UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ESTUDO PETROGRÁFICO E QUÍMICO DE DIQUES
ULTRAMÁFICOS E MÁFICOS DO ARQUIPÉLAGO
DE FERNANDO DE NORONHA, PE

Vagner Maríngolo

Orientadora: Profa. Dra. Mabel Norma Costas Ulbrich

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

nome

ass.

Presidente: Prof^a. Dr^a. Mabel Norma Costas Ulbrich

Examinadores: Prof. Dr. Ian McReath

Prof^a. Dr^a. Leila Soares Marques

[Signature]
Ian McReath
Leila Soares Marques

São Paulo
1995

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005170

**ESTUDO PETROGRÁFICO E QUÍMICO DE DIQUES
ULTRAMÁFICOS E MÁFICOS DO ARQUIPÉLAGO
DE FERNANDO DE NORONHA, PE**

Vagner Maríngolo

Orientadora: Profa. Dra. Mabel Norma Costas Ulbrich

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

**SÃO PAULO
1995**

ÍNDICE

	Pág.
AGRADECIMENTOS	ix
RESUMO	xi
ABSTRACT	xiii
 1. INTRODUÇÃO	 1
 2. GEOLOGIA E TRABALHOS ANTERIORES	 4
 3. METODOLOGIA	 9
3.1. TRABALHOS DE CAMPO	9
3.2. TRABALHOS DE LABORATÓRIO	11
3.2.1. MICROSCOPIA	11
3.2.2. TÉCNICAS ANALÍTICAS	11
3.2.2.1. FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X	11
a) PULVERIZAÇÃO DAS AMOSTRAS	11
b) DETERMINAÇÃO DA “PERDA AO FOGO”	12
c) PREPARAÇÃO DE DISCOS DE VIDRO E PASTILHAS DE PÓ	12
d) ANÁLISES POR FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X	13
3.2.2.2. ESTIMATIVA DE H_2O^-, H_2O^+, CO_2, SO_3	16
3.2.2.3. MICROSSONDA ELETRÔNICA	16
 4. OS DIQUES DE FERNANDO DE NORONHA	 18
4.1. DISCUSSÃO DA NOMENCLATURA DOS DIQUES	21
4.1.1. ROCHAS ULTRAMÁFICAS COM NEFELINA	22
4.1.2. ROCHAS ULTRAMÁFICAS COM MATRIZ VÍTREA	23
4.1.3. ROCHAS MÁFICAS COM PLAGIOCLÁSIO E NEFELINA	23
4.1.4. ROCHAS INTERMEDIÁRIAS COM ORTOCLÁSIO E NEFELINA	25
4.1.5. ROCHAS INTERMEDIÁRIAS COM ORTOCLÁSIO, SEM NEFELINA	25
4.1.6. LAMPRÓFIROS ALCALINOS	26
 5. OS DIQUES ULTRAMÁFICOS E MÁFICOS ESTUDADOS	 29

6. PETROGRAFIA	30
6.1. ASSOCIAÇÃO DE FENOCRISTAIS: OLIVINA+CLINOPIROXÊNIO	32
6.1.1. ANKARATRITOS	32
6.1.2. ÁLCALI BASALTO	35
6.1.3. BASANITOS E TEFRITOS.....	37
6.2. ASSOCIAÇÃO DE FENOCRISTAIS: CLINOPIROXÊNIO+ANFIBÓLIO	42
6.2.1. MONCHIQUITOS	43
6.2.2. CAMPTONITOS	47
6.2.3. TEFRIFONÓLITOS	49
6.3. AMOSTRA WFN38	52
 7. QUÍMICA MINERAL	 59
7.1. OLIVINA.....	59
7.2. CLINOPIROXÊNIO.....	64
7.3. ANFIBÓLIO.....	87
7.4. ESPINÉLIO.....	99
7.5. MINERAIS FÉLSICOS	105
 8. QUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES, MENORES E TRAÇOS	 112
8.1. BASANITOS E TEFRITOS, CAMPTONITOS, TEFRIFONÓLITOS	118
8.2. ANKARATRITOS	126
8.3. ÁLCALI BASALTO	128
8.4. MONCHIQUITOS	128
8.5. AMOSTRA WFN38	132
 9. DISCUSSÃO	 133
 10. CONCLUSÕES	 138
 11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	 140

FIGURAS

FIGURA 1: Mapa batimétrico da Cadeia de Fernando de Noronha e localização do Arquipélago de Fernando de Noronha.....	2
FIGURA 2: Mapa geológico do Arquipélago de Fernando de Noronha (Almeida 1955, <i>simplificado</i>)	3
FIGURA 3: Localização dos pontos de amostragem.....	10
FIGURA 4: Diagramas de variação das olivinas	63
FIGURA 5: Classificação dos clinopiroxênios	67
FIGURA 6: Clinopiroxênios no quadrilátero En-Fs-Di-Hd	68
FIGURA 7: Diagrama Al^{VI} -Ti-Na dos clinopiroxênios.....	69
FIGURA 8: Diagramas de variação de salitas e salitas titaníferas	72
FIGURA 9: Diagramas de variação de salitas aluminosas	74
FIGURA 10: Diagramas de salitas ricas em Na e ferrosalitas sódicas	75
FIGURA 11: Diagrama Ti-Na- Al^{IV} das principais moléculas dos clinopiroxênios	76
FIGURA 12: Correlação Al_{total} x Ti dos clinopiroxênios	78
FIGURA 13: Diagrama Al^{VI} -Ti-Na dos anfibólios	90
FIGURA 14: Diagramas de variação dos anfibólios	92
FIGURA 15: Diagrama Ab-An-Or	106

FIGURA 16: Diagrama TAS-Total de Álcalis vs Sílica.....	116
FIGURA 17: Diagrama SiO ₂ vs mg#.....	118
FIGURA 18: Diagramas de variação de elementos maiores para os basanitos, tefritos, camptonitos e tefrifonólitos.....	120
FIGURA 19: Diagrama de distribuição de elementos traços dos basanitos, tefritos, camptonitos e tefrifonólitos	123
FIGURA 20: Diagrama de distribuição de elementos traços do álcali basalto.....	127
FIGURA 21: Diagramas de variação de elementos maiores, menores e traços para os diques de ankaratritos e ankaratritos da Formação Quixaba.....	129
FIGURA 22: Diagramas de variação de elementos maiores, menores e traços dos monchiquitos e amostra WFN38	131
FIGURA 23: Diagrama de distribuição de elementos traços dos monchiquitos	131
FIGURA 24: Diagrama de distribuição de elementos traços da amostra WFN38	132

TABELAS

TABELA 1: Condições instrumentais do espectrômetro de fluorescência de raios X.....	14
TABELA 2: Desvios padrões das análises químicas de rocha	15
TABELA 3: Análises modais de ankaratritos	33
TABELA 4: Análise modal do dique de álcali basalto	37
TABELA 5: Análises modais de basanitos e tefritos.....	42
TABELA 6: Análises modais de monchiquitos	45
TABELA 7: Análise modal de camptonito	49
TABELA 8: Análise modal de tefrifonólito	51
TABELA 9: Análise modal da amostra WFN38.....	55
TABELA 10: Análises químicas de olivinas.....	61
TABELA 11: Análises químicas de clinopiroxênios	79
TABELA 12: Análises químicas de anfibólios.....	94
TABELA 13: Análises químicas de espinélios.....	101
TABELA 14: Análises químicas de minerais félsicos e vidro	107
TABELA 15: Análises químicas das rochas	113

QUADROS

QUADRO 1: Esquema de classificação e nomenclatura dos diques	31
QUADRO 2: Descrição petrográfica resumida das rochas	56
QUADRO 3: Resultados numéricos da modelagem geoquímica com as amostras de basanitos a tefritos.....	125

FOTOS

FOTO 1: Vista panorâmica da Enseada da Caieira	19
FOTO 2: Afloramento de diques na Baía do Sueste	19
FOTO 3: Aspecto geral de ankaratrito	34
FOTO 4: Matriz de ankaratrito	34
FOTO 5: Aspecto do álcali basalto	36
FOTO 6: Matriz do álcali basalto	36
FOTO 7: Aspecto geral de basanito	39
FOTO 8: Fenocristal de clinopiroxênio com núcleo verde	39
FOTO 9: Glomérulo de cristais de anfibólio e clinopiroxênio em basanito	40
FOTO 10: Matriz de basanito	40
FOTO 11: Detalhe da matriz de basanito	41
FOTO 12: Estrutura esferoidal em basanito	41
FOTO 13: Aspecto de monchiquito	44
FOTO 14: Aspecto geral de monchiquito	44
FOTO 15: Aspecto de monchiquito	46
FOTO 16: Detalhe de cristal de noseana em monchiquito	46

FOTO 17: Fenocristais de anfibólio em camptonito com textura panidiomórfica	48
FOTO 18: Glomérulo de cristais de clinopiroxênio e de opacos em camptonito com textura panidiomórfica.....	48
FOTO 19: Matriz de camptonito	50
FOTO 20: Aspecto geral de tefrifonólito com matriz vítrea	50
FOTO 21: Aspecto de tefrifonólito com fenocristais de minerais félsicos.....	53
FOTO 22: Aspecto geral da amostra WFN38.....	53
FOTO 23: Aspecto da amostra WFN38	54
FOTO 24: Aspecto geral da amostra WFN38.....	54

AGRADECIMENTOS

Agradeço à FAPESP o apoio financeiro ao plano de pesquisa elaborado por minha orientadora Profa. Dra. Mabel N.C. Ulbrich e por mim que culminou na elaboração desta dissertação.

Meu reconhecimento vai também a todos que, de uma forma ou de outra, colaboraram com uma explicação ou dica, boa vontade ou amizade:

colegas e amigos do Departamento de Mineralogia e Petrologia (DMP) deste Instituto (Croque, Pinico, Silvania, Excelso, Valdecir, Sílvio, Francisco, Gianna);

funcionários da secretaria (Marta, Tadeu) e dos laboratórios do DMP, da biblioteca, gráfica, e dependências do Instituto, em especial, Francisco, Karina, Rita, Magdalena e Vera;

peçoal do Instituto Max-Planck, em Mainz (Annegret, Ulrich, Manfred, Heidi, Udi, Frau Müller, etc.) e

Profa. Danielle Velde.

Desejo expressar o apreço a professores e amigos dos tempos do primário e secundário; aos geólogos da Geologia Geral do IPT da época do meu estágio; ao Dr. Yushiro Kihara, a Marina Barbedo e aos bons amigos que me propulsaram no caminho.

Quero agradecer tias Ilza e Irani e o imenso suporte dos meus caros irmãos Valter, Vânia e, em especial, da Vilma.

Meu mais profundo agradecimento vai para o Prof. Gerhard Brey pela grande oportunidade de usar os laboratórios do Instituto Max-Planck.

À minha caríssima orientadora, Dra. Mabel, obrigado não apenas pela

orientação minuciosa e de grande rigor científico que tanto colaborou para minha formação, mas também pelo relacionamento amistoso e maternal durante estes anos de pesquisa.

Meu inefável agradecimento vai para meus pais que jamais mediram esforços para a formação dos filhos.

RESUMO

No Arquipélago de Fernando de Noronha são reconhecidos dois episódios eruptivos principais. O mais antigo consiste de depósitos piroclásticos, atravessados por domos de fonólitos e traquitos e numerosos diques ultrabásicos a intermediários. O episódio mais novo é representado principalmente por extensos derrames e depósitos piroclásticos de ankaratritos da Formação Quixaba.

Trinta e seis dos diques que cortam as rochas da Formação Remédios foram selecionados para investigação petrográfica e geoquímica, tendo sido reconhecidos: 1) *ankaratritos*, *álcali basalto*, *basanitos* e *tefritos*, cuja associação de fenocristais inclui principalmente olivina e clinopiroxênio, e 2) *monchiquitos*, *camptonitos* e *tefrifonólitos*, rochas sem olivina, onde a associação de fenocristais é composta de clinopiroxênio e anfibólio.

As feições petrográficas e químicas dos diques de ankaratritos (15-25% de olivina, valores de *mg#* de 67 a 72) indicam que eles pertencem à Formação Quixaba. Os elevados teores de Ni (± 360 a ± 500 ppm) e Cr (± 500 a ± 700 ppm) sugerem que houve acumulação de minerais máficos nesses corpos intrusivos.

O único dique de álcali basalto encontrado é tipicamente empobrecido em elementos traços incompatíveis quando comparado com as outras rochas ultrabásicas-básicas da Formação Remédios. O álcali basalto representa um possível magma parental para a série potássica fracamente subsaturada que culmina em traquiandesitos e traquitos.

As observações petrográficas e os dados químicos sugerem que basanitos, tefritos, camptonitos e tefrifonólitos representam os membros de diferenciação de tendência sódica resultante de processos de cristalização fracionada. A modelagem geoquímica, entretanto, mostrou apenas a possível derivação de tefritos a partir de

basanitos, rochas de composição muito próxima, através da remoção de olivina e, em proporções menores, de clinopiroxênio e magnetita.

Encontram-se comumente nos fenocristais de clinopiroxênio "núcleos ou áreas verdes" de salitas ricas em Na e Al, semelhantes às salitas dos tefrifonólitos, mostrando transporte de materiais estranhos durante possível diferenciação. O exemplo mais característico da presença de xenólitos em rochas de matriz básica é a amostra WFN38 na qual foram reconhecidos fenocristais de origens diversas (de mantélicos até provenientes de rochas fonolíticas).

Em termos gerais, pode-se dizer que a evolução de suítes vulcânicas em ilhas oceânicas certamente envolve cristalização fracionada a baixas pressões em sistemas de câmaras magmáticas interconectadas. Durante sua ascensão, magmas mais primitivos podem carregar fragmentos de minerais das paredes dos condutos bem como de partes inferiores de câmaras magmáticas profundas. Este mecanismo e também concentração de voláteis e mistura de líquidos complicam ou dificultam a identificação de processos de fracionamento.

Os monchiquitos são considerados como um grupo independente dentro do conjunto que constitui a série sódica do arquipélago. Os fenocristais de clinopiroxênio e anfibólio possuem baixos teores de Ca e altos teores de Al^{VI} e Na, indicando cristalização a pressões elevadas; e os dados químicos de elementos compatíveis das rochas aparecem deslocados da tendência geral. As feições petrográficas (textura dos anfibólios, presença de estruturas globulares contendo acículas de anfibólio opticamente semelhantes aos fenocristais em alguns diques) apontam para a atuação de mecanismos diversos durante os processos de formação das rochas.

ABSTRACT

Two main periods of volcanic activity are distinguished in the Archipelago of Fernando de Noronha: the older Remedios Formation comprising pyroclastic tuffs cut by plugs and domes of phonolite, trachyte and numerous ultrabasic to intermediate dykes, and a younger Quixaba Formation dominated by ankaratrite flows and pyroclastic tuffs.

A total of thirty six samples of the dykes intruding the tuffs of the Remedios Formation were selected for petrographic and geochemical investigation. The following lithologies have been recognised: 1) *ankaratrites*, *alkali basalts*, *basanites* e *tephrites*, bearing olivine and clinopyroxene phenocrysts; and 2) *monchiquites*, *camptonites* and *tephriphonolites*, without olivine, carrying clinopyroxene phenocrysts associated to amphibole phenocrysts.

The ankaratrite dykes have petrographic and chemical features (15-25% olivine, high *mg#* values, high Ni and Cr contents) similar to the rocks of Quixaba Formation. High Ni and Cr values point to crystal accumulation processes.

Only one dyke of alkali basalt, typically depleted in incompatible trace elements, has been found. The alkali basalt may represent a possible parental magma to a weakly undersaturated potassic series in the Archipelago, evolving to trachyandesites and trachytes.

The other Remedios Formation rocks represent a sodic differentiation series evolving through continuous fractional crystallization. Least-squares calculation has shown the descent from basanite to tephrite by means of removal of olivine and lesser amounts of clinopyroxene and magnetite.

Particular petrographic features must be taken into account when assuming petrogenetic hypotheses such as fractional crystallization. For instance, clinopyroxene phenocrysts in basanites and tephrites commonly present green Na- Al-rich salite cores similar in composition to tephriphonolite clinopyroxenes, indicating foreign material in these rocks. The best example is given by sample WFN38 which has shown a phenocryst association including xenocrysts of deep origin together with a typically phonolite mineral association.

Evolution of volcanic suites in oceanic islands certainly involve fractional crystallization under low pressures in interconnected magmatic chambers. Assimilation of mineral fragments from the walls as well as from lower parts of deep magmatic chambers, concentration of volatiles, mixing processes are certainly also likely to be involved in the history of the Archipelago of Fernando de Noronha.

The monchiquites although belonging to the sodic series are here considered an independent group. Amphibole and clinopyroxene phenocrysts bear low Ca and high Al^{VI} and Na indicating crystallization under high pressures. Compatible element contents in the rocks do not follow the general trend. Petrographic features (textures of amphibole, globules containing abundant amphibole needles optically similar to the phenocrysts in some dykes) point to the involvement of different mechanisms during the rocks formation.

1.INTRODUÇÃO

O Arquipélago de Fernando de Noronha, com $18,4\text{km}^2$ de área total, está situado aproximadamente a 345km da costa nordeste do Brasil e localizado a $3^{\circ}51'$ de latitude S e $32^{\circ}25'$ de longitude W (Fig.1). O arquipélago (Fig.2) inclui a ilha principal com o mesmo nome e várias ilhas menores e escolhos que, em conjunto, representam as porções elevadas de um vasto edifício vulcânico com base no assoalho oceânico, a mais de 4000m de profundidade (Almeida 1955).

Essas ilhas oceânicas, constituídas por rochas vulcânicas e subvulcânicas alcalinas, representam a parte oriental da Cadeia de Fernando de Noronha, uma sucessão de elevações emersas (Arquipélago de Fernando de Noronha) e submersas correspondentes a uma zona de fratura EW que, no continente, teria sua expressão nos corpos fonolíticos da província alcalina Terciária de Fortaleza, Ceará (Cordani 1970, Bryan et al. 1972, Gorini & Bryan 1976, Guimarães 1982, Sial 1987, Macciota et al. 1991). De acordo com as idades K/Ar das rochas em Fernando de Noronha (Cordani 1970), o magmatismo alcalino evoluiu de Fortaleza, a E, para o oceano, aflorando no arquipélago de Fernando de Noronha (Fig.1).

Almeida (1955) estabeleceu as bases do conhecimento geológico das ilhas. Em seu trabalho pioneiro de 1955 (revisado em 1958), apresentou descrições petrográficas e dados químicos de elementos maiores para a suíte de rochas do arquipélago. Trabalhos posteriores sobre a geoquímica de Fernando de Noronha são pouco numerosos (Gunn e Watkins 1976, Stormer 1978, Gerlach et al. 1987, Weaver 1990). Estes autores fornecem dados analíticos próprios de elementos maiores, menores e traços, apresentando cada um seu próprio modelo evolutivo para a suíte.

Nenhum destes trabalhos mais recentes, porém, tratam ou mencionam especificamente os abundantes diques que cortam as rochas piroclásticas e os domos de fonólitos da Formação Remédios, na ilha principal, para investigar o que estes podem

contribuir para ampliar a compreensão dos processos magmáticos envolvidos na história evolutiva desse arquipélago oceânico.

A dissertação terá como escopo o estudo de 36 desses diques, baseado em estudo petrográfico e na interpretação de novas análises químicas de elementos maiores, menores e traços das rochas, e de seus principais minerais formadores.

FIGURA 1: Mapa batimétrico da Cadeia de Fernando de Noronha com a localização do Arquipélago de Fernando de Noronha, segundo Moody, Hayes & Connary (1978), *simplificado*.

FIGURA 2: Mapa geológico do Arquipélago de Fernando de Noronha, segundo Almeida (1955), *simplificado*. Os basanitos da Formação São José (Ilha de São José, Cuscus e de Fora) foram incluídos na Formação Quixaba (ver texto). Na figura não aparecem os diques que cortam rochas das Formações Remédios (ver figura 3) e Quixaba.

2.GEOLOGIA E TRABALHOS ANTERIORES

A monografia de Almeida (1955) é a única publicação minuciosa disponível sobre a geologia, geografia e fisiografia do Arquipélago de Fernando de Noronha. Este autor desenvolveu uma pesquisa detalhada da suíte de rochas que o compõe, caracterizando as relações estratigráficas entre as rochas extrusivas e intrusivas, incluindo descrições petrográficas dos vários tipos presentes, com análises modais e químicas das rochas, tendo também apresentado uma revisão completa da bibliografia disponível sobre o arquipélago até 1955. A monografia está acompanhada de um mapa geológico detalhado.

Almeida (1955) reconheceu na ilha principal e na maioria das ilhas e ilhotas que a circundam, dois episódios eruptivos principais (Fig.2) separados por fase erosiva que deram origem às Formações Remédios (mais antiga) e Quixaba (mais nova).

Mitchell-Thomé (1970), fez uma compilação das referências existentes sobre as ilhas do Oceano Atlântico, incluindo a monografia de Almeida e acrescentando comentários relativos à geologia de Fernando de Noronha.

As rochas mais antigas expostas no arquipélago consistem de depósitos piroclásticos de tufos e brechas com matriz de composição fonolítica ou traquítica geralmente intemperizados, vários domos de fonólitos, *plugs* de álcali traquito, e de álcali basalto e um corpo de essexito (Fig.2). As rochas piroclásticas e os corpos intrusivos foram atravessados por numerosos diques que variam de ultrabásicos ($\text{SiO}_2 < 45\%$) a intermediários (fonólitos e traquitos, $52\% < \text{SiO}_2 < 63\%$). O conjunto constitui a Formação Remédios. A nomenclatura designada por Almeida (1955) para os diques ultrabásicos é discutida na seção 4 nesse trabalho.

Após um hiato eruptivo que durou aproximadamente 6Ma (Cordani 1970), houve nova manifestação vulcânica que deu lugar aos extensos derrames de

ankaratritos, com níveis de rochas piroclásticas, da Formação Quixaba, cortados por diques de composição semelhante (ankaratritos e nefelinitos).

Com base em observações de campo, Almeida (1955) incluiu os nefelina basanitos com abundantes xenólitos do manto (dunitos, peridotitos) das ilhas de São José, Cuscus e de Fora, próximas ao extremo nordeste da ilha principal, numa formação separada (a Formação São José) mais jovem do que a Formação Quixaba (Fig.2).

Ulbrich e Ruberti (1992) reportam a ocorrência de uma chaminé basanítica na Baía do Sancho que atravessa os ankaratritos, constituída por rochas de composição química similar à dos basanitos da Formação São José.

Cordani (1970) apresentou os resultados de estudos geocronológicos pelo método K-Ar de rochas das ilhas identificando como mais antigos três corpos subvulcânicos da Formação Remédios: álcali basalto, fonólito e álcali traquito, com idades de 12Ma, 11Ma e 11Ma, respectivamente, ressaltando que essas são idades mínimas para os depósitos piroclásticos encaixantes. A maioria dos domos fonolíticos, e alguns dos diques datados, apresentam, no entanto, idades em torno de 9Ma. O conjunto de lavas ankaratríticas da Formação Quixaba mostra idades que variam entre 6Ma e 1,5Ma. Durante os últimos 1Ma-2Ma, o maciço de Fernando de Noronha tem estado sujeito a extensa erosão.

Idades K-Ar para os derrames de nefelina basanitos da Formação São José, em torno de 9Ma (Cordani 1970), parecem ligá-los à Formação Remédios, contrariando a observação de Almeida (1955) de que representam a manifestação vulcânica mais recente do Arquipélago. Gerlach et al. (1987) fizeram análises isotópicas para Pb, Nd, e Sr de 34 amostras representativas de rochas de Fernando de Noronha utilizando as razões K/Ar de Cordani (1970) e, em muitos casos, a nomenclatura de Almeida (1955). Esses autores dividiram a suíte do Arquipélago em dois grupos com composições isotópicas variáveis e distintas com base em intervalos na razão inicial

$\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$. Um dos grupos está constituído pelos álcali basaltos e traquitos da Formação Remédios (com razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}=0,70457-0,70485$). O outro inclui as rochas restantes da Formação Remédios (basanitos, tefritos, essexitos e fonólitos), junto com os ankaratritos e nefelinitos da Formação Quixaba e as rochas da Formação São José, que esses autores denominam de álcali basaltos (com razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}=0,70365-0,70418$). Segundo Gerlach et al. (1987), a sequência de rochas que "varia de álcali basaltos a traquitos" constitui um grupo relacionado por cristalização fracionada proveniente de um magma diferente daquele que formou as rochas mais subsaturadas (ankaratritos, basanitos, tefritos etc.).

A maioria dos trabalhos posteriores aos de Almeida (1955) e Cordani (1970) não fornecem ou, quando muito, fornecem um pobre controle de campo para as amostras utilizadas para análises químicas e apresentam descrições petrográficas sumárias. Este problema é agravado pela adoção de nomenclatura baseada em critérios apenas químicos, sem se referir àquela de cunho principalmente petrográfico utilizada por Almeida (1955), cujo trabalho é invariavelmente citado e reconhecido como pioneiro no Arquipélago. Por esses motivos, principalmente no caso dos diques, torna-se muito difícil fazer-se uma correlação entre os dados de rochas apresentados por diversos autores, e aqueles obtidos no presente trabalho. Ulbrich (1994) discute a nomenclatura dos vários tipos de rochas expostas no Arquipélago e propõe um esquema de classificação baseado nas recomendações da IUGS (Le Maitre 1989).

Algumas publicações são resumos de trabalhos apresentados em congressos (Araújo e Leonardos 1970, Stormer 1978). Outros, de cunho petrográfico-petroológico, aportaram alguns dados químicos novos de rocha total e interpretações petrogenéticas, descrevendo os possíveis processos de fracionamento que poderiam originar as suítes distintas de rochas subvulcânicas a partir de um único magma parental (Gunn & Watkins 1976, Schwab & Bloch 1985, Cornen 1986).

Gunn & Watkins (1976) compararam a geoquímica de Fernando de

Noronha com a das ilhas do Arquipélago de Cabo Verde. Os dois arquipélagos situam-se em lados opostos da Cadeia Mesoatlântica e em posições análogas, próximos à borda da plataforma continental. Estes autores encontraram similaridades significativas entre as tendências de evolução e distribuição de elementos químicos nas rochas de ambos arquipélagos, tendo sido observada, porém, uma tendência de maior enriquecimento em ferro nas rochas das Ilhas de Cabo Verde. Os dados para as Formações Remédios e Quixaba foram tratados sem distinção.

Schwab & Bloch (1985) acreditam que as rochas fortemente subsaturadas da Formação Quixaba, e as rochas mais diferenciadas da Formação Remédios formam uma única série contínua, tendo o magma original sofrido um processo de diferenciação extremo numa câmara magmática profunda. Em seus diagramas de tipo Harker, utilizando apenas dados de óxidos de elementos maiores, mostram que os basanitos da Formação São José se ajustam perfeitamente à sequência magmática do arquipélago, e concluem que existe uma relação geoquímica entre esta formação e a Formação Quixaba.

Weaver (1990) separa os ankaratritos (às vezes contendo melilita) de acordo com sua porcentagem de nefelina normativa (*ne*) naqueles onde $ne < 12\%$ e naqueles em que $ne > 12\%$ (discussão da nomenclatura em Ulbrich 1994). Segundo este autor, “basanitos” e “nefelinitos” funcionam como magmas parentais potenciais, em Fernando de Noronha, de cuja cristalização fracionada se originaram produtos quimicamente diversificados como fonólitos fortemente alcalinos e subsaturados, e traquitos supersaturados. Weaver (1990) acredita na existência de uma fase potássica residual menor (flogopita?) durante fusão parcial na região-fonte.

Ulbrich et al. (1994a) consideram que, a exemplo do que ocorre em outras ilhas oceânicas, como nas Ilhas de Cabo Verde, a Formação Remédios representa a porção subvulcânica de um “Complexo Ígneo Central”. Com base em características químicas e petrográficas, esses autores concluem que as rochas da Formação Remédios e Formação Quixaba cristalizaram-se a partir de magmas parentais distintos. No caso das

rochas da Formação Remédios, razões Nb:Zr indicam álcali basalto ($\text{Nb:Zr}=\pm 1:6$) como possível magma parental para a série moderadamente potássica, nefelina a quartzo normativa, álcali basalto $\rightarrow$ traquiandesito $\rightarrow$ traquito; e basanita-tefrito ($\text{Nb:Zr}=\pm 1:3$) ou limburgito ($\text{Nb:Zr}=\pm 1:4$) para a série sódica tefrito $\rightarrow$ fonólito tefrítico $\rightarrow$ tefrito fonolítico $\rightarrow$ fonólito.

No caso do vulcanismo da Formação Quixaba, Ulbrich et al. (1994a) reconhecem dois tipos de ankaratritos, tipo A e tipo B, correspondentes aos “basanitos” e “nefelinitos” de Weaver (1990), provenientes de dois diferentes magmas parentais, gerados provavelmente de diferentes fontes mantélicas. Acreditam que os basanitos da Formação São José, quimicamente similares às rochas da chaminé basanítica da Baía do Sancho (Ulbrich e Ruberti 1992), derivem de fontes mantélicas similares àquelas dos ankaratritos do tipo A, e podem representar os estágios finais do vulcanismo que deu origem às rochas da Formação Quixaba (Fig.2).

3. METODOLOGIA

3.1. TRABALHOS DE CAMPO

O trabalho de campo durou duas semanas, de 16 de setembro a 1^o de outubro de 1989, e foi realizado junto com a orientadora dessa dissertação, Dra. Mabel N. C. Ulbrich, e Dr. E. Ruberti, ambos do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, e a Profa. D. Velde, da Universidade Pierre e Marie Curie, França.

O estudo geológico para a dissertação foi planejado com a meta particular de coletar amostras de rochas de diques de maneira a abranger a maior variedade possível de tipos litológicos no arquipélago.

Para tanto, utilizou-se o mapa geológico (escala 1:15.000) do Arquipélago de Fernando de Noronha publicado por Almeida em 1955. O acesso a algumas das áreas de exposição tornou-se particularmente problemático devido à rápida variação da maré, uma vez que as melhores exposições encontram-se em costões à beira-mar.

A identificação das amostras se dá da seguinte maneira: por exemplo, WFN1, W=Wagner, FN=Fernando de Noronha, 1=ponto de amostragem. As amostras usadas neste trabalho que não contêm a letra W no início, fazem parte da coleção dos Drs. Ulbrich e Ruberti.

Como os estudos de campo envolviam coleta de amostras tanto para seções delgadas como para análises químicas, um pedaço relativamente grande foi coletado (em média 500g-1000g), representativo dessas rochas de granulação fina, às vezes vítreas.

O mapa de pontos das amostras dos diques selecionados está

representado na figura 3. A proximidade entre vários diques e a sua pequena espessura dificulta a representação precisa dos pontos.

FIGURA 3: Diques intrusivos em rochas da Formação Remédios e localização dos pontos de amostragem. Verde: ankaratritos, tefritos, basanitos, lamprófiros, álcali basalto e tefrifonólitos. Os diques em vermelho (não estudados neste trabalho) correspondem a traquiandesitos e traquitos. Dada a proximidade dos diques nos costões e a pequena espessura de muitos deles, somente alguns aparecem representados na figura. Para maiores informações, ver texto.

