e $\text{MnO}_3\text{F}_3^{7-}$ poderia deformar a célula unitária, a ponto de impossibilitar que todos os sítios fossem substituídos. Como argumento a favor desta segunda hipótese tem-se a limitação exata da solução sólida nas composições wöhlerita *s.s.* e trigoita, somado ao fato das amostras com minerais de composição de trigoita (MTR01h e MTR04c) estar em paragênese com outro mineral do grupo pobre em Nb (lâvenita e hiortdahlita respectivamente), sem a coexistência de um outro mineral portador de Nb. Ainda assim, estas considerações devem ser confirmada por estudos cristalográficos.

Aparentemente, o membro final wöhlerita *s.s.* é mais freqüente em carbonatitos, enquanto o membro final trigoita é mais freqüente em nefelina sienitos. Além das amostras MTR01h e MTR04c, composições próximas à do membro final trigoita também são descritas no complexo alcalino-carbonatítico de Tchivira, Angola, (Mariano & Roeder, 1989) e nos nefelina sienitos agpaíticos de St. Hilaire, Canadá (Chao & Gault, 1997).

As variações químicas dos elementos menores e traços presentes nas wöhleritas da Ilha Monte de Trigo acompanham a substituição wöhlerita *s.s.*-trigoita, com Y e ETR pesados mais abundantes no termo manganífero e Na, Ti, Ta, Hf e ETR leves mais abundantes no termo com Nb.

As hiortdahlitais aparentam possuir um mecanismo de substituição acoplada similar, dado que Nb adicionado a (Mn+Fe+Mg) totalizam próximo de 1 a.f.u. (Figura 48B). Contudo o conteúdo de Nb não ultrapassa 0,5 a.f.u. Além disso, nota-se que Nb e Zr possuem uma correlação positiva entre si, e negativa em relação a Fe, Mn, Mg e Ti. Entretanto, o alto erro analítico associado à determinação do F (2σ de 0,4 a.f.u.) não permite fazer considerações sobre a proporção de troca de F^- por O^{2-} para compensar as variações químicas presentes.

De fato, a distribuições dos cátions de acordo com a fórmula estrutural sugere que o Nb, Mn, Fe, Mg, Ti, além do excesso de Zr (>2) e de Ca (>8), e provavelmente os ETR e Y, completem o sítio *M* somando uma carga média de $3+$, conforme descrito na estrutura da hiortdahlita I (Merlino & Perchiazzi, 1985).

Nas lâvenitas, além da solução sólida com a normandita descrita, aparecem variações químicas entre Na, Ca, (Mn, Fe, Mg), Nb e o F, devendo configurar mais de um tipo de substituição acoplada. Destaca-se neste mineral, conforme Perchiazzi *et al.* (2000), o excesso de cátions de alta carga, *i.e.* Zr, Ti e Nb, em relação às 4 posições do sítio (Ti, Zr), além do excesso de Na e Ca em relação a 8 a.f.u.

Os estudos da estrutura mineral de Mellini (1981) e Perchiazzi *et al.* (2000) mostraram que o sítio (*Mn,Fe*) encontra-se principalmente preenchido por estes cátions, com quantidades menores de Ca, Ti ou

Nb. Os sítios maiores (*Na* e *NaCa*) são preenchidos por quantidades variáveis de Na e Ca cada. A partir destas considerações, os dados obtidos juntamente com os compilados da literatura sugerem que as composições das lâvenitas variam segundo o tetraedro $(\text{Mn,Fe,Mg})_2\text{Ca}_2\text{Na}_8$ - $(\text{Mn,Fe,Mg})_2\text{Ca}_6\text{Na}_4$ - $(\text{Mn,Fe,Mg})_4\text{Ca}_4\text{Na}_4$ - $(\text{Mn,Fe,Mg})_4\text{Ca}_2\text{Na}_6$ (Figura 48D).

Estas variações sugerem que existe pelo menos dois mecanismos de substituição acoplada atuantes, além daqueles envolvendo a substituição tipo lâvenita-normandita, mesmo considerando a grande dispersão dos dados para a maioria das correlações entre cátions, que dificultam sua determinação. Um deles corresponde a uma substituição isomórfica de $\text{Ca}^{2+} = (\text{Mn, Fe})^{2+}$ no sítio (*Mn,Fe*). O segundo corresponde à substituição entre $\text{Na}^+ = \text{Ca}^{2+}$ nos sítios *Na* e *NaCa*, cuja diferença nas carga é compensada pela entrada do F^- no lugar do O^{2-} ou do Nb^{5+} no lugar dos $(\text{Mn, Fe})^{2+}$ (Figuras 48E e 48F). Ainda assim, é possível que outros mecanismos envolvendo Fe^{3+} , ou a substituição tipo wöhlerita-trigoita estejam presentes.

Comportamento dos ETR

O comportamento dos ETR nas hiortdahlitas, lâvenitas e wöhleritas em relação ao condrito C1 (McDonough & Sun, 1995) são similares, variando segundo cada amostra entre neutro e pouco enriquecido nos ETR pesados, (Figuras 49A, 49C e 49E).

As hiortdahlitas das amostras MTR04c e MTR53e apresentam razões La_N/Yb_N entre 0,72 e 2,24, com uma discreta anomalia positiva de La e Ce na última. Na hiortdahlita da amostra MTR06c, ocorre um enriquecimento dos ETR pesados e Y, apresentando razões La_N/Yb_N entre 0,040 e 0,208 e razões Nd_N/Yb_N entre 0,026 e 0,066.

As lâvenitas apresentam os menores conteúdos totais de ETR. Consequentemente, registra-se apenas a presença do Er e Yb, além de quantidades significativas de Y. Os demais elementos encontram-se, na maioria das análises, abaixo do L.M.D., caracterizando assim um enriquecimento dos ETR pesados e Y em relação ao condrito C1. Em poucas análises da amostra MTR01a é possível detectar quantidades de Ce um pouco acima do L.M.D. confirmando estes comportamento.

As wöhleritas das amostras MTR01h e MTR06c apresentam um suave enriquecimento de ETR pesados, com razões La_N/Yb_N variando entre 0,14 e 0,55. Por outro lado, nas wöhleritas das amostras MTR01b e MTR04c nota-se um padrão neutro, com uma suave anomalia de Er, e razões La_N/Yb_N variando entre 0,77 e 2,32.

Entretanto, a distribuição dos ETR, normalizados segundo a química da rocha hospedeira, mostram um comportamento de enriquecimento maior dos pesados que leves. Levando em conta a textura destes minerais, sugerindo que eles são de cristalização inicial e que a química de rocha do dique deve ser similar à de seu magma, pode-se estimar que os coeficientes de partição dos ETR para a hiortdahlita, wöhlerita e lâvenita variam de valores entre 1 e 30 para o La, subindo progressivamente até valores entre 30 e 200 para o Yb.

Figura 49 - Diagramas multi-elementos para ETR da hiortdahlita, lãvenita e wöhlerita de nefelina microssienitos da ilha Monte de Trigo. (A), (C) e (E): normalização segundo o condrito C1 de McDonough & Sun (1995); (B), (D) e (F): normalização segundo a composição química da rocha hospedeira. O Y foi plotado no lugar do Ho devido à afinidade geoquímica em comum e à sua maior facilidade de análise. Mencione-se que nem todas as amostras possuem química de rocha total, e pode causar uma falsa impressão ao comparar os diagramas (A) e (B).

Discussão

A partir da parágênese mineral de acessórios encontrada em cada uma das amostras de nefelina microssienito da Ilha Monte de Trigo foram construídos diagramas pseudo-ternários $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2\text{-ZrO}_2$, onde foram traçadas as linhas de coexistência de fases ou “linhas de Alkemade” (Figura 50). Separou-se as paragéneses do centro e da borda do dique por serem distintas devido à interação da borda com a encaixante máfica/ultramáfica. Os Zr-silicatos complexos incluem eudialita, hiortdahlita, wöhlerita e lâvenita, estando sempre presentes dois destes. A lâvenita ocorre exclusivamente na parágênese da borda do dique. O único grão de perovskita encontrado, sugere uma relação peritética com a titanita.

O Nb, não indicado no diagrama, forma o pirocloro ou a wöhlerita, não havendo porém a coexistência das duas fases na mesma amostra. Os elementos terras raras e o ítrio concentram-se preferencialmente na britholita-(Ce) (58,5 a 30,9% em peso) e na loparita-(Ce) (33% em peso), mas também encontram-se em quantidades significativas em zirconolita (14,2 a 7,7% em peso), pirocloro (13,3 a 3,2% em peso), eudialita (4,1 a 2,4% em peso) e nos minerais do grupo da cuspidina-wöhlerita (<3% em peso).

Uma característica comum nas paragéneses observadas nestes diques é a relativa abundância de Ca e ETR em relação ao enriquecimento de álcalis e à insaturação em Al para a formação dos minerais félsicos. Isto é refletido por minerais ricos em Ca, como a britholita-(Ce), Nb-Zr-silicatos de Ca e Na do grupo da cuspidina-wöhlerita, e a eudialita com conteúdos altos de Ca e ETR. Nestes diques, o Ti forma a titanita, ao invés de silicatos complexos juntamente com o Zr e Nb.

De acordo com os dados disponíveis na literatura, a mineralogia exótica encontrada na Ilha Monte de Trigo é comparável à das ocorrências de Langesundsfjord (Brögger, 1890; Larsen, 1996), Saint Hilaire (Chao & Gault, 1997) e Junguni (Woolley & Platt, 1988). Destas, destaca-se a ocorrência de Langesundsfjord, na região de Oslo, onde são descritos a maioria dos minerais encontrados (*i.e.* zirconolita, pirocloro, wöhlerita, hiortdahlita, eudialita, etc.)

Quando comparadas a outras ocorrências brasileiras, a característica de maior enriquecimento em Ca da Ilha Monte de Trigo é prontamente reconhecida por sua mineralogia. Na maioria das ocorrências agpaíticas ou transicionais brasileiras, os minerais de Zr-Ti-Nb mais frequentes são a pectolita, a astrofilita e lamprofilita, tipicamente enriquecidos em Na e empobrecidos em Ca, bem como a eudialita. Em comparação ao quimismo da eudialita presente nas rochas agpaíticas de Poços de Caldas (Gualda, 1998), as eudialitas da Ilha Monte de Trigo possuem maiores quantidades de Ca, Nb, ETR e Y e menores quantidades de Na, Sr e Si, destacando bem a diferença composicional dos seus respectivos magmas.

Ao cortar as rochas máficas e ultramáficas, os diques de nefelina microssienitos agpaíticos apresentam feições de reação junto à interface dique - rocha encaixante, além de xenólitos corroídos com uma auréola de assimilação. Estas feições indicam um forte contraste físico-químico entre o magma e as máficas-ultramáficas encaixantes, ocasionada principalmente pelas diferenças químicas e pelo enriquecimento em voláteis (principalmente o F) do magma.

Figura 50 - Diagramas pseudo-ternários $\text{TiO}_2\text{-SiO}_2\text{-ZrO}_2$ (proporção molecular) mostrando as paragéneses dos minerais acessórios encontrados em nefelina microssienitos portadores de minerais de Zr, Nb e ETR da Ilha Monte de Trigo. As linhas de coexistência (linhas de Alkemade) são representadas em vermelho. (A) Amostras do centro de diques. (B) Amostras próxima a borda dos diques.

Capítulo 08

A SUÍTE DE DIQUES DE LAMPRÓFIRO, TEFRITO, FONOTEFRITO, TEFRIFONÓLITO E FONÓLITO DA ILHA MONTE DE TRIGO, SP

Introdução

Diques máficos, ultramáficos e de outras variedades mais diferenciadas são bastante comuns por todo o litoral paulista, fluminense e pela região do Vale do Paraíba. Dentre os principais trabalhos de cunho regional destacam-se os de Damasceno (1966), Comin-Chiaramonti *et al.* (1983), Coutinho *et al.* (1991), Coutinho & Ens (1992), Garda (1995), Garda *et al.* (1995), Garda & Schorscher (1996), Valente (1997), Thompson *et al.* (1998), Guedes *et al.* (2005) e Brotzu *et al.* (2006). Segundo estes autores, os diques têm composição toleítica a alcalina, apresentam idades do Cretáceo Inferior e Superior e possuem uma orientação predominante de NE/subvertical, acompanhando as estruturas do embasamento Neoproterozóico, com alguns diques da região do Vale do Paraíba e do litoral fluminense apresentando atitude NW/subvertical.

Em alguns casos, como o dique de Toninhas, no litoral norte paulista, foram realizados estudos de detalhe procurando investigar a natureza dos processos de evolução magmática envolvidos (Gomes, 1974; Gomes & Ruberti, 1979; Gomes & Berenholc, 1980).

Com relação à proporção entre as variedades alcalinas e toleíticas, Coutinho & Ens (1992) registraram que na região entre São Sebastião e Juréia, por exemplo, 55% dos diques máficos são lamprófios alcalinos e 5% formados por uma miscelânea de rochas raras que incluem carbonatitos.

Os diques de natureza alcalina (principalmente lamprófios e fonólitos) também são freqüentemente encontrados junto aos principais maciços alcalinos. Na região do litoral norte do Estado de São Paulo, os diques são descritos cortando os maciços das ilhas de São Sebastião, dos Búzios, Monte de Trigo e Vitória (Freitas, 1947; Coutinho & Melcher, 1973; Hennies & Hasui, 1977; Motoki, 1986; Bellieni *et al.*, 1990; Garda, 1995; Alves, 1996; Alves & Gomes, 2001; Capítulo 03).

Neste capítulo são abordados os diques de lamprófiro, tefrito, fonotefrito, tefrifonólito e fonólito, que representam as últimas manifestações magmáticas da Ilha Monte de Trigo. Insere-se na temática deste capítulo, a evolução desta série magmática e considerações sobre sua fonte, dado ao caráter primitivo dos diques de lamprófiro.

Contexto Geológico e Aspectos petrográficos

(Vide Capítulo 03)

Metodologia

(Vide Capítulo 02)

Química mineral

Os principais minerais formadores de rocha (olivina, piroxênio, anfibólio, biotita, espinélio, ilmenita, feldspato, nefelina, analcima e sodalita) foram analisados em amostras representativas da série lamprófiro-fonólito. As análises encontram-se reunidas nas Tabelas 20 a 28 (Anexo I), com a fórmula estrutural e, quando pertinente, os componentes moleculares.

Olivina

Nos diques de monchiquito e camptonito, os fenocristais de olivina apresentam composição entre Fo₈₉₋₇₂, correspondendo a crisólita (Figura 51; Tabela 20, Anexo I). Os núcleos dos cristais do monchiquito possuem os maiores conteúdos de forsterita, enquanto os microfenocristais associados à matriz do camptonito têm os menores. A única troca catiônica presente envolve o Mg e Fe, com Mn e Ca ocupando menos de 0,015 e 0,012 a.f.u. (átomos por fórmula unitária), respectivamente.

O conteúdo de forsterita na olivina destes litotipos é superior àquele encontrado na da suíte máfica/ultramáfica (olivina gabros, olivina (mela) gabros com nefelina, (mela) teralitos e olivina clinopiroxenitos) da ilha (Fo₈₃₋₅₈; Figura 51), sendo, no entanto, comparável aos registrados em outros lamprófios presentes na região, como por exemplo na Ilha dos Búzios (Alves, 1996) e na faixa litorânea dos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro (Garda, 1995; Valente, 1997), com Fo₉₀₋₇₆.

Piroxênio

Os piroxênios estão presentes em todas as rochas de dique da suíte estudada, representando uma ampla variação composicional (Figura 52; Tabela 21, Anexo I).

Nos lamprófios, os piroxênios são principalmente diopsídio com Fe³⁺, tendo o sítio M1 ocupado preferencialmente por Mg, com contribuições significativas de Fe³⁺ (até 0,222 a.f.u.) e Fe²⁺ (até 0,203 a.f.u.).

Os núcleos dos fenocristais, principalmente de monchiquito, são caracterizados pelo predomínio da molécula do diopsídio (En + Wo) e quantidades maiores de Cr (até 0,028 a.f.u.). Por outro lado, as bordas dos fenocristais e os grãos da matriz possuem quantidades maiores de Fe³⁺ (até 0,203 a.f.u.) e Ti (até 0,115 a.f.u.). São “subssilíssicos” (Al₇ até 0,376 a.f.u.), caracterizando assim quantidades maiores das moléculas do tipo tchermakíticas (Es + CaTiTs + CaTs). Outros cátions incluem Na (até 0,089 a.f.u.), Mn (até 0,013 a.f.u.) e K (até 0,013 a.f.u.).

Ressalta-se em alguns fenocristais a presença de núcleos verdes, compondo uma estrutura de zoneamento inverso comparável ao presente em outros diques da região (*e.g.* Valente, 1997; Thompson *et al.*, 1998). Segundo Rock (1991), trata-se de uma feição comum nos lamprófios alcalinos. Tais núcleos distinguem-se por suas quantidades maiores de Na (até 0,165 a.f.u.) que o restante dos cristais.

Figura 51 - Diagrama de variação do conteúdo de fosterita (Fo) em olivinas de diques de lamprófiros da Ilha Monte de Trigo. (1) Dique de monchiquito MTR54c; (2) dique de camptonito MTR26f; (3) diques de lamprófiros do litoral entre São Sebastião e Ubatuba (Garda, 1995); (4) olivina gabro, olivina (mela) gabro com nefelina, (mela) teralito, clinopiroxenito e olivina clinopiroxenito da Ilha Monte de Trigo (Capítulo 05).

Figura 52 - Diagramas de classificação de piroxênios segundo Morimoto (1990), para os piroxênios de rochas da suite de diques (lamprófiro a fonólito) da Ilha Monte de Trigo.

As características químicas destes piroxênios são comparáveis às de rochas máficas/ultramáficas (olivina gabros, olivina (mela) gabros com nefelina e (mela) teralitos e olivina clinopiroxenitos associados; Enrich, 2000; Capítulo 05).

Nos fonólitos tefríticos, os fenocristais de piroxênios são diopsídio com Fe^{3+} no núcleo e hedenbergita com Fe^{3+} nas bordas. Já os cristais intersticiais são hedenbergitas com Fe^{3+} , Zr e Na.

Nos fonólitos, os piroxênios são diopsídio com Fe^{3+} no núcleo de fenocristais, e egirina-augita, egirina-augita com Zr e egirina com Zr nos grãos matriciais associados à analcima ou em agregados pseudomórficos de possíveis xenocristais.

O sítio T é praticamente ocupado por Si, com quantidades significativas de Al_T presentes nos feno e xenocristais (até 0,271 a.f.u.). O sítio M1 é ocupado com Fe^{3+} (até 0,708 a.f.u.), Fe^{2+} (até 0,528 a.f.u.) e Mg (até 0,802 a.f.u.), além de traço de Zr (até 0,060 a.f.u.), Mn (até 0,060 a.f.u.), Al (até 0,089 a.f.u.) e Ti (até 0,070 a.f.u.). O sítio M2 por sua vez encontra-se dividido entre Ca (até 0,925 a.f.u.) e Na (até 0,933 a.f.u.).

As principais substituições envolvem as moléculas de diopsídio-hedenbergita (representado por En + Fs + Wo) e a molécula de egirina (Ae). Apresentam variações que compreendem desde o predomínio das moléculas de diopsídio-hedenbergita no núcleo dos fenocristais de rochas mais primitivas, para o predomínio da egirina na borda dos fenocristais e nos grãos matriciais, sobretudo nas mais evoluídas. Além disso, os núcleos dos piroxênios de fonólitos tefríticos possuem também uma contribuição significativa de moléculas tchermakíticas (Es + CaTiTs + CaTs), com um máximo de 44,2% do mineral. Já os grãos da matriz de variedades mais evoluídas têm também uma contribuição das moléculas tipo Fe^{2+} -NaT e Fe^{2+} -NaZ.

Anfibólio

Nos lamprófitos, fenocristais de anfibólio possuem composição de kaersutita com K, enquanto os grãos de matriz variam entre kaersutita com K e pargasita com K e Ti (Figura 53; Tabela 22, Anexo I). Caracterizam-se pelo sítio T ocupado por Si e Al numa proporção que varia de 5,5:2,5 a 6:2. O sítio C é preenchido majoritariamente por Mg e Fe^{2+} , mas com importante contribuição de Ti (até 0,827 a.f.u.), Al (até 0,467 a.f.u.) e Fe^{3+} (até 0,163 a.f.u.), além de traço de Mn (até 0,025 a.f.u.). O sítio B é praticamente todo ocupado por Ca, com pequenas quantidades de Na (até 0,163 a.f.u.). O sítio A está quase inteiramente preenchido pelo Na e K, com o predomínio do primeiro.

Nos diques de tefrifonólito e fonólito, os núcleos dos fenocristais de anfibólio são kaersutitas com K e ferro-pargasita com K e Ti, enquanto as bordas e os grãos matriciais variam entre kaersutita com K, hastingsita com Fe^{3+} e K, hastingsita com K e Ti, pargasita com K e Ti, ferro-pargasita com K e Ti e ferro-pargasita com F, K e Ti (Figura 53; Tabela 22, Anexo I). O sítio tetraédrico é ocupado por Si e Al numa proporção aproximadamente de 6:2. O sítio C é ocupado principalmente por Fe^{2+} (1,261 a 3,252 a.f.u.) e Mg (0,334 a 2,792 a.f.u.), com contribuições importantes de Fe^{3+} (até 0,881 a.f.u.), Ti (até 0,713 a.f.u.), Al

Figura 53 - Diagramas classificatórios de Leake (1997) para os anfibólios de rochas da suíte de diques (lamprófiro a fonólito) da Ilha Monte de Trigo. (A) cálcico com $Ca_B \geq 1,50$, $(Na + K)_B \geq 0,50$ e $Ti \geq 0,50$; (B) cálcico com $Ca_B \geq 1,50$, $(Na + K)_B \geq 0,50$, $Ti < 0,50$ e $Al_C \geq Fe^{3+}_C$; (C) cálcico com $Ca_B \geq 1,50$, $(Na + K)_B \geq 0,50$, $Ti < 0,50$ e $Al_C < Fe^{3+}_C$.

(até 0,368 a.f.u.) e Mn (até 0,186 a.f.u.). O sítio B é tomado em quase sua totalidade por Ca, aparecendo também quantidades pequenas de Na (até 0,322 a.f.u.). Os sítios A estão praticamente preenchidos com Na e K, com grande predomínio do primeiro.

Biotita

Nos lamprófiros, a biotita possui composição próxima do componente annita (Figura 54; Tabela 23, Anexo I), sendo similar às presentes nas demais variedades litológicas da Ilha Monte de Trigo. Nela o sítio tetraédrico é dividido entre o Si (2,596 a 2,875 a.f.u.) e o Al (1,125 a 1,404 a.f.u.). No sítio octaédrico predomina o Fe (1,229 a 1,527 a.f.u.) sobre o Mg (0,892 a 1,188 a.f.u.), contando também com a presença de quantidades menores de Ti (0,138 a 0,315 a.f.u.) e Al^{VI} (0,068 a 0,217 a.f.u.). No sítio intercamada aparecem quantidades consideráveis de Na (0,050 a 0,136 a.f.u.) e Ca (até 0,156 a.f.u.) substituindo o K (0,818 a 0,901 a.f.u.).

Nos fonólitos e tefrifonólitos, as biotitas possuem grande variação composicional, porém sempre próximas ao componente annita (Figura 54; Tabela 23, Anexo I). O sítio tetraédrico encontra-se distribuído entre Si e Al, em proporções que variam de 3:1 a 2,5:1,5, com pequenas quantidades de Fe³⁺ (até 0,043 a.f.u.). No sítio octaédrico ocorre a maior variação química, dada principalmente pela substituição de Fe (1,389 a 2,318 a.f.u.) por Mg (0,226 a 1,117 a.f.u.). Também estão presentes quantidades menores de Ti (até 0,431 a.f.u.), Al^{VI} (até 0,217 a.f.u.) e Mn (até 0,180 a.f.u.). O sítio intercamada é ocupado preferencialmente por K (até 0,987 a.f.u.), às vezes com pequena contribuição de Na (até 0,110 a.f.u.), Ca (até 0,043 a.f.u.) e Ba (até 0,051 a.f.u.).

Espinélio

Os espinélios presentes no dique de monchiquito pertencem à série magnetita-ulvöespinélio (Tabela 24, Anexo I). Nestes, o núcleo dos fenocristais possui composição que se aproxima ao componente magnetita (0,300 a 0,471 a.f.u. de Ti), enquanto as bordas e grãos matriciais se aproximam à do componente ulvöespinélio (0,468 a 0,550 a.f.u. de Ti). Como elementos menores ocorrem Cr (até 0,244 a.f.u.), Al (até 0,335 a.f.u.) e Mg (até 0,306 a.f.u.), além de traço de Mn (até 0,067 a.f.u.), Si (até 0,049 a.f.u.) e Ca (até 0,012 a.f.u.). Nb e Zn encontram-se em quantidades muito baixas, aquém dos limites de quantificação do equipamento.

No camptonito, os fenocristais pertencem à solução sólida magnetita-ulvöespinélio (Tabela 24, Anexo I), conforme indicado por análises médias obtidas com o feixe de 30µm. Sua composição é próxima à dos núcleos dos fenocristais do monchiquito (Ti, 0,403 a 0,418 a.f.u.).

A fase hospedeira possui composição de magnetita (Fe³⁺, 1,721 até 1,834 a.f.u.), com quantidades traço significativas de Al (até 0,064 a.f.u.), Ti (até 0,080 a.f.u.) e Mg (até 0,036 a.f.u.).

Figura 54 - Diagrama de classificação de biotitas segundo os componentes Eastonita - Siderophyllita - Flogopita - Annita (Deer *et al.*, 1992), para a suíte de diques (lamprófiro a fonólito) da Ilha Monte de Trigo. Os campos de variação ilustrados correspondem a biotitas de outras litologias da Ilha, o corpo máfico/ultramáfico (A), o stock nefelina sienítico (B) e o nefelina monzossienito (C), segundo Enrich (2000).

As lamelas de oxi-exsolução possuem composições variando na série ilmenita-hematita, mais próximas do extremo das ilmenitas (Ti, 1,088 a 1,467 a.f.u.; Fe^{2+} , 0,730 a 1,310 a.f.u.; Fe^{3+} , 0,829 a 1,355 a.f.u.), com quantidades consideráveis de Al (até 0,790 a.f.u.). Como elementos menores aparecem Mg (até 0,290 a.f.u.) e Mn (até 0,192 a.f.u.), além de traço de Si (até 0,053 a.f.u.) e Zn (até 0,025 a.f.u.).

Nos diques de tefrifonólito e fonólito, os minerais opacos são essencialmente magnetitas (Tabela 24, Anexo I), com lamelas de oxi-exsolução de ilmenitas. A composição original calculada (feixe de 30 μm ou considerando média ponderada entre as áreas de lamela e hospedeiro) correspondem à solução sólida magnetita-ulvöespinélio, com Ti variando entre 0,460 e 0,557 a.f.u., salvo um grão com 0,224 a.f.u. de Ti. Como elementos menores destaca-se o Al (média de 0,027 a.f.u.) e o Mn (média de 0,046 a.f.u.).

A fase hospedeira é representada por termos quase puros de magnetita (Fe^{3+} , 1,833 a 1,963 a.f.u.), com menores e traço de Al (até 0,052 a.f.u.), Ti (até 0,058 a.f.u.) e Mn (até 0,023 a.f.u.).

As lamelas de oxi-exsolução são ilmenitas (Ti, 1,866 a 1,908 a.f.u.). Em quantidades menores aparecem Fe^{3+} (até 0,254 a.f.u.) e Mn (até 0,286 a.f.u.), além de traços de Mg (até 0,030 a.f.u.), Al (até 0,053 a.f.u.) e Si (até 0,017 a.f.u.).

Feldspato

No dique de monchiquito foram observados apenas plagioclásios na matriz, com variações de andesina ($\text{Ab}_{49,9}\text{An}_{46,5}\text{Or}_{3,5}$) a oligoclásio ($\text{Ab}_{68,1}\text{An}_{20,4}\text{Or}_{11,5}$) (Figura 55; Tabela 25, Anexo I). No camptonito, ocorre tanto feldspato alcalino como plagioclásio, variando entre oligoclásio ($\text{Ab}_{70,6}\text{An}_{28,2}\text{Or}_{1,2}$), anortoclásio ($\text{Ab}_{79,5}\text{An}_{0,7}\text{Or}_{19,8}$), sanidina ($\text{Ab}_{40,7}\text{An}_{0,9}\text{Or}_{58,4}$) e albita quase pura ($\text{Ab}_{98,8}\text{An}_{0,4}\text{Or}_{0,7}$). Nestes feldspatos, são observadas quantidades menores de Fe^{3+} (até 0,129 a.f.u.) e Sr (até 0,184 a.f.u.), além de traço de Ti (até 0,036 a.f.u.) e Ba (até 0,050 a.f.u.). Cabe salientar que as composições feldspáticas relativamente evoluídas na matriz de rochas primitivas são características dos lamprófitos (Rock, 1991).

No tefrifonólito, o plagioclásio possui composição de andesina ($\text{Ab}_{57,3}\text{An}_{41,6}\text{Or}_{1,1}$ - $\text{Ab}_{64,2}\text{An}_{34,8}\text{Or}_{1,0}$), enquanto o feldspato alcalino, em porções homogêneas (não exsolvidas) e nos grãos da matriz, varia entre anortoclásio ($\text{Ab}_{77,9}\text{An}_{3,4}\text{Or}_{18,7}$) e sanidina ($\text{Ab}_{53,0}\text{An}_{2,0}\text{Or}_{45,0}$) (Figura 55). As pertitas tipo *patch* sódicas possuem composições de albita, com um conteúdo significativo de anortita (entre $\text{Ab}_{88,7}\text{An}_{10,4}\text{Or}_{0,9}$ e $\text{Ab}_{96,8}\text{An}_{2,2}\text{Or}_{1,0}$).

Nos fonólitos, o feldspato alcalino tem composição entre anortoclásio e sanidina, com as fases de exsolução próxima aos componentes albita e ortoclásio (Figura 55; Tabela 25). Na amostra MTR26a, os fenocristais são zonados, com núcleos de anortoclásio ($\text{Ab}_{68,5}\text{An}_{15,2}\text{Or}_{16,3}$) apresentando geminação polissintética e bordas de sanidina ($\text{Ab}_{51,6}\text{An}_{3,2}\text{Or}_{45,2}$). Já a amostra MTR04f, o feldspato possui composição de sanidina (entre $\text{Ab}_{51,5}\text{An}_{2,9}\text{Or}_{45,7}$ e $\text{Ab}_{18,6}\text{An}_{1,5}\text{Or}_{79,8}$).

As fases exsolvidas destes feldspatos têm uma composição variável segundo a morfologia. A pertita tipo *patch* sódica geralmente aproxima-se ao componente albita. As pertitas sódicas tipo filme acham-se no limite entre albita e anortoclásio. As fases tipo *patch* potássica são mais variadas, tendendo ao componente ortoclásio.

Figura 55 - Variação composicional dos feldspatos segundo os proporção molecular de Ab - Or - An, para a suíte de diques (lamprófiro a fonólito) da Ilha Monte de Trigo. Limites da solução sólida de feldspatos ternários para as temperaturas de 700, 800, 900 e 1000°C, segundo modelo termodinâmico de Elkins & Grove (1990), indicados pela linha azul.

Nestes feldspatos, foram também registradas quantidades menores de Sr (até 0,123 a.f.u.), além de traço de Fe^{3+} (até 0,059 a.f.u.) e Ba (até 0,062 a.f.u.).

Nefelina

Nos fonólitos e tefrifonólitos, as nefelinas possuem uma variação química ampla (Tabela 26, Anexo I), comparadas à registrada nas demais litologias da Ilha (Capítulo 05 e 06), com sua composição variando no intervalo $\text{Ne}_{75,5-63,5}\text{Ks}_{6,3-20,7}\text{Qz}_{6,3-30,2}$ (Figura 56).

No sítio tetraédrico, as nefelinas apresentam um excesso de Si (até 9,415 a.f.u.) em relação ao Al (até 7,825 a.f.u.), refletindo um comportamento comum em nefelinas naturais (Deer *et al.*, 1992). O sítio octaédrico é ocupado principalmente por Na (até 6,241 a.f.u.), vacâncias (até 1,434 a.f.u.) e K (até 1,648 a.f.u.), além de traço de Ca (até 0,135 a.f.u.). Fe^{3+} é o principal traço presente no sítio tetraédrico (até 0,105 a.f.u.), enquanto Mn e Ba encontram-se em quantidades geralmente abaixo do limite de determinação.

Sodalita

A sodalita foi identificada na matriz de quase todas as variedades de diques, mas devido ao seu tamanho reduzido somente pode ser analisada nos fonólitos (Tabela 27, Anexo I). Ela não apresenta solução sólida, com sua composição muito próxima à da fórmula ideal (Si ~6,0 a.f.u.; Al ~6,0 a.f.u., Na entre 7,5-8,0 a.f.u. e Cl ~1,8 a.f.u.). Quantidades traço de Fe^{3+} são observadas no sítio tetraédrico (até 0,032 a.f.u.), enquanto Ca ocupa o sítio octaédrico com até 0,018 a.f.u. S aparece substituindo o Cl em quantidades traço (até 0,040 a.f.u.).

Analcima

Nos lamprófitos (Tabela 28, Anexo I), a analcima ocorre principalmente como ocelos, associada a carbonatos. O sítio tetraédrico é dividido entre Si (1,945 a 2,013 a.f.u.) e Al (0,990 a 1,034 a.f.u.), com traço de Fe^{3+} (até 0,020 a.f.u.). O sítio M é ocupado pelo Na (0,925 a 0,985 a.f.u.), com traço de Ca (até 0,121 a.f.u.; com média de 0,016 a.f.u.).

No tefrifonólito e fonólito (Tabela 28, Anexo I), a analcima é comparável à dos lamprófitos, com Si (1,895 a 1,966 a.f.u.), Al (1,038 a 1,102 a.f.u.), Na (0,936 a 1,089 a.f.u.) e traço de Ca (até 0,010 a.f.u.).

Química de Rocha

Na Tabela 39 (Anexo II) encontram-se reunidas as análises químicas representativas dos diques de monchiquito, camptonito, biotita lamprófito, nefelinito, tefrito, fonotefrito, tefrifonólito, e fonólitos estudados na Ilha Monte de Trigo. Os dados foram locados em diagramas, incluindo também outros três da literatura, correspondentes a diques de lamprófitos da mesma suíte (Thompson *et al.*, 1998, amostras 94SOB14, 94SOB17 e 94SOB20).

Figura 56 - Diagrama Ne - Qz - Ks (proporção molecular) mostrando a evolução da composição de nefelinas em diques de fonólito e tefritofonólito da Ilha Monte de Trigo. Temperaturas de equilíbrio conforme Hamilton & Mackenzie (1960) e Hamilton (1961).

Os diques de lamprófiro (monchiquito, camptonito e biotita lamprófiro) plotam nos campos basanitos e nefelinitos no diagrama TAS (Figura 57A). Contudo, segundo a IUGS todos correspondem ao tipo magmático basanito, considerando a mineralogia normativa com concentrações de nefelina <20% e de albita >5% (Le Bas, 1989; Le Maitre, 2002). Exceção é o biotita lamprófiro (MTR53d), que possui concentrações de nefelina normativa de 30,61%, assim representando um nefelinito. Os demais diques desta série magmática são representados por tefritos, nefelinitos, fonotefritos, tefrifonólitos e fonólitos, com nefelina normativa variando entre 11,7 e 28,5% em peso.

O índice A.I. compreende o intervalo de 0,48 a 0,89 para os lamprófiros, tefritos, nefelinito, fonotefritos e tefrifonólitos, e de 1,04 a 1,10 para os fonólitos, estes sendo portanto de caráter peralcalinos. No entanto, eles não possuem mineralogia agpaítica, ao contrário dos diques de nefelina microssienitos peralcalinos associados ao *stock* nefelina sienítico (Capítulo 06 e 07). O alto índice A.I. dos fonólitos peralcalinos se refletem na presença de acmita (4,10 a 6,64% em peso) e de metassilicato de Na (0,0 a 0,73% em peso).

No diagrama K_2O versus Na_2O (Figura 57B) de Comin-Chiaramonti *et al.* (1997) as rochas da suíte definem uma clara tendência linear, correspondendo à série transicional, próximo ao limite da série sódica. Os fonólitos peralcalinos diferenciam-se por corresponder à série sódica. A tendência evolutiva transicional, com enriquecimento em Na nos termos mais diferenciados, é similar à do *stock* nefelina sienítico associado (Capítulo 06) e de outros corpos da região (e.g. Ilha de Búzios; Alves, 1996).

Os diagramas TAS (Figura 57A) e bivariantes segundo o índice mg# (Figura 58) ilustram a ampla variação química, coerente com uma série magmática completa do tipo basanito - fonólito peralcalino. Ela caracteriza-se por aumento de SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O e K_2O , acompanhada da diminuição de MgO e CaO . Os conteúdos de TiO_2 , FeO_T , MnO e P_2O_5 parecem ser controlados pelo fracionamento da Ti-magnetita e da apatita. Isto é evidenciado por uma tendência de enriquecimento destes elementos entre os lamprófiros mais primitivos, com empobrecimento nos termos mais evoluídos.

Destaca-se que os lamprófiros da ilha (incluindo os de Thompson *et al.*, 1998) possuem composição similar à dos diques máficos alcalinos da Ilha dos Búzios (Alves, 1996), Vitória (Motoki, 1986) e Ilhabela (Bellieni *et al.*, 1990; Thompson *et al.*, 1998).

Os metais de transição (*i.e.* Cr, Ni, Co e Sc) decrescem com o mg# (Figura 59) segundo a ordem lamprófiro, tefrito, nefelinito, fonotefrito, tefrifonólito e fonólito, possuindo os últimos concentrações muito baixas destes metais, ou próximas ao limite de determinação. Este comportamento evidencia o caráter compatível com as fases iniciais de cristalização (*i.e.* olivina, clinopiroxênio e magnetita). Já o V segue uma tendência similar ao do TiO_2 , cuja abundância também pode estar vinculada ao fracionamento de magnetita.

Os elementos Zn, Ga, LILE e HFSE aumentam com o decréscimo do índice mg#, evidenciando-se incompatíveis com os minerais de cristalização precoce. Nos fonólitos, o Ba (74 a 449ppm) e o Sr (82 a 271ppm) se mostram fortemente empobrecidos, evidenciando um comportamento distinto em relação a toda a série. Este comportamento provavelmente deve-se à cristalização do feldspato.

Figura 57 - (A) Diagrama TAS (Total de Álcalis vs Sílica, em % de peso) de classificação das rochas ígneas segundo a IUGS (Le Maitre, 2002) para as rochas da suíte de diques (lamprófito a fonólito) da Ilha Monte de Trigo. **(B)** Diagrama Na₂O vs K₂O com os campos das séries de alto potássio, potássica, transicional e sódica de Comin-Chiaramonti *et al.* (1997).

Figura 58 - Diagramas mg# ($\text{MgO} \cdot 100 / (\text{MgO} + \text{FeO}_T)$) vs elementos maiores e menores (% em peso) para as rochas da suíte de diques (lamprófito a fonólito) da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 57.

Figura 59 - Diagramas mg# ($\text{MgO} \cdot 100 / (\text{MgO} + \text{FeO}_T)$) vs elementos traços (ppm) para as rochas da suíte de diques (lamprófito a fonólito) da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 57.

Figura 59 - Continuação.

Figura 59 - Continuação.

Em relação ao modelo de manto primitivo (ou *Bulk Silicate Earth*) de McDonough & Sun (1995) os diques de lamprófiros (Figura 60A) mostram um enriquecimento entre 20 e 200 vezes para os LILE, HFSE e ETR leves. Já os teores de Y e ETR pesados são enriquecidos em menos de 10 vezes, sugerindo a presença de alguma fase (*e.g.* granada) que os retivessem na fonte. De fato, a profundidade estimada para a formação destes tipos magmáticos é compatível com a presença de granada na paragênese mantélica. No geral, os lamprófiros exibem uma ampla variação no conteúdo de LILE, HFSE e ETR, contudo sem relação direta com o índice mg# (Figura 59). As maiores diferenças registradas residem no enriquecimento desses elementos, destacadamente maior no biotita lamprófiro (MTR53d) e menor no camptonito (MTR01e).

Os diques de tefrito, fonotefrito, tefrifonólito e nefelinito (Figura 60B) definem um padrão de elementos incompatíveis similar aos dos lamprófiros, porém com maior enriquecimento. Já os diques de fonólito peralcalinos representam as rochas mais enriquecidas em relação aos HFSE, ETR, Rb e Cs. São marcados por fortes anomalias negativas de Ba, Sr, Ti e P, sugerindo um extenso fracionamento de feldspatos, apatita e titanomagnetita.

O padrão de distribuição dos ETR em relação ao condrito C1 (Figura 60, C e D) para a suíte de diques indica, no geral, um enriquecimento nos ETR leves em relação aos pesados. Os lamprófiros, tefritos, nefelinitos, fonotefritos e tefrifonólitos apresentam um enriquecimento variável com padrões retilíneos similares, diferenciando-se apenas pelos maiores conteúdos de ETR leves nos últimos. O biotita lamprófiro (MTR53d) destaca-se por apresentar o maior enriquecimento de ETR desta suíte. Os fonólitos apresentam um padrão curvilíneo, relativamente mais empobrecido nos ETR médios. As razões La_N/Yb_N , La_N/Sm_N e Gd_N/Yb_N ilustram bem as diferenças de comportamento, quando comparadas com o índice mg# (Figura 59). Anomalias negativas suaves de Eu/Eu^* (Figura 60D) são observados somente nos fonólitos.

Isótopos de Sr e Nd

Foram determinadas razões isotópicas de $^{87}Sr/^{86}Sr$ e $^{147}Nd/^{144}Nd$ em quatro litologias representativas da suíte de diques (lamprófiros a fonólitos) da Ilha Monte de Trigo (Tabela 39, Anexo II). As razões iniciais ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_i e ($^{147}Nd/^{144}Nd$)_i foram calculadas com base em 86,5Ma. Somam-se aos dados obtidos outros três da literatura, correspondentes a diques de lamprófiros da mesma suíte (Thompson *et al.*, 1998, amostras 94SOB14, 94SOB17 e 94SOB20).

As rochas dos diques são caracterizadas por razões $^{87}Sr/^{86}Sr_{(86,5Ma)}$ entre 0,70387 e 0,70451. O fonólito apresenta o valor mais baixo (0,70227), possui alto $^{87}Sr/^{86}Sr_{(medido)}$ e baixo Sr (62,8ppm), sugerindo um erro relativamente grande. No geral, estes valores são similares aos registrados nas demais litologias da Ilha Monte de Trigo, mostrando também a tendência de um discreto aumento das razões $^{87}Sr/^{86}Sr_{(86,5Ma)}$ nas litologias mais félsicas. Os valores de $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ são comparáveis aos observados para a maioria das rochas alcalinas primitivas brasileiras (0,7039-0,7059; Morbidelli *et al.*, 1995; Gibson *et al.*, 1995; Thompson *et al.*, 1998).

Figura 60 - Diagrama multi-elementares ("spidergrams") para os elementos incompatíveis (A e B) e elementos terras raras (C e D) em rochas da suíte de diques (lamprófiro a fonólito) da Ilha Monte de Trigo. Elementos normalizados, respectivamente, segundo o manto pirolítico (*Silicate Earth*) e o condrito C1 de McDonough & Sun (1995). Os campos sombreados em (A) e (C) representam a composição dos diques de tefrito, fonotefrito, nefelinito, tefrifonólito e fonólito da ilha, e em (B) e (D) representam a composição dos lamprófiros, à exceção do biotita lamprófiro.

As razões $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(86,5\text{Ma})}$ encontrada para a suíte de diques possuem uma variação restrita, com valores entre 0,512521 e 0,512537, a exceção de dois diques máficos apresentados por Thompson *et al.* (1998) com valores entre 0,512618 e 0,512668. Estes valores são inferiores àqueles apresentados para o corpo máfico/ultramáfico (0,512575 a 0,512609; Capítulo 05) e similares àqueles para o nefelina sienítico (0,512498 a 0,512539; Capítulo 06).

Discussão

Condições de cristalização

A suíte de diques de lamprófito a fonólito representa a última manifestação magmática registrada na seqüência evolutiva das rochas da Ilha Monte de Trigo. Estes diques cortam as demais litologias num período claramente posterior, conforme indicado pelas feições de contatos rúpteis e bordas de resfriamento, que traduzem um ambiente de colocação de baixa temperatura e profundidade rasa. A presença destas rochas marca também o caráter recorrente do magmatismo do complexo.

A pressão litostática esperada para esta fase do magmatismo seria similar à descrita para o corpo máfico/ultramáfico e o *stock* nefelina sienítico (Capítulos 05 e 06), ou seja, em torno de 0,5 e 0,8 kbar. Os dados de geobarometria em piroxênios dos lamprófitos, segundo Nimis (1995) e Nimis & Ulmer (1998), apontam para $0,5\pm 2,0$ kbar, e confirmam estas condições. Contudo, o alto desvio padrão observado no conjunto de dados não permite maiores considerações.

Nos diques de lamprófito, as temperaturas iniciais de cristalização foram obtidas com base no equilíbrio entre o líquido, representado pela composição da rocha, e a olivina. Segundo o método de Jurewicz & Watson (1988), pela partição de CaO/MgO nas olivinas e líquido, as temperaturas são de $1310\pm 25^\circ\text{C}$ para o monchiquito MTR54c e de $1200\pm 25^\circ\text{C}$ para o camptonito MTR26f. Já o geotermômetro de Purтика (1997) forneceu temperaturas menores, de $1226\pm 31^\circ\text{C}$ para o monchiquito MTR54c e de $1153\pm 31^\circ\text{C}$ para o camptonito MTR26f. Estes valores estão um pouco abaixo do esperado para temperatura *liquidus* de magmas primários (média de 1320°C), determinados experimentalmente por Green *et al.* (2001) para os picritos havaianos e picritos de cadeias meso-oceânicas (N-MORB e E-MORB).

Uma outra estimativa da temperatura utilizada foi através da saturação do clinopiroxênio no líquido (Purтика, 1999), considerando a pressão de 0,8 kbar e a composição da rocha como a do líquido. Os resultados indicam a cristalização no intervalo de $1206\pm 51^\circ\text{C}$ a $1084\pm 51^\circ\text{C}$ para os lamprófitos e tefritos, de $1095\pm 51^\circ\text{C}$ a $1005\pm 51^\circ\text{C}$ para os nefelinitos, fonotefritos e tefrifonólitos e de $918\pm 51^\circ\text{C}$ a $855\pm 51^\circ\text{C}$ para os diques de fonólitos. Acredita-se que estes valores representem as temperaturas de equilíbrio entre piroxênio e líquido, na fase inicial de cristalização quando se formaram os fenocristais.

Deve-se salientar que o geotermômetro de Purтика (1999) foi calibrado para composições basálticas, mas devido às suas formulações termodinâmicas e correções empíricas empregadas, o próprio autor considera o método aplicável para situações um pouco fora das condições de calibração. De fato, o

geotermômetro mostrou-se eficiente quando testado com os dados experimentais de composições fonolíticas de Bernt *et al.* (2001) e Freise *et al.* (2003). Assim, considera-se com ressalvas tão somente a temperatura de saturação em piroxênio dos fonólitos, tendo em vista a composição com abundante acmita.

A composição dos feldspatos presente nos diques indica temperaturas mínimas entre 700 e 800°C, considerando o seu campo de estabilidade segundo o modelo de Elkins & Grove (1990), para pressões de 0,8 kbar (Figura 55). No fonólito (MTR26a), os fenocristais de feldspato alcalino com núcleo de plagioclásio indicam temperaturas de equilíbrio de 840°C (análises 39 e 45) e de 880°C (análises 39 e 42). Já no tefrifonólito (MTR69a), os plagioclásios e feldspatos alcalino indicam temperaturas de 770°C (análises 54 e 58) e 743°C (análises 53 e 61).

De conformidade com o geotermômetro de Hamilton (1961), as nefelinas dos fonólitos possuem composições indicativas de equilíbrio em temperaturas no intervalo entre 500 e 700°C, similares aos das rochas plutônicas (Capítulo 05 e 06) e devem representar re-equilíbrios posteriores. Contudo, algumas análises sugerem temperaturas bem superiores, aproximando-se aos 1000°C, evidenciando o resfriamento rápido.

Evolução magmática

As variações mineralógicas regulares e contínuas existentes entre um dique e outro, seguido pelo quimismo de seus minerais, sugerem que toda a litodiversidade, que inclui lamprófito, nefelinito, tefrito, fonotefrito, tefrifonólito e fonólito, representa uma mesma seqüência magmática, gerada de um magma parental com diferentes graus de fracionamento. A colinearidade dos dados geoquímicos de rocha total apresentada nos diagramas TAS e Na₂O vs K₂O (Figura 57) reforça esta idéia.

Os diagramas geoquímicos segundo o índice mg# (Figuras 58 e 59) ilustram bem a evolução magmática destas rochas, sendo comparável à do corpo máfico/ultramáfico (Capítulo 05). Observa-se um aumento de SiO₂, Al₂O₃, Na₂O e K₂O e diminuição de MgO, CaO, FeO_t e TiO₂ com o decréscimo do mg#. Estas variações sugerem um o fracionamento precoce de diopsídio e olivina, evidenciado nos diques mais primitivos como fenocristais, e posteriormente de anfibólio, titanomagnetita e apatita. O fracionamento inicial da titanomagnetita e apatita explica a mudança no comportamento de TiO₂, FeO_t e P₂O₅.

Os fonotefritos, tefrifonólitos e fonólitos destacam-se pelo forte zoneamento de seus minerais, com os núcleos dos fenocristais variando desde composições similares às presente nos lamprófitos, a termos bem evoluídos nas bordas. Os piroxênios têm composição variável de diopsídio para hedenbergita, egirina-augita e egirina. O anfibólio segue esta mesma tendência, variando de kaersutita para ferro-pargasita e hastingsita.

Os fonotefritos e tefrifonólitos mostram um comportamento geoquímico similar ao dos diques de microteralito e microessexito e do nefelina monzossienito (Capítulo 05), reforçando a natureza comum dos processos de diferenciação que ocorreram em ambas as séries. Por outro lado, o quimismo do *stock* nefelina sienítico (Capítulo 06) é distinto ao dos diques de fonólito.

Os elementos traços seguem uma tendência geoquímica similar à apresentada pelos elementos maiores. Os lamprófiros mais primitivos são enriquecidos nos metais de transição compatíveis (Cr, Ni, Co, Cu e Sc), à exceção do V que possui um comportamento variável de incompatível aos minerais iniciais (olivina e piroxênio) para compatível com a cristalização da titanomagnetita.

A distribuição do Zn mostra um comportamento irregular. Ele é incompatível com a mineralogia dos lamprófiros primitivos, mudando para compatível nos lamprófiros mais evoluídos ($mg\# < 50$), possivelmente pela abundância de kaersutita. Nos fonotefritos e tefrifonólitos, o Zn encontra-se empobrecido, crescendo novamente nos fonólitos com o aparecimento de esfalerita.

O comportamento do Sr e Ba é controlado pela cristalização do plagioclásio, concentrando-se preferencialmente nos lamprófiros mais evoluídos, tefritos, nefelinitos, fonotefritos e tefrifonólitos. Os HFSE, ETR leves e Ga e demais LILE mostram-se incompatíveis às fases minerais nas rochas mais primitivas, sendo mais enriquecidos nos fonólitos. O Y e os ETR médios e pesados têm um comportamento quase neutro, com coeficiente de partição durante a evolução magmática próximo a 1.

O padrão de distribuição de ETR em relação ao condrito C1 para as rochas da suíte de diques (Figura 60) evidencia o fracionamento de piroxênio e anfibólio como um dos principais mecanismos de evolução desta série. O pequeno enriquecimento destes elementos na evolução das rochas e o padrão curvilíneo dos fonólitos, com empobrecimento dos ETR médios, podem ser explicados pelos coeficientes de partição entre clinopiroxênio/líquido basanítico e anfibólio/líquido basanítico. No geral, estes coeficientes possuem valores próximos a 1, levemente superiores para os ETR médios (*e.g.* Foley *et al.*, 1996; Adam & Green, 2003; Downes *et al.*, 2004).

Os modelos geoquímicos de balanço de massas (Stormer & Nicholls, 1978) testados demonstram também a possibilidade da cristalização fracionada ser o processo dominante na evolução magmática da suíte de rocha estudada. Neste modelo, os elementos traços foram considerados em função de um processo de fracionamento tipo Rayleigh (Cox *et al.*, 1979; Rollinson, 1993) a partir dos coeficientes de partição compilados na Tabela 16. As amostras foram reunidas em 4 grupos distintos: lamprófiros mais primitivos ($mg\# > 50$); lamprófiros mais evoluídos e tefrito ($mg\#$ entre 40 e 50); fonotefritos, tefrifonólitos e nefelinito ($mg\#$ entre 29 e 40); e fonólitos ($mg\# < 16$).

Os resultados obtidos (Tabela 17 e 18) permitem demonstrar a possibilidade de derivar, a partir dos lamprófiros mais primitivos, as rochas mais evoluídas desta suíte.

A composição dos lamprófiros mais evoluídos pode ser obtida, por exemplo, fracionando-se dos lamprófiros primitivos entre 35 e 65% de um sólido contendo proporções de 0 a 23% de olivina, 25 a 50% de piroxênio, 27 a 64% de anfibólio, 0 a 3% de biotita, 0 a 11% de magnetita, 0 a 1,5% de apatita, com a Σres^2 variando entre 0,5 a 1. Contudo, os cálculos empregando-se os elementos traços indicam que nem todas as transições são confirmadas. Apenas os modelos de número 2 (de MTR01c para MTR26b), 12 (de MTR98a para MTR86b) e 14 (de MTR54c para MTR26f) possuem diferenças aceitáveis (no geral $< 20\%$) entre modelado e observado.

Tabela 16 - Coeficientes de partição utilizados nos modelos de cristalização fracionada tipo Rayleigh. Dados compilados ou calculados segundo Watson & Green (1981), Nielsen et al. (1992, 1994), Foley et al. (1996), Adam & Green (2003), Zanetti et al. (2004) e Downes et al. (2004).

	olivina	piroxênio	biotita	anfibólio	magnetita	apatita
Rb		0,027	5,18	0,1		
Sr	0,00217	0,12	0,14	0,51		1,75
Y	0,0038	0,69	0,012	0,74	0,0039	4,14
Zr	0,0045	0,38	0,034	0,40	0,17	
Nb	0,00017	0,021	0,082	0,28	0,24	
Ba		0,0078	3,5	0,41		
La	0,000064	0,122	0,010	0,196	0,0029	4,28
Ce	0,000057	0,210	0,0072	0,285	0,0036	5,05
Pr	0,000092	0,302	0,0045	0,394	0,0046	5,79
Nd	0,00015	0,431	0,003	0,545	0,0057	6,67
Sm	0,00044	0,638	0,0107	0,763	0,0072	7,61
Eu	0,00056	0,679	0,0385	0,725	0,0063	7,34
Gd	0,00098	0,662	0,138	0,703	0,0055	6,61
Tb	0,0016	0,671	0,122	0,724	0,0062	6,10
Dy	0,0025	0,671	0,108	0,745	0,0070	5,65
Ho	0,0048	0,673	0,113	0,743	0,0079	4,83
Er	0,0091	0,621	0,117	0,700	0,0103	4,13
Tm	0,0226	0,590	0,122	0,681	0,0135	3,55
Yb	0,056	0,587	0,128	0,665	0,0176	3,05
Lu	0,139	0,522	0,133	0,667	0,023	2,85

Magmas de composições similares às dos fonotefritos, tefrifonólitos e nefelinito podem ser gerados a partir dos lamprófitos mais evoluídos pelo fracionamento de 18 a 54% de um sólido, com proporções variadas de piroxênio (1 a 61%) e anfibólio (10 a 82%) acompanhados de olivina (0 a 12%), biotita (0 a 5,6%), magnetita (0 a 12%) e apatita (3 a 10%). Para o dique de tefrito, em especial, também se inclui no modelo entre 7 e 11% de plagioclásio. O emprego dos elementos traços mostrou um excelente resultado para o modelo número 18 (de MTR26f para MTR67b), com diferenças entre o valor modelado e o observado menor que 10%. Outros modelos com diferenças aceitáveis (<20%) ou parcialmente aceitáveis (<40%) são, por exemplo, os de números 15, 19, 24, 26, 27, 31, 37 e 38 (Tabelas 17 e 18).

Contudo, um grande número de passagens de um litotipo para outro não deu certo, por apresentarem resíduos altos, proporções irreais de minerais a serem fracionados ou por possuírem teores não equivalente de elementos traços. Estes resultados, somados à grande variedade geoquímica apresentada pelos lamprófitos primitivos sugerem que algumas das variações presentes estão ligadas à fonte magmática antes que a mecanismos de cristalização fracionada.

Tabela 17 - Modelos de balanço de massa (Stormer & Nicholls, 1978) para a suíte de diques de lamprófitos a fonólitos da Ilha Monte de Trigo.

	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14
De (C _d)	MTR98a lamp	MTR01c lamp	MTR98a lamp	MTR98a lamp	MTR01c lamp	MTR01c lamp	MTR01c lamp	MTR01c lamp	MTR01c lamp	MTR01e lamp	MTR98a lamp	MTR98a lamp	MTR98a lamp	MTR54c lamp
Para (C _p)	MTR54a lamp	MTR26b lamp	MTR26f lamp	MTR26f lamp	MTR86b tef	MTR54a lamp	MTR26f lamp	MTR26f lamp	MTR53d Blamp	MTR26f lamp	MTR26b lamp	MTR86b tef	MTR53d Blamp	MTR26f lamp
C₀														
SiO ₂	44,07	41,12	44,07	44,07	41,12	41,12	41,12	41,12	41,12	46,04	44,07	44,07	44,07	47,52
TiO ₂	3,84	4,50	3,84	3,84	4,50	4,50	4,50	4,50	4,50	2,52	3,64	3,64	3,64	2,40
Al ₂ O ₃	13,30	13,31	13,30	13,30	13,31	13,31	13,31	13,31	13,31	13,01	13,30	13,30	13,30	13,97
FeO _T	11,38	14,92	11,38	11,38	14,92	14,92	14,92	14,92	14,92	11,41	11,38	11,38	11,38	10,42
MnO	0,18	0,17	0,18	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,19	0,18	0,18	0,18	0,18
MgO	9,96	8,73	9,96	9,96	8,73	8,73	8,73	8,73	8,73	9,67	9,96	9,96	9,96	9,52
CaO	11,02	12,00	11,02	11,02	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,56	11,02	11,02	11,02	8,52
Na ₂ O	3,23	3,18	3,23	3,23	3,18	3,18	3,18	3,18	3,18	3,01	3,23	3,23	3,23	4,37
K ₂ O	2,12	1,32	2,12	2,12	1,32	1,32	1,32	1,32	1,32	1,19	2,12	2,12	2,12	2,38
P ₂ O ₅	1,10	0,75	1,10	1,10	0,75	0,75	0,75	0,75	0,75	0,40	1,10	1,10	1,10	0,73
C_f (observado)														
SiO ₂	47,53	43,76	47,72	47,72	43,96	47,53	47,72	47,72	43,65	47,72	43,76	43,96	43,65	47,72
TiO ₂	2,22	4,11	2,19	2,19	3,10	2,22	2,19	2,19	2,53	2,19	4,11	3,10	2,53	2,19
Al ₂ O ₃	16,83	15,18	16,83	16,83	16,65	16,83	16,83	16,83	17,78	16,83	15,18	16,65	17,78	16,83
FeO _T	9,66	12,49	9,63	9,63	11,46	9,66	9,63	9,63	10,08	9,63	12,49	11,46	10,08	9,63
MnO	0,18	0,18	0,18	0,18	0,20	0,18	0,18	0,18	0,28	0,18	0,18	0,20	0,28	0,18
MgO	5,17	5,34	5,01	5,01	4,87	5,17	5,01	5,01	3,94	5,01	5,34	4,87	3,94	5,01
CaO	8,26	10,00	8,11	8,11	10,23	8,26	8,11	8,11	9,14	8,11	10,00	10,23	9,14	8,11
Na ₂ O	5,63	4,58	5,77	5,77	4,82	5,63	5,77	5,77	6,71	5,77	4,58	4,82	6,71	5,77
K ₂ O	3,55	2,87	3,62	3,62	3,27	3,55	3,62	3,62	4,42	3,62	2,87	3,27	4,42	3,62
P ₂ O ₅	0,97	1,50	0,95	0,95	1,41	0,97	0,95	0,95	1,47	0,95	1,50	1,41	1,47	0,95
C_f (calculado)														
SiO ₂	47,71	43,86	47,91	47,91	44,20	47,63	47,82	47,52	44,28	48,16	44,21	44,39	44,57	48,38
TiO ₂	2,61	3,76	2,55	2,58	3,22	2,30	2,28	2,19	2,67	1,97	4,08	3,77	3,20	2,64
Al ₂ O ₃	16,72	15,52	16,75	16,74	16,77	17,16	17,18	17,22	18,05	17,49	15,79	16,59	17,76	16,81
FeO _T	9,63	12,69	9,61	9,61	11,57	9,76	9,74	9,58	10,40	10,03	11,57	11,12	10,34	9,64
MnO	0,16	0,13	0,16	0,16	0,12	0,10	0,10	0,10	0,17	0,16	0,17	0,17	0,21	0,14
MgO	5,09	5,41	4,94	4,88	4,88	4,90	4,67	3,87	5,14	5,69	4,87	3,69	5,02	5,02
CaO	8,08	10,09	7,94	7,93	10,17	8,42	8,28	8,48	8,87	8,16	9,72	9,89	8,56	7,85
Na ₂ O	5,22	4,62	5,33	5,41	4,87	5,59	5,70	5,76	6,36	5,23	4,29	4,49	5,82	5,46
K ₂ O	3,50	2,35	3,56	3,46	2,66	2,99	3,05	3,10	3,63	2,79	2,89	3,10	4,00	3,13
P ₂ O ₅	1,27	1,56	1,26	1,26	1,53	0,99	0,97	1,38	1,70	0,87	1,59	1,60	1,84	0,93
resíduo														
SiO ₂	-0,181	-0,095	-0,169	-0,194	-0,218	-0,099	-0,103	0,197	-0,626	-0,435	-0,447	-0,411	-0,924	-0,659
TiO ₂	-0,389	0,342	-0,365	-0,368	-0,123	-0,084	-0,070	-0,003	-0,144	0,218	0,027	-0,669	-0,671	-0,448
Al ₂ O ₃	0,108	-0,346	0,084	0,090	-0,124	-0,329	-0,350	-0,394	-0,269	-0,658	-0,612	0,064	0,018	0,021
FeO _T	0,032	-0,196	0,023	0,025	-0,113	-0,101	-0,109	0,054	-0,318	-0,403	0,922	0,337	-0,263	-0,007
MnO	0,018	0,057	0,017	0,018	0,076	0,076	0,076	0,079	0,109	0,021	0,014	0,026	0,067	0,040
MgO	0,076	-0,077	0,073	0,071	-0,012	0,110	0,115	0,344	0,073	-0,130	-0,356	-0,001	0,247	-0,013
CaO	0,176	-0,088	0,169	0,175	0,064	-0,160	-0,169	-0,369	0,265	-0,052	0,281	0,340	0,585	0,256
Na ₂ O	0,410	-0,043	0,439	0,355	-0,045	0,043	0,068	0,008	0,348	0,538	0,287	0,335	0,891	0,309
K ₂ O	0,049	0,514	0,057	0,162	0,614	0,559	0,566	0,520	0,794	0,831	-0,024	0,165	0,420	0,489
P ₂ O ₅	-0,299	-0,068	-0,305	-0,312	-0,123	-0,016	-0,018	-0,431	-0,232	0,075	-0,093	-0,194	-0,370	0,022
Σres ²	0,493	0,572	0,500	0,481	0,495	0,493	0,523	0,914	1,478	1,839	1,722	1,027	2,887	1,038
C_s														
SiO ₂	40,57	38,73	40,56	40,74	38,42	37,30	37,34	38,06	38,77	43,49	43,34	43,08	42,65	43,61
TiO ₂	4,19	5,47	4,21	4,12	5,41	5,68	5,67	5,68	5,36	3,29	2,76	2,74	3,40	1,05
Al ₂ O ₃	10,30	11,10	10,41	10,60	10,39	10,78	10,83	10,92	10,44	7,87	7,60	7,50	8,95	3,19
FeO _T	13,00	16,60	12,94	12,85	17,50	17,77	17,66	17,70	17,08	12,39	11,90	12,17	12,13	13,40
MnO	0,22	0,27	0,22	0,22	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,24	0,23	0,23	0,22	0,27
MgO	14,47	11,45	14,39	14,12	11,82	10,94	10,95	11,14	11,47	14,07	18,36	19,05	16,36	26,63
CaO	13,88	13,52	13,67	13,72	13,54	13,89	13,88	13,42	13,98	16,91	13,98	13,39	14,03	11,32
Na ₂ O	1,82	1,92	1,84	1,80	1,77	1,84	1,85	1,87	1,78	1,33	1,33	1,32	1,57	0,53
K ₂ O	0,91	0,96	0,93	1,19	0,86	0,92	0,93	0,93	0,85	0,42	0,52	0,52	0,69	0,01
P ₂ O ₅	0,64	0,00	0,66	0,65	0,00	0,60	0,61	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
(1-F)	0,523	0,543	0,536	0,551	0,554	0,636	0,645	0,662	0,646	0,500	0,328	0,359	0,505	0,208
Fases														
olivina	9,26	0,43	8,96	8,15	2,17				0,81	7,35	21,06	23,46	14,51	49,23
piroxênio	25,97	26,28	25,24	26,11	30,31	25,88	25,42	27,01	32,58	61,78	44,73	41,66	38,44	50,77
anfibólio	61,18	64,84	62,31	59,42	57,52	62,07	62,7	62,68	57,03	27,68	34,21	34,88	46,42	
biotita				3,42										
magnetita	2,07	8,46	1,95	1,37	9,99	10,64	10,44	10,31	9,58	3,19			0,62	
apatita	1,51		1,54	1,53		1,41	1,44							
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tabela 17 - Continuação.