3.2. TRABALHOS DE LABORATÓRIO

3.2.1. MICROSCOPIA

Os trabalhos de microscopia foram realizados nos laboratórios do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Após o exame macroscópico das amostras, lâminas delgadas dos diques foram preparadas pelos técnicos do Instituto. Para descrição petrográfica sob luz transmitida e para análise modal foi utilizado um microscópio Zeiss, modelo Axioplan.

Estimativas das quantidades relativas dos vários componentes minerais das rochas foram feitas através de contagem de 2000 a 2500 pontos numa malha regular das lâminas delgadas.

3.2.2. TÉCNICAS ANALÍTICAS

Os equipamentos de fluorescência de raios X e de microsonda eletrônica utilizados pertencem ao "Institut für Geowissenschaften", da Universidade de Mainz, Alemanha. As análises de H_2O^+ , H_2O^- , CO_2 , SO_3 foram realizadas no "Max-Planck Institut für Chemie", em Mainz. A determinação da relação $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ das amostras foi feita por via úmida no laboratório de Química Analítica do Instituto de Geociências da USP.

3.2.2.1. FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X

a) Pulverização das amostras

As amostras foram cortadas com serra diamantada para obter-se fragmentos sem superfície de alteração.

Todas as rochas de diques escolhidas provaram em seção delgada ser porfiríticas, com quantidade variável de microfenocristais em matriz muito fina. Assim, um fragmento de rocha com dimensões suficientes para homogeneização do pó foi designado à britagem e moagem.

Considerando-se que muitos dos diques contêm amígdalas de zeólitas e carbonatos, as amostras, já britadas, foram observadas sob lupa binocular para eliminar, manualmente, amígdalas de menor tamanho antes de serem pulverizadas. No entanto, não há como ser evitada a contaminação por vesículas minúsculas e pelas alterações ubíquas em fenocristais de olivina, na base vítrea e nos minerais félsicos da matriz.

Os fragmentos de rocha foram britados e quarteados até obter-se uma fração representativa de aproximadamente 40g. Essas frações foram pulverizadas em moinho de ágata (do tipo bolas) e reduzidas a uma granulação inferior a 200 meshes.

b) Determinação da "perda ao fogo"

As rochas pulverizadas foram secadas durante a noite a 110°C. A "perda ao fogo" (nas tabelas indicado por LOI-"Loss On Ignition") foi determinada aquecendo-se as amostras a 1000°C em forno elétrico durante 1 hora. Assim, os valores obtidos incluem H_2O^- (água de hidratação), H_2O^+ (água presente em estado combinado como constituinte de anfibólio ou outros minerais hidratados), CO_2 , SO_3 e outros voláteis.

c) Preparação de discos de vidro e pastilhas de pó

Para a análise de elementos maiores, as amostras foram fundidas. Esta técnica reduz absorções de matriz. Os discos de vidro fundido foram preparados misturando-se num cadinho de 95% de platina + 5% de ouro, exatos 0,8g de pó da amostra não tratada para a "perda ao fogo", com 4,8g de fundente de $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ (Verma et al. 1991). O fundente Johnson Matthey Spectroflux 100B (80% metaborato de Li, 20%

tetraborato de Li) tem a função de dissolver a maior quantidade possível de silicatos para dar uma razão exata de 1:5 após a fusão. A fusão foi procedida a uma temperatura aproximada de 1100°C, mexendo-se frequentemente durante 12 minutos, sendo o material, em seguida, despejado em formas de platina que repousavam sobre uma chama de aproximadamente 250°C para não provocar quebras no disco com a diferença brusca de temperatura. Depois de 6 minutos fora da chama, os discos eram retirados da forma e deixados a esfriar. Os discos de borato de lítio são ligeiramente higroscópicos e tiveram de ser mantidos em um dissecador como prevenção contra ataque atmosférico em sua superfície.

Pastilhas de pó foram preparadas segundo a metodologia descrita em Verma et al. (1991) para a análise de elementos traços. Preparou-se 20g de resina "Scandiplex A" e 20g de endurecedor "Scandiplex B", cada um diluído em 10ml de acetona, para compor um epoxi. Misturou-se 6g de pó da amostra com 0,42g de epoxi (15 gotas de resina e 10 gotas de endurecedor). Após homogeneização entre o pó e o epoxi, esse material foi colocado em um pastilhador e submetido a uma pressão de aproximadamente 7MPa durante 5 minutos para formar a pastilha.

d) Análises por fluorescência de raios x

Dez elementos maiores e menores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P) e 16 elementos traços (V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, Pb, Th, U) foram medidos com um Espectrômetro de Fluorescência de Raios X automático Philips PW 1404 com ânodo binário, tubo Sc/Mo. As condições de medição para os elementos maiores, menores e traços encontram-se na tabela 1. Desvios-padrões para os resultados são fornecidos na tabela 2. As Amostras de Referência Geoquímica Internacional usadas para calibração foram, para elementos maiores: DNC-1, NIM-D, JB-3, JP-1, NIM-P, DR-N, AN-G, BM, BCR-1, NIM-N, JB-1, S-18, JA-2, NBS 688, JGB-1, BE-N, BR, BIR-1, W-2, W-1, BHVO-1, MRG-1; e para elementos menores: BIR-1, W-2, RGM-1, MAG-1, STM-1, SCO-1, DNC, SY-2, QLO-1, SGR-1, G-2, W-1, BCR-1, GSN, GSS-3, SO-4,

AGV-1, BHVO-1, BR, GSP-1, DR-N, BE-N, NIM-G, NIM-S, SDC-1, JG-2, JB-2, AN-G, GSS-2, GSS-4, GSR-1, GSR-6. Os valores das análises para estas amostras podem ser obtidos em Govindaraju (1987).

Elemento	kV	mA	Cristal	Detector*	Medição(s)**
Fe	85	35	LIF220	FS	60
Mn	85	35	LIF220	FL	60
Ti	85	35	LIF220	FL	50
Ca	40	75	LIF220	FL	60
K	40	75	LIF220	FL	40
P	40	75	LIF220	FL	80
Si	40	75	PE	FL	60
Al	40	75	PE	FL	60
Mg	40	75	PX1	FL	80
Ba	85	35	LIF420	SC	80
Y	85	35	LIF220	SC	120
Sr	85	35	LIF220	SC	60
Rb	85	35	LIF220	SC	60
Zn	85	35	LIF220	FS	60
Cu	85	35	LIF220	FS	60
Ni	85	35	LIF220	FS	60
Co	85	35	LIF220	FS	60
Cr	85	35	LIF220	FL	60
V	85	35	LIF220	FL	60
Nb	85	35	LIF200	SC	150
Zr	85	35	LIF200	SC	120
Ga	85	35	LIF200	FS	100

TABELA 1: Condições instrumentais do espectrômetro de fluorescência de raios X Phillips PW 1404 utilizado para análises químicas de rocha total

(*) SC: contador de cintilações; FL: contador de fluxo; FS= SC + FL

(**) s= segundos

Componente	Intervalo (%)	Concentração	Desvio padrão
Elementos maiores			
SiO ₂	35-60	50	0,16
TiO ₂	0 - 4	1,0	0,02
Al ₂ O ₃	1 -25	14,5	0,14
Fe ₂ O ₃	3 -20	11	0,09
MnO	0 - 0,25	0,17	0,008
MgO	1,5-30	8,0	0,10
CaO	0,1-20	11	0,08
Na ₂ O	0,1-10	3,5	0,06
K ₂ O	0,1- 3	0,6	0,05
P ₂ O ₅	0 - 1,5	0,13	0,009
Elementos menores e traços			
Ba	20 -2000	500	15
Y	5 - 140	25	2,3
Sr	10 -1500	200	5,5
Rb	2 - 500	80	2,3
Zn	10 - 250	100	3,9
Cu	5 - 250	30	3,1
Ni	5 - 400	30	2,8
Co	5 - 150	30	2,4
Cr	10 - 700	60	6,1
V	10 - 600	120	4,3
Nb	2 - 300	12	1,0
Zr	5 -2000	200	7,2
Ga	5 - 70	20	1,0
Pb	3 - 150	25	1,4
Th	1,5- 110	12	1,17
U	1,5- 20	4	0,74

TABELA 2: Desvios-padrões para as análises químicas de rocha total (elementos maiores, menores e traços) por fluorescência de raios X com espectrômetro PW1404

3.2.2.2 Estimativa de H_2O^- , H_2O^+ , CO_2 , SO_3

Estimativas independentes foram feitas para H_2O^- , H_2O^+ e CO_2 com um "Multiphase Carbon and Water Determinator RC-412 LECO", e para SO_3 com um "Analysenautomat CSA 2002 LEYBOLD-HERAEUS".

O procedimento de análise do equipamento da LECO submete a amostra a um processo de combustão controlada, com fluxo de oxigênio controlado, onde quaisquer carbono e hidrogênio elementares são convertidos em CO_2 e H_2O ; estes gases passam então por células infravermelhas que emitem uma voltagem lida e processada pelo computador que produz o teor de carbono e hidrogênio. No caso de SO_3 , a amostra passa por um processo que provoca a quebra de compostos com enxofre, liberando enxofre, que se oxida para formar SO_2 . O gás flui através de um tubo de MgClO_4 que elimina a umidade, e então passa através da célula infravermelha de detecção. O *software* do equipamento converte o valor em SO_2 para porcentagem de SO_3 .

A soma total desses valores é coerente no sentido de que acompanha as variações apresentadas pela "perda ao fogo" para cada amostra. A "perda ao fogo", porém, é, comparativamente, mais elevada. Esta diferença talvez seja acarretada pelo fato da "perda ao fogo" incluir também teores de outros elementos (como álcalis, por exemplo; ver discussão em Ulbrich et al. (1994a).

3.2.2.3. Microsonda eletrônica

Uma vez preparadas as seções polidas das amostras, foram escolhidos ao microscópio áreas e pontos para análises por microsonda eletrônica. O microscópio utilizado estava ligado a um monitor que transmite imagens em cores e a uma impressora que imprime fotografias em preto e branco do campo observado tanto no caso de observações com luz transmitida como refletida. Estas fotomicrografias permitiram

localizar precisamente os pontos escolhidos durante o trabalho analítico.

A microsonda foi utilizada em quatro sessões. Foram analisados fenocristais e matriz de 11 amostras. Os principais minerais analisados foram clinopiroxênio, anfibólio, olivina, opacos, apatita e minerais do grupo da sodalita, além de feldspatos, e vidro da matriz.

A microsonda eletrônica utilizada pertence ao *Institut für Geowissenschaften*, Mainz. Trata-se de um modelo CAMECA (CAMEBAX Microbeam) com um detector Si (Li) (KEVEX), com quatro espectrômetros para o Sistema de Dispersão de Comprimentos de Onda (*Wavelength-Dispersive System* - WDS) e um Sistema de Dispersão de Energia (*Energy-Dispersive System* - EDS) *on line* acoplado. Elementos maiores, menores e traços (Na, Mg, Al, Si, P, SO₃, Cl, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe e Ni) foram medidos pelo método de dispersão de energia (EDS). O método emprega o programa quantitativo do *Thomas Bleser Memorial Fund (Dept. of Earth Sciences, Downing Street, GB-Cambridge)* EDOXID (versão 4.01), que utiliza padrões de óxidos puros. A voltagem de aceleração foi de 15kV; a corrente do feixe, 20nA (10nA para minerais félsicos); o tempo de contagem, 100s; e o diâmetro do feixe, <2μ. Procedimentos de correção ZAF foram feitos segundo o método descrito por Reed & Ware (1975).

A calibração foi testada com um conjunto de amostras de referência para análise por microsonda eletrônica com dados publicados por Jarosewich et al. (1980).

O espectro foi adquirido com um analisador de multicanais, isto é, as intensidades para todos os elementos maiores foram medidas simultaneamente.

4. OS DIQUES DE FERNANDO DE NORONHA

As duas formações caracterizadas por Almeida (1955) em Fernando de Noronha, a Formação Remédios, mais antiga, e a Formação Quixaba, mais recente, estão separadas por um hiato erosivo. Os derrames de Quixaba cobriram grande extensão da ilha principal do arquipélago, e, por consequência, apenas uma pequena área central não foi atingida pelas lavas. Nesta região e nos costões e ilhotas afloram as rochas subvulcânicas da Formação Remédios (Fig.2).

Os diques cortam as rochas piroclásticas, essexitos e os fonólitos da Formação Remédios. Esses diques são facilmente reconhecidos no campo, principalmente nos costões, onde formam corpos subverticais de contornos, às vezes sinuosos, com dimensões variáveis de centimétricas a métricas (Fotos 1 e 2). As relações de temporaneidade entre eles não é clara. Na Enseada da Caieira (Foto 1), onde os diques atravessam rochas piroclásticas, é possível observar relações de contato e cortes mútuos. Nessa região, Almeida (1955) conseguiu estabelecer uma sequência de intrusões e, através dessas observações, levantou a hipótese de que alguns diques mais jovens na sequência pudessem representar uma manifestação magmática tardia, pertencente ao vulcanismo que deu origem à Formação Quixaba. Os estudos de campo e de laboratório (ver Caps. 6, 7 e 8) feitos nestes trabalho confirmam as observações de Almeida (1955).

Os corpos que cortam os derrames da Formação Quixaba já não são tão evidentes no campo, tendo sido amostrado um dique de nefelinito, certamente o descrito por Almeida (1955), além da chaminé de basanita localizada num costão que dá acesso à praia do Sancho (Ulbrich & Ruberti 1992).

Durante o trabalho de campo, foi difícil registrar feições macroscópicas que distinguíssem os diferentes tipos de rochas usando-se critérios vários como cor, textura, granulação e mineralogia. Com exceção dos diques de olivina nefelinito, de granulação mais grossa, e dos diques de traquito e fonólito, de coloração mais clara (não

FOTO 1: Vista panorâmica da Enseada da Caieira, fotografada durante a maré baixa, mostrando vários diques de rochas ultramáficas e máficas com direções variadas. Observe-se o contorno sinuoso de alguns desses diques assim como também alguns diques estreitos (*seta*) de traquitos. Os blocos (parte inferior da foto) são de ankaratrito da Formação Quixaba. No canto superior esquerdo se destaca a ilha Sela Gineta.

FOTO 2: Afloramento de diques subverticais na Baía do Sueste.

estudados no presente trabalho), as rochas dos demais diques amostrados são quase que invariavelmente porfíricas, amigdaloidais, com matriz afanítica, com uma quebra bem definida em tamanho dos grãos entre fenocristais e matriz. Apresentam coloração em tons de cinza, com diferenças muitas vezes apenas sutis.

Almeida (1955) atribuiu às rochas dos diques do arquipélago nomenclatura vigente na época com cunho petrográfico. Nos trabalhos publicados posteriormente, essas rochas, com exceção daquelas de granulação mais grossa, foram designadas seguindo a nomenclatura do diagrama TAS (LeMaitre 1989) para rochas vulcânicas, baseando-se nos dados químicos das rochas (basanitos e tefritos, álcali basaltos, traquitos e fonólitos). Esses trabalhos recentes carecem de descrições petrográficas e localização de pontos das amostras. Gerlach et al. (1987) são os únicos a utilizar em parte a nomenclatura de Almeida (1955) e a apresentar a localização de suas amostras em um mapa de pontos.

Os diques têm pouca representatividade volumétrica no arquipélago mas, assim mesmo, apresentam variedades petrográficas e composicionais suficientes para, na época do trabalho de Almeida (1955), ter merecido nomes diversos. Poucos dentre eles (por exemplo, olivina nefelinito, nefelinito), quando mencionados em outros artigos, são identificáveis com facilidade por suas características petrográficas distintas e localização geográfica precisa.

Ulbrich (1994) apresenta uma discussão da nomenclatura utilizada nos trabalhos sobre Fernando de Noronha por diversos autores, comparando-a com aquela proposta pela Subcomissão de Sistemática de Rochas Ígneas - IUGS (LeMaitre 1989) e com os dados de Almeida (1955).

4.1 DISCUSSÃO DA NOMENCLATURA DOS DIQUES

Em sua monografia, Almeida (1955) segue uma preocupação, vigente na época de sua execução (ver por exemplo, Johannsen 1938) de atribuir nomes específicos a rochas semelhantes, uma vez identificadas quaisquer diferenças texturais ou mineralógicas particulares. Mesmo pequenas diferenças petrográficas justificavam denominações distintas, e por isso hoje existem nomes caídos em desuso devido ao seu caráter apenas local ou ao valor pouco significativo de tal distinção. Atualmente, como contraponto, existe a tendência, sobretudo da Subcomissão de Sistemática de Rochas Ígneas - IUGS (LeMaitre 1989), de agrupar as rochas de acordo com os componentes modais principais, em intervalos mais ou menos amplos, dando relevância às afinidades petrográficas. Classificações químicas são usadas unicamente para rochas de granulação muito fina ou afaníticas.

A nomenclatura de Almeida (1955), com descrições petrográficas resumidas tiradas de sua monografia, é aqui discutida com base nas sugestões da IUGS (LeMaitre 1989) e com o Glossário de Geologia de Bates & Jackson (1987), para verificar aqueles nomes ainda hoje utilizados, aqueles para os quais se dá preferência a outro termo, e aqueles atualmente considerados supérfluos ou obsoletos. Também faz-se uma equivalência com a nomenclatura de rochas vulcânicas, utilizada nos trabalhos mais recentes. Basicamente, os diagramas QAPF ($M < 90\%$), TAS e o de lamprófiros bastam para a classificação das rochas do arquipélago (exceto no caso dos xenólitos do manto nos basanitos das ilhas São José, Cuscus e de Fora).

Nas discussões a seguir, as rochas são separadas em ultramáficas, máficas e intermediárias, e subdivididas de acordo com os tipos de feldspatos e/ou feldspatóides presentes. Os lamprófiros são tratados separadamente.

4.1.1 Rochas ultramáficas com nefelina

Os diques de *tannbuschitos*, na enseada das Caieiras, segundo descrição de Almeida (1955), são constituídos por fenocristais abundantes de olivina e raros de titanaugita, em matriz formada por titanaugita, magnetita e apatita, e pouca mesóstase onde foi reconhecida nefelina poiquilítica. Almeida (1955) ressalta a semelhança desses tanbuschitos com os ankaratritos da Formação Quixaba, distinguindo-os sobretudo pela ausência de biotita nos primeiros.

O dique de *olivina nefelinito* da Praia da Conceição tem granulação grossa, com textura porfirítica com fenocristais de nefelina, titanaugita, magnetita e olivina com nefelina incluindo poiquiliticamente os demais minerais. Analcima ocorre na matriz onde também se observam sanidina, biotita, egirina augita, ilmenita e agulhas de apatita.

Segundo LeMaitre (1989), *tannbuschito* é um nome local para uma variedade melanocrática de *olivina nefelinito*, consistindo predominantemente de piroxênio, com nefelina e olivina em quantidade menor. Segundo Bates & Jackson (1987), o uso do termo *tannbushito* não é recomendado.

Cabe ressaltar que *ankaratritos*, como os que formam os derrames da Formação Quixaba, são também definidos como uma variedade melanocrática de olivina nefelinito com biotita (os melilita ankaratritos obviamente contêm ainda melilita). O uso do termo ankaratrito também não é recomendado por Bates & Jackson (1987). *Nefelinito* é uma rocha definida tanto modal quanto quimicamente, sendo o termo usado para foiditos que consistem essencialmente de nefelina e clinopiroxênio.

Certamente o uso do termo *tannbuschito* parece desnecessário. O termo *ankaratrito* tanto para os derrames como para os diques de nefelinitos melanocráticos com biotita (1% a <1%) é comum na literatura sobre ilhas oceânicas e portanto poderia

ser preservado.

4.1.2 Rochas ultramáficas com matriz vítrea

Os *limburgitos* da Enseada da Caieira, da baía de Sueste, e da ponta da Atalaia (Fig.2) têm textura panidiomórfica com fenocristais de titanaugita e olivina em matriz com micrólitos de titanaugita e uns poucos de anfibólio, grãos de magnetita e agulhas de apatita contidos em base isotrópica. Almeida (1955) afirma serem estes uma fácies hipocristalina dos olivina teschenitos. *Augititos* são rochas de granulação fina (inferior a 0,1mm), com raros fenocristais de olivina e piroxênio, sendo quase inteiramente constituídos de prismas finos de titanaugita, pouca magnetita e base isotrópica escassa.

Ambos os termos não são recomendados por Bates & Jackson (1987). Para LeMaitre (1989), limburgito é atualmente um termo usado como sinônimo aprovado para *basanito vítreo*. Augitito é definido como uma rocha vulcânica composta essencialmente de fenocristais de augita e opacos em matriz de coloração escura indeterminada, cujo equivalente vulcânico talvez possa ser *tefrito* (devido à ausência de olivina).

4.1.3 Rochas máficas com plagioclásio e nefelina

Os *olivina teschenitos* da enseada do Abreu, da praia do Cachorro (ver mapa de Almeida 1955) e também os que cortam o traquito no litoral da Enseada da Caieira, apresentam fenocristais de titanaugita e olivina em matriz constituída de fino agregado de prismas de titanaugita (e anfibólio), grãos de magnetita e agulhas de apatita, inclusos poiquiliticamente por plagioclásios zonados de labradorita a andesina, revestidos por ortoclásio, com manchas de analcima. Os *glenmuiritos* tem caráter teschenítico, porém com olivina e ortoclásio abundantes.

Glenmuirito, inicialmente descrito como teschenito, é considerado pela Subcomissão de Sistemática de Rochas Ígneas da IUGS (LeMaitre 1989) apenas como nome local. Teschenito é definido como termo especial sendo uma variedade de *analcima gabro*.

Os equivalentes vulcânicos do gabro com feldspatóides são os *basanitos* (olivina > 10%), caso dos olivina teschenitos e glenmuiritos, ou *tefritos* (olivina < 10%). *Basanito* designa um grupo de rochas compostas de clinopiroxênio, plagioclásio e feldspatóides em quantidades essenciais, e olivina. Exemplos típicos em Fernando de Noronha são os basanitos da Formação São José e o basanito da Baía do Sancho (Ulbrich e Ruberti 1982).

Essexitos pórfiros como os do morro da Atalaia são variedades de nefelina monzogabro. *Monzogabro*, segundo o glossário de LeMaitre (1989), é uma rocha plutônica gabróica de granulação grossa composta de plagioclásio cálcico, piroxênio e óxidos de ferro, e quantidades pequenas, porém essenciais, de ortoclásio.

Os *álcali basaltos* descritos por Almeida (1955) na Enseada do Abreu e na baía de Sueste, em Fernando de Noronha carecem de olivina e apresentam textura intergranular com fenocristais de titanaugita, em matriz composta por pequenos cristais de titanaugita e ripas de labradorita (zonada até andesina), grãos de magnetita e agulhas de apatita. Feldspatóide não foi encontrado, ocorrendo apenas manchas de analcima. Na análise química apresentada por Almeida (1955) o teor de sódio e cálcio é elevado, e o de sílica baixo, em comparação aos basaltos normais.

Álcali basalto, segundo LeMaitre (1989), é um termo originalmente usado para basaltos contendo feldspatóides em quantidades acessórias. Tais rochas geralmente contêm titanaugita e olivina como fases ferromagnesianas principais. Hoje é quimicamente definido como uma variedade de basalto que contém nefelina normativa.

4.1.4 Rochas intermediárias com ortoclásio e nefelina

O *allochetito* da ponta da Atalaia (ver mapa em Almeida 1955) tem textura porfirítica, com fenocristais de titanaugita e uns poucos pseudomorfos de olivina, em abundante matriz de trama de feldspatos (ortoclásio, às vezes com labradorita no núcleo dos cristais), com interstícios ocupados por titanaugita (também aegirinaugita) e nefelina. Calcita e analcima substituem secundariamente ortoclásio e nefelina.

Allochetito, termo não recomendado por Bates & Jackson (1987), é definido por LeMaitre (1989) como variedade de *nefelina monzosienito* de granulação fina contendo fenocristais de labradorita, ortoclásio, titanaugita, e nefelina em matriz de augita, biotita, hornblenda, nefelina e ortoclásio. O equivalente vulcânico de monzosienito com feldspatóide é *fonólito tefrítico*. Fonólito tefrítico é um termo coletivo para rochas alcalinas vulcânicas consistindo de feldspato alcalino, plagioclásio sódico, feldspatóide e minerais máficos vários.

Também rochas intermediárias de composição similar, são os *fonólitos* que formam diques e vários domos da Formação Remédios.

4.1.5 Rochas intermediárias com ortoclásio, sem nefelina

Os denominados *kali gauteítos* são numerosos em Fernando de Noronha (baía de Sueste, ponta da Atalaia, Enseada da Caieira, Fig.2). São porfiríticos, com fenocristais de titanaugita, anfibólio, sodalita e, mais raramente, titanita, anortoclásio e biotita. A matriz é composta de ripas de soda-ortoclásio e grãos dos mesmos minerais dos fenocristais (exceto biotita), ainda com sodaugita, aegirinaugita, magnetita e apatita, e base vítrea alterada nos interstícios entre os feldspatos. Almeida (1955) sugere o prefixo *kali* para indicar a escassez ou ausência de plagioclásio sódico na rocha.

Gaiteito é definido por LeMaitre (1989) como uma variedade de *sienito* consistindo de fenocristais de hornblenda, piroxênio, plagioclásio e ocasionalmente biotita, em uma matriz composta essencialmente de feldspato alcalino, onde analcima pode ocorrer. Apesar de LeMaitre (1989) não fazer restrição ao uso deste termo, Bates & Jackson (1987) não o recomendam.

Os traquitos dos diques da enseada da Caieira e também os do morro Branco (Fig.2) são rochas pouco porfíricas, com fenocristais de soda-ortoclásio e andesina (esta quase sempre com manto de anortoclásio), e escassos fenocristais de sodaugita, titanita e mineral do grupo da sodalita. A matriz tem textura traquítica com ripas de ortoclásio (podendo ter plagioclásio no núcleo), associadas a longos prismas de sodaugita ou egirinaugita, escassas agulhas de apatita e grãos de magnetita. Não foi encontrada nefelina nesses traquitos.

Traquito na definição de LeMaitre (1989) é uma rocha vulcânica que consiste essencialmente de feldspato alcalino.

4.1.6 Lamprófiros alcalinos

Almeida (1955) descreve quatro tipos de lamprófiros alcalinos em Fernando de Noronha. Os *noseana sanaitos*, raros, têm textura porfírica, destacando-se fenocristais de titanaugita, olivina (às vezes com biotita associada), anfibólio em fase adiantada de alteração, e noseana lilás rica em finíssimas inclusões lineares. Estes minerais também ocorrem na matriz, onde ainda se encontram nefelina, ortoclásio, noseana, magnetita, biotita, apatita e titanita.

Os *camptonitos* próximos ao morro do Meio e outro próximo à praia da Conceição (ver mapa em Almeida 1955), apresentam fenocristais de anfibólio, também de titanaugita e, às vezes, de plagioclásio, em matriz com densa trama de longos prismas de anfibólio, piroxênio e apatita, octaedros de magnetita e ripas de plagioclásio, em

substância isotrópica mais ou menos zeolitizada.

Os *monchiquitos* são os mais numerosos. Almeida (1955) usa essa classificação com reservas devido à grande porcentagem de minerais máficos (igual ou superior a 75%), por isso propõe o prefixo *mela*. Essas rochas contêm fenocristais de titanaugita, olivina e anfibólio; este último às vezes ausente ou apenas confinado à matriz. Os mesmos minerais ocorrem na matriz, onde ainda há magnetita, apatita e, às vezes, hauína em base isotrópica com índice de refração correspondendo ao da analcima. Vesículas e amígdalas são frequentes.

Furchitos são rochas de caráter idêntico aos melamonchiquitos, porém sem olivina. Foram divididos em dois grupos de acordo com o máfico predominante: anfibólio (na ponta da Atalaia e na praia da Biboca) ou titanaugita (no Forte dos Remédios e na baía de Sueste); ver mapa de Almeida (1955).

LeMaitre (1989) mantém a denominação de lamprófito para caracterizar o grupo distinto de rochas meso a melanocráticas ($M'=35-90$), raramente ultramáficas ($M'=90-100$), que normalmente ocorrem como diques ou pequenas intrusões e são fortemente porfíriticas com fenocristais de minerais máficos, tipicamente biotita, anfibólio e piroxênios, com quaisquer feldspatos e/ou feldspatóides sempre confinados à matriz. Geralmente contêm quantidades essenciais de biotita (ou Fe-flogopita) e/ou anfibólio, acompanhados de clinopiroxênio e olivina, e às vezes melilita. Frequentemente mostram sinais de alteração hidrotermal de olivina, piroxênio, biotita e plagioclásio (quando presente). Calcita e zeólitas podem aparecer como minerais primários.

Os *camptonitos*, de acordo com definição da IUGS, são uma variedade de lamprófitos alcalinos compostos por combinações de fenocristais de olivina, kaersutita, titanaugita e titanobiotita numa matriz dos mesmos minerais (exceto olivina) com plagioclásio e às vezes com feldspato alcalino e feldspatóides subordinados. Os *monchiquitos* são definidos como uma variedade similar aos camptonitos, contudo sem

feldspato e, no caso dos *sanaítos*, com feldspato alcalino dominando sobre plagioclásio. *Furchito* é um nome considerado supérfluo por LeMaitre (1989), pois representa não mais que um monchiquito sem olivina. A quantidade essencial de minerais hidratados fenocristalinos é considerada fundamental para a classificação de rochas como lamprófiros.

Os lamprófiros alcalinos podem ser entendidos como *basanitos* ou *álcali basaltos* enriquecidos em voláteis (LeMaitre 1989, Rock 1977).

O grupo dos monchiquitos (incluindo *furchitos* e *sanaítos*) é muito heterogêneo, tanto no que se refere à quantidade de minerais máficos, especialmente anfibólio, como também no tocante à presença desse mineral entre os fenocristais das rochas (Ulbrich 1995, Ulbrich et al., 1994a). Os camptonitos, por outro lado, apresentam sempre anfibólio entre os fenocristais e possuem textura panidiomórfica típica dos lamprófiros (Johannsen 1938, Rock 1977). Alguns diques que carecem de minerais hidratados poderiam ser chamados por um outro nome-raiz (*basanito*, *tefrito* etc.), acrescentado do adjetivo *monchiquítico*, levando-se em conta outras características (por exemplo, a ocorrência de minerais félsicos restritos à matriz e de olivina apenas como fenocristais, Rock 1977) que os unam aos lamprófiros.

5. OS DIQUES MÁFICOS-ULTRAMÁFICOS ESTUDADOS

O principal objetivo deste trabalho é o de caracterizar as feições petrográficas e químicas dos diques máficos-ultramáficos relacionados com o evento magmático mais antigo no Arquipélago.

Em consequência, unicamente os diques que cortam fonólitos, essexitos e rochas piroclásticas da Formação Remédios foram estudados (ver Fig.3). Alguns diques, contudo, apresentam feições petrográficas e químicas (ver itens correspondentes) semelhantes às dos ankaratritos da Formação Quixaba (ver também Ulbrich et al., 1994a e Ulbrich 1994).

As 36 amostras selecionadas para este estudo apresentam apenas fenocristais de minerais máficos (olivina, clinopiroxênio, anfíbólio) em matriz afanítica. Uma única amostra (WFN38) apresentando uma associação particular de megacristais (fenocristais e xenocristais) de minerais máficos e félsicos, em matriz afanítica (Ulbrich et al. 1994b), foi incluída.

6. PETROGRAFIA

Como mencionado no capítulo 4, a monografia de Almeida (1955) segue uma preocupação, vigente na época de sua execução, de atribuir nomenclatura própria a rochas, uma vez identificadas quaisquer diferenças texturais ou mineralógicas particulares. Atualmente, como contraponto, existe a tendência de se dar relevância à mineralogia essencial que define o nome-raiz e possibilita estabelecer agrupamentos de rochas com afinidades petrográficas e químicas.

No presente trabalho, adotou-se o critério de agrupar os diques segundo a associação de fenocristais e a textura das diferentes rochas. Assim, segundo estes critérios, são caracterizados dois grupos maiores de diques:

- 1) um conjunto de rochas de textura porfirítica, muitas vezes glomeroporfirítica, cuja associação de fenocristais é composta de clinopiroxênio e olivina, em matriz fina intergranular ou intersertal cujos componentes principais são clinopiroxênio e magnetita;
- 2) um grupo de rochas onde a associação de fenocristais compõe-se, basicamente, de clinopiroxênio e anfíbólio, em matriz fina onde, além de clinopiroxênio e magnetita, tem-se também anfíbólio, imersos numa base vítrea poiquilítica.

Uma vez agrupados de forma mais abrangente tomando-se como critério a associação de fenocristais, os diques são reunidos em subgrupos com base sobretudo em suas particularidades texturais.

Finalmente, considera-se à parte a amostra WFN38.

A nomenclatura usada neste trabalho é mais simples que aquela apresentada em Ulbrich (1994) e Ulbrich et al. (1994a). Os *limburgitos*, rochas de caráter tefrítico com matriz vítrea foram incluídos no grupo dos *basanitos e tefritos*. Os

lamprófiros tefríticos e os *lamprófiros típicos* foram denominados de *monchiquitos* e *camptonitos*, respectivamente. As modificações acima indicadas foram introduzidas com a finalidade de facilitar a apresentação e correlação de dados petrográficos e químicos. Os monchiquitos (lamprófiros tefríticos na nomenclatura de Ulbrich (1994) e Ulbrich et al. (1994a) são certamente rochas com texturas muito variadas que possuem, porém, como caráter distintivo, a presença essencial de anfibólio. Os camptonitos são, por outro lado, típicos lamprófiros alcalinos com texturas panidiomórficas, mais ricas em minerais félsicos. Cabe ressaltar que os nomes de “monchiquitos” e “camptonitos” vêm sendo utilizados na literatura para caracterizar rochas com feições semelhantes àquelas dos lamprófiros de Fernando de Noronha (ver Bédard 1988 e Bédard et al. 1988).

No caso especial da amostra WFN38, nenhum nome pareceu adequado, já que, como se verá nos capítulos correspondentes, esta rocha apresenta uma “mistura” de fenocristais de origens diversas numa matriz tefrítica, caracterizando assim um produto “híbrido”.

Este esquema de classificação e nomenclatura encontra-se resumido no quadro 1.

ASSOCIAÇÃO DE FENOCRISTAIS	DIQUES
1)olivina + clinopiroxênio	a) ankaratritos b) álcali basalto c) basanitos e tefritos
2)clinopiroxênio + anfibólio	a) monchiquitos b) camptonitos c) tefrifonólitos
3) Amostra WFN38	

QUADRO 1: Esquema de classificação e nomenclatura dos diques estudados.

As feições petrográficas relevantes de cada uma das rochas estudadas são apresentadas no quadro 2, ao final deste capítulo.

6.1. ASSOCIAÇÃO DE FENOCRISTAIS: OLIVINA + CLINOPIROXÊNIO

Dentro do conjunto de rochas que apresentam olivina e clinopiroxênio como principais componentes fenocristalinos, podem-se identificar diques que têm afinidades mineralógicas e texturais com os **ankaratritos** da Formação Quixaba; um dique com características petrográficas de **álcali basalto** e, finalmente, um maior número de diques que correspondem petrograficamente a **basanitos e tefritos**.

6.1.1. Diques de ankaratritos

Correspondem às amostras WFN27 e WFN28, coletadas na enseada da Caieira, próximo à Pontinha; WFN39, WFN40 e WFN45 no intercruzamento de diques no extremo oposto também da enseada da Caieira, e WFN55, cortando domo de álcali basalto na enseada do Abreu.

Estas rochas são muito ricas em minerais máficos. Os fenocristais de olivina (15%-25%) predominam sobre os de clinopiroxênio (5%-8%). A matriz félsica perfaz 10% das rochas, sendo nefelina o mineral félsico comum.

Os fenocristais idiomórficos a subidiomórficos de olivina e titanaugita têm textura seriada, tendendo a formar glomérulos (Foto 3). A olivina aparece fresca, com substituição a carbonato, serpentina e talco ao longo de fraturas e bordas, onde se encontram minúsculas inclusões de grãos opacos. O clinopiroxênio levemente zonado tem cor variando de amarelada (salita) a róseo-violácea (salita titanífera), com borda em tom ainda mais forte.

A matriz desta rocha (Foto 4) é composta de prismas curtos do mesmo piroxênio da borda dos fenocristais, grãos idiomórficos de magnetita, e agulhas de apatita, com nefelina ou analcima poiquilítica, e vidro devitrificado. Minúsculas placas de biotita ou anfibólio ocorrem comumente bordejando grãos de minerais opacos, e escassos cristais minúsculos de anfibólio aparecem isolados também na base vítrea.

A amostra WFN55 destaca-se texturalmente dos outros diques desse grupo por apresentar fenocristais de clinopiroxênio e olivina bem desenvolvidos, sendo o clinopiroxênio de cor fortemente violácea, apresentando-se invariavelmente zonado.

Todos os diques deste grupo são mineralógica e texturalmente semelhantes aos ankaratritos dos derrames da Formação Quixaba descritos por Almeida (1955). No entanto, apesar de reconhecer a semelhança entre essas rochas, Almeida (1955) denominou os diques de "tannbushitos" para registrar a ausência de biotita nas amostras que analisou, e ligou-os à Formação Remédios. Biotita, em todo caso, é uma fase acessória menor em ambas as rochas, tornando desnecessárias duas denominações diferentes (ver Ulbrich et al., 1994a).

Análises modais representativas do grupo dos ankaratritos encontram-se na tabela 3.

Amostra	WFN27	WFN55	WFN45	WFN40
FENOCRISTAIS				
olivina	16.0	20.3	24.2	15.0
clinopiroxênio	4.6	20.3	7.2	16.0
MATRIZ				
clinopiroxênio	60.0	12.7	51.4	31.7
magnetita	11.8	25.0	9.2	16.8
vidro+ apatita	6.0	21.7	8.0	20.5
carbonato	1.4			
analcima	0.2			

TABELA 3: Análises modais de diques de ankaratritos.

FOTO 3: Aspecto de ankaratrito com fenocristais idiomórficos, subidiomórficos e xenomórficos de olivina (branca, com fraturas e alteração de serpentina) e salita (bege clara) com textura seriada, tendendo a formar glomérulos. Nicóis paralelos; escala=0,4mm.

FOTO 4: Matriz de ankaratrito com trama de prismas curtos de titanaugita (bege clara), grãos de olivina (branca), e grãos minúsculos de opacos. Nicóis paralelos; escala=50µm.

6.1.2. Dique de álcali basalto

Um único dique foi encontrado com feições petrográficas de basalto. Corresponde à amostra WFN3, colhida na baía de Sueste, na praia, próximo ao corpo mapeado como álcali basalto por Almeida (1955).

As rochas descritas por Almeida (1955) como álcali basaltos não possuem olivina. A amostra estudada neste trabalho contém aproximadamente 9% desse mineral. A rocha tem textura porfirítica, mas, ao contrário dos basanitos e tefritos (descritos a seguir), os fenocristais não formam glomérulos. O álcali basalto apresenta fenocristais idiomórficos a subidiomórficos de olivina fresca apenas com alteração incipiente ao longo das bordas e fraturas; apresenta também fenocristais idiomórficos de clinopiroxênio salítico amarelado, e de magnetita, mineral este que nos basanitos, tefritos e ankaratritos ocorre apenas na matriz (Foto 5).

Os fenocristais encontram-se dispostos em matriz fina, intergranular, composta de ripas de plagioclásio geminado, prismas curtos de clinopiroxênio de tom esverdeado, e opacos, onde ainda se observa pequena quantidade de nefelina (Foto 6). Carbonato microcristalino encontra-se espalhado por toda a matriz, ocupando interstícios entre os grãos.

São comuns, na rocha, estruturas globulares e amígdalas, invariavelmente preenchidas por carbonatos.

Análise modal do dique de álcali basalto consta da tabela 4.

FOTO 5: Aspecto do álcali basalto com textura porfírica, com fenocristais idiomórficos a subidiomórficos de olivina (esbranquiçada) e salita (bege clara) e grãos xenomórficos opacos, em matriz fina. Olivina apresenta alteração ao longo de fraturas. Clinopiroxênio desenvolve zona de borda de salita titanífera (mais escura). Nicóis paralelos; escala=0,4mm.

FOTO 6: Detalhe (com nicóis cruzados) da matriz do álcali basalto, onde se observam grãos opacos, agulhas de plagioclásio e nefelina intersticial. O clinopiroxênio forma prismas finos (difíceis de se observar na foto). Escala=50 μ m.

A m o s t r a	W F N 3
F E N O C R I S T A I S	
cl i n o p i r o x ê n i o	3 3 . 5
o l i v i n a	9 . 0
m a g n e t i t a	5 . 1
M A T R I Z	
p l a g i o c l á s i o	1 4 . 2
cl i n o p i r o x ê n i o	1 3 . 6
m a g n e t i t a	1 0 . 5
f é l s i c o s	7 . 6
c a r b o n a t o s	6 . 5

TABELA 4: Análise modal do dique de álcali basalto.

6.1.3. Diques de basanitos e tefritos

Correspondem às amostras WFN1 e WFN2, coletadas na baía de Sueste, próximo ao *plug* de álcali basalto; WFN12, WFN14, WFN17, WFN19, WFN20, WFN21 e FN17, coletadas na ponta da Atalaia; WFN26, WFN32, WFN33 e FN38, na enseada da Caieira, próximo à Pontinha; WFN36, próximo ao morro do Meio; WFN46, no intercruzamento de diques da enseada da Caieira; e WFN59, na enseada do Abreu. Estes diques intrudem as rochas piroclásticas e cortam os diques traquíticos e fonolíticos, domos e *plugs* da Formação Remédios e também se intercruzam. Somente não cortam diques ankaratríticos, que parecem ser mais jovens.

As denominações de basanitos e tefritos são aqui empregadas indistintamente para incluir as rochas onde fenocristais e microfenocristais máficos de clinopiroxênio e/ou olivina perfazem até 15% das rochas, sendo clinopiroxênio a fase cristalina predominante (Foto 7).

Os diques deste grupo são porfiríticos a glomeroporfiríticos. Os fenocristais idiomórficos a subidiomórficos de olivina e clinopiroxênio titanaugítico aparecem, portanto, ora isolados ora formando glomérulos monominerálicos ou

pluriminerálicos juntamente com magnetita. Em alguns desses diques, podem também ocorrer microfenocristais de minerais do grupo da sodalita, como hauína, de coloração azul, ou noseana, incolor.

Os fenocristais de clinopiroxênio variam de salitas amareladas, de fraco pleocroísmo e levemente zonadas, a salitas titaníferas róseo-violáceas fortemente zonadas, em geral com zona fina de borda de coloração mais forte. Alguns fenocristais têm área central verde, outros têm o núcleo ou zona intermediária com textura alveolar devido a reabsorção (Foto 8).

Os cristais de olivina têm os contornos geralmente idiomórficos, porém encontram-se invariavelmente, em maior ou menor grau, substituídos por serpentina, clorita e carbonatos.

Fenocristais idiomórficos de anfibólio aparecem ocasionalmente (Foto 9), porém mais comuns são cristais de anfibólio com contornos arredondados e em estágio avançado de decomposição, substituídos por minúsculos grãos de magnetita. Fenocristais esqueléticos de magnetita também aparecem eventualmente.

A matriz é composta principalmente de uma trama de pequenos prismas de clinopiroxênio, e grãos opacos de magnetita com placas de biotita associadas (Foto 10). Os interstícios são ocupados ou por vidro, ora fresco ora parcialmente devitrificado, ou, mais raramente, por minerais félsicos cujas dimensões não permitem a distinção entre plagioclásio, feldspato alcalino ou feldspatóide. Notam-se ainda agulhas finas de apatita, analcima e zeólitas. Anfibólio pode aparecer ocasionalmente (até 2%) na matriz dessas rochas na forma de prismas alongados ou esqueléticos (Foto 11).

Aparecem comumente nesses diques estruturas esferoidais, veios e bolsões, em cujo interior se concentram zeólitas e/ou carbonatos e cloritas. Essas estruturas invariavelmente desenvolvem pequenos prismas de anfibólio nas bordas (Foto 12).

FOTO 7: Aspecto de basanita com textura porfirítica, com fenocristais idiomórficos a subidiomórficos de clinopiroxênio (bege amarelado) e de olivina (branca). Escala=0,4mm.

FOTO 8: Detalhe de fenocristal de clinopiroxênio com núcleo xenomórfico verde, circundado por composição salítica com textura alveolar, e finalmente desenvolvendo borda fina de salita titanífera. Escala=200 μ m.

FOTO 9: Glomérulo composto por grãos subidiomórficos de anfibólio alaranjado com inclusões de apatita e opacos, clinopiroxênio bege muito claro e olivina (grão fraturado na borda superior direita). Glomérulos deste tipo ocorrem eventualmente nos basanitos e tefritos. Nicóis paralelos; escala=200 μ m.

FOTO 10: Detalhe da matriz de basanito constituída por prismas curtos de clinopiroxênio esverdeado e grãos opacos em base vítrea fresca. Pequenos prismas alongados de anfibólio alaranjado podem ser também observados. Nicóis paralelos; escala=100 μ m.

FOTO 11: Detalhe da matriz de basanita, com prismas curtos de clinopiroxênio incolor e prismas alongados de anfibólio alaranjado, e grãos opacos bordejados por anfibólio ou biotita. Nicóis paralelos; escala=50 μ m.

FOTO 12: Estrutura esferoidal em basanita. Numa base de clorita, zeólitas e carbonato desenvolvem-se prismas finos de anfibólio. Nicóis paralelos; escala=100 μ m.

Análises modais representativas do grupo dos basanitos e tefritos constam da tabela 5.

Amostra	WFN1	WFN19	WFN21	WFN32	WFN33
FENOCRISTAIS					
olivina	6.6	12.3	8.7	6.0	9.0
clinopiroxênio	12.8	13.1	23.2	12.1	12.4
magnetita	0.5		2.3	0.5	1.0
MATRIZ					
clinopiroxênio	33.6	30.2	18.4	28.4	30.2
anfíbólio	11.2	20.6	9.9	7.9	8.2
magnetita	16.0	11.0	11.1	12.6	19.4
base intersticial	19.2	11.8	17.2	30.1	19.8
amígdalas		1.0	9.2	2.4	

TABELA 5: Análises modais de diques de basanitos e tefritos.

6.2 ASSOCIAÇÃO DE FENOCRISTAIS: CLINOPIROXÊNIO + ANFIBÓLIO

As rochas deste grupo de diques, onde anfíbólio perfaz mais de 5% do total, estando ausentes quaisquer outros minerais hidratados, correspondem algumas a uma variedade de lamprófiro alcalino, os **camptonitos**; outras aproximam-se, mineralogicamente, de **tefrifonólitos**.

Finalmente, alguns desses diques apresentam características petrográficas que os assemelham, por um lado, aos tefritos acima, e, por outro, a lamprófiros. Essa peculiaridade levou Ulbrich et al. (1994a) a denominá-los “lamprófiros tefríticos”. No presente estudo, será dada maior relevância às características que os aproximam dos lamprófiros, e serão denominados **monchiquitos** pelo fato de não apresentarem feldspatos na matriz, mas sim, uma base vítrea.

6.2.1. Monchiquitos

Os diques desse grupo correspondem às amostras WFN48, colhida na enseada da Caeira; WFN49, no morro do Forte, cortando fonólito; WFN56 e WFN57, na enseada do Abreu, cortando álcali basalto; e WFN30, encontrado na enseada das Caieiras.

As amostras WFN56 e WFN57 têm textura similar a dos tefritos, são rochas porfiríticas a glomeroporfiríticas com fenocristais idiomórficos a subidiomórficos de clinopiroxênio salítico incolor a amarelado, às vezes com centro alveolar ou esverdeado; fenocristais de contornos arredondados de anfibólio alaranjado com raras inclusões; e escassos fenocristais de olivina totalmente substituída por pseudomorfos.

A matriz intersertal contém prismas alongados de clinopiroxênio e grãos de magnetita em base poiquilítica onde se desenvolvem áreas irregulares contendo hauína de cor branca ou levemente azulada. Anfibólio não é componente conspicuo da matriz; desenvolvem-se prismas e acículas esparsas, geralmente concentradas ao longo de veios ou em bolsões, aparecendo também nas bordas de estruturas globulares preenchidas por zeólitas e carbonatos.

A amostra WFN49 apresenta textura similar, porém os fenocristais de anfibólio são idiomórficos a subidiomórficos, sendo que, na matriz, desenvolve-se natrolita poiquilítica, com hábito retangular (Foto 13). Nessa rocha, foi observado um único xenocristal de biotita.

O dique WFN48 tem textura diferente das anteriores. Trata-se de uma rocha porfirítica, com abundantes fenocristais idiomórficos a subidiomórficos de anfibólio de cor alaranjada com raras inclusões de apatita, bordejados por grãos minúsculos de magnetita; fenocristais de clinopiroxênio incolor, alguns com faces corroídas, e microfenocristais de apatita e de magnetita (Foto 14). A matriz é muito fina, escura pontilhada de grãos minúsculos de magnetita, onde ainda se observa

FOTO 13: Aspecto de monchiquito com fenocristais idiomórficos e subidiomórficos de anfibólio marrom, fenocristais de clinopiroxênio bege-amarelado com inclusões de opacos, em parte contidos em mineral félsico substituído por natrolita (branca, centro da fotomicrografia). Nicóis paralelos; escala=0,4mm.

FOTO 14: Aspecto de monchiquito com fenocristais idiomórficos de anfibólio marrom bordejados por grãos pequenos de magnetita, e fenocristais idiomórficos a subidiomórficos de clinopiroxênio incolor a bege em matriz afanítica escura. Nicóis paralelos; escala=0,4mm.

constituindo-se de uma base vítrea clinopiroxênio incolor, um mineral granular não identificado de cor vinho, e raras ripas finas de plagioclásio.

A amostra WFN30 apresenta particularidades mineralógicas em relação às demais deste grupo. Os fenocristais de clinopiroxênio têm cor amarelo-esverdeada, às vezes com centro ou áreas verdes, ocasionalmente com centro alveolar ou bordas corroídas. Os fenocristais alaranjados de anfibólio kaersutítico apresentam as bordas substituídas por magnetita microcristalina (Foto 15), alguns cristais estão totalmente substituídos guardando somente o hábito do mineral original. Grãos esparsos de carbonato parecem tratar-se de cristais reliquias de olivinas totalmente alteradas. Esta rocha possui como particularidade também fenocristais geralmente xenomórficos, com aspecto pulverulento, de sodalita, de noseana violácea repleta de minúsculas inclusões de magnetita (Foto 16), e microfenocristais de apatita. A matriz compõe-se de base vítrea fresca, de coloração esverdeada, com prismas de clinopiroxênio e grãos de magnetita esparsos.

Análises modais dos diques de monchiquitos constam da tabela 6.

Amostra	WFN30	WFN48	WFN56	WFN57
FENOCRISTAIS				
olivina	traços	traços	0.6	0.3
clinopiroxênio	23.4	12.5	11.5	7.5
anfibólio	5.3	18.3	1.8	1.1
magnetita	2.6	4.1	1.0	0.6
apatita	0.6	0.7		
noseana	1.2			
MATRIZ	66.9	64.4		
clinopiroxênio			25.3	25.6
anfibólio			21.6	16.6
magnetita			11.1	8.9
base intersticial			27.1	39.4

TABELA 6: Análises modais de monchiquitos.

FOTO 15: Aspecto de monchiquito com fenocristais idiomórficos a subidiomórficos de anfibólio com as bordas substituídas por opacos, fenocristais de clinopiroxênio incolor a amarelado, às vezes com manchas esverdeadas. Nicóis paralelos; escala=200 μ m.

FOTO 16: Detalhe de cristal de noseana em monchiquito. O mineral aparece repleto de inclusões opacas concentradas principalmente nas bordas conferindo-lhe uma tonalidade violácea. Nicóis paralelos; escala=50 μ m.

6.2.2. Camptonitos

Correspondem às amostras WFN25, de dique próximo à praia da Conceição; WFN37, próximo ao morro do Meio; WFN42, no intercruzamento de diques da enseada da Caieira; e FN24, na ponta da Atalaia.

Essas rochas possuem textura panidiomórfica, porfirítica a glomeroporfirítica, com matriz pilotaxítica, contendo fenocristais de anfibólio kaersutítico avermelhado fortemente pleocróico, clinopiroxênio salítico, e magnetita, eventualmente com pseudomorfos que substituíram olivina. Anfibólio está presente em proporções variadas, chegando a preponderar sobre piroxênio (Foto 17). O clinopiroxênio atinge nesses diques forte coloração rósea-violácea típica de enriquecimento em titânio (Foto 18).

A matriz dos diques é composta de prismas curtos de piroxênio, prismas bastante alongados de anfibólio, grãos de magnetita e agulhas de apatita, em base vítrea poiquilítica onde se desenvolvem ora agulhas longas de plagioclásio (Foto 19), ora analcima ou zeólitas.

Nesses diques, é comum a ocorrência de amígdalas e também de estruturas globulares de contornos irregulares preenchidas por zeólitas e carbonatos.

Fenocristais, microcristais da matriz e amígdalas seguem comumente orientação de fluxo.

Análise modal representativa do grupo dos camptonitos consta da tabela

FOTO 17: Aspecto geral de camptonito com textura panidiomórfica, com fenocristais idiomórficos de anfibólio alaranjado em matriz contendo prismas de clinopiroxênio, anfibólio, grãos opacos e material félsico intersticial. Observe-se os prismas alongados de anfibólio na matriz seguindo orientação de fluxo. Nicóis paralelos; escala=0,4mm.

FOTO 18: Glomérulo de cristais zonados de clinopiroxênio bege-violáceo com inclusões de apatita e opacos, e grãos opacos em camptonito. Seções basais de anfibólio marrom aparecem na porção inferior da fotomicrografia. Nota-se o desenvolvimento de feldspato na matriz (franja fina, branca, na parte superior esquerda da foto). Nicóis paralelos; escala=0,4mm.

Amostra	WFN37
FENOCRISTAIS	
clinopiroxênio	3.6
anfibólio	3.8
magnetita	2.4
apatita	1.4
MATRIZ	
clinopiroxênio	2.6
anfibólio	45.6
magnetita	5.0
vidro	33.6
amígdalas	2.0

TABELA 7: Análise modal de camptonito.

6.2.3. Tefrifonólitos

Neste grupo incluem-se os diques correspondentes à amostra WFN10, coletada na ponta da Atalaia, à WFN53, na enseada do Abreu, e à WFN52, próximo ao morro do Forte.

Nas amostras WFN10 e WFN53, fenocristas de anfibólio, de clinopiroxênio, de apatita e de magnetita tendem a formar glomérulos que encontram-se imersos em vidro que perfaz aproximadamente 80% da rocha.

O anfibólio, do tipo kaersutítico, tem cor castanha escura e é fortemente pleocróico. O clinopiroxênio salítico tem cor violácea e contém frequentemente áreas irregulares ou centro esverdeados, e apresenta zonamento tanto concêntrico como setorial (do tipo *hourglass*). É comum também a ocorrência, tanto nos glomérulos como dispersos na rocha, de hauína, mineral do grupo da sodalita de coloração azul, e de titanita (Foto 20).

FOTO 19: Detalhe da matriz de camptonito, onde se observam ripas poiquiliticas alongadas de feldspato, prismas curtos de clinopiroxênio e prismas finos alongados de anfibólio. Nicóis cruzados; escala=50 μ m.

FOTO 20: Tefrifonólito com fenocristais de anfibólio marrom com inclusões de apatita, clinopiroxênio levemente esverdeado, mineral do grupo da sodalita (branca, alguns com abundantes inclusões de material opaco), em matriz vítrea com estrutura de fluxo. Nicóis paralelos; escala=0,4mm.

O vidro da amostra WFN10 está em estado fresco e tem uma coloração rósea. Está repleto de micrólitos, talvez de apatita, em forma de agulhas. Já na amostra WFN53, o vidro tem uma coloração escura e parece em estado incipiente de devitrificação. Reconhecem-se aí prismas finos e alongados de anfibólio em abundância.

Essas duas rochas apresentam uma forte textura fluidal onde tanto os fenocristais, isolados ou em glomérulos, como os micrólitos e anfibólio matriciais, seguem a orientação do fluxo. Tanto numa amostra quanto na outra, encontram-se comumente amígdalas preenchidas por zeólitas.

A rocha WFN52, por outro lado, apresenta uma textura porfirítica, com fenocristais de clinopiroxênio esverdeado a amarelado, e violáceo com borda esverdeada; fenocristais de anfibólio castanho, apatita e magnetita, e ainda fenocristais alongados de nefelina e de feldspato alcalino, em matriz fina intergranular composta de clinopiroxênio verde, anfibólio, titanita, magnetita, com agulhas de plagioclásio nos interstícios (Foto 21).

Análise modal do dique vítreo WFN10 consta da tabela 8.

Amostra	WFN10
FENOCRISTAIS	
clinopiroxênio	6.7
anfíbólio	7.9
sodalita	5.5
MATRIZ	
magnetita	0.9
vidro	77.9
titanita	1.1

TABELA 8: Análise modal de dique vítreo.

6.3. AMOSTRA WFN38

O dique correspondente à amostra WFN38 corta o fonólito do morro do Meio. Essa rocha, considerada isoladamente das demais, apresenta vários dentre seus cristais apontando para uma origem xenocrystalina.

Nessa amostra, a associação de “fenocristais” (Fotos 22, 23 e 24) inclui olivina; clinopiroxênio salítico amarelo, clinopiroxênio ferrossalítico verde, salita incolor a amarelada; anfibólio kaersutítico alaranjado; cristais de minerais félsicos de contornos arredondados como nefelina e noseana; além de cristais de titanita e cromita, juntamente com inúmeros xenólitos de nefelina sienitos. A matriz fina é composta de clinopiroxênio salítico, titanomagnetita, anfibólio, e ripas esparsas de feldspato alcalino, em base vítrea esbranquiçada.

A olivina aparece com duas texturas diferentes. Mais comumente, consiste de grãos arredondados isolados, com distribuição seriada; muitas vezes com bordas quebradas, ou associados a clinopiroxênio salítico. Os cristais mostram deformação, materializada por extinção ondulante ou formação de grãos minúsculos por cataclase. Encontram-se bordejados por uma fina coroa de pequenos prismas de kaersutita. A outra variedade compõe-se de grãos pequenos com extinção “relâmpago”, rodeados por minúsculos cristais de kaersutita, ocasionalmente associados a cromita.

O clinopiroxênio salítico aparece como cristais subidiomórficos a arredondados, com leve zoneamento e também com deformação. O clinopiroxênio da matriz parece ser dessa mesma variedade. A augita ocorre como cristais subidiomórficos isolados, não zonados, com textura alveolar. Os cristais de clinopiroxênio verde ferrossalítico são idiomórficos a subidiomórficos, levemente zonados, contêm inclusões de titanita e titanomagnetita.

FOTO 21: Dique de tefritonólito com fenocristais e glomérulos (centro da fotomicrografia) de clinopiroxênio bege a bege-violáceo, anfíbólio marrom a marrom-avermelhado com inclusões de apatita. Aparecem também minerais félsicos (feldspato alcalino tabular e feldspatóide equigranular), em matriz fina. Nicóis paralelos; escala=0,4mm.

FOTO 22: Aspecto geral da amostra WFN38 com grãos de tamanhos variados (fenocristais e xenocristais) em matriz muito fina. Os cristais arredondados maiores são de olivina (branca, com fraturas), nefelina (branca, com inúmeras inclusões fluidas produzindo coloração geral cinzenta), cristais quebrados de clinopiroxênio amarelado e anfíbólio marrom bordejado por grãos opacos. Nicóis paralelos; escala=0,4mm.

FOTO 23: Aspecto da amostra WFN38, onde se observam fenocristal idiomórfico de clinopiroxênio com núcleo verde e fenocristal de clinopiroxênio incolor, grão de anfibólio substituído por grãos opacos. Nicóis paralelos; escala=200μm.

FOTO 24: Aspecto da amostra WFN38, onde se observam fenocristal subidiomórfico de anfibólio alaranjado, fenocristais de clinopiroxênio em várias tonalidades de verde, fenocristal de olivina branca, fenocristais opacos, e numerosos microcristais da mesma composição dos fenocristais. Nicóis paralelos; escala=0,4mm.

Dentre os xenólitos de rochas encontrados, têm-se, os seguintes:

- a) uma rocha composta de anfibólio kaersutítico e biotita parcialmente substituídos por magnetita microcristalina;
- b) clinopiroxênio esverdeado ferrossalítico e
- c) nefelina sienito, composta apenas de feldspato alcalino e nefelina com textura intergranular.

Análise modal desse dique consta da tabela 9.

Amostra	WFN38
FENOCRISTAIS	
clinopiroxênio	18.6
anfibólio	7.3
olivina	12.3
feldspato K	7.4
opacos	1.1
feldspatóides	3.4
MATRIZ	54.9

TABELA 9: Análise modal da amostra WFN38.

QUADRO 1: Esquema de classificação e nomenclatura dos diques estudados.