	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
De (C _d)	MTR26f	MTR26f	MTR26f	MTR26f	MTR26f	MTR26f	MTR26b	MTR26b	MTR26b	MTR26b	MTR26b	MTR26b	MTR86b	MTR86b
Para (C _d)	lamp	lamp	lamp	lamp	lamp	lamp	lamp	lamp	lamp	lamp	lamp	lamp	tef	tef
	MTR56b	MTR69a	MTR20e	MTR67b	MTR68f	MTR13a	MTR13a	MTR56b	MTR69a	MTR67b	MTR20e	MTR68f	MTR56b	MTR69a
	nef	TF	FT	FT	FT	TF	TF	nef	TF	FT	FT	FT	nef	TF
C₀														
SiO ₂	47,72	47,72	47,72	47,72	47,72	47,72	43,76	43,76	43,76	43,76	43,76	43,76	43,98	43,98
TiO ₂	2,19	2,19	2,19	2,19	2,19	2,19	4,11	4,11	4,11	4,11	4,11	4,11	3,10	3,10
Al ₂ O ₃	16,83	16,83	16,83	16,83	16,83	16,83	15,18	15,18	15,18	15,18	15,18	15,18	16,85	16,85
FeO _T	9,63	9,63	9,63	9,63	9,63	9,63	12,49	12,49	12,49	12,49	12,49	12,49	11,46	11,46
MnO	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,20	0,20
MgO	5,01	5,01	5,01	5,01	5,01	5,01	5,34	5,34	5,34	5,34	5,34	5,34	4,87	4,87
CaO	8,11	8,11	8,11	8,11	8,11	8,11	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,23	10,23
Na ₂ O	5,77	5,77	5,77	5,77	5,77	5,77	4,58	4,58	4,58	4,58	4,58	4,58	4,82	4,82
K ₂ O	3,62	3,62	3,62	3,62	3,62	3,62	2,87	2,87	2,87	2,87	2,87	2,87	3,27	3,27
P ₂ O ₅	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	1,50	1,50	1,50	1,50	1,50	1,50	1,41	1,41
C_r(observado)														
SiO ₂	50,72	51,67	52,28	52,23	49,81	51,62	51,62	50,72	51,67	52,23	52,28	49,81	50,72	51,67
TiO ₂	1,53	1,34	1,96	1,77	2,25	1,42	1,42	1,53	1,34	1,77	1,96	2,25	1,53	1,34
Al ₂ O ₃	20,56	20,24	19,52	19,46	18,12	20,66	20,66	20,56	20,24	19,46	19,52	18,12	20,56	20,24
FeO _T	6,76	6,69	6,93	7,58	9,31	6,54	6,54	6,76	6,69	7,58	6,93	9,31	6,76	6,69
MnO	0,18	0,14	0,21	0,17	0,19	0,18	0,18	0,18	0,14	0,17	0,21	0,19	0,18	0,14
MgO	1,82	2,25	1,97	1,95	3,26	1,56	1,56	1,82	2,25	1,95	1,97	3,26	1,82	2,25
CaO	5,16	4,66	5,62	5,26	6,27	4,66	4,66	5,16	4,66	5,62	5,26	6,27	5,16	4,66
Na ₂ O	7,67	7,52	6,01	6,41	5,71	7,51	7,51	7,67	7,52	6,01	6,01	5,71	7,67	7,52
K ₂ O	5,03	4,77	4,79	4,44	3,86	5,11	5,11	5,03	4,77	4,44	4,79	3,86	5,03	4,77
P ₂ O ₅	0,58	0,71	0,72	0,73	1,22	0,54	0,54	0,58	0,71	0,73	0,72	1,22	0,58	0,71
C_r(calculado)														
SiO ₂	50,81	51,65	52,06	52,01	49,55	51,64	51,74	50,90	51,74	52,15	52,21	49,68	50,70	51,55
TiO ₂	1,59	1,26	1,47	1,39	1,82	1,41	2,10	2,25	2,12	2,26	2,31	2,81	1,50	1,37
Al ₂ O ₃	20,61	20,27	19,56	19,44	18,07	20,69	20,52	20,43	20,23	19,35	19,39	18,08	21,11	20,93
FeO _T	6,80	6,70	6,96	7,57	9,28	6,56	6,42	6,65	6,54	7,42	6,81	9,13	6,86	6,76
MnO	0,14	0,13	0,16	0,16	0,18	0,14	0,11	0,11	0,10	0,12	0,13	0,14	0,15	0,14
MgO	1,82	2,27	2,03	2,00	3,30	1,58	1,34	1,59	1,87	1,70	1,81	2,87	1,59	1,83
CaO	5,12	4,69	5,79	5,40	6,42	4,87	4,81	5,06	4,78	5,39	5,70	6,53	5,57	5,30
Na ₂ O	7,51	7,53	6,92	7,05	6,44	7,58	7,39	7,39	7,31	6,69	6,51	6,04	7,27	7,21
K ₂ O	4,87	4,83	4,65	4,43	4,13	4,96	4,94	4,85	4,72	4,47	4,62	3,95	4,99	4,87
P ₂ O ₅	0,73	0,67	0,39	0,39	0,81	0,57	0,63	0,77	0,58	0,45	0,52	0,75	0,25	0,04
resíduo														
SiO ₂	-0,089	0,025	0,216	0,217	0,261	-0,016	-0,121	-0,178	-0,072	0,077	0,070	0,129	0,021	0,121
TiO ₂	-0,057	0,081	0,495	0,384	0,432	0,014	-0,684	-0,724	-0,782	-0,489	-0,347	-0,564	0,028	-0,026
Al ₂ O ₃	-0,052	-0,030	-0,043	0,022	0,052	-0,035	0,135	0,132	0,008	0,115	0,125	0,036	-0,550	-0,588
FeO _T	-0,036	-0,011	-0,033	0,008	0,030	-0,024	0,124	0,113	0,149	0,159	0,122	0,184	-0,105	-0,071
MnO	0,039	0,006	0,050	0,011	0,009	0,038	0,066	0,066	0,044	0,048	0,076	0,047	0,028	0,004
MgO	0,000	-0,017	-0,060	-0,046	-0,041	-0,020	0,222	0,233	0,383	0,250	0,162	0,385	0,225	0,419
CaO	0,042	-0,033	-0,170	-0,143	-0,150	-0,009	0,052	0,101	-0,118	-0,131	-0,085	-0,261	-0,406	-0,639
Na ₂ O	0,155	-0,010	-0,911	-0,642	-0,731	-0,067	0,118	0,277	0,205	-0,284	-0,496	-0,330	0,398	0,310
K ₂ O	0,158	-0,062	0,137	-0,152	-0,269	0,150	0,173	0,175	0,049	-0,028	0,175	-0,095	0,041	-0,102
P ₂ O ₅	-0,154	0,044	0,327	0,340	0,407	-0,031	-0,086	-0,180	0,129	0,283	0,203	0,469	0,326	0,665
Σres ²	0,091	0,015	1,285	0,768	1,055	0,032	0,623	0,798	0,863	0,528	0,513	0,926	0,798	1,626
C_s														
SiO ₂	38,72	37,88	35,25	36,57	39,77	37,76	34,85	34,98	34,07	33,66	33,30	33,65	34,08	33,05
TiO ₂	3,87	4,81	4,80	4,70	4,29	4,19	5,68	5,62	5,72	5,86	6,00	5,78	5,49	5,61
Al ₂ O ₃	5,88	8,15	8,81	9,95	11,33	7,00	9,28	8,98	9,09	10,24	10,04	10,18	9,51	9,71
FeO _T	17,76	16,98	17,38	15,08	11,22	17,37	19,47	19,66	19,82	18,81	19,70	18,50	18,16	16,27
MnO	0,33	0,30	0,29	0,25	0,18	0,31	0,32	0,33	0,33	0,30	0,32	0,30	0,30	0,30
MgO	14,20	11,89	13,65	12,94	12,63	13,68	10,07	10,09	9,90	10,00	9,90	9,98	8,94	9,74
CaO	16,77	16,66	14,71	15,13	15,53	16,31	15,91	16,07	16,19	15,47	15,28	15,75	16,73	16,81
Na ₂ O	0,90	1,34	1,50	1,74	2,03	1,12	1,53	1,47	1,49	1,73	1,69	1,73	1,59	1,64
K ₂ O	0,17	0,51	0,74	0,80	1,07	0,37	0,71	0,64	0,68	0,90	0,86	0,89	0,77	0,82
P ₂ O ₅	1,42	1,71	2,90	2,77	1,97	1,88	2,39	2,18	2,73	3,05	2,82	3,25	3,45	4,07
(1-F)	0,258	0,285	0,255	0,274	0,182	0,283	0,470	0,453	0,453	0,452	0,445	0,366	0,403	0,406
Fases														
olivina	12,06	4,16	11,19	7,5	3,64	10,51								
piroxênio	61,81	47,19	22,49	19,56	19,95	49,59	32,5	36,73	32,64	19,48	20,67	19,78	27,58	22,2
anfibólio	10,77	33,87	49,77	60,27	71,8	24,46	47,28	43,07	45,62	60,32	57,98	59,92	51,66	55,44
magnetita	12,04	10,79	9,76	6,18		11,03	14,62	15,09	15,35	13,05	14,51	12,67	12,69	12,83
apatita	3,32	4,00	6,8	6,49	4,62	4,4	5,6	5,11	6,39	7,15	6,84	7,62	8,07	9,54
Total	100	100,01	100,01	100	100,01	99,99	100	100	100	100	100	99,99	100	100,01

Tabela 17 - Continuação.

De	29 MTR86b tef	30 MTR86b tef	31 MTR86b tef	32 MTR86b tef	33 MTR86b tef	34 MTR86b tef	35 MTR86b tef	36 MTR86b tef	37 MTR54a lamp	38 MTR54a lamp
Para	MTR13a TF	MTR20a FT	MTR87b FT	MTR56b nef	MTR56b nef	MTR13a TF	MTR13a TF	MTR69a TF	MTR68f FT	MTR67b FT
C₀										
SiO ₂	43,98	43,98	43,98	43,98	43,98	43,98	43,98	43,98	47,53	47,53
TiO ₂	3,10	3,10	3,10	3,10	3,10	3,10	3,10	3,10	2,22	2,22
Al ₂ O ₃	16,65	16,65	16,65	16,65	16,65	16,65	16,65	16,65	16,83	16,83
FeO _T	11,46	11,46	11,46	11,46	11,46	11,46	11,46	11,46	9,66	9,66
MnO	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,18	0,18
MgO	4,87	4,87	4,87	4,87	4,87	4,87	4,87	4,87	5,17	5,17
CaO	10,23	10,23	10,23	10,23	10,23	10,23	10,23	10,23	8,26	8,26
Na ₂ O	4,82	4,82	4,82	4,82	4,82	4,82	4,82	4,82	5,03	5,03
K ₂ O	3,27	3,27	3,27	3,27	3,27	3,27	3,27	3,27	3,55	3,55
P ₂ O ₅	1,41	1,41	1,41	1,41	1,41	1,41	1,41	1,41	0,97	0,97
C₁ (observado)										
SiO ₂	51,62	52,28	52,23	50,72	50,72	51,62	51,62	51,67	49,81	52,23
TiO ₂	1,42	1,96	1,77	1,53	1,53	1,42	1,42	1,34	2,25	1,77
Al ₂ O ₃	20,66	19,52	19,46	20,66	20,66	20,66	20,66	20,24	18,12	19,46
FeO _T	6,54	6,93	7,58	6,76	6,76	6,54	6,54	6,69	9,31	7,58
MnO	0,18	0,21	0,17	0,18	0,18	0,18	0,18	0,14	0,19	0,17
MgO	1,56	1,97	1,95	1,82	1,82	1,56	1,56	2,25	3,26	1,95
CaO	4,66	5,62	5,26	5,16	5,16	4,66	4,66	4,66	6,27	5,26
Na ₂ O	7,51	6,01	6,41	7,67	7,67	7,51	7,51	7,52	5,71	6,41
K ₂ O	5,11	4,79	4,44	5,03	5,03	5,11	5,11	4,77	3,86	4,44
P ₂ O ₅	0,54	0,72	0,73	0,56	0,56	0,54	0,54	0,71	1,22	0,73
C₁ (calculado)										
SiO ₂	51,54	52,01	51,96	50,59	50,64	51,52	51,54	51,53	49,57	52,04
TiO ₂	1,35	1,51	1,47	1,51	1,79	1,64	1,63	1,59	1,79	1,35
Al ₂ O ₃	21,21	20,08	20,03	20,86	20,62	20,73	20,75	20,35	18,14	19,49
FeO _T	6,64	7,03	7,64	6,77	6,68	6,46	6,47	6,59	9,27	7,60
MnO	0,15	0,17	0,16	0,16	0,13	0,13	0,13	0,11	0,18	0,16
MgO	1,34	1,77	1,65	1,64	1,65	1,38	1,38	1,96	3,33	2,00
CaO	5,32	6,22	5,81	5,51	5,34	5,07	5,07	4,95	6,43	5,41
Na ₂ O	7,29	6,47	6,64	7,52	7,63	7,50	7,43	7,41	6,36	6,97
K ₂ O	5,07	4,76	4,63	5,30	5,24	5,35	5,39	5,27	4,10	4,57
P ₂ O ₅	0,10	-0,02	-0,09	0,15	0,30	0,20	0,22	0,24	0,83	0,41
resíduo										
SiO ₂	0,080	0,267	0,273	0,128	0,076	0,097	0,084	0,135	0,237	0,192
TiO ₂	0,075	0,453	0,299	0,021	-0,258	-0,222	-0,208	-0,254	0,463	0,421
Al ₂ O ₃	-0,546	-0,562	-0,574	-0,302	-0,056	-0,074	-0,082	-0,108	-0,022	-0,032
FeO _T	-0,096	-0,103	-0,083	-0,009	0,085	0,077	0,069	0,104	0,044	-0,018
MnO	0,027	0,038	0,007	0,019	0,054	0,053	0,054	0,035	0,008	0,010
MgO	0,222	0,205	0,301	0,179	0,168	0,180	0,182	0,292	-0,067	-0,052
CaO	-0,460	-0,599	-0,648	-0,346	-0,177	-0,212	-0,209	-0,291	-0,162	-0,151
Na ₂ O	0,223	-0,457	-0,228	0,148	0,037	0,008	0,077	0,112	-0,650	-0,564
K ₂ O	0,037	0,029	-0,191	-0,267	-0,205	-0,243	-0,276	-0,499	-0,244	-0,129
P ₂ O ₅	0,435	0,736	0,824	0,431	0,283	0,335	0,320	0,469	0,390	0,322
Σres ²	0,822	1,757	1,776	0,540	0,268	0,322	0,328	0,758	0,938	0,680
C_s										
SiO ₂	33,73	32,16	32,62	38,36	39,21	38,42	38,04	38,34	39,67	36,84
TiO ₂	5,58	5,95	5,78	4,51	3,80	3,97	4,07	4,00	4,40	4,75
Al ₂ O ₃	9,88	10,92	11,14	12,68	13,71	13,51	13,29	13,71	11,60	10,37
FeO _T	17,97	18,03	16,98	15,55	15,04	15,30	15,52	15,30	11,27	14,63
MnO	0,29	0,28	0,26	0,25	0,31	0,31	0,31	0,31	0,18	0,24
MgO	9,93	9,75	9,88	7,87	7,39	7,68	7,84	7,39	12,42	12,77
CaO	16,49	15,68	15,90	14,01	13,63	13,90	14,14	13,98	15,36	14,99
Na ₂ O	1,67	1,89	1,94	2,61	2,81	2,81	2,81	2,95	2,08	1,82
K ₂ O	0,84	1,05	1,09	1,24	1,63	1,46	1,31	1,24	1,11	0,96
P ₂ O ₅	3,63	4,30	4,43	2,94	2,51	2,65	2,66	2,78	1,92	2,65
(1-F)	0,422	0,399	0,406	0,534	0,578	0,571	0,556	0,566	0,201	0,293
Fases										
olivina									2,89	6,56
piroxênio	22,71	7,23	6,05	19,74					17,94	17,36
piroxênio*					5,64	2,44	1,61	1,3		
anfíbólio	56,6	71,09	73,67	38,71					74,68	64,53
anfíbólio*					69,22	77,83	82,23	77,73		
biotita				5,29						
biotita*					5,68	2,42				
magnetita	12,17	11,62	9,91	10,49						5,35
magnetita*					1,63	1,8	2,11	2,82		
apatita	8,51	10,06	10,38	6,89	5,87	6,21	6,28	6,5	4,49	6,21
plagioclásio				18,88						
plagioclásio*					11,97	9,3	7,77	11,65		
Total	99,99	100	100,01	100	100,01	100	100	100	100	100,01

Minerais com * indicam composições com base na média do fonotefrito, as demais composições são com base na média dos lamprófitos.

Tabela 18 - Modelagem de cristalização fracionada tipo Rayleigh para elementos traços da suíte de diques de lamprófitos a fonólitos da Ilha Monte de Trigo.

	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14
De (C _d)	MTR98a	MTR01c	MTR98a	MTR98a	MTR01c	MTR01c	MTR01c	MTR01c	MTR01c	MTR01e	MTR98a	MTR98a	MTR98a	MTR54c
Para (C _p)	lamp	lamp	lamp	lamp	lamp	lamp	lamp	lamp	lamp	lamp	lamp	lamp	lamp	lamp
	MTR54a	MTR26b	MTR26f	MTR26f	MTR86b	MTR54a	MTR26f	MTR26f	MTR53d	MTR26f	MTR26b	MTR86b	MTR53d	MTR26f
	lamp	lamp	lamp	lamp	tef	lamp	lamp	lamp	Blamp	lamp	lamp	tef	Blamp	lamp
C₀														
Rb	46,15	27,41	46,15	46,15	27,41	27,41	27,41	27,41	27,41	28,82	46,15	46,15	46,15	59,91
Sr	1150,1	816,40	1150,10	1150,10	816,40	816,40	816,40	816,40	816,40	824,70	1150,10	1150,10	1150,10	986,40
Y	27,68	31,07	27,68	27,68	31,07	31,07	31,07	31,07	31,07	23,80	27,68	27,68	27,68	22,47
Zr	216,6	228,4	216,6	216,6	228,4	228,4	228,4	228,4	228,4	124,6	216,6	216,6	216,6	322,1
Nb	60,06	37,0	60,1	60,1	37,0	37,0	37,0	37,0	37,0	35,3	60,1	60,1	60,1	67,9
Ba	1386,3	386,6	1386,3	1386,3	386,6	386,6	386,6	386,6	386,6	355,2	1386,3	1386,3	1386,3	905,0
La	49,76	40,89	49,76	49,76	40,89	40,89	40,89	40,89	40,89	33,21	49,76	49,76	49,76	62,48
Ce	105,03	91,50	105,03	105,03	91,50	91,50	91,50	91,50	91,50	62,49	105,03	105,03	105,03	117,17
Pr	12,68	11,50	12,68	12,68	11,50	11,50	11,50	11,50	11,50	8,59	12,68	12,68	12,68	13,00
Nd	52,32	50,22	52,32	52,32	50,22	50,22	50,22	50,22	50,22	35,52	52,32	52,32	52,32	49,69
Sm	9,87	11,07	9,87	9,87	11,07	11,07	11,07	11,07	11,07	7,36	9,87	9,87	9,87	9,35
Eu	2,86	3,21	2,86	2,86	3,21	3,21	3,21	3,21	3,21	2,24	2,86	2,86	2,86	2,91
Gd	7,96	9,49	7,96	7,96	9,49	9,49	9,49	9,49	9,49	6,47	7,96	7,96	7,96	8,38
Tb	1,04	1,29	1,04	1,04	1,29	1,29	1,29	1,29	1,29	0,91	1,04	1,04	1,04	1,12
Dy	5,60	6,49	5,60	5,60	6,49	6,49	6,49	6,49	6,49	4,90	5,60	5,60	5,60	5,60
Ho	1,03	1,14	1,03	1,03	1,14	1,14	1,14	1,14	1,14	0,91	1,03	1,03	1,03	0,96
Er	2,57	2,61	2,57	2,57	2,61	2,61	2,61	2,61	2,61	2,22	2,57	2,57	2,57	2,49
Tm	0,32	0,29	0,32	0,32	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,28	0,32	0,32	0,32	0,29
Yb	1,84	1,57	1,84	1,84	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57	1,81	1,84	1,84	1,84	1,70
Lu	0,27	0,22	0,27	0,27	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,23	0,27	0,27	0,27	0,25
C_r(observado)														
Rb	93,30	62,90	96,95	96,95	64,26	93,30	96,95	96,95	112,62	96,95	62,90	64,26	112,62	96,95
Sr	1480,60	1251,80	1480,40	1480,40	1609,1	1480,60	1480,40	1480,40	2656,70	1480,40	1251,80	1609,1	2656,70	1480,40
Y	29,30	38,85	31,48	31,48	55,81	29,30	31,48	31,48	57,30	31,48	38,85	35,81	57,30	31,48
Zr	443,1	383,0	486,8	486,8	349,9	443,1	486,8	486,8	746,5	486,8	383,0	349,9	746,5	486,8
Nb	89,0	70,8	102,8	102,8	107,6	89,0	102,8	102,8	198,0	102,8	70,8	107,6	198,0	102,8
Ba	1163,0	727,7	974,3	974,3	1446,0	1163,0	974,3	974,3	1415,4	974,3	727,7	1446,0	1415,4	974,3
La	78,30	84,13	102,29	102,29	102,74	78,30	102,29	102,29	205,67	102,29	84,13	102,74	205,67	102,29
Ce	150,10	158,01	164,78	164,78	176,33	150,10	164,78	164,78	359,98	164,78	158,01	176,33	359,98	164,78
Pr		19,43	17,71	17,71	20,15		17,71	17,71	40,88	17,71	19,43	20,15	40,88	17,71
Nd		78,47	63,50	63,50	76,56		63,50	63,50	145,97	63,50	78,47	76,56	145,97	63,50
Sm		15,41	11,13	11,13	13,57		11,13	11,13	24,09	11,13	15,41	13,57	24,09	11,13
Eu		4,48	3,24	3,24	4,07		3,24	3,24	6,77	3,24	4,48	4,07	6,77	3,24
Gd		12,17	8,71	8,71	10,63		8,71	8,71	16,96	8,71	12,17	10,63	16,96	8,71
Tb		1,58	1,16	1,16	1,38		1,16	1,16	2,24	1,16	1,58	1,38	2,24	1,16
Dy		8,05	6,19	6,19	7,26		6,19	6,19	12,10	6,19	8,05	7,26	12,10	6,19
Ho		1,39	1,11	1,11	1,28		1,11	1,11	2,10	1,11	1,39	1,28	2,10	1,11
Er		3,29	2,80	2,80	3,17		2,80	2,80	5,23	2,80	3,29	3,17	5,23	2,80
Tm		0,36	0,34	0,34	0,38		0,34	0,34	0,64	0,34	0,36	0,38	0,64	0,34
Yb		2,02	2,06	2,06	2,21		2,06	2,06	3,84	2,06	2,02	2,21	3,84	2,06
Lu		0,29	0,29	0,29	0,32		0,29	0,29	0,58	0,29	0,29	0,32	0,58	0,29
C_r(calculado)														
Rb	82,0	56,6	94,3	84,5	58,2	70,2	71,8	75,2	72,3	55,9	67,4	70,5	89,5	75,4
Sr	1834	1344	1856	1909	1401	1538	1557	1648	1636	1075	1582	1620	1902	1227
Y	34,7	40,5	34,8	35,6	41,6	42,2	42,4	45,3	44,7	30,7	32,9	33,8	36,4	26,1
Zr	351,4	373,0	357,1	367,3	382,1	434,2	441,0	452,5	440,4	195,8	285,2	295,8	346,0	388,6
Nb	110,1	68,8	112,3	115,9	71,1	82,7	84,2	87,7	85,9	65,8	65,7	89,3	109,9	85,6
Ba	2410	685	2449	2303	714	819	832	863	853	654	1947	2026	2442	1142
La	88,9	78,9	90,6	93,3	81,1	90,5	92,1	102,2	98,6	60,7	70,5	73,6	91,2	77,8
Ce	175,8	165,8	178,5	183,7	170,5	185,1	187,9	209,8	203,2	108,1	144,8	150,7	182,5	144,3
Pr	19,7	19,3	19,9	20,5	19,9	21,0	21,2	23,8	23,2	14,0	17,0	17,6	20,8	15,8
Nd	73,2	76,2	73,8	75,7	78,6	79,6	80,2	90,4	88,7	53,2	66,9	69,2	78,7	59,6
Sm	11,90	14,41	11,92	12,18	14,88	14,30	14,33	16,16	16,02	9,68	11,82	12,15	13,07	10,94
Eu	3,50	4,22	3,51	3,58	4,34	4,21	4,22	4,75	4,68	2,91	3,42	3,52	3,80	3,40
Gd	9,93	12,68	9,97	10,15	13,05	12,84	12,89	14,35	14,13	8,52	9,57	9,85	10,68	9,79
Tb	1,28	1,70	1,30	1,32	1,75	1,73	1,73	1,91	1,89	1,19	1,25	1,28	1,39	1,30
Dy	6,92	8,46	6,94	7,08	8,72	8,64	8,67	9,49	9,38	6,37	6,69	6,88	7,40	6,53
Ho	1,29	1,48	1,29	1,32	1,53	1,53	1,54	1,67	1,65	1,19	1,23	1,27	1,36	1,14
Er	3,32	3,52	3,34	3,41	3,63	3,70	3,73	4,00	3,95	2,98	3,11	3,20	3,48	2,91
Tm	0,42	0,39	0,42	0,43	0,41	0,42	0,42	0,45	0,44	0,38	0,38	0,40	0,43	0,34
Yb	2,45	2,16	2,47	2,52	2,23	2,32	2,34	2,48	2,44	2,20	2,24	2,30	2,53	1,99
Lu	0,37	0,31	0,37	0,38	0,32	0,33	0,33	0,35	0,35	0,32	0,33	0,34	0,38	0,29
diferença %														
Rb	-1,3	-10,0	-2,8	-12,8	-9,4	-24,8	-26,9	-22,4	-35,8	-42,4	7,1	9,7	-20,5	-22,2
Sr	23,9	7,3	25,4	29,0	-12,9	3,9	5,2	11,3	-38,4	-27,4	24,8	0,7	-28,4	-17,1
Y	18,4	4,1	10,7	13,2	16,3	43,9	34,8	44,1	-21,9	-2,6	-15,3	-5,5	-36,5	-17,0
Zr	-20,7	-2,6	-28,7	-24,8	9,2	-2,0	-9,4	-7,1	-41,0	-59,8	-25,5	-15,5	-53,6	-20,2
Nb	23,7	-2,7	9,2	12,8	-34,0	-7,1	-18,1	-14,7	-56,6	-36,0	21,1	-17,0	-44,5	-16,8
Ba	107,2	-5,9	151,3	136,3	-50,6	-29,6	-14,6	-11,4	-39,7	-32,9	167,6	40,1	72,5	17,2
La	13,6	-6,2	-11,4	-8,7	-21,0	15,6	-10,0	-0,1	-52,0	-40,7	-16,2	-28,4	-55,7	-24,0
Ce	17,1	4,9	8,4	11,5	-3,3	23,3	14,0	27,3	-43,5	-34,4	-8,4	-14,5	-49,3	-12,4
Pr	-0,4	12,5	15,8	-1,1	-1,1	19,9	34,6	-43,2	-21,0	-12,8	-12,7	-49,2	-10,6	-10,6
Nd	-2,9	16,3	19,2	2,6	2,6	26,3	42,3	-39,2	-16,2	-14,7	-9,6	-46,1	-6,1	-6,1
Sm	-6,5	7,1	9,5	9,7	9,7	28,7	45,2	-33,5	-13,0	-23,3	-10,4	-45,7	-1,7	-1,7
Eu	-5,8	8,1	10,4	8,7	8,7	30,3	46,4	-30,8	-10,2	-23,6	-13,6	-43,9	4,8	4,8
Gd	4,2	14,4	16,5	22,8	22,8	47,9	64,6	-16,7	-2,3	-21,4	-7,3	-37,0	12,3	12,3
Tb	7,7	12,1	14,2	27,1	27,1	49,9	65,4	-15,8	2,6	-21,0	-6,9	-38,2	12,5	12,5
Dy	5,1	12,1	14,3	20,1	20,1	39,9	53,3	-22,5	2,8	-16,9	-5,3	-38,8	5,4	5,4
Ho	6,8	15,8	18,1	19,3	19,3	38,1	49,4	-21,6	6,3	-11,5	-1,3	-35,1	2,0	2,0
Er	7,2	19,4	21,8	14,5	14,5	33,2	43,1	-24,5	6,4	-5,5	0,9	-33,4	4,2	4,2
Tm	8,1	22,0	24,7	7,7	7,7	23,1	31,3	-30,5	9,9	5,3	4,8	-32,1	-0,2	-0,2
Yb	7,1	19,9	22,5	1,0	1,0	13,8	20,5	-36,4	8,8	10,8	4,4	-34,0	-3,3	-3,3
Lu	7,3	26,5	29,4	-0,6	-0,6	14,6	21,3	-40,2	8,6	16,5	7,7	-35,2	0,7	0,7

Tabela 18 - Continuação.

	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
De (Ca)	MTR26f	MTR26f	MTR26f	MTR26f	MTR26f	MTR26f	MTR26b	MTR26b	MTR26b	MTR26b	MTR26b	MTR26b	MTR86b	MTR86b
Para (Ca)	lamp	lamp	lamp	lamp	lamp	lamp	lamp	lamp	lamp	lamp	lamp	lamp	tef	tef
	MTR56b	MTR69a	MTR20e	MTR67b	MTR68f	MTR13a	MTR13a	MTR56b	MTR69a	MTR67b	MTR20e	MTR68f	MTR56b	MTR69a
	nef	TF	FT	FT	FT	TF	TF	nef	TF	FT	FT	FT	nef	TF
C₀														
Rb	96,95	96,95	96,95	96,95	96,95	96,95	62,90	62,90	62,90	62,90	62,90	62,90	64,26	64,26
Sr	1480,40	1480,40	1480,40	1480,40	1480,40	1480,40	1251,80	1251,80	1251,80	1251,80	1251,80	1251,80	1609,1	1609,1
Y	31,48	31,48	31,48	31,48	31,48	31,48	38,85	38,85	38,85	38,85	38,85	38,85	35,81	35,81
Zr	486,8	486,8	486,8	486,8	486,8	486,8	383,0	383,0	383,0	383,0	383,0	383,0	349,9	349,9
Nb	102,8	102,8	102,8	102,8	102,8	102,8	70,8	70,8	70,8	70,8	70,8	70,8	107,6	107,6
Ba	974,3	974,3	974,3	974,3	974,3	974,3	727,7	727,7	727,7	727,7	727,7	727,7	1446,0	1446,0
La	102,29	102,29	102,29	102,29	102,29	102,29	84,13	84,13	84,13	84,13	84,13	84,13	102,74	102,74
Ce	164,78	164,78	164,78	164,78	164,78	164,78	158,01	158,01	158,01	158,01	158,01	158,01	176,33	176,33
Pr	17,71	17,71	17,71	17,71	17,71	17,71	19,43	19,43	19,43	19,43	19,43	19,43	20,15	20,15
Nd	63,50	63,50	63,50	63,50	63,50	63,50	78,47	78,47	78,47	78,47	78,47	78,47	76,56	76,56
Sm	11,13	11,13	11,13	11,13	11,13	11,13	15,41	15,41	15,41	15,41	15,41	15,41	13,57	13,57
Eu	3,24	3,24	3,24	3,24	3,24	3,24	4,48	4,48	4,48	4,48	4,48	4,48	4,07	4,07
Gd	8,71	8,71	8,71	8,71	8,71	8,71	12,17	12,17	12,17	12,17	12,17	12,17	10,63	10,63
Tb	1,16	1,16	1,16	1,16	1,16	1,16	1,58	1,58	1,58	1,58	1,58	1,58	1,38	1,38
Dy	6,19	6,19	6,19	6,19	6,19	6,19	8,05	8,05	8,05	8,05	8,05	8,05	7,26	7,26
Ho	1,11	1,11	1,11	1,11	1,11	1,11	1,39	1,39	1,39	1,39	1,39	1,39	1,28	1,28
Er	2,80	2,80	2,80	2,80	2,80	2,80	3,29	3,29	3,29	3,29	3,29	3,29	3,17	3,17
Tm	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,38	0,38
Yb	2,06	2,06	2,06	2,06	2,06	2,06	2,02	2,02	2,02	2,02	2,02	2,02	2,21	2,21
Lu	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,32	0,32
C_r(observado)														
Rb	121,63	81,97	122,90	122,85	91,30	119,40	119,40	121,63	81,97	122,85	122,90	91,30	121,63	81,97
Sr	1734,30	1631,1	1293,7	1728,2	1701,4	1786,3	1786,3	1734,30	1631,1	1728,2	1293,7	1701,4	1734,30	1631,1
Y	29,15	17,95	28,70	33,94	36,80	26,90	26,90	29,15	17,95	33,94	28,70	36,80	29,15	17,95
Zr	519,0	282,9	548,6	882,9	523,6	459,4	459,4	519,0	282,9	662,9	548,6	523,6	519,0	282,9
Nb	142,2	78,5	148,0	125,6	104,5	122,9	122,9	142,2	78,5	125,6	148,0	104,5	142,2	78,5
Ba	1734,3	1515,4	1706,5	1311,8	1333,7	1788,8	1788,8	1734,3	1515,4	1311,8	1706,5	1333,7	1734,3	1515,4
La	114,28	71,71	87,20	119,83	108,70	93,30	93,30	114,28	71,71	119,83	87,20	108,70	114,28	71,71
Ce	177,41	132,17	182,10	192,39	200,70	175,60	175,60	177,41	132,17	192,39	182,10	200,70	177,41	132,17
Pr	18,12	14,19	20,46	20,46	18,12	14,19	14,19	18,12	14,19	20,46	20,46	18,12	14,19	14,19
Nd	61,44	49,45	71,33	71,33	61,44	49,45	49,45	61,44	49,45	71,33	71,33	61,44	49,45	49,45
Sm	9,71	8,04	11,73	11,73	9,71	8,04	8,04	9,71	8,04	11,73	11,73	9,71	8,04	8,04
Eu	2,93	2,53	3,34	3,34	2,93	2,53	2,53	2,93	2,53	3,34	3,34	2,93	2,53	2,53
Gd	7,31	6,04	8,67	8,67	7,31	6,04	6,04	7,31	6,04	8,67	8,67	7,31	6,04	6,04
Tb	0,96	0,77	1,16	1,16	0,96	0,77	0,77	0,96	0,77	1,16	1,16	0,96	0,77	0,77
Dy	5,47	4,28	6,47	6,47	5,47	4,28	4,28	5,47	4,28	6,47	6,47	5,47	4,28	4,28
Ho	1,03	0,77	1,18	1,18	1,03	0,77	0,77	1,03	0,77	1,18	1,18	1,03	0,77	0,77
Er	2,71	1,97	3,05	3,05	2,71	1,97	1,97	2,71	1,97	3,05	3,05	2,71	1,97	1,97
Tm	0,35	0,25	0,40	0,40	0,35	0,25	0,25	0,35	0,25	0,40	0,40	0,35	0,25	0,25
Yb	2,23	1,56	2,41	2,41	2,23	1,56	1,56	2,23	1,56	2,41	2,41	2,23	1,56	1,56
Lu	0,32	0,24	0,35	0,35	0,32	0,24	0,24	0,32	0,24	0,35	0,35	0,32	0,24	0,24
C_r(calculado)														
Rb	129,5	133,4	128,0	130,8	116,8	133,5	114,5	111,4	111,3	110,3	109,2	96,3	104,4	104,8
Sr	1886	1872	1766	1769	1647	1892	1857	1849	1816	1735	1740	1569	2150	2113
Y	35,0	34,3	33,3	33,0	32,4	34,7	43,9	44,2	43,1	41,8	42,3	40,7	37,5	36,6
Zr	600,1	608,8	598,1	604,3	553,5	613,5	583,5	571,6	573,3	570,6	566,7	518,5	493,9	496,7
Nb	135,6	137,6	131,4	133,4	120,6	138,4	119,5	117,1	116,7	114,1	113,2	101,8	164,2	164,0
Ba	1293	1298	1231	1239	1122	1312	1212	1194	1187	1142	1138	1026	2169	2159
La	128,3	129,5	121,5	123,2	116,3	129,2	125,3	124,7	120,6	117,2	117,5	107,2	134,3	130,2
Ce	201,3	201,6	189,1	190,9	183,0	201,4	219,0	219,1	210,9	204,1	205,4	189,9	215,3	207,6
Pr	21,0	20,9	19,6	19,7	19,2	20,9	24,9	25,1	24,0	23,1	23,4	21,9	22,9	21,9
Nd	72,7	71,3	68,9	66,7	66,3	71,8	90,7	92,1	87,7	83,8	85,1	81,4	79,0	75,2
Sm	12,06	11,64	10,99	10,85	11,07	11,74	15,46	15,86	15,01	14,26	14,57	14,30	12,33	11,66
Eu	3,50	3,40	3,23	3,19	3,25	3,42	4,55	4,65	4,42	4,23	4,31	4,22	3,78	3,57
Gd	9,51	9,27	8,85	8,78	8,82	9,34	12,82	13,05	12,47	11,98	12,19	11,86	10,20	9,74
Tb	1,27	1,23	1,18	1,17	1,17	1,25	1,68	1,71	1,64	1,57	1,60	1,55	1,34	1,28
Dy	6,81	6,63	6,37	6,30	6,28	6,70	8,84	8,77	8,44	8,12	8,25	8,01	7,16	6,88
Ho	1,23	1,21	1,16	1,15	1,14	1,22	1,54	1,55	1,50	1,45	1,47	1,42	1,31	1,27
Er	3,15	3,10	2,99	2,97	2,90	3,13	3,81	3,84	3,74	3,62	3,68	3,51	3,39	3,30
Tm	0,39	0,39	0,37	0,37	0,36	0,39	0,44	0,44	0,43	0,42	0,42	0,40	0,42	0,41
Yb	2,36	2,33	2,26	2,25	2,17	2,35	2,48	2,48	2,43	2,37	2,38	2,26	2,51	2,46
Lu	0,34	0,33	0,32	0,32	0,31	0,34	0,36	0,36	0,35	0,34	0,34	0,32	0,37	0,36
diferença %														
Rb	6,5	62,8	4,2	6,5	27,9	11,8	-4,1	-8,4	35,8	-10,2	-11,2	5,5	-14,1	27,8
Sr	8,7	14,7	36,5	2,3	-3,2	5,9	4,0	6,6	11,3	0,4	34,6	-6,0	24,0	29,5
Y	19,9	91,0	16,1	-2,7	-11,6	28,9	63,1	51,6	139,9	23,1	47,3	11,3	28,8	103,7
Zr	15,6	115,2	9,0	-8,8	5,7	33,5	27,0	10,1	102,7	-13,9	3,3	-1,0	-4,8	75,6
Nb	-4,7	75,2	-11,2	6,2	15,5	12,6	-2,8	-17,6	48,6	-9,1	-23,5	-2,6	15,5	108,9
Ba	-25,4	-14,3	-27,9	-5,5	-15,8	-26,6	-32,3	-31,2	-21,7	-12,9	-33,3	-23,1	25,1	42,5
La	12,3	80,6	39,3	2,8	7,0	38,5	34,3	9,1	88,2	-2,2	34,8	-1,3	17,6	81,6
Ce	13,5	52,5	3,8	-0,8	-8,8	14,7	24,7	23,5	59,8	8,1	12,8	-5,4	21,4	57,1
Pr	16,1	47,2	-3,9	-3,9	-3,9	38,5	69,3	13,0	69,3	13,0	12,8	-5,4	26,3	54,5
Nd	18,3	44,1	-6,5	-6,5	-6,5	49,9	77,3	17,5	77,3	17,5	12,8	-5,4	26,3	54,5
Sm	24,2	44,9	-7,5	-7,5	-7,5	63,3	88,8	21,6	88,8	21,6	12,8	-5,4	27,0	45,0
Eu	19,4	34,1	-4,3	-4,3	-4,3	58,6	74,4	26,7	74,4	26,7	12,8	-5,4	28,2	40,9
Gd	30,1	53,5	1,0	1,0	1,0	78,5	106,5	38,1	106,5	38,1	12,8	-5,4	39,5	61,3
Tb	31,3	59,9	0,5	0,5	0,5	76,8	111,8	35,2	111,8	35,2	12,8	-5,4	39,0	66,4
Dy	24,4	55,0	-2,6	-2,6	-2,6	60,4	97,2	25,5	97,2	25,5	12,8	-5,4	30,9	60,8
Ho	20,3	55,9	-2,3	-2,3	-2,3	51,4	94,4	23,1	94,4	23,1	12,8	-5,4	27,5	63,7
Er	16,1	57,1	-2,7	-2,7	-2,7	41,5	89,7	18,6	89,7	18,6	12,8	-5,4	25,1	67,6
Tm	10,4	52,9	-6,4	-6,4	-6,4	24,0	70,2	5,1	70,2	5,1	12,8	-5,4	18,0	62,0
Yb	5,7	49,4	-6,6	-6,6	-6,6	11,2	58,0	-1,8	58,0	-1,8	12,8	-5,4	12,4	

Tabela 18 - Continuação.

	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
De (C _d)	MTR86b	MTR86b	MTR86b	MTR86b	MTR86b	MTR86b	MTR86b	MTR86b	MTR54a	MTR54a
	tef	tef	tef	tef	tef	tef	tef	tef	lamp	lamp
Para (C _p)	MTR13a	MTR20e	MTR67b	MTR56b	MTR56b	MTR13a	MTR13a	MTR69a	MTR66f	MTR67b
	TF	FT	FT	nef	nef	TF	TF	TF	FT	FT
C₀										
Rb	64,3	64,3	64,3	64,3	64,3	64,3	64,3	64,3	93,3	93,3
Sr	1609	1609	1609	1609	1609	1609	1609	1609	1481	1481
Y	35,81	35,81	35,81	35,81	35,81	35,81	35,81	35,81	29,30	29,30
Zr	349,9	349,9	349,9	349,9	349,9	349,9	349,9	349,9	443,1	443,1
Nb	107,6	107,6	107,6	107,6	107,6	107,6	107,6	107,6	89,0	89,0
Ba	1446,0	1446,0	1446,0	1446,0	1446,0	1446,0	1446,0	1446,0	1163,0	1163,0
La	102,74	102,74	102,74	102,74	102,74	102,74	102,74	102,74	78,30	78,30
Ce	176,33	176,33	176,33	176,33	176,33	176,33	176,33	176,33	150,10	150,10
Pr	20,15	20,15	20,15	20,15	20,15	20,15	20,15	20,15		
Nd	76,56	76,56	76,56	76,56	76,56	76,56	76,56	76,56		
Sm	13,57	13,57	13,57	13,57	13,57	13,57	13,57	13,57		
Eu	4,07	4,07	4,07	4,07	4,07	4,07	4,07	4,07		
Gd	10,63	10,63	10,63	10,63	10,63	10,63	10,63	10,63		
Tb	1,38	1,38	1,38	1,38	1,38	1,38	1,38	1,38		
Dy	7,26	7,26	7,26	7,26	7,26	7,26	7,26	7,26		
Ho	1,28	1,28	1,28	1,28	1,28	1,28	1,28	1,28		
Er	3,17	3,17	3,17	3,17	3,17	3,17	3,17	3,17		
Tm	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38		
Yb	2,21	2,21	2,21	2,21	2,21	2,21	2,21	2,21		
Lu	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32		
C_f(observado)										
Rb	119,40	122,90	122,85	121,63	121,63	119,40	119,40	81,97	91,30	122,85
Sr	1786,3	1293,7	1726,2	1734,30	1734,30	1786,3	1786,3	1631,1	1701,4	1728,2
Y	26,90	28,70	33,94	29,15	29,15	26,90	26,90	17,95	36,60	33,94
Zr	459,4	548,6	662,9	519,0	519,0	459,4	459,4	282,9	523,6	662,9
Nb	122,9	148,0	125,6	142,2	142,2	122,9	122,9	78,5	104,5	125,6
Ba	1788,8	1706,5	1311,8	1734,3	1734,3	1788,8	1788,8	1515,4	1333,7	1311,8
La	93,30	87,20	119,83	114,28	114,28	93,30	93,30	71,71	108,70	119,83
Ce	175,60	182,10	192,39	177,41	177,41	175,60	175,60	132,17	200,70	192,39
Pr			20,46	18,12	18,12			14,19		20,46
Nd			71,33	61,44	61,44			49,45		71,33
Sm			11,73	9,71	9,71			8,04		11,73
Eu			3,34	2,93	2,93			2,53		3,34
Gd			8,67	7,31	7,31			6,04		8,67
Tb			1,16	0,96	0,96			0,77		1,16
Dy			6,47	5,47	5,47			4,28		6,47
Ho			1,18	1,03	1,03			0,77		1,18
Er			3,05	2,71	2,71			1,97		3,05
Tm			0,40	0,35	0,35			0,25		0,40
Yb			2,41	2,23	2,23			1,56		2,41
Lu			0,35	0,32	0,32			0,24		0,35
C_f(calculado)										
Rb	107,5	103,0	104,1	107,8	110,9	125,8	135,1	138,4	114,7	128,8
Sr	2157	2025	2018	1038	1298	1457	1562	1285	1663	1785
Y	37,2	35,9	35,5	44,6	42,7	40,6	39,4	40,4	30,2	30,8
Zr	504,6	491,9	495,2	620,9	638,6	619,8	598,8	617,3	510,9	558,2
Nb	167,6	159,3	160,6	206,2	213,1	208,7	199,6	204,9	106,2	117,5
Ba	2201	2072	2079	2273	2182	2330	2423	2471	1358	1499
La	134,9	127,3	126,8	181,1	171,8	166,5	162,1	163,8	90,4	95,9
Ce	215,0	202,7	201,2	255,6	268,1	258,6	251,9	254,5	168,8	178,4
Pr	22,7	21,4	21,1	26,9	27,6	26,4	26,8	26,0		
Nd	77,6	73,1	71,9	91,6	91,1	86,7	84,6	85,5		
Sm	11,99	11,32	11,06	14,06	13,38	12,62	12,32	12,48		
Eu	3,67	3,49	3,42	3,99	3,94	3,78	3,72	3,70		
Gd	10,00	9,54	9,38	11,72	11,35	10,81	10,57	10,73		
Tb	1,32	1,26	1,24	1,55	1,49	1,42	1,39	1,41		
Dy	7,04	6,73	6,62	8,31	7,95	7,56	7,37	7,51		
Ho	1,29	1,24	1,22	1,53	1,46	1,40	1,36	1,39		
Er	3,37	3,24	3,20	4,02	3,86	3,69	3,59	3,67		
Tm	0,42	0,40	0,40	0,50	0,48	0,46	0,45	0,46		
Yb	2,50	2,41	2,39	3,01	2,90	2,78	2,70	2,78		
Lu	0,37	0,35	0,35	0,44	0,42	0,41	0,39	0,40		
diferença %										
Rb	-10,0	-16,2	-15,3	-11,4	-8,9	5,3	13,1	68,9	25,7	4,8
Sr	20,8	56,6	16,8	-40,3	-25,2	-18,4	-12,6	-21,2	-2,2	3,3
Y	38,4	25,2	4,6	53,0	48,4	50,9	46,6	125,2	-17,4	-9,2
Zr	9,8	-10,3	-25,3	19,6	23,1	34,9	30,3	110,2	-2,4	-15,8
Nb	36,3	7,7	27,9	45,0	49,8	68,2	62,4	161,0	1,6	-6,5
Ba	23,0	21,4	58,5	31,0	25,8	30,3	35,4	63,1	1,9	14,3
La	44,6	46,0	5,8	41,0	50,3	78,5	73,7	128,4	-16,8	-19,9
Ce	22,4	11,3	4,6	44,1	51,1	47,3	43,5	92,5	-15,9	-8,3
Pr			3,2	48,4	52,2			83,5		
Nd			0,8	49,1	48,3			72,9		
Sm			-5,7	44,8	37,8			55,2		
Eu			2,3	36,1	34,3			46,2		
Gd			7,9	60,3	55,3			77,7		
Tb			6,1	60,6	54,6			82,6		
Dy			2,3	52,0	45,3			75,5		
Ho			3,6	49,4	42,7			79,5		
Er			4,8	48,1	42,3			86,5		
Tm			0,0	40,7	35,4			81,4		
Yb			-0,7	34,9	30,3			78,1		
Lu			1,3	38,9	33,1			68,5		

Magmas primários: Origens e características da fonte

Sobre a gênese de magmas primários tais como basanitos e basaltos alcalinos, existe atualmente um relativo consenso sobre a região fonte e os processos de geração dos magmas alcalinos, atribuindo-se a pequenas frações de fusão parcial de rocha em profundidades mantélicas (Sørensen, 1986). O caráter progressivamente alcalino responde por profundidades de origem um tanto maior e por um grau de fusão parcial um tanto menor. Os estudos experimentais sumarizados em Edgar (1987) sugerem que as condições necessárias para a geração de um magma basanítico requerem fusões parciais de uma fração menor do que 5%, sob pressões de 2,5 a 3 GPa, correspondendo aproximadamente a 100 km de profundidade. Por sua vez, os basaltos alcalinos podem ser gerados sob pressões mais baixas, entre 2 e 2,5 GPa (Kushiro, 2001). Deve-se destacar ainda o papel do CO₂ na gênese destes magmas, deslocando o equilíbrio magma-peridotito para uma insaturação em sílica do magma (Eggler, 1978).

Estudos realizados em diversas ocorrências alcalinas mesozóicas brasileiras, fundamentados em modelagens geoquímicas com balanço de massa, mostram que muitas delas foram geradas a partir de magmas parentais basaníticos, tais como Juquiá (Beccaluva *et al.*, 1992), Ilha de São Sebastião (Bellieni *et al.*, 1990), Lages (Traversa *et al.*, 1996), Morro Redondo (Brotzu *et al.*, 1989), Passa Quatro (Brotzu *et al.*, 1992), Fortaleza (Macciotta *et al.*, 1990) e Piratini (Barbieri *et al.*, 1987), enquanto outras ocorrências por magmas de natureza gabro/basálticas alcalinas, como Tunas e Jacupiranga (Morbideilli *et al.*, 1995; Gomes *et al.*, 1996b). Em Itatiaia, Brotzu *et al.* (1997) argumentaram que as diferenças entre os extremos litológicos quanto à saturação em sílica, os granitos alcalinos de um lado e os nefelina sienitos de outro, são devidas à gênese de distintos magmas máficos parentais, que se originaram por diferentes graus de saturação em sílica. Na Ilha dos Búzios, Alves (1996) sugere como uma das hipóteses, que os diques máficos presentes (basalto alcalino, basanito, tefrito e traquibasalto) representariam os magmas parentais das rochas sieníticas.

Na Ilha Monte de Trigo, o provável magma parental que gerou as litologias presentes teria uma composição basanítica, similar à dos diques de lamprófito mais primitivos. As condições de formação deste magma, estimadas segundo estudos experimentais da literatura (*e.g.* Edgar, 1987), correspondem a um intervalo entre 2 e 3 GPa, ou seja, a profundidades entre 70 e 100 km, com taxas de fusão em torno de 5% ou menos.

As razões de elementos maiores (*e.g.* CaO/Al₂O₃) de magmas primários são fortemente afetadas pelas condições de fusão. Kushiro (2001) mostra, com base em estudos experimentais em condições mantélicas, que a razão CaO/Al₂O₃ de líquidos gerados por fusão parcial de um peridotito fértil varia entre 0,9 e 1 para taxas de fusões acima de 25%, até 0,6 para taxas abaixo de 7%, com o MORB primitivo apresentando uma razão média de 0,8. Inclusões vítreas em peridotitos mantélicos, que provavelmente representam taxas ainda menores de fusão (Dawson, 1999; Schiano & Bourdon, 1999), possuem razões CaO/Al₂O₃ abaixo de 0,3.

Por outro lado, o metassomatismo mantélico carbonático pode aumentar a razão de CaO/Al₂O₃ da fonte, como por exemplo nos xenólitos peridotíticos litosféricos metassomatizados do sudeste da Austrália

descritos por Yaxley *et al.* (1998), com razões de 0,68 até 5,22. No Brasil, Comin-Chiaramonti *et al.* (2006) destaca que os magmas máficos primários de ocorrências com carbonatitos associados, como os de Jacupiranga, Juquiá, Lages e da Província Ígnea Alto Paranaíba, possuem razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ entre 1 e 6. Já Green *et al.* (2004) demonstram experimentalmente que mantos residuais (*e.g.* harzburgito) possuem altas razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, e podem ser enriquecidos em elementos incompatíveis através de fluidos ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$) em ambientes de subducção, tornando-se assim fonte para magmas primários (*e.g.* ankaramitos) com razões entre 1 e 1,5.

Para os diques de lamprófiros mais primitivos da Ilha Monte de Trigo as razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ varia entre 0,5 e 1. Conforme discutido acima, o magma parental basanítico que gerou esta associação teria se formado por fusão parcial de taxas menores que 5%, implicando na presença de um pequeno, porém variável, metassomatismo carbonático prévio da fonte. De forma similar, os diques máficos primitivos ($\text{mg}\# > 50$) da Província Serra do Mar (Bellieni *et al.*, 1990; Garda *et al.*, 1995; Alves, 1996; Thompson *et al.*, 1998) mostram uma razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ entre 0,5 e 2, e devem fazer parte da mesma evolução mantélica.

A composição dos lamprófiros mais primitivos está em equilíbrio com os fenocristais de olivina presentes (Tabela 05; Capítulo 05), conforme sugerem a partição do Ni (Hirschmann & Ghiorso, 1994) e $\text{mg}\#$ (Kushiro & Walter, 1998). Ressalta-se também que o $\text{mg}\#$ do líquido em equilíbrio com a olivina mais primitiva (71,6) é similar ao de líquidos mantélicos primários (Kushiro, 2001) e que as temperaturas determinadas estão de acordo com as condições do manto. Isto sugere que os diques da ilha representam magmas primários, antes que material cumulático.

A Figura 61 ilustra o comportamento dos elementos incompatíveis nos lamprófiros mais primitivos estudados ($\text{MgO} > 7\%$ em peso) normalizados para o OIB segundo Sun & McDonough (1989). Observa-se que os conteúdos destes elementos variam de igual a 2 vezes maior que os de OIB, à exceção do Ba, que apresenta uma dispersão maior dos valores, com enriquecimento de até 4 vezes. A similaridade dos conteúdos entre os lamprófiros mais primitivos presentes na Ilha Monte de Trigo e o OIB sugerem assinaturas geoquímicas similares na fonte de ambos.

Razões entre elementos incompatíveis dos lamprófiros mais primitivos ($\text{MgO} > 7\%$ em peso) são apresentadas na Tabela 19, juntamente com as de ocorrências congêneres da literatura para comparação. Estas razões mostram-se pouco variáveis durante o processo de geração e evolução de magmas mantélicos, sendo utilizadas como indicadores petrogenéticos das características de sua fonte (*e.g.* Wilson, 1989; Weaver, 1991, Andrade *et al.*, 2002). Assim, os magmas primários como os basaltos carregam assinaturas geoquímicas mantélicas (*e.g.* DM, HIMU, EMI, EMII) da região onde foram formados. Além disto, para magmas formados por pequenas taxas de fusão, como basanitos, nefelinitos e carbonatitos por exemplo, deve-se destacar ainda a maior influência de fases acessórias (*e.g.* carbonato, flogopita, anfibólio e apatita) que podem apresentar coeficientes de partição distintos ao dos minerais mantélicos essenciais (Wyllie, 1995).

Figura 61 - Diagrama multi-elementos ("spidergrams") para os elementos incompatíveis dos diques de lamprófiros mais primitivos ($\text{MgO} > 7\%$ em peso) da Ilha Monte de Trigo. Elementos normalizados para OIB (*Ocean Island Basalt*) segundo Sun & McDonough (1989).

Tabela 19 - Comparação da razão entre elementos incompatíveis das rochas mais primitivas da Ilha Monte de Trigo com as ocorrências mais próximas de Ilha de Vitória (Motoki, 1986), Ilha dos Búzios (Alves, 1996), São Sebastião (Bellieni *et al.*, 1990; Thompson *et al.*, 1998), as ilhas oceânicas de Trindade (Marques *et al.*, 1999) e Tristão da Cunha (Weaver *et al.*, 1987; Weaver, 1991), os basaltos toleíticos da Bacia do Paraná (Peate, 1997) e os componentes teóricos de manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) e de N-MORB, EMI-OIB, EMII-OIB, HIMU-OIB e Crosta continental (Weaver, 1991).

	Zr/Nb	La/Nb	Ba/Nb	Ba/Th	Rb/Nb	K/Nb	Th/Nb	Th/La	Ba/La
MTR01c	6,17	1,10	10,4	116	0,74	287	0,090	0,081	9,5
MTR01e	3,54	0,94	10,1	112	0,82	271	0,090	0,095	10,7
MTR54c	4,74	0,92	13,3	97	0,88	277	0,137	0,149	14,5
MTR98a	3,61	0,83	23,1	282	0,77	275	0,082	0,099	27,9
94SOB14	4,65	0,94	10,46	117	0,92	320	0,090	0,096	11,2
94SOB17	3,56	0,84	8,54	133	0,75	205	0,064	0,076	10,1
94SOB20	2,80	0,81	7,14	245	0,28	120	0,029	0,036	8,9
Média	4,15	0,91	11,87	158	0,74	251	0,083	0,090	13,2
Vitória	2,79	1,34	10,7	-	0,63	252	-	-	8,0
Buzios	2,23 0,80-3,21	0,98 0,77-1,38	26,9 11,9-59,3	-	1,00 0,73-1,44	333 147-512	-	-	25,7 15,4-42,6
São Sebastião*	3,89 2,99-5,24	0,84 0,59-1,18	11,5 4,6-25,5	160 93-338	0,90 0,53-1,87	249 159-365	0,090 0,065-0,121	0,098 0,088-0,103	14,4 7,5-34,4
Tristão (EMI)	4,2 3,5-5,7	0,86 0,78-0,95	11,4 9,1-12,9	103 80-128	0,88 0,69-1	307 232-334	0,108 0,095-0,127	0,128 0,110-0,147	13,2 11,3-15,1
Trindade	3,14 2,11-4,92	0,72 0,47-0,95	9,8 6,65-12,93	152 73-314	0,68 0,29-1,17	134 31-350	0,072 0,041-0,103	0,098 0,081-0,124	14,3 9,0-27,0
Basaltos Paraná	12,21	1,45	24,6	128	1,71	550	0,207	0,143	17,7
Manto primitivo	16,0	0,98	10,0	83	0,91	365	0,121	0,123	10,2
N-MORB	30	1,07	4,3	60	0,36	296	0,071	0,067	4,0
EMI OIB	7,1	0,99	14,7	128	1,01	325	0,112	0,115	15,0
EMII OIB	6,1	0,98	9,7	74	0,73	293	0,134	0,137	10,0
HIMU OIB	4,1	0,72	5,6	64	0,37	144	0,087	0,121	7,8
Crosta continental	16,2	2,2	54	124	4,7	1341	0,44	0,204	25

* inclui Ilha de São Sebastião e área continental.

Os dados (Tabela 19) mostram grande similaridade entre as razões registradas na Ilha Monte de Trigo com as dos diques da Ilha de São Sebastião, Ilha dos Búzios e Ilha de Vitória (Motoki, 1986; Bellieni *et al.*, 1990; Alves, 1996; Thompson *et al.*, 1998), à exceção das razões que envolvem o Ba. Com relação a reservatórios mantélicos, os dados dos diques da Ilha Monte de Trigo e de ocorrências vizinhas mostram uma afinidade composicional com o componente EMI (manto enriquecido tipo I) de Weaver (1991). Contudo, destaca-se o dique 94SOB20 (Ilha Monte de Trigo; Thompson *et al.*, 1998) por possuir uma assinatura tipo HIMU. As razões para a Ilha Monte de Trigo são comparáveis as das ilhas oceânicas de Tristão da Cunha (Weaver *et al.*, 1987; Weaver, 1991) e de Trindade (Marques *et al.*, 1999), as quais são também do tipo EMI.

Quando comparado aos diques primitivos alcalinos ($\text{MgO} > 5$ e < 15 % em peso) da Província Serra do Mar e de Poços de Caldas (Figura 62; Bellieni *et al.*, 1990; Garda, 1995; Alves, 1996; Thompson *et al.*, 1998; Lima, 2001; e este trabalho), observam-se algumas diferenças regionais, demonstrando um caráter heterogêneo da fonte. Os diques da região de Ubatuba, São Sebastião e Ilha de São Sebastião caracterizam-se por baixos conteúdos de Ba e Na e razões alta de Zr/Nb e baixas de La/Y e Ba/Rb. Na região do litoral fluminense e do Vale do Paraíba, eles possuem alto conteúdo de Ba e Na, com razões baixa de Zr/Nb e altas de Ba/Rb e La/Y. Já na Ilha dos Búzios, os diques são similares aos do litoral

Figura 62 - Diagramas de variação entre elementos traços (ppm) e razões Zr/Nb, Ba/Rb e La/Y para as rochas mais primitivas de diques alcalinos ($5 < \text{MgO} < 15$ % em peso) da Ilha Monte de Trigo e região costeira dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro, Vale do Paraíba, Serra da Mantiqueira (região de Itatiaia, Passa Quatro e Ponte Nova) e de Poços de Caldas. Dados compilados de Bellieni *et al.* (1990), Garda (1995), Alves (1996), Thompson *et al.* (1998), Lima (2001) e deste trabalho.

fluminense e Vale do Paraíba, diferenciando-se pelo menor teor de Zr. Por outro lado, nas regiões da Serra da Mantiqueira e de Poços de Caldas caracterizam-se pelos conteúdos elevados de Zr, Nb, Ti, La e Na, e razão alta de La/Y.

De modo geral, as assinaturas de elementos traços dos diques primitivos da Ilha Monte de Trigo assemelham-se às daqueles da região de Ubatuba, São Sebastião e Ilha de São Sebastião, salvo pelas maiores quantidades de Na. Também é possível reconhecer na amostra MTR98a uma variação para termos similares à assinatura dos diques do litoral fluminense, Vale do Paraíba e Ilha dos Búzios, enquanto na amostra 94SOB17 (de Thompson *et al.*, 1998) à da região da Serra da Mantiqueira e de Poços de Caldas.

Capítulo 09

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O magmatismo alcalino da Ilha Monte de Trigo gerou por sucessivos pulsos magmáticos, a aproximadamente 86,5 Ma, uma associação litológica do tipo sienito-gabroíde. Nesta suíte, as variações petrográficas apresentadas permitem reconhecer quatro associações magmáticas distintas. A primeira teve início com a formação de uma câmara magmática, onde um magma basanítico gerou, por cristalização fracionada, olivina gabros, olivina melagabros com nefelina, teralitos, clinopiroxenitos e olivina clinopiroxenitos. A segunda refere-se a uma brecha intrusiva rica em fragmentos das rochas máficas/ultramáficas e do embasamento granítico/gnaissico. A terceira é representada por rochas de um *stock* essencialmente félsico, formado por nefelina sienito e álcali feldspato sienito com nefelina, e diques de nefelina microssienito. À quarta associação pertencem as rochas de dique cortando todas as demais variedades, e classificadas de monchiquitos, camptonitos, tefritos, nefelinitos, fonotefritos, tefrifonólitos e fonólitos.

O curto intervalo desta atividade (<0,5Ma; Capítulo 04) e o caráter recorrente de magmas primitivos, conforme atestado pelos diques de lamprófiro cortando os corpos plutônicos, apontam para uma origem magmática comum a todo o complexo.

O corpo possui grandes similaridades com as ocorrências vizinhas e contemporâneas, *i.e.* Búzios, Vitória, Serraria, Mirante e São Sebastião (Hennies & Hasui, 1977; Motoki, 1986; Bellieni *et al.*, 1990; Alves, 1996; Alves & Gomes, 2001; Enrich *et al.*, 2006), onde predominam o tipo sienítico/fonolítico formando *stocks* zonados e diques, associados a diques lamprofíricos e, em alguns casos, a corpos gábricos cumuláticos. A distribuição destes corpos é condicionada por falhamentos regionais, em particular a Falha de Santos (Almeida, 1983; Alves & Gomes, 2001), sugerindo uma forte influência dos processos tectônicos durante a formação.

A atividade magmática desenvolveu-se em ambiente de baixa pressão, conforme sugerido pelo modelo de evolução geomorfológica/geotectônica da região (Almeida & Carneiro, 1998), pelos estudos geobarométricos discutidos nos capítulos anteriores e pelas feições estruturais apresentadas pelos diques e brechas.

Magma primário e evolução magmática

O provável magma primário que gerou a diversidade litológica da Ilha Monte de Trigo é um basanito, similar ao de outras localidades brasileiras (Capítulo 08). Sua composição deve corresponder à das litologias mais primitivas encontradas na ilha, *i.e.* os diques de lamprófiros. Nestas rochas, os fenocristais

de olivina possuem uma composição química que está em equilíbrio com a de rocha total, demonstrando que tais rochas representam a composição do magma. Além disso, o mg# destas olivinas também está em equilíbrio com o determinado experimentalmente para líquidos mantélicos primários (e.g. Kushiro, 2001).

A comparação destes tipos magmáticos com estudos experimentais da literatura (Capítulo 08) sugere que o magma gerador das rochas da Ilha Monte de Trigo originou-se por fusão parcial a taxas menores que 5% e pressões entre 2 e 3GPa, a partir de uma paragênese mantélica previamente metassomatizada, com uma limitada influência do CO₂. O geotermômetro de saturação do piroxênio de Purica (1999) aplicado aos lamprófiros mais primitivos sob condições de 2,5GPa indicam temperaturas de geração para estes magmas entre 1350 e 1260°C.

O fracionamento inicial de diopsídio, e subordinadamente olivina, constituem-se no principal mecanismo de evolução magmática identificado para as litologias do corpo máfico/ultramáfico e diques associados e para a suíte de diques de lamprófiro a fonólito (Capítulos 05 e 08). As principais evidências residem nas variações químicas presentes, nos cálculos de balanço de massa e de partição de elementos traços (preliminares), e nos modelos termodinâmicos. Contudo, a grande quantidade de modelos testados e não aceitos, principalmente entre os diques posteriores (lamprófiros a fonólitos), juntamente com a grande variação geoquímica dos lamprófiros mais primitivos, sugerem que há variações significativas nos magmas primários.

No corpo máfico/ultramáfico e nos diques associados (Capítulo 05), a atuação do mecanismo de cristalização fracionada também é evidenciado pela presença de estratificações magmáticas, grande variação modal, rochas cumuláticas com alto M' e natureza ultrabásica de grande parte das litologias. Nestas, o desequilíbrio das olivinas em relação à composição química da rocha hospedeira, conforme a partição cristal/líquido para o mg# e o Ni, reforçam o seu caráter cumulático e apontam para um magma parental de composição semelhante ao dos lamprófiros mais evoluídos.

O quimismo dos minerais do olivina gabro sugere que este corresponde aos cumulos iniciais, *i.e.* formados a partir do magma mais primitivo instalado na câmara magmática. Nos olivina clinopiroxenitos e clinopiroxenitos, a composição um pouco mais evoluída de seus minerais, por outro lado, indicam que estes devem representar os cumulos mais máficos formados ao longo da cristalização e evolução deste magma.

Os diques de microteralito, microessexito, fonotefrito e tefrifonólito, bem como o nefelina monzossienito representam os diferenciados diretos do magma basanítico primitivo que gerou os lamprófiro e as litologias do corpo máfico/ultramáfico. As proporções volumétricas parecem compatíveis com esta hipótese, com a predominância dos litotipos mais máficos. Nestas rochas, a formação de nefelina, feldspato alcalino e anfibólio na fase principal da cristalização marcam a principal mudança em relação aos litotipos mais primitivos.

A origem do magma sienítico/fonolítico e sua relação com as demais litologias não parece tão clara. O principal mecanismo de formação de magmas sieníticos/fonolíticos defendido para as ocorrências da Província Serra do Mar (Morbidelli *et al.*, 1995; Alves, 1996; Brotzu *et al.*, 1997; Enrich *et al.*, 2006),

assim como para as continentais em geral (e.g. Sørensen, 1986; Eby *et al.*, 1998; Morogan *et al.*, 2000) e as de ilhas oceânicas (Le Roex *et al.*, 1985, 1990; Caroff *et al.*, 1993; Marques *et al.*, 1999) é o da diferenciação magmática a partir de magmas basaníticos. Os dados geoquímicos da Ilha Monte de Trigo dão suporte a esta hipótese, principalmente aqueles da suíte de diques de lamprófito a fonólito peralcalinos.

Contudo, pequenas diferenças modais, texturais e de química mineral entre as litologias félsicas, principalmente no *stock* nefelina sienítico, e nos nefelina monzossienito, tefrifonólitos e outros diferenciados, não são tão consistentes com uma evolução contínua por fracionamento magmático. Vale destacar o caráter mais evoluído do nefelina monzossienito em relação aos nefelina sienitos I e II e ao álcali feldspato sienito com nefelina registrado no diagrama petrogenético residual, e as distintas tendências de evolução magmática apresentadas pelos piroxênios e anfibólios destes grupos de rochas. Além disso, a proporção em volume entre as diferentes litologias e a distribuição bimodal das variedades félsicas e máficas nos leva a uma antiga questão da origem e evolução dos magmas, inicialmente levantada por Daly (1933) e conhecida na literatura como *Daly's gap*.

Assim, parece sensato considerar também modelos alternativos buscando a origem de magma sienítico, como os de geração direta da litosfera (e.g. Eby *et al.*, 1998; Capítulo 06) ou de fusão parcial de basanitos (e.g. Legendre *et al.*, 2005) instalados na base da crosta.

Neste tipo de magmatismo sienítico, a presença de corpos com zoneamento faciológico é bastante comum, e está presente em boa parte das ocorrências da região (Ulbrich & Gomes, 1981). Na Ilha Monte de Trigo, o zoneamento do corpo nefelina sienítico é destacado no mapa geológico pela variação de SN e NSII nas bordas e NSI no centro. As variações químicas e modais observadas (Capítulo 06) indicam que este zoneamento deve-se principalmente ao grau de evolução magmática e às variações da αSiO_2 e da $f\text{H}_2$, além de um aumento na $f\text{O}_2$, $f\text{F}$ e $f\text{Cl}$ nos diques sin-plutônicos.

Com base nos resultados mineralógicos, geoquímicos e de modelos de balanço de massa, pode-se demonstrar que as rochas do *stock* evoluem na sequência SN, NSII e NSI. Além disso, a variação nos teores de Sr e Ba nestas rochas reforçam o caráter cumulático do feldspato alcalino.

Por outro lado, os parâmetros geoquímicos indicam uma evolução em parte ambígua entre o DNMM e o NSI, com valores de $\text{mg\#}$ e D.I. para o DNMM variando desde termos tão primitivos quanto o SN até mais evoluídos que o NSI. Entretanto, o enriquecimento de elementos traços incompatíveis e o empobrecimento de Sr e Ba apontam para um caráter mais evoluído do DNMM em relação ao NSI. Assim, considera-se que a origem dos diques sin-plutônicos pode estar vinculada a movimentos tectônicos que poderiam separar a parte ainda líquida de um material parcialmente consolidado (*crystal mush*) ao longo de fraturas ou aberturas, durante diferentes estágios da evolução magmática, e assim resultando na grande variação das características geoquímicas. Esta hipótese vem em concordância com a observação de que a maior frequência de diques de nefelina microssienito encontra-se nas partes periféricas do *stock*, cristalizadas inicialmente.

Os DNMA representam os termos mais evoluídos, conforme evidenciado pelo enriquecimento dos elementos incompatíveis e o caráter eutético no diagrama petrogenético residual. As paragêneses minerais identificadas nestes diques apontam para um sistema magmático muito raro, comparável ao descrito em poucas localidades no mundo como em Langesundsfjord (Brögger, 1890; Larsen, 1996) na Groenlândia, Saint Hilaire (Chao & Gault, 1997) no Canadá e em Junguni (Woolley & Platt, 1988) no Malawi, leste africano. A presença de um componente molecular ($\text{Na}_4\text{Ca}_8\text{Zr}_2\text{NbMn}[\text{Si}_2\text{O}_7]_4\text{O}_3\text{F}_5$) denominado neste trabalho de “trigoíta” pode representar um novo mineral do grupo da cuspidina-wöhlerita, reforçando a característica ímpar deste sistema magmático.