AMOSTRA	LOCALIZAÇÃO	DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA
WFN1	Baía do Sueste	Rocha porfírica com fenocristais frescos de olivina (5%) e de cpx incolor(5%), com zona de borda castanha, comumente com manchas verdes no centro, em matriz intersertal de cpx e magnetita em massa fundamental poiquilitica.
WFN2	Baía do Sueste	Rocha porfírica com fenocristais de olivina (5%) e de cpx incolor (5%) em matriz intersertal de cpx e magnetita em massa fundamental poiquilitica de coloração castanha.
WFN3	Baía do Sueste	Rocha porfírica com fenocristais euédricos de olivina (25%), cpx incolor (30%) e magnetita (5%) em matriz intergranular de ripas de plagioclásio, cpx, magnetita e nefelina, carbonato e massa fundamental intersticial. Presentes estruturas globulares.
WFN10	Ponta da Atalaia	Rocha glomeroporfírica pilotaxítica com glomérulos de fenocristais de cpx esverdeado, anfibólio castanho e magnetita, fenocristais isolados de sodalita e microcristais de titanita e apatita, em massa fundamental com micrólitos e estrutura de fluxo.
WFN12	Ponta da Atalaia	Rocha glomeroporfírica com fenocristais isolados ou em glomérulos mono ou pluriminerais, de olivina alterada e de cpx incolor, comumente com manchas verdes no centro, em matriz intergranular de cpx, magnetita, anfibólio, plagioclásio e hauína. Presentes amígdalas e xenocristais cognatos de cpx e anfibólio substituídos por magnetita.
WFN14	Ponta da Atalaia	Rocha glomeroporfírica seriada com fenocristais de olivina alterada (7%) e de cpx incolor, às vezes com manchas verdes no centro, em densa matriz intergranular de cpx, magnetita e massa fundamental de cor castanha onde localmente se desenvolve anfibólio e mineral isótropo.
WFN17	Ponta da Atalaia	Rocha glomeroporfírica panidiomórfica com fenocristais prismáticos euédricos bem desenvolvidos de cpx violáceo zonado isolados ou formando glomérulos com magnetita e olivina totalmente substituída por serpentina e clorita, em matriz densa de cpx, magnetita e massa fundamental onde se desenvolve anfibólio. Presentes amígdalas.
WFN19	Ponta da Atalaia	Rocha glomeroporfírica com fenocristais de olivina totalmente alterada (10%), comumente circundados por microcristais de cpx, e fenocristais de cpx esbranquiçado (40%) em matriz muito fina de cpx, magnetita, e massa fundamental onde se desenvolve anfibólio.
WFN20	Ponta da Atalaia	Rocha glomeroporfírica seriada com fenocristais de olivina alterada e de cpx incolor, às vezes com centro verde, em matriz intergranular densa de cpx, magnetita, e massa fundamental castanha onde se desenvolve anfibólio e mineral isótropo do grupo da sodalita. Presentes amígdalas.
WFN21	Ponta da Atalaia	Rocha glomeroporfírica com fenocristais de olivina totalmente alterada (15%) e de cpx amarelado (25%) em matriz de cpx, magnetita e massa fundamental onde se desenvolve anfibólio. Comuns amígdalas, estruturas globulares e veios.
WFN25	Praia da Conceição	Rocha glomeroporfírica panidiomórfica pilotaxítica com fenocristais prismáticos euédricos de anfibólio castanho e de cpx violáceo; fenocristais de magnetita e apatita, em matriz de anfibólio alongado ou em grãos, pouca magnetita e massa fundamental onde se desenvolve plagioclásio em agulhas alongadas. Abundantes amígdalas seguem estrutura de fluxo dos fenocristais e anfibólio da matriz.
WFN26	Enseada das Caieiras	Rocha porfírica com fenocristais de olivina alterada (10%) e de cpx seriado, frequentemente com manchas verdes no centro, em matriz de cpx, abundante magnetita, e massa fundamental onde se desenvolve anfibólio e, localmente, mineral isótropo do grupo da sodalita. Comuns amígdalas e veios. Presentes xenólitos de anfibólio substituídos por magnetita.
WFN27	Enseada das Caieiras	Rocha porfírica composta de 30% de fenocristais de olivina fresca, às vezes formando glomérulos, e de 5% de fenocristais de cpx castanho em matriz intergranular de cpx e magnetita.
WFN28	Enseada das Caieiras	Rocha porfírica com 30% de fenocristais de olivina fresca e 5% de fenocristais de cpx castanho em matriz intergranular densa de cpx e magnetita, com calcita nos interstícios. Presentes amígdalas.
WFN30	Enseada das Caieiras	Rocha glomeroporfírica com miscelânea de fenocristais de cpx amarelado, às vezes com manchas verdes, e de cpx com bordas ou centro reabsorvidos; fenocristais de anfibólio alaranjado substituídos parcialmente por magnetita, fenocristais de sodalita e noseana violácea, e de apatita, e de olivina substituída por carbonato, em matriz de cpx esverdeado e magnetita esparsa em massa fundamental vítrea de coloração esverdeada.

WFN32	Enseada das Caieiras	Rocha porfírica com fenocristais de olivina alterados (5%) e cpx seriado de cor esverdeada a incolor em matriz de cpx, anfibólio e magnetita com anfibólio associado em massa fundamental esbranquiçada. Ocorrem fenocristais de apatita esparsos. Presença de amígdalas e veios.
WFN33	Enseada das Caieiras	Rocha porfírica seriada com fenocristais de olivina fresca (5%) e fenocristais de cpx, às vezes com manchas verdes no centro, em matriz intersertal de cpx, magnetita, material criptocristalino nos interstícios e massa fundamental de cor castanha . Presença de amígdalas. Há ocorrência de um megacristal de olivina de 7mm e xenocristais cognatos de cpx e anfibólio.
WFN36	Morro do Meio	Rocha glomeroporfírica com fenocristais de olivina alterada (5%), de cpx incolor a violáceo (40%) bem desenvolvidos, zonados, e de magnetita, em matriz de cpx violáceo, anfibólio, magnetita às vezes em forma de pena, nefelina, e agulhas de plagioclásio e de apatita. Presença de amígdalas.
WFN37	Morro do Meio	Rocha glomeroporfírica com glomérulos de fenocristais de anfibólio castanho, cpx violáceo, magnetita e apatita em matriz de anfibólio, magnetita e de apatita, em matriz de anfibólio, magnetita e, em menor quantidade, cpx, em massa fundamental poiquilitica onde se desenvolve plagioclásio. Comuns amígdalas e estruturas globulares.
WFN38	Morro do Meio	Rocha porfírica com fenocristais de olivina; uma variedade de cpx amarelo, verde e incolor, anfibólio castanho, nefelina, noseana, cromita, e pequenos cristais de titanita, e xenólitos de rochas alcalinas vulcânicas e plutônicas, em matriz fina de cpx amarelado, anfibólio, magnetita e ripas de feldspato alcalino e vidro intersticial.
WFN39	Enseada das Caieiras	Rocha porfírica seriada com fenocristais de olivina (25%) parcial ou totalmente alterada e de cpx levemente violáceo em matriz intersertal de cpx, magnetita e massa fundamental analcimizada intersticial onde se desenvolve anfibólio. Ocorrem amígdalas.
WFN40	Enseada das Caieiras	Rocha porfírica seriada com fenocristais de olivina e de cpx, estes comumente com estrutura interna alveolar em matriz intersertal de cpx incolor, magnetita e massa fundamental pardo.
WFN42	Enseada das Caieiras	Rocha panidiomórfica com raros fenocristais de anfibólio castanho, cpx e de magnetita, em matriz de anfibólio abundante, cpx esverdeado, magnetita e apatita, em massa fundamental zeolitizada poiquilitica onde se desenvolvem longas agulhas de plagioclásio.
WFN45	Enseada das Caieiras	Rocha porfírica seriada com olivina (30%) e cpx em início de reabsorção, em matriz de cpx, magnetita e massa fundamental onde se desenvolve anfibólio.
WFN46	Enseada das Caieiras	Rocha porfírica com fenocristais de olivina (5%) totalmente alterada, de cpx seriado e de hauina, glomérulos de cpx-anfibólio-olivina , em matriz intersertal de cpx, magnetita com anfibólio associado, em massa fundamental onde se desenvolve anfibólio. Xenólito de cpx verde-anfibólio-biotita-apatita.
WFN48	Enseada das Caieiras	Rocha porfírica com abundantes fenocristais idiomórficos a subidiomórficos de anfibólio alaranjado (30%) com raras inclusões, bordejados por grãos minúsculos de magnetita, e fenocristais idiomórficos a subidiomórficos de cpx incolor, alguns com faces corroídas, e de apatita idiomórfica e magnetita, em massa fundamental pontilhada de magnetita, onde se verifica cpx incolor, ripas de plagioclásio e mineral granular vinho.
WFN49	Forte dos Remédios	Rocha glomeroporfírica seriada com fenocristais de anfibólio castanho (10%) e de cpx violáceo-esverdeado, isolados ou em glomérulos, e de fenocristais de olivina alterada, em matriz de cpx, anfibólio, e magnetita com anfibólio associado, em massa fundamental esbranquiçada onde se desenvolve natrolita. Ocorrem amígdalas e estruturas globulares.
WFN52	Morro do Forte	Rocha porfírica com fenocristais de cpx verde, amarelado e violácea, esta variedade aparece com borda verde, fenocristais de anfibólio castanho, apatita e magnetita, e fenocristais de feldspato alcalino e nefelina em matriz de cpx verde, anfibólio, titanita, magnetita e agulhas de plagioclásio intersticial.
WFN53	Enseada do Abreu	Rocha glomeroporfírica pilotaxítica com fenocristais de anfibólio castanho, cpx amarelado e magnetita, isolados ou em glomérulos, e fenocristais isolados de sodalita em massa fundamental pardacenta com anfibólio e magnetita. Fenocristais e minerais da matriz e amígdalas seguem estrutura de fluxo.
WFN55	Enseada do Abreu	Rocha panidiomórfica com fenocristais bem desenvolvidos de olivina fresca (25%) e de cpx fortemente violáceo (35%), às vezes com centro verde, em matriz de cpx mal formado, magnetita abundante, em massa fundamental poiquilitica alterada.

WFN56	Enseada do Abreu	Rocha fina glomeroporfírica com fenocristais idiomórficos a subidiomórficos de cpx incolor, às vezes com centro alveolar ou esverdeado; fenocristais de contornos arredondados de anfibólio alaranjado com raras inclusões, e de olivina alterada, isolados ou em glomérulos monominerálicos, em matriz intersertal de cpx alongado e grãos de magnetita, em massa fundamental onde se desenvolvem “pools” de hauína. Anfibólio alongado desenvolve-se ao longo de veios que cortam a rocha.
WFN57	Enseada do Abreu	Rocha fina porfírica com fenocristais esparsos de cpx incolor e de anfibólio castanho, e de olivina alterada em matriz de cpx, magnetita e anfibólio esparsos em massa fundamental. Ocorrem zonas onde praticamente não há cpx, apenas anfibólio e magnetita.
WFN59	Enseada do Abreu	Rocha porfírica com fenocristais de olivina, cpx e anfibólio em matriz de cpx, anfibólio, magnetita e apatita em massa fundamental vítrea amarelada onde se desenvolve mineral isótropo do grupo das zeólitas.
FN17	Ponta da Atalaia	Rocha glomeroporfírica com fenocristais de cpx incolor a amarelado formando glomérulos, e outros isolados com centro verde ou substituído por magnetita; fenocristais de olivina alterados; de sodalita; e de anfibólio substituído por magnetita, em matriz intergranular de cpx, anfibólio e magnetita em massa fundamental onde se desenvolvem agulhas de plagioclásio e mineral do grupo das zeólitas. Presença de amígdalas.
FN24	Ponta da Atalaia	Rocha glomeroporfírica panidiomórfica com glomérulos de anfibólio castanho, cpx violáceo, magnetita e apatita, e fenocristais isolados de sodalita, em matriz de anfibólio, cpx e magnetita esparsa em massa fundamental esbranquiçada alterada.
FN38	Enseada das Caieiras	Rocha glomeroporfírica com fenocristais de cpx amarelado, às vezes com centro verde; de olivina alterada; e de anfibólio alaranjado, isolados ou em glomérulos; e fenocristais de sodalita, em matriz intersertal de cpx, magnetita e anfibólio, e grãos esparsos de apatita, com massa fundamental intersticial onde se desenvolve hauína. Ocorre megaglomerulo de anfibólio, cpx e olivina. Presença de amígdalas.

7. QUÍMICA MINERAL

O estudo da química mineral foi realizado com um total de 11 amostras tidas como representativas das diferentes litologias dos diques máficos, ultramáficos e intermediários que compõem o presente estudo. Dos basanitos e tefritos foram selecionadas as amostras WFN33 e WFN46; dos camptonitos, WFN37 e WFN42; dos tefrifonólitos, a WFN10 e WFN52; dos monchiquitos, a WFN30; dos ankaratritos, WFN28 e WFN55; a amostra de álcali basalto, WFN3. A amostra WFN38 foi escolhida justamente pela sua associação mineral complexa (ver Cap. 5).

Nas análises químicas de minerais por microsonda eletrônica são fornecidos valores dos elementos na forma de óxidos, e os valores catiônicos correspondentes são calculados de acordo com o número de oxigênios por unidade de fórmula estrutural de cada mineral.

Nas tabelas de dados de química mineral de óxidos, Fet_{total} aparece como FeO , e na fórmula estrutural, como Fe^{2+} e Fe^{3+} . O número de átomos por unidade de fórmula (**auf**) será utilizado em todos os diagramas construídos para os minerais.

7.1. OLIVINA

Olivina é mineral constituinte dos diques de álcali basalto, ankaratritos, basanitos e tefritos, e da amostra WFN38. No álcali basalto e nos basanitos e tefritos, olivina é uma fase essencialmente fenocristalina, nunca fazendo parte da composição da matriz desses diques. Os cristais encontram-se, em maior ou menor grau, substituídos por pseudomorfos de baixa temperatura como talco, clorita, carbonatos. Nos ankaratritos, no entanto, olivina apresenta-se com textura seriada em cristais frescos (ver Cap. 6).

Realizaram-se 29 análises químicas de olivina nesses diques, e as

análises constam da tabela 10.

A estrutura do grupo da olivina consiste de tetraedros SiO_4 independentes unidos por átomos divalentes em posição octaédrica (Deer et al. 1982). Silício não é substituído por Al, e os íons trivalentes Al e Fe^{3+} encontram-se ausentes ou em muito baixos teores. Existe uma série contínua entre os dois membros finais Mg_2SiO_4 (forsterita) e Fe_2SiO_4 (faialita). Nessa série, pode ocorrer uma pequena substituição de (Mg, Fe^{2+}) por Mn e Ca. Os membros mais magnesianos contêm geralmente Cr e Ni, ainda que em baixos teores.

Os dados químicos de olivina terá um tratamento diferente daquele que será feito para os clinopiroxênios e anfibólios dos diques de Fernando de Noronha. A variedade química nas olivinas é menor do que aquela encontrada nesses minerais, não formando populações com características perfeitamente distintas.

Diagramas de variação foram construídos tendo o *número de mg* ($mg\# = 100 \cdot \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO} + 0,8998 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3)$) em proporção molecular, onde $\text{FeO} = \text{FeO} + 0,8998 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$) como índice de diferenciação (Fig.4). Toma-se o valor de *mg#* como aproximadamente correspondente ao teor da molécula forsterita (Fo) na composição das olivinas.

A correlação existente entre o valor de *mg#* e Fe (Fig. 4) permite distinguir as olivinas dos ankaratritos como as de maior *mg#*, com Fo_{85,5} em média, e menor teor em Fe (média de 0,286 auf), enquanto as olivinas do álcali basalto encontra-se no outro extremo, com os menores valores de *mg#* (Fo₇₉) e maior teor em Fe (média de 0,416auf). Nos basanitos e tefritos, a composição das olivinas é intermediária (Fo₈₂), com Fe em torno de 0,347auf, tendo sido encontrado composições com Fo₇₉ e Fo₈₆.

A amostra WFN38 contém uma população de cristais de olivina com uma variedade ampla de valores de *mg#* (Fo₈₁-Fo_{85,5}), com a ocorrência de xenocristais

TABELA 10: Análises químicas por microsonda eletrônica de olivinas dos diques estudados.

Rocha	Basanitos e Tefritos									
Amostra	WFN33	WFN33	WFN33	WFN33	WFN33	WFN33	WFN33	WFN46	WFN46	WFN46
grão-pto	1-1	1-2	1-3	2-1	2-2	3-1	3-2	1	2-1	2-2
SiO ₂	38.43	38.52	38.96	39.00	39.14	38.91	39.42	39.71	38.35	38.53
Al ₂ O ₃	0.20	nd	0.17	0.23	0.15	0.34	0.26	0.25	0.17	0.16
FeO	18.42	18.62	17.25	16.03	16.10	17.32	14.48	13.07	19.80	19.83
MnO	0.26	0.27	nd	nd	nd	0.28	nd	0.17	0.33	0.31
MgO	42.60	42.48	43.39	44.42	44.53	42.82	45.85	46.20	41.27	41.23
CaO	0.15	0.13	nd	0.23	0.17	0.32	0.14	0.12	0.20	0.11
NiO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.35	nd	nd
Total	100.07	100.00	99.77	99.91	100.09	99.99	100.15	99.86	100.12	100.17
Cátions para 4 oxigênios										
Si	0.982	0.986	0.989	0.986	0.987	0.986	0.983	0.988	0.986	0.989
Al	0.006	nd	0.005	0.007	0.005	0.01	0.007	0.007	0.005	0.005
Fe	0.394	0.399	0.366	0.339	0.340	0.367	0.302	0.272	0.426	0.426
Mn	0.006	0.006	nd	nd	nd	0.006	nd	0.004	0.007	0.007
Mg	1.623	1.621	1.643	1.674	1.675	1.618	1.706	1.713	1.582	1.578
Ca	0.004	0.003	nd	0.006	0.005	0.009	0.004	0.003	0.005	0.003
Ni	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.007	nd	nd
mg#	80.50	80.29	81.79	83.19	83.17	81.53	84.98	86.34	78.82	78.78

Rocha	Ankaratritos								
Amostra	WFN28	WFN28	WFN28	WFN55	WFN55	WFN55	WFN55	WFN55	WFN55
grão-pto	1-1	1-2	2	1- núcleo	1-borda	2-núcleo	3-núcleo	4-1	4-2
SiO ₂	39.79	39.49	39.73	39.21	39.68	39.86	39.89	39.31	39.38
Al ₂ O ₃	0.11	0.18	0.23	nd	nd	nd	nd	nd	nd
FeO	12.55	13.03	13.00	15.38	14.22	12.42	12.68	14.49	15.84
MnO	0.35	0.18	0.26	0.28	0.23	0.23	0.17	0.26	0.22
MgO	46.50	46.40	46.55	44.66	45.66	46.86	46.43	45.52	43.93
CaO	0.20	0.23	0.18	0.31	0.35	0.45	0.24	0.23	0.43
NiO	0.23	0.31	nd	0.27	nd	0.22	0.38	nd	nd
Total	99.73	99.80	99.94	100.11	100.14	100.03	99.78	99.80	99.80
Cátions para 4 oxigênios									
Si	0.991	0.987	0.990	0.989	0.993	0.992	0.992	0.989	0.996
Al	0.003	0.005	0.007	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Fe	0.262	0.273	0.271	0.324	0.297	0.258	0.258	0.305	0.325
Mn	0.007	0.004	0.005	0.006	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005
Mg	1.728	1.729	1.729	1.679	1.703	1.738	1.738	1.707	1.657
Ca	0.005	0.006	0.005	0.008	0.009	0.012	0.012	0.006	0.012
Ni	0.005	0.006	nd	0.005	nd	0.004	0.004	nd	nd
mg#	86.88	86.42	86.49	83.84	85.16	87.09	86.74	84.88	83.20

$$mg\# = 100 \cdot \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO} + 0.8998 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3)$$

TABELA 10: Análises químicas por microsonda eletrônica de olivinas dos diques estudados.

Rocha	Alcali basalto		
Amostra	WFN3	WFN3	WFN3
grão-ptó	1	2	3
SiO ₂	38.55	38.44	38.56
Al ₂ O ₃	0.13	0.12	0.15
FeO	19.47	19.59	19.78
MnO	0.31	0.35	0.39
MgO	41.33	41.06	40.60
CaO	0.23	0.25	0.27
NiO	nd	nd	nd
Total	100.02	99.81	99.75
Cátions para 4 oxigênios			
Si	0.990	0.991	1.000
Al	0.004	0.004	0.004
Fe*	0.418	0.422	0.409
Mn	0.007	0.008	0.009
Mg	1.583	1.577	1.569
Ca	0.006	0.007	0.008
Ni	nd	nd	nd
mg#	79.12	78.91	78.56

Rocha	Amostra WFN38						
Amostra	WFN38	WFN38	WFN38	WFN38	WFN38	WFN38	WFN38
grão-ptó	1-1	1-2	2-1	2-2	3	4	5
SiO ₂	39.91	40.17	39.53	38.67	38.87	39.47	39.62
Al ₂ O ₃	0.15	0.16	0.19	0.23	0.24	0.14	0.41
FeO	11.26	11.12	16.12	16.25	17.77	13.83	13.82
MnO	nd	nd	nd	0.18	0.23	0.16	0.17
MgO	48.12	48.16	44.36	44.31	42.78	46.15	45.46
CaO	nd	nd	nd	nd	0.12	nd	0.18
NiO	0.39	0.25	nd	0.32	nd	0.23	0.26
Total	99.82	99.86	100.20	99.95	100.01	99.98	99.92
Cátions para 4 oxigênios							
Si	0.988	0.991	0.995	0.980	0.990	0.988	0.992
Al	0.004	0.005	0.006	0.007	0.007	0.004	0.012
Fe	0.233	0.230	0.339	0.344	0.378	0.289	0.289
Mn	nd	nd	nd	0.004	0.005	0.003	0.004
Mg	1.777	1.772	1.664	1.675	1.624	1.722	1.696
Ca	nd	nd	nd	nd	0.003	nd	0.005
Ni	0.008	0.005	nd	0.007	nd	0.005	0.005
mg#	88.43	88.56	83.09	82.97	81.13	85.64	85.46

$$mg\# = 100 \cdot MgO / (MgO + FeO + 0.8998 \cdot Fe_2O_3)$$

FIGURA 4: Diagramas de variação das olivinas analisadas, tendo $mg\#$ como índice de diferenciação.

com extinção ondulante com valores ainda mais altos ($Fo_{88,5}$) do que os observados para as olivinas dos ankaratritos.

Com a exceção do Fe, não se observa nas análises químicas das olivinas uma relação sistemática aparente entre o valor de $mg\#$ e os demais elementos químicos.

As olivinas dos ankaratritos possuem teores altos de Ca e Mn, sendo que boa parte delas possui Ni. Cálcio e Mn também estão presentes nas olivinas do álcali basalto.

As olivinas dos basanitos e tefritos contêm Ca, mas apresentam baixos teores de Mn. As olivinas da amostra WFN38, em geral, não contêm Ca, mas apresentam Ni.

Os teores de Mn das olivinas parecem estar relacionados com a abundância desse elemento nas rochas hospedeiras (Simkin & Smith 1970).

No que se refere ao Ca, Stormer (1973) sugere que a atividade ou fração molar de $\text{Ca}(\text{SiO}_4)_{1/2}$ em olivina depende da atividade da sílica a qualquer temperatura e pressão. Se a atividade da sílica permanecesse constante, um rápido aumento do teor de Ca em olivina poderia indicar decréscimo de pressão. Por outro lado, Ca decrescente ou constante poderia indicar predomínio de decréscimo de temperatura.

7.2. CLINOPIROXÊNIO

Clinopiroxênio é a fase mineral fenocristalina cujas características texturais e mudanças químicas melhor refletem as condições de cristalização e diferentes estágios evolutivos dos magmas.

Os clinopiroxênios dos basanitos, tefritos, ankaratritos e álcali basalto são incolores ou amarelados, comumente envolvidos por uma zona de borda fina, pleocróica, de coloração violácea. É bastante comum nos fenocristais dessas rochas, a ocorrência de “centros” ou “manchas” de contornos arredondados de uma variedade de clinopiroxênio verde. Já nos ankaratritos e álcali basalto, os fenocristais de clinopiroxênio

são mais uniformes.

Nos monchiquitos, o clinopiroxênio é também de uma variedade incolor, porém com algumas distinções petrográficas da variedade mencionada acima. Apresenta zoneamento concêntrico fino, com inclusões de apatita que seguem por vezes o traçado das várias zonas; não há, porém, uma zona de borda definida por mudanças na cor e pleocroísmo como acontece nos fenocristais dos outros diques máficos. Nos fenocristais dos monchiquitos também ocorrem pequenas “manchas” verdes pleocróicas esporádicas.

A variedade de clinopiroxênio mais comum nos camptonitos apresenta uma cor violácea uniforme, com forte pleocroísmo. Os fenocristais são zonados, inclusive com zoneamento setorial, e não mostram feições de reabsorção.

Nos tefrifonólitos, rochas de composição mais evoluída, encontram-se principalmente clinopiroxênios de cor verde, mas também ocorrem com menor frequência aqueles de cor amarelada e violáceos.

ESTRUTURA DOS CLINOPIROXÊNIOS

A estrutura essencial dos piroxênios corresponde à união de tetraedros SiO_4 que compartilham dois dos quatro vértices formando cadeias contínuas de composição $(\text{SiO}_3)_n$. As cadeias são ligadas lateralmente por cátions (Ca, Na, Mg, Fe, etc.) cujas posições são denominadas *M1* e *M2*. Os átomos *M1* (Al^{3+} , Fe^{3+} , Ti^{4+} , Cr^{3+} , V^{3+} , Ti^{3+} , Zr^{4+} , Sc^{3+} , Zn^{2+}) posicionam-se principalmente entre os ápices das cadeias SiO_3 , enquanto os átomos *M2* (Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Li^+ , Ca^{2+} , Na^+) posicionam-se principalmente entre suas bases. A estrutura pode ser vislumbrada como sendo formada por camadas paralelas a (100) de tetraedros alternando-se com camadas de poliedros de coordenação 6 ou maior (Deer et al. 1978).

A fórmula química geral (unidade de fórmula) para todos os piroxênios pode ser expressa como $M2MIT_2O_6$, onde $M2$ refere-se aos cátions num arranjo octaédrico geralmente irregular, $M1$ aos cátions numa coordenação octaédrica regular, e T aos cátions de coordenação tetraédrica (Morimoto 1989).

CLASSIFICAÇÃO E NOMENCLATURA

Todas as análises químicas dos clinopiroxênios serão tratadas em conjunto; sendo assim, as composições encontradas não se relacionam especificamente a grãos, pois um único cristal pode apresentar composições distintas com nomes distintos para o núcleo, a zona intermediária e a borda.

Análises químicas representativas dos clinopiroxênios encontram-se listadas na tabela 11. As fórmulas estruturais foram calculadas na base de seis oxigênios na cela unitária. A relação Fe^{+2}/Fe^{+3} foi estimada na fórmula estrutural segundo cálculo proposto por Vieten & Hamm (1978), utilizando o programa MINFILE (versão 5, 1988). Alumínio em todas as análises é suficiente para completar, juntamente com Si, os dois íons em posição tetraédrica ($T=2$) por unidade de fórmula.

O procedimento de classificação proposto pela Comissão de Novos Minerais e Nomes de Minerais da *International Mineralogical Association* - IMA (Morimoto 1989) consiste primeiramente em plotar os cátions Ca, Mg, Fe^{2+} e Na nas posições M no diagrama $Q-J$ (Fig.5) onde $Q=Ca+Mg+Fe^{2+}$ e $J=2Na$.

No diagrama $Q-J$, todos os clinopiroxênios analisados ocupam o campo *Quad* (Fig.5), de piroxênios de Ca-Mg-Fe do quadrilátero $Mg_2Si_2O_6(En)-e2^{2+}Si_2O_6(Fs)-CaMgSi_2O_6(Di)-CaFe^{2+}Si_2O_6(Hd)$ (Fig.6), do sistema ternário $Wo(CaSi_2O_6)-En-Fs$.

FIGURA 5: Classificação dos clinopiroxênios analisados no grupo dos clinopiroxênios de Ca-Mg-Fe (Quad) (Morimoto 1989).

Na classificação do *IMA* (Morimoto 1989), o campo *Di-Hd* do quadrilátero *En-Fs-Di-Hd* (Fig.6) é subdividido em dois, *diopsídio* e *hedenbergita*, a 50% de ambos os componentes. Já na classificação tradicional de Deer et al. (1978), esse campo *Di-Hd* encontra-se subdividido em *diopsídio-salita-ferrosalita-hedenbergita*, caracterizando melhor a relação Mg/Fe nos clinopiroxênios ricos em Ca.

A Figura 6 apresenta o quadrilátero *En-Fs-Di-Hd* com as análises de clinopiroxênios das respectivas rochas desse estudo separadamente. Seguindo Morimoto (1989), os clinopiroxênios analisados ocupam o campo dos *diopsídios* e, em parte, o das *hedenbergitas*, que correspondem em Deer et al. (1978), às *salitas* e *ferrosalitas*, respectivamente.

O método de classificação do *IMA* (Morimoto 1989) prevê o uso de adjetivos acoplados aos nomes-raízes dos minerais para indicar teores não usuais de alguns elementos químicos.

FIGURA 6: Clinopiroxênios no quadrilátero En-Fs-Di-Hd, no sistema ternário Wo-En-Fs.

Legenda: **círculos vazios:** clinopiroxênios dos basanitos e tefrits; **círculos cheios:** clinopiroxênios dos camptonitos; **triângulos vazios:** clinopiroxênios do álcali basalto; **quadrados cheios:** clinopiroxênios dos ankaratrits; **losangos cheios:** clinopiroxênios dos monchiquitos; **cruzes vazias:** clinopiroxênios verdes em basanitos e tefrits; **cruzes cheias:** clinopiroxênios dos tefrifonólitos.

Referências recentes na literatura de rochas alcalinas, sobretudo as rochas básicas (Dobosi et al. 1991, Dobosi & Fodor 1992), mantêm nomes como *salita* e *ferrosalita* que caracterizam melhor a importante relação Mg/Fe nos clinopiroxênios cálcicos. Por essa razão, no presente trabalho, optou-se por adotar como nomes-raízes dos clinopiroxênios a nomenclatura de Deer et al. (1978), utilizando adjetivos modificadores (Morimoto 1989) para indicar o enriquecimento em determinados elementos.

Com a finalidade de caracterizar melhor o enriquecimento em Ti, Al e Na desses clinopiroxênios, foi construído o diagrama triangular da Figura 7. Nesse

FIGURA 7: Diagrama Al^{VI} -Ti-Na ilustrando enriquecimento preferencial dos clinopiroxênios em um destes elementos, o que possibilita agrupá-los. Símbolos como na Figura 6.

diagrama, observa-se que os vários tipos de clinopiroxênio agrupam-se em campos preferenciais, na direção dos vértices onde se encontram os elementos nos quais estão enriquecidos.

Assim, considerando as figuras 6 e 7, é possível identificar os seguintes clinopiroxênios:

- **SALITAS**: correspondem aos clinopiroxênios fenocristalinos dos basanitos e tefritos, álcali basalto e ankaratritos. No caso dos ankaratritos, as salitas contêm Cr (até 0,015auf).
- **SALITAS TITANÍFERAS** ($Ti > 0,10\text{auf}$) ou ricas em Ti, em geral subsilícicas ($Si < 1,75\text{auf}$): correspondem aos clinopiroxênios de zonas de borda, e cristais da matriz dos basanitos, tefritos, álcali basalto e ankaratritos; e a fenocristais e cristais da matriz dos camptonitos.
- **SALITAS ALUMINOSAS** ($Al^{VI} > 0,10\text{auf}$), ricas em Na: corresponde aos clinopiroxênios dos monchiquitos. Estes clinopiroxênios são mais pobres em Ca do que os clinopiroxênios das outras rochas.
- **SALITAS RICAS EM Na E FERROSALITAS SÓDICAS** ($Na > 0,10\text{auf}$): ambos os tipos ocorrem tanto nos clinopiroxênios dos tefrifonólitos como também formando os núcleos verdes de fenocristais que ocorrem nos basanitos e tefritos.

A amostra WFN38 contém uma associação de fenocristais de clinopiroxênios (Ulbrich et al. 1994b) que inclui salitas ($mg\# = 73-80$) como grãos subidiomórficos a arredondados, com feições de deformação; augitas ricas em Mg ($mg\# = 86$), com textura alveolar; e ferrosalitas sódicas ($mg\# 35-42$) de cor verde.

DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO

Para caracterizar as composições dos clinopiroxênios dos diques, foram construídos diagramas de variação tendo $mg\#$ ($FeO+MgO/MgO$) na abcissa como índice de diferenciação *versus* os valores de cátions por unidade de fórmula para os elementos, na ordenada. As análises de clinopiroxênios da amostra WFN38 não foram incluídas na construção dos diagramas.

SALITAS E SALITAS TITANÍFERAS

As salitas e salitas titaníferas mostram uma variação contínua (Fig.8). Os valores de $mg\#$ encontram-se no intervalo de 85 a 70.

A variação de $mg\#$ apresenta uma correlação negativa com Si e uma correlação positiva com Ti e Al.

Esses clinopiroxênios apresentam zoneamento normal, na direção *centro* → *zona intermediária* → *bordas* dos cristais, com valores crescentes de Fe, Al, Na e Ti e decrescentes de Si e Mg com consequente diminuição de $mg\#$. Essa tendência é comum nos clinopiroxênios dos ankaratritos e álcali basalto, porém, nos basanitos e tefritos e camptonitos pode haver uma inversão dessa tendência na direção *zona intermediária* → *bordas* dos cristais, tendo as bordas maior $mg\#$ e menor Ti, Na, Al do que a zona intermediária correspondente.

SALITAS ALUMINOSAS

Nestes clinopiroxênios, o excesso em Al sobre a quantidade requerida para preencher as posições tetraédricas é bem maior do que no caso das salitas e salitas titaníferas.

FIGURA 8: Diagramas de variação das composições de salitas e salitas titaníferas dos basanitos e tefritos e camptonitos tendo *mg#* como índice de diferenciação. Incluídos nos diagramas estão os clinopiroxênios dos ankaratritos e álcali basalto. Símbolos como na Figura 6.

Nos diagramas de variação da Figura 9, *mg# versus Al^{VI}*, *mg# versus Ca*, *mg# versus Na*, *mg# versus Ti*, onde esses piroxênios são representados junto com salitas e salitas titaníferas (descritas no item anterior), observa-se que esses minerais possuem alto *mg#*, alto *Al^{VI}*, alto Na, baixo Ca e baixo Ti.

SALITAS RICAS EM Na E FERROSALITAS SÓDICAS

As salitas ricas em Na dos tefrifonólitos, e as ferrosalitas sódicas dos núcleos e “manchas” verdes que às vezes ocorrem nos fenocristais de salita dos basanitos e tefritos apresentam uma ampla variação de *mg#* à qual corresponde um enriquecimento linear de Fe e Na (Fig. 10). Esses clinopiroxênios, sobretudo as ferrosalitas, são em geral, ricos em Mn.

AS MOLÉCULAS DOS CLINOPIROXÊNIOS

A Figura 11 mostra os clinopiroxênios analisados no diagrama Ti-Na-Al^{IV} (Cameron & Papike 1981) com as principais moléculas que caracterizam a composição dos clinopiroxênios. Titânio entra na cela do clinopiroxênio junto com íons Al forma a molécula Ti-Tschermak, CaTiAl₂O₆ (*TAL*). Uma parte do Al^{VI} com uma quantidade igual de Al^{IV} forma a molécula Ca-tschermakita (*CATS*, CaAl₂SiO₆), e o Al^{VI} em excesso sobre o Al^{IV} também indica a presença do componente jadeíta (*JD*, NaAlSi₂O₆). Condições de baixas pressão e temperatura são favoráveis à incorporação de moléculas *TAL*; principal componente das salitas é salitas titaníferas. Já a incorporação de *CATS* e *JD*, moléculas principais das salitas aluminosas e salitas ricas em Na e ferrosalitas sódicas, é favorecida por pressões altas (Yagi & Onuma 1967 e Sack & Carmichael 1984, Clark et al. 1962, Kushiro 1969, in Dobosi et al. 1991 e Dobosi & Fodor 1992).

FIGURA 9: Diagramas de variação com *mg#* como índice de diferenciação onde as composições de salitas aluminosas dos monchiquitos são plotadas, para comparação, juntamente com salitas e salitas titaníferas. Símbolos como na Figura 6.

FIGURA 10: Diagramas de variação com *mg#* como índice de diferenciação mostrando afinidade entre as salitas ricas em Na dos núcleos e “manchas” verdes em cristais de clinopiroxênio de basanitos e tefritos, e ferrosalitas sódicas dos tefrifonólitos. Símbolos como na Figura 6.

FIGURA 11: Diagrama Ti-Na-Al^{IV} de Cameron & Papike (1981) com as principais moléculas dos clinopiroxênios analisados. Símbolos como na Figura 6.

Yagi & Onuma (1967, *in* Deer et al. 1978) verificaram que a solução sólida completa de $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ a 1000°C e 1atm de pressão em diopsídio é enormemente reduzida a pressões entre 10kbar e 25kbar. Nestes piroxênios, verificou-se que Ti aumentava com o aumento da pressão a temperatura constante, mostrando que os piroxênios cristalizados de magmas básicos em profundidade, deveriam ter comparativamente baixos teores de Ti devido a sua temperatura de formação mais elevada. A diferença observada entre os piroxênios de sistemas sintéticos mais simples e piroxênios formados de líquidos de rocha com um número maior de componentes, pode estar relacionada a reações como: $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6 + \text{NaFe}^{+3}\text{Si}_2\text{O}_6 \leftrightarrow \text{NaTiAlSiO}_6 + \text{CaFe}^{+3}\text{AlSiO}_6$ movendo-se para a direita à medida que a pressão aumenta.

A molécula *CATS* ($\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$) não é estável abaixo de 1160°C (Deer et al. 1978), e tem campo de estabilidade de pressão relativamente restrito, o que indica que soluções sólidas de diopsídios ricas neste componente provavelmente cristalizaram-se a altas temperaturas e pressões moderadas ao invés de altas. O teor de *JD* nas soluções sólidas de clinopiroxênios decresce significativamente com o aumento da temperatura e diminuição da pressão, e é acompanhada por um pequeno aumento na proporção da molécula *CATS*.

AS RELAÇÕES DE PRESSÃO E TEMPERATURA DE FORMAÇÃO DOS CLINOPIROXÊNIOS

O principal componente das salitas e salitas titaníferas é a molécula *TAL* (Fig.11). Já as moléculas principais das salitas aluminosas e salitas ricas em Na e ferrosalitas sódicas são *CATS* e *JD* (Fig.11). Assim, como a incorporação de *TAL* é favorecida por condições de baixas pressão e temperatura, e a incorporação de *CATS* e *JD* é favorecida por pressões altas (Yagi & Onuma 1967 e Sack & Carmichael 1984, Clark et al. 1962, Kushiro 1969, *in* Dobosi et al. 1991 e Dobosi & Fodor 1992), pode-se inferir que as salitas e salitas titaníferas se originaram a pressões e temperaturas mais

FIGURA 12: Correlação entre Al_{total} e Ti (Aoki & Kushiro 1968 *in* Dobosi & Horváth 1988) que permite avaliação qualitativa da pressão de formação dos clinopiroxênios. Ti/Al mais baixos refletem origens a pressões mais elevadas. Símbolos como na Figura 6.

TABELA 11: Análises químicas por microsonda eletrônica de clinopiroxênios dos diques estudados.

Rocha	Basanitos e Tefritos																	
Amostra	WFN33	WFN33	WFN33	WFN33	WFN33	WFN33	WFN33	WFN33	WFN33	WFN33	WFN33	WFN33	WFN33	WFN33	WFN33	WFN33	WFN33	WFN33
grão-ponto	1	2-núcleo	2-z.interm.	3-n.verde	3-borda	4-n. verde	4-borda	5-núcleo	5-núcleo	5-borda	5-borda	6-n.verde	6-z.interm.	6-borda	7-núcleo	7-borda	8-núcleo	8-borda
SiO ₂	48,47	50,26	49,79	50,90	48,27	47,73	47,93	51,06	49,02	43,70	44,52	50,99	50,27	47,88	50,21	46,68	51,15	47,90
TiO ₂	1,61	1,58	1,59	0,71	2,30	1,03	2,30	1,12	2,02	4,32	3,99	0,96	1,57	2,72	0,33	3,15	0,98	2,20
Al ₂ O ₃	5,04	3,52	3,64	3,04	5,55	4,88	5,99	3,04	4,52	8,08	7,86	3,41	3,58	5,47	4,76	6,58	3,31	5,72
Cr ₂ O ₃	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
FeO	10,46	6,95	7,57	10,76	6,84	14,11	7,29	8,20	6,37	7,77	7,53	8,57	6,19	7,02	6,99	7,32	6,03	7,11
MnO	0,41	nd	0,18	0,38	nd	0,94	nd	nd	nd	nd	nd	0,12	nd	nd	nd	nd	0,17	nd
MgO	10,18	13,27	12,56	10,56	13,11	7,94	12,89	12,44	13,90	11,48	11,71	11,88	14,43	12,92	13,01	12,28	13,35	12,18
CaO	22,17	23,34	23,20	22,12	23,25	21,38	22,86	22,92	23,43	23,24	23,06	22,86	23,17	23,19	23,19	23,32	23,51	23,26
Na ₂ O	1,48	0,75	0,91	1,29	0,53	1,81	0,54	1,13	0,45	0,59	0,79	1,23	0,46	0,59	0,74	0,55	0,83	0,77
Total	99,82	99,67	99,44	99,75	99,85	99,81	99,81	99,91	99,72	99,18	99,45	100,03	99,67	99,80	99,23	99,88	99,33	99,14
Fe ₂ O ₃ *	5,69	2,74	3,46	3,61	3,05	7,74	2,99	3,25	3,16	5,12	5,30	3,39	2,55	3,11	3,47	3,42	2,14	3,26
FeO*	5,76	4,48	4,45	7,93	4,36	7,14	4,60	5,27	3,52	3,17	2,77	5,52	4,15	4,21	4,15	4,53	4,11	4,17
Cátions para 6 oxigênios																		
Si	1,820	1,867	1,859	1,916	1,792	1,817	1,782	1,897	1,817	1,647	1,668	1,895	1,861	1,782	1,867	1,741	1,896	1,794
Al ^{iv}	0,180	0,133	0,141	0,084	0,208	0,183	0,218	0,103	0,183	0,353	0,332	0,105	0,139	0,218	0,133	0,259	0,104	0,206
Al ^{vi}	0,043	0,027	0,013	0,051	0,035	0,036	0,044	0,030	0,015	0,005	0,015	0,044	0,017	0,022	0,076	0,030	0,040	0,046
Ti	0,045	0,044	0,045	0,020	0,064	0,030	0,064	0,031	0,056	0,123	0,112	0,027	0,044	0,076	0,009	0,088	0,027	0,062
Cr	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Fe ⁺³	0,154	0,078	0,098	0,088	0,083	0,220	0,085	0,093	0,089	0,146	0,151	0,097	0,068	0,088	0,094	0,093	0,061	0,092
Fe ⁺²	0,174	0,138	0,138	0,251	0,130	0,229	0,142	0,162	0,109	0,098	0,085	0,169	0,123	0,130	0,124	0,135	0,126	0,130
Mn	0,013	nd	0,006	0,012	nd	0,031	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,005	nd
Mg	0,570	0,735	0,699	0,593	0,725	0,450	0,715	0,690	0,768	0,645	0,654	0,658	0,797	0,717	0,721	0,683	0,738	0,680
Ca	0,892	0,929	0,928	0,892	0,925	0,872	0,911	0,912	0,931	0,938	0,926	0,910	0,919	0,924	0,924	0,932	0,933	0,933
Na	0,108	0,054	0,066	0,094	0,038	0,133	0,039	0,082	0,033	0,044	0,058	0,089	0,033	0,043	0,054	0,040	0,060	0,056
mg#	63,47	77,32	74,75	63,65	77,37	50,08	75,93	73,03	79,56	72,50	73,49	71,22	80,63	76,67	76,86	74,98	79,81	75,35

(*) Calculado pelo programa MINFILE

mg# = $100 \cdot \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO} + 0,8998 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3)$, em proporção molecular, onde $\text{FeO} = \text{FeO} + 0,8998 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$

nd=não detectado

TABELA 11 (continuação)

Rocha	Basanitos e Tefritos								
Amostra	WFN46	WFN46	WFN46	WFN46	WFN46	WFN46	WFN46	WFN46	WFN46
grão-ponto	1-núcleo	1-z. interm.	1-borda	2	3	4-n. verde	4-n. verde	4-z. interm.	4-borda
SiO ₂	49,55	49,53	47,94	47,24	51,70	43,60	46,07	49,83	50,89
TiO ₂	1,58	1,60	2,29	2,64	1,29	2,12	1,54	1,76	1,49
Al ₂ O ₃	5,11	4,36	4,96	6,43	2,68	8,33	6,74	4,59	3,23
Cr ₂ O ₃	0,19	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,39
FeO	6,25	5,98	6,91	7,11	7,79	14,18	13,80	6,02	5,42
MnO	nd	nd	nd	nd	0,17	0,38	0,44	nd	nd
MgO	13,51	13,73	13,20	12,49	12,98	7,27	7,72	13,68	14,86
CaO	22,92	23,98	23,61	23,35	22,87	22,48	21,81	23,97	23,75
Na ₂ O	0,85	0,53	0,53	0,71	0,89	1,34	1,62	0,59	0,50
Total	99,96	99,71	99,44	99,97	100,37	99,70	99,74	100,44	100,53
Fe ₂ O ₃ *	3,30	3,30	4,15	4,13	1,72	9,44	7,77	2,98	2,74
FeO*	3,28	3,01	3,17	3,39	6,24	5,68	6,81	3,34	2,96
Cátions para 6 oxigênios									
Si	1,827	1,834	1,788	1,753	1,913	1,665	1,754	1,832	1,863
Al ^v	0,173	0,166	0,212	0,247	0,087	0,335	0,246	0,168	0,137
Al ^{iv}	0,049	0,025	0,006	0,034	0,030	0,040	0,056	0,031	0,002
Ti	0,044	0,045	0,064	0,073	0,036	0,061	0,044	0,049	0,041
Cr	0,005	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,011
Fe ⁺³	0,097	0,089	0,117	0,118	0,049	0,273	0,222	0,083	0,089
Fe ⁺²	0,096	0,097	0,098	0,103	0,192	0,180	0,217	0,102	0,077
Mn	nd	nd	nd	nd	0,005	0,013	0,015	nd	nd
Mg	0,743	0,758	0,734	0,691	0,716	0,414	0,438	0,750	0,812
Ca	0,906	0,952	0,943	0,929	0,907	0,920	0,889	0,944	0,932
Na	0,061	0,038	0,039	0,051	0,064	0,100	0,120	0,042	0,036
mg#	79,42	80,39	77,33	75,82	74,83	47,76	49,94	80,23	83,04

(*) Calculado pelo programa MINFILE

mg#=100*MgO/(MgO+FeO+0,8998Fe₂O₃), em proporção molecular, onde FeO=FeO+0,8998*Fe₂O₃

nd=não detectado

TABELA 11 (continuação)

Rocha	Camptonitos									
	WFN42	WFN42	WFN42	WFN42	WFN42	WFN37	WFN37	WFN37	WFN37	WFN37
	Amostra	1-núcleo	1-borda	2-núcleo	2-borda	3	1- setor 1	1-setor 2	1- setor 3	1- setor 4
grão-ponto										2
SiO ₂	49,36	49,05	45,46	46,01	46,62	48,60	45,05	47,69	45,25	45,91
TiO ₂	2,00	2,19	3,40	3,20	3,17	1,95	3,64	2,53	3,69	3,18
Al ₂ O ₃	4,57	4,77	7,62	7,34	6,86	5,41	8,15	6,48	8,28	7,68
Cr ₂ O ₃	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
FeO	6,71	6,90	7,00	6,92	7,16	6,61	7,16	6,55	7,31	7,05
MnO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MgO	13,68	13,64	12,03	12,28	12,55	12,61	11,41	12,38	11,23	11,74
CaO	23,23	23,29	23,02	23,31	23,20	23,34	23,28	23,16	23,37	23,52
Na ₂ O	0,57	0,55	0,51	0,63	0,49	0,79	0,75	0,68	0,82	0,67
Total	100,12	100,39	99,04	99,69	100,05	99,31	99,44	99,47	99,95	99,75
Fe ₂ O ₃ *	2,98	3,31	3,21	4,11	3,26	3,10	4,07	2,38	4,05	3,85
FeO*	4,03	3,92	4,12	3,22	4,23	3,82	3,50	4,41	3,67	3,59
Cátions para 8 oxigénios										
Si	1,824	1,809	1,708	1,714	1,733	1,811	1,684	1,778	1,687	1,712
Al ^{iv}	0,176	0,191	0,292	0,286	0,267	0,189	0,316	0,222	0,313	0,215
Al ^{vi}	0,023	0,017	0,045	0,036	0,034	0,049	0,043	0,063	0,051	0,052
Ti	0,056	0,061	0,096	0,090	0,089	0,055	0,102	0,071	0,104	0,064
Cr	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Fe ⁺³	0,084	0,092	0,093	0,116	0,092	0,087	0,121	0,068	0,114	0,092
Fe ⁺²	0,123	0,121	0,127	0,100	0,131	0,119	0,103	0,137	0,114	0,113
Mn	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Mg	0,754	0,750	0,674	0,682	0,695	0,701	0,636	0,688	0,624	0,696
Ca	0,920	0,920	0,927	0,931	0,924	0,932	0,933	0,925	0,934	0,926
Na	0,041	0,039	0,038	0,045	0,036	0,057	0,055	0,049	0,059	0,057
mg#	78,45	75,41	75,41	76,00	75,78	77,30	73,99	77,14	73,27	74,82

(*) Calculado pelo programa MINFILE

mg# = $100 \cdot \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO} + 0,8998 \text{Fe}_2\text{O}_3)$, em proporção molecular, onde $\text{FeO} = \text{FeO} + 0,8998 \text{Fe}_2\text{O}_3$

nd=não detectado

TABELA 11 (continuação)

Rocha	Camptonitos (cont.)												
Amostra	WFN37	WFN37	WFN37	WFN37	WFN37	WFN37	WFN37	WFN37	WFN37	WFN37	WFN37	WFN37	WFN37
grão-ponto	3-núcleo	3-z. interm.	3-z. interm.	3-borda	4	5-núcleo	5-z. interm.	5-borda	6-núcleo	6-z. interm.	6-borda	7-núcleo	7-núcleo
SiO ₂	47,33	48,01	46,99	48,84	48,84	47,18	45,41	46,90	48,34	45,89	46,88	48,21	47,74
TiO ₂	2,53	2,29	2,64	2,12	2,11	2,71	3,30	2,85	2,33	3,07	2,77	2,31	2,42
Al ₂ O ₃	6,49	6,41	6,78	5,46	5,60	6,90	8,25	7,30	6,25	7,60	7,25	6,11	6,26
Cr ₂ O ₃	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
FeO	6,74	6,66	7,02	6,49	6,50	7,06	7,34	6,82	6,42	7,17	7,34	6,63	6,81
MnO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MgO	12,27	12,41	12,47	12,96	12,91	12,12	11,40	12,03	12,59	11,76	11,79	12,60	12,62
CaO	23,33	23,35	23,03	23,05	23,42	23,20	23,35	23,28	23,46	23,28	23,11	23,33	23,21
Na ₂ O	0,84	0,70	0,83	0,72	0,64	0,79	0,82	0,77	0,54	0,63	0,76	0,80	0,72
Total	99,53	99,82	99,76	99,65	100,02	99,96	99,88	99,95	99,93	99,40	99,90	99,99	99,78
Fe ₂ O ₃ *	3,92	2,86	4,55	2,37	2,43	3,55	3,59	3,35	1,69	3,75	3,39	3,29	3,84
FeO*	3,21	4,15	3,00	4,36	4,31	4,31	3,90	3,80	4,90	4,09	4,57	3,67	3,35
Cátions para 8 oxigénios													
Si	1,762	1,782	1,744	1,814	1,808	1,752	1,692	1,741	1,794	1,718	1,745	1,785	1,771
Al ^{iv}	0,238	0,218	0,256	0,186	0,192	0,248	0,308	0,259	0,206	0,282	0,255	0,215	0,229
Al ^{vi}	0,047	0,062	0,041	0,053	0,052	0,054	0,054	0,061	0,067	0,053	0,063	0,052	0,045
Ti	0,071	0,064	0,074	0,059	0,059	0,076	0,093	0,080	0,065	0,086	0,077	0,064	0,068
Cr	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Fe ⁺³	0,111	0,080	0,127	0,068	0,069	0,099	0,128	0,094	0,049	0,104	0,092	0,092	0,088
Fe ⁺²	0,099	0,129	0,093	0,134	0,132	0,120	0,101	0,118	0,151	0,121	0,136	0,113	0,123
Mn	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Mg	0,681	0,687	0,690	0,717	0,717	0,671	0,633	0,666	0,697	0,656	0,654	0,696	0,698
Ca	0,931	0,929	0,916	0,917	0,929	0,923	0,932	0,926	0,933	0,934	0,922	0,927	0,922
Na	0,061	0,050	0,059	0,052	0,046	0,057	0,059	0,055	0,039	0,046	0,055	0,057	0,052
mg#	76,48	76,72	75,84	78,08	78,00	75,39	73,48	75,89	77,78	74,54	74,15	77,23	76,79

(*) Calculado pelo programa MINFILE

mg# = $100 \cdot \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO} + 0,8998 \text{Fe}_2\text{O}_3)$, em proporção molecular, onde $\text{FeO} = \text{FeO} + 0,8998 \text{Fe}_2\text{O}_3$

nd=não detectado

TABELA 11 (continuação)

Rocha	Tefrifonólitos																	
	Amostra	WFN10	WFN10	WFN10	WFN10	WFN10	WFN10	WFN10	WFN10	WFN10	WFN10	WFN10	WFN10	WFN10	WFN10	WFN52	WFN52	WFN52
	grão-ponto	1-núcleo	1-z.interm.	1-borda	2-verde	2-verde	3	4	5-n.verde	5-n. verde	5-n.verde	5-borda	5-borda	6-n.verde	6-borda	1	2	3
SiO ₂		50,71	47,83	49,85	49,11	48,55	49,63	50,63	48,65	48,47	48,79	49,22	49,22	47,45	49,14	51,26	47,55	50,84
TiO ₂		1,17	2,40	1,20	0,86	0,83	1,49	1,06	0,75	0,68	0,77	1,16	1,53	1,38	1,52	0,40	2,46	0,59
Al ₂ O ₃		4,26	6,40	4,13	4,21	4,09	4,79	3,46	4,34	4,67	3,97	4,19	4,53	5,25	3,87	2,29	6,30	2,71
Cr ₂ O ₃		0,43	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
FeO		5,32	7,07	9,95	14,55	15,56	7,85	9,45	14,58	16,11	12,63	10,28	10,11	14,15	8,52	12,21	7,36	12,49
MnO		nd	nd	0,18	0,53	0,55	nd	0,17	0,54	0,60	0,37	0,28	0,25	0,88	nd	0,65	0,15	0,61
MgO		14,92	12,73	10,89	7,73	6,97	12,02	11,55	7,84	6,73	9,00	10,59	10,59	7,44	11,41	9,58	12,04	9,14
CaO		22,52	23,06	22,97	21,02	20,37	23,43	22,99	21,52	21,09	22,61	22,36	22,40	21,30	23,25	21,74	23,58	21,45
Na ₂ O		0,53	0,71	1,16	2,03	2,24	1,07	0,91	1,68	1,94	1,27	1,31	1,45	1,96	0,90	1,71	0,79	1,94
Total		99,86	100,20	100,33	100,04	99,16	100,28	100,22	99,90	100,29	99,41	99,39	100,08	99,79	99,62	99,84	100,23	99,77
Fe ₂ O ₃ *		1,73	3,62	4,07	6,35	6,92	3,97	2,66	6,24	6,85	5,41	4,74	4,92	7,47	4,12	4,53	4,20	5,05
FeO*		3,75	3,80	6,29	8,84	9,34	4,28	7,05	8,97	9,95	7,76	6,02	5,68	7,42	5,81	8,14	3,58	7,94
Cátions para 6 oxigênios																		
Si		1,864	1,769	1,860	1,865	1,867	1,837	1,890	1,854	1,849	1,858	1,854	1,840	1,808	1,846	1,936	1,762	1,922
Al ^{iv}		0,136	0,231	0,140	0,135	0,133	0,163	0,110	0,146	0,151	0,142	0,146	0,160	0,192	0,154	0,064	0,238	0,078
Al ^{vi}		0,049	0,048	0,041	0,054	0,052	0,046	0,042	0,049	0,059	0,036	0,040	0,039	0,044	0,016	0,038	0,037	0,043
Ti		0,032	0,067	0,034	0,025	0,024	0,042	0,030	0,021	0,020	0,022	0,033	0,043	0,039	0,043	0,012	0,068	0,017
Cr		0,013	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Fe ⁺³		0,049	0,101	0,116	0,182	0,201	0,111	0,075	0,179	0,197	0,155	0,135	0,140	0,215	0,118	0,128	0,122	0,143
Fe ⁺²		0,114	0,117	0,195	0,280	0,299	0,132	0,220	0,285	0,317	0,247	0,189	0,176	0,236	0,181	0,258	0,107	0,252
Mn		nd	nd	0,006	0,017	0,018	nd	0,005	0,017	0,019	0,012	0,009	0,008	0,029	nd	0,021	0,005	0,020
Mg		0,818	0,702	0,606	0,438	0,400	0,663	0,643	0,445	0,383	0,511	0,595	0,591	0,423	0,639	0,539	0,665	0,515
Ca		0,887	0,914	0,919	0,855	0,839	0,929	0,920	0,879	0,862	0,923	0,903	0,897	0,870	0,935	0,879	0,938	0,869
Na		0,038	0,051	0,084	0,149	0,167	0,077	0,066	0,124	0,144	0,094	0,095	0,105	0,145	0,066	0,126	0,057	0,142
mg#		83,37	76,27	66,13	48,65	44,41	73,21	68,58	48,95	42,69	55,96	64,76	65,14	48,40	68,14	58,32	74,49	56,62

(*) Calculado pelo programa MINFILE
 $mg\# = 100 \cdot MgO / (MgO + FeO + 0,8998 \cdot Fe_2O_3)$, em proporção molecular, onde $FeO = FeO + 0,8998 \cdot Fe_2O_3$
 nd=não detectado

TABELA 11 (continuação)

Rocha	Ankaratritos							
	WFN28	WFN28	WFN28	WFN28	WFN28	WFN55	WFN55	WFN55
	1-matriz	2-núcleo	2-borda	3	4	1-núcleo	1-borda	2
SiO ₂	44,55	50,38	42,29	46,29	48,30	50,55	42,18	45,51
TiO ₂	3,68	1,49	4,66	2,80	2,10	1,57	4,94	3,56
Al ₂ O ₃	8,06	4,31	9,92	7,37	5,85	4,49	10,18	7,98
Cr ₂ O ₃	0,29	0,28	nd	0,59	0,24	0,50	nd	nd
FeO	7,54	5,32	8,48	6,32	6,94	5,03	8,17	6,68
MnO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MgO	11,77	14,39	10,44	12,47	12,72	14,34	10,55	12,35
CaO	23,39	23,96	23,32	23,64	23,47	23,95	23,63	23,17
Na ₂ O	0,34	0,33	0,39	0,39	0,53	0,32	0,51	0,56
Total	99,62	100,46	99,50	99,87	100,15	100,75	100,16	99,81
Fe ₂ O ₃ *	3,87	1,80	4,46	3,08	2,78	1,00	5,26	3,73
FeO*	4,06	3,70	4,46	3,55	4,44	4,13	3,43	3,32
Cátions para 6 oxigénios								
Si	1,669	1,848	1,598	1,722	1,790	1,851	1,580	1,693
Al ^{iv}	0,330	0,152	0,402	0,278	0,210	0,149	0,420	0,307
Al ^{vi}	0,027	0,034	0,040	0,045	0,046	0,045	0,030	0,043
Ti	0,104	0,041	0,133	0,078	0,059	0,043	0,139	0,100
Cr	0,008	0,008	nd	nd	0,007	0,015	nd	nd
Fe ⁺³	0,120	0,059	0,127	0,087	0,078	0,040	0,149	0,106
Fe ⁺²	0,117	0,104	0,141	0,109	0,137	0,114	0,107	0,102
Mn	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Mg	0,659	0,788	0,588	0,692	0,703	0,782	0,589	0,685
Ca	0,941	0,942	0,944	0,942	0,932	0,939	0,949	0,924
Na	0,025	0,023	0,029	0,028	0,038	0,022	0,037	0,041
mg#	73,59	82,85	68,72	77,89	76,59	83,59	69,73	76,74

Alcali basalto							
WFN3	WFN3	WFN3	WFN3	WFN3	WFN3	WFN3	WFN3
1	2-núcleo	2-borda	3-1	3-2	3-3	4-matriz	5-matriz
48,96	48,48	43,44	43,80	49,28	49,43	48,30	45,83
1,95	2,14	4,42	4,34	1,84	1,95	2,55	3,66
5,65	5,66	9,21	8,95	5,00	5,15	5,46	7,29
nd	nd	nd	nd	0,23	nd	nd	nd
6,86	6,88	8,53	7,94	6,44	6,86	7,74	8,29
nd	nd	nd	0,22	nd	nd	nd	0,17
13,65	13,38	11,14	11,28	13,82	13,92	13,18	12,11
22,78	22,64	22,79	22,74	22,76	22,52	22,38	22,34
0,32	0,41	0,61	0,43	0,33	0,39	0,41	0,55
100,16	99,59	100,14	99,71	99,70	100,22	100,02	100,24
1,73	1,94	5,00	3,48	1,31	1,66	1,98	3,48
5,30	5,14	4,03	4,81	5,26	5,36	5,95	5,16
1,811	1,804	1,625	1,645	1,829	1,825	1,795	1,709
0,189	0,196	0,375	0,355	0,171	0,175	0,205	0,291
0,057	0,052	0,031	0,041	0,047	0,049	0,035	0,029
0,054	0,060	0,125	0,123	0,052	0,054	0,072	0,102
nd	nd	nd	nd	0,007	nd	nd	nd
0,047	0,054	0,138	0,100	0,044	0,046	0,056	0,098
0,165	0,160	0,128	0,150	0,156	0,166	0,185	0,161
nd	nd	nd	0,007	nd	nd	nd	0,005
0,752	0,742	0,622	0,632	0,765	0,766	0,731	0,672
0,902	0,903	0,913	0,915	0,905	0,890	0,892	0,892
0,023	0,030	0,044	0,032	0,024	0,028	0,030	0,040
78,03	77,64	69,97	71,72	79,30	78,37	75,25	72,27