Entretanto, a carência de uma caracterização química pormenorizada da mineralogia rara presente nas variedades agpaíticas das ocorrências brasileiras, tanto da Província Serra do Mar como de outras províncias, dificultam a definição de um quadro regional. Para os corpos que ocorrem no litoral norte paulista, destaca-se a presença de Zr-silicatos em diques fonolíticos peralcalinos da Ilha dos Búzios (Alves, 1996), além de pirocloro, chevckinita e thorita no *stock* de São Sebastião (Augusto, 2003; Augusto & Vlach, 2004).

Na Ilha Monte de Trigo, a paragênese distinta que ocorre na borda dos diques de nefelina microssienito agpaítico devido à reação com a encaixante máfica e ultramáfica evidencia o forte contraste químico entre as duas litologias. A possível presença de laarnita nesta paragênese, se confirmada, implicaria em condições de atividade de sílica extremamente baixas, além dos limites para rochas de origem magmática (Carmichael, 1970). Aparentemente, a alta atividade do F pode explicar as feições observadas.

Caracterização da fonte mantélica

O magmatismo toleítico e alcalino cretáceo da Plataforma Sul Americana segue uma tendência isotópica bem definida (Figura 63), envolvendo componentes mantélicos EMI e HIMU (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2006 e referências lá citadas). Esta assinatura isotópica tem sido interpretada como representativa de um manto litosférico subcontinental heterogêneo, com diferentes graus de enriquecimento (Gibson *et al.*, 1995; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997 e 1999; Thompson *et al.*, 1998; Alberti *et al.*, 1999). Conforme destaca Comin-Chiaramonti *et al.* (2006), os isótopos de Pb também confirmam este quadro. Por outro lado, Garda *et al.* (1995) e Thompson *et al.* (1998) propõem também a existência da influência de um componente astenosférico para algumas ocorrências da Província Serra do Mar que possuem composições próximas ao componente *Bulk Earth*, ou ainda, no quadrante empobrecido (em direção ao DM).

Na Figura 63, os dados disponíveis para a Província Serra do Mar mostram uma assinatura isotópica de Sr e Nd próxima ao *Bulk Earth*, podendo também ser interpretada como intermediária entre EMI e HIMU (ou EMI e DM). Em comparação às províncias alcalinas mais próximas, apresenta uma grande similaridade com a assinatura do Arco de Ponta Grossa, e mais empobrecida em relação às do Alto Paranaíba e de Lages.

Figura 63 - Diagrama ϵ_{Sr} vs ϵ_{Nd} para as rochas alcalinas da Ilha Monte de Trigo. São também apresentados os campos de variação geral do magmatismo alcalino e toleítico Cretáceo da Bacia do Paraná e arredores, bem como a variação das províncias alcalinas mais próximas e ilhas oceânicas do Atlântico relacionadas. Os dados para a Província Serra do Mar e para a ocorrência de Poços de Caldas encontram-se assim agrupados: corpos do litoral norte paulista (triângulo vermelho); Poços de Caldas e corpos ao longo do lineamento Itatiaia - Cabo Frio (quadrado azul). Compilado de Le Roex *et al.* (1985, 1990), Garda *et al.* (1995), Holfmann (1997), Thompson *et al.* (1998), Marques *et al.* (1999), Siebel *et al.* (2000), Bennio *et al.* (2002), Comin-Chiaramonti *et al.* (2002, 2006), Enrich *et al.* (2006), Ruberti *et al.* (2006) e referências lá citadas. DM, HIMU, EMI e EMII correspondem aos valores aproximados de manto, respectivamente, empobrecido, de alto μ (i.e. alto $^{238}U/^{204}Pb$), enriquecido I e enriquecido II (Hart, 1988).

Destaca-se também que a assinatura de grande parte das ocorrências da Província Serra do Mar está inserida no conjunto de variação isotópica formado pelas ilhas oceânicas de Tristão da Cunha, Gough e Inaccessible. Entretanto, comparada à ilha de Trindade, às quais estariam relacionadas ao modelo da pluma de Trindade de Thompson *et al.* (1998), mostram-se com características mais enriquecidas.

Por outro lado, observa-se uma clara distinção entre as ocorrências dispostas ao longo do lineamento de Itatiaia - Cabo Frio (incluindo Poços de Caldas) e aquelas do litoral norte paulista, sobretudo no parâmetro ϵ_{Nd} , dispondo-se respectivamente no quadrante enriquecido e empobrecido. Esta diferença pode estar associada a um manto litosférico heterogêneo em escala regional.

A assinatura isotópica da Ilha Monte de Trigo (Capítulos 05, 06 e 08) é coerente com a variação observada nos demais corpos alcalinos do litoral norte paulista. Caracteriza-se por uma composição próxima à do *Bulk Earth*, com uma variação maior no ϵ_{Sr} que no ϵ_{Nd} . As litologias mais máficas da Ilha (olivina gabro, olivina gabro com nefelina, olivina clinopiroxenito e lamprófiros) ocupam o quadrante empobrecido da figura, enquanto as variedades mais félsicas (nefelina monzossienito, sienito com nefelina, nefelina sienito e fonólito) apresentam ϵ_{Nd} praticamente igual a 0 e ϵ_{Sr} positivo. Ressalta-se que as análises dos diques de nefelina microssienito agpático (Capítulo 06) e do fonólito peralcalino (Capítulo 08) contêm um erro alto de ϵ_{Sr} devido ao baixo conteúdo de Sr (16,7ppm e 62,8ppm, respectivamente) e alto Rb, e conseqüentemente altas razões $^{87}Sr/^{86}Sr_{(medido)}$.

As razões entre os elementos incompatíveis nos lamprófiros primitivos da Província Alcalina Serra do Mar, conforme discutido no Capítulo 08 (Figura 62), também indicam um caráter heterogêneo da fonte mantélica, apontando para a presença de pelo menos três assinaturas principais: da região da Serra da Mantiqueira (incluindo o maciço de Poços de Caldas), do litoral norte paulista (à exceção da Ilha dos Búzios), e aquele presente no estado do Rio de Janeiro, Vale do Paraíba e Ilha dos Búzios. Na Ilha Monte de Trigo, conquanto predomine a assinatura típica do litoral norte paulista, é possível também reconhecer uma limitada variação para as outras duas, sugerindo uma fonte heterogênea em escala local.

Além disto, as razões entre os elementos incompatíveis (Figura 64, Tabela 19), conforme a sistemática de Weaver (1991), confirmam uma assinatura entre os componentes EMI e HIMU. A hipótese de um componente astenosférico do tipo manto empobrecido (DM), com uma assinatura similar à de N-MORB, como sugerido por Gardá *et al.* (1995) e Thompson *et al.* (1998) a partir das razões isotópicas iniciais de Sr e Nd, não são sustentadas por tais razões.

As idades modelos de Nd (T_{DM}) para o magmatismo alcalino cretáceo da Bacia do Paraná e arredores indicam valores entre 550 e 1600 Ma (Gibson *et al.*, 1995; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997, 1999 e 2006; Alberti *et al.*, 1999; Ruberti *et al.*, 2006). Estas idades são interpretadas como representativa do período em que ocorreram eventos de enriquecimento metassomático mantélico. A natureza destes eventos, conforme destaca Ruberti *et al.* (2006), podem estar relacionadas tanto a processos de subducção, como a pequenas frações de fusão astenosférica ricas em voláteis, venulando o manto litosférico subjacente em diferentes profundidades. Vale destacar que a preservação destes eventos ocorre somente no manto litosférico, onde estão protegidos da ação de convecções astenosféricas (Fitton & Upton, 1987).

Figura 64 - Diagramas binários entre razões de elementos traços e ϵ_{Nd} vs Ba/Nb para rochas primitivas ($5 < \text{MgO} < 15$ % em peso) de diques alcalinos cretáceos das regiões costeiras dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro, Vale do Paraíba, Serra da Mantiqueira (próximas às ocorrências Itatiaia, Passa Quatro e Ponte Nova) e de Poços de Caldas. Dados compilados de Bellieni *et al.* (1990), Garda (1995), Alves (1996), Thompson *et al.* (1998), Lima (2001) e deste trabalho. Acha-se indicados os campos de EMI, HIMU, crosta Continental, manto primordial e N-MORB de acordo com Weaver (1991) e Hart (1988).

As idades modelos calculadas para as rochas da ilha Monte de Trigo em relação ao manto empobrecido (T_{DM} : De Paolo, 1988) compreendem um intervalo entre 480 e 830Ma, com média e desvio padrão de 650 ± 100 Ma. Estas idades são comparáveis às das ocorrências de Poços de Caldas (Ulbrich *et al.*, 2003) e São Sebastião (Enrich *et al.*, 2006) e pouco mais jovens do que as de outras ocorrências da Província Alcalina da Serra do Mar (800 ± 50 Ma, Brotzu *et al.*, 2006; Enrich *et al.*, 2006).

Entretanto, a idade modelo apresentada possui uma forte correlação com o $f_{Sm/Nd}$ (diferença da razão Sm/Nd em relação aos condritos), com variação entre -0,28 e -0,58 sugerindo um manto litosférico heterogêneo como fonte deste magmatismo. De Paolo (1988) destaca que o manto litosférico subcontinental, que compartilha diversas características genéticas com a crosta, diferencia-se desta pela maior variação das razões Sm/Nd. Ele considera que a estrutura desta litosfera pode ser (1) similar à crosta, com os ϵ_{Nd} muito negativos e proporcional à idade, ou (2) pode variar entre o positivo e um limite inferior próximo ao valor médio crustal sobrejacente.

O intervalo de variação T_{DM} da Ilha Monte de Trigo, bem como das demais ocorrências da Província Serra do Mar, é correlacionável aos eventos neoproterozóicos de suas encaixantes. Nesta região, a evolução da crosta continental sobrejacente ao manto litosférico que deu origem aos magmas alcalinos, *i.e.* Província Mantiqueira, é caracterizada por (Heilbron *et al.*, 2004): bacias tipo *rift* que evoluíram para margem continental passiva entre 930 e 880Ma; abertura oceânica entre 840 e 800Ma; geração de arcos magmáticos intra-oceânicos e arcos de margem continental ativa entre 790 e 585Ma; e eventos orogênicos colisionais entre 630 e 520Ma.

Assim, as idades modelos obtidas, associadas à evolução da crosta sobrejacente, sugerem a existência de um metassomatismo mantélico predominantemente ligado aos eventos de subducção neoproterozóicos (arcos magmáticos). Isto é confirmado pela assinatura do tipo EMI e HIMU, interpretadas como resultantes do resíduo da desidratação (através da formação de magmas cálcio-alcalinos) de uma crosta oceânica subductada e reciclada, com ou sem a adição de sedimentos marinhos pelágicos, respectivamente (Weaver, 1991; Holfmann, 1997).

Contexto geodinâmico

Dentre os fatores que poderiam ter propiciado a fusão parcial mantélica originando o magmatismo alcalino, destacam-se a despressurização da região fonte, o aumento generalizado da temperatura no manto litosférico, e a influência de fases voláteis abaixando a temperatura do *solidus* mantélico. Na região da Ilha Monte de Trigo é possível que a ação conjugada destas variáveis, com maior ou menor intensidade, sejam responsáveis pelo magmatismo alcalino.

A despressurização da região fonte esta relacionada à tectônica dos *riftes* quando da abertura do Atlântico Sul (Chang *et al.*, 1992), sendo atestada pela disposição do magmatismo no litoral norte paulista segundo a falha de Santos. Segundo os modelos de Smith & Lewis (1999) e Comin-Chiaramonti *et al.* (2006), a despressurização associada a rifteamentos relacionados à movimentação da Placa Sul Americana

e com presença de voláteis no manto (*wet spot*), constituem a principal causa da geração e distribuição espacial e temporal do magmatismo alcalino.

O aumento da temperatura no manto pode estar relacionado a anomalias termais regionais (Ernesto *et al.*, 2002) ou ao impacto de plumas mantélicas sob o manto litosférico. Neste último modelo são consideradas na literatura duas plumas principais para esta região: a de Tristão da Cunha, responsável pelo grande volume de magmatismo no Cretáceo Inferior (~130Ma), tanto na Plataforma Sul Americana como na Africana, e pela ruptura do continente; e a de Trindade, cujo impacto a norte da Bacia do Paraná seria responsável pelo magmatismo do Cretáceo Inferior (O'Connor & Duncan, 1990; Renne *et al.*, 1992; Wilson, 1992; Gibson *et al.*, 1995, 1997; Thompson *et al.*, 1998; Fodor & Hanan, 2000).

Segundo o modelo proposto por Thompson *et al.* (1998), o desenvolvimento da Província Serra do Mar teria ocorrido pela migração da Pluma de Trindade por várias centenas de quilômetros para o sul, durante o deslocamento da Plataforma continental para oeste, onde a litosfera da margem continental seria mais delgada do que àquela ao norte, sob o cráton de São Francisco. A distribuição espacial e temporal do magmatismo para as ocorrências dispostas ao longo do lineamento de Poços de Caldas-Itatiaia-Cabo-Frio pode ser explicado por este modelo. No entanto, as maiores idades registradas para a Ilha Monte de Trigo (86,5Ma: Capítulo 04) e para as demais ocorrências do litoral norte paulista (80-85Ma; Amaral *et al.*, 1967; Sonoki & Garda, 1988; Alves, 1996), e o posicionamento estimado destes corpos (cerca de 1000 Km) do centro da pluma por ocasião de sua formação, não suportam a hipótese de uma influência térmica da Pluma de Trindade para sua geração. Assim é mais provável que o aumento da temperatura esteja ligado a uma anomalia térmica regional, conforme proposição de Ernesto *et al.* (2002), ou alternativamente, seja um aquecimento remanescente da passagem da Pluma de Tristão da Cunha, seguindo o modelo de Vandercar *et al.* (1995).

Estes modelos representados por duas plumas para explicar o magmatismo distantes de limites de placas tem sido duramente criticado por alguns autores, pois não explicam a gênese e distribuição dos diversos focos de magmatismo alcalino mais recentes da Plataforma Sul-Americana, principalmente do Cretáceo Superior, como por exemplo, no Paraguai e em Lages (*e.g.* Comin-Chiaramonti *et al.*, 1996, 1997, 2002, 2006; Alberti *et al.*, 1999).

Além disso, a assinatura isotópica vinculada à plumas mantélicas é semelhante à presente no manto litosférico subcontinental, uma vez que a geração de ambas está relacionada com a reciclagem da litosfera oceânica no manto (Hofmann, 1997). Entretanto, a correspondência entre os eventos neoproterozóicos na região e as idades modelos obtidas em alcalinas cretáceas da Província Serra do Mar constituem-se num forte argumento à favor da origem litosférica para a assinatura geoquímica registrada neste magmatismo.

Por fim, a presença de fases contendo voláteis no manto (*e.g.* anfibólio, flogopita, carbonatos) tem grande importância na formação dos magmas alcalinos, conforme demonstrado em estudos experimentais (Edgar, 1987). Segundo Smith & Lewis (1999) e Comin-Chiaramonti *et al.* (2006), a presença de *wet spots* no manto é determinante na geração de magmas alcalinos. Na Ilha Monte de Trigo, o caráter hidratado dos lamprófiros primitivos presentes sugere a participação de água, na forma de anfibólio ou

flogopita, na região fonte. Por outro lado, a ausência de carbonatitos na região, bem como as razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ dos diques mais primitivos (Capítulo 08) indicam uma limitada influência do CO_2 na geração destes magmas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AARDEN, H. M. & GITTINS, J., 1974. Hiortdahlite from Kipawa River, Villedieu Township, Temiscaming Conty, Québec, Canada. *Canad. Mineral.*, **12**: 241-247.
- ADAM, J. & GREEN, T., 2003. The influence of pressure, mineral composition and water on trace element partitioning between clinopyroxene, amphibole and basanitic melts. *Eur. J. Mineral.*, **15**: 831-841.
- ALBERTI, A., CASTORINA, F., CENSI, P., COMIN-CHIARAMONTI, P & GOMES, C. B., 1999. Geochemical characteristics of Cretaceous carbonatites from Angola. *J. African Earth Sci.*, **29**: 735-759.
- AL-HERMEZI, H. M., McKIE, D. & HALL, A. J., 1986. Bagdadite, a new calcium zirconium silicate mineral from Iraq. *Mineral. Mag.*, **50**: 119-123.
- ALMEIDA, F. F. M. de, & CARNEIRO, C. D. R., 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**: 135-150.
- ALMEIDA, F. F. M. de, 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma sul-americana. *Rev. Bras. Geoc.*, **13**: 139-158.
- ALMEIDA, F. F. M. de, 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**: 325-349.
- ALMEIDA, F. F. M. de, 1991. O Alinhamento Magmático de Cabo Frio. In: *2 Simp. Geol. Sudeste, São Paulo, atas*, pp. 423-428.
- ALMEIDA, F. F. M. de, AMARAL, G., CORDANI, U.G. & KAWASSHITA, K., 1973. The Pre-Cambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon River. In: Nairn, E. M. & Stheli, F. G. (Eds.), *The Ocean Basins and Margins*, vol. 1. Plenum Publishing Co, New York, pp. 441-446.
- ALMEIDA, F. F. M. de, BRITO NEVES, B. B. & CARNEIRO, C. D. R., 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Sci. Rev.*, **50**: 77-111.
- ALVES, A. D. & SCHORSCHER, H. D., 2002. Pyroclastic breccias and related deposits of the Poços de Caldas Alkaline Complex, MG/SP, SE-Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **74**: 539-540.
- ALVES, A. D., 2003. Rochas vulcanoclásticas no Complexo Alcalino de Poços de Caldas - Mg/SP. Dissertação de Mestrado, IGc-USP, 106pp.
- ALVES, F. R. & GOMES, C. B., 2001. Ilha dos Búzios, Litoral Norte do Estado de São Paulo: Aspectos Geológicos e Petrográficos. *Geologia USP Sér. Cient.*, **1**: 101-114.

- ALVES, F. R., 1996. Contribuição ao Conhecimento Geológico e Petroológico das Rochas Alcalinas da Ilha dos Búzios, SP. Tese de Doutorado, IGc-USP, 274pp.
- AMARAL, G., BUSHEE, J., CORDANI, U. G., KAWASHITA, H. & REYNOLDS, J. H. 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**: 117-142.
- ANDRADE, F. R. D., MÖLLER, P. & DULSKI, P., 2002. Zr/Hf in carbonatites and alkaline rocks: new data and a re-evaluation. *Rev. Bras. Geoc.*, **32**: 361-370.
- ANNEHED, H. J. FALTH, L. & RAADE, G., 1985. The crystal structure of janhaugite, a sorosilicate of the cuspidine family. *N. Jb. Miner. Mh.*, **1985**: 7-18.
- ANTHONY, J. W., BIDEAUX, R. A., BLADH, K. W. & NICHOLS, M. C., 1997. *Handbook of Mineralogy. Volume III, Halides, Hydroxides, Oxides*. Mineral Data Publishing, 629pp.
- ARAÚJO, A. L. N., CARLSON, R. W., GASPARG, J. C. & BIZZI, L. A., 2001. Petrology of kamafugites and kimberlites from the Alto Paranaíba Alkaline Province, Minas Gerais, Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **142**: 163-177.
- ASIMOW, P. D. & GHIORSO, M. S., 1998. Algorithmic Modifications Extending MELTS to Calculate Subsolidus Phases Relations. *Am. Mineral.*, **83**: 1127-1131.
- ATÊNCIO, D., COUTINHO, J. M. V., ULBRICH, M. N. C., VLACH, S. R. F., RASTSVETAIEVA, R. K. & PUSHCHAROVSKY, D. Y., 1999. Hainite from Poços de Caldas, Minas Gerais, Brazil. *Canad. Mineral.*, **37**: 91-98.
- ATÊNCIO, D., ULBRICH, M. N. C., COUTINHO, J. M. V., MATIOLI, P. A. & ULBRICH, H. H. G. J., 1996. Minerais raros do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, Minas Gerais e São Paulo. In: *XXXIX Congr. Bras. Geol., 1996, Salvador, Bahia. Anais...*, pp. 19-21.
- AUGUSTO, T. & VLACH, S. R. F., 2004. Ocorrência e quimismo de minerais dos grupos da chevkinita e do pirocloro em rocha sienítica da Ilha de São Sebastião, litoral norte do Estado de São Paulo. In: *XLII Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá, MG, 2004. Anais...*, CD-ROM
- AUGUSTO, T., 2003. Petrografia e quimismo mineral de rochas gábricas e sieníticas do maciço de São Sebastião, Ilha de São Sebastião, SP. Monografia de Trabalho de Formatura, IGc-USP, 50p.
- AZZONE, R. G., RUBERTI, E., ENRICH, G. E. R. & ALVES, F. R., 2004. Aspectos geológicos do complexo alcalino máfico-ultramáfico de Ponte Nova, SP. In: *XLII Congresso Brasileiro de Geologia, 2004, Araxá, MG. Anais*. CD-ROM.
- BAKER, M. B., HIRSCHMANN, M. M., WASYLENKI, L. E., STOLPER, E. M. & GHIORSO, M. S., 1996. Quest for low-degree partial melts (scientific correspondence). *Nature*, **381**: 286.
- BARBIERI, M., BECCALUVA, L., BROTZU, P., CONTE, A., GARBARINO, C., GOMES, C. B., LOSS, E. I., MACCIOTTA, G., MORBIDELLI, L., SCHEIBE, L. F., TAMURA, R. M. & TRAVERSA, G., 1987. Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil, 1, The phonolite suite from Piratini, RS. *Geochim. Brasil.*, **1**: 109-138.

- BASTIN, G. F., VAN LOO, F. J. J. & HEIJLIGERS, H. J. M., 1984. Evaluation and use of gaussian $\Phi(\rho z)$ curves in quantitative electron probe microanalysis: a new optimization. *X-Ray Spectrometry*, **13**: 91-97.
- BAYLISS, P., MAZZI, F., MUNNO, R. & WHITE, T. J., 1989. Mineral nomenclature: Zirconolite. *Mineral. Mag.*, **53**: 565-569.
- BECCALUVA, L., BARBIERI, M., BORN, H., BROTZU, P., COLTORTI, M., CONTE, A., GARBARINO, C., GOMES, C. B., MACCIOTTA, G., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., SIENA, F. & TRAVERSA, G., 1992. Fractional crystallization and liquid immiscibility processes in the alkaline-carbonatite complex of Juquiá, São Paulo, Brazil. *J. Petrol.*, **33**: 1371-1404.
- BÉDARD, J. H. J., FRANCIS, D. M., LUDDEN, J., 1988. Petrology and pyroxene chemistry of Montereian dykes: the origin of concentric zoning and green cores in clinopyroxenes from alkali basalts and lamprophyres. *Can. J. Earth Sci.*, **25**: 2041-2058.
- BELLATRECCIA, F., DELLA VENTURA, G., WILLIAMS, C. T., LUMPKIN, G. R., SMITH, K. L. & COLELLA, M., 2002. Non-metamitic zirconolite polytypes from the feldspathoid-bearing alkali-syenitic ejecta of the vico volcanic complex (Latium, Italy). *Eur. J. Mineral.*, **14**: 809-820.
- BELLIENI, G., MONTES LAUAR, C. R., DE MIN, A., PICCRILLO, E. M., CAVAZZINI, G., MELFI, A. J. & PACCA, I. G., 1990. Early and late cretaceous magmatism from São Sebastião Island (SE - Brazil): Geochemistry and petrology. *Geochim. Brasil.*, **4**: 59-83.
- BENNIO, L., BROTZU, P., GOMES, C. B., D'ANTONIO, M., LUSTRINO, M., MELLUSO, L., MORBIDELLI, L. & RUBERTI, E., 2002. Petrological, geochemical and Sr-Nd isotopic features of alkaline rocks from the Arraial do Cabo Frio peninsula (Southeastern Brazil). *Per. Mineral.*, **71**: 137-158.
- BERMAN, R. G., 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{TiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$. *J. Petrol.*, **29**: 445-522.
- BERNDT, J., HOLTZ, F. & KOEPKE, J., 2001. Experimental constraints on storage conditions in the chemically zoned phonolitic magma chamber of the Laacher See volcano. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **140**: 469-486.
- BEST, M. G., 1982. *Igneous and Metamorphic Petrology*. W. H. Freeman and Company, New York, pp. 630.
- BJORNBERG, A. J. S. & ELLERT, R., 1955. Observações Geológicas e Petrológicas sobre a Ilha dos Búzios. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **27**: 169-182.
- BLUNDY, J. D. & WOOD, B. J., 2003. Partitioning of trace elements between crystals and melts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **210**: 283-397.
- BORODIN, L. S., BYKOVA, A. B., KAPITONOVA, T. A. & PYATENKO, Yu. A., 1960. New data on zirconolite and its niobium variety. *Doklady of the Academy of Science, USSR, Earth Science Sections*, **134**: 1022-1024.

- BOSSI, J., CAMPAL, N., CIVETTA, L., DEMARCHI, G., GIRARDI, V. A. V., MAZZUCHELLI, M., NEGRINI, L., RIVALENTI, G., FRAGOSO CESAR, A. R. S., SINIGOI, S., TEIXEIRA, W., PICCIRILLO, E. M. & MOLESINI, M., 1983. Early Proterozoic dike swarms from western Uruguay: geochemistry, Sr-Nd isotopes and petrogenesis. *Chem. Geol.*, **106**: 263-277.
- BOWEN, N. L., 1928. *The evolution of the igneous rocks*. Princeton University Press. 332p.
- BOWEN, N. L., 1937. Recent high-temperature research on silicates and its significance in igneous geology. *Am. J. Sci.*, **33**: 1-21.
- BRÖGGER, W. C., 1890. Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der Südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. *Zeitschrift für Krystallographie und Mineralogie*, **16**: 1-663.
- BROTZU, P., BARBIERI, M., BECCALUVA, L., GARBARINO, C., GOMES, C. B., MACCIOTTA, G., MELLUSO, L., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., SÍGOLO, J. B. & TRAVERSA, G., 1992. Petrology and geochemistry of the Passa Quatro alkaline complex, Southeastern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **4**: 237-252.
- BROTZU, P., BECCALUVA, L., CONTE, A., FONSECA, M., GARBARINO, C., GOMES, C. B., LEONG, R., MACCIOTTA, G., MANSUR, R. L., MELUSO, L., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., SÍGOLO, J. B., TRAVERSA, G. & VALENÇA, J. G., 1989. Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil. 8. The syenitic intrusion of Morro Redondo, RJ. *Geochim. Brasil.*, **3**: 63-80.
- BROTZU, P., GOMES, C. B., MELLUSO, L., MORBIDELLI, L., MORRA, V. & RUBERTI, E., 1997. Petrogenesis of coexisting SiO₂-undersaturated to SiO₂-oversaturated felsic igneous rocks: The alkaline complex of Itatiaia, southeastern Brazil. *Lithos*, **40**: 133-156.
- BROTZU, P., MELLUSO, L., d'AMELIO, F. & LUSTRINO, M., 2006. Potassic dykes and intrusions of the Serra do Mar Igneous Province (SE Brazil). in: Comin-Chiaramonti & Gomes (Eds.) *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. Edusp/Fapesp, pp. 443-472.
- BROWN, W. L. & PARSON, I., 1988. Zoned ternary feldspars in the Kikklen intrusion: exsolution microtextures and mechanisms. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **98**: 444-454.
- BROWN, W. L. & PARSON, I., 1994. Feldspar in Igneous Rocks. In: Parson, I. (Ed.), *Feldspar and Their Reactions*. NATO ASI Series. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 449-499.
- BROWN, W. L., 1993. Fractional crystallization and zoning in igneous feldspars: ideal water-buffered liquid fractionation lines and feldspar zoning paths. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **113**: 115-125.
- BUDDINGTON, A. F. & LINDSLEY, D. H., 1964. Iron-Titanium Oxide Minerals and Synthetic Equivalents. *J. Petrol.*, **5**: 310-357.
- CARMICHAEL, I. S. E., NICHOLLS, J. & SMITH, A. L., 1970. Silica activity in igneous rocks. *Am. Mineral.*, **55**: 246-263.
- CAROFF, M., MAURY, R. C., LETERRIER, J., JORON, J. L., COTTEN, J. & GUILLE, G., 1993. Trace element behavior in the alkali basalt-comenditic trachyte series from Murua Atoll, French Polynesia. *Lithos*, **30**: 1-22.

- CAWTHORN, R. G., & COLLERSON, K. D., 1974. The recalculation of pyroxene end member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. *Am. Mineral.*, **59**: 1203-1208.
- CHAKHMOURADIAN, A. R. & MITCHELL, R., 2002. New data on pyrochlore- and perovskite-group minerals from the Lovozero alkaline complex, Russia. *Eur. J. Mineral.*, **14**: 821-836.
- CHANG, H. K., KOWSMANN, R. O., FIGUEIREDO, A. M. F. & BENDER, A. A., 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System – an overview. *Tectonophysics*, **213**: 97-138.
- CHAO, G. Y. & GAULT, R. A., 1997. Normandite, the Ti-analogue of lãvenite from Mont Saint-Hilaire, Quebec. *Can. Mineral.*, **35**: 1035-1039.
- CIVETTA, L., DANTONIO, M., ORSI, G. & TILTON, G. R., 1998. The geochemistry of volcanic rocks from Pantelleria island, Sicily channel: Petrogenesis and characteristics of the mantle source region. *J. Petrol.*, **39**: 1453-1491.
- CLARKE, D., 1994. *Newpet - version 7.10*. Memorial University of Newfoundland. Center for Earth Resources Research, Canadá.
- COMIN-CHIARAMONTI, P. & GOMES, C. B., 2006. *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. Edusp/Fapesp, 750pp.
- COMIN-CHIARAMONTI, P., CUNDARI, A., DE MIN, A., GOMES, C. B. & PICCIRILLO, E. M., 1996. Potassic Magmatism from Central-Eastern Paraguay: Petrogenesis and Geodynamic Inferences. In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B., (Eds.). *Alkaline Magmatism in Central-Eastern Paraguay. Relationships with Coeval Magmatism in Brazil*. Edusp/Fapesp, pp. 207-222.
- COMIN-CHIARAMONTI, P., CUNDARI, A., DEGRAFF, J. M., GOMES, C. B. & PICCIRILLO, E. M., 1999. Early Cretaceous-Tertiary magmatism in Eastern Paraguay (western Paraná basin): geological, geophysical and geochemical relationships. *J. Geodyn.*, **28**: 375-391.
- COMIN-CHIARAMONTI, P., CUNDARI, A., PICCIRILLO, E. M., GOMES, C. B., CASTORINA, F., CENSI, P., DE MIN, 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 Relationships with the Associated Paraná Flood Tholeiites. *J. Petrol.*, **38**: 495-528.
- COMIN-CHIARAMONTI, P., GOMES, C. B., MARQUES, L. S., CENSI, P., RUBERTI, E. & ANTONINI, P., 2006. Carbonatites from southeastern Brazil: geochemistry, O-C, Sr-Nd-Pb isotopes and relationships with the magmatism from the Paraná-Angola-Namibia Province. In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B. (Eds.). *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. Edusp/Fapesp, p. 651-682.
- COMIN-CHIARAMONTI, P., GOMES, C. B., PICCIRILLO E. M., RIVALENTI, G., 1983. High-TiO₂ basaltic dikes in the coastline of Sao Paulo and Rio de Janeiro states (Brazil). *N. Jb. Miner. Abh.*, **146**: 133-150.
- COMIN-CHIARAMONTI, P., GOMES, C.B., CASTORINA, F., CENSI, P., ANTONINI, P., FURTADO, S., RUBERTI, E. & SCHEIBE, F., 2002. Geochemistry and geodynamic implications of

- the Anitápolis and Lages alkaline-carbonatite complexes, Santa Catarina State, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* **32**: 43-58.
- CORRÊA DA COSTA, P. C., 2003. Petrologia, geoquímica e geocronologia dos diques máficos da região de Crixás-Goiás, porção centro-oeste do Estado de Goiás. Tese de Doutorado. IGc-USP. 151p.
- COUTINHO, J. M. V. & ENS, H. H., 1992. Diques lamprofíricos e diferenciados carbonatíticos da região de São Sebastião e Itanhaém - SP (resultados preliminares). In: *XXXVII Congr. Bras. Geol., São Paulo, 1992*. Bol. Resumos Expandidos, v.1, pp.512-513.
- COUTINHO, J. M. V. & MELCHER, G. C., 1973. Levantamento Geológico e Petrográfico da Ilha Monte de Trigo (litoral norte de São Paulo, Brasil). *Rev. Bras. Geoc.*, **3**: 243-256.
- COUTINHO, J. M. V., ENS, H. H., RODRIGUES, E. P. & TASSINARI, C. C. G., 1991. Mafic dyke swarms in the norten coast of São Paulo, Brazil. In: *Internatinal Symposium on Mafic Dykes, São Paulo, 1991, Extended Abstracts. IGc-USP/SBGq*, pp. 111-115.
- COX, K. G., BELL, J. D. & PANKHURST, R. J., 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin, London, 449p.
- CROSS, W., IDDINGS, J. P., PIRSSON, L. V. & WASHINGTON, H. S., 1902. A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks. *J. Geol.*, **10**: 555-690.
- DALY, R. A., 1933. *Igneous rocks and the depths of the Earth*. Second Edition. McGraw-Hill Book Company, Inc., 598p.
- DAMACENO, E. C., 1966. Estudo Preliminar dos Diques de Rochas Básicas e Ultrabásicas da Região de Ubatuba, Estado de São Paulo. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **38**: 293-303.
- DAWSON, J. B., 1999. Metasomatism and Melting in Spinel Peridotite Xenoliths from Labait, Tanzania. In: Gurney, J. J., Gurney, J. L., Pascoe, M. D. & Richardson, S. H. (Eds.). *Proceedings of the VIIth International Kimberlite Conference, The Dawson Volume*, **1**: 164-173.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M., 1980. A Classification of Vulcanics and Plutonics Rocks Using R1R2 - Diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, **29**: 183-210.
- DECKART K., FERAUD G., MARQUES L. S. & BERTRAND H., 1998. New time constraints on dyke swarms related to the Parana-Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, Southeastern Brazil. *J. Vol. Geoth. Res.*, **80**: 67-83.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J., 1978. *Single-Chain silicates. Vol. 2a. Second edition*. Longman, London, 668p.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J., 1986. *Disilicates and Ring Silicates. Vol. 1b, Second edition*. Longman Scientific & Technical, 629p.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A., ZUSSMAN, J., 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Second Edition. Longman Scientific & Tecnical, 696p.
- DEPAOLO, D. J., 1988. *Neodymium isotope geochemistry: An introduction*. Springer Verlag, New York.

- DERBY, O. A., 1887. On nefelinic rocks in Brazil, with special reference to the association of phonolite and foyaite. *Quart. J. Geol. Soc.*, **43**: 457-473.
- DOBOSI, G., 1987. Chemistry of clinopyroxenes from the Lower Cretaceous alkaline volcanic rocks of the Mecsk Mountains, South Hungary. *N. Jb. Miner. Abh.*, **156**: 281-301.
- DOLFI, D., 1996. Preliminary results on the effect of oxygen fugacity on magmatic clinopyroxene and coexisting liquid compositions. *Per. Mineral.*, **65**: 5-14.
- DOLLASE, W. A. & THOMAS, W. M., 1978. The crystal chemistry of silica-rich, alkali-deficient nepheline. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**: 311-318.
- DORAIS, M. J., 1990. Compositional variations in pyroxenes and amphiboles of the Belknap Mountain complex, New Hampshire: Evidence for the origin of silica-saturated alkaline rocks. *Am. Mineral.*, **75**: 1092-1105.
- DOWNES, H., BEARD, A. & HINTON, R., 2004. Natural experimental charges: an ion-microprobe study of trace element distribution coefficients in glass-rich hornblendite and clinopyroxenite xenoliths. *Lithos*, **75**: 1-17.
- DRECKER, R. & DRECKER, B., 1997. *Volcanoes - Academic version*. Third Edition. W. H. Freeman & Company, 321p.
- DROOP, G. T. R., 1987. A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineral. Mag.*, **51**: 431-435.
- DUNWORTH, E. A. & WILSON, M., 1998. Olivine Melilites of the SW German Tertiary Volcanic Province: Mineralogy and Petrogenesis. *J. Petrol.*, **39**: 1805-1836.
- DYMEK, R. F., 1983. Titanium, aluminium and interlayer cation substitution in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *Am. Mineral.*, **68**: 880-899.
- EBY, G. N. & MITCHELL, R. H., 1996. Alkaline rocks: petrology and mineralogy. Preface. *Canad. Mineral.*, **34**: 173-174.
- EBY, G. N., WOOLLEY, A. R., DIN, V., PLATT, G., 1998. Geochemistry and Petrogenesis of Nepheline Syenites: Kasungu-Chipala, Ilomba, and Ulindi Nepheline Syenite Intrusions, North Nyasa Alkaline Province, Malawi. *J. Petrol.*, **39**: 1405-1424.
- EDGAR, A. D., 1987. The genesis of alkaline magmas with emphasis on their source regions: inferences from experimental studies. In: Fitton, J. G. & Upton, B. G. J (Eds.). *Alkaline Igneous Rocks*. Geol. Soc. Spec. Pub., **30**: 29-52.
- EGGLER, D. H., 1978. The effect of CO_2 upon partial melting of peridotite in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{CO}_2$ to 35 Kb, with an analysis of melting in a peridotite- $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ system. *Am. J. Sci.*, **278**: 305-343.
- EGGLETON, R. A., HALFORD, G. E. & BEAMS, S. D., 1979. Hiortdahlite from Jingera, New South Wales. *J. Geol. Soc. Australia*, **26**: 81-85.
- ELKINS, L. T. & GROVE, T. L., 1990. Ternary feldspar experiments and thermodynamic models. *Am. Mineral.*, **75**: 544-559.

- ENRICH, G. E. R., 2000. Geologia e química mineral da Ilha Monte de Trigo, litoral norte do Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, IGC-USP. 227p.
- ENRICH, G. E. R., AZZONE, R. G., RUBERTI, E., GOMES, C. B. & COMIN-CHIARAMONTI, P., 2006. Itatiaia, Passa Quatro and São Sebastião island, the major alkaline syenitic complexes from the Serra do Mar Region. In: Comin-Chiaramonti & Gomes (Eds.). *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. Edusp/Fapesp, p. 419-442.
- ERNESTO, M. MARQUES, L. S. PICCIRILLO, E. M., MOLINA, E. C. USSAMI, N., COMIN-CHIARAMONTI, P., BELLINI, G., 2002. Paraná Magmatic Province-Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. *J. Vol. Geotherm. Res.*, **118**: 15-36.
- FALLOON, T. J., GREEN, D. H., DANYUSHEVSKY, L. V. & FAUL, U. H., 1999. Peridotite Melting at 1.0 and 1.5 GPa: an Experimental Evaluation of Techniques using Diamond Aggregates and Mineral Mixes for Determination of Near-solidus Melts. *J. Petrol.*, **40**: 1343-1375.
- FAURE, G., 1986. *Principles of Isotope Geology, second edition*. John Willey & Sons, 589p.
- FIALIN, M., RÉMY, H., RICHARD, C. & WAGNER, C., 1999. Trace element analysis with the electron microprobe: New data and perspectives. *Am. Mineral.*, **84**: 70-77.
- FITTON, J. G. & UPTON, B. G. J. (Eds), 1987. *Alkaline Igneous Rock. Geol. Soc. Spec. Pub.*, **30**. Blackwell Scientific Publications, 568pp.
- FODOR, R. V. & HANAN, B. B., 2000. Geochemical evidence for the Trindade hotspot trace: Columbia seamount ankaramite. *Lithos*, **51**: 293-304.
- FOLEY, S. F., JACKSON, S. E., FRYER, B. J., GREENOUGH, J. D. & JENNER, G. A., 1996. Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **60**: 629-638.
- FREISE, M., HOLTZ, F., KOEPKE, J., SCOATES, J. & LEYRIT, H., 2003. Experimental constraints on the storage conditions of phonolites from the Kerguelen Archipelago. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **145**: 659-672.
- FREITAS, R. O. de, 1947. Geologia e petrologia da Ilha de São Sebastião. *Bol. Fac. Fil. Ciênc. Let. USP*, **85**: 1-244.
- GAINES, R. V., SKINNER, H. C. W., FOORD, E. E., MASON, B. & ROSENZWEIG, A., 1997. *Dana's New Mineralogy*. Eighth Edition. John Wiley & Son, Inc., 1819pp.
- GARDA, G. & SCHORSCHER, J. H. D., 1996. Os diques costeiros básicos e ultrabásicos adjacentes ao canal de São Sebastião (Litoral Norte do Estado de São Paulo). *Rev. IG São Paulo*, **17**: 7-31.
- GARDA, G., SCHORSCHER, J. H. D., ESPERANÇA, S. & CARLSON, R. W., 1995. The Petrology and Geochemistry of Coastal Dikes from São Paulo State, Brazil: Implication for Variable Lithospheric Contributions to Alkaline Magmas from the Western Margins of the South Atlantic. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **67**: 191-216.

- GARDA, G. M., 1995. Os diques básicos e ultrabásicos da região costeira entre as cidades de São Sebastião e Ubatuba, Estado de São Paulo. Tese de Doutorado. IGc-USP. 156p.
- GASPAR, J. C., 1996. Obtenção e interpretação de dados por microsonda eletrônica. *Geochim. Brasil.*, **10**: 93-99.
- GHIORSO, M. S. & CARMICHAEL, I. S. E., 1987. Modeling magmatic systems: Petrological applications. In: Carmichael, I. S. E. & Eugster, H. P. (Eds.). Thermodynamic modeling of geological materials: minerals, fluids and melts. *Rev. Mineral.*, **17**: 467-499.
- GHIORSO, M. S. & SACK, R. O., 1991. Fe - Ti oxide geothermometry: thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **108**: 485-510.
- GHIORSO, M. S. & SACK, R. O., 1995. Chemical mass transfer in magmatic process. IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **119**: 197-212.
- GIBSON, S. A., THOMPSON, R. N., LEONARDOS, O. H., DICKIN, A. P., MITCHELL, J. G., 1995. The Late Cretaceous Impact of the Trindade Mantle Plume. Evidence from Large-Volume Mafic, Potassic Magmatism in SE, Brazil. *J. Petrol.*, **36**: 189-230.
- GIBSON, S.A., THOMPSON, R.N., WESKA, R.K., DICKIN, A.P., LEONARDOS, O.H., 1997. Late Cretaceous rift-related upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **126**: 303-314.
- GIERÉ, R., WILLIAMS, C. T. & LUMPKIN, G. R., 1998. Chemical characteristics of natural zirconolite. *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.*, **78**: 433-459.
- GILBERT, M. C., HELZ, R. T., POPP, R. K. & SPEAR, F. S., 1982. Experimental studies of amphibole stability. In: Veblen & Ribbe (Ed.). Amphiboles : petrology and experimental phase relations. *Rev. Mineral.*, **9B**: 299-354.
- GOMES, C. B. & BERENHOLC, M., 1980. Some geochemical features of the Toninhas dyke, Ubatuba, State of São Paulo, Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **52**: 339-346.
- GOMES, C. B. & RUBERTI, E., 1979. Mineralogia do dique de Toninhas, Ubatuba, litoral norte do Estado de São Paulo: Piroxênios. *Bol. Miner.*, **6**: 55-66.
- GOMES, C. B., 1974. Mineralogia do dique de Toninhas, Ubatuba, litoral norte do Estado de São Paulo: Feldspatos. *Rev. Bras. Geoc.*, **4**: 80-87.
- GOMES, C. B., 1984. Microsonda Eletrônica: Princípios e Aplicações na Geologia. In: GOMES (Coord.). *Técnicas Analíticas Instrumentais Aplicadas à Geologia*, 160-218.
- GOMES, C. B., DAMASCENO, E. C., MELCHER, G. C. & BORN, H., 1967. Observações geológicas preliminares sobre a Ilha de Vitória, SP. *Bol. Paran. Geoc.*, **26**: 334-346.
- GOMES, C. B., LAURENZI, M. A., CENSI, P., DE MIN, A., VELÁZQUEZ, V. F. & COMIN-CHIARAMONTI, P., 1996a. Alkaline Magmatism from Northern Paraguay (Alto Paraguay): a Permo-

- Triassic Province. In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B., (Eds.). *Alkaline Magmatism in Central-Eastern Paraguay. Relationships with Coeval Magmatism in Brazil*, 223-230.
- GOMES, C. B., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E. & COMIN-CHIARAMONTI, P., 1996b. Comparative Aspects Between Post-Paleozoic Alkaline Rocks from the Western and Eastern Margins of the Paraná Basin. In: COMIN-CHIARAMONTI, P. & GOMES, C. B., (Eds.). *Alkaline Magmatism in Central-Eastern Paraguay. Relationships with Coeval Magmatism in Brazil*, 249-274.
- GOMES, C. B., MORO, S. L. & DUTRA, C. V., 1970. Piroxenes from the alkaline rocks of Itapirapuã, São Paulo, Brazil. *Am. Mineral.*, **55**: 224-230.
- GOMES, C. B., RUBERTI, E., MORBIDELLI, L., 1990. Carbonatite complexes from Brazil: A review. *J. South Am. Earth Sci.*, **3**: 51-63.
- GRAEFF, F. F., 1887. Laavenit im brasilianischen Elaeolithsyenit. *N. Jb. Miner. Geol. Paläont.*, **1887** (I): 201.
- GREEN, D. H., FALLOON, T. J., EGGINS, S. M. & YAXLEY, G. M., 2001. Primary magmas and mantle temperatures. *Eur. J. Mineral.*, **13**: 437-451.
- GREEN, D. H., SCHIMDT, M. W. & HIBBERSON, W. O., 2004. Island-arc Ankaramites: Primitive Melts from Fluxed Refractory Lherzolitic Mantle. *J. Petrol.*, **45**: 391-403.
- GUALDA, G. A. R. & VLACH, S. R. F., 1996. Cálculo de uma fórmula mínima com significado estrutural para minerais do grupo da Eudialita. In: *IV Simp. Iniciação Científica USP, São Carlos, SP*. Vol 2, p. 514.
- GUALDA, G. A. R., 1998. Variações químicas em minerais máficos e a evolução de magmas agpaíticos do Corpo Lujaurítico-Chibinitico do Anel Norte - Maciço Alcalino de Poços de Caldas (MG-SP). Monografia de Trabalho de Formatura. IGc-USP. 61p.
- GUEDES, E., HEILBRON, M., VASCONCELOS, P. M., VALERIANO, C. M., ALMEIDA, J. C. H., TEIXEIRA, W. & THOMAZ FILHO, A., 2005. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos Basin, Resende area, SE Brazil: implications for the South Atlantic opening and Tertiary reactivation. *J. South Am. Earth Sci.*, **18**: 371-382.
- HALAMA, R., VENNEMANN, T., SIEBEL W. & MARKL, G., 2005. The Grønnedal-Ika Carbonatite-Syenite Complex, South Greenland: Carbonatite Formation by Liquid Immiscibility. *J. Petrol.*, **46**: 191-217.
- HALL, A., 1996. *Igneous Petrology*. Second Edition. Longman Group Limited, 551p.
- HAMILTON, D. L. & MACKENZIE, W. S., 1960. Nepheline solid solution in the system NaAlSiO_4 - KAlSiO_4 - SiO_2 . *J. Petrol.*, **1**: 56-72.
- HAMILTON, D. L. & MACKENZIE, W. S., 1965. Phase equilibria studies in the system NaAlSiO_4 (nepheline) - KAlSiO_4 (kalsilite) - SiO_2 - H_2O . *Mineral. Mag.*, **34**: 214-231.
- HAMILTON, D. L., 1961. Nephelines as crystallization temperature indicators. *J. Geol.*, **69**: 321-329

- HARKER, A. 1909. *The Natural History of Igneous Rocks*. Methuen and Co. Ltd., London, 384p. (reimpresso em 1965).
- HART, S. R., 1988. Heterogeneous mantle domains: signature, genesis and mixing chronologies. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **90**: 273-296.
- HEILBRON, M., PEDROSA-SOARES, A. C., CAMPOS NETO, M. C. SILVA, L. C., TROUW, R. A. J. & JANASI, V. A., 2004. Província Mantiqueira. in: Mantesso-Neto *et al.* (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca Produções Culturais Ltda., São Paulo, 203-234.
- HENDERSON, P., 1996. The rare earth elements: introduction and review. In: Jones, A. P., Wall, F. & Williams C. T., (Eds.). *Rare Earth Minerals, Chemistry, origin and ore deposits. Mineral. Soc. Ser.*, **7**: 1-20.
- HENNIES, W. T. & HASUI, Y., 1977. Contribuição ao reconhecimento da geologia da Ilha de São Sebastião. In: *I Simpósio de Geologia Regional, São Paulo, Atas*, p.199-209.
- HEWITT, D. A. & WONES, D. R., 1984. Experimental phase relations of the micas. In: Bailey (Ed.) *Micas. Rev. Mineral.*, **13**: 201-256.
- HIRSCHMANN, M. M., GHIORSO, M. S., 1994. Chemical potentials of $\text{NiSi}_{0.5}\text{O}_2$, $\text{CoSi}_{0.5}\text{O}_2$, and $\text{MnSi}_{0.5}\text{O}_2$ in magmatic liquids and applications to olivine-liquid partitioning. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**: 4109-4126.
- HIRSCHMANN, M. M., GHIORSO, M. S., WASYLENKI, L. E., ASIMOW, P. D. & STOLPER, E. M., 1998. Calculation of Peridotite Partial Melting from Thermodynamic Models of Minerals and Melts. I. Review of Methods and Comparison with Experiments. *J. Petrol.*, **39**: 1091-1115.
- HOGARTH, D. D., 1977. Classification and nomenclature of the Pyrochlore group. *Am. Mineral.*, **62**: 403-410.
- HOGARTH, D. D., 1989. Pyrochlore, apatite and amphibole: distinctive minerals in carbonatite. In: Bell, K. (Eds.). *Carbonatites, Genesis and Evolution*. Unwin Hyman Ltd., 105-148.
- HOLFMANN, A. W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, **385**: 219-229.
- IACUMIN, M., DE MIN, A., PICCIRILLO, E.M. & BELLINI, G., 2003. Source mantle heterogeneity and its role in the genesis of Late Archaean-Proterozoic (2.7–1.0 Ga) and Mesozoic (200 and 130 Ma) tholeiitic magmatism in the South American Platform. *Earth Sci. Rev.*, **62**: 365–397.
- INPE - INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS, 1990. *Carta Imagem do Litoral norte de São Paulo e Paraty/RJ*. Salles Editora e MKM Associados Editores de Guias.
- IPT - PRÓ MINÉRIO, 1981. *Mapa geológico do Estado de São Paulo - 1:500.000*.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canad. J. Earth Sci.*, **8**: 523-548.
- JOHNSEN, O. & GAULT, R. A., 1997. Chemical variation in eudialite. *N. Jb. Miner. Abh.*, **171**: 215-237.

- JOHNSEN, O., FERRARIS, G., GAULT, R. A., GRICE, J. D., KAMPF, A. R. & PEROV, I. V., 2003. The nomenclature of eudialyte-group minerals. *Can. Mineral.*, **41**: 785-794.
- JOHNSEN, O., GRICE, J. D. & GAULT, R. A., 2001. The eudialyte group: a review. *in*: Sørensen, H. (Ed.). The Ilímaussaq alkaline complex, South Greenland: status of mineralogical research with new results. *Geology of Greenland Survey Bulletin*, **190**: 65-72.
- JOHNSEN, O., PETERSEN, O. V. & GAULT, R. A., 1997. Optical data on minerals of the eudialyte group, discussion of the eucolite-mesodialyte-eudialyte terminology. *N. Jb. Miner. Monat.* **1997**: 371-383.
- JUREWICZ, A. J. G. & WATSON, E. B., 1988. Cations in olivine, Part 1: Calcium partitioning and calcium-magnesium distribution between olivines and coexisting melts, with petrologic applications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**: 176-185.
- KAPUSTIN, Y. & BYKOVA, A. V., 1965. First find of hiortdahlite in the USSR. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, **161**: 121-124.
- KELLER, J., WILLIAMS, C. T. & ULRICH, K., 1995. Niocalite and wöhlerite from the alkaline and carbonatite rocks at Kaiserstuhl, Germany. *Mineral. Mag.*, **59**: 561-566.
- KHOMYAKOV, A. P., 1995. *Mineralogy of hiperagpaitic rocks*. Oxford Scientific Publications. Clarendon Press, Oxford, 222p.
- KHOMYAKOV, A. P., PUSHCHAROVSKII, D. Yu., KULIKOVA, I. M. & KUZ'MIN, V. I., 1987. New representative of the hiortdalite-lavenite mineralogical group. *Moscow University Geological Bulletin*, **43**: 85-90.
- KIM, K. T. & BURLEY, B. J., 1980. A further study of analcime solid solutions in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - NaAlSiO_4 - H_2O , with particular note of an analcime phase transformation. *Mineral. Mag.*, **43**: 1035-1045.
- KUMAR, S., 1996. Chemistry of clinopyroxenes from subalkaline and alkaline rocks of Phenai Mata Igneous Complex, Baroda District, Gujarat, Western India. *J. Geol. Soc. India*, **48**: 547-558.
- KUSHIRO, I. & MYSEN, B. O., 2002. A possible effect of melt structure on the Mg-Fe^{2+} partitioning between olivine and melt. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **66**: 2267-2272.
- KUSHIRO, I. & WALTER, M. J., 1998. Mg-Fe partitioning between olivine and mafic-ultramafic melts. *Geophys. Res. Lett.*, **25**: 2337-2340.
- KUSHIRO, I., 2001. Partial Melting Experiments on Peridotite and Origin of Mid-Ocean Ridge Basalt. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **29**: 71-107.
- LARSEN, A. O., 1996. Rare earth minerals from the syenite pegmatites in the Oslo Region, Norway. *In*: Jones, A. P., Wall, F. & Williams C. T., (Eds.) Rare Earth Minerals, Chemistry, origin and ore deposits. *Mineral. Soc. Ser.*, **7**: 151-166.
- LE BAS, M. J., 1989. Nephelinitic and Basanitic Rocks. *J. Petrol.*, **30**: 1299-1312.

- LE MAITRE, R. W. (Ed.), 2002. *Igneous rocks. A classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press, 236p.
- LE ROEX, A. P., 1985. Geochemistry, mineralogy and magmatic evolution of the basaltic trachytic lavas from Gough Island, South Atlantic. *J. Petrol.*, **26**: 149-186.
- LE ROEX, A. P., CLIFF, R. A. & ADAIR, B. J. I., 1990. Tristan da Cunha, South Atlantic: geochemistry and petrogenesis of a basanite-phonolite lava series. *J. Petrol.*, **31**: 779-812.
- LEAKE, B. E. (Chairman), 1997. Nomenclature of amphiboles, Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Minerals Names. *Eur. J. Mineral.*, **9**: 623-651.
- LEGENDRE, C., MAURY, R. C., CAROFF, M., GUILLOU, H., COTTEN, J., CHAUVEL, C., BOLLINGER, C., HÉMOND, C., GUILLE, G., BLAIS, S., ROSSI, P. & SAVANIER, D., 2005. Origin of Exceptionally Abundant Phonolites on Ua Pou Island (Marquesas, French Polynesia): Partial Melting of Basanites Followed by Crustal Contamination. *J. Petrol.*, **46**: 1925-1962.
- LIMA, G. A., & SCHORSCHER, H. D., 1999. Complexo gábrico estratiforme da Ponta da Pacuíba - Ilha de São Sebastião - São Paulo. In: *VI Simpósio de Geologia do Sudeste, 1999, São Pedro, SP. Boletim de Resumos*, pp.65.
- LIMA, G. A., 2001. Gabros estratiformes da região norte da Ilha de São Sebastião, SP. Dissertação de Mestrado, IGC-USP, 170p.
- LINDSLEY, D. H., 1991. Experimental Studies of Oxide Minerals. In: Lindsley (Ed.). *Rev. Mineral.*, **25**: 69-106.
- LOEWINSON-LESSING, F. Y., 1954. *A historical survey of petrology*. First english edition. Translated from the Russian by Tomkeieff, S. I. Oliver and Boyd Ltd., Edinburgh, 111p.
- LONG, J. V. P., 1995. Microanalysis from 1950 to the 1990s. In: Potts, P. J., Bowles, J. F. W., Reed, S. J. B. & Cave, M. R. (Eds.). *Microprobe Techniques in the Earth Sciences. Mineral. Soc. Ser.*, **6**: 1-48.
- LUHR, J. F. & KYSER, T. K., 1989. Primary igneous analcime, the Colima minettes. *Am. Mineral.*, **74**: 216-223.
- MACCIOTTA, G., ALMEIDA, A., BARBIERI, M., BECCALUVA, L., BROTZU, P., COLTORTI, M., CONTE, A., GARBARINO, C., GOMES, C. B., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., SIENA, F. & TRAVERSA, G., 1990. Petrology of the tephrite-phonolite suite and cognate xenoliths of the Fortaleza district (Ceara, Brazil). *Eur. J. Mineral.*, **2**: 687-709.
- MACHADO, J. 1888. Beitrag zur Petrographie der sudwestlichen Grenze zwischen Minas-Gerais und S. Paulo. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mittheilungen*. Neunter Band, 318-358.
- MACHADO, N., VALLADARES, C., HEILBRON, M. & VALERIANO, C., 1996. U-Pb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, **79**: 347-361.

- MACKENZIE, W. S., DONALDSON, C. H., GUILFORD, C., 1993. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Longman Scientific & Tecnical, 148p.
- MARIANO, A. N. & ROEDER, P. L., 1989. Wöhlerite: chemical composition, cathodoluminescence and environment of crystallization. *Canad. Mineral.*, **27**: 709-720.
- MARKL, G., MARKS, M., SCHWINN, G. & SOMMER, H., 2001. Phase equilibrium constraints on intensive crystallization parameters of the Ilímaussaq Complex, South Greenland. *J. Petrol.*, **42**: 2231-2258.
- MARKS, M. & MARKL, G., 2003. Ilímaussaq 'en miniature': closed-system fractionation in an agpaitic dyke rock from the Gardar Province, South Greenland (contribution to the mineralogy of Ilímaussaq no. 117). *Mineral. Mag.*, **67**: 893-919.
- MARQUES, L. S. & ERNESTO, M., 2004. O Magmatismo Toleítico da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto, Bartorelli, Carneiro & Brito-Neves (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, 245-263p.
- MARQUES, L. S., ULBRICH, M. N. C., RUBERTI, E. & TASSINARI, C. G., 1999. Petrology, geochemistry and Sr-Nd isotopes of the Trindade and Martin Vaz volcanic rocks (Southern Atlantic Ocean). *J. Volc. Geoth. Res.*, **93**: 191-216.
- McBIRNEY, A. R., 1996. The Skaergaard Intrusion. In: Cawthorn (Ed.) *Layered Intrusions*. Developments in Petrology 15. Elsevier Science. p. 147-180.
- McDONOUGH, W. F. & SUN, S., 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**: 223-253.
- MELLINI, M. & MERLINO, S., 1979. Refinement of the Crystal Structure of Wöhlerite. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **26**: 109-123.
- MELLINI, M., 1981. Refinement of the crystal structure of lăvenita. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **28**: 99-112.
- MELLINI, M., 1982. Niocalite revisited: twinning and crystal structure. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **30**: 249-266.
- MERLINO, S. & PERCHIAZZI, N., 1985. The Crystal Structure of Hiortdahlite I. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **34**: 297-310.
- MERLINO, S. & PERCHIAZZI, N., 1987. The Crystal Structure of Hiortdahlite II. *Mineral. Petrol.*, **37**: 25-35.
- MERLINO, S. & PERCHIAZZI, N., 1988. Modular Mineralogy in the Cuspidine Group of Minerals. *Canad. Mineral.*, **26**: 933-943.
- MERLINO, S., PERCHIAZZI, N., KHOMYAKHOV, A. P., PUSHCHAROVSKII, D. Y., KULIKOVA, I. M. & KUZIMIN, V. I., 1990. Burpalite, a new mineral from Burpalinskii massif, North Transbaikalia, USSR: its crystal structure and OD character. *Eur. J. Mineral.*, **2**: 177-185.
- MIDDLEMOST, E. A. K., 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chem. Geol.*, **77**: 19-26.

- MILNER, S. C., LE ROEX, A. P. & O'CONNOR, J. M., 1995. Age of Mesozoic igneous rocks in northwestern Namibia, and their relationship to continental breakup. *J. Geol. Soc. London*, **152**: 97-104.
- MITCHELL, R. H., 1996. Perovskites: a revised classification scheme for an important rare earth element host in alkaline rocks. in: Jones, A. P., Wall, F. & Williams C. T., (Eds.) *Rare Earth Minerals, Chemistry, origin and ore deposits*. Mineral. Soc. Ser., 7: 41-76.
- MONTES-LAUAR, C. R., PACCA, I. G., MELFI, A. J. & KAWASHITA, K., 1995. Late Cretaceous alkaline complexes, southeastern Brazil: paleomagnetism and geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **134**: 425-440.
- MORBIDELLI, L., GOMES, C. B., BECCALUVA, L., BROTZU, P., CONTE, A. M., RUBERTI, E. & TRAVERSA, G., 1995. Mineralogical, petrological and geochemical aspects of alkaline and alkaline-carbonatite associations from Brazil. *Earth Sci. Rev.*, **39**: 135-168.
- MORBIDELLI, L., GOMES, C. B., BROTZU, P., D'ACQUARICA, S., GARBARINO, C., RUBERTI, E. & TRAVERSA, G., 2000. The Pariquera Açú K-alkaline complex and Southern Brazil lithospheric mantle source characteristics. *J. Asian Earth Sci.*, **18**: 129-150.
- MORIMOTO, N., 1990. Nomenclatura de piroxênios. Tradução do original em inglês "Nomenclature of pyroxenes" realizada com a permissão da IMA por GARDA, M. G. e ATENCIO, D. *Rev. Bras. Geoc.*, **20**: 318-328.
- MOROGAN, V., UPTON, B. G. J., FITTON, J. G., 2000. The petrology of the Ditrau alkaline complex, Eastern Carpathians. *Mineral. Petrol.*, **69**: 227-265.
- MOTOKI, A., 1986. Geologia e Petrologia do Maciço Alcalino da Ilha de Vitória, SP. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências - USP. 245pp.
- MUZIO, R. S., 2000. Evolução Petrológica e Geocronológica do Maciço Alcalino Valle Chico, Uruguai. Tese de Doutorado. UNESP, Rio Claro. 171p.
- MYERS, J. S., 1976. Channel deposits of peridotite, gabbro and chromitite from turbidity currents in the stratiform Fiskensætt anorthosite complex, Southwest Greenland. *Lithos*, **9**: 281-291.
- MYSEN, B. O., 1987. Magmatic silicate melts: Relations between bulk composition, structure and properties. In: Mysen, B. O. (Ed.). *Magmatic Processes: Physicochemical Principles*. Geol. Soc. Spec. Publ., **1**: 375-395.
- NASRAOUIA, M. & BILAL, E., 2000. Pyrochlores from the Lueshe carbonatite complex (Democratic Republic of Congo): a geochemical record of different alteration stages. *J. Asian Earth Sci.*, **18**: 237-251.
- 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). Dissertação de Mestrado. IGc-USP. 132pp.
- NIELSEN, R. L., FORSYTHE, L. M., GALLAGHAN, W. E., FISK, M. R., 1994. Major and trace element magnetite-melt partitioning. *Chem. Geol.*, **117**: 167-191.

- NIELSEN, R. L., GALLAHAN, W. E. & NEWBERGER, F., 1992. Experimental determined mineral-melt partition coefficients for Sc, Y and REE for olivine, orthopyroxene, pigeonite, magnetite and ilmenite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**: 488-499.
- NIMIS, P., & ULMER, P., 1998. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1. An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic to ultrabasic systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **133**: 314-327.
- NIMIS, P., 1995. A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **121**: 115-125.
- O'CONNOR, J. M. & DUNCAN, R. A., 1990. Evolution of the Walvis Ridge - Rio Grande Rise hot spot system: implication for African and South American plate motions over plumes. *J. Geophys. Res.*, **95**: 17475-17502.
- OBERTI, R., OTTOLINI, L., VENTURA, G. D. & PARODI, G. C., 2001. On the symmetry and crystal chemistry of britholite: New structural and microanalytical data. *Am. Mineral.*, **86**: 1066-1075.
- OHNENSTETTER, D. & PIANTONE, P., 1992. Pyrochlore-group minerals in the Beauvoir peraluminous leucogranite, Massif Central, France. *Can. Mineral.*, **30**: 771-784.
- PAN, Y. & FLEET, M. E., 2002. Compositions of the apatite-group minerals: substitutions mechanisms and controlling factors. In: Kohn, M. J., Rakovan, J. & Hughes, J. M. (Eds.). *Phosphates - geochemical, geobiological, and materials importance. Rev. Mineral.*, **48**: 13-49.
- PARSONS, I. & BECKER, S. 1987. Layering, Compaction and Post-Magmatic Processes in the Klokken Intrusion. In: Parsons, I. (Ed.). *Origins of Igneous Layering*. D. Reidel Publishing Company, 29-92.
- PARSONS, I. & BROWN, W. L., 1990. Mechanisms and Kinetics of Exsolution - Structural Control of Diffusion and Phase Behavior in Alkali Feldspars. In: Ganguly, J. (Ed.). *Diffusion, Atomic Ordering, and Mass Transport*. Advances in Physical Geochemistry, Springer-Verlag, **8**: 304-344.
- PARSONS, I., MASON, R. A., BECKER, S. M., & FINCH, A. A., 1991. Biotite equilibria and fluid circulation in the Klokken intrusion. *J. Petrol.*, **32**: 1299-1333.
- PEATE, D. W., 1997. The Paraná-Etendeka Province. In: Mahoney & Coffins (Ed.). *Large Igneous Provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism*. Geophysical Monograph **100**, 217-245.
- PECHAR, F., 1990. Conditions of the hydrothermal analcime stability at 10 MPa. *Acta Universitatis Carolinae Geologica*, **2**: 165-179.
- PENALVA, F., 1967. Geologia e tectônica da região do Itatiaia (Sudeste do Brasil). *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo* **302**, 95-196.
- PERCHIAZZI, N., McDONALD, A. M., GAULT, R. A., JOHNSON, O. & MERLINO, S., 2000. The crystal structure of normandite and its crystal-chemical relationships with lăvenite. *Canad. Mineral.*, **38**: 641-648.

- PETERSEN, O. V., 2001. List of all mineral identified in the Ilímaussaq alkaline complex, South Greenland. In: Sørensen, H. (Ed.) The Ilímaussaq alkaline complex, South Greenland: status of mineralogical reserch with new results. *Geol. Greenland Surv. Bull.*, **190**: 25-33
- PICCIRILLO, E. M. & MELFI, A. J., 1988. *Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin : petrogenetic and geophysical aspects*. IAG, 600p.
- POPP, R. K., VIRGO, D., YODER, H. S., HOERING, T. C. & PHILLIPS, M. W., 1995. An experimental study of phase equilibria and Fe oxy-component in kaersutitic amphibole: Implications for the f_{H_2} and a_{H_2O} in the upper mantle. *Am. Mineral.*, **80**: 534-548.
- POTTS, P. J., 1987. *A handbook of Silicate Rock Analysis*. Blackie Academic & Professional, 622p.
- PUTIRKA, K., 1997. Magma transport at Hawaii: Inferences based on igneous thermobarometry. *Geology*, **25**: 69-72.
- PUTIRKA, K., 1999. Clinopyroxene + liquid equilibria to 100 kbar and 2450 K. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **135**: 151-163.
- RAADE, G. & MLADECK, M. H., 1983. Janhaugite, $Na_3Mn_3Ti_2Si_4O_{15}(OH,F,O)_3$, a new mineral from Norway. *Am. Mineral.*, **68**: 1216-1219.
- RAGLAND, P. C., 1989. *Basic Analytical Petrology*. Oxford University Press, 369p.
- REED, S. J. B., 1993. *Eletron microprobe analysis*. Second Edition. Cambridge University Press, 326p.
- REED, S. J. B., 1995. Eletron microprobe microanalysis. In: Potts et al. (Eds.). *Microprobe Techniques in the Earth Sciences*. Chapman & Hall, 49-90.
- RENNE, P.R., ERNESTO M., PACCA I. G., COE R. S., GLEN J. M., PREVOT. M., PERRIN M., 1992. The age of Parana flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, **258**: 975-979.
- RIBEIRO FILHO, E., 1967. Geologia e petrologia dos maciços alcalinos do Itatiaia e Passa-Quatro. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo*, **302**: 1-93.
- RICHARD, L. R., 1995. *Mineralogical and Petrological Data Processing System. Minpet for Windows version 2.02*. Geological Software, Canadá.
- RICKWOOD, P. C., 1990. The anatomy of a dyke and the determination of propagation and magma flow directions. In: Parker, Rickwood & Tucker (Eds.). *Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms*. Balkema, Rotterdam. p. 81-100.
- RIDOLFI, F., RENZULLI, A., SANTI, P., & UPTON, B. G. J., 2003. Evolutionary stages of crystallization of weakly peralkaline syenites: evidence from ejecta in the plinian deposits of Agua de Pau volcano (Sao Miguel, Azores Islands). *Mineral. Mag.*, **67**: 749-767.
- RIEDER, M. (Chairman), 1999. Nomenclature of the micas. *Mineral. Mag.*, **63**: 267-279.
- ROBINSON, J. A. C., WOOD, B. J. & BLUNDY, J. D., 1998. The beginning of melting of fertile and depleted peridotite at 1.5 GPa. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **155**: 97-111.

- ROBLES, E. R., FONTAN, F., MONCHOUX, P., SØRENSEN, H. & PARSEVAL, P., 2001. Hiortdahlite II from the Ilímaussaq alkaline complex, South Greenland, the Tamazeght complex, Morocco, and the Iles de Los, Guinea. *in*: Sørensen, H. (Ed.). *The Ilímaussaq alkaline complex, South Greenland: status of mineralogical research with new results. Geology of Greenland Survey Bulletin*, **190**: 131-137.
- ROCK, N. M. S., 1991. *Lamprophyres*. Blackie/Van Nostand Reinhold, 285p.
- ROCK, N. M. S., GWALANI, L. G., GRIFFIN, B. J., 1994. Alkaline rocks and carbonatites of Amba Dongar and adjacent areas, Deccan Alkaline Province, Gujarat, India. 2. Complexly zoned clinopyroxene phenocrysts. *Mineral. Petrol.*, **51**: 113-135.
- ROEDER, P. L. & EMSLIE, R. F., 1970. Olivine-Liquid Equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **29**: 275-289.
- ROLLINSON, H. R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical. 351p
- RUBERTI, E., 1984. Petrologia do Maciço Alcalino do Banhadão, PR. Tese de doutoramento, IGc-USP. 248p.
- RUBERTI, E., GOMES, C. B. & COMIN-CHIARAMONTI, P., 2006. The alkaline magmatism from the Ponta Grossa Arch. *In*: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B. (Eds.). *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. Edusp/Fapesp, p. 473-522
- SABURI, S., KAWAHARA, A., HENMI, C., KUSACHI, I. & KIHARA, K., 1977. The refinement of the crystal structure of cuspidine. *Mineral. J.*, **8**: 286-298.
- SACK, R. O. & GHIORSO, M. S., 1994. Thermodynamics of multicomponent pyroxenes III. Calibration of $\text{Fe}^{2+}(\text{Mg})_{-1}$, $\text{TiAl}(\text{MgSi})_{-1}$, $\text{TiFe}^{3+}(\text{MgSi})_{-1}$, $\text{AlFe}^{3+}(\text{MgSi})_{-1}$, $\text{NaAl}(\text{CaMg})_{-1}$, $\text{Al}_2(\text{MgSi})_{-1}$, and $\text{Ca}(\text{Mg})_{-1}$ exchange reactions between pyroxenes and silicate melts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **118**: 271-296.
- SADOWSKI, G. R. & DIAS NETO, C. de M., 1981. O lineamento simotectônico de Cabo Frio. *Rev. Bras. Geoc.*, **11**: 209-212.
- SAMCHUK, A. I. & PILIPENKO, A. T., 1987. *Analytical Chemistry of Minerals*. VNU Science Press, 168p.
- SATO, K., TASSINARI, C. C. G., KAWASHITA, K., PETRONILHO, L., 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **67**: 313-336.
- SCAILLET, B. & MACDONALD, R., 2003. Experimental Constraints on the Relationships between Peralkaline Rhyolites of the Kenya Rift Valley. *J. Petrol.*, **44**: 1867-1894.
- SCHEIBE, L. F., 1986. Geologia e petrologia do Distrito Alcalino de Lages, SC. Tese de Doutorado, IGc-USP, 224pp.
- SCHIANO, P. & BOURDON, B., 1999. On the preservation of mantle information in ultramafic nodules: glass inclusions within minerals versus interstitial glasses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **169**: 173-188.

- SCHUMACHER, J. C., 1997. The estimation of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. In: LEAKE, B. E. (Chairman), 1997. Nomenclature of amphiboles, Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Minerals Names, Appendix 2. *Eur. J. Mineral.*, **9**: 643-651.
- SHARP, Z. D., HELFFRICH, G. R., BOHLEN, S. R. & ESSENE, E. J., 1989. The stability of sodalite in the system NaAlSiO₄ - NaCl. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**: 1934 - 1954.
- SIEBEL, W., BECCHIO, R., VOLKER, F., HANSEN, M.A.F., VIRAMONTE, J., TRUMBULL, R.B., HAASE, G., ZIMMER, M., 2000. Trindade and Martín Vaz Islands, South Atlantic: Isotopic (Sr, Nd, Pb) and trace element constraints on plume related magmatism. *J. South Am. Earth Sci.*, **13**: 79-103.
- SMITH, A. D. & LEWIS, C., 1999. The planet beyond the plume hypothesis. *Earth Sci. Rev.*, **48**: 135-182.
- SMITH, J. V. & BROWN, W. L., 1988. *Feldspar Minerals*, V1. Springer-Verlag, 828p.
- SONOKI, I. K. & GARDA, G. M., 1988. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. *Bol. IG-USP*, **19**: 63-85.
- SØRENSEN, H. 1974. *The Alkaline Rocks*. John Wiley & Sons, 622pp.
- SØRENSEN, H., 1986. The Alkaline Rocks - A Review. *Fortschr. Miner.*, **64**: 63-86.
- SØRENSEN, H., 1997. The agpaitic rocks, an overview. *Mineral. Mag.*, **61**: 485-498.
- STEIGER, R. H. & JAEGER, E., 1977. Subcommittee on geochronology, convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**: 359-362.
- STEWART, K., TURNER, S., KELLEY, S., HAWKESWORTH, C., KIRSTEIN, L., MANTOVANI, M., 1996a. 3-D, ⁴⁰Ar - ³⁹Ar geochronology in the Parana continental flood basalt province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **143**: 95-109.
- STEWART, R. B., PRICE, R. C. & SMITH, I. E. M., 1996b. Evolution of High-K Arc Magma, Egmont Volcano, Taranaki, New Zealand: Evidence from Mineral Chemistry. *J. Volc. Geoth. Res.*, **74**: 275-295.
- STORMER, J. C. & NICHOLLS, J. 1978. XLFRAC: A Program for the Interactive Testing of Magmatic Differentiation Models. *Comp. Geosci.*, **4**: 143-159.
- SUN, S. S. & McDONOUGH, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders & Norry (Eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., **42**: 313-345.
- TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 pp.
- TEIXEIRA, L. R., 1997. Genesis - versão 2.0. Aplicativo de modelamento geoquímico. In: TEIXEIRA (1997), O complexo Caraíba e a Suíte São José do Jacuípe no cinturão Salvador-Curaçá (Bahia, Brasil): petrologia, geoquímica e potencial metalogenético. Tese de Doutorado. UFBA-IGEO.

- THOMAZ FILHO, A. & RODRIGUES, A. L., 1999. O alinhamento de rochas alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio (RJ) e sua continuidade na Cadeia Vitória Trindade. *Rev. Bras. Geoc.*, **29**: 189-194.
- THOMPSON, R. N., GIBSON, S. A., MITCHELL, J. G., DICKIN, A. P., LEONARDOS, O. H., BROD, J. A., GREENWOOD, J. C., 1998. Migrating Cretaceous-Eocene Magmatism in the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brasil: Melts from the Deflected Trindade Mantle Plume? *J. Petrol.*, **39**: 1493-1526.
- THORNTON, C. P. & TURTLE, O. F., 1960. Chemistry of Igneous Rocks. 1. Differentiation Index. *Amer. J. Sci.*, **258**: 664-684.
- THY, P., 1991. High and Low Pressure Phase Equilibria of a Mildly Alkaline Lava from the 1965 Surtsey Eruption: Experimental Results. *Lithos*, **26**: 223-243.
- TORQUATO, J. R. & KAWASHITA, K., 1994. Geologia nuclear - Capítulo V - O método Rb/Sr. *Revista de Geologia*, **7**: 91-123.
- TRAVERSA, G., BARBIERI, M., BECCALUVA, L., COLTORTI, M., CONTE, A. M., GARBARINO C., GOMES, C. B., MACCIOTTA G., MORBIDELLI, L., RONCA, S. & SCHEIBE, L. F., 1996. Mantle sources and differentiation of alkaline magmatic suite of Lages, Santa Catarina, Brazil. *Eur. J. Mineral.*, **8**: 193-208.
- TRÖGER, W. E., 1979. *Optical determination of rock-forming minerals*. E. Schweizerbart'scheverlagsbuchhandlung, 188p.
- TURNER, S., REGELOUS, M., KELLEY, S., HAWKESWORTH, C. & MANTOVANI, M., 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **121**: 333-348.
- ULBRICH, H. H. G. J. & GOMES, C. B., 1981. Alkaline Rocks From Brazil. *Earth Sci. Rev.*, **17**: 135-154.
- ULBRICH, H. H. G. J., DEMAIFFE, D., VLACH, S. R. F. & ULBRICH, M. N. C., 2003. Geochemical and Sr, Nd and Pb isotope signatures of phonolites and nepheline syenites from the Poços de Caldas alkaline massif, southeastern Brazil. In: *IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador*, pp. 698-701.
- ULBRICH, H. H. G. J., GARDA, G. M. & ULBRICH, M. N. C., 1991. Avaliação das idades K-Ar dos maciços alcalinos do Brasil sul-oriental e do Paraguai oriental. *Bol. IG-USP Série especial*, **9**: 87-92.
- ULBRICH, H. H. G. J., ULBRICH, M. N. C., 2000. The lujavrite and khibinite bodies in the Poços de Caldas alkaline massif, Southeastern Brazil: a structural and petrographic study. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**: 615-622.
- ULBRICH, H. H. G. J., VLACH, S. R. F., ULBRICH, M. N. C. & KAWASHITA, K., 2002. Penecontemporaneous syenitic-phonolitic and basic-ultrabasic carbonatitic rocks at the Poços de Caldas Alkaline Massif, SE, Brazil: geologic and geochronologic evidence. *Rev. Bras. Geoc.*, **32**: 15-26.

- ULBRICH, M. N. C., 1983. Aspectos mineralógicos e petrológicos de nefelina sienitos do maciço alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. Tese de Doutorado, IGc-USP, 369p.
- USSING, N. V., 1912. Geology of the country around Julianehaab, *Greenland. Meddr. Grønland*, **38**: 1-376.
- VALENÇA, J.G., 1980. Geology, petrography and petrogenesis of some alkaline igneous complexes of Rio de Janeiro State, Brazil. PhD Thesis, University of Western Ontario, Canadá. 248p.
- VALENTE, S. C., 1997. Geochemical and isotopic constrains on the petrogenesis of the Cretaceous dykes of Rio de Janeiro, Brazil. Department of Geology, School of Geosciences. Ph.D. Thesis. The Queen's University of Belfast, 297p.
- VANDECAR, J. C., JAMES, D. E., ASSUMPÇÃO, M., 1995. Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces. *Nature*, **378**: 25-31.
- VASCONCELOS, P. M., ONOE, A. T., KAWASHITA, K., SOARES, A. J. & TEIXEIRA, W., 2002. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology at the Instituto de Geociências, USP: instrumentation, analytical procedures, and calibration. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **74**: 297-342.
- WAGER, L. R. & BROWN, G. M., 1968. *Layered igneous rocks*. San Francisco, W. H. Freeman. 588 p.
- WATSON, E. B. & GREEN, T. H., 1981. Apatite/liquid partition coefficients for the rare earths elements and strontium. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **56**: 405-421.
- WEAVER, B. L., 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **104**: 381-397.
- WEAVER, B. L., WOOD, D. A., TARNEY, J. & JORON, J. L., 1987. Geochemistry of ocean island basalts from the South Atlantic: Ascension, Bouvet, St. Helena, Gough and Tristan da Cunha. In: Fitton, J. G. & Upton, B. G. J. (Eds.). *Alkaline Igneous Rocks*. Geol. Soc. Spec. Publ., **30**, 253-267.
- WILKINSON, J. F. G. & HENSEL, H. D., 1994. Nepheline and analcimes in some alkaline igneous rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **118**: 79-91.
- WILLIAMS, C. T. & GIERÉ, R., 1996. Zirconolite: a review of localities worldwide, and a compilation of its chemical compositions. *Bull. Nat. Hist. Mus. Lond. (Geol.)*, **52**: 1-24.
- WILLIAMS, C. T., 1996. Analysis of rare earth minerals. in: Jones, A. P., Wall, F. & Williams C. T., (Eds.). *Rare Earth Minerals, Chemistry, origin and ore deposits*. The Mineralogical Society Series 7, 327-348.
- WILLIAMS, H., TURNER, F. J. & GILBERT, C. M., 1982. *Petrography – An Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections*. Second Edition. W. H. Freeman and Company. New York. 626p.
- WILSON, M., 1989. *Igneous Petrogenesis - A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London. 466p.
- WILSON, M., 1992. Magmatism and continental rifting during the opening of the South Atlantic Ocean: a consequence of Lower Cretaceous super-plume activity? In: Storey, B.C., Alabaster, T. & Pankhurst, R.J. (Eds.). *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, Geol. Soc. Spec. Publ., **68**: 241-255.
- WINTHER, C., 1901. Britholit, ein neues mineral. *Zeitschrift für kristallografie und mineralogie*, **34**: 385-687.

- WOLLEY, A. R. & PLATT, R. G., 1988. The peralkaline nepheline syenite of the Junguni intrusion, Chilwa province, Malawi. *Mineral. Mag.*, **52**: 425-433.
- WOLLEY, A. R., 1987. *Alkaline rocks and carbonatites of the world. Part 1: North and South America*. London, British Museum, Natural History, 216p.
- WONES, D. R. & GILBERT, M. C., 1982. Amphiboles in the igneous environment. In: Veblen & Ribbe (Eds.) Amphiboles: petrology and experimental phase relations. *Rev. Mineral.*, **9B**: 355-390.
- WYLLIE, P. J., 1995. Experimental petrology of upper mantle materials, processes and products. *J. Geodyn.*, **20**: 429-468.
- YANG, Z., SMITH, M., HENDERSON, P., LE BAS, M. J., TAO, K. & ZHANG, P., 1999. Electron microprobe analyses of altered Th-rich britholite-(Ce) from the Saima alkali complex, North China. *N. Jb. Miner. Mh.*, **1999**: 453-467.
- YAXLEY, G. M., GREEN, D. H. & KAMENETSKY, V., 1998. Carbonatite Metasomatism in the Southeastern Australian Lithosphere. *J. Petrol.*, **39**: 1917-1930.
- ZANETTI, A., TIEPOLO, M., OBERTI, R. & VANNUCCI, R., 2004. Trace-element partitioning in olivine: modelling of a complete data set from a synthetic hydrous basanite melt. *Lithos*, **75**: 39-54.

ANEXO I

TABELAS DE ANÁLISES QUÍMICAS DE MINERAIS

TABELA 20 - Composição química, em porcentagem de peso, de olivinas dos diques de lamprófiros da Ilha Monte de Trigo.

Amostra Localização/ Grão	mtr54c feno 1n	mtr54c feno 1nb	mtr54c feno 1b	mtr54c feno 2n	mtr54c feno 2b	mtr54c feno 4n	mtr54c feno 4b	mtr26f mfen mtz 1n	mtr26f mfen mtz 1b	mtr26f mfen mtz 2n	mtr26f inc em anf 6n	mtr26f inc em anf 2b	mtr26f inc em anf 7n	mtr26f inc em anf 7b	mtr26f mtz 8
Análise	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	40,30	40,20	38,81	39,40	38,58	40,60	39,46	38,16	37,88	37,16	39,53	38,89	39,89	39,15	37,93
TiO ₂	0,02	0,00	0,04	0,02	0,00	0,05	0,07	0,01	0,01	0,09	0,04	0,09	0,01	0,06	0,06
Al ₂ O ₃	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,08	0,06	0,02
Cr ₂ O ₃	0,07	0,07	0,04	0,06	0,00	0,08	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,03	0,03	0,04	0,00
FeO	12,02	13,19	20,29	17,92	21,31	10,64	17,01	24,54	24,77	24,19	15,17	16,47	14,89	18,00	24,58
MnO	0,14	0,15	0,29	0,22	0,34	0,15	0,29	0,65	0,61	0,65	0,22	0,22	0,26	0,36	0,58
MgO	46,43	45,55	39,37	41,34	39,46	47,52	41,66	35,72	35,90	36,28	44,15	42,51	43,61	40,99	35,75
CaO	0,22	0,31	0,29	0,33	0,27	0,20	0,29	0,36	0,44	0,35	0,33	0,33	0,35	0,34	0,32
NiO	0,35	0,26	0,12	0,18	0,20	0,46	0,18	0,06	0,02	0,01	0,24	0,22	0,27	0,26	0,00
Na ₂ O	0,06	0,07	0,04	0,03	0,04	0,01	0,02	0,02	0,06	0,05	0,05	0,03	0,03	0,04	0,05
K ₂ O	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	99,66	99,86	99,34	99,55	100,24	99,75	99,06	99,59	99,74	98,83	99,83	98,85	99,44	99,29	99,29
Fórmula estrutural calculada na base de 4 oxigênios															
Si	1,003	1,003	1,007	1,008	0,998	1,003	1,011	1,009	1,002	0,992	0,997	0,998	1,008	1,006	1,007
Al	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,000
Ti	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001
Cr	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
Fe ²⁺	0,250	0,275	0,440	0,383	0,461	0,220	0,364	0,543	0,548	0,540	0,320	0,353	0,315	0,387	0,545
Mn	0,003	0,003	0,006	0,005	0,007	0,003	0,006	0,015	0,014	0,015	0,005	0,005	0,006	0,008	0,013
Mg	1,722	1,695	1,523	1,577	1,521	1,750	1,591	1,409	1,416	1,444	1,661	1,626	1,643	1,571	1,414
Ca	0,006	0,008	0,008	0,009	0,007	0,005	0,008	0,010	0,012	0,010	0,009	0,009	0,010	0,009	0,009
Ni	0,007	0,005	0,003	0,004	0,004	0,009	0,004	0,001	0,000	0,000	0,005	0,005	0,006	0,005	0,000
Na	0,003	0,004	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,003	0,003	0,002	0,001	0,001	0,002	0,003
K	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Total cations	2,996	2,995	2,992	2,989	3,002	2,993	2,988	2,989	2,996	3,008	3,003	3,001	2,991	2,991	2,992
Componentes Moleculares															
Fa	0,13	0,14	0,22	0,20	0,23	0,11	0,19	0,28	0,28	0,27	0,16	0,18	0,16	0,20	0,28
Fo	0,87	0,86	0,78	0,80	0,77	0,89	0,81	0,72	0,72	0,73	0,84	0,82	0,84	0,80	0,72
Nomenclatura (Deer et al. 1992)	crisolita	crisolita	crisolita	crisolita	crisolita	crisolita	crisolita	crisolita	crisolita	crisolita	crisolita	crisolita	crisolita	crisolita	crisolita

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; feno, fenocristal; mfen, microfenocristal; mtz, matriz; inc, inclusão.

TABELA 21 - Composição química, em porcentagem de peso, de piroxênios das rochas de diques da Ilha Monte de Trigo.

Amostra	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr54c	mtr54c	mtr54c	mtr54c	mtr54c
Localização/ Grão	mtz 1	mtz 2	mtz 3	mtz 4	feno 2n	feno 2nb	feno 2nb	feno 2b	feno 4n	feno 4n	feno 4nb	feno 4nb	feno 4nb	feno 4nb	feno 4b	feno nv 1n	feno nv 1nb	feno nv 1nb	feno nv 1b	feno nv 2n
Análise	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	43,48	44,24	48,69	48,71	47,31	44,28	48,26	46,26	47,74	47,07	48,10	50,56	50,09	49,78	46,04	47,68	47,69	49,07	46,02	48,72
TiO ₂	4,10	2,82	1,61	1,42	1,98	3,06	1,65	2,57	2,24	2,64	2,34	0,62	0,50	1,37	2,57	1,70	1,98	1,90	2,84	1,72
Al ₂ O ₃	9,92	9,65	5,54	5,38	6,97	9,69	5,92	7,55	6,63	7,01	6,36	3,42	3,87	4,38	8,04	5,73	6,16	4,90	7,62	4,70
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,04	0,00	0,01	0,09	0,03	0,01	0,01	0,05	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01
ZrO ₂	0,09	0,08	0,12	0,01	0,08	0,03	0,06	0,19	0,04	0,02	0,06	0,10	0,15	0,09	0,11	0,25	0,06	0,13	0,02	0,14
FeO	9,60	10,22	8,29	7,41	9,40	8,51	8,17	8,18	7,25	7,52	7,06	10,80	10,93	7,33	8,49	11,44	10,87	6,97	8,36	11,16
MnO	0,24	0,33	0,26	0,17	0,25	0,14	0,26	0,19	0,15	0,16	0,16	0,41	0,42	0,19	0,22	0,33	0,41	0,15	0,18	0,30
MgO	9,82	9,45	12,25	13,30	11,31	11,44	12,38	12,08	12,58	12,65	13,31	11,32	10,95	13,80	11,32	9,75	9,87	14,51	12,52	10,39
CaO	22,40	22,07	22,81	22,63	21,73	21,33	22,66	22,59	22,57	22,44	23,04	22,66	21,67	22,82	22,93	21,18	21,54	22,17	20,41	20,74
Na ₂ O	0,96	1,18	0,75	0,84	1,11	0,96	0,92	0,71	0,80	0,83	0,67	0,98	1,21	0,76	0,77	1,83	1,84	0,57	1,11	2,28
K ₂ O	0,01	0,04	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,27	0,00
Total	100,62	100,06	100,35	99,87	100,15	99,52	100,29	100,33	100,01	100,41	101,13	100,87	99,79	100,53	100,52	99,89	100,44	100,40	99,35	100,16
Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios																				
T	Si	1,625	1,659	1,806	1,801	1,762	1,654	1,786	1,717	1,769	1,738	1,761	1,881	1,882	1,830	1,709	1,791	1,778	1,804	1,715
	Al	0,375	0,341	0,194	0,199	0,238	0,346	0,214	0,283	0,231	0,262	0,239	0,119	0,118	0,170	0,291	0,209	0,222	0,196	0,185
	Fe ³⁺	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	0,000
	Σ _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	2,000	2,000	2,000	2,000
	Al	0,062	0,086	0,048	0,036	0,067	0,081	0,044	0,047	0,058	0,043	0,035	0,030	0,053	0,020	0,061	0,045	0,049	0,016	0,022
M1	Ti	0,115	0,079	0,045	0,039	0,055	0,086	0,046	0,072	0,063	0,073	0,064	0,017	0,014	0,038	0,072	0,048	0,056	0,053	0,080
	Fe ³⁺	0,148	0,178	0,104	0,142	0,136	0,157	0,139	0,137	0,103	0,128	0,120	0,120	0,120	0,125	0,137	0,188	0,190	0,109	0,165
	Cr	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
	Zr	0,002	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,001	0,003	0,001	0,000	0,001	0,002	0,003	0,002	0,002	0,005	0,001	0,002	0,003
	Mg	0,547	0,528	0,677	0,733	0,628	0,637	0,683	0,668	0,695	0,697	0,726	0,628	0,613	0,756	0,626	0,546	0,549	0,795	0,695
M2	Fe ²⁺	0,127	0,127	0,122	0,049	0,112	0,036	0,086	0,073	0,080	0,057	0,053	0,203	0,198	0,060	0,101	0,168	0,149	0,024	0,126
	Mn	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	0,007	0,000	0,000	0,002
	Σ _{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	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
	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	0,000
	Fe ²⁺	0,026	0,015	0,031	0,038	0,045	0,073	0,028	0,044	0,042	0,047	0,043	0,013	0,026	0,041	0,025	0,004	0,000	0,081	0,086
M2	Mn	0,008	0,010	0,008	0,005	0,008	0,004	0,008	0,006	0,005	0,005	0,005	0,013	0,013	0,006	0,007	0,010	0,006	0,005	0,006
	Ca	0,897	0,887	0,906	0,897	0,867	0,853	0,898	0,898	0,896	0,888	0,903	0,903	0,872	0,899	0,912	0,853	0,860	0,873	0,815
	Na	0,070	0,086	0,054	0,060	0,080	0,069	0,066	0,051	0,057	0,059	0,048	0,070	0,088	0,054	0,055	0,133	0,133	0,041	0,080
	K	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,013
	Σ _{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	1,000	1,000	1,000	1,000
Total cátions		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	4,000	4,000	4,000	4,000
Componentes moleculares																				
Jd	6,2	8,5	4,8	3,6	6,7	6,6	4,4	4,5	5,6	4,3	3,5	3,0	5,3	2,0	5,2	4,5	4,9	1,6	5,0	2,2
Ae	0,5	0,0	0,1	2,4	1,0	0,0	1,9	0,0	0,0	1,4	1,1	3,6	3,0	3,2	0,0	7,9	8,2	1,9	4,2	13,8
Es	14,3	17,8	10,4	11,8	12,6	15,7	12,0	13,7	10,3	11,4	10,9	8,4	8,9	9,3	13,8	11,0	10,8	9,0	12,3	8,4
CaTtTs	11,5	8,0	4,5	3,9	5,5	8,6	4,6	7,2	6,3	7,3	6,4	1,7	1,4	3,8	7,2	4,8	5,6	5,3	8,0	4,8
CaTs	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	1,5	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Wo	31,9	31,4	37,9	37,0	34,3	29,8	36,6	34,5	36,4	35,0	36,5	40,2	38,5	38,4	34,7	34,8	34,9	36,6	30,6	34,8
En	27,4	26,4	33,9	36,7	31,4	31,9	34,2	33,5	34,8	34,8	36,3	31,4	30,7	37,8	31,4	27,4	27,5	39,8	34,8	28,9
Fs	7,8	7,5	7,8	4,6	8,1	5,6	6,0	5,8	6,3	5,4	4,9	11,3	11,6	5,2	6,5	8,7	8,0	5,3	5,0	6,5
Fe ²⁺ -NaT	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fe ²⁺ -NaZ	0,3	0,3	0,4	0,1	0,3	0,1	0,2	0,7	0,1	0,1	0,2	0,4	0,5	0,3	0,4	0,9	0,2	0,5	0,1	0,5
Ko	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,3	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0
Nomenclatura (Morimoto, 1990)	diopsídio subsilitico com Fe3+ e Ti	diopsídio subsilitico com Fe3+	diopsídio com Fe3+	diopsídio com Fe3+	diopsídio com Fe3+	diopsídio subsilitico com Fe3+	diopsídio com Fe3+	diopsídio subsilitico com Fe3+	diopsídio com Fe3+	diopsídio subsilitico com Fe3+	diopsídio com Fe3+	diopsídio com Fe3+	diopsídio com Fe3+	diopsídio com Fe3+	diopsídio subsilitico com Fe3+	diopsídio com Fe3+ e Na	diopsídio com Fe3+ e Na	diopsídio com Fe3+	diopsídio subsilitico com Fe3+	diopsídio com Fe3+ e Na

OBSERVAÇÕES: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado por estequiometria. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; feno, fenocristal; feno nv, fenocristal com núcleo verde; mtz, grão da matriz.

TABELA 21 - Continuação.

Amostra	mtr54c	mtr54c	mtr54c	mtr54c	mtr54c	mtr54c	mtr54c	mtr54c	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr67a	mtr67a	mtr67a
Localização/ Grão	feno nv 2nb	feno nv 2nb	feno nv 2b	feno 3n	feno 3nb	feno 3b	feno 5n	feno 5b	feno 1n	feno 2n	feno 4n	mtz 2n	mtz 2b	mtz 3n	mtz 3b	mtz 4n	mtz 4b	interst 1n	interst 1b	interst 3n
Análise	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO ₂	49,15	47,73	43,34	51,75	49,90	46,79	51,49	47,58	49,34	49,88	47,35	51,21	49,68	47,55	48,00	49,14	51,09	47,61	47,97	47,60
TiO ₂	1,80	1,76	3,83	1,12	1,27	2,35	0,74	1,96	1,47	1,50	2,04	2,39	0,28	0,21	0,36	0,71	1,83	0,32	0,41	0,35
Al ₂ O ₃	4,81	6,63	9,58	3,45	4,43	7,00	3,15	6,01	4,53	4,33	6,88	1,22	1,40	2,76	2,15	1,17	1,00	1,24	1,24	1,14
Cr ₂ O ₃	0,00	0,26	0,04	0,62	0,44	0,09	0,97	0,00	0,04	0,06	0,24	0,01	0,03	0,05	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02
ZrO ₂	0,19	0,13	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,03	0,03	0,26	1,23	0,59	0,97	2,03	1,21	1,00	0,61	1,06	0,41
FeO	11,81	6,89	8,80	5,55	6,11	7,62	4,98	7,82	7,52	7,24	7,71	24,69	23,29	23,35	23,34	24,94	25,10	22,79	23,26	22,54
MnO	0,30	0,09	0,13	0,02	0,12	0,12	0,11	0,15	0,19	0,15	0,18	0,38	1,18	1,71	1,50	1,19	0,66	1,21	1,32	1,30
MgO	10,11	14,26	11,22	16,21	15,19	12,98	16,79	13,41	14,23	14,56	13,21	0,60	1,96	0,80	0,93	0,78	0,43	2,23	1,95	2,54
CaO	20,61	21,57	22,01	22,29	21,99	22,16	21,26	21,59	22,00	21,36	21,45	2,90	12,60	16,57	14,46	11,05	4,02	17,25	15,29	18,29
Na ₂ O	2,28	0,64	0,72	0,45	0,64	0,78	0,47	0,89	0,64	0,68	0,75	11,82	5,48	3,88	5,00	6,89	11,20	3,35	4,28	2,84
K ₂ O	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,02	0,04	0,01	0,01	0,00	0,04	0,00
Total	101,07	99,96	99,73	101,45	100,09	99,88	99,98	99,45	99,99	99,79	100,06	96,45	97,50	97,86	97,80	97,08	96,34	96,63	96,83	97,02
Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios																				
T	Si	1,820	1,758	1,624	1,870	1,830	1,734	1,880	1,768	1,822	1,843	1,753	1,990	1,961	1,922	1,936	1,968	1,996	1,943	1,948
	Al	0,180	0,242	0,376	0,130	0,170	0,266	0,120	0,232	0,178	0,157	0,247	0,010	0,039	0,078	0,064	0,032	0,004	0,057	0,052
	Fe ³⁺	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	0,007
	Σ _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	2,000	2,000	2,000	2,000
M1	Al	0,030	0,046	0,047	0,017	0,022	0,040	0,016	0,031	0,019	0,031	0,053	0,045	0,026	0,054	0,038	0,023	0,042	0,003	0,008
	Ti	0,050	0,049	0,108	0,030	0,035	0,065	0,020	0,055	0,041	0,042	0,057	0,070	0,008	0,006	0,011	0,021	0,054	0,010	0,012
	Fe ³⁺	0,203	0,130	0,161	0,066	0,111	0,148	0,068	0,153	0,119	0,089	0,116	0,634	0,452	0,269	0,309	0,437	0,627	0,268	0,307
	Cr	0,000	0,008	0,001	0,018	0,013	0,003	0,028	0,000	0,001	0,002	0,007	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001
	Zr	0,003	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,005	0,023	0,011	0,019	0,040	0,024	0,019	0,012	0,021
	Mg	0,558	0,765	0,627	0,869	0,820	0,717	0,868	0,743	0,783	0,802	0,729	0,034	0,115	0,048	0,056	0,046	0,025	0,135	0,118
	Fe ²⁺	0,154	0,000	0,055	0,000	0,000	0,028	0,000	0,018	0,036	0,034	0,032	0,169	0,317	0,520	0,478	0,399	0,193	0,510	0,484
	Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,040	0,058	0,051	0,040	0,022	0,042	0,045	0,045
M2	Σ _{M1}	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,987	0,970	0,977	0,983	0,990	0,983	0,981	0,996	0,978
	Mg	0,000	0,018	0,000	0,003	0,010	0,000	0,047	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Fe ²⁺	0,008	0,082	0,059	0,102	0,077	0,060	0,084	0,072	0,077	0,101	0,090	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Mn	0,009	0,003	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,005	0,006	0,005	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Ca	0,818	0,852	0,884	0,863	0,864	0,880	0,832	0,859	0,871	0,845	0,851	0,121	0,533	0,718	0,625	0,474	0,168	0,754	0,665
	Na	0,164	0,045	0,052	0,031	0,046	0,056	0,034	0,064	0,046	0,049	0,054	0,890	0,496	0,304	0,391	0,535	0,848	0,265	0,337
	K	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000
	Σ _{M2}	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,013	1,030	1,023	1,017	1,010	1,017	1,019	1,004	1,022
Total cátions		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	4,000	4,000	4,000	4,000
Componentes moleculares																				
Jd	3,0	3,3	4,7	1,4	2,2	4,0	0,5	3,1	1,9	3,1	3,8	4,9	2,6	5,5	3,8	2,4	4,5	0,3	0,8	0,0
Ae	12,8	0,0	0,3	0,0	1,2	1,4	0,0	3,3	2,4	1,6	0,0	68,2	45,0	21,3	28,1	44,8	66,5	23,9	29,1	20,8
Es	7,6	13,0	15,8	6,6	9,9	13,4	6,8	12,1	9,5	7,3	11,7	0,0	0,4	5,9	3,5	0,0	0,0	3,1	1,9	3,6
CaTiTs	5,0	4,9	10,8	3,0	3,5	6,5	2,0	5,5	4,1	4,2	5,7	2,3	0,8	0,7	1,1	2,2	0,7	1,0	1,3	1,1
CaTs	0,0	1,3	0,0	0,3	0,0	0,0	1,1	0,0	0,0	0,0	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Wo	34,7	33,0	30,9	38,2	36,5	34,0	36,6	34,2	36,8	36,5	33,2	5,4	26,2	33,0	29,6	23,2	8,5	35,9	32,1	37,7
En	28,0	39,2	31,4	43,6	41,5	35,8	45,7	37,1	39,2	40,1	36,5	1,9	5,8	2,4	2,8	2,4	1,3	6,8	6,0	7,7
Fs	8,3	4,0	5,9	5,1	4,0	4,6	4,4	4,7	5,9	6,9	5,9	2,0	16,8	27,3	22,9	20,1	4,4	26,5	24,6	27,4
Fe ²⁺ -NaT	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	10,5	0,0	0,0	0,0	0,0	9,9	0,0	0,0	0,0
Fe ²⁺ -NaZ	0,7	0,5	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,9	5,0	2,3	3,9	8,1	4,9	4,0	2,4	4,2	1,6
Ko	0,0	0,8	0,1	1,8	1,3	0,3	2,8	0,0	0,1	0,2	0,7	0,0	0,1	0,2	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1

Nomenclatura (Morimoto, 1990)	diopsídio com Fe ³⁺ e Na	diopsídio com Fe ³⁺	diopsídio subsiliático com Fe ³⁺ e Ti	diopsídio com Cr	diopsídio com Fe ³⁺ e Cr	diopsídio subsiliático com Fe ³⁺	augita com Cr	diopsídio com Fe ³⁺	diopsídio com Fe ³⁺	diopsídio	diopsídio com Fe ³⁺	egirina com Zr	egirina- augita com Zr	egirina- augita com Zr	egirina- augita com Zr	egirina- augita com Zr	egirina com Zr	egirina- augita com Zr	egirina- augita com Zr	egirina- augita
----------------------------------	---	-----------------------------------	---	---------------------	---	---	------------------	-----------------------------------	-----------------------------------	-----------	-----------------------------------	-------------------	------------------------------	------------------------------	------------------------------	------------------------------	-------------------	------------------------------	------------------------------	--------------------

OBSERVAÇÕES: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado por estequiometria. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; feno, fenocristal; feno nv, fenocristal com núcleo verde; mtz, grão da matriz, interst, grão intersticial.

TABELA 21 - Continuação.

Amostra	mtr67a	mtr67a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr01b	mtr01b	mtr01b	mtr01b	
Localização/ Grão	interst 3b	interst 5n	inc FA 1	inc FA 2	inc FA 3	xeno 1n	xeno 1n	xeno 1b	xeno 1b	xeno rosa 3n	xeno rosa 3nb	xeno rosa 3nb	xeno rosa 3b	xeno rosa 3b	inc FA 4n	inc FA 4b	feno 1n	feno 1nb	feno 1b	2	
Análise	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	
SiO ₂	47,93	48,24	46,25	46,36	46,81	47,83	47,60	49,81	49,48	48,37	46,37	48,56	49,48	47,41	48,04	45,94	50,40	51,65	50,29	50,08	
TiO ₂	0,28	0,56	0,82	0,78	0,77	1,51	2,12	0,23	0,36	1,57	2,48	2,01	0,78	1,80	0,40	0,89	0,65	1,00	0,54	0,57	
Al ₂ O ₃	1,28	1,46	3,66	3,34	3,19	5,80	5,99	1,92	2,24	5,83	7,53	5,73	3,35	6,50	1,97	3,28	1,19	1,45	1,26	1,17	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,05	0,00	0,01	0,03	0,00	0,03	0,01	0,04	
ZrO ₂	0,67	0,76	0,62	0,58	0,32	0,05	0,00	0,17	0,03	0,00	0,00	0,00	0,17	0,07	0,23	0,81	0,24	0,33	0,56	0,75	
FeO	23,13	23,13	20,26	19,85	20,57	8,47	7,14	14,88	15,13	8,00	7,23	7,28	12,74	8,18	20,36	21,43	27,00	27,06	26,34	26,33	
MnO	1,28	1,26	0,78	0,73	0,84	0,19	0,10	0,62	0,61	0,22	0,15	0,12	0,45	0,19	0,85	0,85	1,80	0,63	1,65	1,52	
MgO	2,14	2,00	4,30	4,50	4,19	12,19	12,93	8,25	8,06	12,40	12,81	13,83	9,80	12,31	5,03	3,24	0,32	0,27	0,74	0,61	
CaO	15,88	14,54	21,02	21,44	21,29	22,63	23,02	22,39	21,98	22,82	21,81	22,23	22,49	22,73	21,83	20,95	5,60	3,49	5,47	4,74	
Na ₂ O	4,24	5,05	1,34	1,28	1,22	0,74	0,61	1,11	1,14	0,75	0,75	0,69	0,96	0,73	1,05	1,52	10,37	11,56	10,45	10,93	
K ₂ O	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	
Total	96,84	97,00	99,06	98,86	99,21	99,39	99,54	99,39	99,06	99,96	99,22	100,45	100,28	99,94	99,78	98,95	97,56	97,45	97,33	96,74	
Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios																					
T	Si	1,939	1,939	1,838	1,844	1,860	1,790	1,772	1,921	1,914	1,797	1,729	1,785	1,871	1,762	1,894	1,842	1,956	1,987	1,951	1,949
	Al	0,061	0,061	0,162	0,156	0,140	0,210	0,228	0,079	0,086	0,203	0,271	0,215	0,129	0,238	0,091	0,155	0,044	0,013	0,049	0,051
	Fe ³⁺	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	0,015	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	
	Σ _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	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
	Al	0,001	0,008	0,010	0,001	0,010	0,045	0,035	0,008	0,017	0,052	0,060	0,034	0,021	0,047	0,000	0,000	0,010	0,052	0,008	0,003
M1	Ti	0,009	0,017	0,025	0,023	0,023	0,042	0,059	0,007	0,011	0,044	0,069	0,056	0,022	0,050	0,012	0,027	0,019	0,029	0,016	0,017
	Fe ³⁺	0,339	0,371	0,180	0,181	0,163	0,130	0,117	0,133	0,132	0,116	0,125	0,117	0,125	0,139	0,152	0,188	0,718	0,706	0,725	0,755
	Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	
	Zr	0,013	0,015	0,012	0,011	0,006	0,001	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001	0,004	0,016	0,005	0,006	0,011	0,014
	Mg	0,129	0,120	0,255	0,267	0,248	0,680	0,718	0,474	0,465	0,687	0,712	0,758	0,553	0,682	0,296	0,193	0,018	0,015	0,042	0,035
M2	Fe ²⁺	0,444	0,407	0,494	0,479	0,520	0,101	0,071	0,347	0,357	0,101	0,032	0,035	0,275	0,080	0,505	0,528	0,158	0,165	0,129	0,102
	Mn	0,044	0,043	0,025	0,025	0,028	0,000	0,000	0,020	0,018	0,000	0,000	0,000	0,000	0,028	0,029	0,059	0,020	0,054	0,050	
	Σ _{M1}	0,978	0,980	1,000	0,987	0,999	1,000	1,000	0,992	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,997	0,981	0,987	0,994	0,986	0,977	
	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	0,000	
	Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,033	0,035	0,000	0,000	0,031	0,069	0,071	0,003	0,035	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
M2	Mn	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,006	0,003	0,000	0,002	0,007	0,005	0,004	0,014	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
	Ca	0,689	0,626	0,895	0,914	0,906	0,907	0,918	0,925	0,911	0,908	0,871	0,876	0,911	0,905	0,922	0,900	0,233	0,144	0,227	0,198
	Na	0,333	0,394	0,103	0,099	0,094	0,053	0,044	0,083	0,086	0,054	0,055	0,049	0,070	0,053	0,080	0,118	0,780	0,862	0,785	0,825
	K	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	
	Σ _{M2}	1,022	1,020	1,000	1,013	1,001	1,000	1,000	1,008	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,003	1,019	1,013	1,006	1,014	1,023
Total cátions	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	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	
Componentes moleculares																					
Jd	0,1	0,8	1,0	0,1	1,0	4,5	3,5	0,8	1,7	5,2	5,3	3,4	2,1	4,7	0,0	0,0	1,0	5,5	0,8	0,3	
Ae	30,8	35,9	7,0	7,6	7,2	0,6	0,9	6,9	6,9	0,2	0,0	1,5	4,2	0,4	7,2	8,7	73,6	74,1	74,1	77,5	
Es	3,3	1,5	11,0	10,7	9,2	12,4	10,8	6,5	6,3	11,4	12,5	10,2	8,3	13,5	8,0	10,2	0,0	0,0	0,0	0,0	
CaTITs	0,9	1,7	2,5	2,3	2,3	4,2	5,9	0,7	1,1	4,4	6,9	5,6	2,2	5,0	1,2	2,7	1,9	2,8	1,6	1,7	
CaTs	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
Wo	32,6	29,9	38,3	39,4	39,7	37,1	37,5	42,8	41,9	37,5	33,5	35,9	40,4	36,0	41,6	38,9	10,9	6,1	10,8	9,3	
En	6,5	6,0	12,8	13,4	12,5	34,0	35,9	23,8	23,2	34,3	35,6	37,9	27,7	34,1	14,8	9,7	0,9	0,8	2,2	1,8	
Fs	23,2	21,1	25,0	24,2	26,9	7,0	5,4	18,0	18,8	6,9	5,2	5,5	14,3	5,9	26,3	26,5	10,6	8,9	8,3	6,3	
Fe ²⁺ -NaT	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	
Fe ²⁺ -NaZ	2,6	3,0	2,4	2,3	1,3	0,2	0,0	0,6	0,1	0,0	0,0	0,0	0,6	0,2	0,9	3,2	0,9	1,3	2,2	2,9	
Ko	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	
Nomenclatura (Morimoto, 1990)	egirina- augita com Zr	egirina- augita com Zr	hedember gita com Fe ³⁺ , Zr e Na	hedember gita com Fe ³⁺ e Zr	hedember gita com Fe ³⁺	diopsídio com Fe ³⁺	diopsídio com Fe ³⁺	hedember gita com Fe ³⁺	hedember gita com Fe ³⁺	diopsídio com Fe ³⁺	diopsídio subsílico com Fe ³⁺	diopsídio com Fe ³⁺	diopsídio com Fe ³⁺	diopsídio com Fe ³⁺	hedember gita com Fe ³⁺	hedember gita com Fe ³⁺ , Zr e Na	egirina- augita	egirina	egirina- augita com Zr	egirina com Zr	

OBSERVAÇÕES: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado por estequiometria. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; feno, fenocristal; xeno, xenocristal; incl, inclusão; interst, grão intersticial.

TABELA 21 - Continuação.

Amostra	mtr01b	mtr01b	mtr01b	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04c	mtr04c	mtr04c	mtr04c	mtr04c	mtr04c	mtr04c	mtr04c
Localização/ Grão	5n	5b	4	agreg 1n	agreg 2	c/ isot 1n	c/ isot 1nb	c/ isot 1nb	c/ isot 1b	mtz 1	mtz 2	mtz 4	1n	2n	2b	4n	4b	5n bols interst	5b bols interst	6b bols interst
Análise	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80
SiO ₂	50,54	50,49	50,26	51,08	50,27	51,02	51,44	51,21	49,99	51,28	50,48	50,29	49,25	49,15	49,64	49,35	49,43	48,33	49,84	51,20
TiO ₂	0,80	0,51	0,57	0,34	0,31	0,62	0,92	0,60	0,90	0,23	0,38	1,04	0,22	0,30	0,31	0,25	0,23	1,21	0,39	0,97
Al ₂ O ₃	1,13	1,23	1,21	1,34	1,04	2,07	1,44	1,12	1,26	2,35	1,11	0,67	1,12	1,10	1,17	1,11	1,05	1,59	1,16	0,96
Cr ₂ O ₃	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,00	0,03	0,00	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
ZrO ₂	0,53	0,46	0,76	0,41	0,03	1,36	1,71	3,27	1,94	0,59	0,82	2,24	0,80	0,81	0,78	0,74	1,05	1,14	0,93	0,32
FeO	26,80	26,77	26,36	26,81	24,71	26,76	26,28	26,08	26,17	24,89	26,43	25,97	21,35	22,63	21,63	21,50	21,38	20,50	21,83	26,92
MnO	1,26	1,65	1,66	0,77	0,92	0,70	0,63	0,67	0,76	0,70	1,00	0,66	1,82	1,70	1,57	1,69	1,64	1,69	1,37	0,34
MgO	0,60	0,74	0,57	0,80	2,05	0,16	0,19	0,24	0,20	0,54	0,70	0,33	3,29	2,57	3,33	3,29	3,09	3,52	2,97	0,80
CaO	4,27	5,62	4,86	5,62	11,80	5,39	3,32	1,65	4,46	4,71	7,47	3,12	13,68	12,70	11,88	13,61	13,05	13,12	9,32	2,30
Na ₂ O	10,99	10,35	10,54	10,52	6,90	10,30	11,85	12,41	10,79	11,17	9,34	11,31	5,47	6,09	6,91	5,53	5,98	5,95	7,83	12,25
K ₂ O	0,00	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,07	0,01
Total	96,94	97,84	96,80	97,69	98,07	98,42	97,78	97,27	96,47	96,51	97,79	95,65	97,05	97,04	97,26	97,08	96,92	97,07	95,70	96,07
Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios																				
T	Si	1,962	1,950	1,963	1,968	1,965	1,970	1,979	1,985	1,967	1,982	1,967	1,955	1,953	1,943	1,957	1,961	1,912	1,973	1,980
	Al	0,038	0,050	0,037	0,032	0,035	0,030	0,021	0,015	0,033	0,018	0,033	0,045	0,047	0,054	0,043	0,039	0,074	0,027	0,020
	Fe ³⁺	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	0,002	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000
	Σ _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	2,000	2,000	2,000	2,000
M1	Al	0,014	0,006	0,018	0,029	0,013	0,064	0,044	0,037	0,026	0,089	0,018	0,022	0,008	0,004	0,000	0,009	0,010	0,000	0,027
	Ti	0,023	0,015	0,017	0,010	0,009	0,018	0,027	0,018	0,027	0,007	0,011	0,031	0,006	0,009	0,009	0,007	0,036	0,012	0,028
	Fe ³⁺	0,733	0,723	0,707	0,708	0,503	0,615	0,698	0,705	0,661	0,686	0,630	0,666	0,399	0,444	0,508	0,401	0,420	0,413	0,520
	Cr	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Zr	0,010	0,009	0,014	0,008	0,001	0,026	0,032	0,062	0,037	0,011	0,016	0,043	0,016	0,016	0,015	0,014	0,020	0,022	0,018
	Mg	0,035	0,042	0,033	0,046	0,120	0,009	0,011	0,014	0,012	0,031	0,041	0,020	0,195	0,152	0,194	0,195	0,183	0,208	0,175
	Fe ²⁺	0,138	0,142	0,153	0,156	0,304	0,249	0,147	0,140	0,200	0,119	0,232	0,194	0,309	0,307	0,197	0,312	0,290	0,252	0,202
	Mn	0,041	0,054	0,055	0,025	0,031	0,018	0,021	0,022	0,025	0,023	0,033	0,022	0,061	0,057	0,052	0,057	0,055	0,057	0,046
M2	Σ _{M1}	0,995	0,991	0,998	0,981	0,981	1,000	0,979	0,998	0,988	0,967	0,981	0,998	0,996	0,990	0,977	0,996	0,985	0,987	1,000
	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	0,000
	Fe ²⁺	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	0,000
	Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	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	0,177	0,232	0,203	0,232	0,494	0,223	0,137	0,069	0,188	0,195	0,312	0,132	0,582	0,541	0,498	0,579	0,555	0,556	0,395
	Na	0,828	0,775	0,798	0,786	0,523	0,771	0,884	0,933	0,823	0,837	0,706	0,868	0,421	0,469	0,525	0,426	0,460	0,457	0,601
	K	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,004	0,001
	Σ _{M2}	1,005	1,009	1,002	1,019	1,019	1,000	1,021	1,002	1,012	1,033	1,019	1,002	1,004	1,010	1,023	1,004	1,015	1,013	1,014
Total cátions		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	4,000	4,000	4,000	4,000
Componentes moleculares																				
Jd	1,4	0,6	1,9	2,9	1,3	6,6	4,6	3,9	2,7	9,1	1,8	2,4	0,8	0,4	0,0	0,9	1,0	0,0	2,8	2,5
Ae	75,9	73,7	72,9	72,3	50,5	63,6	73,9	75,4	69,6	70,4	64,3	71,0	38,5	43,7	49,8	39,0	41,4	41,7	53,1	82,9
Es	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,8	1,1	1,5	1,3	1,0	0,0	0,0	0,0
CaTiTs	2,4	1,5	1,7	1,0	0,9	1,9	2,8	1,9	2,8	0,7	1,1	1,9	0,6	0,9	0,9	0,7	0,7	3,6	1,2	3,0
CaTs	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Wo	8,0	11,1	9,6	11,4	24,3	10,6	5,8	2,7	8,5	9,7	15,4	6,1	28,1	26,2	23,9	28,1	27,2	26,3	19,6	3,5
En	1,8	2,2	1,7	2,4	6,0	0,5	0,6	0,7	0,6	1,6	2,1	1,0	9,8	7,7	9,8	9,8	9,2	10,5	8,9	2,4
Fs	8,2	9,1	9,2	8,5	16,7	11,4	5,5	2,1	7,9	6,1	11,9	5,5	17,1	16,8	11,1	17,1	15,4	13,4	10,8	4,4
Fe ²⁺ -NaT	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fe ²⁺ -NaZ	2,1	1,8	3,0	1,6	0,1	5,3	6,8	13,2	7,8	2,3	3,2	9,2	3,1	3,2	3,0	2,9	4,1	4,5	3,6	1,3
Ko	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Nomenclatura (Morimoto, 1990)	egirina	egirina- augita	egirina- augita com Zr	egirina- augita	egirina- augita	egirina- augita com Zr	egirina com Zr	egirina com Zr	egirina- augita com Zr	egirina com Zr	egirina- augita com Zr	egirina com Zr	egirina- augita com Zr	egirina- augita com Zr	egirina- augita com Zr	egirina- augita com Zr	egirina- augita com Zr	egirina- augita com Zr	egirina- augita com Zr	egirina
----------------------------------	---------	--------------------	------------------------------	--------------------	--------------------	------------------------------	-------------------	-------------------	------------------------------	-------------------	------------------------------	-------------------	------------------------------	------------------------------	------------------------------	------------------------------	------------------------------	------------------------------	------------------------------	---------

OBSERVAÇÕES: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado por estequiometria. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; agreg, agregado pseudomórfico; c/ isot, associado ao isótopo; mtz, grão da matriz; bols interst, bolsão intersticial.

TABELA 21 - Continuação.

Amostra	mtr04c	mtr04e	mtr04e	mtr04e	mtr04e	mtr04e	mtr04e
Localização/ Grão	6n bols interst	1	2	3n	3b	5n	5b
Análise	81	82	83	84	85	86	87
SiO ₂	50,40	49,40	49,27	48,89	48,62	49,96	48,88
TiO ₂	0,38	0,66	0,84	0,83	0,79	0,61	0,78
Al ₂ O ₃	1,11	3,17	3,04	3,75	3,42	2,36	4,01
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,06
ZrO ₂	0,32	0,03	0,02	0,26	0,05	0,01	0,16
FeO	22,23	12,30	11,67	12,55	11,79	12,14	11,95
MnO	1,40	0,40	0,35	0,43	0,46	0,41	0,36
MgO	2,88	9,85	10,62	9,77	10,10	10,45	9,84
CaO	10,22	22,08	22,55	21,62	21,69	22,37	21,56
Na ₂ O	7,35	0,73	0,78	0,89	0,91	0,63	0,94
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,04
Total	96,28	98,62	99,21	99,01	97,86	98,93	98,59
Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios							
T	Si	1,988	1,899	1,875	1,877	1,913	1,875
	Al	0,012	0,101	0,125	0,127	0,123	0,125
	Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Σ _T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
M1	Al	0,040	0,043	0,011	0,042	0,032	0,057
	Ti	0,011	0,019	0,024	0,024	0,023	0,017
	Fe ³⁺	0,479	0,072	0,119	0,093	0,112	0,088
	Cr	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002
	Zr	0,006	0,001	0,000	0,005	0,001	0,003
	Mg	0,169	0,565	0,602	0,558	0,581	0,563
	Fe ²⁺	0,254	0,301	0,241	0,278	0,251	0,266
	Mn	0,041	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
M2	Σ _{M1}	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
	Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Fe ²⁺	0,000	0,023	0,012	0,032	0,018	0,030
	Mn	0,006	0,013	0,011	0,014	0,015	0,012
	Ca	0,432	0,910	0,920	0,887	0,897	0,886
	Na	0,562	0,054	0,058	0,066	0,068	0,070
	K	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002
Total cátions	Σ_{M2}	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Componentes moleculares							
Jd	4,0	4,3	1,1	4,3	3,2	2,0	5,7
Ae	48,8	1,0	4,4	1,5	3,6	2,7	0,8
Es	0,0	6,2	7,6	7,8	7,6	5,2	8,0
CaTTs	1,1	1,9	2,4	2,4	2,3	1,7	2,2
CaTs	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Wo	21,4	41,4	41,0	39,4	39,9	42,4	39,3
En	8,6	28,2	30,1	28,0	29,1	29,8	28,2
Fs	14,7	16,8	13,1	15,7	14,1	16,2	15,1
Fe ²⁺ -NaT	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fe ²⁺ -NaZ	1,3	0,1	0,1	1,0	0,2	0,0	0,6
Ko	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2

Nomenclatura (Morimoto, 1990) egrina-augita diopsídio diopsídio com Fe3+ diopsídio diopsídio com Fe3+ diopsídio diopsídio

OBSERVAÇÕES: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado por estequiometria. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; bols interst, bolsão intersticial.

TABELA 22 - Composição química, em porcentagem de peso, de anfibólios das rochas de diques da Ilha Monte de Trigo.

Amostra	mtr01b	mtr01b	mtr01b	mtr01b	mtr01b	mtr67a	mtr67a	mtr67a	mtr67a	mtr67a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	
Localização/ Grão	2n	2b	3b	3n	4	2n	2b	mtz 3	6n	6b	1n	1nb	1nb	1b	3n	3b	feno 1n	feno 1nb	feno 1b	2 b reac c/ px	
Análise	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
SiO ₂	45,17	45,45	44,98	45,24	45,74	38,11	38,76	37,29	37,90	37,03	40,69	39,41	40,18	39,91	39,95	39,86	38,98	39,30	39,26	38,31	
TiO ₂	1,10	0,98	0,91	0,99	0,93	3,82	2,48	2,86	3,90	2,73	4,55	5,17	3,92	3,52	3,86	3,19	6,43	5,49	4,55	2,50	
Al ₂ O ₃	5,10	5,18	5,00	4,81	4,67	11,56	9,12	10,42	11,58	10,85	12,33	13,32	12,15	12,05	12,40	11,92	14,13	14,09	13,85	11,96	
FeO	22,62	22,10	21,96	22,25	21,87	24,39	28,98	28,27	24,23	28,45	14,51	14,35	17,94	19,94	17,76	20,94	10,50	11,63	14,91	23,39	
MnO	2,22	2,29	2,13	2,26	2,21	0,95	1,25	1,32	0,99	1,15	0,29	0,35	0,49	0,53	0,42	0,59	0,10	0,14	0,26	0,64	
MgO	6,87	7,00	6,81	6,85	7,22	4,20	2,00	1,74	4,08	1,71	10,52	9,96	8,66	7,54	8,55	7,08	12,71	12,03	9,81	5,59	
CaO	5,98	5,91	5,31	5,15	5,31	9,79	8,66	8,95	9,37	9,21	11,28	11,31	10,89	10,87	11,06	10,92	11,84	12,03	11,47	10,87	
Na ₂ O	5,65	5,93	5,84	5,91	6,16	3,27	3,59	3,45	3,44	3,10	2,57	2,62	2,78	2,58	2,70	2,68	2,42	2,34	2,76	2,70	
K ₂ O	1,52	1,57	1,53	1,51	1,54	1,60	1,69	1,64	1,69	1,75	1,56	1,56	1,52	1,61	1,68	1,58	1,53	1,43	1,51	1,68	
F	1,40	1,40	1,26	1,48	1,58	0,55	0,60	0,34	0,51	0,34	0,13	0,13	0,16	0,15	0,06	0,05	0,29	0,06	0,16	0,04	
Cl	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,04	0,01	0,03	0,03	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04	0,07	0,06	0,01	0,02	0,02	0,06	
	97,64	97,80	95,72	96,45	97,23	98,27	97,15	96,29	97,71	96,35	98,49	98,20	98,73	98,75	98,51	98,87	98,92	98,55	98,55	97,75	
-O=F,Cl	0,70	0,70	0,63	0,74	0,79	0,28	0,30	0,18	0,26	0,18	0,08	0,07	0,09	0,09	0,05	0,04	0,15	0,03	0,08	0,03	
Total	96,94	97,10	95,08	95,71	96,44	97,98	96,84	96,12	97,45	96,18	98,41	98,13	98,64	98,66	98,46	98,83	98,77	98,51	98,47	97,72	
Fórmula estrutural calculada na base de 23 oxigênios																					
T	Si	7,061	7,057	7,106	7,128	7,141	6,039	6,294	6,127	6,032	6,084	6,100	5,935	6,102	6,114	6,084	6,122	5,744	5,812	5,909	6,022
	Al	0,939	0,943	0,894	0,872	0,859	1,961	1,706	1,873	1,968	1,916	1,900	2,065	1,898	1,886	1,916	1,878	2,256	2,188	2,091	1,978
	Σ _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	8,000	8,000
C	Al	0,000	0,005	0,037	0,021	0,001	0,198	0,039	0,146	0,205	0,185	0,280	0,300	0,277	0,290	0,309	0,280	0,199	0,270	0,367	0,238
	Ti	0,129	0,115	0,108	0,118	0,109	0,455	0,303	0,353	0,467	0,337	0,513	0,586	0,448	0,405	0,442	0,369	0,713	0,610	0,514	0,296
	Fe ³⁺	1,391	1,510	1,514	1,549	1,596	0,477	1,009	0,627	0,494	0,623	0,001	0,000	0,099	0,140	0,024	0,126	0,033	0,000	0,000	0,355
	Mg	1,601	1,621	1,603	1,609	1,680	0,992	0,484	0,425	0,969	0,420	2,351	2,237	1,962	1,721	1,940	1,621	2,792	2,652	2,200	1,311
	Fe ²⁺	1,566	1,359	1,387	1,382	1,259	2,755	2,926	3,257	2,732	3,286	1,818	1,807	2,179	2,415	2,237	2,563	1,260	1,439	1,877	2,720
	Mn	0,294	0,301	0,284	0,301	0,292	0,122	0,172	0,183	0,133	0,149	0,037	0,045	0,035	0,028	0,048	0,041	0,003	0,017	0,034	0,081
	Σ _C	4,981	4,911	4,933	4,980	4,938	5,000	4,935	4,992	5,000	5,000	4,974	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	4,988	4,991	5,000	
B	Fe ²⁺	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	0,000	0,000
	Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,028	0,040	0,007	0,036	0,009	0,000	0,000	0,004
	Ca	1,001	0,984	0,898	0,870	0,888	1,662	1,507	1,576	1,598	1,622	1,811	1,824	1,772	1,785	1,805	1,797	1,869	1,907	1,849	1,830
	Na	0,999	1,016	1,102	1,130	1,112	0,333	0,493	0,424	0,402	0,367	0,188	0,176	0,200	0,175	0,188	0,167	0,122	0,093	0,151	0,165
	Σ _B	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	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
A	Na	0,715	0,769	0,687	0,674	0,753	0,671	0,637	0,675	0,658	0,621	0,558	0,590	0,617	0,592	0,608	0,632	0,570	0,577	0,654	0,657
	K	0,304	0,311	0,308	0,304	0,307	0,323	0,350	0,344	0,343	0,366	0,299	0,299	0,294	0,315	0,327	0,310	0,287	0,270	0,289	0,338
	Σ _A	1,019	1,079	0,994	0,978	1,060	0,994	0,987	1,019	1,001	0,987	0,857	0,889	0,912	0,907	0,935	0,942	0,857	0,847	0,943	0,995
Total cátions	16,000	15,990	15,928	15,958	15,998	15,994	15,922	16,010	16,001	15,987	15,857	15,863	15,912	15,907	15,935	15,942	15,857	15,835	15,934	15,995	
F	0,692	0,687	0,630	0,739	0,780	0,276	0,309	0,176	0,255	0,176	0,063	0,061	0,074	0,075	0,030	0,025	0,135	0,029	0,074	0,019	
Cl	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,010	0,003	0,009	0,008	0,010	0,013	0,007	0,011	0,011	0,017	0,015	0,002	0,004	0,006	0,017	
Nomenclatura (Leake, 1997)	ferrimagnésio-catofoforita com F, Mn e K	ferrimagnésio-catofoforita com F, Mn e K	ferrimagnésio-catofoforita com F, Mn e K	ferrimagnésio-catofoforita com F, Mn e K	ferrimagnésio-catofoforita com F, Mn e K	hastingsita com F, K e Ti	ferrimagnésio-catofoforita com F, K e Ti	hastingsita com K e Ti	hastingsita com F, K e Ti	hastingsita com K e Ti	kaersutita com K	kaersutita com K	ferropargasita com K e Ti	ferropargasita com K e Ti	ferropargasita com K e Ti	ferropargasita com K e Ti	kaersutita com K	kaersutita com K	kaersutita com K	hastingsita com K e Ti	

OBSERVAÇÕES: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado pela média nos limites da fórmula estrutural. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre o núcleo e a borda; mtz, grão da matriz; feno, fenocristal; reac c/ px, reação com piroxênio.

TABELA 22 - Continuação.

Amostra	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f
Localização/ Grão	feno 2n	feno 3n	feno 3b	inc px	mtz 1n	mtz 2	mtz 3	mtz 4	mtz 1n	mtz 1b	mtz 2	mtz 3n	feno 3n	feno 3nb	perfil borda	perfil	perfil	perfil	perfil	perfil
Análise	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35 p1	36 p2	37 p3	38 p4	39 p5	40 p6
SiO ₂	39,25	39,18	39,32	39,31	39,24	38,21	38,95	38,50	38,23	37,75	39,57	39,45	39,79	39,75	39,52	39,58	39,73	39,58	39,76	39,83
TiO ₂	4,52	4,66	4,37	5,68	4,37	2,59	4,55	2,52	5,58	1,03	3,18	2,77	5,58	5,43	4,59	5,54	5,28	4,58	4,56	4,63
Al ₂ O ₃	13,76	13,87	13,37	13,93	13,10	11,48	13,68	11,79	13,76	10,41	11,98	11,91	13,46	13,63	14,30	14,14	13,72	13,53	13,61	13,57
FeO	14,14	14,90	15,33	11,00	15,74	23,11	15,41	24,73	15,11	30,12	20,32	20,01	10,81	11,23	13,27	10,88	11,57	15,26	13,97	13,26
MnO	0,24	0,24	0,33	0,14	0,30	0,60	0,29	0,57	0,28	1,34	0,54	0,63	0,13	0,19	0,23	0,09	0,24	0,25	0,22	0,23
MgO	10,07	10,26	9,43	12,27	9,23	4,74	9,33	4,65	9,88	1,37	7,06	7,60	12,87	12,37	11,38	12,68	12,58	10,18	10,83	11,39
CaO	11,63	11,61	11,47	11,86	11,27	12,00	11,51	10,74	11,22	9,54	10,93	11,02	11,81	11,88	11,79	11,60	11,74	11,51	11,54	11,54
Na ₂ O	2,79	2,38	2,78	2,57	2,83	3,28	2,80	2,71	2,46	3,12	2,89	2,84	2,54	2,43	2,52	2,54	2,56	2,50	2,57	2,55
K ₂ O	1,47	1,42	1,52	1,34	1,56	1,65	1,58	1,86	1,35	1,71	1,55	1,65	1,56	1,46	1,47	1,60	1,47	1,56	1,54	1,50
F	0,16	0,32	0,17	0,44	0,14	0,10	0,20	0,26	0,23	0,40	0,54	0,39	0,28	0,31	0,30	0,36	0,43	0,20	0,27	0,23
Cl	0,05	0,07	0,06	0,02	0,04	0,07	0,06	0,09	0,05	0,03	0,06	0,09	0,01	0,04	0,04	0,03	0,02	0,06	0,04	0,03
	98,08	98,90	98,13	98,56	97,82	97,82	98,35	98,43	98,14	96,82	98,61	98,35	98,84	98,72	99,40	99,03	99,33	99,20	98,90	98,76
-O=F,Cl	0,09	0,17	0,10	0,22	0,08	0,07	0,11	0,15	0,12	0,21	0,28	0,22	0,14	0,16	0,16	0,18	0,22	0,11	0,15	0,12
Total	97,98	98,72	98,03	98,33	97,74	97,76	98,24	98,28	98,01	96,61	98,33	98,14	98,70	98,56	99,24	98,85	99,11	99,08	98,75	98,64
Fórmula estrutural calculada na base de 23 oxigênios																				
T	Si	5,921	5,874	5,965	5,837	5,979	6,087	5,907	6,071	5,780	6,193	6,123	6,093	5,870	5,883	5,849	5,826	5,854	5,919	5,935
	Al	2,079	2,126	2,035	2,163	2,021	1,913	2,093	1,929	2,220	1,807	1,877	1,907	2,130	2,117	2,151	2,174	2,146	2,081	2,065
	Σ _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	8,000
C	Al	0,368	0,325	0,355	0,276	0,332	0,242	0,352	0,263	0,233	0,207	0,308	0,262	0,211	0,262	0,343	0,280	0,238	0,303	0,329
	Ti	0,513	0,525	0,498	0,635	0,500	0,310	0,519	0,299	0,635	0,127	0,370	0,322	0,619	0,605	0,511	0,614	0,585	0,515	0,518
	Fe ³⁺	0,000	0,144	0,000	0,040	0,000	0,000	0,000	0,406	0,141	0,881	0,297	0,393	0,038	0,038	0,128	0,096	0,147	0,094	0,093
	Mg	2,265	2,293	2,132	2,716	2,097	1,127	2,110	1,092	2,226	0,334	1,628	1,750	2,830	2,730	2,511	2,783	2,764	2,269	2,410
	Fe ²⁺	1,783	1,713	1,944	1,327	2,005	3,079	1,954	2,856	1,765	3,252	2,334	2,191	1,296	1,352	1,507	1,226	1,267	1,813	1,664
B	Mn	0,030	0,000	0,042	0,006	0,039	0,081	0,037	0,076	0,000	0,186	0,064	0,082	0,006	0,013	0,000	0,000	0,000	0,005	0,003
	Σ _C	4,959	5,000	4,972	5,000	4,974	4,839	4,972	4,992	5,000	4,987	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
	Fe ²⁺	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,016	0,012	0,000	0,000	0,000
	Mn	0,000	0,031	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,035	0,000	0,007	0,000	0,011	0,011	0,029	0,011	0,030	0,027	0,023	0,026
	Ca	1,879	1,865	1,864	1,886	1,840	2,048	1,870	1,815	1,817	1,678	1,812	1,823	1,867	1,884	1,869	1,830	1,853	1,844	1,840
A	Na	0,121	0,094	0,136	0,102	0,160	0,000	0,130	0,185	0,143	0,322	0,181	0,177	0,122	0,106	0,095	0,142	0,105	0,129	0,134
	Σ _B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,048	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
	Na	0,694	0,598	0,680	0,637	0,677	1,013	0,693	0,642	0,579	0,671	0,686	0,674	0,604	0,591	0,627	0,582	0,625	0,595	0,612
	K	0,284	0,271	0,293	0,253	0,302	0,335	0,305	0,375	0,261	0,358	0,306	0,326	0,293	0,276	0,301	0,276	0,297	0,292	0,285
	Σ _A	0,978	0,869	0,974	0,891	0,979	1,348	0,998	1,017	0,840	1,029	0,992	1,000	0,897	0,868	0,904	0,883	0,901	0,892	0,904
Total cátions		15,937	15,869	15,946	15,891	15,953	16,235	15,970	16,009	15,840	16,016	15,992	16,000	15,897	15,868	15,904	15,883	15,901	15,892	15,904
F		0,078	0,152	0,083	0,207	0,067	0,052	0,094	0,132	0,109	0,209	0,263	0,192	0,131	0,144	0,142	0,165	0,199	0,095	0,129
Cl		0,012	0,017	0,016	0,004	0,010	0,018	0,015	0,023	0,012	0,007	0,015	0,022	0,002	0,011	0,009	0,006	0,005	0,015	0,007
Nomenclatura (Leake, 1997)	kaersutita com K	kaersutita com K	pargasita com K e Ti	kaersutita com K	kaersutita com K	ferro- pargasita com K e Ti	kaersutita com K	hastingsita com K e Ti	kaersutita com K	hastingsita com Fe ³⁺ e K	ferro- pargasita com F, K e Ti	hastingsita com K e Ti	kaersutita com K	kaersutita com K	kaersutita com K	kaersutita com K	kaersutita com K	kaersutita com K	kaersutita com K	kaersutita com K

OBSERVAÇÕES: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado pela média nos limites da fórmula estrutural. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre o núcleo e a borda; mtz, grão da matriz; feno, fenocristal; inc, incluso; px, piroxênio.