(*) Calculado pelo programa MINFILE
 $mg\# = 100 \cdot MgO / (MgO + FeO + 0,8998 Fe_2O_3)$, em proporção molecular, onde $FeO = FeO + 0,8998 Fe_2O_3$
 nd=não detectado

TABELA 11 (continuação)

Rocha	Monchiquitos											
Amostra	WFN30	WFN30	WFN30	WFN30	WFN30	WFN30	WFN30	WFN30	WFN30	WFN30	WFN30	WFN30
grão-ponto	1-1	1-2	2-1	2-2 (verde)	3-1 borda	3-2	4-núcleo	4-borda	5	6	7	
SiO ₂	50,10	50,53	50,60	49,15	47,01	47,54	45,05	48,99	49,70	49,84	51,91	
TiO ₂	2,21	1,91	1,83	1,44	2,71	2,07	3,82	1,93	2,40	2,09	1,34	
Al ₂ O ₃	5,88	6,08	5,50	7,04	8,38	8,16	10,39	6,69	8,13	7,82	6,07	
Cr ₂ O ₃	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
FeO	5,38	5,11	6,70	10,92	8,44	10,24	5,85	7,32	4,10	4,24	5,15	
MnO	nd	nd	0,15	0,40	0,21	0,42	nd	0,22	nd	0,22	nd	
MgO	13,89	13,99	12,83	8,90	10,64	8,99	11,61	11,33	14,18	14,20	13,97	
CaO	21,46	21,70	21,35	20,50	21,10	20,06	21,33	20,68	20,18	19,72	19,48	
Na ₂ O	1,12	0,96	1,49	1,79	1,47	2,15	1,24	1,95	1,31	1,46	1,74	
Total	100,04	100,27	100,45	100,12	99,96	99,64	99,28	99,09	99,99	99,59	99,66	
Fe ₂ O ₃ *	1,05	0,17	2,05	1,85	3,13	4,07	2,70	3,43		0,37		
FeO*	4,44	4,96	4,86	9,25	5,62	6,59	3,65	4,52	4,26	3,91	5,15	
Cátions para 6 oxigénios												
Si	1,837	1,848	1,855	1,843	1,749	1,782	1,674	1,824	1,810	1,821	1,897	
Al ^{IV}	0,163	0,152	0,145	0,157	0,251	0,218	0,326	0,176	0,190	0,179	0,103	
Al ^{VI}	0,091	0,110	0,094	0,154	0,116	0,143	0,129	0,087	0,159	0,158	0,158	
Ti	0,061	0,052	0,050	0,041	0,076	0,058	0,107	0,054	0,065	0,057	0,037	
Cr	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
Fe ⁺³	0,041	0,005	0,058	0,053	0,089	0,116	0,073	0,121		0,010		
Fe ⁺²	0,125	0,151	0,147	0,289	0,173	0,206	0,108	0,107	0,124	0,119	0,157	
Mn	nd	nd	0,005	0,013	0,007	0,013	nd	0,007	nd	0,007	nd	
Mg	0,759	0,763	0,702	0,497	0,590	0,503	0,644	0,629	0,770	0,773	0,761	
Ca	0,843	0,850	0,839	0,823	0,841	0,806	0,849	0,825	0,787	0,772	0,763	
Na	0,080	0,068	0,106	0,130	0,106	0,156	0,090	0,140	0,092	0,103	0,123	
mg#	82,17	83,02	77,36	59,24	69,22	61,02	78,00	73,44	86,07	85,68	82,89	

(*) Calculado pelo programa MINFILE

mg# = 100 * MgO / (MgO + FeO + 0,8998 Fe₂O₃), em proporção molecular, onde FeO = FeO + 0,8998 Fe₂O₃

nd = não detectado

TABELA 11 (continuação)

Rocha	Amostra WFN38								
Amostra	WFN38	WFN38	WFN38	WFN38	WFN38	WFN38	WFN38	WFN38	WFN38
grão-ponto	1-núcleo	1-borda	2	3-núcleo	3-borda	4-núcleo	4-z. Intern.	4-borda	5-matriz
SiO ₂	47,35	44,65	48,68	45,01	45,35	47,42	44,77	44,48	51,12
TiO ₂	0,85	1,68	1,60	1,37	1,55	0,76	1,28	1,87	1,88
Al ₂ O ₃	5,12	7,61	7,57	6,66	7,42	4,85	6,64	8,05	4,19
Cr ₂ O ₃	nd	nd	0,21	nd	nd	nd	nd	nd	nd
FeO	17,13	15,66	6,33	17,70	15,80	16,98	17,64	15,76	9,10
MnO	0,83	0,56	nd	0,63	0,61	0,80	0,84	0,49	0,31
MgO	6,13	6,21	13,53	5,23	6,31	6,04	5,27	6,01	11,27
CaO	20,95	21,44	21,31	21,14	21,28	20,95	20,93	21,63	20,86
Na ₂ O	1,78	1,75	1,08	1,85	1,80	2,00	1,93	1,67	1,44
Total	100,14	99,57	100,31	99,59	100,12	99,80	99,31	99,96	100,18
Fe ₂ O ₃ *	7,50	8,87	3,46	9,19	8,51	8,10	9,97	8,40	0,11
FeO*	10,39	7,68	3,22	9,43	8,14	9,70	8,67	8,20	9,36
Cátions para 6 oxigênios									
Si	1,819	1,715	1,781	1,743	1,733	1,825	1,738	1,706	1,903
Al ^{IV}	0,181	0,285	0,219	0,257	0,267	0,175	0,262	0,294	0,097
Al ^{VI}	0,051	0,060	0,107	0,017	0,067	0,045	0,042	0,070	0,087
Ti	0,025	0,049	0,044	0,040	0,045	0,022	0,037	0,054	0,052
Cr	nd	nd	0,006	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Fe ⁺³	0,213	0,257	0,100	0,269	0,243	0,235	0,292	0,240	0,010
Fe ⁺²	0,337	0,247	0,093	0,304	0,262	0,312	0,280	0,265	0,274
Mn	0,027	0,019	nd	0,021	0,020	0,025	0,027	0,016	0,010
Mg	0,352	0,355	0,738	0,302	0,360	0,347	0,305	0,343	0,625
Ca	0,862	0,883	0,835	0,878	0,871	0,864	0,871	0,889	0,832
Na	0,133	0,130	0,076	0,139	0,133	0,149	0,146	0,124	0,104
mg#	38,95	41,41	79,24	34,50	41,58	38,81	34,74	40,47	68,85

(*) Calculado pelo programa MINFILE

mg# = 100 * MgO / (MgO + FeO + 0,8998 Fe₂O₃), em proporção molecular, onde FeO = FeO + 0,8998 Fe₂O₃

nd = não detectado

baixas do que as salitas aluminosas, as salitas ricas em Na e as ferrosalitas sódicas.

Como primeira aproximação, a razão Ti/Al (Fig.12) pode ser usada como um indicador *qualitativo* da pressão prevalecente durante a cristalização (Dobosi & Horváth 1988, Dobosi et al. 1991, Dobosi & Fodor 1992). As razões Ti/Al de piroxênios cristalizados a altas pressões devem ser baixas, 0,1-0,2 ou menos, enquanto para piroxênios de baixa pressão, espera-se uma razão Ti/Al mais próxima de 0,5. As salitas e salitas titaníferas apresentam razões Ti/Al baixas (em geral, $>0,25$), mas, ainda assim, observa-se que esses valores são mais altos que as razões Ti/Al das salitas aluminosas e salitas ricas em Na e ferrosalitas sódicas ($<0,25$).

7.3. ANFIBÓLIO

Anfibólio é um componente importante dos tefrifonólitos, camptonitos e dos monchiquitos. Nos tefrifonólitos e camptonitos ocorre como fenocristais individuais, em geral exibindo formas idiomórficas, e como prismas alongados na matriz. Já nos monchiquitos, apresenta-se com contornos subidiomórficos comumente corroídos ou transformados nas bordas e centro em pequenos e numerosos grãos opacos.

Nos basanitos e tefritos, aparece como raros fenocristais, na maior parte das vezes corroídos e decompostos a magnetita; na matriz dessas rochas, aparece em estruturas globulares ou associado a grãos de magnetita.

Distinguem-se nos diques de Fernando de Noronha em estudo duas variedades de anfibólio principalmente segundo o tipo de pleocroísmo: uma com pleocroísmo em tonalidades de vermelho sangue, característica dos camptonitos, e outra em tons mais fracos castanhos tendendo para o laranja, presente nos monchiquitos, e eventualmente em basanitos e tefritos.

CLASSIFICAÇÃO E NOMENCLATURA

Para estimar as variações composicionais dos anfibólios nas rochas estudadas, 59 análises químicas foram feitas. As análises constam da tabela 12.

Como nenhum procedimento de estimativa da relação $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ em anfibólios é recomendado pela Comissão de Novos Minerais e Nomes de Minerais do *IMA* (Leake 1978), tomou-se $\text{Fe}_{\text{total}} = \text{FeO}$ para o cálculo da fórmula estrutural.

A microsonda eletrônica também não analisa as concentrações de OH da composição dos anfibólios.

As fórmulas estruturais dos anfibólios foram calculadas pelo programa MINFILE. Este programa faz uma estimativa estequiométrica do teor de H_2O das análises, e calcula as fórmulas dos anfibólios na base de 23 átomos de oxigênio, seguindo as recomendações do *IMA* (Leake 1978), de acordo com a fórmula padrão:

onde os elementos químicos são alocados da seguinte forma:

- Soma-se *T* a 8 usando Si, depois Al, Cr^{3+} , Ti^{4+} , em ordem.
- Soma-se *C* a 5 usando Al, Cr, Ti em excesso de (a), depois Mg, Fe^{2+} , e então Mn.
- Soma-se *B* a 2 usando Fe^{2+} , Mn, Mg em excesso de (b), e então Ca, e então Na.
- Na em excesso de (c) é alocado na posição *A*, e então todo K. O total de *A* deve estar entre 0,00 e 1,00auf.

Enquanto nos clinopiroxênios (ver seção 7.2) um mesmo fenocristal podia apresentar núcleo, zona intermediária e borda com composições distintas, os fenocristais de anfibólio são, na maior parte, quimicamente homogêneos. Todos os

anfibólios analisados pertencem ao grupo dos anfibólios cálcicos onde $(Ca + Na)_B \geq 1,34$ auf e $Na_B < 0,67$ auf (Leake 1978). As composições classificam-se como kaersutitas ($Ti \geq 0,50$ auf), mais especificamente, kaersutitas ricas em K ($0,25 \text{ auf} \leq K < 0,49 \text{ auf}$). O membro final kaersutita $(NaCa_2Mg_4TiSi_6Al_2(O+OH)_{24})$ é definido como uma variedade de hornblenda de Ca e Mg (pargasita ou ferro-pargasita) com 0,5 a 1,0 átomos de Ti por unidade de fórmula (Leake 1978).

Todos os elementos químicos analisados (exceto K), encontram-se dentro do intervalo considerado normal na composição das kaersutitas. No entanto, a concentração de alguns desses elementos permite distinguir três populações diferentes de anfibólio nos diques de Fernando de Noronha em estudo (Fig. 13).

KAERSUTITAS RICAS EM Ti, com teores baixos de Si e de Al:

Corresponde aos anfibólios dos camptonitos, com pleocroísmo em tonalidades vermelho sangue. Titânio encontra-se em um intervalo de 0,675 auf a 0,881 auf, enquanto *mg#* varia de 65,62 a 71,69. Silício está no intervalo $5,677 \text{ auf} < Si < 5,916 \text{ auf}$, com a média de 5,802 auf. A deficiência em Si nas posições tetraédricas é completada por Al (Al^{IV}). Alumínio adicional, na ordem de 0,059 auf, ocupa as posições C (Al^{VI}).

Os anfibólios que eventualmente aparecem nos basanitos e tefritos têm também essas características, com uma média de Ti um pouco mais baixa, de 0,643 auf, e com um teor de K mais alto, de 0,366 auf.

KAERSUTITAS RICAS EM Fe, de baixo *mg#*:

Corresponde aos anfibólios dos tefrifonólitos, com pleocroísmo em tons

FIGURA 13: Diagrama Al^{VI} -Ti-Na ilustrando enriquecimento preferencial dos anfibólios em um destes elementos, o que possibilita agrupá-los.

Legenda: **círculos vazios:** anfibólios dos basanitos e tefritos; **círculos cheios:** anfibólios dos camptonitos; **losangos cheios:** anfibólios dos monchiquitos; **cruzes cheias:** anfibólios dos tefrifonólitos.

avermelhados, como os dos camptonitos. Esses anfibólios apresentam uma variação sistemática do núcleo à borda dos cristais, verificando-se nessa direção uma diminuição progressiva de $mg\#$ (ver Tabela 12) com conseqüente aumento no teor de Fe_{total} . O núcleo de alguns dos fenocristais analisados tem afinidade com os anfibólios dos camptonitos. O teor de Fe_{total} é, em geral, mais alto do que o dos anfibólios dos camptonitos.

KAERSUTITAS RICAS EM Al, Si e Na, pobres em Ca, de alto $mg\#$:

Este grupo de anfibólios caracteriza todos os anfibólios dos monchiquitos. O valor de $mg\#$ é mais alto do que os demais anfibólios analisados, encontrando-se no intervalo 75,27 a 83,47. O teor de silício é comparativamente alto, entre 5,955auf e 6,117auf. Alumínio em excesso, ocupando as posições C (Al^{VI}) é também elevado, $0,238auf < Al^{VI} < 0,493auf$. O teor de Ca, que nos outros dois tipos de anfibólio tem a média de 1,944auf, nesses encontra-se relativamente empobrecido, com uma média de 1,686auf.

Os anfibólios que aparecem na amostra WFN38 têm $mg\#$ mais baixo, porém apresenta características afins com essa variedade de kaersutita dos monchiquitos (altos Si, Al^{VI}). As análises desses anfibólios não foram incluídas na construção dos diagramas de variação.

DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO

Assim como foi feito para os clinopiroxênios, diagramas de variação foram construídos com todas as análises de anfibólio, tendo o número de mg ($mg\# = FeO + MgO / MgO$) como índice de diferenciação *versus* o número de átomos por unidade de fórmula (auf) para os elementos químicos (Fig.14). Nesses diagramas, nota-se que

FIGURA 14: Diagramas de variação dos anfibólios analisados, com *mg#* como índice de diferenciação. Símbolos como na Figura 13.

mg# distingue claramente as três populações de anfibólios identificadas na suíte de diques estudada.

KAERSUTITAS RICAS EM Ti

As variações são caracterizadas por Si decrescente e por Ti, Al, Fe e Na crescentes com a diminuição de *mg#*, sendo Ca relativamente constante.

KAERSUTITAS RICAS EM Fe:

Apesar do amplo intervalo de *mg#* desses anfibólios, o único elemento que mostra um enriquecimento gradativo com relação à diminuição de *mg#* é o Fe, os demais elementos, como Si, Al, Ca, Na e K, têm uma variação restrita.

KAERSUTITAS RICAS EM Al:

Este grupo de anfibólios se caracteriza por apresentar alto *mg#* (>75). Silício, Al^{IV} e Na aparentemente decrescem, enquanto Fe, Ca, Ti e K aumentam com a diminuição de *mg#*.

As kaersutitas analisadas apresentam características comuns com kaersutitas de diques máficos (camptonitos e monchiquitos) e intermediários de outras províncias alcalinas, como as de Montereian e White Mountain, no Canadá (Bédard 1988).

As kaersutitas dos diques de tefrifonólitos de Fernando de Noronha têm afinidade composicional com as kaersutitas dos diques intermediários de Montereian e

TABELA 12: Análises químicas por microsonda eletrônica de anfibólios dos diques estudados.

Rocha	Basanitos e lefritos			
	WFN33 1	WFN46 1-núcleo	WFN46 1-z. interm.	WFN46 1-borda
SiO ₂	39,05	38,92	38,75	39,42
TiO ₂	5,64	5,48	5,76	5,91
Al ₂ O ₃	11,93	12,54	13,01	13,08
FeO	9,62	9,02	9,10	9,56
MnO	nd	nd	nd	nd
MgO	13,04	13,54	13,47	13,37
CaO	12,12	12,24	12,27	12,46
Na ₂ O	2,54	2,32	2,33	2,37
K ₂ O	1,58	1,88	2,02	1,87
Total	98,41	97,88	97,68	98,05
H ₂ O*	1,92	1,97	2,00	2,04
Cátions para 23 oxigênios				
Si	5,923	5,867	5,805	5,826
Al ^{iv}	2,077	2,133	2,195	2,174
(T)	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{vi}	0,056	0,095	0,101	0,103
Ti	0,643	0,622	0,649	0,657
Mg	2,950	3,044	3,008	2,947
Fe ²⁺	1,221	1,137	1,140	1,183
Mn	nd	nd	nd	nd
Ca	0,130	0,102	0,102	0,110
M1,2,3 (C)	5,000	5,000	5,000	5,000
Ca	1,969	1,978	1,969	1,974
Na	0,031	0,022	0,031	0,026
M4 (B)	2,000	2,000	2,000	2,000
Ca	(0,130)	(0,102)	1,969	(0,110)
Na	0,719	0,658	0,645	0,655
K	0,306	0,361	0,387	0,350
(A)	0,895	0,917	0,930	0,895
O	22,000	22,000	22,000	22,000
OH	2,000	2,000	2,000	2,000
mg#	70,75	72,82	72,54	71,39

(*) Calculado pelo programa MINFILE

mg# = $100 \cdot \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO} + 0,8998 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3)$, em proporção molecular, onde $\text{FeO} = \text{FeO} + 0,8998 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$

nd = não detectado

TABELA 12 (continuação)

Rocha	Camptonitos										
Amostra	WFN42	WFN42	WFN42	WFN42	WFN42	WFN42	WFN42	WFN42	WFN42	WFN42	WFN42
grão-ponto	1	2	3	4	5	6	7	8-1	8-2	9-1	9-2
SiO ₂	39,32	39,28	39,82	39,68	40,25	39,45	38,97	39,19	39,31	38,85	39,65
TiO ₂	6,04	6,62	6,23	6,57	6,39	6,21	6,40	6,61	7,35	6,56	6,07
Al ₂ O ₃	12,36	12,78	12,48	12,79	12,27	12,69	12,77	12,82	12,60	12,91	12,57
FeO	9,64	9,6	9,85	9,42	9,68	9,78	9,91	9,69	9,69	10,57	9,88
MnO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MgO	13,07	13,25	13,33	13,37	13,45	12,78	13,02	13,15	12,50	12,63	13,20
CaO	12,53	12,56	12,54	12,45	12,35	12,13	12,20	12,60	12,63	12,25	12,48
Na ₂ O	2,3	2,1	2,33	2,39	2,33	2,31	2,34	2,50	2,24	2,37	2,49
K ₂ O	1,61	1,56	1,68	1,65	1,63	1,52	1,61	1,57	1,30	1,67	1,60
Total	97,84	97,75	98,27	98,32	98,35	97,83	98,18	98,13	97,62	97,81	97,94
H ₂ O*	2,00	2,03	2,01	2,02	2,02	1,99	1,99	2,03	2,04	2,01	2,05
Cátions para 23 oxigénios											
Si	5,880	5,815	5,872	5,837	5,916	5,877	5,813	5,766	5,810	5,782	5,856
Al ^{IV}	2,120	2,185	2,128	2,163	2,084	2,123	2,187	2,234	2,190	2,218	2,144
(T)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	0,058	0,045	0,042	0,054	0,042	0,103	0,057	(0,011)	0,005	0,046	0,045
Ti	0,680	0,737	0,692	0,726	0,707	0,697	0,718	0,732	0,817	0,734	0,675
Mg	2,915	2,924	2,931	2,933	2,948	2,838	2,895	2,885	2,755	2,803	2,906
Fe ⁺⁺	1,206	1,188	1,214	1,160	1,189	1,218	1,236	1,192	1,198	1,316	1,220
Mn	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ca	0,141	0,106	0,121	0,127	0,114	0,144	0,094	0,202	0,225	0,101	0,154
M1,2,3 (C)	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Ca	2,008	1,992	1,982	1,963	1,945	1,936	1,950	1,987	2,000	1,954	1,974
Na	(0,008)	0,008	0,018	0,037	0,055	0,064	0,050	0,013		0,046	0,026
M4 (B)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Ca	(0,141)	(0,106)	(0,121)	(0,127)	(0,114)	(0,144)	(0,094)	(0,202)	(0,225)	(0,101)	(0,154)
Na	0,675	0,595	0,649	0,644	0,610	0,604	0,629	0,699	0,642	0,637	0,686
K	0,308	0,295	0,316	0,308	0,304	0,288	0,305	0,294	0,245	0,317	0,301
(A)	0,842	0,784	0,844	0,825	0,800	0,748	0,840	0,791	0,662	0,853	0,833
O	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000
OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
mg#	70,75	71,12	70,72	71,69	71,27	69,99	70,10	70,77	69,71	68,07	70,44

(*) Calculado pelo programa MINFILE

mg# = $100 \cdot \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO} + 0,8998 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3)$, em proporção molecular, onde $\text{FeO} = \text{FeO} + 0,8998 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$

nd= não detectado

TABELA 12 (continuação)

Rocha	Camptonitos										
Amostra	WFN42	WFN42	WFN37	WFN37	WFN37	WFN37	WFN37	WFN37	WFN37	WFN37	WFN37
grão-ponto	10-matriz	11-matriz	1-1	1-2	2-1	2-2	3-borda	3-núcleo	3-núcleo	3-borda	4-matriz
SiO ₂	38,11	38,65	38,43	38,52	39,08	39,25	39,62	39,01	39,42	38,84	38,69
TiO ₂	7,86	7,11	6,89	6,88	7,10	7,05	6,89	7,13	6,99	6,87	7,19
Al ₂ O ₃	13,34	12,99	13,00	12,84	13,09	13,59	13,18	13,35	13,05	13,18	13,29
FeO	10,35	10,45	9,83	9,81	10,03	10,00	10,03	10,08	10,08	10,55	10,92
MnO	nd	nd	nd	0,18	nd	nd	nd	0,16	0,16	nd	nd
MgO	11,94	12,90	12,26	12,12	12,15	11,96	12,23	12,23	12,26	11,91	11,68
CaO	12,39	12,35	12,10	12,42	12,43	12,49	12,53	12,30	12,48	12,46	12,21
Na ₂ O	2,37	2,43	2,48	2,62	2,68	2,50	2,74	2,57	2,57	2,44	2,56
K ₂ O	1,13	1,57	1,30	1,26	1,31	1,30	1,29	1,38	1,36	1,30	1,34
Total	98,47	98,45	98,21	98,61	97,87	98,15	98,50	98,21	98,36	98,51	97,88
H ₂ O*	1,99	2,03	1,95	1,96	2,02	2,01	2,00	2,01	1,99	1,99	1,93
Cátions para 23 oxigénios											
Si	5,677	5,716	5,764	5,784	5,773	5,788	5,825	5,762	5,812	5,784	5,755
Al ^{IV}	2,323	2,284	2,236	2,216	2,227	2,212	2,175	2,238	2,188	2,216	2,245
(T)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	0,020	(0,019)	0,061	0,057	0,052	0,151	0,109	0,087	0,079	0,098	0,084
Ti	0,881	0,791	0,777	0,777	0,790	0,782	0,762	0,793	0,775	0,769	0,805
Mg	2,652	2,845	2,742	2,714	2,675	2,629	2,682	2,693	2,696	2,647	2,589
Fe ²⁺	1,290	1,292	1,234	1,233	1,239	1,234	1,233	1,246	1,243	1,314	1,358
Mn	nd	nd	nd	0,023	nd	nd	nd	0,020	0,020	nd	nd
Ca	0,157	0,091	0,186	0,196	0,244	0,204	0,214	0,161	0,187	0,172	0,164
M1,2,3 (C)	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Ca	1,978	1,957	1,945	1,999	1,968	1,974	1,973	1,948	1,970	1,988	1,945
Na	0,022	0,043	0,055	0,001	0,032	0,026	0,027	0,052	0,030	0,012	0,055
M4 (B)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Ca	(0,157)	(0,091)	(0,186)	(0,196)	(0,244)	(0,204)	(0,214)	(0,161)	(0,187)	(0,172)	(0,164)
Na	0,665	0,653	0,667	0,761	0,736	0,691	0,756	0,683	0,706	0,693	0,684
K	0,216	0,296	0,249	0,242	0,246	0,245	0,241	0,261	0,255	0,245	0,254
(A)	0,724	0,858	0,730	0,807	0,738	0,732	0,783	0,783	0,774	0,766	0,774
O	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000
OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
mg#	67,29	68,77	68,99	68,78	68,37	68,09	68,52	68,40	68,46	66,84	65,62

(*) Calculado pelo programa MINFILE

mg# = $100 \cdot \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO} + 0,8998 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3)$, em proporção molecular, onde $\text{FeO} = \text{FeO} + 0,8998 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$

nd = não detectado

TABELA 12 (continuação)

Rocha	Fenitfonólitos														
	Amostra	WFN10	WFN10	WFN10	WFN10	WFN10	WFN10	WFN10	WFN10	WFN10	WFN52	WFN52	WFN52	WFN52	WFN52
grão-ponto	1-núcleo	1-borda	2-núcleo	2-borda	3-núcleo	3-z.interm	3-borda	4	5-1	5-2	1	2-1	2-2	2-3	3
SiO ₂	39,75	39,36	38,86	39,75	39,53	39,95	39,44	39,19	39,31	39,42	38,82	39,96	39,51	39,17	39,16
TiO ₂	4,75	5,36	4,13	5,58	6,43	4,76	4,58	6,44	5,09	4,54	7,48	6,32	6,19	5,40	5,37
Al ₂ O ₃	11,98	12,13	11,98	11,86	13,14	12,01	12,04	13,46	11,84	11,63	13,56	13,18	13,05	12,46	13,67
FeO	12,89	14,49	18,27	13,36	9,50	12,39	15,38	9,59	14,59	15,87	10,28	10,12	10,26	15,09	11,48
MnO	nd	0,19	0,39	0,18	nd	nd	0,39	nd	nd	0,24	0,24	0,17	0,28	0,38	nd
MgO	11,54	10,62	8,51	11,27	12,99	11,99	10,01	12,57	10,57	9,83	11,04	12,20	12,20	9,61	12,49
CaO	11,73	11,65	11,34	11,90	12,74	12,09	11,61	12,44	11,96	11,86	12,25	12,16	12,12	11,48	12,16
Na ₂ O	2,66	2,65	2,61	2,54	2,64	2,79	2,50	2,93	2,76	2,66	2,69	2,78	2,71	2,67	2,49
K ₂ O	1,73	1,66	1,83	1,72	1,51	1,82	1,81	1,45	1,67	1,67	1,47	1,59	1,61	1,71	1,73
Total	97,99	98,10	97,92	98,16	98,47	97,80	97,76	98,09	97,80	97,72	97,83	98,48	97,93	97,97	98,54
H ₂ O*	1,96	1,96	1,97	2,00	2,08	2,04	1,99	1,87	1,94	1,96	2,02	2,02	2,02	1,98	1,98
Cátions para 23 oxigénios															
Si	6,013	5,939	5,989	5,964	5,812	5,981	5,980	5,777	5,960	6,016	5,767	5,875	5,861	5,937	5,800
Al ^{IV}	1,987	2,061	2,011	2,036	2,188	2,019	2,020	2,223	2,040	1,984	2,233	2,125	2,139	2,063	2,200
(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
Al ^{VI}	0,148	0,097	0,166	0,060	0,089	0,100	0,131	0,116	0,076	0,109	0,142	0,176	0,142	0,163	0,185
Ti	0,540	0,609	0,478	0,630	0,711	0,536	0,522	0,715	0,580	0,522	0,836	0,700	0,690	0,616	0,598
Mg	2,604	2,387	1,956	2,520	2,848	2,676	2,264	2,764	2,388	2,237	2,447	2,675	2,699	2,172	2,756
Fe ²⁺	1,630	1,829	2,354	1,676	1,168	1,551	1,951	1,183	1,849	2,025	1,277	1,244	1,273	1,913	1,421
Mn	nd	0,025	0,050	0,023	nd	nd	0,050	nd	nd	0,031	0,030	0,022	0,036	0,049	nd
Ca	0,078	0,053	(0,004)	0,091	0,184	0,137	0,082	0,222	0,107	0,076	0,268	0,183	0,160	0,087	0,040
M1,2,3 (C)	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Ca	1,900	1,883	1,871	1,913	2,008	1,938	1,887	1,965	1,942	1,939	1,950	1,915	1,927	1,865	1,929
Na	0,100	0,117	0,129	0,087	(0,008)	0,062	0,113	0,035	0,058	0,061	0,050	0,085	0,073	0,135	0,071
M4 (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
Ca	(0,078)	(0,053)	0,004	(0,091)	(0,184)	(0,137)	(0,082)	(0,222)	(0,107)	(0,076)	(0,268)	(0,183)	(0,160)	(0,087)	(0,040)
Na	0,680	0,656	0,781	0,653	0,759	0,748	0,623	0,802	0,755	0,726	0,725	0,706	0,707	0,649	0,642
K	0,333	0,319	0,359	0,329	0,283	0,349	0,351	0,272	0,323	0,324	0,279	0,298	0,305	0,330	0,329
(A)	0,935	0,922	1,015	0,891	0,858	0,960	0,892	0,852	0,971	0,974	0,736	0,821	0,852	0,892	0,931
O	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000
OH	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
mg#	61,51	56,64	45,39	60,07	70,93	63,32	53,73	70,04	56,37	52,49	65,70	68,26	67,96	53,18	66,00

(*) Calculado pelo programa MINFILE

mg# = $100 \cdot \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO} + 0,8998 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3)$, em proporção molecular, onde $\text{FeO} = \text{FeO} + 0,8998 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$

nd = não detectado

TABELA 12 (continuação)

Rocha	Monchiquitos										Amostra WFN38					
	Amostra grão-ponto	WFN30 1	WFN30 2-1	WFN30 2-2	WFN30 3	WFN30 4	WFN30 5	WFN30 6	WFN30 7		WFN30 8	WFN38 1-núcleo	WFN38 1-z.intern	WFN38 1-borda	WFM39 2	WFN38 3-xenólito
SiO ₂		40,82	41,50	41,41	40,91	40,37	41,66	42,29	43,20	42,67		40,29	40,16	39,60	39,80	40,37
TiO ₂		5,45	5,35	5,38	5,14	5,12	4,81	4,90	4,94	4,85		4,46	4,30	4,59	5,23	5,28
Al ₂ O ₃		13,18	13,50	13,47	14,05	13,01	14,40	14,45	14,02	14,07		13,17	13,60	12,84	12,81	12,89
FeO		8,16	7,86	8,01	8,06	13,13	7,55	6,27	5,50	6,37		10,15	10,31	14,39	10,02	11,04
MnO		0,23	nd	nd	nd	0,34	nd	nd	nd	nd		nd	nd	0,22	nd	nd
MgO		13,92	14,29	14,18	13,81	10,56	14,25	15,34	15,54	14,93		13,56	13,55	10,34	13,23	12,20
CaO		11,48	11,40	11,33	11,18	11,01	10,87	10,45	10,00	10,18		11,96	11,84	11,51	12,37	12,13
Na ₂ O		2,68	2,71	2,63	2,82	3,32	3,23	3,15	3,56	3,06		2,64	2,50	2,41	2,35	2,66
K ₂ O		1,77	1,72	1,57	1,91	1,61	1,74	1,62	1,62	1,57		2,18	2,09	1,80	1,96	1,76
Total		97,70	98,34	97,98	97,88	98,47	98,52	98,47	98,38	97,70		98,41	98,36	97,71	97,77	98,34
H ₂ O*		2,03	2,03	1,98	1,99	2,03	1,84	1,79	1,98	2,09		2,01	2,01	1,97	2,02	1,99
Cátions para 23 oxigênios																
Si		5,967	6,013	6,018	5,955	5,984	5,996	6,046	6,098	6,117		5,938	5,917	5,983	5,906	5,966
Al ^{iv}		2,033	1,987	1,982	2,045	2,016	2,004	1,954	1,902	1,883		2,062	2,083	2,017	2,094	2,034
(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
Al ⁱⁱⁱ		0,238	0,318	0,324	0,366	0,257	0,439	0,479	0,431	0,493		0,225	0,279	0,269	0,146	0,213
Ti		0,600	0,582	0,588	0,563	0,571	0,521	0,527	0,524	0,554		0,496	0,477	0,521	0,584	0,588
Mg		3,033	3,087	3,073	2,997	2,335	3,058	3,270	3,271	3,190		2,982	2,977	2,329	2,927	2,689
Fe ²⁺		0,997	0,953	0,974	0,980	1,628	0,909	0,750	0,649	0,763		1,251	1,271	1,818	1,243	1,365
Mn		0,029	nd	nd	nd	0,043	nd	nd	nd	nd		nd	nd	0,029	nd	nd
Ca		0,103	0,060	0,041	0,094	0,166	0,073	(0,026)	0,125	(0,209)		0,046	(0,004)	0,034	0,100	0,145
M1,2,3 (C)		5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000		5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Ca		1,798	1,771	1,764	1,743	1,748	1,677	1,601	1,513	1,563		1,889	1,869	1,863	1,967	1,920
Na		0,202	0,229	0,236	0,257	0,252	0,323	0,399	0,487	0,437		0,111	0,131	0,137	0,033	0,080
M4 (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
Ca		(0,103)	(0,060)	(0,041)	(0,094)	(0,166)	(0,073)	0,026	(0,125)	(0,209)		(0,046)	0,004	(0,034)	(0,100)	(0,145)
Na		0,556	0,533	0,507	0,540	0,700	0,580	0,474	0,487	0,413		0,643	0,585	0,571	0,643	0,683
K		0,329	0,318	0,291	0,354	0,305	0,318	0,296	0,293	0,288		0,411	0,393	0,346	0,371	0,333
(A)		0,782	0,791	0,757	0,800	0,839	0,825	0,796	0,655	0,910		1,008	0,982	0,883	0,914	0,871
O		22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000		22,000	22,000	22,000	22,000	22,000
OH		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
mg#		75,27	76,43	75,96	75,36	58,94	77,12	81,36	83,47	80,71		70,45	70,11	56,17	70,20	66,35

(*) Calculado pelo programa MINFILE

mg# = $100 \cdot \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO} + 0,8998 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3)$, em proporção molecular, onde $\text{FeO} = \text{FeO} + 0,8998 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$

nd = não detectado

White Mountain, e os anfíbólios dos camptonitos e monchiquitos, por sua vez, com os dos diques máficos dessas províncias.