TABELA 22 - Continuação.

Amostra	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr54c	mtr54c	mtr54c	mtr54c	mtr54c	mtr54c	mtr54c	mtr54c	mtr04e	mtr04e
Localização/ Grão	perfil	perfil	perfil	perfil	perfil	perfil núcleo	feno 3nb	feno 3nb	feno 3b	mtz 2	mtz 3	feno 1n	feno 1b	feno 2n	feno 2b	mtz 1	mtz 2	mtz 3	1n	1b	
Análise	41 p7	42 p8	43 p9	44 p10	45 p11	46 p12	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	
SiO ₂	39,74	39,60	39,66	39,78	39,43	39,54	39,70	39,84	39,23	38,76	39,74	39,66	40,13	40,15	39,03	37,93	38,84	37,60	39,68	39,66	
TiO ₂	4,90	5,11	5,03	5,43	5,47	5,31	4,45	5,57	5,05	4,09	4,25	6,01	5,29	5,40	5,17	7,38	7,33	7,17	4,78	4,39	
Al ₂ O ₃	13,44	13,56	13,61	13,62	13,69	13,47	13,70	13,86	14,08	15,12	14,09	13,84	13,21	13,78	13,36	14,14	14,69	14,62	12,98	12,85	
FeO	11,96	11,75	11,75	10,77	11,40	11,19	14,94	11,30	11,87	13,93	12,95	10,82	12,44	11,37	14,31	10,94	11,37	11,23	16,37	16,62	
MnO	0,24	0,18	0,15	0,16	0,13	0,13	0,21	0,14	0,16	0,19	0,20	0,14	0,14	0,12	0,33	0,14	0,15	0,11	0,27	0,27	
MgO	11,78	12,27	12,56	12,59	12,51	12,51	10,06	12,56	12,27	10,47	11,60	12,42	12,16	12,65	10,94	11,72	12,13	11,84	8,68	8,52	
CaO	11,67	11,73	11,88	11,89	12,00	11,80	11,63	11,83	12,10	11,55	11,69	11,79	11,65	11,72	11,42	12,35	11,74	11,97	11,51	11,57	
Na ₂ O	2,55	2,54	2,52	2,56	2,62	2,50	2,55	2,41	2,44	2,65	2,50	2,58	2,50	2,58	2,53	2,40	2,35	2,39	2,34	2,31	
K ₂ O	1,49	1,49	1,50	1,48	1,44	1,50	1,56	1,48	1,42	1,51	1,41	1,31	1,33	1,47	1,42	1,24	1,52	1,18	1,74	1,82	
F	0,27	0,18	0,08	0,20	0,08	0,37	0,17	0,21	0,16	0,22	0,14	0,32	0,13	0,23	0,23	0,36	0,14	0,17	0,32	0,36	
Cl	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03	0,06	0,06	
-O=F,Cl	98,06	98,45	98,78	98,49	98,77	98,34	98,99	99,23	98,81	98,49	98,61	98,92	99,01	99,50	98,79	98,62	100,29	98,30	98,71	98,40	
Total	97,92	98,35	98,73	98,38	98,73	98,15	98,90	99,12	98,72	98,38	98,53	98,75	98,94	99,38	98,66	98,43	100,21	98,21	98,54	98,21	
Fórmula estrutural calculada na base de 23 oxigênios																					
T	Si	5,938	5,876	5,854	5,881	5,822	5,881	5,943	5,849	5,803	5,800	5,896	5,849	5,916	5,878	5,838	5,648	5,652	5,595	6,023	6,055
	Al	2,062	2,124	2,146	2,119	2,178	2,119	2,057	2,151	2,197	2,200	2,104	2,151	2,084	2,122	2,162	2,352	2,348	2,405	1,977	1,945
	Σ _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	8,000	8,000
C	Al	0,306	0,248	0,223	0,256	0,204	0,244	0,360	0,248	0,259	0,467	0,360	0,255	0,212	0,256	0,193	0,131	0,172	0,159	0,345	0,367
	Ti	0,550	0,571	0,559	0,603	0,608	0,594	0,501	0,615	0,562	0,460	0,475	0,666	0,587	0,595	0,582	0,827	0,802	0,803	0,546	0,505
	Fe ³⁺	0,017	0,053	0,057	0,000	0,000	0,066	0,009	0,060	0,056	0,105	0,106	0,010	0,078	0,069	0,163	0,000	0,025	0,000	0,000	0,000
	Mg	2,625	2,715	2,765	2,776	2,755	2,773	2,245	2,749	2,706	2,335	2,565	2,730	2,673	2,761	2,440	2,601	2,631	2,625	1,965	1,939
	Fe ²⁺	1,477	1,405	1,393	1,332	1,408	1,324	1,862	1,328	1,412	1,633	1,495	1,324	1,451	1,320	1,622	1,362	1,358	1,397	2,078	2,122
B	Mn	0,025	0,008	0,003	0,020	0,016	0,000	0,024	0,001	0,004	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000	0,018	0,011	0,014	0,035	0,035
	Σ _C	5,000	5,000	5,000	4,987	4,991	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	4,939	5,000	4,998	4,969	4,968
	Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,006	0,005	0,000	0,005	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Mn	0,005	0,015	0,016	0,000	0,000	0,016	0,002	0,017	0,016	0,024	0,025	0,003	0,017	0,015	0,042	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000
	Ca	1,869	1,865	1,879	1,883	1,898	1,880	1,865	1,860	1,918	1,852	1,858	1,862	1,839	1,837	1,831	1,970	1,830	1,908	1,871	1,892
A	Na	0,126	0,120	0,105	0,117	0,102	0,101	0,133	0,123	0,066	0,118	0,112	0,135	0,139	0,143	0,123	0,030	0,163	0,092	0,129	0,108
	Σ _B	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	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
	Na	0,611	0,611	0,617	0,617	0,647	0,619	0,608	0,562	0,635	0,649	0,609	0,603	0,577	0,588	0,610	0,663	0,500	0,597	0,559	0,574
	K	0,284	0,282	0,283	0,278	0,271	0,284	0,298	0,278	0,269	0,288	0,267	0,246	0,251	0,275	0,272	0,235	0,282	0,225	0,336	0,354
Σ _A		0,895	0,893	0,899	0,895	0,918	0,903	0,907	0,839	0,904	0,937	0,876	0,849	0,827	0,863	0,882	0,897	0,783	0,822	0,895	0,928
Total cátions	15,895	15,893	15,899	15,883	15,908	15,903	15,907	15,839	15,904	15,937	15,876	15,849	15,827	15,863	15,882	15,836	15,783	15,820	15,864	15,896	
F	0,126	0,086	0,038	0,093	0,035	0,174	0,080	0,096	0,076	0,102	0,065	0,151	0,060	0,106	0,108	0,170	0,066	0,078	0,151	0,172	
Cl	0,006	0,006	0,009	0,006	0,004	0,007	0,007	0,007	0,004	0,008	0,010	0,008	0,006	0,006	0,009	0,009	0,008	0,006	0,014	0,015	
Nomenclatura (Leake, 1997)	kaersutita com K	kaersutita com K	kaersutita com K	kaersutita com K	kaersutita com K	kaersutita com K	kaersutita com K	kaersutita com K	kaersutita com K	kaersutita com K	pargasita com K e Ti	pargasita com K e Ti	kaersutita com	kaersutita com K	kaersutita com K	kaersutita com K	kaersutita com	kaersutita com K	kaersutita com	ferro- kaersutita com K	ferro- kaersutita com K

OBSERVAÇÕES: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado pela média nos limites da fórmula estrutural. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre o núcleo e a borda; mtz, grão da matriz; feno, fenocristal.

TABELA 22 - Continuação.

Amostra	mtr04e	mtr04e	mtr04e	mtr04e	mtr04e	mtr04e
Localização/ Grão	2n	2b	3n	3b	5n	5b
Análise	61	62	63	64	65	66
SiO ₂	38,01	38,86	39,16	39,94	39,02	39,38
TiO ₂	6,39	4,55	4,44	4,55	4,96	4,52
Al ₂ O ₃	14,86	13,25	12,61	13,18	12,96	12,81
FeO	12,98	16,68	17,35	16,68	17,19	16,92
MnO	0,19	0,33	0,30	0,24	0,36	0,31
MgO	9,51	8,25	8,25	8,58	8,01	8,57
CaO	11,92	11,37	11,38	11,53	11,43	11,40
Na ₂ O	2,12	2,42	2,43	2,07	2,48	2,29
K ₂ O	1,77	1,73	1,77	2,03	1,76	1,90
F	0,46	0,45	0,39	0,37	0,40	0,45
Cl	0,04	0,05	0,04	0,08	0,06	0,09
	98,25	97,95	98,10	99,26	98,61	98,65
-O=F,Cl	0,24	0,24	0,21	0,20	0,21	0,24
Total	98,01	97,71	97,89	99,05	98,40	98,41

Fórmula estrutural calculada na base de 23 oxigênios

T	Si	5,741	5,982	6,031	6,044	5,979	6,023
	Al	2,259	2,018	1,969	1,956	2,021	1,977
	Σ_T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
C	Al	0,386	0,388	0,319	0,396	0,319	0,332
	Ti	0,726	0,526	0,514	0,518	0,571	0,520
	Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,037
	Mg	2,142	1,893	1,893	1,936	1,829	1,954
	Fe ²⁺	1,639	2,147	2,234	2,111	2,203	2,126
	Mn	0,025	0,043	0,039	0,031	0,046	0,030
B	Σ_C	4,917	4,998	4,999	4,991	4,968	5,000
	Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011
	Ca	1,929	1,875	1,878	1,870	1,876	1,868
	Na	0,071	0,125	0,122	0,130	0,124	0,122
A	Σ_B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
	Na	0,549	0,599	0,602	0,478	0,611	0,558
	K	0,340	0,341	0,347	0,392	0,344	0,371
	Σ_A	0,890	0,939	0,949	0,870	0,956	0,929
Total cátions		15,806	15,937	15,948	15,861	15,924	15,929
F		0,220	0,221	0,191	0,176	0,193	0,216
Cl		0,009	0,013	0,010	0,021	0,014	0,024
Nomenclatura (Leake, 1997)		kaersutita com K	ferro- kaersutita com K	ferro- kaersutita com K	ferro- kaersutita com K	ferro- kaersutita com K	ferro- kaersutita com K

OBSERVAÇÕES: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado pela média nos limites da fórmula estrutural. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre o núcleo e a borda.

TABELA 23 - Composição química, em porcentagem de peso, de biotitas das rochas de diques da Ilha Monte de Trigo.

Amostra	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr69a	mtr67a	mtr67a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a
Localização/ Grão	agreg 1n	agreg 2n	agreg 2b	feno 1n	feno 1b	feno 2n	feno 2b	feno 3n	feno 3b	agreg 3n	mtz 1	mtz 2	mtz 3	1n	1n	1b	1b	2n	3n	3b	
Análise	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
SiO ₂	36,50	37,18	36,90	32,76	34,13	33,14	35,32	33,32	34,72	34,64	33,47	33,98	33,09	34,07	33,62	33,43	34,02	33,38	33,73	33,12	
TiO ₂	1,85	1,82	1,62	4,20	2,33	3,73	1,87	3,28	1,96	2,59	2,41	2,41	2,84	7,40	4,63	4,91	4,90	6,55	6,81	5,52	
Al ₂ O ₃	11,20	10,52	10,61	13,45	10,95	13,89	11,10	13,79	11,59	11,04	12,47	11,89	13,06	14,49	12,76	13,07	14,87	14,73	14,54	14,66	
FeO	25,47	24,44	24,48	30,55	32,39	30,88	31,83	31,57	31,72	32,05	32,79	32,97	33,21	22,98	26,30	26,97	23,90	25,81	25,35	25,47	
MnO	1,42	1,27	1,48	1,88	2,20	1,90	2,19	1,71	1,87	1,99	2,31	2,55	2,29	0,36	1,40	1,42	0,40	0,45	0,47	0,47	
MgO	8,57	9,36	9,31	2,55	3,05	3,21	4,01	3,64	4,30	3,14	2,11	2,33	1,82	7,47	5,96	5,09	8,34	6,07	5,85	6,85	
CaO	0,14	0,03	0,11	0,01	0,03	0,08	0,00	0,00	0,00	0,15	0,04	0,01	0,09	0,00	0,05	0,06	0,00	0,02	0,07	0,13	
BaO	0,07	0,00	0,00	0,05	0,07	0,10	0,07	0,00	0,00	0,03	0,06	0,00	0,00	1,16	0,00	0,04	0,68	1,66	1,12	0,81	
Na ₂ O	0,12	0,14	0,14	0,21	0,07	0,17	0,11	0,08	0,16	0,14	0,09	0,08	0,12	0,50	0,20	0,35	0,27	0,52	0,43	0,30	
K ₂ O	9,01	9,45	9,24	9,03	8,90	9,21	9,34	9,52	9,39	8,59	8,95	9,10	8,82	8,84	8,94	8,77	9,45	8,48	8,53	8,79	
F	0,98	0,99	0,91	0,32	0,27	0,06	0,33	0,06	0,40	0,52	0,18	0,40	0,05	0,03	0,02	0,00	0,04	0,04	0,04	0,06	
Cl	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,38	0,46	0,31	0,20	0,00	0,22	0,23	
	95,33	95,19	94,78	95,05	94,38	96,38	96,16	96,95	96,12	94,87	94,89	95,72	95,41	97,68	94,33	94,41	97,07	97,71	97,15	96,41	
-O≡F,Cl	0,41	0,42	0,38	0,14	0,11	0,03	0,14	0,03	0,17	0,22	0,08	0,17	0,02	0,10	0,11	0,07	0,06	0,02	0,06	0,08	
Total	94,92	94,77	94,40	94,91	94,26	96,35	96,02	96,92	95,95	94,65	94,81	95,55	95,38	97,58	94,22	94,34	97,01	97,69	97,09	96,33	
Fórmula estrutural calculada na base de 11 oxigênios																					
Si	2,933	2,977	2,969	2,719	2,879	2,704	2,908	2,707	2,860	2,894	2,811	2,838	2,761	2,637	2,744	2,730	2,654	2,618	2,648	2,626	
Al ^{IV}	1,060	0,992	1,005	1,281	1,088	1,296	1,076	1,293	1,124	1,086	1,189	1,162	1,239	1,320	1,226	1,257	1,346	1,360	1,344	1,369	
Fe ³⁺	0,007	0,031	0,026	0,000	0,033	0,000	0,016	0,000	0,016	0,020	0,000	0,000	0,000	0,043	0,030	0,013	0,000	0,022	0,008	0,005	
Σ Tetraédrica	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	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,033	0,000	0,038	0,000	0,026	0,000	0,000	0,045	0,007	0,045	0,000	0,000	0,000	0,020	0,000	0,000	0,000	
Ti	0,112	0,110	0,098	0,262	0,148	0,229	0,116	0,201	0,122	0,163	0,152	0,152	0,178	0,431	0,284	0,302	0,287	0,386	0,402	0,329	
Fe ²⁺	1,705	1,606	1,621	2,120	2,251	2,107	2,176	2,145	2,169	2,220	2,303	2,303	2,318	1,444	1,765	1,828	1,559	1,671	1,657	1,684	
Mn	0,097	0,086	0,101	0,132	0,157	0,131	0,153	0,117	0,130	0,141	0,164	0,180	0,162	0,023	0,097	0,098	0,027	0,030	0,031	0,032	
Mg	1,026	1,117	1,116	0,316	0,383	0,390	0,492	0,440	0,528	0,392	0,264	0,290	0,226	0,862	0,725	0,619	0,970	0,710	0,684	0,809	
Σ Octaédrica	2,940	2,919	2,936	2,863	2,939	2,895	2,937	2,929	2,949	2,916	2,928	2,932	2,929	2,760	2,871	2,847	2,863	2,797	2,774	2,854	
Ba	0,002	0,000	0,000	0,002	0,002	0,003	0,002	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,035	0,000	0,001	0,021	0,051	0,035	0,025	
Ca	0,012	0,002	0,009	0,001	0,003	0,007	0,000	0,000	0,000	0,013	0,004	0,001	0,008	0,000	0,004	0,005	0,000	0,001	0,006	0,011	
Na	0,018	0,022	0,021	0,034	0,012	0,026	0,017	0,013	0,026	0,022	0,015	0,012	0,020	0,075	0,032	0,055	0,041	0,080	0,066	0,046	
K	0,924	0,966	0,948	0,956	0,957	0,959	0,981	0,986	0,987	0,916	0,959	0,970	0,939	0,872	0,931	0,913	0,940	0,849	0,854	0,889	
Σ Intercamada	0,956	0,990	0,978	0,993	0,974	0,995	1,000	0,999	1,013	0,952	0,980	0,983	0,967	0,982	0,967	0,974	1,002	0,981	0,961	0,971	
Total Cátions	7,896	7,909	7,914	7,856	7,913	7,890	7,937	7,928	7,962	7,868	7,908	7,915	7,896	7,742	7,838	7,821	7,865	7,778	7,735	7,825	
F	0,495	0,501	0,464	0,167	0,142	0,029	0,173	0,032	0,206	0,276	0,096	0,209	0,024	0,014	0,012	0,000	0,019	0,019	0,018	0,030	
Cl	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,008	0,000	0,001	0,006	0,000	0,004	0,000	0,006	0,101	0,126	0,086	0,054	0,000	0,058	0,061	
Mg#	37,0	41,0	40,0	13,0	14,0	16,0	18,0	17,0	19,0	15,0	10,0	11,0	9,0	37,0	29,0	25,0	38,0	30,0	29,0	32,0	

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Fe³⁺ necessário para preencher o sítio T. Abreviações: n, núcleo; b, borda; feno, fenocristal; mtr, grão da matriz; agreg, agregado pseudomórfico.

TABELA 23 - Continuação.

Amostra	mtr67a	mtr67a	mtr67a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr04e	mtr04e	mtr04e	mtr04e	mtr26f	mtr26f	mtr26f
Localização/ Grão	2	3	4	feno 1n	feno 1b	feno 2n	feno 2b	feno 3n	feno 3b	mtz 1	mtz 2	mtz 3	mtz 4	1n	1b	2	3	mtz 1	mtz 2	mtz 3
Análise	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO ₂	35,74	33,95	36,25	34,56	34,74	34,21	34,38	34,46	34,27	34,08	33,39	34,37	33,76	34,87	36,02	34,65	34,64	34,24	33,37	38,33
TiO ₂	2,83	4,53	2,65	5,86	5,42	6,18	5,22	5,39	5,60	4,35	4,40	3,61	4,28	6,65	5,83	6,69	7,12	4,62	5,38	2,97
Al ₂ O ₃	12,17	13,21	12,23	15,15	15,37	15,17	14,88	15,28	15,07	14,76	13,97	14,44	14,31	15,58	16,24	15,40	15,41	16,53	16,23	15,19
FeO	23,76	26,11	21,26	23,37	22,90	23,49	25,02	21,50	23,61	26,78	27,75	27,57	27,15	18,84	17,63	18,89	18,57	19,78	23,24	19,60
MnO	1,64	1,50	1,25	0,35	0,36	0,40	0,56	0,39	0,45	0,95	1,23	2,21	1,13	0,15	0,17	0,22	0,23	0,34	0,42	0,38
MgO	8,76	5,92	10,79	8,49	8,91	8,22	7,39	9,04	8,25	5,84	4,90	3,62	5,50	10,83	9,94	10,69	10,35	10,41	7,69	10,59
CaO	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,49	0,06	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,04
BaO	0,04	0,20	0,01	0,55	0,21	0,98	0,05	0,81	0,38	0,20	0,00	0,12	0,01	0,35	0,34	0,41	0,37	1,67	1,82	0,33
Na ₂ O	0,22	0,18	0,17	0,72	0,65	0,74	0,47	0,73	0,40	0,44	0,19	0,25	0,19	0,16	0,23	0,16	0,14	0,72	0,55	0,40
K ₂ O	9,11	9,11	9,58	8,60	9,01	8,55	9,13	8,65	9,17	8,94	9,29	9,29	9,40	9,65	8,99	9,56	9,61	8,44	8,41	8,79
F	0,03	0,02	0,03	0,06	0,05	0,02	0,04	0,07	0,07	0,05	0,05	0,04	0,06	0,05	0,07	0,05	0,06	0,04	0,04	0,04
Cl	1,28	0,23	1,21	0,91	0,80	0,35	0,55	0,76	0,71	0,20	0,43	0,22	0,41	0,69	0,82	0,56	0,41	0,27	0,12	0,36
	95,64	94,97	95,42	98,64	98,41	98,30	97,69	97,08	97,97	96,60	96,10	95,80	96,19	97,82	96,28	97,29	96,89	97,05	97,29	97,02
-O=F,Cl	0,30	0,06	0,29	0,23	0,20	0,09	0,14	0,20	0,19	0,07	0,12	0,07	0,12	0,18	0,21	0,15	0,12	0,08	0,04	0,10
Total	95,34	94,91	95,13	98,41	98,21	98,21	97,54	96,88	97,79	96,54	95,98	95,73	96,07	97,64	96,07	97,14	96,77	96,98	97,25	96,92
Fórmula estrutural calculada na base de 11 oxigênios																				
Si	2,855	2,744	2,862	2,647	2,653	2,626	2,670	2,663	2,647	2,698	2,695	2,774	2,705	2,631	2,726	2,630	2,632	2,620	2,596	2,875
Al ^{IV}	1,145	1,256	1,137	1,353	1,347	1,371	1,330	1,337	1,353	1,302	1,305	1,226	1,295	1,369	1,274	1,370	1,368	1,380	1,404	1,125
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	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
Σ Tetraédrica	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	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Al ^{VI}	0,000	0,001	0,000	0,014	0,036	0,000	0,031	0,053	0,018	0,074	0,023	0,147	0,055	0,015	0,174	0,006	0,011	0,110	0,083	0,217
Ti	0,170	0,275	0,158	0,338	0,312	0,357	0,305	0,313	0,325	0,259	0,267	0,219	0,258	0,377	0,332	0,382	0,407	0,266	0,315	0,168
Fe ²⁺	1,588	1,765	1,403	1,497	1,463	1,505	1,625	1,389	1,525	1,773	1,873	1,861	1,819	1,189	1,116	1,199	1,180	1,266	1,512	1,229
Mn	0,111	0,103	0,083	0,023	0,023	0,026	0,037	0,025	0,029	0,064	0,084	0,151	0,077	0,010	0,011	0,014	0,015	0,022	0,028	0,024
Mg	1,043	0,713	1,270	0,969	1,014	0,940	0,855	1,041	0,950	0,689	0,589	0,435	0,657	1,219	1,121	1,209	1,172	1,188	0,892	1,184
Σ Octaédrica	2,912	2,857	2,914	2,841	2,848	2,828	2,853	2,821	2,847	2,859	2,836	2,813	2,866	2,810	2,754	2,810	2,785	2,852	2,830	2,822
Ba	0,001	0,006	0,000	0,017	0,006	0,030	0,002	0,025	0,012	0,006	0,000	0,004	0,000	0,010	0,010	0,012	0,011	0,050	0,056	0,010
Ca	0,005	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,043	0,005	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,003
Na	0,034	0,028	0,025	0,106	0,097	0,110	0,071	0,109	0,060	0,068	0,030	0,038	0,029	0,023	0,034	0,023	0,020	0,106	0,083	0,058
K	0,929	0,939	0,965	0,840	0,878	0,837	0,904	0,853	0,904	0,903	0,957	0,956	0,961	0,929	0,868	0,926	0,932	0,824	0,835	0,841
Σ Intercamada	0,969	0,976	0,990	0,963	0,981	0,977	0,977	0,987	0,977	0,978	1,030	1,003	0,991	0,962	0,912	0,962	0,963	0,980	0,975	0,912
Total Cátions	7,881	7,833	7,904	7,804	7,829	7,805	7,830	7,808	7,824	7,837	7,866	7,816	7,857	7,772	7,666	7,772	7,748	7,832	7,805	7,734
F	0,013	0,008	0,013	0,031	0,022	0,010	0,022	0,033	0,032	0,027	0,025	0,019	0,028	0,026	0,034	0,024	0,030	0,017	0,018	0,019
Cl	0,347	0,064	0,325	0,236	0,207	0,092	0,145	0,199	0,186	0,053	0,117	0,061	0,111	0,177	0,209	0,144	0,106	0,069	0,032	0,092
Mg#	40,0	29,0	47,0	39,0	41,0	38,0	34,0	43,0	38,0	28,0	24,0	19,0	27,0	51,0	50,0	50,0	50,0	48,0	37,0	49,0

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Fe³⁺ necessário para preencher o sítio T. Abreviações: n, núcleo; b, borda; feno, fenocristal; mtz, grão da matriz.

TABELA 23 - Continuação.

Amostra	mtz26f	mtz54c
Localização/ Grão	mtz 4	mtz b de opc
Análise	41	42
SiO ₂	33,65	35,29
TiO ₂	4,54	2,35
Al ₂ O ₃	15,78	15,09
FeO	23,46	22,21
MnO	0,44	0,18
MgO	8,44	8,67
CaO	0,06	1,86
BaO	1,28	0,03
Na ₂ O	0,33	0,89
K ₂ O	9,07	8,19
F	0,04	0,01
Cl	0,50	0,03
	97,57	94,81
-O=F,Cl	0,13	0,01
Total	97,45	94,80
Fórmula estrutural calculada na base de 11 oxigênios		
Si	2,621	2,762
Al ^{IV}	1,379	1,238
Fe ³⁺	0,000	0,000
Σ Tetraédrica	4,000	4,000
Al ^{VI}	0,068	0,153
Ti	0,266	0,138
Fe ²⁺	1,527	1,454
Mn	0,029	0,012
Mg	0,980	1,012
Σ Octaédrica	2,870	2,769
Ba	0,039	0,001
Ca	0,005	0,156
Na	0,050	0,136
K	0,901	0,818
Σ Intercamada	0,995	1,111
Total Cátions	7,865	7,880
F	0,018	0,004
Cl	0,132	0,008
Mg#	39,0	41,0

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Fe³⁺ necessário para preencher o sítio T. Abreviações: mtz, grão da matriz; b de opc, borda de opaco.

TABELA 24 - Composição química, em porcentagem de peso, dos minerais opacos das rochas de diques da Ilha Monte de Trigo.

Amostra	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr54c	mtr54c	mtr54c	mtr54c	mtr54c	mtr54c
Localização/	mfen 1	mfen 1	mfen 1	mfen 1	mfen 3	mfen 3	mfen 4	mfen 4	mfen 4	mfen 1	mfen 3	mfen 4	mfen 4	mfen 4	hom 1	fen 2n	fen 2b	fen 3n	fen 4n	fen 4b
Grão	hosp	lam	lam	hosp	lam	hosp	lam	hosp	lam	med	med	med	med	med						
Análise	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	0,05	0,11	0,16	0,12	1,04	0,61	0,20	1,68	0,34	0,18	1,39	1,76	1,60	0,12	0,13	0,24	0,10	0,65	0,08	1,24
TiO ₂	9,17	32,73	33,09	2,41	30,58	2,83	30,73	1,41	38,39	2,00	14,97	14,82	14,13	32,83	15,57	11,38	16,60	15,92	15,51	16,82
Al ₂ O ₃	2,05	13,08	14,95	1,26	2,65	0,89	10,07	1,43	3,13	0,79	4,48	2,29	2,52	0,09	6,68	8,13	6,20	1,19	7,04	2,42
Cr ₂ O ₃	0,10	0,10	0,17	0,13	0,06	0,13	0,15	0,10	0,03	0,00	0,11	0,13	0,02	0,01	0,32	8,83	0,50	0,18	0,11	0,09
FeO	38,00	21,27	19,47	33,07	24,79	34,27	21,27	33,24	30,82	33,06	43,36	44,22	42,95	25,36	37,26	35,36	39,95	42,66	37,26	43,20
Fe ₂ O ₃	48,44	26,39	28,57	62,98	34,72	62,02	35,05	59,78	21,70	64,09	31,14	32,79	33,59	33,98	32,79	30,56	30,18	31,83	33,48	26,08
MnO	0,52	2,15	2,01	0,15	1,95	0,14	2,42	0,12	3,41	0,20	0,99	0,96	1,04	4,27	0,39	0,55	0,59	1,90	0,34	1,42
MgO	0,76	3,48	4,34	0,32	1,11	0,30	1,95	0,63	0,40	0,07	1,63	1,06	1,01	0,01	5,81	4,83	4,31	0,50	5,85	1,10
CaO	0,02	0,05	0,07	0,03	0,03	0,03	0,03	0,018	0,03	0,02	0,04	0,05	0,05	0,13	0,05	0,03	0,03	0,11	0,03	0,12
ZnO	0,06	0,38	0,43	0,06	0,03	0,09	0,73	0,04	0,24	0,04	0,19	0,19	0,47	0,00	0,02	0,08	0,14	0,03	0,08	0,19
Nb ₂ O ₅	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,10	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00
Total	99,18	99,72	103,24	100,53	96,95	101,33	102,63	98,44	98,61	100,44	98,29	98,26	97,40	96,81	99,06	99,99	98,61	95,01	99,78	92,67
FeO _{total}	81,59	45,04	45,21	89,75	56,06	90,09	52,85	87,04	50,37	90,74	71,38	73,73	73,18	55,98	66,77	62,87	67,12	71,31	67,39	66,67
Fórmula estrutural calculada na base de 4 oxigênios para os óxidos cúbicos e 6 oxigênios para os romboedrais																				
Si	0,002	0,005	0,007	0,005	0,053	0,023	0,009	0,064	0,017	0,007	0,051	0,066	0,061	0,006	0,005	0,008	0,004	0,026	0,003	0,049
Al	0,091	0,724	0,790	0,056	0,161	0,040	0,558	0,064	0,187	0,035	0,195	0,101	0,112	0,006	0,278	0,335	0,263	0,055	0,291	0,113
Ti	0,261	1,157	1,116	0,069	1,189	0,080	1,088	0,041	1,467	0,057	0,416	0,418	0,403	1,310	0,414	0,300	0,449	0,471	0,409	0,502
Cr	0,003	0,004	0,006	0,004	0,002	0,004	0,005	0,003	0,001	0,000	0,003	0,004	0,001	0,001	0,009	0,244	0,014	0,006	0,003	0,003
Fe ²⁺	1,202	0,836	0,730	1,047	1,071	1,076	0,837	1,064	1,310	1,053	1,341	1,388	1,361	1,125	1,102	1,035	1,201	1,403	1,092	1,433
Fe ³⁺	1,377	0,933	0,963	1,792	1,349	1,750	1,240	1,721	0,829	1,834	0,865	0,925	0,957	1,355	0,871	0,804	0,816	0,941	0,882	0,778
Mn	0,017	0,085	0,076	0,005	0,085	0,004	0,097	0,004	0,147	0,006	0,031	0,030	0,033	0,192	0,012	0,016	0,018	0,063	0,010	0,048
Mg	0,043	0,244	0,290	0,018	0,086	0,017	0,137	0,036	0,031	0,004	0,090	0,059	0,057	0,001	0,306	0,252	0,231	0,029	0,306	0,065
Ca	0,001	0,002	0,003	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,007	0,002	0,001	0,001	0,005	0,001	0,005
Zn	0,002	0,013	0,014	0,002	0,001	0,002	0,025	0,001	0,009	0,001	0,005	0,005	0,013	0,000	0,001	0,002	0,004	0,001	0,002	0,006
Nb	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Total cations	3,000	4,003	3,995	2,999	3,998	2,997	3,998	2,998	4,002	2,998	2,999	2,998	3,000	4,003	3,001	2,997	3,001	3,001	2,999	3,002

OBSERVAÇÕES: FeO e Fe₂O₃ calculado por estequiometria. Abreviações: lam, lamela; hosp, hospedeiro; feno, fenocrystal; mfen, microfenocrystal; mtz, grão da matriz; hom, grão homogêneo; med, composição média incluindo lamela e hospedeiro.

TABELA 24 - Continuação.

Amostra	mtr54c	mtr54c	mtr54c	mtr04e	mtr04e	mtr04e	mtr04e	mtr04e	mtr04e	mtr04e	mtr04e	mtr04e	mtr04e	mtr04e	mtr04e	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a
Localização/ Grão	mtz 1	mtz 2	mtz 4	lam	med 1	med 2	lam 2	med 3	med 3	lam 3	hosp 5	lam 5	hosp 6	lam 6	lam 1	hosp 1	inc 1	mtr26a med pond 1	lam 2	hosp 2	
Análise	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	35/36/37	38	39	
SiO ₂	0,15	0,37	0,99	0,03	0,04	0,04	0,01	0,07	0,05	0,07	0,04	0,08	0,05	2,63	0,15	0,16	0,17	0,16	0,13	0,04	
TiO ₂	16,21	17,69	18,25	50,39	14,60	15,85	47,95	12,27	14,37	46,62	3,78	47,30	7,90	44,23	48,77	1,82	48,73	18,07	48,71	1,52	
Al ₂ O ₃	3,71	1,03	1,46	0,01	3,55	2,81	0,03	2,84	2,80	0,15	1,93	0,53	3,24	2,36	0,88	1,05	0,31	0,89	0,75	0,71	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,41	0,06	0,00	0,01	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	
FeO	43,85	44,73	43,35	40,38	42,94	43,97	39,37	41,13	42,64	38,87	34,22	38,80	37,63	39,73	39,45	32,74	40,67	46,08	40,67	32,34	
Fe ₂ O ₃	30,50	28,75	25,23	3,85	35,19	33,59	5,74	40,88	36,20	9,67	58,61	7,14	49,03	6,34	4,78	63,56	5,40	31,30	4,52	64,73	
MnO	1,40	1,47	1,98	1,42	0,94	0,86	2,48	0,91	0,99	2,13	0,28	2,66	0,72	2,06	4,48	0,21	3,27	1,48	3,18	0,10	
MgO	0,16	0,09	0,71	1,96	0,42	0,39	0,69	0,29	0,33	0,54	0,03	0,23	0,13	0,65	0,04	0,00	0,02	0,01	0,04	0,00	
CaO	0,16	0,17	0,29	0,08	0,02	0,04	0,25	0,00	0,01	0,00	0,09	0,50	0,02	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	
ZnO	0,27	0,08	0,10	0,00	0,15	0,17	0,01	0,06	0,02	0,00	0,05	0,01	0,14	0,00	0,00	0,08	0,17	0,08	0,17	0,05	
Nb ₂ O ₅	0,05	0,00	0,00	0,23	0,00	0,00	0,38	0,05	0,00	0,19	0,03	0,18	0,00	0,19	0,40	0,00	0,16	0,10	0,31	0,07	
Total	96,46	94,78	92,42	98,35	97,87	97,72	96,97	98,50	97,41	98,25	99,05	97,42	98,88	98,28	98,98	99,61	98,92	98,18	98,49	99,57	
FeO _{total}	71,30	70,60	66,05	43,84	74,61	74,20	44,54	77,92	75,22	47,58	86,97	45,23	81,76	45,45	43,75	89,94	45,53	74,25	44,74	90,60	

Fórmula estrutural calculada na base de 4 oxigênios para os óxidos cúbicos e 6 oxigênios para os romboedrais

Si	0,006	0,015	0,040	0,001	0,002	0,001	0,001	0,003	0,002	0,004	0,001	0,004	0,002	0,132	0,008	0,006	0,009	0,006	0,006	0,002
Al	0,168	0,048	0,069	0,001	0,159	0,126	0,002	0,127	0,126	0,009	0,087	0,032	0,145	0,140	0,053	0,047	0,019	0,040	0,045	0,032
Ti	0,468	0,526	0,550	1,920	0,416	0,454	1,873	0,350	0,414	1,801	0,109	1,839	0,225	1,672	1,866	0,052	1,873	0,521	1,876	0,044
Cr	0,000	0,013	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,408	1,480	1,451	1,710	1,381	1,400	1,710	1,305	1,364	1,670	1,097	1,677	1,193	1,670	1,678	1,050	1,738	1,476	1,741	1,041
Fe ³⁺	0,880	0,855	0,759	0,146	1,003	0,961	0,224	1,166	1,041	0,373	1,688	0,277	1,398	0,240	0,183	1,833	0,207	0,902	0,174	1,872
Mn	0,046	0,049	0,067	0,061	0,030	0,028	0,109	0,029	0,032	0,093	0,009	0,116	0,023	0,087	0,193	0,007	0,142	0,048	0,138	0,003
Mg	0,009	0,005	0,042	0,148	0,024	0,022	0,053	0,016	0,019	0,042	0,002	0,018	0,008	0,049	0,003	0,000	0,002	0,001	0,003	0,000
Ca	0,007	0,007	0,012	0,004	0,001	0,002	0,014	0,000	0,000	0,000	0,004	0,028	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000
Zn	0,008	0,002	0,003	0,000	0,004	0,005	0,001	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,004	0,000	0,000	0,002	0,006	0,002	0,006	0,001
Nb	0,001	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,009	0,001	0,000	0,004	0,000	0,000	0,004	0,000	0,009	0,000	0,004	0,002	0,007	0,001
Total cations	3,001	3,000	2,995	3,996	3,000	2,999	3,998	2,999	2,999	3,996	2,998	3,995	2,999	3,997	3,994	2,997	4,001	2,998	3,997	2,996

OBSERVAÇÕES: FeO e Fe₂O₃ calculado por estequiometria. Abreviações: lam, lamela; hosp, hospedeiro; mtz, grão da matriz; inc, inclusão; med, composição média incluindo lamela e hospedeiro com feixe aberto em 30 µm; med pond, média entre as análises assinaladas ponderada pela área de cada fase correspondente na imagem BEI.

TABELA 24 - Continuação.

Amostra	mtr26a med pond 2	mtr26a lam 3	mtr26a hosp 3	mtr26a lam 3	mtr26a med pond 3	mtr26a lam 4	mtr26a hosp 4	mtr26a med pond 4	mtr26a mtz lam 6	mtr26a mtz hosp 6	mtr26a med pond 6	mtr26a mtz hosp 5	mtr69a lam peq 1	mtr69a lam gross 1	mtr69a hosp 1	mtr69a med pond 1	mtr69a lam 2	mtr69a hosp 2	mtr69a med pond 2	mtr69a lam 3
Localização/ Grão																				
Análise	38/39	40	41	42	40/41/42	43	44	43/44	45	46	45/46	47	48	49	50	48/49/50	52	53	52/53	55
SiO ₂	0,07	0,14	0,02	0,11	0,06	0,33	0,03	0,13	0,20	0,11	0,12	0,12	0,05	0,05	0,00	0,02	0,05	0,02	0,03	0,02
TiO ₂	15,92	48,50	1,67	49,76	17,68	48,73	2,05	17,99	48,87	0,99	7,72	0,39	49,91	49,58	1,65	19,50	49,92	1,28	17,09	48,36
Al ₂ O ₃	0,72	0,23	0,67	0,17	0,51	0,22	1,01	0,74	0,16	0,56	0,50	0,05	0,32	0,07	0,86	0,62	0,02	1,16	0,79	0,00
Cr ₂ O ₃	0,01	0,03	0,02	0,04	0,02	0,00	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,02	0,00	0,05	0,02	0,02	0,05	0,26	0,19	0,00
FeO	44,27	37,79	32,34	39,73	44,84	37,36	33,30	45,17	42,54	31,71	37,60	30,59	40,45	40,09	32,61	47,11	40,38	31,90	44,88	39,23
Fe ₂ O ₃	35,93	5,11	64,36	3,96	32,69	4,92	64,84	32,74	4,69	65,58	52,17	67,55	4,97	5,60	65,21	30,02	4,60	64,63	33,75	6,58
MnO	1,04	5,84	0,08	4,93	1,87	6,60	0,24	2,41	1,66	0,07	0,29	0,71	3,77	3,84	0,12	1,49	3,94	0,19	1,41	4,01
MgO	0,01	0,04	0,00	0,08	0,02	0,14	0,03	0,06	0,02	0,00	0,00	0,04	0,40	0,39	0,04	0,17	0,32	0,04	0,13	0,12
CaO	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,06	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
ZnO	0,09	0,24	0,10	0,09	0,12	0,12	0,00	0,04	0,05	0,15	0,13	0,00	0,01	0,00	0,10	0,06	0,00	0,12	0,08	0,02
Nb ₂ O ₅	0,14	0,24	0,00	0,39	0,11	0,18	0,04	0,09	0,24	0,00	0,03	0,00	0,03	0,17	0,06	0,07	0,04	0,02	0,03	0,05
Total	98,20	98,16	99,26	99,29	97,92	98,67	101,58	99,43	98,49	99,20	98,62	99,50	99,91	99,83	100,67	99,08	99,30	99,62	98,38	98,38
FeO _{total}	76,61	42,39	90,26	43,30	74,26	41,79	91,66	74,63	46,76	90,74	84,55	91,39	44,93	45,13	91,30	74,13	44,52	90,07	75,26	45,16
Fórmula estrutural calculada na base de 4 oxigênios para os óxidos cúbicos e 6 oxigênios para os romboedrais																				
Si	0,003	0,007	0,001	0,006	0,002	0,017	0,001	0,005	0,010	0,004	0,005	0,005	0,002	0,002	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001
Al	0,032	0,014	0,030	0,010	0,023	0,013	0,045	0,033	0,010	0,026	0,023	0,002	0,019	0,004	0,039	0,028	0,001	0,052	0,036	0,000
Ti	0,460	1,879	0,049	1,904	0,512	1,875	0,058	0,512	1,887	0,029	0,224	0,011	1,893	1,885	0,047	0,557	1,908	0,037	0,492	1,871
Cr	0,000	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	0,002	0,008	0,006	0,000
Fe ²⁺	1,423	1,628	1,044	1,690	1,444	1,598	1,048	1,430	1,826	1,025	1,215	0,989	1,706	1,694	1,037	1,495	1,716	1,023	1,437	1,687
Fe ³⁺	1,038	0,198	1,868	0,151	0,946	0,189	1,834	0,932	0,181	1,906	1,515	1,963	0,188	0,213	1,864	0,856	0,176	1,864	0,971	0,254
Mn	0,034	0,255	0,003	0,212	0,061	0,286	0,008	0,077	0,072	0,002	0,009	0,023	0,161	0,164	0,004	0,048	0,170	0,006	0,046	0,175
Mg	0,001	0,003	0,000	0,006	0,001	0,010	0,002	0,004	0,001	0,000	0,000	0,002	0,030	0,029	0,002	0,010	0,024	0,002	0,007	0,009
Ca	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Zn	0,002	0,009	0,003	0,003	0,003	0,005	0,000	0,001	0,002	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000	0,003	0,002	0,001
Nb	0,002	0,006	0,000	0,009	0,002	0,004	0,001	0,002	0,006	0,000	0,001	0,000	0,001	0,004	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001
Total cations	2,995	4,000	2,999	3,995	2,995	4,000	2,998	2,998	3,998	2,998	2,997	2,997	4,000	3,997	2,998	2,999	4,000	2,996	2,998	4,000

OBSERVAÇÕES: FeO e Fe₂O₃ calculado por estequiometria. Abreviações: lam, lamela; hosp, hospedeiro; mtz, grão da matriz; med pond, média entre as análises assinaladas ponderada pela área de cada fase correspondente na imagem BEI.

TABELA 24 - Continuação.

Amostra	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr67a	mtr67a	mtr67a	mtr67a	mtr67a	mtr67a	mtr67a	mtr67a	mtr67a	mtr67a	mtr01b	mtr01b
Localização/ Grão	hosp 3	med pond 3	lam 5	hosp 5	med pond 5	mtz hosp 1	mtz lam 1	med pond 1	lam 1	hosp 1	med 1	hosp 1	med pond 1	med 3	lam 4	hosp 4	med pond 4	med 4	lam 1	hosp 1
Análise	56	55/56	57	58	57/58	59	60	59/60	61	62	63	64	61/64	65	66	68	66/67/68	69	70	71
SiO ₂	0,08	0,06	0,02	0,09	0,06	0,02	0,04	0,03	1,08	0,05	0,04	0,02	0,11	0,06	0,00	0,05	0,08	0,27	0,04	0,02
TiO ₂	1,58	17,29	48,34	1,31	17,11	1,31	48,79	18,87	45,82	3,15	5,26	1,77	5,78	2,75	47,55	1,81	11,99	3,93	46,24	0,95
Al ₂ O ₃	0,38	0,25	0,03	0,55	0,38	0,21	0,01	0,14	0,52	0,28	0,26	0,26	0,28	0,20	0,04	0,20	0,19	0,26	0,02	0,15
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01	0,10	0,07	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,04	0,03	0,02	0,00	0,00
FeO	32,51	45,09	39,02	32,30	44,94	32,10	39,09	46,13	31,61	31,71	33,64	31,40	34,23	32,21	34,70	31,45	39,23	32,75	1,29	26,38
Fe ₂ O ₃	65,16	34,02	6,36	65,64	34,18	66,33	5,86	31,25	6,32	60,47	56,59	63,35	55,04	62,66	6,02	63,19	42,53	59,04	9,17	66,33
MnO	0,06	1,39	4,08	0,09	1,43	0,09	4,68	1,79	10,57	1,14	1,53	0,45	1,37	1,00	7,16	0,41	1,47	0,80	39,89	4,34
MgO	0,00	0,04	0,17	0,01	0,06	0,00	0,09	0,03	0,09	0,04	0,02	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,01	0,04	0,02	0,03
CaO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,09	0,07	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,04	0,00	0,02	0,29	0,01	0,02
ZnO	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,07	0,10	0,08	0,15	0,25	0,08	0,01	0,02	0,06	0,54	0,17	0,22	0,08	0,30	0,91
Nb ₂ O ₅	0,04	0,04	0,13	0,00	0,04	0,09	0,00	0,06	0,07	0,00	0,00	0,00	0,01	0,09	0,04	0,08	0,07	0,00	0,02	0,03
Total	99,82	98,19	98,15	100,10	98,29	100,31	98,77	98,47	96,22	97,12	97,43	97,30	96,89	99,06	96,11	97,39	95,82	97,48	97,01	99,14
FeO _{total}	91,16	75,71	44,74	91,38	75,71	91,79	44,37	74,25	37,31	86,13	84,57	88,41	83,77	88,61	40,13	88,32	77,51	85,89	9,55	86,08
Fórmula estrutural calculada na base de 4 oxigênios para os óxidos cúbicos e 6 oxigênios para os romboedrais																				
Si	0,003	0,002	0,001	0,003	0,002	0,001	0,002	0,001	0,056	0,002	0,002	0,001	0,005	0,002	0,000	0,002	0,003	0,011	0,002	0,001
Al	0,017	0,011	0,002	0,025	0,017	0,010	0,000	0,006	0,032	0,013	0,012	0,012	0,013	0,009	0,002	0,009	0,009	0,012	0,001	0,007
Ti	0,046	0,500	1,873	0,038	0,494	0,038	1,881	0,544	1,801	0,094	0,155	0,053	0,171	0,080	1,882	0,054	0,358	0,116	1,812	0,028
Cr	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,045	1,451	1,681	1,035	1,444	1,028	1,675	1,479	1,381	1,047	1,105	1,036	1,129	1,043	1,528	1,037	1,301	1,073	0,056	0,856
Fe ³⁺	1,883	0,984	0,246	1,890	0,987	1,910	0,226	0,901	0,248	1,794	1,671	1,879	1,632	1,824	0,238	1,874	1,268	1,739	0,359	1,935
Mn	0,002	0,045	0,178	0,003	0,047	0,003	0,203	0,058	0,468	0,038	0,051	0,015	0,046	0,033	0,319	0,014	0,049	0,027	1,760	0,142
Mg	0,000	0,002	0,013	0,001	0,004	0,000	0,007	0,002	0,007	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,002	0,001	0,002
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,005	0,003	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,000	0,001	0,012	0,001	0,001
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,004	0,002	0,006	0,007	0,002	0,000	0,001	0,002	0,021	0,005	0,006	0,002	0,011	0,026
Nb	0,001	0,001	0,003	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001
Total cations	2,997	2,996	3,997	2,998	2,998	2,997	4,004	2,998	4,001	2,998	3,000	2,998	2,999	2,997	3,995	2,997	2,997	2,995	4,003	2,999

OBSERVAÇÕES: FeO e Fe₂O₃ calculado por estequiometria. Abreviações: lam, lamela; hosp, hospedeiro; mtz, grão da matriz. ; med, composição média incluindo lamela e hospedeiro com feixe aberto em 30 µm; med pond, média entre as análises assinaladas ponderada pela área de cada fase correspondente na imagem BEI.

TABELA 24 - Continuação.

Amostra Localização/ Grão Análise	mtr01b med pond 1 70/71	mtr01b lam 2 72	mtr01b hosp 2 73	mtr01b med pond 2 72/73	mtr01b lam 3 74	mtr01b hosp 3 75	mtr01b med pond 3 74/75	mtr04c lam 1 76	mtr04c hosp 1 77	mtr04c lam 1 78	mtr04c med pond 1 76/77/78	mtr04c lam 2 79	mtr04c hosp 2 80	mtr04c med pond 2 79/80	mtr04c lam 3 82	mtr04c hosp 3 83	mtr04c med pond 3 82/83
SiO ₂	0,02	0,40	0,00	0,01	0,00	0,04	0,04	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02
TiO ₂	2,01	50,32	1,58	2,34	45,06	0,99	1,98	44,01	4,99	48,60	6,32	48,74	4,55	7,32	40,34	3,37	6,30
Al ₂ O ₃	0,14	0,25	0,16	0,16	0,00	0,10	0,10	0,06	0,18	0,00	0,17	0,02	0,20	0,19	0,02	0,18	0,17
Cr ₂ O ₃	0,00	0,07	0,01	0,01	0,04	0,04	0,04	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00
FeO	26,46	5,79	26,06	26,14	2,30	26,43	26,68	20,48	32,22	26,59	33,05	24,07	31,33	32,80	19,18	31,31	32,68
Fe ₂ O ₃	64,25	0,00	64,73	63,29	8,05	66,06	63,88	11,06	57,07	3,93	54,24	3,57	56,96	51,48	17,55	60,15	54,19
MnO	5,17	39,31	5,22	5,74	37,68	4,30	5,05	18,78	2,22	16,79	2,72	19,54	2,30	3,38	16,84	1,55	2,76
MgO	0,03	0,00	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,08	0,03	0,07	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
CaO	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
ZnO	0,89	0,24	0,92	0,91	0,31	0,94	0,92	0,07	0,21	0,12	0,21	0,09	0,40	0,38	0,12	0,39	0,37
Nb ₂ O ₅	0,03	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30	0,03	0,39	0,04	0,36	0,00	0,02	0,20	0,00	0,02
Total	99,01	96,44	98,70	98,62	93,48	98,92	98,71	94,90	97,00	96,57	96,84	96,47	95,81	95,63	94,29	96,99	96,52
FeO _{total}	84,29	5,79	84,31	83,10	9,55	85,88	84,17	30,44	83,58	30,13	81,86	27,28	82,59	79,13	35,00	85,45	81,45
Fórmula estrutural calculada na base de 4 oxigênios para os óxidos cúbicos e 6 oxigênios para os romboedrais																	
Si	0,001	0,021	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,003	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Al	0,007	0,016	0,007	0,007	0,000	0,005	0,005	0,004	0,008	0,000	0,008	0,001	0,009	0,009	0,001	0,008	0,008
Ti	0,059	1,969	0,046	0,069	1,831	0,029	0,058	1,766	0,148	1,911	0,188	1,918	0,137	0,220	1,637	0,100	0,188
Cr	0,000	0,003	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,859	0,251	0,849	0,852	0,104	0,860	0,869	0,914	1,063	1,162	1,091	1,053	1,047	1,095	0,866	1,036	1,083
Fe ³⁺	1,874	0,000	1,896	1,853	0,327	1,932	1,871	0,444	1,693	0,155	1,610	0,140	1,712	1,546	0,712	1,788	1,614
Mn	0,170	1,732	0,172	0,190	1,724	0,142	0,167	0,849	0,074	0,744	0,091	0,866	0,078	0,114	0,770	0,052	0,093
Mg	0,002	0,000	0,001	0,001	0,003	0,001	0,001	0,006	0,002	0,006	0,002	0,003	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001
Ca	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,026	0,009	0,026	0,026	0,012	0,027	0,027	0,003	0,006	0,005	0,006	0,004	0,012	0,011	0,005	0,011	0,011
Nb	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,001	0,009	0,001	0,009	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000
Total cations	3,000	4,003	2,997	2,998	4,003	2,998	3,000	3,997	2,996	3,995	2,998	3,996	2,998	2,998	3,999	2,997	2,999

OBSERVAÇÕES: FeO e Fe₂O₃ calculado por estequiometria. Abreviações: lam, lamela; hosp, hospedeiro; med pond, média entre as análises assinaladas ponderada pela área de cada fase correspondente na imagem BEI.

TABELA 25 - Composição química, em porcentagem de peso, de feldspatos das rochas de diques da ilha Monte de Trigo.

Amostra Localização/ Grão	mtr04c 1 hom	mtr04f 1 hom	mtr01b 1 hom	mtr01b 5 hom	mtr01b 6 hom	mtr01b 7 hom	mtr01b 8 hom	mtr04c 4 hom	mtr04f feno 1 hom	mtr04f feno 2 hom	mtr04f feno 2 hom	mtr04f feno 3 hom	mtr04f feno 3 hom	mtr04f feno 1 patch Na	mtr04f feno 1 patch K	mtr04f feno 1 patch Na	mtr04f feno 1 patch K	mtr04f feno 2 patch Na	mtr04f feno 2 patch K	mtr04c 1 pleat borda K
Análise	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	65,78	65,63	65,89	66,21	65,99	65,97	66,57	66,14	65,73	65,68	63,45	64,32	64,48	68,71	63,02	68,62	64,44	67,57	64,46	64,12
TiO ₂	0,09	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	18,42	19,52	18,57	18,76	18,52	18,66	18,66	18,71	19,51	19,52	18,99	18,97	18,57	19,46	19,49	19,36	18,34	21,29	18,52	18,10
Fe ₂ O ₃	0,37	0,01	0,68	0,45	0,68	0,55	0,44	0,34	0,20	0,13	0,14	0,11	0,10	0,07	0,07	0,12	0,03	0,12	0,42	0,36
MnO	0,04	0,00	0,05	0,03	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00
CaO	0,03	0,25	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,05	0,55	0,61	0,48	0,32	0,04	0,02	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	—	—	—
BaO	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,04	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,07	0,00	0,00	0,11
Na ₂ O	6,87	4,31	5,93	7,29	6,18	7,06	8,04	7,40	5,91	6,05	3,02	2,12	0,98	11,73	0,35	11,57	0,32	11,25	0,42	2,65
K ₂ O	7,03	11,23	8,64	6,81	8,37	7,21	5,46	6,03	8,38	8,16	12,61	13,77	15,61	0,46	16,18	0,22	16,62	0,56	16,41	12,99
Total	98,65	100,99	99,79	99,57	99,79	99,48	99,24	98,71	100,34	100,17	98,76	99,63	99,81	100,49	99,13	99,94	99,86	100,83	100,28	98,32
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios																				
Si	11,967	11,835	11,932	11,932	11,940	11,925	11,971	11,966	11,824	11,823	11,795	11,862	11,934	11,974	11,776	11,998	11,966	11,737	11,919	11,961
Al	3,945	4,145	3,961	3,982	3,947	3,972	3,951	3,987	4,132	4,137	4,156	4,120	4,048	3,994	4,288	3,987	4,010	4,355	4,033	3,975
Fe ³⁺	0,051	0,001	0,092	0,061	0,093	0,074	0,060	0,046	0,026	0,018	0,019	0,015	0,014	0,009	0,010	0,016	0,003	0,016	0,059	0,051
Σ _T	15,963	15,981	15,985	15,975	15,980	15,971	15,982	15,999	15,982	15,978	15,970	15,997	15,996	15,977	16,074	16,001	15,979	16,108	16,011	15,987
Ti	0,012	0,005	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,004	0,000	0,000	0,002	0,003	0,000	0,000	0,002	0,004	0,000	0,001	0,000
Mn	0,007	0,000	0,007	0,004	0,001	0,003	0,002	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,005	0,001	0,000	0,001	0,000	0,006	0,000
Ca	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,004	0,000	0,003	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,005	0,000	0,008	0,008
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,004	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	—	—	—
Ba	0,006	0,048	0,002	0,003	0,003	0,003	0,010	0,106	0,118	0,095	0,062	0,008	0,003	0,000	0,005	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000
Na	2,423	1,507	2,083	2,549	2,169	2,473	2,803	2,594	2,060	2,112	1,089	0,756	0,350	3,964	0,125	3,922	0,116	3,790	0,150	0,958
K	1,630	2,583	1,996	1,567	1,933	1,662	1,253	1,392	1,922	1,874	2,989	3,239	3,686	0,102	3,857	0,050	3,938	0,123	3,870	3,091
Σ _M	4,080	4,144	4,089	4,123	4,107	4,142	4,065	4,001	4,096	4,108	4,180	4,063	4,047	4,076	3,985	3,979	4,064	3,921	4,027	4,057
Total cations	20,043	20,125	20,074	20,098	20,087	20,113	20,047	20,000	20,078	20,086	20,150	20,060	20,043	20,053	20,059	19,980	20,043	20,029	20,038	20,044
Componentes Moleculares																				
Ab	59,7	36,4	51,0	61,9	52,8	59,7	69,0	64,9	50,3	51,5	26,1	18,6	8,7	97,4	3,1	98,6	2,9	96,7	3,7	23,6
An	0,1	1,2	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	2,6	2,9	2,3	1,5	0,2	0,1	0,0	0,1	0,0	0,2	0,0	0,0
Or	40,1	62,4	48,9	38,0	47,1	40,2	30,8	34,8	47,0	45,7	71,5	79,8	91,1	2,5	96,8	1,3	97,0	3,1	96,3	76,2
Ce	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,2
AnSr	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	—	—	—

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; feno, fenocristal; hom, porção homogênea (não exsolvida).

TABELA 25 - Continuação.

Amostra Localização/ Grão Análise	mtr04c 1 pleat b Na 21	mtr04c 2 pleat b K 22	mtr04c 2 pleat b Na 23	mtr04c 3 tigr Na 24	mtr04c 3 tigr K 25	mtr01b 1 tigr Na 26	mtr01b 1 tigr K 27	mtr01b 2 tigr Na 28	mtr01b 2 tigr K 29	mtr04f mtz 1 30	mtr04f 2 mtz 31	mtr04f 3 mtz 32	mtr04f 5 mtz 33	mtr04f feno 1 fim 1µm 34	mtr04f feno 1 fim 1µm 35	mtr04f feno 1 fim 1µm 1 de 16	mtr04f feno 1 fim 1µm 2 de 16	mtr04f feno 1 fim 1µm 3 de 16	mtr04f feno 1 fim 1µm 4 de 16	mtr04f feno 1 fim 1µm 5 de 16
SiO ₂	68,20	64,10	68,53	68,28	64,02	67,81	64,47	68,19	64,62	69,13	64,77	65,54	66,08	68,01	67,01	66,01	65,43	65,05	64,69	64,35
TiO ₂	0,05	0,00	0,00	0,02	0,06	0,01	0,06	0,00	0,07	0,03	0,01	0,04	0,00	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	19,18	18,07	19,16	19,26	18,14	19,14	17,91	19,02	18,05	19,54	21,19	18,71	18,75	20,58	19,75	19,45	18,99	19,24	18,82	18,70
Fe ₂ O ₃	0,32	0,46	0,44	0,91	0,63	0,90	0,61	0,61	0,59	0,25	0,13	0,11	0,13	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	—	—	—	—	—	—	—
CaO	0,05	0,00	0,06	0,04	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,03	0,07	0,00	0,14	—	—	—	—	—	—	—
SrO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
BaO	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,04	0,07	0,00	0,00	0,00	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	11,59	1,87	11,55	11,33	0,97	10,22	1,66	11,65	1,64	11,80	10,20	4,80	5,77	9,57	6,64	3,78	1,74	2,30	1,48	1,35
K ₂ O	0,14	13,99	0,16	0,71	15,40	2,25	14,67	0,12	14,56	0,14	1,30	10,05	8,83	2,26	6,55	11,45	14,57	14,22	15,12	15,04
Total	99,54	98,49	99,94	100,54	99,27	100,43	99,41	99,64	99,56	101,00	97,68	99,27	99,70	100,42	99,95	100,68	100,73	100,80	100,11	99,43
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios																				
Si	11,982	11,967	11,995	11,930	11,930	11,930	11,968	11,981	11,966	11,975	11,646	11,956	11,957	11,884	11,942	11,908	11,935	11,866	11,915	11,926
Al	3,969	3,973	3,950	3,963	3,981	3,965	3,915	3,935	3,935	3,986	4,486	4,019	3,997	4,235	4,146	4,132	4,080	4,134	4,081	4,082
Fe ³⁺	0,043	0,064	0,058	0,120	0,088	0,119	0,085	0,081	0,082	0,033	0,018	0,015	0,018	—	—	—	—	—	—	—
Σ _T	15,994	16,004	16,003	16,013	15,999	16,014	15,968	15,997	15,983	15,994	16,150	15,990	15,972	16,119	16,088	16,040	16,015	16,000	15,996	16,008
Ti	0,006	0,000	0,000	0,002	0,008	0,001	0,008	0,000	0,009	0,004	0,001	0,005	0,000	—	—	—	—	—	—	—
Mn	0,000	0,000	0,001	0,000	0,008	0,000	0,007	0,000	0,001	0,001	0,000	0,004	0,000	—	—	—	—	—	—	—
Ca	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,003	0,005	0,000	0,000	0,000	—	—	—	—	—	—	—
Sr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ba	0,010	0,000	0,010	0,008	0,000	0,006	0,000	0,009	0,000	0,005	0,013	0,000	0,026	—	—	—	—	—	—	—
Na	3,948	0,677	3,920	3,837	0,349	3,486	0,598	3,969	0,587	3,964	3,557	1,696	2,025	3,242	2,293	1,323	0,617	0,813	0,530	0,485
K	0,031	3,331	0,036	0,158	3,662	0,505	3,476	0,027	3,440	0,031	0,299	2,339	2,038	0,503	1,490	2,635	3,391	3,309	3,552	3,555
Σ _M	3,995	4,008	3,970	4,005	4,027	4,003	4,089	4,005	4,040	4,010	3,870	4,044	4,089	3,745	3,783	3,958	4,008	4,122	4,082	4,040
Total cations	19,989	20,012	19,973	20,018	20,026	20,017	20,057	20,002	20,023	20,004	20,020	20,034	20,061	19,864	19,871	19,998	20,023	20,122	20,078	20,048
Componentes Moleculares																				
Ab	99,0	16,9	98,8	95,9	8,7	87,1	14,7	99,1	14,6	99,0	91,9	42,0	49,5	86,6	60,6	33,4	15,4	19,7	13,0	12,0
An	0,3	0,0	0,3	0,2	0,0	0,1	0,0	0,2	0,0	0,1	0,3	0,0	0,6	—	—	—	—	—	—	—
Or	0,8	83,1	0,9	3,9	91,3	12,6	85,3	0,7	85,4	0,8	7,7	58,0	49,8	13,4	39,4	66,6	84,6	80,3	87,0	88,0
Ce	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	—	—	—	—	—	—	—
AnSr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; feno, fenocristal; hom, porção homogênea (não exsolvida); tigr, pertita tigrada.

TABELA 25 - Continuação.

Amostra	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr67a	mtr67a	mtr67a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a
Localização/ Grão	fenó 1	fenó 1	fenó 1	fenó 1	fenó 1	fenó 1	fenó 1	fenó 1	fenó 1	fenó 1	fenó 1	fenó 1	fenó 1	fenó 1	fenó 1n	fenó 1n	fenó 1nb	fenó 1nb	fenó 1nb	fenó 1nb
Análise	6 de 16	7 de 16	8 de 16	9 de 16	10 de 16	11 de 16	12 de 16	13 de 16	14 de 16	15 de 16	16 de 16	hom 1	hom 3	hom 4	39	40	41	42	43	44
SiO ₂	65,31	68,78	68,16	67,60	64,94	64,49	64,65	64,68	64,68	64,83	65,95	65,28	65,15	65,73	63,06	61,87	63,72	64,00	63,54	64,48
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,03	0,00	0,03	0,01
Al ₂ O ₃	18,96	20,61	20,46	20,16	19,10	19,07	19,26	18,71	18,66	18,80	19,54	18,66	18,41	19,03	21,86	21,58	20,13	20,16	19,75	20,10
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,18	0,16	0,13	0,18	0,25	0,14	0,18	0,11	0,10
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	0,04	0,14	3,03	3,21	1,19	1,19	1,10	1,10
SrO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,00	0,00	0,02	0,35	0,42	0,24	0,39	0,17	0,16
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,13	0,04	0,17	0,41	0,37	0,81	0,72	0,86	0,43
Na ₂ O	3,57	7,77	9,95	6,96	1,25	1,27	1,28	1,22	2,50	1,53	3,51	6,08	6,19	7,79	8,14	8,01	6,50	6,43	6,42	6,69
K ₂ O	12,17	1,79	0,26	5,51	15,26	15,26	15,18	15,04	13,12	14,68	11,11	8,32	8,12	5,82	2,98	2,89	6,57	6,47	6,67	6,63
Total	100,02	98,96	98,82	100,23	100,56	100,08	100,36	99,64	98,95	99,84	100,10	98,68	98,11	98,83	100,03	98,62	99,33	99,54	98,66	99,71
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios																				
Si	11,916	12,048	11,964	11,944	11,902	11,884	11,871	11,949	11,954	11,940	11,928	11,934	11,962	11,901	11,310	11,271	11,621	11,636	11,667	11,670
Al	4,075	4,252	4,228	4,196	4,123	4,137	4,165	4,071	4,062	4,077	4,161	4,018	3,981	4,057	4,618	4,630	4,323	4,317	4,270	4,285
Fe ³⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,025	0,022	0,018	0,024	0,035	0,020	0,025	0,015	0,014
Σ _T	15,991	16,300	16,192	16,140	16,025	16,021	16,036	16,020	16,016	16,017	16,089	15,977	15,965	15,976	15,952	15,936	15,964	15,978	15,952	15,969
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,000	0,001	0,000	0,004	0,003	0,004	0,000	0,005	0,002
Mn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,009	0,003	0,012	0,029	0,026	0,058	0,051	0,062	0,030
Sr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,000	0,000	0,002	0,036	0,044	0,025	0,041	0,018	0,017
Ba	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,005	0,008	0,026	0,582	0,626	0,233	0,231	0,217	0,214
Na	1,264	2,639	3,387	2,385	0,445	0,454	0,455	0,436	0,894	0,547	1,230	2,154	2,202	2,735	2,829	2,829	2,298	2,268	2,285	2,349
K	2,834	0,401	0,058	1,242	3,568	3,587	3,555	3,543	3,093	3,449	2,563	1,940	1,902	1,345	0,683	0,672	1,529	1,500	1,562	1,532
Σ _M	4,098	3,040	3,445	3,627	4,013	4,041	4,010	3,979	3,987	3,996	3,793	4,108	4,116	4,120	4,163	4,201	4,147	4,091	4,149	4,144
Total cations	20,089	19,340	19,637	19,767	20,038	20,062	20,046	19,999	20,003	20,013	19,882	20,085	20,081	20,096	20,115	20,137	20,111	20,069	20,101	20,113
Componentes Moleculares																				
Ab	30,8	86,8	98,3	65,8	11,1	11,2	11,3	11,0	22,4	13,7	32,4	52,4	53,5	66,4	68,0	67,4	55,5	55,4	55,1	56,7
An	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	0,2	0,6	14,0	14,9	5,6	5,6	5,2	5,2
Or	69,2	13,2	1,7	34,2	88,9	88,8	88,7	89,0	77,6	86,3	67,6	47,2	46,2	32,6	16,4	16,0	36,9	36,7	37,7	37,0
Ce	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	0,1	0,3	0,7	0,6	1,4	1,2	1,5	0,7
AnSr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0	0,0	0,0	0,9	1,0	0,6	1,0	0,4	0,4

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; feno, fenocristal; hom, porção homogênea (não exsolvida).

TABELA 25 - Continuação.

Amostra	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a
Localização/ Grão	feno 1b	feno 1b	mtz 4	mtz 3	mtz 2	mtz 1	mtz 5	1n	1nb	1b	3n	3nb	3b	hom 1	hom b	hom 6	hom 7	b plag	mtz 4	mtz 7
Análise	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	66	67
SiO ₂	65,30	65,04	67,12	65,14	68,43	68,24	64,11	56,06	56,12	55,91	56,55	56,36	57,04	65,46	65,66	63,77	65,84	65,77	65,50	65,48
TiO ₂	0,02	0,00	0,02	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,10	0,01	0,06	0,02	0,01	0,00	0,03	0,00
Al ₂ O ₃	19,67	19,30	19,57	18,17	19,48	19,44	18,13	26,76	26,93	26,68	26,11	26,65	25,33	19,60	21,19	21,19	19,47	19,95	20,07	19,44
Fe ₂ O ₃	0,18	0,11	0,13	0,23	0,20	0,37	0,20	0,43	0,35	0,24	0,22	0,19	0,21	0,06	0,14	0,11	0,08	0,21	0,23	0,03
MnO	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,04	0,04	0,02	0,05	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,76	0,68	0,06	0,00	0,05	0,13	1,95	8,46	8,41	8,14	7,69	7,97	7,06	0,42	1,58	0,40	0,43	0,73	0,48	0,32
SrO	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,98	1,10	1,04	1,04	1,17	0,96	0,29	0,77	0,34	0,22	0,51	0,22	0,21
BaO	0,22	0,23	0,00	0,00	0,07	0,01	0,00	0,22	0,33	0,33	0,18	0,12	0,32	0,40	0,25	0,51	0,25	0,29	0,48	0,36
Na ₂ O	6,07	6,05	10,91	1,86	12,05	11,68	5,16	6,43	6,57	6,51	6,92	6,70	7,20	6,44	10,48	6,14	6,17	9,16	8,27	7,94
K ₂ O	7,83	8,06	1,67	14,44	0,17	0,49	9,32	0,18	0,17	0,17	0,15	0,25	0,16	7,54	0,44	7,43	7,96	3,34	5,10	5,75
Total	100,09	99,52	99,48	99,88	100,50	100,40	98,90	99,57	100,03	99,07	98,89	99,43	98,39	100,23	100,58	99,95	100,42	99,96	100,38	99,52
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios																				
Si	11,778	11,813	11,884	11,998	11,935	11,927	11,820	10,191	10,170	10,213	10,324	10,248	10,455	11,801	11,562	11,547	11,839	11,741	11,716	11,816
Al	4,178	4,128	4,081	3,940	4,002	4,001	3,936	5,728	5,747	5,739	5,614	5,706	5,466	4,162	4,384	4,520	4,123	4,195	4,228	4,131
Fe ³⁺	0,025	0,014	0,017	0,032	0,026	0,049	0,028	0,058	0,048	0,033	0,031	0,026	0,029	0,009	0,019	0,015	0,011	0,028	0,031	0,004
Zr	15,981	15,955	15,982	15,970	15,963	15,977	15,784	15,977	15,965	15,985	15,969	15,980	15,950	15,972	15,975	16,082	15,973	15,964	15,975	15,951
Ti	0,002	0,000	0,003	0,005	0,004	0,001	0,000	0,000	0,006	0,000	0,001	0,000	0,014	0,002	0,008	0,003	0,002	0,000	0,004	0,000
Mn	0,002	0,002	0,000	0,000	0,003	0,003	0,006	0,007	0,003	0,008	0,003	0,003	0,001	0,001	0,003	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,015	0,016	0,000	0,000	0,005	0,001	0,000	0,016	0,023	0,024	0,013	0,009	0,023	0,028	0,017	0,036	0,017	0,020	0,033	0,025
Sr	0,004	0,005	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,103	0,115	0,110	0,110	0,123	0,102	0,030	0,078	0,036	0,023	0,052	0,023	0,022
Ba	0,146	0,132	0,011	0,000	0,009	0,025	0,385	1,648	1,632	1,594	1,505	1,552	1,386	0,080	0,298	0,077	0,083	0,139	0,092	0,063
Na	2,123	2,129	3,746	0,665	4,077	3,960	1,844	2,267	2,308	2,307	2,450	2,363	2,559	2,253	3,578	2,157	2,151	3,172	2,869	2,776
K	1,802	1,868	0,378	3,393	0,037	0,109	2,192	0,043	0,040	0,040	0,035	0,059	0,038	1,733	0,100	1,717	1,825	0,760	1,164	1,324
Σ _M	4,094	4,152	4,138	4,063	4,135	4,100	4,427	4,084	4,127	4,083	4,117	4,109	4,123	4,127	4,082	4,030	4,101	4,143	4,185	4,210
Total cations	20,075	20,107	20,120	20,033	20,098	20,077	20,211	20,061	20,092	20,068	20,086	20,089	20,073	20,099	20,057	20,112	20,074	20,107	20,160	20,161
Componentes Moleculares																				
Ab	51,9	51,3	90,6	16,4	98,8	96,7	41,7	55,6	56,0	56,6	59,6	57,5	62,3	54,6	87,9	53,6	52,5	76,6	68,6	65,9
An	3,6	3,2	0,3	0,0	0,2	0,6	8,7	40,4	39,6	39,1	36,6	37,8	33,7	1,9	7,3	1,9	2,0	3,4	2,2	1,5
Or	44,1	45,0	9,1	83,6	0,9	2,7	49,6	1,1	1,0	1,0	0,9	1,4	0,9	42,0	2,5	42,7	44,5	18,3	27,8	31,4
Ce	0,4	0,4	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,4	0,6	0,6	0,3	0,2	0,6	0,7	0,4	0,9	0,4	0,5	0,8	0,6
AnSr	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,5	2,8	2,7	2,7	3,0	2,5	0,7	1,9	0,9	0,6	1,3	0,6	0,5

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; feno, fenocrístal; hom, porção homogênea (não exsolvida); mtz, grão da matriz.

TABELA 25 - Continuação.

Amostra	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr26a	mtr26a	mtr67a	mtr67a	mtr67a	mtr67a	mtr67a	mtr67a	mtr67a	mtr04e	mtr04e	mtr04e	mtr04e	mtr04e	mtr04e	mtr04e	mtr04e
Localização/ Grão	2 patch Na	2 patch K	patch 5 Na	patch 5 K	mpert anast Na	mpert anast K	1 patch K	1 patch Na	2 patch Na	2 patch K	5 pleat b K	5 pleat b Na	5 pleat b Na	1n	1nb	1nb	1b	sobrec plag 1	sobrec plag 1	2n	2b
Análise	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	
SiO ₂	68,07	63,09	65,26	61,79	64,53	64,37	63,34	67,77	68,15	62,50	64,28	67,71	52,60	56,26	57,47	57,97	59,92	60,83	56,42	55,32	
TiO ₂	0,00	0,01	0,04	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,11	0,08	0,01	0,10	0,07	0,00	0,06	0,02	
Al ₂ O ₃	20,10	19,81	21,60	19,12	22,41	20,83	18,61	19,50	19,30	19,50	18,28	19,32	28,72	26,38	25,92	25,72	20,46	19,77	26,33	25,99	
Fe ₂ O ₃	0,00	0,13	0,10	0,05	0,14	0,19	0,29	0,22	0,16	0,07	0,11	0,15	0,22	0,25	0,17	0,14	0,04	0,06	0,13	0,25	
MnO	0,00	0,06	0,02	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,04	0,03	0,02	0,00	0,01	0,02	
CaO	0,49	0,20	2,21	0,06	2,72	1,55	0,03	0,17	0,20	0,00	0,05	0,16	10,42	7,82	7,20	7,07	0,97	0,84	7,86	7,40	
SrO	0,20	0,20	0,72	0,26	0,33	0,33	0,00	0,01	0,03	0,00	0,02	0,02	1,20	1,17	1,30	0,80	1,29	0,63	1,40	1,08	
BaO	0,15	0,49	0,16	0,35	0,39	0,71	0,14	0,10	0,09	0,15	0,16	0,23	0,22	0,32	0,23	0,32	3,72	2,45	0,25	0,29	
Na ₂ O	11,76	3,26	10,44	3,76	9,20	6,68	1,37	11,66	11,58	0,62	2,47	10,70	4,85	5,91	6,57	6,66	2,04	1,90	6,13	6,39	
K ₂ O	0,19	11,87	0,17	11,74	1,72	6,19	14,79	0,24	0,15	15,50	13,32	1,69	0,53	1,08	0,85	0,70	11,03	11,96	0,80	0,47	
Total	100,95	99,11	100,72	97,15	101,48	100,88	98,57	99,67	99,70	98,36	98,69	99,99	98,86	99,29	99,75	99,49	99,54	98,45	99,39	97,22	
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios																					
Si	11,845	11,692	11,475	11,703	11,335	11,548	11,869	11,919	11,965	11,756	11,957	11,938	9,708	10,277	10,421	10,492	11,385	11,561	10,292	10,287	
Al	4,119	4,324	4,473	4,265	4,635	4,401	4,106	4,038	3,990	4,320	4,005	4,012	6,244	5,675	5,535	5,483	4,577	4,423	5,656	5,691	
Fe ³⁺	0,000	0,019	0,013	0,007	0,019	0,025	0,041	0,029	0,021	0,009	0,015	0,020	0,030	0,035	0,023	0,019	0,006	0,008	0,017	0,035	
Σ _T	15,964	16,035	15,961	15,975	15,989	15,974	16,016	15,986	15,976	16,085	15,977	15,970	15,982	15,987	15,979	15,994	15,968	15,992	15,965	16,013	
Ti	0,000	0,001	0,006	0,000	0,004	0,003	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,015	0,011	0,001	0,013	0,009	0,000	0,009	0,003	
Mn	0,000	0,009	0,003	0,004	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,005	0,001	0,001	0,000	0,000	0,006	0,004	0,003	0,000	0,002	0,003	
Ca	0,010	0,036	0,011	0,026	0,027	0,050	0,011	0,007	0,006	0,011	0,012	0,016	0,016	0,023	0,016	0,022	0,277	0,183	0,018	0,021	
Sr	0,020	0,021	0,073	0,028	0,034	0,035	0,000	0,001	0,003	0,000	0,002	0,002	0,128	0,124	0,137	0,084	0,142	0,070	0,148	0,116	
Ba	0,091	0,040	0,416	0,013	0,511	0,297	0,006	0,033	0,038	0,000	0,009	0,031	2,060	1,530	1,398	1,370	0,197	0,172	1,535	1,474	
Na	3,966	1,170	3,559	1,380	3,134	2,323	0,496	3,976	3,943	0,224	0,889	3,656	1,735	2,093	2,311	2,336	0,750	0,699	2,169	2,305	
K	0,041	2,807	0,038	2,836	0,385	1,417	3,536	0,055	0,034	3,719	3,160	0,380	0,125	0,252	0,196	0,162	2,674	2,900	0,187	0,111	
Σ _M	4,128	4,084	4,106	4,287	4,097	4,126	4,050	4,072	4,031	3,959	4,073	4,086	4,079	4,033	4,065	3,991	4,052	4,024	4,068	4,033	
Total cations	20,092	20,119	20,067	20,262	20,086	20,100	20,066	20,058	20,007	20,044	20,050	20,056	20,061	20,020	20,044	19,985	20,020	20,016	20,033	20,046	
Componentes Moleculares																					
Ab	96,1	28,7	86,9	32,2	76,6	56,4	12,2	97,6	98,0	5,7	21,8	89,5	42,7	52,0	56,9	58,8	18,6	17,4	53,5	57,2	
An	2,2	1,0	10,2	0,3	12,5	7,2	0,1	0,8	0,9	0,0	0,2	0,8	50,7	38,0	34,5	34,5	4,9	4,3	37,8	36,6	
Or	1,0	68,9	0,9	66,2	9,4	34,4	87,3	1,4	0,8	94,1	77,6	9,3	3,1	6,3	4,8	4,1	66,2	72,1	4,6	2,8	
Ce	0,2	0,9	0,3	0,6	0,7	1,2	0,3	0,2	0,1	0,3	0,3	0,4	0,4	0,6	0,4	0,6	6,9	4,5	0,4	0,5	
AnSr	0,5	0,5	1,8	0,7	0,8	0,8	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	3,1	3,1	3,4	2,1	3,5	1,7	3,6	2,9	

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; hom, porção homogênea (não exsolvida); mpert anast, mesopertita anastomosada; sobrec, sobrecrescimento.

TABELA 25 - Continuação.

Amostra Localização/ Grão Análise	mtr04e sobrec plag 2 88	mtr04e 4n 89	mtr04e 4nb 90	mtr04e sobrec plag 4b 91	mtr04e 5n 92	mtr04e 6n 94	mtr04e 6b 95	mtr04e hom 3 96	mtr04e hom 3 97	mtr26f 2n 98	mtr26f 2nb 99	mtr26f 2b 100	mtr26f 3n 101	mtr26f 3nb 102	mtr26f mtz 1 104	mtr26f mtz 4 105	mtr26f mtz 8 106	mtr26f mtz 9 107	mtr26f mtz 10 109	mtr26f mtz 12 110
SiO ₂	61,43	51,74	56,72	61,83	61,23	62,87	63,09	62,67	62,64	59,04	59,16	62,29	60,61	64,60	67,89	66,71	69,21	65,89	58,98	60,83
TiO ₂	0,06	0,19	0,08	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,06	0,10	0,13	0,14	0,20	0,02	0,03	0,00	0,02	0,03	0,10	0,12
Al ₂ O ₃	20,37	28,56	26,21	20,13	20,12	19,18	19,04	18,87	18,95	24,57	24,76	23,16	23,92	19,47	19,94	20,07	19,52	19,24	24,59	23,74
Fe ₂ O ₃	0,07	0,54	0,17	0,10	0,00	0,12	0,12	0,09	0,12	0,35	0,44	0,38	0,22	0,29	0,06	0,06	0,09	0,21	0,34	0,21
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
CaO	1,76	10,57	7,63	1,53	0,45	0,59	0,57	0,62	0,55	5,66	5,36	3,96	4,83	0,20	0,21	0,15	0,10	0,32	5,20	4,41
SrO	0,67	1,03	1,25	0,69	0,21	0,36	0,31	0,55	0,54	1,73	1,77	1,13	1,07	0,04	0,10	0,01	0,01	0,09	1,60	1,68
BaO	1,24	0,56	0,18	1,10	0,51	0,64	0,81	0,28	0,62	0,55	0,71	0,44	0,61	0,00	0,09	0,04	0,00	0,06	0,43	0,58
Na ₂ O	2,81	4,32	6,21	2,36	2,71	1,95	1,75	1,85	1,88	7,82	7,95	7,67	8,68	4,87	11,49	9,47	11,81	4,84	7,71	8,28
K ₂ O	10,63	1,08	0,68	11,30	13,15	12,96	13,44	13,18	13,13	0,20	0,35	2,06	0,22	10,64	0,30	3,57	0,14	9,70	0,26	0,61
Total	99,02	98,58	99,13	99,07	98,46	98,67	99,15	98,11	98,51	100,01	100,61	101,21	100,37	100,13	100,11	100,08	100,91	100,37	99,21	100,47
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios																				
Si	11,476	9,631	10,341	11,544	11,529	11,763	11,780	11,790	11,765	10,670	10,650	11,076	10,856	11,763	11,884	11,820	11,988	11,887	10,705	10,911
Al	4,480	6,262	5,627	4,427	4,460	4,225	4,187	4,180	4,192	5,230	5,248	4,849	5,044	4,175	4,110	4,188	3,983	4,088	5,257	5,015
Fe ³⁺	0,009	0,076	0,023	0,013	0,000	0,017	0,017	0,013	0,017	0,048	0,060	0,050	0,029	0,040	0,008	0,008	0,012	0,028	0,047	0,029
Σ _T	15,965	15,969	15,991	15,984	15,989	16,005	15,984	15,983	15,974	15,948	15,958	15,975	15,929	15,978	16,002	16,016	15,983	16,003	16,009	15,955
Ti	0,008	0,026	0,011	0,004	0,006	0,000	0,000	0,008	0,013	0,018	0,018	0,027	0,002	0,002	0,004	0,000	0,003	0,004	0,014	0,016
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,003	0,000	0,004	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,091	0,041	0,013	0,080	0,038	0,047	0,059	0,021	0,045	0,039	0,050	0,031	0,043	0,000	0,006	0,002	0,000	0,004	0,031	0,041
Sr	0,072	0,111	0,133	0,075	0,022	0,039	0,034	0,059	0,058	0,181	0,184	0,116	0,111	0,005	0,010	0,001	0,001	0,009	0,168	0,175
Ba	0,352	2,109	1,491	0,307	0,091	0,118	0,113	0,125	0,111	1,096	1,033	0,755	0,927	0,040	0,039	0,028	0,018	0,062	1,012	0,848
Na	1,018	1,559	2,195	0,855	0,988	0,706	0,634	0,674	0,683	2,739	2,774	2,643	3,016	1,721	3,899	3,252	3,967	1,694	2,714	2,879
K	2,534	0,257	0,157	2,693	3,160	3,094	3,201	3,164	3,146	0,046	0,080	0,467	0,050	2,471	0,068	0,808	0,030	2,232	0,061	0,140
Σ _M	4,075	4,103	4,000	4,014	4,313	4,004	4,044	4,043	4,055	4,114	4,139	4,030	4,176	4,239	4,028	4,091	4,021	4,005	4,000	4,099
Total cations	20,040	20,072	19,991	19,998	20,302	20,009	20,028	20,026	20,029	20,062	20,097	20,005	20,105	20,217	20,030	20,107	20,004	20,008	20,009	20,054
Componentes Moleculares																				
Ab	25,0	38,2	55,0	21,3	23,0	17,6	15,7	16,7	16,9	66,8	67,3	65,9	72,7	40,6	96,9	79,5	98,8	42,3	68,1	70,5
An	8,7	51,7	37,4	7,7	2,1	2,9	2,8	3,1	2,7	26,7	25,1	18,8	22,4	0,9	1,0	0,7	0,4	1,5	25,4	20,8
Or	62,3	6,3	3,9	67,2	73,5	77,3	79,2	78,3	77,8	1,1	1,9	11,6	1,2	58,3	1,7	19,8	0,7	55,8	1,5	3,4
Ce	2,2	1,0	0,3	2,0	0,9	1,2	1,5	0,5	1,1	1,0	1,2	0,8	1,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,8	1,0
AnSr	1,8	2,7	3,3	1,9	0,5	1,0	0,8	1,5	1,4	4,4	4,5	2,9	2,7	0,1	0,2	0,0	0,0	0,2	4,2	4,3

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; feno, fenocristal; hom, porção homogênea (não exsolvida); mtz, grão da matriz; sobrec, sobrecrecimento.

TABELA 25 - Continuação.

Amostra	mtr54c	mtr54c	mtr54c	mtr54c	mtr54c
Localização/ Grão	mtz 1	mtz 4	mtz 5	mtz 4	mtz 10
Análise	111	112	113	114	115
SiO ₂	55,36	53,44	56,86	61,57	61,22
TiO ₂	0,25	0,06	0,26	0,05	0,09
Al ₂ O ₃	27,20	25,43	25,40	22,92	22,69
Fe ₂ O ₃	0,95	0,67	0,64	0,48	0,47
MnO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
CaO	9,49	9,77	7,91	4,35	4,16
SrO	0,95	0,74	1,02	0,11	0,51
BaO	0,24	0,28	0,36	0,38	0,68
Na ₂ O	5,63	5,73	6,47	7,86	7,66
K ₂ O	0,60	0,75	0,87	1,65	1,97
Total	100,68	96,90	99,80	99,37	99,45
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios					
Si	10,013	10,074	10,350	11,079	11,072
Al	5,793	5,645	5,445	4,857	4,833
Fe ³⁺	0,129	0,095	0,088	0,065	0,064
Σ _T	15,935	15,814	15,883	16,001	15,969
Ti	0,034	0,009	0,036	0,007	0,013
Mn	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000
Ca	0,017	0,021	0,025	0,027	0,048
Sr	0,100	0,081	0,107	0,011	0,053
Ba	1,839	1,973	1,543	0,838	0,805
Na	1,973	2,095	2,284	2,742	2,688
K	0,139	0,181	0,203	0,379	0,455
Σ _M	4,102	4,364	4,198	4,004	4,062
Total cations	20,037	20,178	20,081	20,005	20,031
Componentes Moleculares					
Ab	48,5	48,1	54,9	68,6	66,4
An	45,2	45,3	37,1	21,0	19,9
Or	3,4	4,2	4,9	9,5	11,2
Ce	0,4	0,5	0,6	0,7	1,2
AnSr	2,5	1,9	2,6	0,3	1,3

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: mtr, grão da matriz.

TABELA 26 - Composição química, em porcentagem de peso, de nefelinas das rochas de diques da Ilha Monte de Trigo.

Amostra	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04c	mtr04c	mtr04c	mtr01b	mtr01b	mtr01b	mtr01b	mtr01b	mtr01b	mtr01b	mtr01b	mtr67a	mtr67a	mtr67a
Localização/ Grão	feno 1b	feno 2b	feno 3n	feno 3b	mtz 2	mtz 3	2	3n	3b	1n	1b	2n	2b	3n	3b	5n	5b	1n	1b	3n
Análise	02	04	05	06	10	11	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	44,57	44,02	44,69	43,82	42,87	41,90	44,03	44,26	43,94	44,16	44,13	44,51	43,61	44,95	44,44	43,94	44,34	44,05	44,52	43,30
Al ₂ O ₃	32,36	32,52	32,78	32,96	33,36	34,11	31,88	30,78	31,74	31,85	31,58	31,82	31,75	31,95	31,52	32,76	31,99	31,91	32,74	32,14
Fe ₂ O ₃	0,46	0,40	0,31	0,34	0,19	0,45	1,00	0,95	1,01	1,50	1,37	1,54	1,65	1,48	1,70	0,74	1,42	0,57	0,53	0,48
MnO	0,02	0,03	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00
CaO	0,30	0,45	0,51	0,21	0,00	0,01	0,03	0,11	0,03	0,04	0,03	0,06	0,04	0,04	0,04	0,06	0,06	0,28	0,29	0,14
BaO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,07	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00
Na ₂ O	16,29	16,02	16,33	16,19	16,17	15,90	16,45	16,02	16,79	16,56	16,59	16,59	16,52	16,72	16,45	16,45	16,60	16,34	16,33	16,36
K ₂ O	5,43	5,78	5,55	5,86	6,66	6,59	5,39	4,60	4,92	5,70	5,32	5,38	5,78	5,25	5,43	5,76	5,52	5,03	5,48	5,63
Total	99,43	99,26	100,17	99,38	99,27	98,97	98,78	96,81	98,43	99,88	99,01	99,89	99,33	100,40	99,58	99,77	99,95	98,18	99,91	98,04
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios																				
Si	8,567	8,499	8,533	8,449	8,320	8,163	8,541	8,708	8,540	8,505	8,551	8,549	8,457	8,577	8,567	8,452	8,519	8,568	8,508	8,471
Al	7,324	7,395	7,369	7,483	7,623	7,825	7,282	7,131	7,264	7,225	7,205	7,197	7,251	7,179	7,155	7,422	7,238	7,310	7,369	7,405
Fe ³⁺	0,066	0,058	0,044	0,049	0,027	0,066	0,146	0,141	0,147	0,216	0,199	0,222	0,240	0,212	0,247	0,107	0,205	0,083	0,076	0,070
Σ _T	15,957	15,952	15,946	15,981	15,970	16,054	15,969	15,980	15,951	15,946	15,955	15,968	15,948	15,968	15,969	15,981	15,962	15,961	15,953	15,946
Mn	0,004	0,005	0,000	0,000	0,006	0,002	0,000	0,004	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,004	0,000	0,000
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	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	0,061	0,093	0,105	0,043	0,001	0,001	0,005	0,024	0,007	0,009	0,007	0,013	0,007	0,008	0,009	0,011	0,013	0,058	0,059	0,030
Na	6,071	5,999	6,045	6,053	6,084	6,008	6,185	6,110	6,327	6,185	6,234	6,179	6,210	6,187	6,150	6,136	6,184	6,161	6,052	6,206
K	1,332	1,424	1,351	1,441	1,648	1,638	1,335	1,155	1,219	1,401	1,314	1,318	1,429	1,279	1,334	1,413	1,352	1,249	1,335	1,405
Σ _M	7,468	7,521	7,501	7,537	7,739	7,649	7,525	7,303	7,553	7,598	7,555	7,510	7,646	7,474	7,493	7,562	7,553	7,468	7,449	7,641
Total cátions	23,425	23,473	23,447	23,518	23,709	23,703	23,494	23,283	23,504	23,544	23,510	23,478	23,594	23,442	23,462	23,543	23,515	23,429	23,402	23,587
Vacâncias	0,532	0,479	0,499	0,463	0,261	0,351	0,475	0,697	0,447	0,402	0,445	0,490	0,354	0,526	0,507	0,438	0,447	0,532	0,551	0,359
Al+Fe ³⁺	7,390	7,453	7,413	7,532	7,650	7,891	7,428	7,272	7,411	7,441	7,404	7,419	7,491	7,391	7,402	7,529	7,443	7,393	7,445	7,475
2Ca+Na+K	7,525	7,609	7,606	7,580	7,734	7,648	7,530	7,313	7,560	7,604	7,562	7,523	7,653	7,482	7,502	7,571	7,562	7,526	7,505	7,671
Componentes Moleculares																				
Ne	71,9	72,2	72,6	72,4	73,1	73,6	72,5	70,6	74,2	72,9	73,0	72,5	73,6	72,3	71,9	72,8	72,8	72,9	72,1	73,8
Ks	15,8	17,1	16,2	17,2	19,8	20,1	15,7	13,3	14,3	16,5	15,4	15,5	16,9	14,9	15,6	16,8	15,9	14,8	15,9	16,7
Qz	12,3	10,7	11,1	10,4	7,0	6,3	11,9	16,1	11,5	10,6	11,6	12,0	9,5	12,8	12,5	10,5	11,3	12,3	12,0	9,5

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: n, núcleo; b, borda; mtz, grão da matriz; feno, fenocristal.

TABELA 26 - Continuação.

Amostra	mtr67a	mtr67a	mtr67a	mtr67a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr04e	mtr04e	mtr04e	mtr04e
Localização/ Grão	3b	2	4n	4b	mtz 2	mtz 3	mtz 4	mtz 5	mtz 6	1n	1b	3n	3b	4	mtz 3	mtz 4	1n	1b	3n	4n
Análise	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	47
SiO ₂	44,52	45,46	44,03	44,52	49,41	50,66	48,83	50,41	47,40	43,83	44,32	44,52	44,06	44,54	46,19	46,90	44,80	43,87	44,30	44,84
Al ₂ O ₃	33,01	32,31	32,95	32,69	30,76	29,74	30,58	30,19	31,03	33,55	33,49	32,51	33,15	33,36	31,82	32,03	33,60	33,34	32,93	32,77
Fe ₂ O ₃	0,41	0,47	0,55	0,52	0,60	0,47	0,74	0,57	0,58	0,42	0,41	0,37	0,42	0,36	0,28	0,67	0,34	0,63	0,30	0,25
MnO	0,02	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,05	0,04	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
CaO	0,19	0,23	0,24	0,24	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	0,52	0,45	0,66	0,46	0,65	0,26	0,38	1,95	1,99	1,93	1,58
BaO	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	16,44	16,47	16,26	16,38	16,95	16,55	16,96	17,04	17,05	16,63	16,53	16,42	16,30	16,77	15,13	16,25	15,72	15,15	15,75	15,60
K ₂ O	5,48	5,02	5,72	5,62	3,36	2,52	3,31	2,80	4,03	5,59	5,61	4,95	5,52	5,22	5,32	4,30	4,22	4,87	3,92	3,80
Total	100,09	99,96	99,74	100,00	101,12	99,98	100,45	101,04	100,10	100,56	100,86	99,47	99,93	100,89	99,00	100,53	100,63	99,85	99,14	98,85
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios																				
Si	8,504	8,659	8,452	8,516	9,154	9,415	9,129	9,306	8,945	8,353	8,420	8,543	8,440	8,446	8,827	8,819	8,462	8,390	8,488	8,584
Al	7,424	7,247	7,448	7,363	6,711	6,508	6,734	6,563	6,896	7,531	7,492	7,346	7,479	7,450	7,161	7,092	7,473	7,508	7,430	7,388
Fe ³⁺	0,059	0,067	0,079	0,075	0,083	0,066	0,105	0,080	0,082	0,060	0,058	0,054	0,061	0,051	0,040	0,095	0,048	0,090	0,044	0,036
Σ _T	15,987	15,973	15,979	15,954	15,948	15,989	15,968	15,949	15,923	15,944	15,970	15,943	15,980	15,947	16,028	16,006	15,983	15,988	15,962	16,008
Mn	0,003	0,001	0,000	0,005	0,002	0,000	0,000	0,004	0,000	0,004	0,007	0,006	0,003	0,000	0,003	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
Ba	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	0,000	0,000
Ca	0,040	0,048	0,048	0,049	0,006	0,005	0,006	0,001	0,002	0,106	0,092	0,135	0,095	0,131	0,053	0,076	0,394	0,408	0,397	0,324
Na	6,087	6,084	6,050	6,077	6,088	5,964	6,149	6,098	6,241	6,145	6,091	6,111	6,054	6,165	5,605	5,923	5,756	5,619	5,850	5,792
K	1,336	1,221	1,400	1,371	0,795	0,597	0,789	0,659	0,970	1,360	1,359	1,211	1,348	1,262	1,297	1,030	1,017	1,189	0,959	0,928
Σ _M	7,466	7,354	7,498	7,502	6,891	6,566	6,944	6,762	7,213	7,615	7,549	7,463	7,500	7,558	6,958	7,029	7,169	7,216	7,206	7,044
Total cátions	23,453	23,327	23,477	23,456	22,839	22,555	22,912	22,711	23,136	23,559	23,519	23,406	23,480	23,505	22,986	23,035	23,152	23,204	23,168	23,052
Vacâncias	0,534	0,646	0,502	0,498	1,109	1,434	1,056	1,238	0,787	0,385	0,451	0,537	0,500	0,442	1,042	0,971	0,831	0,784	0,794	0,956
Al+Fe ³⁺	7,483	7,314	7,527	7,438	6,794	6,574	6,839	6,643	6,978	7,591	7,550	7,400	7,540	7,501	7,201	7,187	7,521	7,598	7,474	7,424
2Ca+Na+K	7,503	7,401	7,546	7,546	6,895	6,571	6,950	6,759	7,215	7,717	7,634	7,592	7,592	7,689	7,008	7,105	7,561	7,624	7,603	7,368
Componentes Moleculares																				
Ne	72,3	71,1	72,4	72,2	66,6	63,4	67,5	65,5	69,8	75,5	74,0	73,9	73,4	75,3	64,3	68,3	75,0	74,2	76,0	73,0
Ks	15,9	14,3	16,8	16,3	8,7	6,4	8,7	7,1	10,9	16,7	16,5	14,6	16,3	15,4	14,9	11,9	13,3	15,7	12,5	11,7
Qz	11,9	14,7	10,8	11,5	24,7	30,2	23,9	27,4	19,4	7,8	9,5	11,5	10,3	9,3	20,9	19,8	11,7	10,1	11,5	15,3

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: n, núcleo; b, borda; mtz, grão da matriz.

TABELA 26 - Continuação.

Amostra	mtr04e	mtr04e	mtr04e
Localização/ Grão	4b	5n	5b
Análise	48	49	50
SiO ₂	44,32	43,45	43,62
Al ₂ O ₃	33,06	34,20	32,91
Fe ₂ O ₃	0,27	0,31	0,28
MnO	0,00	0,00	0,00
CaO	1,88	2,12	1,77
BaO	0,01	0,10	0,02
Na ₂ O	15,74	15,56	15,36
K ₂ O	4,04	4,41	4,64
Total	99,32	100,16	98,61
Fórmula estrutural calculada na base de 32			
oxigênios			
Si	8,479	8,277	8,433
Al	7,448	7,673	7,493
Fe ³⁺	0,038	0,044	0,040
Σ _T	15,965	15,994	15,966
Mn	0,000	0,000	0,000
Ba	0,000	0,010	0,000
Ca	0,386	0,433	0,367
Na	5,839	5,747	5,757
K	0,985	1,072	1,145
Σ _M	7,210	7,262	7,269
Total cátions	23,175	23,256	23,235
Vacâncias	0,790	0,738	0,731
Al+Fe ³⁺	7,486	7,717	7,533
2Ca+Na+K	7,596	7,685	7,636
Componentes Moleculares			
Ne	75,8	77,6	74,8
Ks	12,8	14,5	14,9
Qz	11,5	8,0	10,4

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: n, núcleo; b, borda.

TABELA 27 - Composição química, em porcentagem de peso, de sodalitas das rochas de diques da Ilha Monte de Trigo.

Amostra	mtr04c	mtr04c	mtr04c	mtr04c	mtr04c	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr04f	mtr26f
Localização/ Grão	4	6	7	8	9	feno inters 1b	feno inters 1n	feno inters 3n	feno inters 3b	mtz 3
Análise	03	04	05	06	07	10	11	12	13	31
SiO ₂	36,65	37,24	36,77	36,99	36,54	37,50	37,02	37,29	37,02	37,66
Al ₂ O ₃	31,39	31,41	31,19	31,14	31,24	31,65	32,06	31,66	31,62	31,28
Fe ₂ O ₃	0,61	0,43	0,58	0,57	0,49	0,14	0,25	0,26	0,23	0,32
MnO	0,00	0,00	0,01	0,07	0,03	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00
CaO	0,15	0,13	0,16	0,30	0,11	0,11	0,03	0,05	0,03	0,07
BaO	0,00	0,01	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00
Na ₂ O	24,21	25,14	25,59	23,63	25,04	25,99	25,87	26,00	26,01	24,83
K ₂ O	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02
Cl	6,66	6,53	6,54	5,99	6,55	6,75	6,78	6,89	6,73	6,74
SO ₃	0,17	0,24	0,20	0,18	0,15	0,26	0,24	0,33	0,29	0,21
	99,85	101,12	101,09	98,89	100,19	102,41	102,30	102,53	102,00	101,13
-O=Cl	1,50	1,47	1,48	1,35	1,48	1,52	1,53	1,55	1,52	1,52
Total	98,35	99,65	99,61	97,54	98,71	100,88	100,77	100,97	100,48	99,61
Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios										
Si	5,944	5,993	5,970	5,990	5,955	6,006	5,934	5,985	5,971	6,038
Al	6,000	5,957	5,969	5,943	6,000	5,975	6,058	5,988	6,011	5,910
Fe ³⁺	0,074	0,052	0,071	0,069	0,060	0,017	0,030	0,032	0,028	0,039
Σ T	12,019	12,002	12,010	12,003	12,015	11,998	12,022	12,005	12,010	11,987
Mn	0,001	0,000	0,001	0,009	0,004	0,000	0,005	0,000	0,003	0,000
Ca	0,027	0,022	0,027	0,052	0,019	0,018	0,005	0,009	0,005	0,011
Ba	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,003	0,000
Na	7,614	7,842	8,055	7,417	7,912	8,072	8,039	8,090	8,132	7,719
K	0,001	0,000	0,003	0,004	0,002	0,002	0,004	0,004	0,002	0,003
Σ M	7,643	7,865	8,088	7,482	7,939	8,092	8,053	8,105	8,145	7,733
Total Cátions	19,661	19,867	20,098	19,485	19,954	20,090	20,075	20,110	20,155	19,720
Cl	1,830	1,780	1,799	1,644	1,809	1,833	1,842	1,873	1,839	1,830
S	0,021	0,029	0,024	0,022	0,019	0,031	0,029	0,039	0,035	0,026

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: n, núcleo; b, borda; feno, fenocristal; inters, intersticial; mtz, grão da matriz.

TABELA 28 - Composição química, em porcentagem de peso, de analcimas das rochas de diques da Ilha Monte de Trigo.

Amostra	mtr04c	mtr04c	mtr69a	mtr69a	mtr69a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr26a	mtr67a	mtr67a	mtr67a	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr26f	mtr54c	mtr54c
Localização/ Grão	1	2	mtz 8	mtz 8	mtz 9	inters 1n	interst 1b	intert 2n	inters 2b	mtz 1	mtz 5	suja 1	limpa cun 1	suja 3	bols inters 1	frat 2	frat 2	bols inters 3b	bols inters 3n	mtz 11	1	2
Análise	01	02	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	32	33	34
SiO ₂	51,17	51,92	50,53	50,61	51,60	52,42	53,12	52,49	52,74	52,03	52,05	53,41	52,73	48,70	49,05	53,42	53,73	53,78	54,01	53,54	54,45	54,57
Al ₂ O ₃	23,10	23,14	24,95	24,51	23,96	23,87	23,89	23,68	23,64	23,78	24,61	23,01	23,51	27,41	21,22	22,81	23,11	23,06	22,81	23,84	22,82	22,79
Fe ₂ O ₃	0,08	0,08	0,00	0,07	0,13	0,07	0,07	0,00	0,10	0,04	0,07	0,21	0,04	0,55	0,68	0,03	0,02	0,00	0,00	0,11	0,00	0,06
MnO	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,01	0,04	0,00	0,13	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
CaO	0,00	0,00	0,14	0,17	0,25	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00	0,09	0,12	0,02	0,49	2,85	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01
BaO	0,04	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,07	0,00	0,01	0,04	0,05	0,00	0,00	0,16
Na ₂ O	13,64	13,57	14,97	14,27	14,46	14,17	14,03	14,31	13,94	14,04	12,90	12,22	13,85	12,77	12,03	13,46	13,41	13,68	13,44	13,79	13,41	13,55
K ₂ O	0,10	0,09	0,14	0,13	0,09	0,06	0,04	0,05	0,06	0,07	0,09	0,09	0,05	0,11	0,07	0,04	0,02	0,03	0,04	0,12	0,04	0,02
Cl	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
SO ₃	0,00	0,00	0,01	0,00	0,10	0,04	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,08	0,04	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,04	0,05	0,00	0,01
Total	88,12	88,85	90,79	89,80	90,60	90,67	91,21	90,60	90,49	90,01	89,84	89,13	90,27	90,07	86,11	89,76	90,35	90,60	90,40	91,46	90,75	91,17
Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios																						
Si	1,961	1,971	1,895	1,913	1,932	1,953	1,964	1,958	1,966	1,953	1,948	2,004	1,969	1,832	1,945	2,000	1,997	1,996	2,006	1,972	2,013	2,012
Al	1,043	1,034	1,102	1,091	1,056	1,048	1,040	1,040	1,038	1,051	1,085	1,016	1,034	1,215	0,991	1,005	1,011	1,008	0,998	1,034	0,993	0,990
Fe ³⁺	0,002	0,002	0,000	0,002	0,004	0,002	0,002	0,000	0,003	0,001	0,002	0,006	0,001	0,016	0,020	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,002
Σ _T	3,006	3,007	2,997	3,006	2,992	3,003	3,006	2,998	3,007	3,005	3,035	3,026	3,004	3,063	2,956	3,006	3,008	3,004	3,004	3,009	3,006	3,004
Mn	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	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
Ba	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	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,000	0,006	0,007	0,010	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,003	0,005	0,001	0,020	0,121	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
Na	1,014	0,999	1,089	1,046	1,050	1,024	1,006	1,035	1,008	1,022	0,936	0,889	1,003	0,931	0,925	0,977	0,967	0,984	0,968	0,985	0,961	0,969
K	0,005	0,004	0,007	0,006	0,004	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,004	0,004	0,002	0,005	0,003	0,002	0,001	0,001	0,002	0,006	0,002	0,001
Σ _M	1,019	1,003	1,103	1,060	1,064	1,028	1,009	1,039	1,012	1,026	0,943	0,898	1,007	0,956	1,053	0,979	0,969	0,985	0,970	0,992	0,964	0,970
Total cátions	4,025	4,010	4,100	4,066	4,056	4,031	4,015	4,037	4,019	4,031	3,978	3,924	4,011	4,019	4,009	3,985	3,977	3,989	3,974	4,001	3,970	3,974

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: n, núcleo; b, borda; mtr, grão da matriz; inters, intersticial; cun, cuneiforme; frat, preenchendo fratura; bols inters, bolsão intersticial.

TABELA 29 - Composição química, em porcentagem de peso, de zirconolitas das rochas de diques de nefelina microssienitos da Ilha Monte de Trigo.

Amostra Análise	L.M.D.	Precisão (2σ)	mtr01h 1	mtr01h 2	mtr01h 3	mtr01h 4	mtr02f 5	mtr01a 6	mtr01a 7	mtr01a 8	mtr01a 9	mtr01a 10
SiO ₂	0,018	0,009	5,13*	7,86*	4,85*	6,19*	1,92*	a.l.d.	0,02	a.l.d.	0,02	a.l.d.
TiO ₂	0,027	0,124	22,95	20,23	18,71	21,26	24,74	22,84	24,24	23,56	23,00	22,47
ZrO ₂	0,031	0,151	30,11	28,93	28,52	27,31	30,48	27,83	30,60	29,58	28,04	27,93
HfO ₂	0,024	0,020	0,29	0,32	0,33	0,34	0,36	0,12	0,19	0,15	0,15	0,10
Nb ₂ O ₅	0,047	0,081	7,48	7,65	9,09	6,98	7,14	12,29	9,88	10,64	12,68	11,28
Ta ₂ O ₅	0,039	0,033	0,54	0,99	0,74	0,82	0,34	0,42	0,24	0,37	0,39	0,34
Al ₂ O ₃	0,015	0,008	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Y ₂ O ₃	0,023	0,038	1,92	2,49	2,70	2,64	3,54	2,23	2,57	2,38	2,23	0,83
La ₂ O ₃	0,017	0,021	1,24	1,02	0,94	0,89	0,94	1,26	1,42	1,30	1,38	0,67
Ce ₂ O ₃	0,030	0,122	4,47	3,38	3,59	3,53	4,15	4,49	4,70	4,45	4,73	3,05
Pr ₂ O ₃	0,046	0,046	0,50	0,39	0,43	0,39	0,50	0,61	0,64	0,58	0,58	0,46
Nd ₂ O ₃	0,024	0,060	1,66	1,46	1,57	1,45	1,99	2,43	2,33	2,43	2,37	1,84
Sm ₂ O ₃	0,022	0,026	0,42	0,40	0,43	0,42	0,56	0,66	0,56	0,62	0,61	0,43
Gd ₂ O ₃	0,041	0,038	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,65	0,54	0,61	0,59	0,35
Er ₂ O ₃	0,029	0,025	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,16	0,21	0,19	0,16	0,03
Yb ₂ O ₃	0,020	0,018	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,06	0,07	0,07	0,05	0,04
ThO ₂	0,019	0,038	0,99	1,41	1,20	0,62	0,88	4,80	2,89	4,22	4,23	12,53
UO ₂	0,027	0,025	1,25	2,53	1,05	1,48	0,38	0,45	0,18	0,32	0,50	0,40
Fe ₂ O ₃	0,015	0,034	8,17	7,37	7,56	8,03	8,07	7,58	7,85	7,81	7,48	7,14
MnO	0,013	0,025	1,07	1,34	1,38	1,16	1,23	1,47	1,41	1,40	1,34	1,69
MgO	0,012	0,007	0,02	0,02	n.a.	n.a.	n.a.	a.l.d.	0,03	0,02	a.l.d.	0,04
ZnO	0,018	0,016	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,33	0,37	0,37	0,42
CaO	0,008	0,027	8,48	8,65	8,88	8,36	8,14	7,93	8,07	7,90	8,27	7,96
Na ₂ O	0,020	0,023	1,68*	1,21*	0,63	0,42	0,11	0,67	0,31	0,83	0,65	0,70
K ₂ O	0,008	0,007	0,17*	0,26*	n.a.	n.a.	n.a.	a.l.d.	0,04	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
F	0,170	0,184	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,27	0,27	a.l.d.	0,31	a.l.d.
Cl	0,006	0,005	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
-O=Cl,F			0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,12	0,00	0,13	0,00
Total		1,211	98,51*	97,89*	92,58*	92,30*	95,46*	99,10	99,48	99,79	100,01	100,70
Fórmula estrutural calculada na base de 7 oxigênios												
Zr	0,0010	0,0050	0,854	0,910	0,968	0,907	1,010	0,931	1,010	0,985	0,929	0,949
Hf	0,0005	0,0004	0,005	0,006	0,007	0,007	0,007	0,002	0,004	0,003	0,003	0,002
Σ sítio M(7)		0,0054	0,859	0,916	0,975	0,914	1,017	0,934	1,013	0,988	0,932	0,951
Si	0,0012	0,0006	0,299	0,507	0,338	0,422	0,131	a.l.d.	0,002	a.l.d.	0,001	a.l.d.
Ti	0,0014	0,0063	1,004	0,981	0,980	1,090	1,264	1,179	1,234	1,210	1,176	1,178
Nb	0,0015	0,0025	0,197	0,223	0,286	0,215	0,219	0,381	0,302	0,329	0,390	0,356
Ta	0,0007	0,0006	0,009	0,017	0,014	0,015	0,006	0,008	0,004	0,007	0,007	0,007
Al	0,0012	0,0006	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Fe	0,0008	0,0017	0,358	0,358	0,396	0,412	0,413	0,391	0,400	0,402	0,383	0,374
Mn	0,0007	0,0014	0,053	0,073	0,081	0,067	0,071	0,085	0,081	0,081	0,077	0,100
Mg	0,0012	0,0007	0,002	0,002	n.a.	n.a.	n.a.	a.l.d.	0,003	0,002	a.l.d.	0,005
Zn	0,0009	0,0008	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,017	0,019	0,019	0,022
Σ sítio M(5,6)		0,0154	1,919	2,161	2,094	2,221	2,103	2,045	2,042	2,048	2,052	2,041
Ca	0,0005	0,0020	0,528	0,597	0,663	0,610	0,592	0,583	0,585	0,578	0,602	0,595
Y	0,0008	0,0014	0,059	0,086	0,100	0,096	0,128	0,081	0,093	0,087	0,081	0,031
La	0,0004	0,0005	0,027	0,024	0,024	0,022	0,024	0,032	0,036	0,033	0,035	0,017
Ce	0,0007	0,0030	0,095	0,080	0,092	0,088	0,103	0,113	0,117	0,111	0,118	0,078
Pr	0,0011	0,0011	0,011	0,009	0,011	0,010	0,013	0,015	0,016	0,015	0,014	0,012
Nd	0,0006	0,0015	0,034	0,034	0,039	0,035	0,048	0,060	0,056	0,059	0,058	0,046
Sm	0,0005	0,0006	0,008	0,009	0,010	0,010	0,013	0,016	0,013	0,015	0,014	0,010
Gd	0,0009	0,0009	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,015	0,012	0,014	0,013	0,008
Er	0,0006	0,0005	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,004	0,004	0,004	0,004	0,001
Yb	0,0005	0,0004	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001
Th	0,0003	0,0006	0,013	0,021	0,019	0,010	0,014	0,075	0,045	0,066	0,066	0,199
U	0,0004	0,0004	0,016	0,036	0,016	0,022	0,006	0,007	0,003	0,005	0,008	0,006
K	0,0007	0,0006	0,013*	0,022*	n.a.	n.a.	n.a.	a.l.d.	0,003	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Na	0,0026	0,0030	0,189*	0,151*	0,085	0,055	0,014	0,089	0,041	0,110	0,085	0,095
Σ sítio M(8)		0,0165	0,993	1,069	1,059	0,958*	0,954*	1,091	1,025	1,096	1,097	1,098
Total Cátions		0,0373	3,771*	4,145	4,127	4,094	4,074	4,069	4,080	4,133	4,082	4,090
F	0,0366	0,0396	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,059	0,059	a.l.d.	0,066	a.l.d.
Cl	0,0007	0,0006	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Total Ânions		0,0401	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,059	0,059	0,000	0,066	0,000
Componentes Moleculares												
CaZrTi ₂ O ₇			0,53	0,60	0,66	0,61	0,59	0,58	0,59	0,58	0,60	0,53
CaZr(Me ³⁺ Me ³⁺)O ₇			0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06
ETRZr(TiMe ³⁺)O ₇			0,23	0,17	0,06	0,09	0,12	0,04	0,09	0,11	0,03	0,00
ETRZr(Me ³⁺ Me ³⁺)O ₇			0,00	0,07	0,22	0,18	0,21	0,30	0,26	0,23	0,31	0,20
ACTZr(TiMe ³⁺)O ₇			0,03	0,06	0,04	0,03	0,02	0,08	0,05	0,07	0,07	0,21
Me ³⁺ ZrTiMe ³⁺ O ₇			0,20	0,17	0,09	0,06	0,01	0,09	0,04	0,11	0,09	0,10

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: a.l.d., abaixo do limite mínimo de detecção; n.a., não analisado. (*): valores analíticos considerados "anômalos".

TABELA 29 - Continuação.

Amostra	mtr01a	mtr01a	mtr01a	mtr01a	mtr01a	mtr01a
Análise	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	0,03	a.l.d.	a.l.d.	0,45*	0,33	0,07
TiO ₂	20,98	24,05	20,81	22,33	21,97	20,67
ZrO ₂	28,75	30,02	28,60	29,43	28,20	29,09
HfO ₂	0,13	0,17	0,11	0,15	0,15	0,15
Nb ₂ O ₅	9,88	8,87	9,20	11,38	12,87	11,78
Ta ₂ O ₅	0,28	0,17	0,15	0,48	0,65	0,60
Al ₂ O ₃	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,04*	a.l.d.	a.l.d.
Y ₂ O ₃	0,95	1,40	1,18	2,03	2,18	1,27
La ₂ O ₃	0,75	1,24	1,16	1,29	1,59	1,76
Ce ₂ O ₃	3,35	3,98	4,25	4,29	4,90	6,14
Pr ₂ O ₃	0,54	0,51	0,60	0,58	0,65	0,80
Nd ₂ O ₃	2,05	1,63	2,25	1,86	2,17	2,84
Sm ₂ O ₃	0,47	0,35	0,50	0,45	0,56	0,73
Gd ₂ O ₃	0,32	0,28	0,34	0,39	0,54	0,52
Er ₂ O ₃	a.l.d.	0,13	0,06	0,17	0,16	0,10
Yb ₂ O ₃	a.l.d.	0,05	a.l.d.	0,07	0,06	0,03
ThO ₂	13,97	9,48	13,20	4,65	3,35	6,58
UO ₂	0,32	0,11	0,20	0,23	0,82	0,40
Fe ₂ O ₃	7,54	7,79	7,46	7,73	7,44	7,37
MnO	2,03	1,64	1,93	1,39	1,37	1,90
MgO	0,03	0,06	0,03	0,04	0,03	0,03
ZnO	0,42	0,43	0,47	0,35	0,40	0,45
CaO	6,61	7,36	6,15	8,27	8,07	6,51
Na ₂ O	0,78	0,48	0,33	2,50*	0,73	0,36
K ₂ O	a.l.d.	a.l.d.	0,02	0,06*	0,02	0,03
F	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,25	a.l.d.	0,34
Cl	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
-O≡Cl,F	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,14
Total	100,19	100,20	98,99	100,76	99,22	100,35
Fórmula estrutural calculada na base de 7 oxigênios						
Zr	1,005	1,012	1,017	0,965	0,945	0,996
Hf	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003
Σ sítio M(7)	1,007	1,015	1,020	0,968	0,948	0,999
Si	0,002	a.l.d.	a.l.d.	0,030*	0,023	0,005
Ti	1,131	1,250	1,142	1,130	1,136	1,092
Nb	0,320	0,277	0,304	0,346	0,400	0,374
Ta	0,005	0,003	0,003	0,009	0,012	0,012
Al	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,004*	a.l.d.	a.l.d.
Fe	0,407	0,405	0,409	0,391	0,385	0,390
Mn	0,123	0,096	0,120	0,079	0,080	0,113
Mg	0,003	0,006	0,003	0,004	0,003	0,003
Zn	0,022	0,022	0,025	0,017	0,020	0,023
Σ sítio M(5,6)	2,014	2,060	2,005	2,009	2,058	2,011
Ca	0,508	0,545	0,481	0,596	0,594	0,490
Y	0,036	0,052	0,046	0,073	0,080	0,047
La	0,020	0,032	0,031	0,032	0,040	0,046
Ce	0,068	0,101	0,114	0,106	0,123	0,158
Pr	0,014	0,013	0,016	0,014	0,016	0,020
Nd	0,053	0,040	0,059	0,045	0,053	0,071
Sm	0,012	0,008	0,013	0,011	0,013	0,018
Gd	0,008	0,006	0,008	0,009	0,012	0,012
Er	a.l.d.	0,003	0,001	0,004	0,004	0,002
Yb	a.l.d.	0,001	a.l.d.	0,002	0,001	0,001
Th	0,228	0,149	0,219	0,071	0,052	0,105
U	0,005	0,002	0,003	0,004	0,013	0,006
K	a.l.d.	a.l.d.	0,002	0,006*	0,002	0,002
Na	0,109	0,064	0,046	0,326*	0,097	0,049
Σ sítio M(8)	1,079	1,015	1,038	1,296	1,102	1,027
Total Cátions	4,100	4,090	4,062	4,273*	4,108	4,038
F	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,054	a.l.d.	0,075
Cl	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Total Ânions	0,000	0,000	0,000	0,054	0,000	0,075
Componentes Moleculares						
CaZrTi ₂ O ₇	0,51	0,55	0,48	0,60	0,59	0,49
CaZr(Me ⁵⁺ Me ³⁺)O ₇	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ETRZr(TiMe ³⁺)O ₇	0,01	0,04	0,03	0,27	0,03	0,04
ETRZr(Me ⁵⁺ Me ²⁺)O ₇	0,22	0,22	0,26	0,02	0,31	0,33
ACTZr(TiMe ²⁺)O ₇	0,23	0,15	0,22	0,08	0,07	0,11
Me ²⁺ ZrTiMe ⁵⁺ O ₇	0,11	0,06	0,05	0,33	0,10	0,05

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: a.l.d., abaixo do limite mínimo de detecção; n.a., não analisado. (*): valores analíticos considerados "anômalos".

TABELA 30 - Composição química, em porcentagem de peso, de perovskitas das rochas de diques de nefelina microssienitos da Ilha Monte de Trigo.

Amostra	L.M.D.	Precisão	mtr01b	mtr01b	mtr01b
Análise		(2σ)	1	2	3
SiO ₂	0,016		a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
TiO ₂	0,026	0,074	39,98	40,07	39,84
ZrO ₂	0,025	0,027	0,10	0,13	0,10
HfO ₂	0,023		a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Nb ₂ O ₅	0,032	0,188	8,15	8,09	8,09
Ta ₂ O ₅	0,040	0,045	0,47	0,44	0,42
Al ₂ O ₃	0,013		a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Y ₂ O ₃	0,027		a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
La ₂ O ₃	0,017	0,023	10,23	10,27	10,39
Ce ₂ O ₃	0,031	0,109	17,86	18,18	18,15
Pr ₂ O ₃	0,045	0,040	1,23	1,23	1,22
Nd ₂ O ₃	0,025	0,032	3,41	3,39	3,40
Sm ₂ O ₃	0,022	0,020	0,49	0,51	0,47
Gd ₂ O ₃	0,041		a.l.d.	a.l.d.	0,08
Er ₂ O ₃	0,028		a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Yb ₂ O ₃	0,020		a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
ThO ₂	0,018	0,027	4,21	4,45	4,32
UO ₂	0,029	0,036	0,07	0,06	0,06
PbO	0,048	0,037	0,23	0,24	0,26
FeO	0,013	0,014	1,04	1,08	0,93
MnO	0,012		a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
MgO	0,011		a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
CaO	0,008	0,042	4,16	4,42	4,26
Na ₂ O	0,016	0,052	8,93	8,91	8,94
K ₂ O	0,009	0,007	0,04	0,03	0,05
F	0,168		a.l.d.	a.l.d.	0,25
Cl	0,006		a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
-O=Cl,F			0,00	0,00	0,11
Total			100,61	101,50	101,08
Fórmula estrutural calculada na base de 3 oxigênios					
Si	0,0005		a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Al	0,0004		a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Zr	0,0003	0,0004	0,0014	0,0018	0,0014
Hf	0,0002		a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Nb	0,0004	0,0024	0,1063	0,1048	0,1050
Ta	0,0003	0,0003	0,0037	0,0034	0,0033
Ti	0,0006	0,0016	0,8672	0,8637	0,8609
Fe	0,0003	0,0003	0,0251	0,0260	0,0224
Mn	0,0003		a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Mg	0,0005		a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Σ sítio B			1,0038	0,9997	0,9930
Ca	0,0003	0,0013	0,1286	0,1357	0,1311
Y	0,0004		a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
La	0,0002	0,0002	0,1089	0,1086	0,1101
Ce	0,0003	0,0012	0,1886	0,1907	0,1909
Pr	0,0005	0,0004	0,0129	0,0129	0,0127
Nd	0,0003	0,0003	0,0351	0,0347	0,0349
Sm	0,0002	0,0002	0,0049	0,0050	0,0047
Gd	0,0004		a.l.d.	a.l.d.	0,0007
Er	0,0003		a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Yb	0,0002		a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Th	0,0001	0,0002	0,0276	0,0290	0,0282
U	0,0002	0,0002	0,0005	0,0004	0,0004
Pb	0,0004	0,0003	0,0018	0,0018	0,0019
K	0,0003	0,0003	0,0013	0,0012	0,0017
Na	0,0009	0,0029	0,4995	0,4953	0,4977
Σ sítio A			1,0097	1,0154	1,0160
Total Cátions		0,0149	2,0134	2,0150	2,0080
F	0,0153	0,0282	a.l.d.	a.l.d.	0,0227
Cl	0,0003		a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Total Ânions			0,0000	0,0000	0,0227
Componentes Moleculares					
Lueshita			0,110	0,108	0,108
Perovskita			0,129	0,136	0,131
ThFeO ₃			0,025	0,026	0,022
Loparita			0,701	0,704	0,708
Nomenclatura (Mitchell, 1998)			Ca-Nb loparita	Ca-Nb loparita	Ca-Nb loparita

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Abreviações: a.l.d., abaixo do limite mínimo de detecção; n.a., não analisado.

TABELA 31 - Composição química, em porcentagem de peso, de pirocloro das rochas de diques de nefelina microssienitos da Ilha Monte de Trigo.

Amostra Análise	L.M.D.	Precisão (2σ)	mtr02f 1	mtr02f 2	mtr02f 3	mtr02f 4	mtr02f 5	mtr02f 6	mtr53E 7	mtr02h 8	mtr02h 9	mtr02h 10
SiO ₂	0,016	0,008	0,32	0,12	0,10	0,13	0,10	0,07	1,57*	0,18	0,14	0,11
TiO ₂	0,026	0,074	10,03	8,87	9,59	9,78	9,24	9,35	4,76	9,96	8,49	8,21
ZrO ₂	0,025	0,027	0,75	0,73	0,48	0,52	0,83	0,85	3,75*	0,33	0,64	1,22
HfO ₂	0,023	0,019	0,04	0,05	0,03	0,05	0,04	0,05	0,09	0,03	0,05	0,05
Nb ₂ O ₅	0,032	0,188	52,49	54,78	53,06	51,38	52,56	53,94	46,24	48,12	49,10	51,30
Ta ₂ O ₅	0,040	0,045	2,43	2,42	2,31	4,39	3,64	2,03	1,42	3,78	4,05	2,88
Al ₂ O ₃	0,013	0,007	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	0,02	a.i.d.	a.i.d.	0,02	a.i.d.
Y ₂ O ₃	0,027	0,025	0,33	0,41	0,50	0,47	0,38	0,43	a.i.d.	1,18	1,16	0,78
La ₂ O ₃	0,017	0,023	1,24	1,19	1,56	1,49	1,39	1,44	2,91	2,32	2,36	2,00
Ce ₂ O ₃	0,031	0,109	3,39	3,36	4,37	4,23	3,77	3,91	5,70	6,07	6,41	5,22
Pr ₂ O ₃	0,045	0,040	0,18	0,18	0,24	0,25	0,18	0,26	0,53	0,53	0,52	0,43
Nd ₂ O ₃	0,025	0,032	0,56	0,52	0,73	0,72	0,59	0,63	1,60	1,52	1,50	1,21
Sm ₂ O ₃	0,022	0,020	0,14	0,12	0,18	0,17	0,15	0,16	0,33	0,33	0,35	0,26
Gd ₂ O ₃	0,041	0,034	0,05	0,07	0,08	0,09	0,09	0,06	0,05	0,19	0,20	0,17
Er ₂ O ₃	0,028	0,023	a.i.d.	0,06	0,06	a.i.d.	0,06	0,06	a.i.d.	0,14	0,11	0,10
Yb ₂ O ₃	0,020	0,017	0,05	0,06	0,06	0,07	0,04	0,04	0,02	0,11	0,12	0,07
ThO ₂	0,018	0,027	1,32	1,02	1,53	1,49	1,33	1,42	a.i.d.	1,96	2,63	2,46
UO ₂	0,029	0,036	3,57	1,40	1,78	1,68	1,83	1,65	0,70	3,76	3,15	3,44
PbO	0,048	0,037	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
FeO	0,013	0,014	0,34	0,31	0,32	0,35	0,42	0,41	0,67	1,78	1,27	1,21
MnO	0,012	0,015	0,30	0,29	0,52	0,41	0,33	0,34	0,83	1,99	1,66	1,47
MgO	0,011	0,006	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	0,01	0,03	a.i.d.	a.i.d.
ZnO	0,020		n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.
CaO	0,008	0,042	17,15	17,87	16,80	16,93	17,20	17,17	14,97	12,71	13,04	13,58
Na ₂ O	0,016	0,052	5,56	5,54	5,39	5,23	5,48	5,60	6,17	3,65	3,97	4,19
K ₂ O	0,009	0,007	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	0,02	0,05	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.
F	0,168	0,310	4,06	4,65	4,14	4,23	4,37	4,39	6,19	2,20	2,55	2,90
Cl	0,006		a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.
-O=Cl,F			1,71	1,96	1,74	1,78	1,84	1,85	2,61	0,93	1,07	1,22
Total		1,237	102,58	102,05	102,06	102,29	102,16	102,42	95,95*	101,93	102,39	102,02
Fórmula estrutural calculada na base de 2 cátions no sítio B												
Nb	0,0009	0,0053	1,4545	1,5201	1,4913	1,4441	1,4751	1,5015	1,4778	1,4205	1,4716	1,5028
Ta	0,0007	0,0008	0,0405	0,0404	0,0390	0,0742	0,0615	0,0340	0,0272	0,0671	0,0729	0,0508
Ti	0,0012	0,0035	0,4622	0,4096	0,4485	0,4573	0,4314	0,4328	0,2533	0,4894	0,4235	0,4001
Si	0,0010	0,0005	0,0198	0,0073	0,0061	0,0078	0,0061	0,0041	0,1107*	0,0119	0,0090	0,0069
Al	0,0009	0,0005	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	0,0012	a.i.d.	a.i.d.	0,0013	a.i.d.
Zr	0,0008	0,0008	0,0224	0,0218	0,0146	0,0156	0,0252	0,0256	0,1292*	0,0106	0,0208	0,0385
Hf	0,0004	0,0003	0,0006	0,0008	0,0005	0,0010	0,0007	0,0008	0,0018	0,0005	0,0009	0,0008
Σ sítio B			2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000
Ca	0,0005	0,0028	1,1264	1,1752	1,1191	1,1275	1,1440	1,1324	1,1334	0,8891	0,9260	0,9427
Fe	0,0007	0,0007	0,0174	0,0158	0,0168	0,0181	0,0220	0,0209	0,0395	0,0969	0,0705	0,0653
Mn	0,0006	0,0008	0,0156	0,0153	0,0275	0,0217	0,0171	0,0175	0,0496	0,1099	0,0933	0,0807
Mg	0,0010	0,0006	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	0,0015	0,0027	a.i.d.	a.i.d.
Y	0,0009	0,0008	0,0107	0,0134	0,0165	0,0155	0,0124	0,0141	a.i.d.	0,0410	0,0407	0,0270
La	0,0004	0,0005	0,0279	0,0270	0,0358	0,0342	0,0318	0,0328	0,0760	0,0558	0,0576	0,0477
Ce	0,0007	0,0025	0,0762	0,0755	0,0994	0,0963	0,0858	0,0882	0,1474	0,1451	0,1554	0,1239
Pr	0,0010	0,0009	0,0039	0,0039	0,0054	0,0058	0,0041	0,0059	0,0137	0,0127	0,0125	0,0102
Nd	0,0006	0,0007	0,0122	0,0114	0,0161	0,0159	0,0130	0,0138	0,0403	0,0354	0,0356	0,0279
Sm	0,0005	0,0004	0,0030	0,0025	0,0038	0,0036	0,0031	0,0033	0,0081	0,0075	0,0079	0,0058
Gd	0,0008	0,0007	0,0010	0,0014	0,0016	0,0019	0,0017	0,0011	0,0011	0,0041	0,0045	0,0035
Er	0,0006	0,0005	a.i.d.	0,0011	0,0012	a.i.d.	0,0011	0,0011	a.i.d.	0,0030	0,0022	0,0020
Yb	0,0004	0,0004	0,0011	0,0013	0,0012	0,0015	0,0009	0,0008	0,0006	0,0026	0,0026	0,0015
Th	0,0003	0,0004	0,0184	0,0142	0,0216	0,0210	0,0188	0,0199	a.i.d.	0,0291	0,0397	0,0362
U	0,0004	0,0005	0,0487	0,0191	0,0246	0,0233	0,0253	0,0226	0,0110	0,0546	0,0465	0,0496
Pb	0,0008	0,0006	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
K	0,0007	0,0006	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	0,0012	0,0042	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.
Na	0,0019	0,0083	0,6607	0,6593	0,6496	0,6307	0,6594	0,6688	0,8462	0,4616	0,5105	0,5265
Σ sítio A			2,0232	2,0365	2,0404	2,0171	2,0405	2,0443	2,3725*	1,9510	2,0055	1,9506
Total Cátions		0,0324	4,0232	4,0365	4,0404	4,0171	4,0405	4,0443	4,3725	3,9510	4,0055	3,9506
F	0,0332	0,0614	0,7862	0,9031	0,8133	0,8324	0,8576	0,8538	1,3834*	0,4545	0,5340	0,5935
Cl	0,0006	0,0000	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.
Total Ânions		0,0614	0,7862	0,9031	0,8133	0,8324	0,8576	0,8538	1,3834	0,4545	0,5340	0,5935
Nomenclatura IMA (Hogarth, 1977)			pirocloro	pirocloro	pirocloro	pirocloro	pirocloro	pirocloro	pirocloro	pirocloro- (Ce)	pirocloro- (Ce)	pirocloro- (Ce)

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Abreviações: a.i.d., abaixo do limite mínimo de detecção; n.a., não analisado. (*): valores analíticos considerados "anômalos".

TABELA 31 - Continuação.