Por outro lado, as kaersutitas dos monchiquitos da Formação Remédios apresentam também características afins com megacristais de anfibólio reconhecidos em Monteregian e White Mountain e outras suítes (Best 1974, Francis 1976, Becker 1977, Vinx & Jung 1974 *in* Bédard 1988). Esses megacristais de kaersutita ou pargasita rica em K e Ti, assim como os anfíbólios dos monchiquitos em estudo, apresentam tipicamente teores mais altos de Mg e Al, e teores menores de Ti do que os demais fenocristais analisados.

Bédard (1988) credits esses teores a um possível controle de pressão no mecanismo de substituição $\square\text{Ti}=\text{Na}^{\text{A}}\text{Al}^{\text{VI}}$. A solubilidade de Ti em anfíbólios é sensível à pressão (Cawthorn 1976), sendo assim variações composicionais nesses anfíbólios sugerem um ambiente de formação de mais alta pressão do que os anfíbólios dos camptonitos e tefrifonólitos.

As características petrográficas dos cristais de kaersutita nos monchiquitos dão suporte a uma possível origem a pressão mais elevada desse anfibólio. Os contornos arredondados e a reabsorção parcial, com transformação a grãos opacos nas bordas, refletem um desequilíbrio desses cristais com o meio, sugerindo uma transição repentina de um ambiente de crescimento para outro, talvez por uma ascensão rápida ou uma mudança abrupta no equilíbrio (Bédard 1988).

7.4. ÓXIDOS DE Ti E Fe

Os óxidos de Fe e Ti ocorrem na matriz de todos os diques que fazem parte desse estudo. Aparecem esporadicamente como fenocristais, tendo representatividade apenas nos lamprófiros, onde os fenocristais de minerais opacos

comumente apresentam inclusões de apatita.

Os óxidos de Fe e Ti são também um produto típico de substituição de anfibólio, frequentemente observado nos basanitos e tefritos e nos monchiquitos. Nessas rochas, é comum a formação de uma coroa de grãos opacos minúsculos ao redor de cristais de anfibólio, podendo até substituí-lo por completo, conservando apenas o contorno do hábito cristalino original.

Esses óxidos de Fe e Ti pertencem ao grupo dos espinélios. Nos minerais do grupo dos espinélios há 32 íons de oxigênio e 24 cátions na cela unitária, estando 8 dos cátions em coordenação quatro (posições *A*) e 16 em coordenação seis (posições *B*). Existem dois grupos estruturais que diferem na distribuição dos cátions entre as posições *A* e *B*, conhecidos como espinélios normais e inversos (Deer et al. 1982). A partir da fórmula geral de $R_8^{2+}R_{16}^{3+}O_{32}$, a distribuição normal é $8R^{2+}$ em *A*, $16R^{3+}$ em *B*, e a distribuição inversa é $8R^{3+}$ em *A*, $8R^{2+}+8R^{3+}$ em *B*.

Análises representativas das magnetitas analisadas são dadas na tabela 13. Os óxidos de Fe e Ti analisados pertencem, na maior parte, à série da magnetita, de estrutura inversa, que pode ser representada por $Fe^{3+}(Fe^{2+}Fe^{3+})O_4$ (Deer et al. 1982).

As análises tratam-se predominantemente de magnetitas titaníferas ($Ti=4,174\text{auf}$ em média), sendo as do álcali basalto e da matriz dos ankaratritos as mais enriquecidas ($Ti=5,872\text{auf}$ em média, com uma ocorrência de $Ti=10,140\text{auf}$). Algumas inclusões de espinélio em olivinas dos ankaratritos são pobres em Ti e contêm Cr. Na amostra WFN38, foi encontrado e analisado um xenocristal arredondado marrom-avermelhado pertencente à série da cromita ($Cr=8,612\text{auf}$, $Al=24,09\text{auf}$), associado com olivina. Esse cristal apresenta um zoneamento fino de magnetita titanífera ($Ti=2,431$) e cromífera ($Cr=3,888\text{auf}$) na borda. Também uma inclusão em ankaratrilo contém $Cr=29,11\text{auf}$ e $Al=18,46\text{auf}$.

TABELA 13: Análises químicas por microsonda eletrônica de espinélios dos diques estudados.

Rocha	Basanitos e Tefritos								
Amostra	WFN33	WFN33	WFN33	WFN33	WFN33	WFN33	WFN46	WFN42	WFN46
grão-ponto	1**	2**	3**	4**	5	6	1**	2**	3-matriz
SiO ₂	0.16	0.26	0.22	nd	0.14	0.17	0.22	nd	0.16
TiO ₂	18.12	10.61	10.22	14.23	13.79	18.37	14.45	14.34	16.81
Al ₂ O ₃	4.18	1.64	3.45	4.30	2.29	4.69	6.72	6.72	5.45
V ₂ O ₃	nd	nd	0.32	nd	nd	nd	0.34	nd	0.27
Cr ₂ O ₃	nd	nd	nd	1.33	nd	0.37	2.35	3.42	0.64
Fe ₂ O ₃ *	31.34	46.35	46.31	38.68	40.49	27.76	34.52	34.16	33.00
FeO*	41.01	37.40	35.24	34.28	38.78	43.85	34.83	33.87	38.02
MnO	0.76	1.40	0.72	0.57	0.74	0.63	0.40	0.56	0.70
MgO	4.47	1.60	3.48	6.57	3.22	3.28	6.88	7.23	5.70
CaO	nd	0.22	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	100.04	99.48	99.96	99.96	99.45	99.12	100.71	100.30	100.75
FeO	69.89	77.94	76.91	69.43	74.10	66.80	67.21	65.25	69.78
Cátions para 32 oxigênios									
Si	0.045	0.079	0.064	nd	0.042	0.050	0.060	nd	0.044
Ti	3.872	2.419	2.247	3.016	3.088	4.089	2.975	2.967	3.480
Al	1.400	0.586	1.189	1.428	0.804	1.636	2.168	2.179	1.768
V	nd	nd	0.090	nd	nd	nd	0.083	nd	0.067
Cr	nd	nd	nd	0.296	nd	0.087	0.509	0.744	0.139
Fe ⁺³	6.766	10.418	10.189	8.244	8.938	6.000	7.253	7.143	7.044
Fe ⁺²	9.841	9.344	8.616	8.119	9.513	10.534	8.134	7.841	9.022
Mn	0.183	0.360	0.178	0.119	0.187	0.158	0.093	0.131	0.163
Mg	1.893	0.723	1.517	2.760	1.429	1.447	2.808	2.966	2.339
Ca	nd	0.071	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

(*) Calculado pelo programa MINFILE

(**) Grão incluído em fenocristal de clinopiroxênio

nd=não detectado

TABELA 13 (continuação)

Rocha	Camptonitos						
Amostra	WFN42	WFN42	WFN42	WFN42	WFN37	WFN37	WFN37
grão-ponto	1	2	3	4-matriz	1-núcleo	1-borda	2
SiO ₂	nd	nd	nd	nd	nd	0.28	nd
TiO ₂	16.44	17.52	16.52	18.13	19.39	19.63	18.73
Al ₂ O ₃	4.81	4.89	4.71	3.38	5.33	4.73	5.06
V ₂ O ₃	0.25	0.21	0.21	0.27	nd	nd	nd
Cr ₂ O ₃	0.26	0.33	0.34	nd	nd	nd	nd
Fe ₂ O ₃	34.75	32.17	35.01	30.31	28.57	25.11	29.07
FeO	37.27	39.02	36.85	43.91	40.84	46.49	40.82
MnO	0.57	0.75	0.48	1.35	0.90	1.30	0.79
MgO	5.85	5.22	6.21	2.62	5.14	2.06	4.96
CaO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	100.20	100.12	100.33	99.97	100.16	99.59	99.44
FeO	69.92	69.34	70.07	68.06	67.88	67.39	66.65
Cátions para 32 oxigênios							
Si	nd	nd	nd	nd	nd	0.083	nd
Ti	3.454	3.694	3.447	4.111	4.067	4.366	4.031
Al	1.584	1.616	1.540	1.201	1.752	1.650	1.707
V	0.064	0.052	0.052	0.073	nd	nd	nd
Cr	0.057	0.073	0.075	nd	nd	nd	nd
Fe ⁺³	7.457	6.924	7.492	6.576	6.115	5.452	6.230
Fe ⁺²	8.883	9.334	8.765	10.589	9.717	11.216	9.724
Mn	0.135	0.178	0.113	0.345	0.213	0.325	0.192
Mg	2.436	2.182	2.568	1.177	2.137	0.908	2.116
Ca	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

Rocha	Tefrifonólitos	
Amostra	WFN52	WFN52
grão-ponto	1-matriz	2-matriz
SiO ₂	0.13	0.13
TiO ₂	14.35	14.64
Al ₂ O ₃	0.86	1.05
V ₂ O ₃	0.21	0.27
Cr ₂ O ₃	nd	nd
Fe ₂ O ₃	40.42	39.98
FeO	40.93	40.77
MnO	2.17	2.30
MgO	0.77	0.91
CaO	0.14	0.15
Total	99.98	100.20
FeO	78.08	78.29
Cátions para 32 oxigênios		
Si	0.039	0.038
Ti	3.223	3.249
Al	0.303	0.365
V	0.060	0.075
Cr	nd	nd
Fe ⁺³	9.175	9.059
Fe ⁺²	10.325	10.265
Mn	0.549	0.575
Mg	0.343	0.400
Ca	0.045	0.047

(*) Calculado pelo programa MINFILE

(**) Grão incluído em fenocristal de clinopiroxênio

nd=não detectado

TABELA 13 (continuação)

Rocha	Ankaratritos				
	Amostra	WFN28	WFN28	WFN55	WFN55
	grão-ponto	1-matriz	2**	1**	2-matriz
SiO ₂		0.19	0.18	nd	nd
TiO ₂		20.00	3.72	5.55	23.70
Al ₂ O ₃		6.33	18.46	23.40	2.84
V ₂ O ₃		0.51	nd	nd	0.35
Cr ₂ O ₃		nd	29.11	13.80	nd
Fe ₂ O ₃		24.51	16.70	23.01	21.76
FeO		43.95	19.60	22.15	47.48
MnO		0.57	nd	0.25	0.98
MgO		3.71	12.10	11.75	2.68
CaO		0.35	0.13	nd	0.31
Total		100.13	100.00	99.91	100.11
FeO		66.67	34.80	42.85	68.42
Cátions para 32 oxigênios					
Si		0.054	0.045	nd	nd
Ti		4.255	0.707	1.041	5.120
Al		2.111	5.495	6.878	0.962
V		0.126	nd	nd	0.086
Cr		nd	5.813	2.721	nd
Fe ⁺³		5.272	3.189	4.318	4.799
Fe ⁺²		10.501	4.161	4.619	11.638
Mn		0.137	nd	0.053	0.238
Mg		1.565	4.556	4.369	1.148
Ca		0.106	0.035	nd	0.095

Rocha	Alcali basalto				
	Amostra	WFN3	WFN3	WFN3	WFN3
	grão-ponto	1	2	3-matriz	4-matriz
SiO ₂		0.16	0.18	0.27	6.61
TiO ₂		16.51	17.23	52.18	30.10
Al ₂ O ₃		5.72	5.63	0.31	3.12
V ₂ O ₃		0.34	0.39	nd	0.43
Cr ₂ O ₃		0.74	0.86	nd	nd
Fe ₂ O ₃		32.63	31.01	nd	nd
FeO		37.59	38.60	41.80	56.05
MnO		0.50	0.36	0.69	0.49
MgO		5.91	5.79	5.02	2.34
CaO		0.12	0.16	0.38	0.53
Total		100.22	100.21	100.65	99.67
FeO		67.96	67.18	42.43	56.05
Cátions para 32 oxigênios					
Si		0.045	0.050	0.077	1.982
Ti		3.461	3.627	11.234	6.786
Al		1.879	1.857	0.105	1.103
V		0.085	0.098	nd	0.099
Cr		1.163	0.190	nd	nd
Fe ⁺³		6.947	6.598	nd	nd
Fe ⁺²		8.896	9.128	10.158	12.787
Mn		0.118	0.085	0.167	0.124
Mg		2.456	2.416	2.142	1.047
Ca		0.036	0.048	0.117	0.171

(*) Calculado pelo programa MINFILE

(**) Grão incluído em fenocristal de clinopiroxênio

nd=não detectado

TABELA 13 (continuação)

Rocha	Monchiquitos			
Amostra	WFN30	WFN30	WFN30	WFN30
grão-ponto	1**	2**	3**	4**
SiO ₂	0.15	0.30	0.36	1.67
TiO ₂	15.24	10.19	15.38	21.33
Al ₂ O ₃	4.88	3.71	2.30	1.72
V ₂ O ₃	0.35	0.26	0.32	0.34
Cr ₂ O ₃	0.57	0.36	0.80	nd
Fe ₂ O ₃	34.96	45.44	37.35	23.16
FeO	37.63	35.29	36.49	46.57
MnO	1.18	0.77	1.03	1.36
MgO	4.60	3.07	5.26	2.95
CaO	0.14	0.59	0.31	0.61
Total	99.71	99.97	99.60	99.70
FeO	69.09	76.17	70.10	67.40
Cátions para 32 oxigênios				
Si	0.043	0.089	0.103	0.487
Ti	3.289	2.238	3.347	4.677
Al	1.652	1.276	0.784	0.590
V	0.094	0.071	0.083	0.087
Cr	0.130	0.083	0.183	nd
Fe ⁺³	7.553	9.986	8.134	5.082
Fe ⁺²	9.033	8.619	8.829	11.355
Mn	0.286	0.190	0.253	0.336
Mg	1.970	1.335	2.270	1.283
Ca	0.043	0.183	0.096	0.189

Rocha	Amostra WFN38		
Amostra	WFN38	WFN38	WFN38
grão-ponto	1-borda	1-núcleo	2-matriz
SiO ₂	0.15	0.21	0.36
TiO ₂	10.01	0.15	17.10
Al ₂ O ₃	2.41	23.85	0.28
V ₂ O ₃	0.26	nd	nd
Cr ₂ O ₃	15.24	45.31	nd
Fe _{AS28} O ₃	32.63	3.24	34.33
FeO	36.06	12.26	44.97
MnO	1.59	nd	1.75
MgO	1.80	15.66	0.24
CaO	0.33	nd	0.41
Total	100.48	100.68	99.43
FeO	67.40	15.55	74.74
Cátions para 32 oxigênios			
Si	0.043	0.050	0.110
Ti	2.168	0.027	3.940
Al	0.818	6.706	0.101
V	0.066	nd	nd
Cr	3.471	8.545	nd
Fe ⁺³	7.288	0.597	7.799
Fe ⁺²	8.949	2.506	11.352
Mn	0.388	nd	0.454
Mg	0.773	5.570	0.110
Ca	0.102	nd	0.135

(*) Calculado pelo programa MINFILE

(**) Grão incluído em fenocristal de clinopiroxênio

nd=não detectado

7.5. MINERAIS FÉLSICOS E VIDRO

As análises químicas do vidro e de minerais félsicos não obedeceram à mesma sistemática empregada para os minerais máficos, porque a distribuição nos diques em estudo não é uniforme. Na tabela 14, essas análises encontram-se assim agrupadas por minerais e não por grupos de rochas.

No álcali basalto foi possível identificar as características ópticas e químicas das ripas curtas de feldspato, com composição de labradorita (Fig. 15). Nos camptonitos, desenvolvem-se ripas muito finas e alongadas de feldspato na base fundamental.

Feldspatóides do grupo da sodalita, com alto teor de SO_3 e Na_2O e algum teor de Cl na composição ocorrem nos basanitos (hauína), nos tefrifonólitos (sodalita), e nos monchiquitos (noseana).

Nos ankaratritos, basanitos e tefritos, e monchiquitos, tem-se vidro intersticial que se encontra, em maior ou menor grau, devitrificado. Como minerais secundários aparecem analcima e outras zeólitas, sendo, em parte, produtos do processo de devitrificação. O vidro é enriquecido em Na_2O , Al_2O_3 e SiO_2 , com baixos teores de CaO , MgO , FeO e TiO_2 .

A amostra WFN38 e o tefrifonólito WFN52 são as únicas rochas onde se observam fenocristais de nefelina e de feldspato alcalino (sanidina, Fig. 15).

FIGURA 15: Diagrama Ab-An-Or mostrando feldspatos da matriz do álcali basalto (triângulos vazios) com a composição de labradorita, e feldspatos de tefrifonólito (amostra WFN52) e amostra WFN38 (triângulos cheios)

TABELA 14: Análises químicas por microsonda eletrônica de vidro e minerais félsicos dos diques estudados.

	vidro					
Rocha	Basanitos e Tefritos		Tefrifonólitos			
Amostra	WFN46	WFN46	WFN10	WFN10	WFN10	WFN10
grão-ponto	1	2	1	2	3	4
SiO ₂	58,02	48,92	53,18	55,78	57,27	57,42
TiO ₂	nd	nd	1,19	0,67	0,42	0,65
Al ₂ O ₃	24,64	22,34	20,39	20,16	21,67	21,92
FeO	1,04	7,19	7,15	3,66	2,94	2,94
MgO	nd	11,40	1,11	2,52	nd	0,55
CaO	0,29	1,58	1,82	3,32	1,62	1,97
Na ₂ O	8,47	4,44	7,26	6,56	8,50	7,39
K ₂ O	7,09	1,21	6,69	6,24	7,10	6,25
P ₂ O ₅	0,15	0,16	0,32	0,26	nd	nd
SO ₃	0,16	1,41	nd	nd	nd	nd
Cl	nd	0,88	0,26	0,30	0,19	0,32
Total	99,86	99,54	99,36	99,46	99,73	99,42
Cátions para 8 oxigênios						
Si	2,332	2,001	2,245	2,305	2,352	2,349
Ti	nd	nd	0,038	0,021	0,013	0,020
Al	1,167	1,080	1,015	0,981	1,057	1,057
Fe	0,035	0,247	0,253	0,126	nd	0,101
Mg	nd	0,697	0,070	0,154	nd	0,033
Ca	0,012	0,069	0,082	0,147	0,072	0,086
Na	0,660	0,353	0,594	0,526	0,677	0,586
K	0,364	0,063	0,361	0,329	0,373	0,326
P	0,005	0,005	0,011	0,010	nd	nd
S	0,004	0,040	nd	nd	nd	nd
Cl	nd	0,061	0,022	0,021	0,014	0,026

	analcima
Rocha	Basanitos e Tefritos
Amostra	WFN46
grão-ponto	
SiO ₂	52,93
Al ₂ O ₃	28,28
FeO	0,88
CaO	0,16
Na ₂ O	15,04
K ₂ O	1,83
P ₂ O ₅	0,20
Total	99,33
Cátions para 8 oxigênios	
Si	2,142
Al	1,349
Fe	0,030
Ca	0,007
Na	1,181
K	0,095
P	0,007

nd=não detectado

TABELA 14 (continuação)

	plagioclásio			
Rocha	Alcali Basalto			
Amostra	WFN3	WFN3	WFN3	WFN3
grão-ponto	1-matriz	2-matriz	3-matriz	4
SiO ₂	51.20	52.06	51.37	54.13
Al ₂ O ₃	30.86	24.54	30.48	28.68
FeO	0.65	2.51	0.79	0.73
MgO	nd	2.44	nd	nd
CaO	13.38	12.91	13.10	10.49
Na ₂ O	3.49	3.72	3.56	4.89
K ₂ O	0.44	0.88	0.42	0.80
Total	100.02	99.06	99.73	99.72
Cátions para 8 oxigênios				
Si	2.334	2.422	2.348	2.459
Al	1.658	1.346	1.642	1.536
Fe	0.025	0.098	0.030	0.028
Mg	nd	0.169	nd	nd
Ca	0.653	0.643	0.641	0.511
Na	0.308	0.336	0.316	0.431
K	0.026	0.052	0.024	0.047
Or	2.66	5.14	2.52	4.84
Ab	29.96	31.29	30.90	42.16
An	67.38	63.57	66.58	53.00

nd=não detectado

TABELA 14 (continuação)

	feldspato alcalino											
Rocha	Basanitos	Camptonitos			Tefrifonólitos							WFN38
Amostra grão-ponto	WFN33 1	WFN42 1-matriz	WFN42 2-matriz	WFN42 3-matriz	WFN52 1	WFN52 2-1	WFN52 2-2	WFN52 3	WFN52 4	WFN52 5-matriz	WFN52 6-matriz	matriz
SiO ₂	61.60	60.59	59.09	64.39	63.48	65.37	65.31	66.44	65.12	65.38	63.72	62.25
Al ₂ O ₃	25.08	24.16	23.55	20.71	21.42	19.62	19.57	20.00	19.79	19.61	21.14	21.91
FeO	0.18	0.34	0.27	0.21	0.17	nd	nd	0.23	0.28	0.29	0.46	0.28
CaO	3.16	5.10	7.61	1.64	0.58	0.23	0.25	0.26	0.25	0.27	0.66	0.65
Na ₂ O	5.33	7.25	6.75	6.03	4.53	4.22	4.27	3.83	4.31	4.33	4.61	5.18
K ₂ O	3.78	2.16	2.19	6.50	8.26	10.38	10.49	9.21	9.92	9.86	8.24	9.26
Total	99.12	99.60	99.47	99.48	98.44	99.82	99.89	99.98	99.66	99.75	98.83	99.53
Cátions para 8 oxigênios												
Si	2.738	2.713	2.606	2.902	2.865	2.965	2.963	2.981	2.956	2.964	2.880	2.836
Al	1.314	1.276	1.224	1.100	1.139	1.049	1.046	1.057	1.059	1.048	1.126	1.176
Fe*	0.006	0.013	0.010	0.008	0.006	nd	nd	0.009	0.011	0.011	0.017	0.011
Ca	0.150	0.245	0.360	0.079	0.028	0.011	0.013	0.013	0.012	0.013	0.032	0.032
Na	0.460	0.630	0.577	0.527	0.397	0.371	0.376	0.334	0.379	0.380	0.404	0.458
K	0.214	0.123	0.124	0.376	0.476	0.601	0.607	0.527	0.575	0.570	0.475	0.538
Or	26.86	12.82	12.02	39.37	54.20	62.51	62.35	61.73	60.89	60.54	53.52	53.76
Ab	54.30	61.74	52.96	52.30	42.59	36.35	36.38	36.79	37.84	38.06	42.88	43.07
An	18.84	25.44	35.02	8.33	3.21	1.14	1.27	1.48	1.27	1.40	3.60	3.17

nd=não detectado

TABELA 14 (continuação)

	nefelina							
Rocha	Tefrifonólitos		WFN38					
Amostra	WFN52	WFN52						
grão-ponto	1	2	1-1	1-2	2-1	2-2	3-1	3-2
SiO ₂	44.27	44.92	44.38	43.59	44.03	43.36	44.36	42.98
Al ₂ O ₃	33.25	33.82	33.06	33.46	33.28	34.08	33.01	34.02
FeO	0.53	0.51	0.30	0.40	0.28	nd	0.37	0.32
CaO	0.82	0.87	1.24	1.34	1.16	1.33	1.39	1.27
Na ₂ O	16.92	15.89	16.65	16.68	16.86	16.74	16.12	16.82
K ₂ O	3.93	4.06	4.08	4.25	4.33	4.52	4.38	4.51
Total	99.73	100.07	99.71	99.72	99.94	100.03	99.64	99.91
Cátions para 8 oxigênios								
Si	2.114	2.127	2.119	2.089	2.104	2.070	2.122	2.060
Al	1.871	1.887	1.860	1.889	1.918	1.918	1.860	1.922
Fe*	0.021	0.002	0.012	0.016	0.012	nd	0.014	0.012
Ca	0.042	0.044	0.064	0.069	0.060	0.068	0.072	0.066
Na	1.567	1.458	1.541	1.549	1.562	1.550	1.494	1.562
K	0.240	0.245	0.249	0.260	0.264	0.276	0.268	0.268

nd=não detectado

TABELA 14 (continuação)

	hauína						
Rocha	Basanitos e Tefritos				Tefrifonólitos		
Amostra	WFN46	WFN46	WFN46	WFN46	WFN10	WFN10	WFN10
grão-ponto	1	2-1	2-2	2-3	1	2	3
SiO ₂	33.53	35.25	36.01	34.01	35.62	34.75	35.45
TiO ₂	nd	0.52	nd	nd	nd	nd	nd
Al ₂ O ₃	28.81	29.13	29.23	28.56	29.88	29.52	30.14
FeO	0.45	nd	nd	0.32	nd	nd	nd
CaO	7.79	7.20	7.43	7.84	7.13	7.02	6.87
Na ₂ O	13.74	13.22	14.03	14.77	13.33	14.53	13.67
K ₂ O	0.61	0.97	0.85	0.53	0.97	1.14	0.91
P ₂ O ₅	0.15	nd	nd	nd	nd	nd	0.15
SO ₃	14.49	12.87	11.77	13.82	11.55	11.56	11.34
Cl	0.20	0.48	0.48	0.24	1.11	1.17	1.24
Total	99.77	99.64	99.80	100.09	99.59	99.69	99.77
Cátions para 8 oxigênios							
Si	4.032	4.253	4.363	4.100	4.341	4.263	4.321
Ti	nd	0.047	nd	nd	nd	nd	nd
Al	4.079	4.142	4.174	4.058	4.291	4.270	4.331
Fe	0.047	nd	nd	0.032	nd	nd	nd
Ca	1.003	0.929	0.966	1.013	0.931	0.923	0.897
Na	3.203	3.092	3.297	3.449	3.149	3.455	3.230
K	0.095	0.147	0.131	0.079	0.151	0.179	0.142
P	0.016	nd	nd	nd	nd	nd	0.015
S	1.223	1.092	1.003	1.171	0.990	0.998	0.972
Cl	0.042	0.100	0.100	0.047	0.229	0.245	0.258

nd=não detectado

noseana			
Monchiquitos			
WFN30	WFN30	WFN30	WFN30
1	2	3	4
34.31	34.32	35.12	34.73
nd	nd	nd	nd
29.42	28.97	29.91	29.49
0.68	1.05	0.22	0.38
3.57	3.68	4.20	3.71
18.65	18.56	17.67	19.21
0.59	0.54	0.49	0.51
0.25	0.23	nd	nd
11.19	11.43	11.10	10.87
0.99	0.87	0.74	0.88
99.65	99.65	99.45	99.78
4.232	4.232	4.624	4.282
nd	nd	nd	nd
4.275	4.210	4.321	4.284
	0.109	0.023	0.040
0.473	0.485	0.551	0.489
4.462	4.436	4.200	4.594
0.093	0.084	0.076	0.080
0.026	0.025	nd	nd
0.971	0.991	0.958	0.943
0.207	0.182	0.153	0.184

8. QUÍMICA

Para o tratamento dos dados com diagramas de variação, foi adotada a normalização a 100% na base anidra das análises químicas de rocha total pelo programa IGPET (versão 3.2. Copyright 1992, M.J. Carr). A rotina de normalização do programa IGPET calcula a 100% os valores em porcentagem em peso (wt%) dos óxidos dos elementos maiores e menores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P), desconsiderando a "perda ao fogo", e transformando $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$ em $\text{FeO}_{\text{total}}$ a partir da relação entre os pesos atômicos dos dois óxidos: $\text{FeO}_{\text{total}} = \text{FeO} + 0,8998 * \text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$.

Diagramas de distribuição de elementos químicos do tipo "spiderdiagram" (Thompson 1982) são também utilizados para tratamento de dados de elementos traços litófilos de ion grande (LIL-"large ion lithophile"), incompatíveis. Para tal, os valores dos teores de elementos traços foram normalizados por manto primordial (Wood et al. 1979).

Análises químicas de rocha total para todas as amostras que compõem o objeto do presente estudo encontram-se na tabela 15.