Amostra	mtr02h	mtr02h	mtr02h	mtr02h	mtr02h	mtr02h	mtr06c	mtr06c	mtr06c	mtr06c	mtr06c	mtr06c
Análise	11	12	13	14	15	16	21	22	23	24	24-bis	25
SiO ₂	0,09	0,06	0,56	0,08	0,08	0,12	0,45	0,29	0,15	1,44	1,48	1,03
TiO ₂	7,04	7,20	6,93	6,98	6,43	6,43	8,72	9,31	9,37	9,18	9,18	8,98
ZrO ₂	1,65	1,46	1,06	0,61	0,78	0,66	0,40	0,50	0,53	0,43	0,44	0,83
HfO ₂	0,05	0,05	0,05	a.i.d.	0,03	0,04	0,04	0,04	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.
Nb ₂ O ₅	51,40	53,55	53,66	53,30	56,20	55,58	54,46	54,19	55,03	54,13	54,28	53,72
Ta ₂ O ₅	2,84	2,99	2,50	2,48	2,59	3,63	2,04	2,57	2,43	2,65	2,66	2,19
Al ₂ O ₃	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	0,05	0,05	0,04
Y ₂ O ₃	1,08	0,67	0,71	0,77	0,70	0,59	0,09	0,12	0,14	0,16	0,12	0,11
Ca ₂ O ₃	2,90	2,43	2,56	3,02	2,77	2,59	0,73	0,68	0,72	0,71	0,72	0,63
Ce ₂ O ₃	6,56	5,33	5,69	6,36	5,09	4,63	2,01	2,12	2,23	2,14	2,13	2,00
Pr ₂ O ₃	0,49	0,39	0,38	0,43	0,29	0,27	0,10	0,13	0,13	0,12	0,11	0,07
Nd ₂ O ₃	1,50	1,00	1,04	1,23	0,87	0,77	0,34	0,30	0,33	0,32	0,33	0,30
Sm ₂ O ₃	0,34	0,23	0,24	0,27	0,21	0,16	0,08	0,05	0,10	0,10	0,08	0,09
Gd ₂ O ₃	0,23	0,15	0,13	0,16	0,11	0,10	0,04	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04
Er ₂ O ₃	0,11	0,07	0,07	0,06	0,06	0,05	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.
Yb ₂ O ₃	0,10	0,08	0,10	0,07	0,08	0,08	0,03	0,02	0,02	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.
ThO ₂	2,23	1,99	1,95	1,90	1,51	1,71	1,23	1,33	1,60	1,38	1,36	1,09
UO ₂	1,24	0,70	0,79	1,13	0,34	0,30	3,15	2,86	2,19	2,81	2,83	3,49
PbO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,10	0,07	0,07	a.i.d.	a.i.d.	0,09
FeO	1,63	1,27	1,25	1,34	0,98	1,32	0,30	0,26	0,31	0,47	0,46	0,33
MnO	1,38	0,80	0,86	1,09	0,84	1,40	0,17	0,16	0,15	0,22	0,22	0,16
MgO	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	0,04	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.
ZnO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
CaO	12,77	15,37	14,59	14,32	15,37	15,41	18,35	18,35	18,95	18,11	18,22	18,26
Na ₂ O	4,38	4,74	4,40	4,53	5,15	4,93	5,53	5,82	5,57	6,26	5,98	6,15
K ₂ O	a.i.d.	a.i.d.	0,02	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	3,17	3,62	3,59	3,21	3,71	3,72	4,83	4,74	4,63	4,73	5,17	5,04
Cl	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	0,07	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.
-O=Cl,F	1,34	1,52	1,51	1,35	1,56	1,57	2,05	1,99	1,95	1,99	2,18	2,12
Total	101,82	102,61	101,61	101,97	102,62	102,90	101,22	101,95	102,77	103,45	103,68	102,47
Fórmula estrutural calculada na base de 2 cátions no sítio B												
Nb	1,5381	1,5506	1,5531	1,5854	1,6176	1,6006	1,5202	1,4963	1,5078	1,4475	1,4466	1,4668
Ta	0,0512	0,0521	0,0436	0,0443	0,0448	0,0629	0,0343	0,0428	0,0401	0,0426	0,0426	0,0360
Ti	0,3506	0,3466	0,3335	0,3452	0,3079	0,3081	0,4051	0,4275	0,4270	0,4083	0,4071	0,4081
Si	0,0061	0,0040	0,0359	0,0055	0,0049	0,0073	0,0277	0,0180	0,0088	0,0852	0,0875	0,0622
Al	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	0,0038	0,0035	0,0026
Zr	0,0532	0,0457	0,0330	0,0195	0,0243	0,0205	0,0120	0,0149	0,0156	0,0125	0,0127	0,0243
Hf	0,0009	0,0009	0,0010	a.i.d.	0,0005	0,0006	0,0007	0,0006	0,0008	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.
Σ sítio B	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000
Ca	0,9057	1,0545	1,0007	1,0095	1,0486	1,0515	1,2138	1,2008	1,2307	1,1477	1,1510	1,1815
Fe	0,0900	0,0681	0,0670	0,0736	0,0520	0,0704	0,0153	0,0134	0,0157	0,0231	0,0226	0,0166
Mn	0,0772	0,0432	0,0465	0,0605	0,0453	0,0756	0,0087	0,0081	0,0075	0,0109	0,0109	0,0079
Mg	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	0,0032	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.
Y	0,0380	0,0228	0,0242	0,0270	0,0237	0,0198	0,0031	0,0040	0,0045	0,0050	0,0037	0,0034
La	0,0707	0,0574	0,0604	0,0734	0,0650	0,0608	0,0167	0,0152	0,0160	0,0156	0,0157	0,0139
Ce	0,1589	0,1250	0,1334	0,1532	0,1187	0,1079	0,0453	0,0475	0,0495	0,0464	0,0460	0,0441
Pr	0,0119	0,0090	0,0088	0,0102	0,0068	0,0064	0,0022	0,0030	0,0028	0,0027	0,0024	0,0015
Nd	0,0354	0,0229	0,0239	0,0289	0,0197	0,0176	0,0074	0,0066	0,0071	0,0067	0,0068	0,0064
Sm	0,0077	0,0051	0,0053	0,0061	0,0047	0,0036	0,0016	0,0011	0,0021	0,0019	0,0015	0,0018
Gd	0,0051	0,0031	0,0028	0,0034	0,0024	0,0022	0,0008	0,0004	0,0005	0,0007	0,0007	0,0009
Er	0,0022	0,0014	0,0015	0,0012	0,0012	0,0011	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.
Yb	0,0022	0,0018	0,0021	0,0016	0,0016	0,0017	0,0006	0,0004	0,0005	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.
Th	0,0335	0,0289	0,0283	0,0284	0,0219	0,0248	0,0172	0,0185	0,0221	0,0185	0,0183	0,0149
U	0,0182	0,0099	0,0112	0,0166	0,0048	0,0042	0,0433	0,0388	0,0296	0,0370	0,0371	0,0469
Pb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0016	0,0011	0,0011	a.i.d.	a.i.d.	0,0014
K	a.i.d.	a.i.d.	0,0015	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na	0,5624	0,5866	0,5460	0,5780	0,6362	0,6087	0,6619	0,6896	0,6545	0,7180	0,6832	0,7206
Σ sítio A	2,0192	2,0419	1,9836	2,0715	2,0527	2,0561	2,0427	2,0486	2,0442	2,0342	2,0000	2,0818
Total Cátions	4,0192	4,0419	3,9836	4,0715	4,0527	4,0561	4,0427	4,0486	4,0442	4,0342	4,0000	4,0618
F	0,6640	0,7334	0,7276	0,6671	0,7479	0,7491	0,9439	0,9144	0,8876	0,8846	0,9646	0,9632
Cl	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	0,0072	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.
Total Ânions	0,6640	0,7334	0,7276	0,6671	0,7479	0,7491	0,9512	0,9144	0,8876	0,8846	0,9646	0,9632
Nomenclatura IMA (Hogarth, 1977)	pirocloro-(Ce)	pirocloro	pirocloro-(Ce)	pirocloro-(Ce)	pirocloro	pirocloro	pirocloro	pirocloro	pirocloro	pirocloro	pirocloro	pirocloro

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Abreviações: a.i.d., abaixo do limite mínimo de detecção; n.a., não analisado. A análise 24-bis corresponde ao teste de reprodutibilidade da análise 24, onde as diferenças devem estar abaixo de 2σ.

TABELA 31 - Continuação.

Amostra	mtr06c	mtr01a	mtr01a	mtr01a	mtr01a	mtr01a	mtr01a	mtr01a	mtr01a	mtr01a	mtr01a
Análise	26	19	27	28	29	30	31	32	36	37	38
SiO ₂	0,37	0,06	0,24	0,17	0,08	0,05	a.i.d.	0,08	2,70*	0,03	a.i.d.
TiO ₂	8,46	11,39	10,29	9,44	11,73	11,46	10,76	10,59	10,41	10,14	9,07
ZrO ₂	1,50	2,77	1,38	1,34	0,68	2,18	1,00	0,91	1,37	1,11	1,09
HfO ₂	0,04	0,03	a.i.d.	a.i.d.	0,04	0,03	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.
Nb ₂ O ₅	55,55	47,88	51,62	52,31	49,17	50,66	50,42	54,24	47,90	52,07	54,30
Ta ₂ O ₅	1,78	0,92	0,58	1,70	0,78	1,01	0,61	0,96	1,96	1,12	0,61
Al ₂ O ₃	0,02	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	0,02	a.i.d.	a.i.d.	0,01	0,11	a.i.d.	0,02
Y ₂ O ₃	0,27	0,25	0,06	0,07	0,29	0,23	0,11	0,09	0,15	0,08	a.i.d.
La ₂ O ₃	0,89	1,64	1,50	2,00	1,89	1,74	1,60	1,93	1,75	1,47	1,36
Ce ₂ O ₃	2,41	3,53	2,99	3,38	4,44	3,77	3,25	3,85	3,71	3,64	3,28
Pr ₂ O ₃	0,12	0,25	0,24	0,22	0,35	0,27	0,20	0,28	0,24	0,27	0,26
Nd ₂ O ₃	0,36	0,70	0,44	0,49	0,92	0,67	0,55	0,60	0,62	0,79	0,69
Sm ₂ O ₃	0,11	0,15	0,09	0,12	0,19	0,13	0,13	0,12	0,13	0,15	0,15
Gd ₂ O ₃	0,02	0,06	0,05	a.i.d.	0,09	a.i.d.	0,05	a.i.d.	0,05	0,09	0,07
Er ₂ O ₃	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.
Yb ₂ O ₃	0,03	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.
ThO ₂	1,49	2,41	4,30	1,40	3,33	2,68	1,93	2,53	2,66	2,95	2,45
UO ₂	2,09	5,95	8,72	7,81	5,36	6,63	8,20	5,65	6,44	6,96	5,67
PbO	a.i.d.	0,17	0,37	0,27	0,32	0,29	0,33	0,29	0,28	0,35	0,37
FeO	0,43	0,74	0,38	0,18	0,26	0,66	0,28	0,22	0,34	0,24	0,33
MnO	0,18	0,21	0,21	0,12	0,26	0,20	0,09	0,16	0,18	0,16	0,13
MgO	a.i.d.	a.i.d.	0,06	0,02	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	0,02	a.i.d.	a.i.d.
ZnO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
CaO	18,53	12,94	9,89	13,90	14,32	10,61	14,88	10,55	13,86	13,51	15,05
Na ₂ O	5,79	5,33	4,13	4,73	5,47	3,83	4,95	4,84	4,36	3,54	5,85
K ₂ O	n.a.	n.a.	n.a.	0,08	0,02	0,02	a.i.d.	0,08	0,58	0,20	a.i.d.
F	4,88	3,31	2,52	3,49	3,83	2,49	3,76	2,98	3,41	2,21	4,06
Cl	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.
-O=Cl,F	2,05	1,39	1,06	1,47	1,61	1,05	1,58	1,25	1,44	0,93	1,71
Total	103,26	99,30	98,99	101,75	102,22	98,58	101,51	99,89	101,77	100,12	103,07
Fórmula estrutural calculada na base de 2 cátions no sítio B											
Nb	1,5175	1,3578	1,4522	1,4769	1,4023	1,3915	1,4455	1,4732	1,2924	1,4697	1,5304
Ta	0,0293	0,0157	0,0098	0,0289	0,0133	0,0167	0,0105	0,0157	0,0318	0,0190	0,0103
Ti	0,3847	0,5376	0,4814	0,4433	0,5565	0,5238	0,5131	0,4784	0,4675	0,4760	0,4251
Si	0,0226	0,0038	0,0149	0,0103	0,0051	0,0030	a.i.d.	0,0049	0,1609*	0,0016	a.i.d.
Al	0,0011	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	0,0013	a.i.d.	a.i.d.	0,0010	0,0075	a.i.d.	0,0012
Zr	0,0442	0,0847	0,0417	0,0407	0,0208	0,0646	0,0309	0,0268	0,0400	0,0338	0,0330
Hf	0,0007	0,0004	a.i.d.	a.i.d.	0,0007	0,0005	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.
Σ sítio B	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000
Ca	1,1997	0,8700	0,6592	0,9301	0,9682	0,6907	1,0107	0,6790	0,8866	0,9034	1,0054
Fe	0,0215	0,0390	0,0199	0,0094	0,0137	0,0336	0,0151	0,0111	0,0170	0,0123	0,0171
Mn	0,0091	0,0113	0,0111	0,0065	0,0139	0,0103	0,0048	0,0079	0,0093	0,0087	0,0066
Mg	a.i.d.	a.i.d.	0,0059	0,0020	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	0,0013	a.i.d.	a.i.d.
Y	0,0087	0,0083	0,0021	0,0023	0,0098	0,0076	0,0036	0,0027	0,0047	0,0026	0,0000
La	0,0199	0,0379	0,0345	0,0461	0,0440	0,0390	0,0375	0,0427	0,0384	0,0339	0,0312
Ce	0,0534	0,0810	0,0682	0,0774	0,1026	0,0839	0,0755	0,0847	0,0810	0,0832	0,0748
Pr	0,0027	0,0058	0,0054	0,0051	0,0081	0,0059	0,0046	0,0061	0,0052	0,0062	0,0060
Nd	0,0077	0,0157	0,0097	0,0110	0,0207	0,0145	0,0124	0,0129	0,0132	0,0175	0,0155
Sm	0,0023	0,0032	0,0020	0,0025	0,0042	0,0028	0,0027	0,0024	0,0026	0,0033	0,0033
Gd	0,0004	0,0013	0,0009	a.i.d.	0,0019	a.i.d.	0,0011	a.i.d.	0,0009	0,0018	0,0013
Er	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.
Yb	0,0006	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.
Th	0,0204	0,0344	0,0608	0,0199	0,0478	0,0370	0,0278	0,0345	0,0361	0,0419	0,0347
U	0,0281	0,0831	0,1207	0,1086	0,0752	0,0896	0,1157	0,0756	0,0855	0,0967	0,0787
Pb	a.i.d.	0,0029	0,0061	0,0045	0,0055	0,0047	0,0056	0,0047	0,0045	0,0059	0,0061
K	n.a.	n.a.	n.a.	0,0062	0,0015	0,0016	a.i.d.	0,0064	0,0438	0,0158	a.i.d.
Na	0,6786	0,6487	0,4986	0,5724	0,6686	0,4513	0,6086	0,5641	0,5049	0,4279	0,7069
Σ sítio A	2,0529	1,8428	1,5053*	1,8038*	1,9858	1,4725*	1,9258	1,5348*	1,7349*	1,6610*	1,9875
Total Cátions	4,0529	3,8428	3,5053	3,8038	3,9858	3,4725	3,9258	3,5348	3,7349	3,6610	3,9875
F	0,9325	0,6561	0,4955	0,6899	0,7647	0,4780	0,7533	0,5652	0,6436	0,4365	0,8010
Cl	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.
Total Ânions	0,9325	0,6561	0,4955	0,6899	0,7647	0,4780	0,7533	0,5652	0,6436	0,4365	0,8010
Nomenclatura IMA (Hogarth, 1977)	piroclore	piroclore	piroclore (Ce)	piroclore	piroclore	piroclore (Ce)	piroclore	piroclore	piroclore	piroclore	piroclore

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Abreviações: a.i.d., abaixo do limite mínimo de detecção; n.a., não analisado. (*): valores analíticos considerados "anômalos".

TABELA 32 - Composição química, em porcentagem de peso, de britholitas das rochas de diques de nefelina microssienitos da Ilha Monte de Trigo.

Amostra Análise	L.M.D.	Precisão (2σ)	mtr01h 1	mtr01h 2	mtr01h 3	mtr01h 4	mtr02f 5	mtr02f 6	mtr02f 7	mtr02f 8	mtr02f 9	mtr02f 10
SiO ₂	0,017	0,048	22,43	24,65	18,99	19,49	13,08	7,19	16,64	16,54	10,74	16,62
TiO ₂	0,024	0,014	0,04	a.l.d.	0,14	0,14	0,04	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,04
ZrO ₂	0,034	0,029	a.l.d.	a.l.d.	0,31	3,14*	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
HfO ₂	0,025		a.l.d.	n.a.	a.l.d.	0,04	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nb ₂ O ₅	0,040	0,030	a.l.d.	a.l.d.	0,30	0,29	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ta ₂ O ₅	0,041		a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al ₂ O ₃	0,015	0,009	0,16	0,57*	0,11	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Y ₂ O ₃	0,028	0,055	1,66	2,14	2,69	2,31	4,52	6,02	3,85	4,01	3,53	4,93
La ₂ O ₃	0,018	0,105	16,48	13,73	14,64	18,86	16,21	16,50	14,43	13,89	9,38	13,51
Ce ₂ O ₃	0,036	0,410	22,29	19,26	21,82	23,19	18,99	20,83	18,65	17,71	11,99	17,06
Pr ₂ O ₃	0,050	0,062	1,49	1,33	1,47	1,53	1,34	1,35	1,33	1,23	0,91	1,21
Nd ₂ O ₃	0,028	0,101	4,87	4,38	4,77	4,92	4,26	4,65	4,17	4,01	2,84	3,93
Sm ₂ O ₃	0,025	0,032	0,99	0,89	1,07	1,05	0,85	0,93	0,82	0,82	0,57	0,86
Gd ₂ O ₃	0,043	0,040	0,59	0,50	0,68	0,60	0,62	0,75	0,57	0,59	0,43	0,65
Dy ₂ O ₃	0,025	0,025	0,44	0,50	0,72	0,65	0,66	0,81	0,68	0,67	0,56	0,75
Er ₂ O ₃	0,030	0,027	0,13	0,12	0,17	0,17	0,40	0,52	0,33	0,37	0,35	0,44
Yb ₂ O ₃	0,022	0,019	0,04	0,05	0,09	0,08	0,30	0,42	0,26	0,29	0,32	0,44
ThO ₂	0,017	0,031	3,02	3,70	3,53	3,00	3,94	3,64	3,97	3,47	1,97	3,23
UO ₂	0,025	0,022	0,27	0,19	0,21	0,26	0,09	0,07	0,09	0,09	0,08	0,08
FeO	0,016	0,012	0,51	0,05	0,09	0,11	0,08	a.l.d.	0,04	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
MnO	0,015	0,014	0,26	0,18	0,46	0,41	0,25	0,12	0,32	0,27	0,19	0,23
MgO	0,017		a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
CaO	0,007	0,045	15,90	15,14	14,33	14,30	18,10	14,53	20,17	22,74	32,33	22,39
Na ₂ O	0,026	0,019	0,63	2,30*	0,34	a.l.d.	a.l.d.	0,07	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
K ₂ O	0,008	0,007	0,16	0,09	0,16	0,19	0,01	0,06	0,02	0,03	a.l.d.	a.l.d.
P ₂ O ₅	0,026	0,057	3,58	4,08	3,87	2,54	6,49	6,40	7,68	9,00	21,08	8,59
F	0,095	0,246	4,40	3,80	3,29	4,15	3,65	4,10	3,19	3,03	3,86	3,01
Cl	0,006	0,006	0,01	0,05	0,03	0,02	0,06	0,06	0,06	0,03	0,03	0,02
-O=Cl,F			1,85	1,61	1,39	1,75	1,55	1,74	1,35	1,28	1,63	1,27
Total		1,46	98,49	96,08	92,66	97,67	92,41*	87,28*	95,91	97,30	99,53	96,72
Fórmula estrutural calculada na base de 26 (O,F)												
Si	0,0043	0,0121	5,460	5,855	5,079	5,039	3,590	2,272	4,161	3,987	2,221	4,037
P	0,0056	0,0122	0,737	0,821	0,875	0,556	1,507	1,713	1,626	1,836	3,692	1,765
Ti	0,0046	0,0027	0,008	a.l.d.	0,027	0,027	0,009	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,008
Zr	0,0043	0,0036	a.l.d.	a.l.d.	0,041	0,395*	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Hf	0,0018	0,0000	a.l.d.	n.a.	a.l.d.	0,003	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nb	0,0046	0,0035	a.l.d.	a.l.d.	0,036	0,034	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ta	0,0028	0,0000	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al	0,0046	0,0028	0,046	0,158*	0,033	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Σ sítio Si			6,250	6,835*	6,092	6,055	5,105	3,986*	5,787	5,823	5,913	5,810
Ca	0,0020	0,0123	4,145	3,854	4,106	3,961	5,322	4,923	5,404	5,874	7,166	5,827
Fe	0,0035	0,0024	0,103	0,010	0,019	0,023	0,019	a.l.d.	0,009	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Mn	0,0032	0,0029	0,053	0,035	0,104	0,089	0,058	0,033	0,068	0,056	0,033	0,047
Mg	0,0063	0,0000	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Y	0,0038	0,0075	0,214	0,271	0,383	0,317	0,660	1,012	0,512	0,514	0,389	0,637
La	0,0017	0,0098	1,480	1,203	1,445	1,608	1,641	1,925	1,331	1,217	0,716	1,210
Ce	0,0034	0,0382	1,986	1,675	2,117	2,195	1,908	2,411	1,708	1,563	0,908	1,517
Pr	0,0046	0,0057	0,132	0,115	0,144	0,144	0,134	0,155	0,121	0,108	0,068	0,107
Nd	0,0025	0,0092	0,424	0,372	0,456	0,455	0,418	0,525	0,372	0,345	0,210	0,341
Sm	0,0022	0,0028	0,083	0,073	0,098	0,094	0,081	0,102	0,071	0,068	0,041	0,072
Gd	0,0036	0,0033	0,047	0,039	0,060	0,052	0,057	0,079	0,047	0,047	0,030	0,052
Dy	0,0020	0,0020	0,034	0,038	0,062	0,054	0,059	0,083	0,055	0,052	0,037	0,059
Er	0,0024	0,0021	0,010	0,009	0,014	0,014	0,035	0,051	0,026	0,028	0,023	0,034
Yb	0,0019	0,0017	0,004	0,004	0,008	0,007	0,028	0,046	0,023	0,024	0,023	0,036
Th	0,0010	0,0018	0,167	0,200	0,215	0,177	0,246	0,262	0,226	0,191	0,093	0,179
U	0,0014	0,0012	0,015	0,010	0,012	0,015	0,006	0,005	0,005	0,005	0,004	0,004
K	0,0026	0,0022	0,051	0,028	0,055	0,062	0,005	0,025	0,006	0,010	a.l.d.	a.l.d.
Na	0,0129	0,0094	0,297	1,059*	0,177	a.l.d.	a.l.d.	0,040	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Σ sítio ETR(1,2)			9,244	8,995	9,475	9,266	10,676	11,676*	9,982	10,101	9,740	10,123
Total Cátions		0,1515	15,495	15,829	15,566	15,321	15,781	15,662	15,768	15,924	15,653	15,933
F	0,0764	0,1981	3,385	2,857	2,786	3,390	3,171	4,104	2,518	2,311	2,525	2,308
Cl	0,0024	0,0025	0,004	0,020	0,012	0,007	0,030	0,032	0,025	0,011	0,011	0,009
Total Ânions			3,389	2,877	2,798	3,397	3,201	4,135*	2,544	2,322	2,537	2,317

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Abreviações: a.l.d., abaixo do limite mínimo de detecção; n.a., não analisado. (*): valores analíticos considerados "anômalos".

TABELA 32 - Continuação.

Amostra	mtr02f	mtr06c	mtr06c	mtr06c	mtr06c	mtr06c	mtr06c	mtr06c	mtr06c	mtr02h	mtr02h	mtr02h
Análise	11	12	12bis	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	13,08	15,46	15,69	18,24	15,71	14,50	14,37	16,30	14,85	18,41	19,32	18,11
TiO ₂	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,03	0,03	a.l.d.	a.l.d.	0,03	a.l.d.	a.l.d.
ZrO ₂	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,05	a.l.d.	a.l.d.
HfO ₂	n.a.	n.a.	0,03	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nb ₂ O ₅	n.a.	n.a.	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ta ₂ O ₅	n.a.	n.a.	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al ₂ O ₃	0,08	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,03	0,32	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,02
Y ₂ O ₃	4,28	4,08	3,63	4,54	4,28	4,51	3,90	4,35	2,88	5,90	5,37	5,41
La ₂ O ₃	9,84	13,97	14,50	15,14	13,53	12,40	12,29	11,78	13,76	13,80	14,29	15,95
Ce ₂ O ₃	12,45	16,75	17,75	18,56	16,72	15,24	14,94	14,83	16,85	19,88	20,57	20,72
Pr ₂ O ₃	0,94	1,19	1,19	1,34	1,25	1,08	1,09	1,05	1,22	1,65	1,68	1,54
Nd ₂ O ₃	3,02	3,74	3,72	4,28	3,74	3,42	3,31	3,28	3,67	5,51	5,43	4,95
Sm ₂ O ₃	0,62	0,80	0,79	0,91	0,80	0,71	0,70	0,69	0,78	1,16	1,09	1,01
Gd ₂ O ₃	0,46	0,67	0,62	0,73	0,63	0,63	0,54	0,53	0,50	0,88	0,86	0,77
Dy ₂ O ₃	0,62	0,63	0,63	0,76	0,71	0,69	0,63	0,68	0,57	0,97	0,88	0,85
Er ₂ O ₃	0,39	0,35	0,30	0,37	0,36	0,39	0,28	0,34	0,19	0,66	0,51	0,49
Yb ₂ O ₃	0,35	0,25	0,20	0,27	0,25	0,34	0,26	0,29	0,13	0,44	0,41	0,46
ThO ₂	1,72	2,77	2,54	3,76	2,88	2,50	2,86	2,47	2,31	4,59	5,16	4,73
UO ₂	0,07	0,03	0,04	0,07	0,06	0,07	0,07	0,11	0,03	0,11	0,14	0,11
FeO	a.l.d.	0,11	a.l.d.	0,03	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,30
MnO	0,21	0,27	0,26	0,29	0,28	0,27	0,26	0,26	0,25	0,27	0,32	0,39
MgO	n.a.	n.a.	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
CaO	29,98	23,72	23,67	19,31	23,78	26,16	26,45	25,18	25,12	16,63	16,42	14,86
Na ₂ O	0,79	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,44	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
K ₂ O	0,10	a.l.d.	0,03	0,04	a.l.d.	0,02	0,05	0,22	a.l.d.	0,03	0,02	0,02
P ₂ O ₅	16,16	9,69	9,49	5,35	9,37	11,57	12,07	11,26	10,90	3,81	3,49	3,49
F	3,44	3,76	3,65	3,85	4,17	3,85	3,91	4,04	4,08	2,23	2,55	2,60
Cl	a.l.d.	0,01	a.l.d.	0,01	0,02	a.l.d.	a.l.d.	0,01	0,01	0,04	0,06	0,15
-O=Cl,F	1,45	1,59	1,54	1,62	1,76	1,62	1,65	1,70	1,72	0,95	1,08	1,13
Total	97,14	96,67	97,20	96,22	96,78	96,75	96,38	96,73	96,38	95,99	97,48	95,80
Fórmula estrutural calculada na base de 26 (O,F)												
Si	2,860	3,701	3,756	4,589	3,746	3,377	3,331	3,716	3,501	4,892	5,046	4,884
P	2,991	1,965	1,924	1,140	1,891	2,280	2,370	2,174	2,176	0,858	0,772	0,797
Ti	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,004	0,005	a.l.d.	a.l.d.	0,006	a.l.d.	a.l.d.
Zr	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,006	a.l.d.	a.l.d.
Hf	n.a.	n.a.	0,002	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nb	n.a.	n.a.	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ta	n.a.	n.a.	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al	0,020	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,007	0,085	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,007
Σ sítio Si	5,871	5,666	5,682	5,728	5,637	5,661	5,712	5,875	5,677	5,781	5,817	5,688
Ca	7,023	6,085	6,070	5,204	6,074	6,526	6,568	6,149	6,345	4,735	4,593	4,294
Fe	a.l.d.	0,023	a.l.d.	0,005	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,069
Mn	0,039	0,054	0,052	0,061	0,056	0,054	0,051	0,051	0,049	0,062	0,072	0,089
Mg	n.a.	n.a.	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Y	0,498	0,519	0,463	0,608	0,543	0,558	0,481	0,527	0,361	0,834	0,746	0,777
La	0,794	1,234	1,280	1,405	1,190	1,065	1,051	0,991	1,196	1,353	1,376	1,587
Ce	0,996	1,468	1,556	1,709	1,460	1,299	1,268	1,238	1,454	1,934	1,966	2,046
Pr	0,074	0,104	0,104	0,123	0,109	0,092	0,092	0,087	0,105	0,159	0,159	0,152
Nd	0,236	0,320	0,318	0,384	0,319	0,284	0,274	0,267	0,309	0,523	0,507	0,477
Sm	0,047	0,066	0,065	0,079	0,066	0,057	0,056	0,054	0,063	0,107	0,098	0,093
Gd	0,033	0,053	0,050	0,061	0,049	0,049	0,042	0,040	0,039	0,077	0,074	0,069
Dy	0,044	0,049	0,049	0,062	0,055	0,052	0,047	0,050	0,043	0,083	0,074	0,074
Er	0,027	0,026	0,023	0,030	0,027	0,028	0,021	0,025	0,014	0,046	0,042	0,041
Yb	0,027	0,020	0,017	0,024	0,021	0,027	0,021	0,023	0,010	0,040	0,037	0,043
Th	0,086	0,151	0,138	0,215	0,156	0,132	0,151	0,128	0,124	0,278	0,306	0,291
U	0,003	0,002	0,002	0,004	0,003	0,003	0,004	0,005	0,002	0,006	0,008	0,007
K	0,028	a.l.d.	0,009	0,013	a.l.d.	0,005	0,015	0,063	a.l.d.	0,009	0,008	0,006
Na	0,333	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,196	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Σ sítio ETR(1,2)	10,288	10,175	10,196	9,886	10,127	10,232	10,139	9,893	10,114	10,247	10,066	10,112
Total Cátions	16,159	15,842	15,878	15,714	15,765	15,893	15,851	15,869	15,791	16,008	15,883	15,800
F	2,377	2,849	2,761	3,065	3,142	2,835	2,865	2,911	3,041	1,870	2,102	2,217
Cl	a.l.d.	0,004	a.l.d.	0,004	0,007	a.l.d.	a.l.d.	0,003	0,002	0,019	0,026	0,070
Total Ânions	2,377	2,853	2,761	3,069	3,149	2,835	2,865	2,914	3,043	1,889	2,127	2,287

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Abreviações: a.l.d., abaixo do limite mínimo de detecção; n.a., não analisado. A análise 12-bis corresponde ao teste de reprodutibilidade da análise 12, onde as diferenças devem estar abaixo de 2σ.

TABELA 32 - Continuação.

Amostra	mtr02h	mtr02h	mtr02h	mtr02h	mtr01b	mtr01b
Análise	22	23	23	24	25	26
SiO ₂	16,26	1,18*	15,73	17,80	19,20	20,11
TiO ₂	a.l.d.	0,03	0,03	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
ZrO ₂	0,04	a.l.d.	0,04	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
HfO ₂	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nb ₂ O ₅	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ta ₂ O ₅	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al ₂ O ₃	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Y ₂ O ₃	5,66	4,17	5,90	5,56	1,41	1,60
La ₂ O ₃	15,77	22,45	15,58	16,61	15,58	16,19
Ce ₂ O ₃	20,28	27,30	20,26	20,84	27,11	28,18
Pr ₂ O ₃	1,54	1,93	1,48	1,46	2,19	2,19
Nd ₂ O ₃	4,96	6,05	4,79	4,60	7,32	7,55
Sm ₂ O ₃	1,07	1,26	1,05	0,98	1,37	1,47
Gd ₂ O ₃	0,72	0,81	0,76	0,68	0,62	0,71
Dy ₂ O ₃	0,86	0,72	1,04	0,90	0,45	0,48
Er ₂ O ₃	0,53	0,24	0,54	0,48	0,08	0,08
Yb ₂ O ₃	0,47	0,16	0,51	0,47	0,04	0,05
ThO ₂	5,39	5,75	6,36	3,22	1,58	0,84
UO ₂	0,09	0,07	0,12	0,07	0,11	0,10
FeO	0,29	a.l.d.	0,11	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
MnO	0,44	a.l.d.	0,73	0,35	0,15	0,13
MgO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
CaO	12,77	3,46*	11,88	16,53	15,55	14,22
Na ₂ O	a.l.d.	0,04	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,11
K ₂ O	0,01	a.l.d.	0,04	a.l.d.	0,03	0,02
P ₂ O ₅	3,11	4,83	3,43	3,54	3,35	1,77
F	2,20	4,76*	2,07	3,05	3,38	3,18
Cl	0,12	0,02	0,08	0,05	a.l.d.	0,01
-O=Cl,F	0,95	2,01	0,89	1,30	1,42	1,34
Total	91,61	83,21*	91,62	95,86	98,08	97,64
Fórmula estrutural calculada na base de 26 (O,F)						
Si	4,739	0,486*	4,631	4,745	5,019	5,377
P	0,767	1,683	0,855	0,798	0,742	0,400
Ti	a.l.d.	0,008	0,007	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Zr	0,005	a.l.d.	0,005	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Hf	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ta	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Σ sítio Si	5,511	2,177*	5,498	5,543	5,761	5,776
Ca	3,988	1,524	3,746	4,721	4,354	4,073
Fe	0,070	a.l.d.	0,028	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Mn	0,109	a.l.d.	0,181	0,079	0,033	0,030
Mg	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Y	0,878	0,912	0,925	0,788	0,196	0,227
La	1,695	3,408	1,692	1,633	1,502	1,597
Ce	2,164	4,112	2,184	2,034	2,595	2,758
Pr	0,164	0,289	0,159	0,142	0,208	0,213
Nd	0,516	0,890	0,503	0,438	0,683	0,721
Sm	0,108	0,179	0,106	0,090	0,123	0,136
Gd	0,069	0,110	0,074	0,060	0,054	0,063
Dy	0,081	0,096	0,099	0,077	0,038	0,041
Er	0,048	0,030	0,050	0,041	0,006	0,007
Yb	0,047	0,023	0,052	0,043	0,004	0,005
Th	0,358	0,538	0,426	0,195	0,094	0,051
U	0,006	0,006	0,008	0,004	0,007	0,006
K	0,005	a.l.d.	0,013	a.l.d.	0,009	0,008
Na	a.l.d.	0,030	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,054
Σ sítio ETR(1,2)	10,305	12,147*	10,247	10,344	9,907	9,991
Total Cátions	15,816	14,324	15,745	15,888	15,668	15,767
F	2,030	6,190*	1,922	2,573	2,797	2,688
Cl	0,057	0,017	0,038	0,023	a.l.d.	0,003
Total Ânions	2,086	6,207*	1,960	2,595	2,797	2,691

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Abreviações: a.l.d., abaixo do limite mínimo de detecção; n.a., não analisado. (*): valores analíticos considerados "anômalos".

TABELA 33 - Composição química, em percentagem de peso, de eudialitas das rochas de diques de nefelina microssienitos agpáticos da Ilha Monte de Trigo.

Amostra	L.M.D.	Precisão	mtr01b	mtr01b	mtr01b	mtr01b	mtr01b	mtr01b	mtr01b	mtr01b	mtr01b	mtr01b	mtr01b
Análise		(2σ)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	0,017	0,111	47,62	46,60	47,12	47,26	46,02	46,86	46,75	46,83	47,48	47,64	46,84
TiO ₂	0,019	0,016	0,33	0,22	0,25	0,34	0,16	0,23	0,23	0,21	0,23	0,24	0,18
ZrO ₂	0,026	0,094	11,94	11,78	11,85	11,98	11,57	11,78	11,77	11,84	11,78	11,40	11,81
HfO ₂	0,036	0,017	0,22	0,23	0,26	0,22	0,24	0,21	0,24	0,26	0,24	0,23	0,23
Nb ₂ O ₅	0,031	0,042	2,05	2,52	2,46	1,91	3,09	2,57	2,71	2,68	2,35	2,41	2,57
Ta ₂ O ₅	0,032	0,026	0,18	0,21	0,20	0,17	0,26	0,24	0,14	0,25	0,25	0,22	0,29
Al ₂ O ₃	0,011	0,006	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	0,02	a.i.d.	0,01	0,07	a.i.d.
Y ₂ O ₃	0,021	0,027	0,86	0,79	0,86	0,86	0,73	0,80	0,82	0,80	0,85	0,79	0,84
La ₂ O ₃	0,013	0,015	0,77	0,90	0,91	0,70	1,10	0,92	0,93	0,94	0,85	0,87	0,93
Ce ₂ O ₃	0,023	0,039	1,09	1,28	1,26	1,06	1,45	1,30	1,35	1,26	1,18	1,23	1,28
Pr ₂ O ₃	0,035	0,030	0,06	0,09	0,13	0,07	0,12	0,10	0,10	0,08	0,09	0,09	0,09
Nd ₂ O ₃	0,020	0,021	0,26	0,29	0,30	0,24	0,31	0,29	0,30	0,27	0,27	0,28	0,29
Sm ₂ O ₃	0,018	0,015	0,07	0,09	0,06	0,07	0,09	0,06	0,06	0,08	0,08	0,09	0,07
Gd ₂ O ₃	0,032	0,027	0,08	0,09	0,13	0,10	0,10	0,11	0,09	0,12	0,10	0,08	0,11
Er ₂ O ₃	0,022	0,019	0,11	0,12	0,13	0,10	0,08	0,10	0,11	0,10	0,11	0,11	0,12
Yb ₂ O ₃	0,017	0,014	0,09	0,07	0,09	0,10	0,08	0,10	0,10	0,11	0,12	0,09	0,08
ThO ₂	0,019	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.
UO ₂	0,022	0,019	0,08	0,11	0,08	0,10	0,09	0,12	0,08	0,08	0,09	0,17	0,07
PbO	0,022	0,022	0,12	0,13	0,15	0,10	0,12	0,13	0,16	0,17	0,15	0,16	0,15
FeO	0,010	0,029	3,33	3,17	3,24	3,44	3,28	3,56	3,51	3,13	3,28	3,20	3,19
MnO	0,010	0,048	4,00	4,34	4,23	3,88	4,52	4,05	4,20	4,30	4,09	4,09	4,25
MgO	0,009	0,006	0,02	a.i.d.	0,03	0,01	0,02	0,02	a.i.d.	0,03	a.i.d.	0,02	0,01
CaO	0,006	0,035	12,51	12,01	11,96	12,04	12,01	12,04	11,84	12,27	12,12	11,82	12,15
Na ₂ O	0,014	0,105	10,73	11,37	11,50	11,86	11,33	11,45	11,48	11,29	11,46	11,52	11,52
K ₂ O	0,007	0,008	0,24	0,23	0,25	0,28	0,27	0,33	0,23	0,23	0,24	0,45	0,25
F	0,128	0,144	0,20	0,25	0,23	0,27	0,17	0,14	0,18	0,24	0,31	0,14	0,13
Cl	0,005	0,025	1,75	1,73	1,73	1,78	1,67	1,68	1,74	1,75	1,77	1,70	1,76
-O=Cl,F			0,48	0,50	0,49	0,51	0,45	0,44	0,47	0,50	0,53	0,44	0,45
Total		0,89	98,24	98,13	98,92	98,42	98,39	98,73	98,67	98,79	98,97	98,66	98,75
Fórmula estrutural calculada na base de 29 cátions (Si, Al, Nb, Ta, Ti, Zr, Hf)													
Si	0,009	0,059	25,000	25,000	25,000	25,000	25,000	25,000	25,000	25,000	25,000	25,000	25,000
Σ sítio Si			25,000	25,000	25,000	25,000	25,000	25,000	25,000	25,000	25,000	25,000	25,000
Si			0,234	0,133	0,153	0,227	0,035	0,138	0,100	0,096	0,211	0,267	0,135
Al	0,007	0,004	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	0,011	a.i.d.	0,009	0,044	a.i.d.
Nb	0,007	0,010	0,491	0,615	0,593	0,460	0,759	0,623	0,657	0,650	0,565	0,578	0,624
Ta	0,005	0,004	0,026	0,031	0,030	0,025	0,038	0,036	0,020	0,037	0,036	0,032	0,042
Ti	0,008	0,006	0,130	0,087	0,101	0,135	0,064	0,092	0,094	0,083	0,093	0,095	0,073
Σ sítio M(3)			0,880	0,867	0,877	0,847	0,895	0,887	0,883	0,867	0,914	1,016	0,874
Zr	0,007	0,025	3,086	3,098	3,085	3,119	3,068	3,081	3,080	3,094	3,050	2,949	3,090
Hf	0,005	0,003	0,034	0,035	0,039	0,034	0,037	0,032	0,037	0,039	0,036	0,035	0,036
Σ sítio Zr			3,120	3,133	3,123	3,153	3,105	3,113	3,117	3,133	3,086	2,984	3,126
Mg	0,007	0,005	0,016	a.i.d.	0,021	0,010	0,014	0,017	a.i.d.	0,021	a.i.d.	0,017	0,008
Fe	0,005	0,013	1,477	1,430	1,446	1,534	1,492	1,596	1,577	1,402	1,455	1,419	1,432
Mn	0,005	0,022	1,507	1,570	1,533	1,457	1,494	1,387	1,423	1,577	1,545	1,564	1,560
Σ sítio M(2)			3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Mn			0,287	0,412	0,380	0,299	0,590	0,452	0,488	0,374	0,294	0,274	0,370
Ca	0,004	0,020	5,713	5,588	5,620	5,701	5,410	5,548	5,512	5,626	5,706	5,726	5,630
Σ sítio M(1)			6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Ca			1,388	1,351	1,220	1,185	1,589	1,369	1,298	1,420	1,188	0,992	1,354
Y	0,006	0,008	0,243	0,226	0,244	0,243	0,211	0,228	0,234	0,228	0,240	0,222	0,238
La	0,003	0,003	0,151	0,180	0,178	0,138	0,220	0,182	0,185	0,185	0,167	0,170	0,184
Ce	0,005	0,008	0,211	0,252	0,245	0,207	0,290	0,255	0,265	0,247	0,230	0,239	0,251
Pr	0,007	0,006	0,012	0,018	0,025	0,013	0,024	0,019	0,020	0,015	0,018	0,017	0,018
Nd	0,004	0,004	0,050	0,055	0,058	0,047	0,060	0,056	0,057	0,051	0,051	0,054	0,055
Sm	0,003	0,003	0,014	0,017	0,012	0,013	0,016	0,012	0,011	0,014	0,014	0,016	0,012
Gd	0,006	0,005	0,015	0,017	0,024	0,018	0,018	0,019	0,016	0,021	0,017	0,014	0,019
Er	0,004	0,003	0,018	0,020	0,022	0,017	0,013	0,016	0,019	0,016	0,018	0,018	0,020
Yb	0,003	0,003	0,016	0,014	0,017	0,018	0,015	0,018	0,018	0,020	0,021	0,016	0,015
Th	0,002	0,000	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.
U	0,003	0,002	0,010	0,013	0,010	0,012	0,010	0,015	0,010	0,010	0,010	0,019	0,009
Pb	0,003	0,003	0,017	0,019	0,021	0,014	0,018	0,018	0,023	0,024	0,022	0,022	0,021
K	0,005	0,005	0,163	0,159	0,172	0,189	0,184	0,228	0,155	0,156	0,163	0,306	0,169
Na	0,014	0,109	11,019	11,893	11,900	12,277	11,944	11,912	11,948	11,724	11,798	11,840	11,979
Σ sítio Na			13,327	14,233	14,148	14,391	14,612	14,346	14,259	14,130	13,958	13,946	14,345
Total Cátions			51,327	52,233	52,148	52,391	52,612	52,346	52,259	52,130	51,958	51,946	52,345
F	0,216	0,243	0,340	0,428	0,390	0,447	0,296	0,232	0,299	0,402	0,521	0,240	0,217
Cl	0,004	0,023	1,572	1,583	1,568	1,613	1,540	1,531	1,587	1,591	1,594	1,529	1,599
Total Ânions			1,912	2,011	1,958	2,060	1,836	1,763	1,866	1,993	2,114	1,769	1,816

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Abreviações: a.i.d., abaixo do limite mínimo de detecção; n.a., não analisado.

TABELA 33 - Continuação.

Amostra Análise	mtr01a 12	mtr01a 13	mtr01a 14	mtr01a 15	mtr01b 1 ^A	mtr01b 2n ^A	mtr01b 3b ^A	mtr01b 4n ^A	mtr01b 5b ^A	mtr01b 6n ^A	mtr01b 7n ^A	mtr01b 8b ^A
SiO ₂	48,07	48,28	47,46	46,27	46,44	46,82	46,38	47,09	46,16	46,61	47,24	45,95
TiO ₂	0,24	0,22	0,30	0,17	0,26	0,40	0,17	0,29	0,20	0,25	0,33	0,10
ZrO ₂	11,11	12,11	12,02	12,01	11,17	11,73	11,71	12,13	11,21	11,53	11,80	11,53
HfO ₂	0,14	0,11	0,14	0,13	0,26	0,20	0,31	0,16	0,24	0,35	0,26	0,29
Nb ₂ O ₅	1,77	1,55	1,28	2,56	2,59	2,17	2,80	2,04	3,07	2,21	2,24	3,26
Ta ₂ O ₅	0,07	0,07	0,08	0,09	0,32	0,19	0,34	0,07	0,07	0,14	0,20	0,38
Al ₂ O ₃	0,21*	0,02	0,07	0,02	0,82*	0,13	0,09	0,11	0,07	0,14	0,12	0,05
Y ₂ O ₃	0,47	0,39	0,37	0,39	0,83	0,88	0,74	0,88	0,85	0,85	0,86	0,71
La ₂ O ₃	0,97	0,69	0,67	1,11	0,74	0,58	0,78	0,58	0,85	0,58	0,65	0,95
Ce ₂ O ₃	1,16	0,90	0,88	1,38	1,12	0,97	1,26	1,05	1,34	0,93	1,09	1,32
Pr ₂ O ₃	0,09	0,08	0,08	0,15	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd ₂ O ₃	0,22	0,23	0,23	0,27	0,27	0,16	0,31	0,30	0,24	0,27	0,29	0,34
Sm ₂ O ₃	0,06	0,03	0,04	0,07	0,14	0,00	0,02	0,11	0,00	0,18	0,12	0,08
Gd ₂ O ₃	0,04	0,07	0,07	0,05	0,13	0,12	0,01	0,21	0,15	0,08	0,09	0,15
Er ₂ O ₃	0,03	0,03	0,04	0,03	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Yb ₂ O ₃	0,03	0,03	0,04	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
ThO ₂	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
UO ₂	0,13	0,13	0,17	0,10	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
PbO	0,15	0,15	0,16	0,19	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
FeO	4,08	4,83	4,76	4,27	2,96	3,20	3,00	3,49	3,26	3,49	3,33	3,03
MnO	3,21	3,04	3,01	3,65	3,95	3,96	4,22	3,80	4,46	3,85	4,09	4,69
MgO	0,23	0,41	0,59	0,26	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
CaO	10,76	11,42	11,77	11,86	11,81	12,04	11,98	11,61	11,52	11,79	12,00	11,55
Na ₂ O	11,68	11,24	11,48	10,92	11,42	11,18	11,01	11,01	10,81	11,39	11,11	10,89
K ₂ O	0,43	0,37	0,50	0,24	0,26	0,25	0,22	0,24	0,21	0,29	0,21	0,19
F	0,15	0,29	0,20	0,18	0,24	0,29	0,22	0,27	0,36	0,24	0,08	0,12
Cl	1,75	1,85	1,81	1,80	1,66	1,67	1,65	1,64	1,55	1,73	1,66	1,61
-O=Cl,F	0,46	0,54	0,49	0,48	0,47	0,50	0,46	0,48	0,50	0,49	0,41	0,41
Total	96,76	97,99	97,70	97,89	96,88	96,43	96,76	96,60	96,11	96,41	97,36	96,77
Fórmula estrutural calculada na base de 29 cátions (Si, Al, Nb, Ta, Ti, Zr, Hf)												
Si	25,000	25,000	25,000	25,000	24,768	25,000	25,000	25,000	25,000	25,000	25,000	24,968
Σ	25,000	25,000	25,000	25,000	24,768	25,000	25,000	25,000	25,000	25,000	25,000	24,968
Al	0,453	0,402	0,363	0,082	0,000	0,106	0,014	0,130	0,097	0,161	0,125	0,000
Nb	0,128*	0,009	0,042	0,015	0,515*	0,083	0,056	0,068	0,047	0,089	0,075	0,033
Ta	0,423	0,369	0,310	0,627	0,624	0,527	0,684	0,493	0,754	0,539	0,539	0,801
Ti	0,011	0,010	0,012	0,014	0,046	0,028	0,050	0,011	0,010	0,021	0,030	0,057
Zr	0,097	0,086	0,120	0,068	0,102	0,159	0,070	0,118	0,083	0,101	0,130	0,042
Σ	1,111	0,876	0,847	0,808	1,288	0,903	0,874	0,820	0,992	0,911	0,899	0,933
Hf	2,868	3,107	3,131	3,174	2,904	3,067	3,079	3,156	2,971	3,036	3,061	3,054
Σ	0,021	0,017	0,022	0,020	0,040	0,030	0,048	0,024	0,037	0,053	0,040	0,045
Mg	0,178	0,325	0,473	0,208	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe	1,806	2,124	2,126	1,937	1,320	1,435	1,352	1,556	1,483	1,577	1,479	1,378
Mn	1,016	0,551	0,401	0,855	1,680	1,565	1,648	1,444	1,517	1,423	1,521	1,622
Σ	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Mn	0,422	0,805	0,963	0,820	0,103	0,233	0,278	0,275	0,539	0,339	0,323	0,538
Ca	5,578	5,195	5,037	5,180	5,897	5,767	5,722	5,725	5,461	5,661	5,677	5,462
Σ	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Ca	0,524	1,239	1,699	1,710	0,850	1,148	1,198	0,912	1,249	1,156	1,162	1,261
Y	0,133	0,108	0,106	0,112	0,234	0,251	0,213	0,250	0,245	0,245	0,243	0,204
La	0,189	0,134	0,131	0,221	0,146	0,115	0,156	0,115	0,169	0,115	0,128	0,190
Ce	0,226	0,174	0,173	0,273	0,218	0,190	0,249	0,205	0,267	0,184	0,213	0,262
Pr	0,016	0,015	0,015	0,030	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd	0,041	0,042	0,043	0,051	0,051	0,030	0,059	0,057	0,047	0,052	0,055	0,066
Sm	0,010	0,006	0,007	0,013	0,026	0,001	0,004	0,020	0,000	0,033	0,021	0,015
Gd	0,008	0,013	0,012	0,009	0,022	0,022	0,001	0,037	0,026	0,014	0,015	0,028
Er	0,005	0,004	0,007	0,005	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Yb	0,005	0,005	0,006	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Th	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
U	0,015	0,015	0,020	0,013	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Pb	0,021	0,022	0,023	0,028	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
K	0,290	0,250	0,339	0,168	0,174	0,168	0,149	0,166	0,146	0,202	0,142	0,130
Na	11,987	11,463	11,897	11,471	11,802	11,624	11,515	11,393	11,394	11,917	11,452	11,466
Σ	13,471	13,490	14,477	14,104	13,524	13,549	13,545	13,155	13,545	13,917	13,431	13,621
Total Cátions	51,471	51,490	52,477	52,104	51,755	51,549	51,545	51,155	51,545	51,917	51,431	51,653
F	0,251	0,476	0,336	0,309	0,396	0,493	0,372	0,459	0,612	0,406	0,136	0,208
Cl	1,574	1,647	1,638	1,656	1,500	1,517	1,511	1,483	1,427	1,584	1,496	1,482
Total Ânions	1,825	2,123	1,974	1,965	1,897	2,010	1,883	1,942	2,039	1,990	1,632	1,690

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Abreviações: a.l.d., abaixo do limite mínimo de detecção; n.a., não analisado. (A): correspondem às análises realizadas a 15kV e 20 nA de potencial de aceleração e corrente respectivamente. Para estas análises os L.M.D e 2σ listados não são válidos. n: núcleo, b: borda. (*): valores analíticos considerados "anômalos".

TABELA 34 - Composição química, em porcentagem de peso, de hiortdahlita das rochas de diques de nefelina microssienitos agpaiticos da Ilha Monte de Trigo.

Amostra	L.M.D.	Precisão	mtr53e	mtr53e	mtr53e	mtr53e	mtr53e	mtr53e	mtr53e	mtr53e	mtr06c	mtr06c
Análise		(2σ)	11	01	02	03	04	05	06	07	19	20
SiO ₂	0,017	0,074	30,17	29,95	29,86	29,94	30,19	30,15	29,29	29,50	30,08	29,44
TiO ₂	0,022	0,021	0,60	0,69	0,63	0,53	0,73	0,75	0,48	0,89	0,75	0,53
ZrO ₂	0,029	0,113	17,33	16,48	16,51	17,95	16,60	16,42	17,49	15,96	16,84	17,83
HfO ₂	0,020	0,018	0,26	0,24	0,24	0,28	0,22	0,25	0,24	0,20	0,39	0,28
Nb ₂ O ₅	0,044	0,041	1,38	1,60	1,68	1,98	1,21	1,60	1,09	1,59	2,09	2,68
Ta ₂ O ₅	0,034	0,027	0,14	0,14	0,15	0,21	0,14	0,19	0,16	0,14	0,04	0,06
Al ₂ O ₃	0,011	0,005	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	a.l.d.	a.l.d.
Y ₂ O ₃	0,022	0,030	0,35	0,40	0,35	0,35	0,44	0,39	0,37	0,41	1,88	1,67
La ₂ O ₃	0,014	0,012	0,13	0,15	0,15	0,16	0,09	0,14	0,09	0,11	0,07	0,02
Ce ₂ O ₃	0,025	0,024	0,27	0,28	0,29	0,36	0,21	0,25	0,24	0,24	0,12	0,06
Pr ₂ O ₃	0,039	0,030	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	a.l.d.	a.l.d.
Nd ₂ O ₃	0,021	0,019	0,10	0,09	0,12	0,11	0,08	0,09	0,09	0,10	0,05	0,04
Sm ₂ O ₃	0,018	0,015	0,02	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	a.l.d.	a.l.d.
Gd ₂ O ₃	0,034	0,029	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,10	0,06
Er ₂ O ₃	0,023	0,020	0,03	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,20	0,17
Yb ₂ O ₃	0,017	0,016	0,04	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,30	0,39
ThO ₂	0,016	0,012	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	a.l.d.	a.l.d.
UO ₂	0,023	0,018	0,03	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	a.l.d.	0,03
PbO	0,022	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
FeO	0,011	0,016	1,78	1,99	1,94	1,56	1,87	2,03	1,85	1,99	0,69	0,55
MnO	0,012	0,032	1,90	1,97	1,94	1,59	1,77	1,83	1,47	1,85	2,84	2,83
MgO	0,010	0,007	0,14	0,14	0,13	0,12	0,14	0,14	0,11	0,14	0,20	0,23
CaO	0,007	0,054	32,35	32,56	32,80	31,54	33,38	33,23	33,29	33,41	31,24	30,28
Na ₂ O	0,015	0,066	7,78	7,45	7,65	7,87	7,45	7,52	7,54	7,36	7,72	7,65
K ₂ O	0,007	0,005	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,02	0,04
F	0,086	0,447	9,10	9,16	9,18	9,07	9,55	9,31	9,67	9,57	9,05	10,17
Cl	0,005	0,004	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	a.l.d.	a.l.d.
-O=Cl,F			3,83	3,86	3,86	3,82	4,02	3,92	4,07	4,03	3,81	4,28
Total		1,151	100,06	99,43	99,74	99,79	100,03	100,35	99,38	99,42	100,85	100,70
Fórmula estrutural calculada na base de 36 (O,F)												
Si	0,004	0,019	7,734	7,715	7,677	7,702	7,701	7,689	7,556	7,588	7,691	7,508
Σ sítio Si			7,734	7,715	7,677	7,702	7,701	7,689	7,556	7,588	7,691	7,508
Al	0,003	0,002	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	a.l.d.	a.l.d.
Ti	0,004	0,004	0,116	0,134	0,122	0,102	0,140	0,144	0,093	0,173	0,145	0,101
Zr	0,004	0,014	2,166	2,070	2,070	2,251	2,064	2,041	2,199	2,001	2,099	2,217
Hf	0,002	0,001	0,019	0,017	0,018	0,020	0,016	0,018	0,018	0,015	0,029	0,020
Nb	0,005	0,005	0,160	0,186	0,195	0,230	0,139	0,185	0,127	0,185	0,241	0,308
Ta	0,002	0,002	0,010	0,009	0,011	0,015	0,009	0,013	0,011	0,010	0,003	0,004
Fe	0,002	0,003	0,382	0,428	0,417	0,336	0,399	0,433	0,400	0,428	0,148	0,117
Mn	0,003	0,007	0,413	0,430	0,423	0,345	0,382	0,395	0,320	0,403	0,615	0,612
Mg	0,004	0,003	0,052	0,054	0,050	0,047	0,052	0,053	0,040	0,052	0,075	0,086
Σ sítio X _P			3,318	3,328	3,304	3,347	3,201	3,282	3,209	3,267	3,355	3,465
Ca	0,002	0,015	8,883	8,983	9,036	8,694	9,121	9,079	9,199	9,204	8,557	8,275
Y	0,003	0,004	0,047	0,055	0,048	0,048	0,060	0,053	0,050	0,057	0,256	0,226
La	0,001	0,001	0,012	0,015	0,014	0,016	0,008	0,013	0,009	0,010	0,006	0,002
Ce	0,002	0,002	0,026	0,026	0,028	0,033	0,019	0,023	0,022	0,022	0,011	0,005
Pr	0,004	0,003	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	a.l.d.	a.l.d.
Nd	0,002	0,002	0,009	0,008	0,011	0,010	0,007	0,008	0,008	0,009	0,005	0,003
Sm	0,002	0,001	0,002	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	a.l.d.	a.l.d.
Gd	0,003	0,002	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	a.l.d.	a.l.d.
Er	0,002	0,002	0,002	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,008	0,005
Yb	0,002	0,001	0,003	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,016	0,014
Th	0,001	0,001	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,026	0,034
U	0,001	0,001	0,002	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Pb	0,002	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	a.l.d.	a.l.d.
K	0,002	0,002	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,006	0,014
Na	0,007	0,033	3,865	3,721	3,815	3,925	3,684	3,720	3,769	3,668	3,826	3,783
Σ sítio Ca			12,852	12,809	12,952	12,725	12,900	12,897	13,058	12,970	12,718	12,363
Total Cátions			23,904	23,851	23,933	23,775	23,802	23,867	23,822	23,825	23,764	23,336
F	0,070	0,366	7,372	7,458	7,460	7,382	7,699	7,510	7,888	7,780	7,316	8,200
Cl	0,002	0,002	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	a.l.d.	a.l.d.
Total Ânions			7,372	7,458	7,460	7,382	7,699	7,510	7,888	7,780	7,316	8,200

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Abreviações: a.l.d., abaixo do limite mínimo de detecção; n.a., não analisado.

TABELA 34 - Continuação.

Amostra	mtr06c	mtr06c	mtr06c	mtr06c	mtr04c	mtr04c	mtr04c	mtr04c	mtr04c	mtr04c	mtr04c	mtr04c
Análise	21	22	23	25	27	28	29	31	32	28bis	33	34
SiO ₂	30,28	30,25	30,60	30,88	29,22	29,51	29,32	29,25	29,44	29,48	29,43	29,98
TiO ₂	0,43	0,45	0,42	0,40	0,62	0,60	0,55	0,56	0,53	0,60	0,55	0,54
ZrO ₂	19,02	18,26	19,49	18,67	17,63	17,37	17,42	17,62	17,57	17,61	17,62	17,05
HfO ₂	0,29	0,33	0,31	0,28	0,31	0,28	0,29	0,31	0,29	0,27	0,30	0,27
Nb ₂ O ₅	1,70	1,86	1,65	1,37	2,87	2,97	2,96	3,00	2,93	2,89	3,06	2,95
Ta ₂ O ₅	0,07	0,04	0,09	0,07	0,23	0,22	0,23	0,23	0,24	0,24	0,25	0,25
Al ₂ O ₃	a.l.d.	a.l.d.	0,06	0,05	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,01	a.l.d.	a.l.d.	0,04
Y ₂ O ₃	1,49	1,57	1,59	1,92	0,93	1,02	0,90	0,97	0,93	1,01	0,94	0,92
La ₂ O ₃	0,07	0,05	0,05	0,04	0,14	0,16	0,16	0,12	0,12	0,15	0,13	0,13
Ce ₂ O ₃	0,12	0,12	0,10	0,09	0,52	0,51	0,49	0,46	0,45	0,49	0,42	0,45
Pr ₂ O ₃	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,04	0,07	0,08	a.l.d.	0,05	0,08	0,08	0,06	a.l.d.
Nd ₂ O ₃	0,04	0,05	0,05	0,03	0,34	0,34	0,33	0,33	0,33	0,31	0,34	0,30
Sm ₂ O ₃	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,09	0,12	0,10	0,10	0,10	0,11	0,12	0,10
Gd ₂ O ₃	0,07	0,08	0,08	0,07	0,16	0,19	0,16	0,19	0,14	0,18	0,16	0,18
Er ₂ O ₃	0,17	0,18	0,18	0,22	0,11	0,10	0,12	0,11	0,09	0,12	0,12	0,11
Yb ₂ O ₃	0,21	0,34	0,30	0,38	0,10	0,11	0,08	0,10	0,11	0,11	0,11	0,09
ThO ₂	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
UO ₂	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,13	a.l.d.	0,03	a.l.d.	0,02	0,06	a.l.d.	a.l.d.	0,08
PbO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
FeO	0,58	0,54	0,56	0,62	1,23	1,25	1,15	1,18	1,45	1,20	1,21	1,56
MnO	2,62	2,64	2,47	2,70	1,50	1,50	1,43	1,40	1,40	1,43	1,38	1,42
MgO	0,11	0,17	0,14	0,16	0,16	0,16	0,13	0,15	0,24	0,16	0,16	0,26
CaO	30,79	31,08	29,62	30,58	29,59	29,44	29,63	29,39	29,32	29,47	29,59	29,05
Na ₂ O	8,01	7,82	7,73	7,82	7,90	7,93	7,88	7,84	8,02	7,90	7,99	7,79
K ₂ O	0,04	0,09	0,02	0,32	a.l.d.	0,01	a.l.d.	0,01	0,11	a.l.d.	0,01	0,17
F	8,34	8,95	8,71	8,46	8,92	8,79	8,44	8,36	8,52	8,33	8,51	7,38
Cl	a.l.d.	a.l.d.	0,01	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,01	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
-O=Cl,F	3,51	3,77	3,67	3,58	3,75	3,70	3,55	3,52	3,59	3,51	3,58	3,11
Total	100,94	101,09	100,54	101,74	98,88	98,97	98,19	98,25	98,88	98,82	98,85	97,95
Fórmula estrutural calculada na base de 36 (O,F)												
Si	7,772	7,724	7,843	7,861	7,640	7,705	7,722	7,712	7,710	7,742	7,705	7,938
Σ sítio Si	7,772	7,724	7,843	7,861	7,640	7,705	7,722	7,712	7,710	7,742	7,705	7,938
Al	a.l.d.	a.l.d.	0,018	0,016	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,004	a.l.d.	a.l.d.	0,012
Ti	0,083	0,087	0,080	0,077	0,121	0,118	0,108	0,110	0,104	0,119	0,108	0,108
Zr	2,380	2,273	2,435	2,318	2,247	2,237	2,265	2,243	2,254	2,250	2,250	2,202
Hf	0,022	0,024	0,023	0,020	0,023	0,021	0,022	0,024	0,022	0,021	0,022	0,020
Nb	0,197	0,214	0,191	0,158	0,339	0,350	0,352	0,358	0,347	0,343	0,362	0,353
Ta	0,005	0,003	0,006	0,005	0,017	0,016	0,017	0,017	0,017	0,017	0,018	0,018
Fe	0,125	0,115	0,120	0,131	0,269	0,272	0,253	0,260	0,317	0,263	0,265	0,346
Mn	0,570	0,570	0,535	0,581	0,332	0,332	0,318	0,312	0,310	0,317	0,306	0,318
Mg	0,042	0,064	0,055	0,060	0,063	0,063	0,051	0,060	0,095	0,062	0,061	0,102
Σ sítio X_p	3,424	3,350	3,482	3,365	3,411	3,383	3,358	3,406	3,459	3,396	3,391	3,478
Ca	8,466	8,502	8,132	8,341	8,289	8,234	8,362	8,303	8,226	8,292	8,301	8,242
Y	0,204	0,214	0,217	0,260	0,130	0,142	0,125	0,136	0,130	0,140	0,130	0,129
La	0,006	0,005	0,005	0,004	0,014	0,016	0,016	0,012	0,012	0,014	0,013	0,012
Ce	0,011	0,011	0,010	0,009	0,049	0,049	0,047	0,045	0,043	0,047	0,041	0,044
Pr	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,004	0,007	0,008	a.l.d.	0,005	0,007	0,007	0,006	a.l.d.
Nd	0,004	0,004	0,005	0,003	0,032	0,031	0,031	0,031	0,031	0,029	0,032	0,029
Sm	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,008	0,010	0,009	0,009	0,009	0,010	0,010	0,009
Gd	0,006	0,007	0,007	0,006	0,014	0,016	0,014	0,017	0,012	0,016	0,014	0,016
Er	0,014	0,015	0,014	0,017	0,009	0,009	0,010	0,009	0,007	0,010	0,009	0,009
Yb	0,019	0,030	0,026	0,033	0,009	0,009	0,007	0,009	0,010	0,010	0,009	0,008
Th	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
U	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,007	a.l.d.	0,002	a.l.d.	0,001	0,004	a.l.d.	a.l.d.	0,005
Pb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
K	0,012	0,028	0,006	0,103	a.l.d.	0,003	a.l.d.	0,003	0,036	a.l.d.	0,004	0,057
Na	3,986	3,870	3,841	3,861	4,006	4,012	4,025	4,009	4,070	4,022	4,053	3,999
Σ sítio Ca	12,728	12,685	12,262	12,649	12,566	12,542	12,647	12,589	12,596	12,597	12,623	12,560
Total Cátions	23,923	23,759	23,567	23,875	23,616	23,630	23,726	23,707	23,765	23,735	23,719	23,976
F	6,768	7,228	7,056	6,810	7,373	7,255	7,029	6,971	7,052	6,916	7,047	6,180
Cl	a.l.d.	a.l.d.	0,003	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,004	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Total Ânions	6,768	7,228	7,059	6,810	7,373	7,255	7,029	6,975	7,052	6,916	7,047	6,180

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Abreviações: a.l.d., abaixo do limite mínimo de detecção; n.a., não analisado.

TABELA 34 - Continuação.

Amostra	mtr04c	mtr04c	mtr04c	mtr04c	mtr04c	mtr04c	mtr04c	mtr04c	mtr04c	mtr04c
Análise	35	36	39	40	01n ^A	02b ^A	03n ^A	04b ^A	01n-bis ^A	16 ^A
SiO ₂	29,53	29,48	29,05	29,26	29,07	29,40	29,29	31,22	29,79	29,82
TiO ₂	0,53	0,49	0,59	0,57	0,58	0,56	0,55	0,45	0,54	0,63
ZrO ₂	17,44	17,75	17,47	17,39	17,25	17,04	16,32	17,27	17,04	16,62
HfO ₂	0,30	0,29	0,28	0,29	0,20	0,31	0,34	0,28	0,30	0,30
Nb ₂ O ₅	3,00	2,91	3,11	3,18	3,04	3,23	3,06	2,92	3,39	3,63
Ta ₂ O ₅	0,23	0,26	0,26	0,27	0,30	0,36	0,25	0,31	0,42	0,00
Al ₂ O ₃	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,05	0,06	0,04	1,37	0,05	0,03
Y ₂ O ₃	0,95	0,89	0,93	0,92	0,93	0,75	0,86	0,87	1,00	0,97
La ₂ O ₃	0,11	0,12	0,11	0,12	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ce ₂ O ₃	0,45	0,43	0,48	0,39	0,56	0,43	0,53	0,30	0,49	0,66
Pr ₂ O ₃	0,05	0,06	0,06	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd ₂ O ₃	0,30	0,32	0,34	0,30	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm ₂ O ₃	0,09	0,09	0,10	0,10	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Gd ₂ O ₃	0,17	0,15	0,16	0,17	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Er ₂ O ₃	0,12	0,10	0,10	0,11	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Yb ₂ O ₃	0,10	0,10	0,08	0,08	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
ThO ₂	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
UO ₂	a.l.d.	0,03	0,03	0,05	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
PbO	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
FeO	1,09	1,24	1,26	1,07	1,25	1,19	1,22	1,02	1,22	1,06
MnO	1,37	1,42	1,46	1,44	1,45	1,40	1,50	1,29	1,48	1,33
MgO	0,11	0,14	0,15	0,12	0,16	0,15	0,11	0,10	0,15	0,12
CaO	29,56	29,61	29,35	29,82	28,19	28,40	28,68	26,95	28,48	28,48
Na ₂ O	8,00	7,91	7,93	7,85	7,61	7,42	7,45	7,52	7,46	7,72
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,02	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	8,10	8,36	7,76	7,83	9,00	8,41	8,42	7,63	8,32	7,79
Cl	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
-O=Cl,F	3,41	3,52	3,27	3,30	3,79	3,54	3,54	3,21	3,50	3,28
Total	98,22	98,66	97,82	98,02	95,83	95,55	95,06	95,30	96,62	95,88
Fórmula estrutural calculada na base de 36 (O,F)										
Si	7,785	7,737	7,728	7,750	7,736	7,852	7,860	8,180	7,880	7,944
Σ sítio Si	7,785	7,737	7,728	7,750	7,736	7,852	7,860	8,180	7,880	7,944
Al	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,016	0,020	0,012	0,424	0,016	0,008
Ti	0,106	0,097	0,118	0,113	0,116	0,112	0,112	0,088	0,108	0,128
Zr	2,242	2,272	2,267	2,245	2,236	2,220	2,136	2,208	2,196	2,160
Hf	0,023	0,022	0,021	0,022	0,016	0,024	0,028	0,020	0,024	0,024
Nb	0,357	0,345	0,374	0,380	0,364	0,392	0,372	0,348	0,404	0,436
Ta	0,017	0,019	0,019	0,019	0,020	0,024	0,020	0,024	0,028	0,000
Fe	0,239	0,272	0,281	0,237	0,276	0,268	0,272	0,224	0,272	0,236
Mn	0,306	0,316	0,328	0,323	0,328	0,316	0,340	0,288	0,332	0,300
Mg	0,045	0,054	0,061	0,045	0,060	0,060	0,044	0,040	0,060	0,048
Σ sítio X_P	3,334	3,398	3,468	3,386	3,436	3,432	3,332	3,656	3,440	3,340
Ca	8,349	8,327	8,366	8,461	8,036	8,124	8,244	7,568	8,072	8,132
Y	0,133	0,124	0,132	0,130	0,132	0,104	0,124	0,120	0,140	0,136
La	0,011	0,012	0,011	0,011	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ce	0,044	0,042	0,047	0,037	0,104	0,080	0,100	0,056	0,088	0,124
Pr	0,005	0,005	0,006	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd	0,028	0,030	0,032	0,029	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm	0,008	0,008	0,009	0,009	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Gd	0,015	0,013	0,014	0,015	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Er	0,010	0,008	0,008	0,009	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Yb	0,009	0,009	0,007	0,007	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Th	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
U	a.l.d.	0,002	0,002	0,003	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Pb	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
K	0,003	0,004	0,003	0,005	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na	4,087	4,024	4,088	4,029	3,928	3,840	3,872	3,820	3,824	3,988
Σ sítio Ca	12,703	12,609	12,727	12,747	12,200	12,148	12,340	11,564	12,128	12,380
Total Cátions	23,822	23,743	23,923	23,883	23,368	23,436	23,532	23,400	23,448	23,668
F	6,751	6,940	6,529	6,558	7,568	7,104	7,140	6,324	6,956	6,564
Cl	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total Ânions	6,751	6,940	6,529	6,558	7,568	7,104	7,140	6,324	6,956	6,564

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Abreviações: a.l.d., abaixo do limite mínimo de detecção; n.a., não analisado, n: núcleo, b: borda. (A): correspondem às análises realizadas a 15kV e 20 nA de potencial de aceleração e corrente respectivamente. Para estas análises os L.M.D e 2σ listados não são válidos.

TABELA 35 - Composição química, em porcentagem de peso, de lâvenitas das rochas de diques de nefelina microssienitos agpaíticos da Ilha Monte de Trigo.

Amostra Análise	L.M.D.	Precisão (2σ)	mtr01h 1	mtr01h 2	mtr01h 4	mtr01h 5	mtr01h 7	mtr01a 12	mtr01a 13	mtr01a 13	mtr01a 14	mtr01a 15
SiO ₂	0,017	0,054	31,68	31,96	29,06	29,33	30,31	29,32	29,32	29,43	29,72	29,39
TiO ₂	0,022	0,035	1,20	0,78	1,34	1,22	1,26	3,49	3,74	3,82	3,73	3,61
ZrO ₂	0,029	0,144	23,81	23,49	25,50	25,73	25,74	26,49	26,89	26,62	26,36	27,08
HfO ₂	0,020	0,019	0,37	0,40	0,42	0,36	0,39	0,21	0,26	0,24	0,27	0,30
Nb ₂ O ₅	0,044	0,043	2,45	1,54	0,94	0,98	0,72	2,95	2,95	3,00	2,78	3,38
Ta ₂ O ₅	0,034	0,027	0,14	0,24	0,15	0,09	0,12	a.l.d.	0,05	0,09	0,05	0,08
Al ₂ O ₃	0,011	0,005	0,06	0,10	0,02	a.l.d.	0,05	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Y ₂ O ₃	0,022	0,026	0,68	1,06	1,03	0,96	1,09	0,41	0,39	0,41	0,42	0,38
La ₂ O ₃	0,014	0,011	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,13	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Ce ₂ O ₃	0,025	0,021	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,16	a.l.d.	a.l.d.	0,03	a.l.d.	a.l.d.
Pr ₂ O ₃	0,039	0,031	n.a.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Nd ₂ O ₃	0,012	0,017	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,04	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Sm ₂ O ₃	0,018	0,015	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Gd ₂ O ₃	0,034	0,028	a.l.d.	0,04	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Er ₂ O ₃	0,023	0,020	0,10	0,13	0,15	0,12	0,16	0,06	0,04	0,03	0,06	0,03
Yb ₂ O ₃	0,017	0,016	0,11	0,17	0,18	0,16	0,21	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03
ThO ₂	0,016	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
UO ₂	0,023	0,019	0,07	0,03	0,06	0,04	0,06	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
PbO	0,022	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
FeO	0,011	0,027	2,31	2,49	2,24	2,65	2,65	4,02	3,87	3,91	3,87	3,77
MnO	0,012	0,061	5,77	5,63	5,70	5,90	6,06	4,35	4,23	4,30	4,30	4,03
MgO	0,010	0,010	0,32	0,63	0,45	0,52	0,45	0,66	0,61	0,61	0,61	0,62
CaO	0,007	0,040	18,72	16,73	19,69	18,93	18,92	13,64	13,24	13,26	13,56	13,02
Na ₂ O	0,015	0,078	9,09	8,48	8,81	8,88	8,94	11,61	11,96	11,97	11,72	12,04
K ₂ O	0,007	0,007	0,22	0,20	0,16	0,08	0,13	0,01	0,02	0,03	0,08	a.l.d.
F	0,086	0,315	4,96	5,65	5,64	5,68	5,61	4,98	4,97	4,76	4,59	4,54
Cl	0,005	0,005	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,01	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
-O=Cl,F			2,09	2,38	2,37	2,39	2,36	2,10	2,09	2,00	1,93	1,91
Total		1,07	99,97	97,35*	99,16	99,24	100,82	100,12	100,48	100,52	100,20	100,38
Fórmula estrutural calculada na base de 36 (O,F)												
Si	0,005	0,014	8,362	8,566	7,837	7,892	8,024	7,801	7,776	7,808	7,900	7,822
Σ sítio Si			8,362	8,566	7,837	7,892	8,024	7,801	7,776	7,808	7,900	7,822
Al	0,003	0,002	0,020	0,031	0,005	a.l.d.	0,015	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Ti	0,004	0,007	0,238	0,157	0,271	0,247	0,250	0,697	0,747	0,762	0,746	0,723
Zr	0,004	0,019	3,065	3,070	3,354	3,376	3,322	3,437	3,478	3,444	3,416	3,514
Hf	0,002	0,001	0,028	0,031	0,032	0,028	0,029	0,016	0,020	0,018	0,020	0,022
Nb	0,005	0,005	0,293	0,186	0,114	0,119	0,086	0,354	0,354	0,360	0,334	0,406
Ta	0,002	0,002	0,010	0,017	0,011	0,006	0,009	a.l.d.	0,003	0,006	0,003	0,006
Σ sítio Y			3,653	3,492*	3,789	3,776	3,711	4,505	4,601	4,590	4,519	4,671
Fe	0,002	0,006	0,510	0,557	0,508	0,597	0,586	0,894	0,858	0,867	0,860	0,839
Mn	0,003	0,014	1,290	1,277	1,303	1,344	1,359	0,980	0,951	0,967	0,968	0,908
Mg	0,004	0,004	0,124	0,251	0,182	0,209	0,179	0,260	0,240	0,242	0,240	0,246
Y	0,003	0,004	0,096	0,151	0,148	0,137	0,153	0,058	0,055	0,057	0,059	0,054
La	0,001	0,001	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,013	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Ce	0,002	0,002	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,016	a.l.d.	a.l.d.	0,003	a.l.d.	a.l.d.
Pr	0,004	0,003	n.a.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Nd	0,001	0,002	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,004	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Sm	0,002	0,001	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Gd	0,003	0,002	a.l.d.	0,003	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Er	0,002	0,002	0,008	0,011	0,012	0,010	0,013	0,005	0,003	0,002	0,005	0,003
Yb	0,002	0,001	0,010	0,016	0,017	0,015	0,019	0,004	0,003	0,002	0,004	0,003
Th	0,001		a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
U	0,001	0,001	0,004	0,002	0,003	0,002	0,003	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Pb	0,002		n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ca	0,002	0,011	1,957	1,730	1,829	1,685	1,655	1,799	1,890	1,858	1,865	1,948
Σ sítio X			4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Ca	0,002	0,011	3,336	3,073	3,862	3,771	3,711	2,089	1,873	1,910	1,997	1,765
K	0,002	0,002	0,073	0,067	0,054	0,027	0,043	0,003	0,008	0,009	0,026	a.l.d.
Na	0,008	0,040	4,650	4,407	4,608	4,631	4,590	5,988	6,151	6,154	6,039	6,210
Σ sítio W			8,059	7,547*	8,524	8,429	8,345	8,080	8,032	8,074	8,062	7,975
Total Cátions			24,074	23,605*	24,149	24,097	24,080	24,385	24,409	24,472	24,481	24,468
F	0,073	0,266	4,139	4,789	4,807	4,834	4,699	4,188	4,166	3,992	3,860	3,817
Cl	0,002	0,002	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,003	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Total Ânions			4,139	4,789	4,807	4,834	4,699	4,188	4,169	3,992	3,860	3,817

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Abreviações: a.l.d., abaixo do limite mínimo de detecção; n.a., não analisado. (*): valores analíticos considerados "anômalos".

TABELA 35 - Continuação.

Amostra Análise	mtr01a 16	mtr01a 17	mtr01a xx	mtr01a 38	mtr01a xxx
SiO ₂	29,25	29,06	29,12	28,94	28,56
TiO ₂	3,88	3,93	3,83	3,19	2,57
ZrO ₂	26,03	26,12	26,44	27,28	27,43
HfO ₂	0,27	0,25	0,28	0,25	0,32
Nb ₂ O ₅	2,73	3,19	3,47	2,90	3,64
Ta ₂ O ₅	0,08	0,05	0,13	0,09	0,10
Al ₂ O ₃	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Y ₂ O ₃	0,42	0,40	0,35	0,38	0,28
La ₂ O ₃	0,02	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Ce ₂ O ₃	a.l.d.	0,04	a.l.d.	0,03	0,05
Pr ₂ O ₃	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Nd ₂ O ₃	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Sm ₂ O ₃	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Gd ₂ O ₃	a.l.d.	0,06	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Er ₂ O ₃	0,05	0,05	0,06	0,05	0,04
Yb ₂ O ₃	0,02	a.l.d.	0,02	0,03	0,03
ThO ₂	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
UO ₂	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
PbO	n.a.	n.a.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
FeO	4,31	3,92	3,68	3,87	3,81
MnO	4,37	3,90	4,05	4,23	4,09
MgO	0,65	0,58	0,63	0,64	0,62
CaO	13,14	13,33	13,19	13,31	13,77
Na ₂ O	11,85	11,93	10,78	10,46	10,40
K ₂ O	0,02	0,01	a.l.d.	0,01	0,01
F	4,79	4,65	4,71	4,67	4,67
Cl	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
-O=Cl,F	2,02	1,96	1,98	1,97	1,97
Total	99,87	99,48	98,73	98,36	98,44
Fórmula estrutural calculada na base de 36 (O,F)					
Si	7,809	7,790	7,839	7,853	7,778
Σ sítio Si	7,809	7,790	7,839	7,853	7,778
Al	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Ti	0,779	0,792	0,775	0,650	0,527
Zr	3,389	3,413	3,471	3,609	3,642
Hf	0,020	0,019	0,021	0,020	0,025
Nb	0,330	0,386	0,422	0,356	0,447
Ta	0,006	0,003	0,010	0,007	0,008
Σ sítio Y	4,524	4,613	4,699	4,642	4,649
Fe	0,963	0,878	0,829	0,878	0,868
Mn	0,987	0,884	0,923	0,971	0,943
Mg	0,260	0,232	0,252	0,258	0,252
Y	0,059	0,056	0,050	0,054	0,041
La	0,001	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Ce	a.l.d.	0,004	a.l.d.	0,003	0,005
Pr	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Nd	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Sm	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Gd	a.l.d.	0,005	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Er	0,004	0,004	0,005	0,004	0,004
Yb	0,002	a.l.d.	0,002	0,003	0,002
Th	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
U	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Pb	n.a.	n.a.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Ca	1,722	1,936	1,940	1,829	1,885
Σ sítio X	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Ca	2,037	1,890	1,865	2,041	2,133
K	0,008	0,005	a.l.d.	0,003	0,003
Na	6,136	6,200	5,625	5,502	5,492
Σ sítio W	8,181	8,095	7,490	7,545	7,629
Total Cátions	24,514	24,498	24,028	24,040	24,056
F	4,048	3,942	4,006	4,010	4,023
Cl	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Total Ânions	4,048	3,942	4,006	4,010	4,023

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Abreviações: a.l.d., abaixo do limite mínimo de detecção; n.a., não analisado. Valores analíticos considerados "anômalos" destacados em vermelho.

TABELA 36 - Composição química, em porcentagem de peso, de wöhleritas das rochas de diques de nefelina microssienitos agpaiticos da Ilha Monte de Trigo.

Amostra Análise	L.M.D.	Precisão (2σ)	mt01h 6	mt01h 8	mt01h 9	mt01h 10	mt06c 18	mt06c 24	mt01b 26	mt04c 30	mt04c 30-bis	mt04c 37
SiO ₂	0,017	0,072	30,41	29,69	30,93	29,27	29,77	27,95	29,15	29,25	29,47	29,48
TiO ₂	0,022	0,028	1,70	1,64	1,70	1,35	1,37	1,10	1,72	0,95	0,98	1,04
ZrO ₂	0,029	0,108	16,38	16,15	15,91	19,06	14,65	19,58	15,42	15,18	15,16	14,85
HfO ₂	0,020	0,019	0,35	0,38	0,36	0,32	0,33	0,28	0,42	0,28	0,29	0,27
Nb ₂ O ₅	0,044	0,078	9,72	9,89	9,63	7,67	10,01	9,29	11,76	10,64	10,40	8,63
Ta ₂ O ₅	0,034	0,030	0,42	0,44	0,36	0,42	0,19	0,16	0,95	0,47	0,52	0,48
Al ₂ O ₃	0,011	0,005	0,02	a.l.d.	0,05	a.l.d.	0,03	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Y ₂ O ₃	0,022	0,023	0,65	0,43	0,47	0,60	0,57	0,72	0,44	0,32	0,32	0,49
La ₂ O ₃	0,014	0,012	0,03	0,05	0,03	a.l.d.	0,05	0,04	0,10	0,08	0,08	0,08
Ce ₂ O ₃	0,025	0,023	0,09	0,12	0,04	a.l.d.	0,08	0,04	0,28	0,27	0,29	0,33
Pr ₂ O ₃	0,039	0,031	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,06	0,09
Nd ₂ O ₃	0,021	0,018	a.l.d.	0,04	a.l.d.	a.l.d.	0,05	0,03	0,13	0,15	0,19	0,18
Sm ₂ O ₃	0,018	0,015	a.l.d.	0,03	a.l.d.	a.l.d.	0,02	a.l.d.	0,04	0,05	0,05	0,07
Gd ₂ O ₃	0,034	0,029	0,04	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,04	0,07	0,09	0,04	0,10
Er ₂ O ₃	0,023	0,020	0,11	0,05	0,04	0,08	0,07	0,11	0,06	0,05	0,06	0,08
Yb ₂ O ₃	0,017	0,015	0,10	0,06	0,05	0,06	0,09	0,17	0,06	0,05	0,04	0,07
ThO ₂	0,016	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
UO ₂	0,023	0,019	a.l.d.	0,06	0,20	a.l.d.	0,06	a.l.d.	0,03	a.l.d.	a.l.d.	0,03
PbO	0,022	0,020	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
FeO	0,011	0,014	0,76	0,61	0,46	1,09	0,78	0,61	0,52	1,36	1,40	1,60
MnO	0,012	0,031	2,11	2,39	2,19	3,78	2,57	2,96	1,80	1,68	1,72	1,82
MgO	0,010	0,008	0,36	0,38	0,27	0,26	0,67	0,56	0,03	0,58	0,58	0,70
CaO	0,007	0,058	26,56	27,01	26,57	23,95	28,03	26,22	26,06	26,70	26,93	27,13
Na ₂ O	0,015	0,069	8,52	8,20	8,28	8,58	8,06	7,69	8,04	7,83	7,83	7,79
K ₂ O	0,007	0,006	0,08	0,15	0,49	0,07	0,23	0,04	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,01
F	0,086	0,332	4,43	4,98	4,56	4,57	6,20	5,16	4,34	5,28	5,14	6,08
Cl	0,005	0,004	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,01	a.l.d.
-O=Cl,F			1,87	2,10	1,92	1,92	2,61	2,17	1,83	2,22	2,17	2,56
Total		1,09	100,94	100,66	100,66	99,20	101,27	100,56	99,57	99,02	99,38	98,82
Fórmula estrutural calculada na base de 36 (O,F)												
Si	0,004	0,019	7,918	7,757	8,038	7,831	7,663	7,411	7,750	7,751	7,789	7,786
Σ sítio Si			7,918	7,757	8,038	7,831	7,663	7,411	7,750	7,751	7,789	7,786
Al	0,003	0,002	0,005	a.l.d.	0,017	a.l.d.	0,008	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Ti	0,004	0,006	0,332	0,323	0,331	0,271	0,266	0,219	0,344	0,190	0,195	0,206
Nb	0,005	0,009	1,144	1,168	1,131	0,928	1,165	1,113	1,413	1,275	1,242	1,030
Ta	0,002	0,002	0,030	0,031	0,025	0,031	0,013	0,011	0,068	0,034	0,037	0,034
Σ sítio X_{P1}			1,511	1,522	1,504	1,230	1,452	1,343	1,825	1,499	1,474	1,270
Zr	0,004	0,014	2,080	2,057	2,016	2,486	1,839	2,531	1,998	1,962	1,953	1,912
Hf	0,002	0,001	0,026	0,028	0,026	0,024	0,024	0,021	0,032	0,021	0,022	0,021
Σ sítio X_{P2}			2,105	2,085	2,043	2,510	1,863	2,553	2,030	1,983	1,975	1,933
Fe	0,002	0,003	0,166	0,132	0,100	0,244	0,167	0,134	0,116	0,301	0,308	0,353
Mn	0,003	0,007	0,464	0,529	0,481	0,856	0,561	0,665	0,406	0,376	0,384	0,408
Mg	0,004	0,003	0,138	0,146	0,103	0,102	0,257	0,220	0,011	0,230	0,229	0,274
Ca	0,002	0,016	7,408	7,580	7,397	6,865	7,730	7,448	7,422	7,580	7,623	7,675
Y	0,003	0,003	0,090	0,060	0,065	0,086	0,078	0,102	0,062	0,045	0,045	0,069
La	0,001	0,001	0,003	0,005	0,002	a.l.d.	0,005	0,004	0,010	0,008	0,008	0,008
Ce	0,002	0,002	0,009	0,011	0,004	a.l.d.	0,007	0,004	0,027	0,026	0,028	0,032
Pr	0,004	0,003	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,006	0,008
Nd	0,002	0,002	a.l.d.	0,004	a.l.d.	a.l.d.	0,005	0,003	0,012	0,014	0,016	0,017
Sm	0,002	0,001	a.l.d.	0,002	a.l.d.	a.l.d.	0,002	a.l.d.	0,003	0,004	0,004	0,007
Gd	0,003	0,003	0,004	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,003	0,006	0,007	0,003	0,009
Er	0,002	0,002	0,009	0,004	0,003	0,007	0,006	0,009	0,005	0,004	0,005	0,007
Yb	0,002	0,001	0,009	0,006	0,004	0,006	0,008	0,016	0,005	0,004	0,004	0,006
Th	0,001	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
U	0,001	0,001	a.l.d.	0,003	0,012	a.l.d.	0,003	a.l.d.	0,002	a.l.d.	a.l.d.	0,002
Pb	0,002	0,001	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Σ sítio X_{G1}			8,299	8,464	8,170	8,164	8,829	8,606	8,087	8,601	8,667	8,874
K	0,002	0,002	0,026	0,051	0,163	0,024	0,075	0,014	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,003
Na	0,007	0,035	4,301	4,155	4,170	4,449	4,023	3,953	4,144	4,023	4,013	3,991
Σ sítio X_{G2}			4,326	4,206	4,333	4,473	4,098	3,967	4,144	4,023	4,013	3,994
Total Cátions		0,141	24,160	24,034	24,088	24,207	23,905	23,881	23,835	23,857	23,918	23,856
F	0,072	0,277	3,648	4,111	3,746	3,861	5,044	4,327	3,649	4,421	4,296	5,074
Cl	0,002	0,002	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,003	a.l.d.
Total Ânions			3,648	4,111	3,746	3,861	5,044	4,327	3,649	4,421	4,299	5,074

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Abreviações: a.l.d., abaixo do limite mínimo de detecção; n.a., não analisado.

TABELA 36 - Continuação.

Amostra Análise	mtr01b 41	mtr01b 42	mtr01b 43	mtr01b 44	mtr01b 45	mtr04c 05n ^a	mtr04c 06b ^a	mtr01b 07 ^a	mtr01b 08 ^a	mtr01b 09n ^a	mtr01b 10b ^a	mtr01b 11 ^a
SiO ₂	28,91	29,62	29,12	29,05	28,97	28,85	28,95	29,09	29,25	29,28	29,03	29,40
TiO ₂	1,37	1,24	1,64	1,37	1,73	1,10	0,92	1,77	1,65	1,21	1,35	1,65
ZrO ₂	15,23	15,10	15,42	15,08	15,20	14,77	14,52	15,60	15,16	14,93	14,53	15,03
HfO ₂	0,33	0,37	0,40	0,33	0,40	0,22	0,32	0,52	0,38	0,42	0,27	0,48
Nb ₂ O ₅	13,55	13,58	12,50	13,47	12,26	10,21	10,18	11,00	12,35	14,16	14,19	12,19
Ta ₂ O ₅	0,53	0,72	0,74	0,76	0,87	0,39	0,48	0,88	0,70	0,79	0,07	0,91
Al ₂ O ₃	a.i.d.	0,03	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	0,29	0,09	0,03	0,03	0,00	0,01	0,03
Y ₂ O ₃	0,25	0,28	0,30	0,31	0,32	0,41	0,26	0,42	0,32	0,30	0,31	0,42
La ₂ O ₃	0,10	0,08	0,10	0,09	0,08	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ce ₂ O ₃	0,33	0,24	0,25	0,28	0,25	0,36	0,30	0,40	0,24	0,42	0,31	0,21
Pr ₂ O ₃	a.i.d.	a.i.d.	0,04	a.i.d.	0,04	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd ₂ O ₃	0,12	0,14	0,13	0,13	0,14	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm ₂ O ₃	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Gd ₂ O ₃	a.i.d.	0,04	0,07	0,06	0,05	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Er ₂ O ₃	a.i.d.	0,06	0,06	0,04	0,05	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Yb ₂ O ₃	0,03	0,04	0,03	0,04	0,06	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
ThO ₂	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
UO ₂	a.i.d.	0,04	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
PbO	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
FeO	0,42	0,44	0,48	0,46	0,52	1,33	1,48	0,45	0,52	0,41	0,48	0,45
MnO	1,59	1,61	1,69	1,64	1,71	1,66	1,70	1,89	1,90	1,60	1,73	1,62
MgO	0,02	a.i.d.	0,02	0,01	0,01	0,58	0,55	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01
CaO	25,79	25,51	25,87	25,80	26,19	25,11	25,78	24,68	24,88	25,14	25,53	25,00
Na ₂ O	8,05	8,19	8,04	8,36	8,14	7,32	7,57	7,80	7,52	7,80	7,78	7,83
K ₂ O	0,01	0,08	a.i.d.	0,01	0,01	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	3,72	3,69	4,00	3,69	3,91	5,71	5,36	3,94	4,06	2,87	3,22	3,79
Cl	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
-O=Cl,F	1,57	1,55	1,68	1,55	1,65	2,41	2,26	1,66	1,71	1,21	1,36	1,60
Total	98,77	99,57	99,26	99,46	99,30	95,90	96,18	96,81	97,28	98,12	97,46	97,41
Fórmula estrutural calculada na base de 36 (O,F)												
Si	7,758	7,876	7,770	7,760	7,742	7,801	7,843	7,922	7,898	7,931	7,870	7,944
Σ sítio Si	7,758	7,876	7,770	7,760	7,742	7,801	7,843	7,922	7,898	7,931	7,870	7,944
Al	a.i.d.	0,010	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	0,092	0,027	0,008	0,011	0,000	0,004	0,010
Ti	0,276	0,247	0,329	0,275	0,348	0,225	0,188	0,362	0,336	0,246	0,275	0,336
Nb	1,643	1,633	1,508	1,626	1,481	1,248	1,247	1,354	1,508	1,733	1,739	1,488
Ta	0,039	0,052	0,053	0,055	0,063	0,029	0,035	0,065	0,052	0,058	0,005	0,067
Σ sítio X_{P1}	1,958	1,942	1,891	1,957	1,892	1,594	1,497	1,789	1,907	2,037	2,023	1,901
Zr	1,993	1,958	2,006	1,965	1,981	1,947	1,918	2,071	1,996	1,971	1,921	1,980
Hf	0,025	0,028	0,030	0,025	0,030	0,017	0,025	0,040	0,029	0,032	0,021	0,037
Σ sítio X_{P2}	2,019	1,986	2,036	1,990	2,011	1,964	1,942	2,111	2,025	2,004	1,942	2,018
Fe	0,094	0,097	0,106	0,102	0,116	0,302	0,331	0,102	0,117	0,093	0,108	0,101
Mn	0,360	0,362	0,382	0,372	0,387	0,380	0,391	0,436	0,435	0,367	0,397	0,371
Mg	0,006	a.i.d.	0,008	0,005	0,005	0,233	0,220	0,009	0,010	0,000	0,001	0,002
Ca	7,415	7,267	7,394	7,383	7,497	7,274	7,482	7,199	7,197	7,296	7,415	7,236
Y	0,035	0,040	0,043	0,043	0,046	0,059	0,038	0,061	0,046	0,044	0,045	0,061
La	0,009	0,008	0,010	0,009	0,008	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ce	0,032	0,023	0,024	0,027	0,024	0,036	0,029	0,040	0,024	0,041	0,030	0,021
Pr	a.i.d.	a.i.d.	0,004	a.i.d.	0,004	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd	0,011	0,013	0,013	0,012	0,013	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Gd	a.i.d.	0,004	0,006	0,005	0,005	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Er	a.i.d.	0,005	0,005	0,004	0,004	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Yb	0,003	0,003	0,003	0,004	0,006	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Th	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
U	a.i.d.	0,002	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Pb	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Σ sítio X_{G1}	7,969	7,828	8,003	7,969	8,118	8,284	8,491	7,847	7,829	7,841	7,996	7,792
K	0,003	0,028	a.i.d.	0,005	0,005	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na	4,187	4,220	4,157	4,327	4,215	3,835	3,975	4,115	3,938	4,098	4,086	4,100
Σ sítio X_{G2}	4,190	4,248	4,157	4,332	4,219	3,835	3,975	4,115	3,938	4,098	4,086	4,100
Total Cátions	23,894	23,880	23,857	24,007	23,983	23,477	23,748	23,785	23,596	23,910	23,919	23,755
F	3,158	3,101	3,374	3,117	3,307	4,884	4,591	3,389	3,468	2,459	2,762	3,238
Cl	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	a.i.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total Ânions	3,158	3,101	3,374	3,117	3,307	4,884	4,591	3,389	3,468	2,459	2,762	3,238

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Abreviações: a.i.d., abaixo do limite mínimo de detecção; n.a., não analisado. (^a): correspondem às análises realizadas a 15kV e 20 nA de potencial de aceleração e corrente respectivamente. Para estas análises os L.M.D e 2σ listados não são válidos. n: núcleo, b: borda.

TABELA 36 - Continuação.

Amostra Análise	mt01b 12 ^A	mt01b 13 ^A	mt01b 14 ^A	mt04c 15 ^A
SiO ₂	29,49	29,56	29,62	29,75
TiO ₂	1,43	1,34	1,31	0,86
ZrO ₂	14,85	14,98	14,76	14,89
HfO ₂	0,30	0,26	0,37	0,35
Nb ₂ O ₅	13,44	14,19	13,44	10,44
Ta ₂ O ₅	0,59	0,26	0,65	0,59
Al ₂ O ₃	0,01	0,02	0,01	0,54
Y ₂ O ₃	0,31	0,31	0,28	0,43
La ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ce ₂ O ₃	0,11	0,18	0,33	0,23
Pr ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Gd ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Er ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Yb ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
ThO ₂	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
UO ₂	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
PbO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
FeO	0,54	0,33	0,44	1,43
MnO	1,64	1,66	1,71	1,58
MgO	0,00	0,01	0,00	0,57
CaO	25,21	25,52	24,84	25,12
Na ₂ O	7,75	7,72	7,76	7,09
K ₂ O	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	3,27	3,45	3,47	5,07
Cl	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
-O=Cl,F	1,38	1,45	1,46	2,14
Total	97,57	98,33	97,51	96,80
Fórmula estrutural calculada na base de 36 (O,F)				
Si	7,969	7,915	8,000	7,972
Σ sítio Si	7,969	7,915	8,000	7,972
Al	0,002	0,008	0,004	0,172
Ti	0,291	0,269	0,266	0,174
Nb	1,641	1,718	1,640	1,265
Ta	0,043	0,019	0,047	0,043
Σ sítio X_{P1}	1,977	2,014	1,957	1,654
Zr	1,957	1,955	1,944	1,946
Hf	0,023	0,020	0,028	0,027
Σ sítio X_{P2}	1,980	1,975	1,972	1,972
Fe	0,122	0,073	0,098	0,320
Mn	0,375	0,376	0,391	0,359
Mg	0,000	0,005	0,000	0,227
Ca	7,298	7,319	7,187	7,213
Y	0,044	0,044	0,040	0,061
La	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ce	0,011	0,017	0,033	0,022
Pr	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Gd	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Er	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Yb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Th	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
U	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Pb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Σ sítio X_{G1}	7,839	7,817	7,716	8,180
K	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na	4,061	4,009	4,065	3,684
Σ sítio X_{G2}	4,061	4,009	4,065	3,684
Total Cátions	23,839	23,747	23,742	23,485
F	2,791	2,919	2,966	4,298
Cl	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total Ânions	2,791	2,919	2,966	4,298

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Abreviações: a.l.d., abaixo do limite mínimo de detecção; n.a., não analisado. (^A): correspondem às análises realizadas a 15kV e 20 nA de potencial de aceleração e corrente respectivamente. Para estas análises os L.M.D e 2σ listados não são válidos. n: núcleo, b: borda.

ANEXO II

TABELAS DE ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHA TOTAL

TABELA 37 - Composição química (óxidos, % em peso; traços, ppm) do corpo máfico/ultramáfico cumulático, do nefelina monzossienito e dos diques de microteralito e microessexito associados da Suíte Alcalina da Ilha Monte de Trigo.

Amostra Litologia ⁽¹⁾	MTR21b GB	MTR21a GB	MTR02b GBNF	MTR05j GBNF	MTR19a GBNF	MTR42a GBNF	MTR04d TER	MTR01d TER	MTR73a TER	MTR70b TER	MTR97a XEN	MTR04b CPX
SiO ₂	45,14	44,39	44,22	43,84	39,46	41,87	42,91	40,45	39,56	44,33	41,88	38,76
TiO ₂	1,405	1,108	1,970	2,649	3,817	3,026	2,724	2,913	4,204	2,777	2,598	4,569
Al ₂ O ₃	10,50	17,79	12,73	20,88	13,79	9,81	16,15	10,90	13,05	14,06	10,21	9,36
Fe ₂ O _{3T}	11,17	8,28	11,24	8,87	15,80	14,34	11,64	14,62	15,40	12,11	12,86	17,38
MnO	0,177	0,121	0,169	0,111	0,241	0,222	0,192	0,189	0,236	0,194	0,184	0,187
MgO	15,54	10,02	11,47	6,78	8,86	12,81	6,78	12,79	6,29	7,48	14,38	10,18
CaO	14,53	14,09	14,23	13,84	12,73	14,78	9,97	15,17	12,70	9,71	12,26	16,60
Na ₂ O	1,32	1,80	1,52	2,19	2,11	1,47	3,45	0,91	2,64	4,25	2,45	1,07
K ₂ O	0,57	0,50	0,80	0,37	1,34	1,03	4,55	0,47	2,38	2,81	1,59	0,84
P ₂ O ₅	0,136	0,207	0,210	0,092	1,735	0,850	0,851	0,190	2,305	1,119	0,806	0,235
P.F. ⁽²⁾	0,44	0,74	0,56	0,55	0,21	0,20	0,83	0,60	0,75	0,72	0,69	0,44
Total	100,93	99,05	99,12	100,17	100,09	100,41	100,05	99,20	99,52	99,56	99,91	99,62
mg# ⁽³⁾	73,38	70,57	66,91	60,23	52,63	63,90	53,58	63,42	44,73	55,03	68,90	53,72
A.I. ⁽⁴⁾	0,27	0,20	0,26	0,19	0,36	0,36	0,66	0,18	0,53	0,71	0,56	0,29
D.I. ⁽⁵⁾	12,31	16,06	16,11	18,29	21,87	14,32	41,01	7,5	29,89	41,99	21,63	8,95
ne ⁽⁶⁾	2,65	2,98	2,18	3,09	4,89	5,09	16,03	3,79	8,6	13,63	10,55	4,99
of ⁽⁶⁾	16,19	11,39	10,28	6,17	9,01	10,46	5,05	10,99	3,01	6,1	15,25	3,41
Elementos Traços e Razões Isotópicas												
V	217	133	303	278	338	304	231	480	367	201	228	608
Cr	592	190	496	154	159	570	148	561	40	204	552	227
Co	64	51	51	41	48	51	32	67	48	33	56	54
Ni	294	291	190	126	159	194	88	231	47	128	339	385
Sc	38	30	33	26	22	30	20	34	21	19	27	41
Zn	72	48	73	59	123	95	89	78	126	122	105	98
Sr	637	1336	941	1694	1594	801	1089	669	1264	1329	921	429
Ga	14	18	17	24	19	17	19	18	22	22	17	23
Rb	17,5	11,8	20,1	9	32,2	29,1	176	11,4	63,1	74,0	32,6	19,5
Y	14,6	11,2	16,1	10	30,3	27,2	25	17,9	34,7	30,1	23,4	23,2
Zr	102	76,6	119	50	174	185	219	138	280	387	226	220
Nb	18,2	12,6	17,1	13	48,8	40,7	70	13,0	70,5	85,4	47,1	25,3
Cs	0,47	0,20	0,25	0,50	0,40	0,40	0,20	1,11	1,32	0,56	0,39	0,39
Ba	173	231	284	266	574	497	1164	169	466	1000	622	221
La	14,5	15,1	17,8	18	64,5	48,7	58	16,5	91,9	84,2	45,6	23,2
Ce	32,5	32,3	40,5	32	140	107	106	39,8	184	166	105	53,4
Pr	4,26	4,10	5,56		17,2	13,3		6,14	22,4	19,2	12,6	8,51
Nd	18,8	17,3	24,4		69,0	55,7		28,4	87,3	73,5	51,2	38,4
Sm	4,43	3,69	5,46		12,5	11,1		6,54	15,5	13,4	9,90	8,63
Eu	1,47	1,43	1,90		3,69	3,40		2,04	4,26	4,18	3,13	2,53
Gd	4,27	3,34	4,97		10,5	9,85		6,13	12,4	11,3	8,56	7,74
Tb	0,60	0,45	0,67		1,33	1,31		0,83	1,64	1,47	1,11	1,03
Dy	3,21	2,45	3,56		6,85	6,64		4,31	8,38	7,40	5,64	5,27
Ho	0,59	0,44	0,64		1,19	1,16		0,77	1,44	1,27	0,97	0,93
Er	1,45	1,08	1,56		3,00	2,91		1,86	3,65	3,28	2,41	2,24
Tm	0,19	0,14	0,19		0,35	0,33		0,23	0,43	0,38	0,28	0,27
Yb	1,06	0,74	1,08		1,92	1,90		1,30	2,44	2,19	1,60	1,53
Lu	0,15	0,11	0,16		0,28	0,29		0,19	0,35	0,33	0,23	0,22
Hf	2,90	1,94	3,23		3,89	4,91		4,20	6,34	7,60	5,37	6,26
Ta	1,50	1,07	1,60		4,04	3,95		1,51	5,84	5,83	6,75	2,30
Pb	2,48	2,51	1,73		4,71	3,14		1,60	5,09	9,30	4,64	5,38
Th	1,76	1,22	1,85		2,90	2,14		0,95	5,50	9,77	4,66	2,07
U	1,00	0,77	1,05		1,97	1,51		0,85	3,12	2,92	1,27	1,21
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _m	0,70421					0,70436						
¹⁴⁷ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _m	0,512661					0,512671						
Sr _f (86,5Ma)	0,70411					0,70424						
Nd _f (86,5Ma)	0,512575					0,512602						
εNd	1,05					1,49						
T _{DM} ⁽⁷⁾	830					622						
La _N /Yb _N	13,87		11,21		22,83	17,39		8,61	25,54	26,09	19,33	10,31
Eu/Eu*	1,244		1,109		0,982	0,993		0,984	0,936	1,036	1,038	0,944

(1): Abreviações: MS, nefelina monzossienito; TER, (olivina) teralito; GBNF, (olivina) gabro com nefelina; GB, (olivina) gabro; XEN, xenólito de teralito no álcali feldspato sienito com nefelina; CPX, clinopiroxenito; OCPX, olivina clinopiroxenito, MT, dique de microteralito ou microessexito.

(2): Perda ao fogo.

(3): MgO/(MgO+FeO_T), em proporção molar.

(4): (Na₂O+K₂O)/Al₂O₃, em proporção molar.

(5): Qz + Or + Ab + Ne + Lc + Ks, segundo a norma CIPW calculada na razão FeO/(FeO+Fe₂O₃)=0,5.

(6): Minerais normativos CIPW calculada na razão FeO/(FeO+Fe₂O₃)=0,5.

(7): Idade modelo segundo De Paolo (1988), calculado em relação ao manto empobrecido.

TABELA 37 - Continuação.

Amostra Litologia ⁽¹⁾	MTR07a CPX	MTR08c OCPX	MTR41b OCPX	MTR20d DMT	MTR05f DMT	MTR06a DMT	MTR02e DMT	MTR04h DMT	MTR70c MS	MTR70d MS	MTR96b MS	MTR70a DMS
SiO ₂	40,76	41,52	40,04	53,63	42,68	45,55	48,27	49,49	50,73	51,13	51,37	53,96
TiO ₂	3,244	2,711	2,940	2,039	2,588	2,234	1,668	1,170	1,219	1,135	1,031	0,324
Al ₂ O ₃	8,51	8,69	9,73	16,26	12,33	19,08	21,56	24,06	19,89	19,74	19,83	20,73
Fe ₂ O _{3T}	13,32	12,71	13,50	9,00	12,73	9,18	6,89	5,65	7,25	7,13	6,65	5,86
MnO	0,195	0,209	0,218	0,139	0,206	0,174	0,111	0,084	0,150	0,153	0,147	0,109
MgO	13,67	14,30	14,19	2,58	10,31	3,23	2,21	1,31	1,97	1,79	1,61	0,39
CaO	17,87	16,57	16,55	5,71	12,96	7,26	4,95	3,68	4,29	4,02	3,77	1,50
Na ₂ O	0,66	0,94	1,66	4,84	2,29	5,16	6,02	7,06	6,87	6,91	6,88	7,87
K ₂ O	0,36	0,63	1,05	3,34	1,67	4,96	6,20	6,69	4,82	4,84	5,03	6,29
P ₂ O ₅	0,181	0,432	0,641	0,799	0,890	1,103	0,628	0,333	0,642	0,594	0,520	0,122
P.F. ⁽²⁾	0,35	0,61	0,32	0,79	0,32	1,01	0,79	0,71	1,74	2,70	2,44	1,63
Total	99,12	99,32	100,84	99,13	98,97	98,94	99,30	100,24	99,57	100,14	99,28	98,79
mg# ⁽³⁾	67,03	69,03	67,56	36,22	61,61	41,08	38,86	31,48	35,00	33,22	32,42	11,65
A.I. ⁽⁴⁾	0,17	0,26	0,40	0,71	0,45	0,73	0,77	0,78	0,83	0,84	0,85	0,95
D.I. ⁽⁵⁾	4,78	7,37	12,49	62,72	23,6	57,23	68,29	74,4	72,49	73,87	75,32	87,37
ne ⁽⁶⁾	3,08	4,39	7,62	0	7,39	20,93	24,82	30,35	19,36	18,7	18,7	23,43
ol ⁽⁶⁾	9,61	10,81	14,16	0	8,81	1,97	2,11	1,88	2,33	2,18	1,99	0,99
Elementos Traços e Razões Isotópicas												
V	454	328	314	107	263	128	61	22	55	52	46	10
Cr	582	679	580	<2	402	<2	13	3	12	13	11	<2
Co	55	59	54	11	48	21	11	6	8	10	8	<3
Ni	239	265	230	4	203	10	15	5	16	15	13	2
Sc	47	41	37	13	34	12	7	6	6	6	8	<4
Zn	79	88	80	64	93	87	65	50	99	112	106	90
Sr	314	570	581	857	969	2257	1281	2185	1469	1344	1365	342
Ga	17	15	17	25	19	21	23	24	24	25	25	29
Rb	12	18,3	33,1	59	47	155	183	118	128	142	140	155
Y	26	28,0	27,2	40	29	32,2	20,6	12,0	23,2	24,0	19	10,1
Zr	187	211	209	349	234	300	227	138	420	536	467	439
Nb	18	20,7	30,3	65	53	143	113	71,5	94,4	95,6	79	54,6
Cs		0,29	0,43			2,47	2,08	1,38	1,72	2,17		1,68
Ba	111	227	291	1076	567	2198	2208	2949	1347	1317	1135	129
La	25	31,8	35,1	82	51	109	75,1	44,4	80,9	87,6	81	49,6
Ce	50	70,0	83,7	131	99	216	137	87,2	142	150	125	82,8
Pr		10,1	10,7			24,0	14,3	9,05	14,9	14,9		7,15
Nd		44,2	46,1			85,5	48,7	31,4	50,3	49,3		20,9
Sm		9,47	9,79			13,9	7,71	4,97	8,05	7,80		2,87
Eu		2,88	2,92			4,31	2,54	2,45	2,55	2,41		0,99
Gd		8,07	8,46			11,8	6,61	4,24	6,13	5,92		2,24
Tb		1,11	1,13			1,52	0,87	0,55	0,88	0,75		0,25
Dy		5,77	5,79			7,93	4,61	2,87	4,39	4,34		1,74
Ho		1,02	1,03			1,42	0,84	0,51	0,78	0,80		0,32
Er		2,46	2,50			3,84	2,32	1,40	2,08	2,17		0,97
Tm		0,28	0,28			0,46	0,29	0,17	0,26	0,28		0,12
Yb		1,60	1,64			2,72	1,77	1,02	1,70	1,87		1,02
Lu		0,23	0,24			0,42	0,27	0,16	0,24	0,26		0,14
Hf		5,33	5,29			5,81	3,96	2,61	7,03	8,29		6,33
Ta		2,27	3,17			12,2	9,38	5,51	5,28	5,73		3,87
Pb		1,27	2,07			7,51	6,41	7,57	12,1	17,1		17,2
Th		1,41	2,01			6,42	6,43	3,52	12,1	19,2		13,6
U		1,12	1,59			3,98	5,42	1,91	2,85	4,23		4,76
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _m		0,70385							0,70497			
¹⁴⁷ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _m		0,512683							0,512589			
Sr _i (86,5Ma)		0,70374							0,70466			
Nd _i (86,5Ma)		0,512609							0,512534			
εNd		1,62							0,15			
T _{DM} ⁽⁷⁾		668							606			
La _N /Yb _N		13,44	14,51			27,21	28,89	29,49	32,35	31,76		33,18
Eu/Eu*		1,002	0,979			1,027	1,085	1,624	1,106	1,080		1,192

(1): Abreviações: MS, nefelina monzossienito; TER, (olivina) teralito; GBNF, (olivina) gabro com nefelina; GB, (olivina) gabro; XEN, xenólito de teralito no álcali feldspato sienito com nefelina; CPX, clinopiroxenito; OCPX, olivina clinopiroxenito, MT, dique de microteralito ou microessexito.

(2): Perda ao fogo.

(3): MgO/(MgO+FeO_T), em proporção molar.

(4): (Na₂O+K₂O)/Al₂O₃, em proporção molar.

(5): Qz + Or + Ab + Ne + Lc + Ks, segundo a norma CIPW calculada na razão FeO/(FeO+Fe₂O₃)=0,5.

(6): Minerais normativos CIPW calculada na razão FeO/(FeO+Fe₂O₃)=0,5.

(7): Idade modelo segundo De Paolo (1988), calculado em relação ao manto empobrecido.

TABELA 38 - Composição química (óxidos, % em peso; traços, ppm) das rochas do stock nefelina sienítico e dikes de nefelina microssienitos associados da Suíte Alcalinas da Ilha Monte de Trigo.

Amostra Litologia ⁽¹⁾	MTR 11a NSI	MTR28a NSI	MTR41a NSI	MTR59a NSI	MTR68a NSI	MTR05e NSII	MTR56a NSII	MTR77 NSII	MTR 84a NSII	MTR28c SN	MTR51a SN	MTR52a SN
SiO ₂	59,12	59,70	58,83	59,90	59,57	58,07	58,81	58,65	59,05	60,45	56,89	52,65
TiO ₂	0,324	0,296	0,345	0,330	0,303	0,426	0,527	0,485	0,310	0,767	0,740	2,039
Al ₂ O ₃	20,21	19,95	19,59	19,57	19,65	19,32	19,18	19,82	21,01	18,13	18,97	17,72
Fe ₂ O _{3T}	3,65	3,31	4,04	3,68	3,61	4,26	4,53	3,95	3,16	4,56	5,50	9,78
MnO	0,129	0,122	0,148	0,132	0,133	0,149	0,154	0,137	0,110	0,143	0,174	0,243
MgO	0,12	0,00	0,04	0,03	0,00	0,36	0,39	0,14	0,27	0,55	0,60	1,57
CaO	1,83	1,57	1,72	1,81	1,62	2,22	2,41	2,11	1,79	1,75	2,72	4,20
Na ₂ O	7,07	6,75	6,84	6,45	6,67	6,59	6,23	7,05	7,49	6,05	6,14	5,52
K ₂ O	5,73	5,92	5,88	5,97	6,04	5,42	5,55	5,36	5,57	5,92	5,15	4,26
P ₂ O ₅	0,085	0,089	0,086	0,082	0,076	0,136	0,157	0,139	0,090	0,214	0,230	0,823
P.F. ⁽²⁾	1,58	1,43	1,99	1,63	1,49	1,65	1,11	1,25	1,00	1,08	2,18	0,98
Total	99,85	99,14	99,31	99,58	99,16	98,60	99,05	99,09	99,85	99,61	99,29	99,79
mg# ⁽³⁾	6,12	0,00	1,92	1,59	0,00	14,34	14,57	6,56	14,48	19,29	17,77	24,13
A.I. ⁽⁴⁾	0,88	0,88	0,88	0,87	0,89	0,86	0,85	0,88	0,87	0,90	0,83	0,77
D.I. ⁽⁵⁾	87,6	88,76	87,56	87,57	88,65	84,94	83,78	86,34	87,71	86,75	80,79	69,67
ne ⁽⁶⁾	9,36	6,7	7,18	5,13	6,91	6,88	4,43	8,52	11,66	1,07	5,07	4,07
or ⁽⁶⁾	0,47	0,67	0,55	0,42	0,34	0,75	0,78	0,1	0,93	0,95	1,25	2,43
Elementos Traços e Razões Isotópicas												
V	11	7	5	3	<3	4	6	5	8	7	13	32
Cr	<2	<2	<2	<2	<2	<2	3	<2	<2	<2	<2	6
Co	<1	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<1	<3	<3	4
Ni	1	<2	3	2	3	3	2	2	1	3	3	8
Sc	4	<4	<4	<4	<4	<4	4	<4	<2	<4	4	7
Zn	69	88	104	89	86	101	93	92	53	91	108	169
Sr	738	784	674	768	652	943	1015	1088	1030	335	865	1597
Ga	19	26	26	27	26	26	24	25	19	22	24	24
Rb	121	121	132	123	124	110	105	112	118	68,6	90,3	91,4
Y	21,5	23	27,6	27	27	27,6	28	23	18,4	17,1	33,5	38,2
Zr	379	574	515	562	717	477	450	439	340	184	542	414
Nb	98,8	108	121	126	114	126	127	105	91,8	52,4	149	133
Cs	1,72		1,86			1,47			1,30	0,58	1,04	1,04
Ba	1104	1089	979	1045	953	1482	1487	1500	1627	1627	1614	2861
La	75,3	77	87,8	83	73	90,4	90	74	59,9	48,7	94,3	122
Ce	131	135	153	149	160	164	160	126	113	89,4	176	223
Pr	13,2		15,5			17,1			11,9	11,1	19,4	25,2
Nd	43,0		49,8			56,8			40,2	40,4	68,2	89,8
Sm	6,87		7,88			9,24			6,59	6,91	11,4	14,9
Eu	2,53		2,47			3,16			2,84	3,58	3,44	4,56
Gd	5,09		6,23			6,86			5,03	5,24	8,62	10,9
Tb	0,70		0,85			0,95			0,66	0,67	1,17	1,39
Dy	4,11		4,94			5,43			3,79	3,69	6,36	7,47
Ho	0,74		0,92			0,97			0,67	0,63	1,13	1,29
Er	1,98		2,48			2,59			1,79	1,60	2,94	3,30
Tm	0,25		0,33			0,33			0,22	0,18	0,36	0,38
Yb	1,68		2,08			2,13			1,47	1,16	2,19	2,22
Lu	0,24		0,29			0,31			0,22	0,16	0,33	0,32
Hf	8,01		10,5			10,3			7,28	3,51	10,3	7,63
Ta	5,25		7,45			7,07			5,07	2,62	7,16	6,47
Pb	13,9		16,2			15,5			12,2	7,22	11,3	8,67
Th	10,9		14,9			12,9			7,16	4,68	8,36	8,10
U	2,40		3,79			2,93			1,69	1,07	2,35	2,12
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _m	0,70540					0,70546				0,70536		
¹⁴⁷ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _m	0,512574					0,512595				0,512579		
Sr _i (86,5Ma)	0,70482					0,70504				0,70463		
Nd _i (86,5Ma)	0,512519					0,512539				0,512520		
εNd	-0,14					0,25				-0,12		
T _{DM} ⁽⁷⁾	625					607				655		
La _N /Yb _N	30,41		28,73			28,78			27,58	28,52	29,22	37,36
Eu/Eu*	1,303		1,074			1,209			1,503	1,815	1,056	1,092

(1): Abreviações: DNMA, dique de nefelina microssienito agpaitico; DNMM, dique de nefelina microssienito miaskítico; NSI, nefelina sienito I; NSII, nefelina sienito II; SN, álcali feldspato sienito com nefelina.

(2): Perda ao fogo.

(3): MgO/(MgO+FeO_T), em proporção molar.

(4): (Na₂O+K₂O)/Al₂O₃, em proporção molar.

(5): Qz + Or + Ab + Ne + Lc + Ks, segundo a norma CIPW calculada na razão FeO/(FeO+Fe₂O₃)=0,5.

(6): Minerais normativos CIPW calculada na razão FeO/(FeO+Fe₂O₃)=0,5.

(7): Idade modelo segundo De Paolo (1988), calculado em relação ao manto empobrecido.

TABELA 38 - Continuação.

Amostra Litologia ⁽¹⁾	MTR53b SN	MTR07e DNMM	MTR54e DNMM	MTR07b DNMM	MTR03b DNMM	MTR67a DNMM	MTR54g DNMM	MTR 05g DNMM	MTR04c DNMA	MTR01h DNMA	MTR01b DNMA	MTR 02f DNMM
SiO ₂	59,65	59,15	56,51	60,17	60,34	57,52	55,63	57,68	59,91	57,58	57,61	58,62
TiO ₂	0,747	0,516	0,602	0,437	0,274	0,531	0,714	0,532	0,285	0,232	0,124	0,245
Al ₂ O ₃	18,27	19,43	19,35	18,31	17,84	19,41	19,05	19,92	17,76	21,12	21,09	21,16
Fe ₂ O _{3T}	4,63	4,96	5,57	4,70	5,52	4,45	6,34	5,32	5,38	3,47	4,15	3,41
MnO	0,168	0,156	0,225	0,184	0,215	0,161	0,237	0,181	0,214	0,213	0,233	0,220
MgO	0,57	0,44	0,39	0,56	0,61	0,27	0,54	0,36	0,27	0,12	0,04	0,00
CaO	1,37	1,41	2,17	1,61	0,92	1,65	2,50	1,59	0,94	0,77	0,69	0,79
Na ₂ O	6,10	7,16	7,23	6,33	7,49	7,17	7,18	7,43	7,80	10,13	10,98	9,39
K ₂ O	5,98	5,95	5,43	6,15	4,69	5,71	5,10	5,82	5,40	4,86	4,4	4,65
P ₂ O ₅	0,214	0,115	0,139	0,137	0,030	0,087	0,185	0,149	0,029	0,004	<0,003	0,020
P.F. ⁽²⁾	1,78	0,38	1,40	0,32	0,65	1,90	1,67	0,86	0,64	0,60	0,43	0,53
Total	99,48	99,67	99,02	98,91	98,58	98,86	99,15	99,84	98,63	99,10	99,75	99,04
mg# ⁽³⁾	19,61	14,95	12,18	19,10	17,96	10,73	14,44	11,82	9,04	6,41	1,87	0,00
A.I. ⁽⁴⁾	0,90	0,94	0,92	0,93	0,98	0,93	0,91	0,93	1,05	1,04	1,08	0,97
D.I. ⁽⁵⁾	87,53	88,17	84,68	87,64	89,51	87,77	82,37	87,28	87,66	90,75	88,32	92,94
ne ⁽⁶⁾	1,99	10,1	13,23	4,5	4,54	11,69	13,27	13,31	9,15	25,37	26,82	18,69
of ⁽⁶⁾	1,63	0,96	0,08	1,01	1,83	0,19	0,18	0,93	1,56	0,82	1,67	0,39
Elementos Traços e Razões Isotópicas												
V	8	9	9	9	5	7	10	5	4	5	6	
Cr	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Co	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<1	<3	<3	<3	<1
Ni	3	6	<2	5	<2	3	2	1	<2	2	2	3
Sc	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	7	4	<4	<4	2
Zn	85	106	151	91	125	111	176	81	117	180	130	106
Sr	268	259	563	267	59	240	876	253	20	44	18	42
Ga	22	27	29	24	44	29	34	21	43	55	59	44
Rb	83	48,3	144	100	161	148	92,9	105	243	282	297	224
Y	23	44,6	30	32	18,7	22,0	39,0	27	36,4	73,7	51,3	41,9
Zr	281	994	443	561	382	525	968	299	969	2611	2672	2571
Nb	102	118	93	93	139	125	175	109	182	314	383	331
Cs		0,15			0,41	2,38	1,24		1,00	4,29	1,62	4,57
Ba	1475	289	1694	571	35,1	814	1598	415	21,7	49,6	23	39,7
La	60	137	123	94	95,9	113	130	86	42,6	157	86,9	125
Ce	126	283	214	193	185	201	257	154	130	276	210	226
Pr		29,1			19,7	21,0	25,3		12,8	21,8	12,1	15,7
Nd		97,2			65,8	65,2	81,3		46,7	63,0	35,0	43,0
Sm		16,6			10,0	9,58	12,7		8,46	10,4	6,42	6,72
Eu		2,48			0,54	2,53	2,88		0,45	1,55	0,40	1,08
Gd		12,8			5,79	6,14	9,77		7,32	8,83	6,18	5,82
Tb		1,84			0,77	0,87	1,48		1,20	1,69	1,25	1,09
Dy		10,7			4,71	5,22	8,07		6,92	10,3	7,80	6,62
Ho		1,98			0,84	0,95	1,51		1,45	2,30	1,80	1,49
Er		5,01			2,25	2,50	4,22		4,21	7,12	5,59	4,68
Tm		0,66			0,32	0,34	0,57		0,62	1,12	0,91	0,75
Yb		3,68			2,40	2,19	3,60		4,03	7,27	5,96	4,98
Lu		0,52			0,44	0,33	0,54		0,64	1,06	0,93	0,74
Hf		16,1			11,7	11,2	19,6		23,7	52,9	57,9	52,7
Ta		16,3			12,5	11,2	9,54		12,7	18,0	26,5	16,2
Pb		7,19			4,88	14,2	13,2		5,40	43,0	25,3	74,8
Th		29,9			8,39	18,8	24,3		3,64	43,4	3,54	30,5
U		3,43			23,0	4,56	7,30		2,81	18,9	2,75	20,1
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _m									0,75487			
¹⁴⁷ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _m									0,512560			
Sr _i (86,5Ma)									0,70290			
Nd _i (86,5Ma)									0,512498			
εNd									-0,56			
T _{DM} ⁽⁷⁾									719			
La _N /Yb _N		25,36			27,16	34,96	24,62		7,17	14,69	9,91	17,04
Eu/Eu*		0,519			0,215	1,005	0,787		0,173	0,493	0,196	0,525

(1): Abreviações: DNMMa, dique de nefelina microssienito agpaítico; DNMM, dique de nefelina microssienito miaskítico; NSI, nefelina sienito I; NSII, nefelina sienito II; SN, álcali feldspato sienito com nefelina.

(2): Perda ao fogo.

(3): MgO/(MgO+FeO_T), em proporção molar.

(4): (Na₂O+K₂O)/Al₂O₃, em proporção molar.

(5): Qz + Or + Ab + Ne + Lc + Ks, segundo a norma CIPW calculada na razão FeO/(FeO+Fe₂O₃)=0,5.

(6): Minerais normativos CIPW calculada na razão FeO/(FeO+Fe₂O₃)=0,5.

(7): Idade modelo segundo De Paolo (1988), calculado em relação ao manto empobrecido.

TABELA 39 - Composição química (óxidos, % em peso; traços, ppm) dos diques de lamprófito, tefrito, nefelinito, fonotefrito, tefrifonólito e fonólito da suíte alcalina da Ilha Monte de Trigo.

Amostra Litologia ⁽¹⁾	MTR26b monch	MTR54c monch	MTR01c camp	MTR01e camp	MTR26f camp	MTR54a camp	MTR88a camp	MTR53d bio-lam	MTR56b NF	MTR88b Tef	MTR68f FonTe	MTR67b FonTe
SiO ₂	40,60	45,34	39,86	44,41	45,67	45,35	41,37	42,58	48,48	42,72	47,30	50,28
TiO ₂	3,810	2,294	4,364	2,434	2,095	2,119	3,416	2,468	1,463	3,011	2,138	1,699
Al ₂ O ₃	14,08	13,33	12,90	12,55	16,11	16,06	12,49	17,34	19,65	16,17	17,21	18,73
Fe ₂ O _{3T}	12,88	11,05	16,07	12,24	10,25	10,25	11,87	10,92	7,18	12,37	9,82	8,11
MnO	0,169	0,156	0,169	0,179	0,171	0,176	0,172	0,274	0,169	0,195	0,180	0,167
MgO	4,95	9,08	8,46	9,33	4,79	4,93	9,35	3,84	1,74	4,73	3,10	1,88
CaO	9,28	8,13	11,63	12,12	7,76	7,88	10,35	8,92	4,93	9,94	5,95	5,06
Na ₂ O	4,25	4,17	3,08	2,90	5,52	5,37	3,03	6,55	7,33	4,68	5,42	6,17
K ₂ O	2,66	2,27	1,28	1,15	3,46	3,39	1,99	4,31	4,81	3,18	3,67	4,27
P ₂ O ₅	1,388	0,696	0,729	0,385	0,908	0,927	1,031	1,436	0,559	1,374	1,154	0,704
P.F. ⁽²⁾	4,67	2,54	1,17	1,93	2,36	2,57	3,82	1,18	2,92	0,89	3,03	2,00
Total	98,74	99,06	99,71	99,63	99,09	99,02	98,89	99,82	99,23	99,26	98,97	99,07
mg# ⁽³⁾	43,23	61,95	51,05	60,16	48,08	48,80	60,95	41,06	32,44	43,11	38,48	31,47
A.I. ⁽⁴⁾	0,70	0,70	0,50	0,48	0,80	0,78	0,57	0,89	0,88	0,69	0,75	0,79
D.I. ⁽⁵⁾	43,12	42,86	25,78	27,32	53,93	52,84	32,08	54,85	71,69	44,24	60,86	68,08
ne ⁽⁶⁾	14,46	9,35	10,21	5,87	18,79	18,24	8,9	30,61	26,73	18,33	11,75	14,29
of ⁽⁶⁾	2,19	10,6	5,87	7,21	2,99	3,31	9,06	0	0	1,65	3,35	1,17
Elementos Traços e Razões Isotópicas												
V	268	183	386	305	152	158	282	150	71	249	86	55
Cr	17	312	165	565	82	84	330	<2	<2	4	<2	<2
Co	37	43	55	47	27	26	104	22	7	36	16	10
Ni	36	228	117	166	64	63	138	4	5	35	13	3
Sc	20	16	31	41	16	19	31	11	7	16	11	6
Zn	130	110	124	106	125	128	68	156	118	128	145	129
Sr	1252	986	816	625	1480	1481	1150	2657	1734	1609	1701	1728
Ga	25	24	24	20	26	27	15	24	28	24	27	29
Rb	62,9	59,9	27,4	28,8	97,0	93	46,1	113	122	64,3	91	123
Y	38,8	22,5	31,1	23,8	31,5	29	27,7	57,3	29,1	35,8	37	33,9
Zr	383	322	228	125	487	443	217	746	519	350	524	663
Nb	70,8	67,9	37,0	35,3	103	89	60,1	198	142	108	105	126
Cs	1,33	1,56	0,62	0,63	1,64		1,23	1,28	1,96	1,03		1,61
Ba	728	905	387	355	974	1163	1386	1415	1734	1446	1334	1312
La	84,1	62,5	40,9	33,2	102	78	49,8	206	114	103	109	120
Ce	158	117	91,5	62,5	165	150	105	360	177	176	201	192
Pr	19,4	13,0	11,5	8,59	17,7		12,7	40,9	18,1	20,2		20,5
Nd	78,5	49,7	50,2	35,5	63,5		52,3	146	61,4	76,6		71,3
Sm	15,4	9,35	11,1	7,36	11,1		9,87	24,1	9,71	13,6		11,7
Eu	4,48	2,91	3,21	2,24	3,24		2,86	6,77	2,93	4,07		3,34
Gd	12,2	8,38	9,49	6,47	8,71		7,96	17,0	7,31	10,6		8,67
Tb	1,58	1,12	1,29	0,91	1,16		1,04	2,24	0,96	1,38		1,16
Dy	8,05	5,60	6,49	4,90	8,19		5,60	12,1	5,47	7,26		6,47
Ho	1,39	0,98	1,14	0,91	1,11		1,03	2,10	1,03	1,28		1,18
Er	3,29	2,49	2,61	2,22	2,80		2,57	5,23	2,71	3,17		3,05
Tm	0,36	0,29	0,29	0,28	0,34		0,32	0,64	0,35	0,38		0,40
Yb	2,02	1,70	1,57	1,61	2,06		1,84	3,84	2,23	2,21		2,41
Lu	0,29	0,25	0,22	0,23	0,29		0,27	0,58	0,32	0,32		0,35
Hf	7,52	7,07	5,30	3,69	7,84		4,81	8,72	7,31	6,11		10,4
Ta	4,26	4,54	2,28	2,40	5,71		3,22	14,3	8,03	5,48		7,51
Pb	5,06	9,15	6,89	8,07	11,6		4,07	2,83	14,8	8,08		13,5
Th	6,38	9,29	3,33	3,16	11,8		4,91	10,4	15,1	7,87		14,9
U	1,76	2,70	0,93	1,01	3,22		1,04	2,69	4,57	2,05		4,20
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _m		0,70436		0,70458								
¹⁴⁷ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _m		0,512598		0,512592								
Sr _i (86,5Ma)		0,70414		0,70442								
Nd _i (86,5Ma)		0,512533		0,512521								
εNd		0,13		-0,11								
T _{DM} ⁽⁷⁾		692		790								
La _N /Yb _N	28,30	24,96	17,73	14,00	33,78		18,41	36,41	34,83	31,63		33,77
Eu/Eu*	0,997	1,004	0,953	0,988	1,004		0,985	1,021	1,061	1,034		1,009

(1): Abreviações: monch, monchiquito; camp, camptonito; bio-lam, biotita lamprófito; NF, nefelinito, Tef, tefrito; FonTe, fonotefrito, Tefon, tefrifonólito, Fon, fonólito.

(2): Perda ao fogo.

(3): MgO/(MgO+FeO_T), em proporção molar.

(4): (Na₂O+K₂O)/Al₂O₃, em proporção molar.

(5): Qz + Or + Ab + Ne + Lc + Ks, segundo a norma CIPW calculada na razão FeO/(FeO+Fe₂O₃)=0,5.

(6): Minerais normativos CIPW calculada na razão FeO/(FeO+Fe₂O₃)=0,5.

(7): Idade modelo segundo De Paolo (1988), calculado em relação ao manto empobrecido.

TABELA 39 - Continuação.

Amostra Litologia ⁽¹⁾	MTR20e FonTe	MTR13a TeFon	MTR69a TeFon	MTR61b Fon	MTR83c Fon	MTR04f Fon	MTR53c Fon
SiO ₂	49,36	49,63	50,11	55,46	56,44	55,46	55,98
TiO ₂	1,853	1,369	1,301	0,325	0,424	0,198	0,401
Al ₂ O ₃	18,43	19,86	19,63	20,39	19,76	20,55	19,80
Fe ₂ O _{3T}	7,27	6,99	7,21	4,42	5,34	4,48	5,03
MnO	0,195	0,17	0,133	0,154	0,183	0,187	0,175
MgO	1,86	1,5	2,18	0,33	0,49	0,20	0,46
CaO	5,31	4,67	4,52	1,23	1,53	1,07	1,56
Na ₂ O	5,67	7,22	7,29	9,48	8,72	10,07	8,78
K ₂ O	4,52	4,91	4,63	5,92	5,82	5,54	5,76
P ₂ O ₅	0,682	0,52	0,688	0,132	0,223	0,082	0,205
P.F. ⁽²⁾	4,82	2,85	1,23	1,59	1,10	1,54	1,22
Total	99,97	99,69	98,92	99,43	100,03	99,38	99,35
mg# ⁽³⁾	33,64	29,83	37,46	12,89	15,38	8,13	15,34
A.I. ⁽⁴⁾	0,77	0,87	0,87	1,08	1,04	1,10	1,04
D.I. ⁽⁵⁾	67,22	72,78	72,23	86,07	86,13	86,11	86,33
Ne ⁽⁶⁾	13,74	24,4	22,81	27,74	22,38	28,54	23,36
Oj ⁽⁶⁾	0,63	0	1,57	1,43	1,14	1,58	0,9

Elementos Traços e Razões Isotópicas

V	90	57	66	6	8	8	13
Cr	<2	<2	5	<2	<2	<2	<2
Co	8	5	16	<3	4	<3	<3
Ni	6	2	18	3	3	2	3
Sc	9	5	5	<4	<4	<4	<4
Zn	100	113	88	150	155	171	154
Sr	1294	1786	1631	157	187	82	271
Ga	25	27	25	35	34	37	32
Rb	123	119	82,0	228	186	222	188
Y	29	27	17,9	23	25	20,4	23,5
Zr	549	459	283	1001	911	1105	904
Nb	148	123	78,5	130	131	145	121
Cs			0,61			3,72	2,80
Ba	1707	1789	1515	171	315	67,6	419
La	87	93	71,7	93	103	108	109
Ce	182	176	132	176	172	176	173
Pr			14,2			14,1	15,8
Nd			49,4			38,8	46,5
Sm			8,04			5,27	6,64
Eu			2,53			0,77	1,59
Gd			6,04			4,02	4,78
Tb			0,77			0,67	0,69
Dy			4,28			3,87	4,32
Ho			0,77			0,78	0,87
Er			1,97			2,42	2,50
Tm			0,25			0,37	0,39
Yb			1,56			2,54	2,61
Lu			0,24			0,40	0,40
Hf			6,12			20,2	15,5
Ta			5,63			10,2	9,81
Pb			6,75			30,3	20,3
Th			5,35			32,3	26,9
U			1,39			9,53	7,13
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _m			0,70469			0,71484	
¹⁴⁷ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _m			0,512588			0,512579	
Sr _f (86,5Ma)			0,70451			0,70227	
Nd _f (86,5Ma)			0,512532			0,512532	
εNd			0,11			0,11	
T _{DM} ⁽⁷⁾			615			553	
La _N /Yb _N			31,24			28,89	28,38
Eu/Eu*			1,108			0,510	0,860

(1): Abreviações: monch, monchiquito; camp, camptonito; bio-lam, biotita lampróforo; NF, nefelinito, Tef, tefrito; FonTe, fonotefrito, TeFon, tefrifonólito, Fon, fonólito.

(2): Perda ao fogo.

(3): MgO/(MgO+FeO_T), em proporção molar.

(4): (Na₂O+K₂O)/Al₂O₃, em proporção molar.

(5): Qz + Or + Ab + Ne + Lc+ Ks, segundo a norma CIPW calculada na razão FeO/(FeO+Fe₂O₃)=0,5.

(6): Minerais normativos CIPW calculada na razão FeO/(FeO+Fe₂O₃)=0,5.

(7): Idade modelo segundo De Paolo (1988), calculado em relação ao manto empobrecido.