DIAGRAMA TAS E CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS

A figura 16 ilustra a classificação desses diques com base na composição química (Tab.15), segundo o diagrama que representa o Total de Álcalis *versus* Sílica-"TAS" (LeMaitre 1989). Este diagrama faz uso direto da composição química dos elementos maiores expressa em termos de porcentagem em peso (wt%) dos óxidos constituintes, aqui com os dados normalizados a 100% na base anidra.

A Subcomissão de Sistemática de Rochas Ígneas da IUGS (LeMaitre

TABELA 15: Análises químicas por fluorescência de raios X das rochas dos diques estudados.

Rocha	Basaltos e Tefritos														
Amostra	FN17	FN38	WFN1	WFN2	WFN12	WFN14	WFN19	WFN20	WFN21	WFN26	WFN32	WFN33	WFN36	WFN46	WFN59
SiO ₂	44,03	41,40	41,92	42,78	43,35	41,31	42,48	41,65	39,03	41,21	42,40	42,69	43,84	42,18	43,60
TiO ₂	2,37	3,19	3,43	3,52	2,38	2,69	2,98	2,63	3,27	3,23	3,52	3,47	3,07	2,68	2,69
Al ₂ O ₃	14,50	12,54	11,40	11,66	14,50	13,47	13,56	13,15	11,48	12,48	11,71	11,57	14,38	13,34	14,80
Fe ₂ O ₃	9,08	12,06	12,54	12,81	9,39	10,56	10,57	10,68	11,60	12,04	12,64	12,71	11,08	10,49	9,88
MnO	0,16	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	0,15	0,17	0,19	0,19	0,16	0,17	0,16	0,17	0,18
MgO	6,04	10,00	10,00	9,93	5,66	7,55	6,63	9,12	8,54	9,63	8,88	9,38	7,30	8,27	5,88
CaO	10,54	11,30	10,81	10,73	10,20	11,44	10,53	10,45	13,75	11,73	11,10	10,82	9,72	10,54	9,75
Na ₂ O	3,46	3,08	3,14	3,15	4,24	4,33	3,34	4,30	2,57	3,15	2,68	3,36	4,05	4,24	4,53
K ₂ O	2,88	1,94	2,11	2,24	2,42	2,21	2,25	2,20	0,53	1,97	2,06	1,95	2,03	2,54	2,84
P ₂ O ₅	0,57	0,72	0,87	0,87	0,56	0,59	0,67	0,57	0,71	0,70	0,88	0,82	0,71	0,81	0,79
LOI ¹	5,80	3,21	3,42	1,88	6,74	5,60	6,91	4,89	8,52	3,08	3,53	2,58	3,60	3,87	4,48
Total	99,43	99,62	99,81	99,74	99,61	99,92	100,07	99,81	100,19	99,41	99,56	99,52	99,94	99,13	99,42
FeO _T ²	8,17	10,85	11,28	11,53	8,45	9,50	9,51	8,61	10,44	10,83	11,37	11,44	9,97	9,44	8,89
FC ³	1,08	1,05	1,05	1,04	1,09	1,07	1,09	1,07	1,10	1,05	1,06	1,05	1,05	1,06	1,06
FeO	4,42	6,12	7,12	6,82	5,26	5,74	5,50	6,01	5,38	6,10	8,72	7,62	8,26	7,17	5,62
Fe ₂ O ₃	3,97	5,10	4,58	4,60	3,55	4,16	4,34	3,92	5,51	5,30	2,93	4,37	1,90	2,37	3,58
CO ₂	0,64	0,10	0,42	0,15	0,67	0,74	0,68	0,61	0,58	0,21	0,09	0,07	0,17	0,44	0,15
H ₂ O ⁻	1,33	0,73	0,62	0,27	1,07	1,05	1,39	0,87	1,94	0,67	0,93	0,05	0,46	0,72	0,62
H ₂ O ⁺	1,80	1,98	1,62	1,45	2,91	1,85	2,39	1,69	3,64	1,92	2,25	1,99	2,44	1,50	2,96
SO ₃	0,17	0,10	0,01	0,01	0,17	0,10	0,07	0,08	0,09	0,13	0,05	0,06		0,19	0,14
V	208	278	289	298	209	227	250	222	306	290	295	291	248	229	236
Cr	199	381	282	293	218	319	204	329	451	393	231	262	131	289	232
Co	39	47	53	52	35	43	40	48	63	44	45	46	37	38	32
Ni	156	193	208	213	146	208	127	220	258	191	150	166	107	180	125
Cu	39	48	72	62	37	44	62	45	49	61	50	55	72	52	46
Zn	119	119	138	141	114	112	113	111	119	124	127	131	112	112	130
Ga	22,4	22,6	22,3	22,9	22,0	20,9	21,0	20,6	18,2	22,4	21,8	22,2	20,7	22,1	24,0
Rb	75	52	52	72	72	64	74	76	14	47	35	61	45	67	108
Sr	1395	1399	1154	1086	1416	1079	980	1115	745	1383	1652	1336	1105	1632	1552
Y	32	36	36	38	30	29	32	30	28	34	36	38	31	36	38
Zr	370	370	374	378	370	325	315	319	291	362	383	365	318	419	456
Nb	105	104	89	85	104	98	96	97	92	100	87	81	101	122	129
Ba	1005	819	562	544	987	779	718	746	584	772	992	551	738	868	933
Pb	8	7	8	6	6	5	6	5	6	4	8	7	5	8	10
Th	11,8	11,8	10,8	10,2	9,4	9,3	10,4	9,5	10,2	11,1	11,4	10,3	11,4	16,5	16,2
U	3,1	3,0	2,6	nd	3,1	2,8	2,6	2,6	2,7	4,1	nd	2,4	2,1	2,0	4,3
# mg	56,87	62,18	61,25	60,58	54,44	58,63	55,42	62,87	59,34	61,32	58,20	59,40	56,63	60,98	54,12

¹LOI=Perda ao Fogo ²FeO_T=FeO+0,8998*Fe₂O₃ ³FC=Fator de Correção a 100%, sem LOI, Fe total como FeO_T
nd=não detectado mg#=100*MgO/(MgO+FeO+0,8998*Fe₂O₃), em proporção molecular

TABELA 15 (continuação)

Rocha	Camptonitos				
Amostra	FN24	WFN17	WFN26	WFN37	WFN42
SiO ₂	45,51	45,50	48,57	45,88	45,40
TiO ₂	2,27	2,29	1,47	2,07	3,23
Al ₂ O ₃	18,89	18,60	19,58	18,80	15,95
Fe ₂ O ₃	7,35	7,15	6,65	7,84	8,76
MnO	0,14	0,15	0,14	0,16	0,15
MgO	3,88	3,78	2,45	3,66	4,26
CaO	5,74	5,75	4,44	6,00	8,15
Na ₂ O	2,00	2,55	2,20	3,52	3,23
K ₂ O	4,45	4,59	3,91	3,62	3,45
P ₂ O ₅	0,66	0,68	0,54	0,81	1,19
LOI ¹	9,07	8,20	9,84	7,39	6,18
Total	99,96	99,24	99,79	99,75	99,95
FeO ²	6,61	6,43	5,98	7,05	7,88
FC ³	1,11	1,02	1,12	1,09	1,08
FeO	3,77	3,59	2,91	4,15	3,59
Fe ₂ O ₃	3,08	3,06	3,40	3,14	4,70
CO ₂	0,06	0,04		0,03	0,27
H ₂ O ⁻	3,52	3,84	3,22	2,58	2,19
H ₂ O ⁺	4,30	3,83	4,77	3,47	2,09
SO ₃	0,12	0,14		1,31	0,03
V	159	163	69	105	254
Cr	7	nd	nd	nd	nd
Co	17	17	11	15	27
Ni	12	13	9	9	19
Cu	21	25	17	27	25
Zn	117	114	115	117	134
Ga	28,9	27,9	25,2	25,1	26,3
Rb	149	147	112	101	68
Sr	1417	1463	1869	2247	1409
Y	38	38	34	39	44
Zr	531	514	470	398	442
Nb	181	177	167	172	115
Ba	1259	1240	1493	1225	892
Pb	14	14	10	10	9
Th	26,9	26,6	24,8	21,1	12,8
U	6,0	7,7	5,1	5,7	2,2
# mg	51,13	51,21	42,20	48,06	49,08

Tefritonólitos		
WFN10	WFN62	WFN63
51,12	46,32	46,42
1,22	2,08	2,16
19,32	17,59	18,60
4,87	7,67	7,05
0,12	0,19	0,17
1,65	2,99	2,44
3,73	7,81	5,97
7,47	3,74	6,97
5,22	4,09	4,53
0,27	0,58	0,68
4,39	6,76	4,30
99,38	99,82	99,29
4,38	6,90	6,34
1,06	1,08	1,06
2,57		4,26
2,03		2,24
0,04	0,32	0,06
0,30	1,98	0,60
3,50	3,01	3,07
0,15	0,02	0,26
90	153	168
17	21	nd
9	16	15
15	20	9
13	25	10
107	105	120
32,3	25,6	26,0
184	127	139
1544	1895	1772
28	38	37
679	573	456
123	163	155
1098	1094	1112
19	14	12
29,1	26,2	17,7
13,6	6,6	5,1
40,17	43,58	40,68

Monchiquitos				
WFN30	WFN48	WFN49	WFN66	WFN67
40,47	40,62	41,46	41,95	42,91
3,40	2,98	2,97	3,00	3,86
15,34	14,25	15,19	14,82	14,24
11,29	10,53	10,09	10,55	12,67
0,21	0,17	0,19	0,20	0,20
5,35	5,26	6,18	5,31	6,32
11,10	10,76	10,79	10,81	10,94
4,04	3,46	1,90	3,84	3,64
2,74	2,26	3,02	2,28	1,40
0,98	1,02	0,96	1,02	1,08
4,23	6,97	7,15	5,85	2,67
99,15	98,28	99,90	99,63	99,93
10,16	9,47	9,08	9,49	11,40
1,07	1,11	1,09	1,08	1,04
7,06	7,10	4,81	5,74	5,60
0,55	2,76	4,77	6,44	3,81
0,36	0,26	0,11	0,24	0,70
1,14	1,27	1,84	1,19	0,54
1,51	4,00	3,81	3,07	1,43
0,12	0,16	0,10	0,16	0,02
186	244	269	245	307
129	66	60	74	55
24	31	27	34	36
75	63	50	61	59
37	44	35	49	47
124	120	127	121	145
24,6	22,7	23,4	23,2	25,9
59	118	194	104	11
1830	2631	2867	1642	1499
35	44	52	43	46
487	394	400	390	414
154	107	148	114	116
1048	763	918	787	674
9	11	10	9	6
16,7	18,7	16,9	17,4	9,7
5,2	5,4	5,0	6,4	2,4
48,43	49,75	54,83	49,94	49,71

¹LOI=Perda ao Fogo
nd=não detectado

²FeO=FeO+0,8998*Fe₂O₃ ³FC=Fator de Correção a 100%, sem LOI, Fe total como FeO
mg#=100*MgO/(MgO+FeO+0,8998*Fe₂O₃), em proporção molecular

TABELA 15 (continuação)

Rocha	Ankaratritos						Alcali Basalto	Amostra
	WFN27	WFN28	WFN39	WFN40	WFN45	WFN65		
Amostr							WFN3	
SiO2	39,58	39,46	40,48	41,89	40,78	40,47	41,92	WFN38
TiO2	2,90	2,87	2,65	3,20	2,85	2,92	3,95	49,50
Al2O3	10,21	10,03	8,86	9,70	9,50	10,16	10,38	1,25
Fe2O3	12,84	12,81	11,95	12,64	11,80	12,49	14,36	18,30
MnO	0,19	0,19	0,17	0,17	0,17	0,17	0,16	5,99
MgO	13,55	13,74	15,44	13,03	13,67	14,71	9,41	0,14
CaO	12,49	12,87	11,74	11,07	12,85	11,85	12,75	5,12
Na2O	2,85	2,44	1,51	2,73	2,61	2,72	1,96	5,18
K2O	0,85	0,83	0,48	1,23	0,64	1,17	1,41	5,80
P2O5	0,70	0,68	0,69	0,63	0,75	0,70	0,33	4,63
LOI1	3,66	4,05	6,10	3,39	4,20	2,54	3,23	0,24
Total	99,82	99,97	100,07	99,68	99,82	99,90	99,86	3,49
								99,64
FeO12	11,55	11,53	10,75	11,37	10,62	11,24	12,82	5,39
FC3	1,05	1,06	1,08	1,05	1,06	1,04	1,05	1,05
FeO	7,60	8,04	9,12	10,88	8,33	7,42	8,12	3,37
Fe2O3	4,11	3,62	1,62	0,52	2,45	4,07	5,44	2,15
CO2	0,45	0,40	0,05	0,40	0,25	0,22	0,78	0,13
H2O-	0,70	0,81	1,57	0,48	1,23	0,49	0,30	0,40
H2O+	1,78	1,86	3,30	2,00	2,12	1,51	0,67	2,25
SO3	0,06	0,06	0,26	0,02	0,01	0,04	0,05	0,09
V	278	272	278	290	291	264	430	104
Cr	512	552	721	516	686	584	451	152
Co	62	65	67	63	65	59	60	20
Ni	359	371	497	405	451	384	161	113
Cu	70	81	59	58	67	58	68	43
Zn	116	115	108	121	116	104	112	104
Ga	17,1	16,6	16,1	18,7	17,5	18,1	19,9	25,9
Rb	31	36	13	51	18	21	32	119
Sr	779	762	1187	961	993	875	601	1403
Y	26	26	26	31	28	27	26	24
Zr	220	216	244	287	265	250	229	427
Nb	73	72	74	72	80	80	98	98
Ba	517	490	540	495	490	508	232	946
Pb	nd	4	5	5	5	4	nd	11
Th	6,6	6,4	9,2	7,7	8,0	9,9	5,1	15,5
U	2,4	2,0	nd	nd	2,8	2,3	nd	6,5
	67,66	68,02	71,93	67,15	69,67	70,02	56,50	62,89

¹LOI=Perda ao Fogo ²FeO_T=FeO+0,8998*Fe₂O₃ ³FC=Fator de Correção a 100%, sem LOI, Fe total como FeO_T
nd=não detectado mg#=(100*MgO)/(MgO+FeO+0,8998*Fe₂O₃), em proporção molecular

FIGURA 16: Diagrama TAS-Total de Álcalis vs Silica (LeMaitre 1989) com os diques de Fernando de Noronha em estudo.

Legenda: a) círculos vazios: basanitos e tefritos; círculos cheios: camptonitos; cruces cheias: tefrifonólito
b) triângulo vazio: álcali basalto; triângulo cheio: amostra WFN38; quadrados: ankaratritos; losangos: monchiquitos

1989) sugere que apenas análises com $\text{H}_2\text{O}^+ < 2\%$ e $\text{CO}_2 < 0,5\%$ sejam usadas no diagrama TAS. No presente caso, foram registrados para todas as amostras valores altos para "perda ao fogo" e para H_2O^+ , SO_3 e CO_2 (Tab. 15), que excedem estes limites. A alteração secundária dos minerais félsicos da matriz, substituições de fenocristais de olivina por serpentina, carbonatos, clorita e iddingsita; e a presença de amígdalas microscópicas preenchidas por zeólitas e carbonatos (Cap. 6), evidenciam que essas rochas não se encontram em estado fresco, sendo, portanto, de se esperar alguma mobilização de elementos LIL. No entanto, justifica o uso das presentes análises químicas no diagrama TAS a ressalva de que essa classificação é puramente descritiva, sem implicação genética (LeMaitre 1989).

Observa-se no diagrama TAS (Fig.16) que os diques de Fernando de Noronha caracterizam uma suíte subsaturada fortemente alcalina. Rochas de diferentes grupos petrográficos (Cap. 6) como o dos basanitos e tefritos, dos monchiquitos, ankaratritos e álcali basalto ocupam os campos referentes aos basanitos e tefritos. Os camptonitos ocupam a confluência dos campos dos tefritos, fonotefritos e traquiandesitos basálticos. Apenas a amostra WFN25 cai no campo dos traquiandesitos basálticos.

O valor de mg ($mg\# = \text{FeO} + \text{MgO} / \text{MgO}$) é um parâmetro químico que reflete, de maneira clara, a relação que existe entre a petrografia e a química de todos os diferentes grupos de diques de Fernando de Noronha. Nota-se na figura 17 que os valores de $mg\#$ para basanitos e tefritos, camptonitos e tefrifonólitos apresentam uma correlação negativa com SiO_2 , seguindo um padrão geral aproximadamente em linha reta. Desse padrão geral, destacam-se justamente o álcali basalto, com $mg\#$ ligeiramente mais baixo que os dos basanitos e tefritos, com valores de SiO_2 similares; os ankaratritos, cujos valores de $mg\#$ encontram-se acima de 65; os monchiquitos, com $mg\#$ (48-55) relativamente baixos para o correspondente intervalo de SiO_2 (43%-45%). A amostra WFN38 apresenta-se totalmente deslocada no diagrama.

FIGURA 17: Diagrama SiO₂ vs *mg#* onde se percebe a distribuição dos diques em estudo refletindo os agrupamentos petrográficos (ver texto). Legendas como da Fig. 16.

Devido à facilidade de visualização dos pontos, a apresentação e discussão dos dados seguirá o seguinte esquema:

- 1- Basanitos e tefritos com camptonitos e tefrifonólitos
- 2- Álcali basalto
- 3- Ankaratritos
- 4- Monchiquitos
- 5- Amostra WFN38

8.1. BASANITOS E TEFRITOS, CAMPTONITOS E TEFRIFONÓLITOS

Em diagramas de variação do tipo Harker para elementos maiores e menores, os pontos relativos aos basanitos e tefritos, camptonitos e tefrifonólitos mostram uma tendência de alinhamento. Aumento em SiO₂ (Fig. 18a) é acompanhado de aumento progressivo em Al₂O₃ e K₂O e de decréscimo em TiO₂, FeO_t, MgO, MnO e CaO.

A correlação com SiO_2 , denotando essa tendência a um alinhamento dos pontos, verifica-se também para os elementos traços compatíveis e incompatíveis. Níquel, Cr, Co, V, Cu apresentam um empobrecimento progressivo com o aumento em SiO_2 (Fig. 18b), enquanto os elementos incompatíveis Ga, Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Pb, Th, U têm um enriquecimento progressivo com o aumento em SiO_2 (Fig. 18c).

Nestes diagramas, pode-se observar que a nuvem de pontos representando os diques de basanitos e tefritos é mais regular do que aquela para os diques de camptonitos e tefrifonólitos. Algumas poucas amostras são responsáveis pelo maior espalhamento dos pontos.

O dique WFN21 é o que apresenta os valores mais extremos na tendência, sendo a amostra mais enriquecida nos elementos compatíveis, e a mais empobrecida naqueles elementos incompatíveis.

Dois dos tefrifonólitos se destacam da tendência geral de alinhamento dos pontos nos diagramas de variação para elementos maiores ao mostrar teores de Na_2O elevados. Ressalta-se que esses diques contêm sodalita modal em quantidades significativas (5%, ver Cap.6).

A amostra WFN42 apresenta um enriquecimento em TiO_2 , MnO e P_2O_5 , Zn e V, e Y em relação aos demais diques da tendência. Esta amostra tem os valores mais baixos para os elementos incompatíveis dentre os camptonitos, valores estes mais condizentes com aqueles do grupo dos basanitos e tefritos.

O lamprófiro WFN25 cai fora do alinhamento geral em dois diagramas: é mais enriquecida em $\text{FeO}_{\text{total}}$, e mais empobrecida em K_2O . Mostra ainda um pequeno teor de Ni. Em relação a WFN10, com teor de SiO_2 muito próximo, esse lamprófiro é mais empobrecido para quase todos os elementos incompatíveis (Ga, Rb, Zr, Y, Pb, Th e U).

FIGURA 18: Diagramas de variação tipo Harker para os basanitos e tefrits, camptonitos e tefrifonólitos (legenda como da Fig. 16) mostrando tendência de alinhamento desses diques. As amostras WFN25 e WFN42 encontram-se destacadas (ver texto). a) elementos maiores e menores.

FIGURA 18: b) elementos traços compatíveis.

FIGURA 18: c) elementos traços incompatíveis.

Diagramas de distribuição de elementos menores e traços

Diagramas de distribuição do tipo "spiderdiagram", normalizados por manto primordial (Wood et al. 1979) (Fig.19) mostram padrões similares partindo dos basanitos e tefritos para os camptonitos. Há um enriquecimento sistemático em elementos incompatíveis, especialmente Rb, Ba, Th, U, K, Nb, Sr, e também, com uma variação menor, em Zr e Y. Titânio apresenta empobrecimento sistemático. Rubídio e K mostram os maiores enriquecimentos; Ti, o maior empobrecimento, enquanto P mantém-se similar.

FIGURA 19: Diagrama de distribuição de elementos traços incompatíveis normalizados por manto primordial (Wood et al. 1979), com intervalo de variação dos basanitos (círculos vazios) a tefrifonólitos (círculos cheios).

Modelagem geoquímica

Em todos os diagramas de variação (Figs.18 e 19) observa-se uma tendência de alinhamento dos pontos relativos aos basanitos e tefritos, camptonitos e tefrifonólitos. Essa tendência sugere que essas rochas estejam relacionadas a um líquido parental comum por algum mecanismo evolutivo. O comportamento dos elementos maiores (por exemplo, os teores de MgO, CaO, TiO₂ decrescem enquanto o de K₂O e Al₂O₃ aumenta) parece compatível com um modelo de cristalização fracionada.

Cálculos de balanço de massas pelo método dos quadrados mínimos para os elementos maiores e menores e traços (Bryan et al. 1969) foram realizados com o programa IGPET para avaliar a viabilidade do processo de cristalização fracionada a baixa pressão (<9kb) envolvendo essas rochas. Os resultados são mostrados no quadro 3.

O método pressupõe o uso de composições químicas de rochas de granulação fina a afanítica, que seriam mais próximas das composições de líquidos verdadeiros. No caso presente, praticamente todas as rochas são porfíricas (Cap. 6). Cabe lembrar também que algum cuidado deve ser tomado ao se conceber uma hipótese petrogenética a partir de uma tendência geral em diagramas (ver discussão em Ulbrich et al 1994a).

Dentro de um pequeno intervalo composicional, dos basanitos aos tefritos, encontrou-se uma possível seqüência de diferenciação, WFN33→WFN1→WFN19→FN17 (Quadro 3), sendo as rochas da série produzidas a partir da composição da rocha precedente via subtração progressiva de fenocristais de olivina, clinopiroxênio e, em menor escala, de magnetita.

Não se verificou, porém, nenhuma amostra que representasse um elo entre os basanitos e tefritos e os camptonitos e tefrifonólitos, nem foi encontrada uma

QUADRO 3: Resultados numéricos da modelagem geoquímica pelo método dos quadrados mínimos com as amostras de basanitos a tefritos. Os coeficientes de distribuição utilizados no cálculo de elementos traços são de Weaver (1990).

O magma parental é WFN33 0,520% OL33-3.2 0,473% CPX33-6.2 zona intermediária 0,006% MT33-INCLCPX4 WFN1 é o filho										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
WFN1	44,59	3,65	12,13	10,98	10,64	11,50	3,34	2,24	0,93	0
WFN33										
OBS	45,16	3,67	12,24	11,07	9,92	11,45	3,55	2,06	0,87	0
CALC	44,73	3,75	12,51	11,05	9,99	11,55	3,45	2,33	0,96	0
DIF	0,17	-0,08	-0,13	0,02	-0,06	-0,10	0,10	-0,09	-0,09	0
Soma dos quadrados dos resíduos=0,159										
	D	CALC	OBS	RESID	WFN1					
Rb	0,01	57,3	65,0	7,7	55,3					
Ba	0,01	618,3	583,0	-35,8	597,9					
Sr	0,05	1268,7	1413,0	144,3	1227,6					
Th	0,02	11,9	11,0	-0,9	11,5					
Nb	0,06	97,8	86,0	-11,8	94,7					
Zr	0,13	410,0	386,0	-24,0	397,9					

O magma parental é WFN1 0,079% OL33-1.1 0,489% CPX33-4.1 borda 0,109% MT33-2 WFN19 é o filho										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
WFN19	46,61	3,27	14,88	9,55	7,27	11,55	3,66	2,47	0,74	0
WFN1										
OBS	44,59	3,65	12,13	10,98	11,50	3,34	3,34	2,24	0,93	0
CALC	44,89	3,28	12,57	10,55	11,44	2,97	2,97	1,97	0,59	0
DIF	-0,12	0,37	-0,22	0,09	0,06	0,37	0,37	0,28	0,34	0
Soma dos quadrados dos resíduos=0,550										
	D	CALC	OBS	RESID	WFN19					
Rb	0,01	64,9	55,0	-9,9	81,2					
Ba	0,01	629,3	598,0	-31,3	787,7					
Sr	0,05	867,5	1228,0	360,5	1075,2					
Th	0,02	9,1	11,0	1,9	11,4					
Nb	0,11	86,1	95,0	8,9	105,3					
Zr	0,15	284,7	398,0	113,3	345,6					

QUADRO 3: Continuação

O magma parental é WFN19 0,152% OL46-2.2 0,574% CPX46-2 inclusão 0,274% MT33-2 FN17 é o filho										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
FN17	47,91	2,58	15,78	8,17	6,57	11,47	3,76	3,13	0,62	0
WFN19										
OBS	46,61	3,27	14,88	9,55	7,27	11,55	3,66	2,47	0,74	0
CALC	46,52	2,98	14,83	9,64	7,25	11,61	3,47	2,86	0,57	0
DIF	0,03	0,29	0,03	-0,09	0,03	-0,06	0,20	-0,39	0,17	0
Soma dos quadrados dos resíduos=0,319										
	D	CALC	OBS	RESID	FN17					
Rb	0,01	74,4	81,0	6,6	81,6					
Ba	0,01	997,4	788,0	-209,4	1093,6					
Sr	0,06	1391,1	1075,0	-316,1	1517,9					
Th	0,03	11,7	11,0	-0,7	12,8					
Nb	0,20	106,1	105,0	-1,1	114,3					
Zr	0,18	373,1	346,0	-27,1	402,6					

possível seqüência evolutiva entre estes últimos.

Ainda que os resultados com o cálculo de balanço de massas não sejam consistentes, certamente os processos de cristalização fracionada devem ser mecanismos de evolução atuantes em Fernando de Noronha, a exemplo do que ocorre em outras ilhas oceânicas (Borley 1974).

8.2. ÁLCALI BASALTO

O dique de álcali basalto representado não se distingue dos basanitos e tefritos em diagramas do tipo Harker para elementos maiores. No entanto, quando confrontada com o intervalo de variação da suíte num diagrama de distribuição normalizado por manto primordial (Fig.20), esta rocha é distintamente empobrecida em

elementos incompatíveis, exceto para Ti, mesmo se comparada com os membros tefríticos mais máficos. É também a amostra com o maior teor em CO_2 e o menor em H_2O^+ (Tab.15).

Ulbrich et al. (1994a) mostram que a composição desta amostra é semelhante à média dos basaltos de ilhas oceânicas (OIB).

FIGURA 20: Diagrama de distribuição de elementos traços incompatíveis normalizados por manto primordial (Wood et al. 1979, ver valores na Fig.19), mostrando empobrecimento do dique de álcali basalto (triângulos vazios) nesses elementos, comparado com o intervalo de variação dos basanitos a tefrifonólitos (Fig.19).

8.3. ANKARATRITOS

O caráter petrográfico desses diques é muito similar ao dos ankaratritos da Formação Quixaba (capítulos 5 e 6). Com base nessa observação, análises químicas para rochas desta Formação publicadas por Almeida (1955), Gunn & Watkins (1976), e Weaver (1990), foram acrescentadas àquelas realizadas nesse estudo na construção dos diagramas de variação com MgO como índice de diferenciação (Figs.21a e 21b).

Tanto para elementos maiores como para elementos menores e traços, é evidente a sobreposição dos pontos dos diques e das rochas ankaratríticas de Quixaba. Merece destaque, porém, o fato dos diques apresentarem um enriquecimento muito grande em Ni (400ppm a 500ppm) e Cr (500ppm a 720ppm), um empobrecimento considerável em Ba e Nb, e altos valores de *mg#* (68-72), se comparados aos ankaratritos da Formação Quixaba. Em Ulbrich et al. (1994a), estas amostras são denominadas ankaratritos ricos em Ni e Cr.

8.4. MONCHIQUITOS

Para muitos dos diagramas de variação do tipo Harker estas amostras encaixam-se junto dos basanitos e tefritos na tendência de alinhamento dos pontos. Quando plotadas contra MgO, Ni, Cr e Co (Fig.22), no entanto, mostram-se distintamente deslocadas dessa tendência, com teores muito menores do que aqueles esperados para seu intervalo composicional em SiO₂.

O diagrama de distribuição de elementos incompatíveis da figura 23 mostra que os teores nos elementos Ba, Th, U e K são relativamente baixos, aproximando-os dos teores observados para os basanitos. Por outro lado, esses diques, além de enriquecidos em Al₂O₃, apresentam teores de elementos incompatíveis Sr, P, Ti e Y ainda mais altos do que aqueles dos lamprófiros, mais evoluídos. Rubídio é muito variável.

FIGURA 21: Diagramas de variação com MgO como índice de diferenciação, mostrando semelhança de composição entre os diques de ankaratritos (**quadrados**) e ankaratritos da Formação Quixaba (**estrelas**, dados de Gunn & Watkins 1976, Weaver 1990). a) elementos maiores e menores;

FIGURA 21: b) elementos traços. Basanitos e tefritos, camptonitos e tefrifonólitos são incluídos para comparação.

FIGURA 22: Diagramas de variação, mostrando deslocamento dos diques de monchiquitos (losangos) e da amostra WFN38 (triângulo). Basanitos e tefritos, camptonitos e tefrifonólitos são incluídos para comparação.

FIGURA 23: Diagrama de distribuição de elementos traços incompatíveis normalizados por manto primordial (Wood et al. 1979, ver valores na Fig.19), mostrando enriquecimento dos monchiquitos (losangos) nesses elementos, comparado com o intervalo de variação dos basanitos a tefrifonólitos (Fig.19).

8.5. WFN38

Os dados dessa amostra aparecem isolados em todos os diagramas de variação (por exemplo, Fig.22), mostrando, inclusive, enriquecimento tanto em elementos compatíveis (MgO, Ni, Cr e Co) como incompatíveis (Fig.24), reforçando assim as observações petrográficas e de química mineral que apontam a abundância de xenocristais e xenólitos na rocha.

FIGURA 24: Diagrama de distribuição de elementos traços incompatíveis normalizados por manto primordial (Wood et al. 1979, ver valores na Fig.19), mostrando enriquecimento da amostra WFN38 (triângulos cheios) em alguns desses elementos, comparado com o intervalo de variação dos basanitos a tefrifonólitos (Fig.19).

9. DISCUSSÃO

Os 36 diques estudados neste trabalho foram separados em dois conjuntos, um deles composto pelas rochas com fenocristais de olivina e clinopiroxênio, e o outro incluindo aquelas sem olivina, nas quais o clinopiroxênio está acompanhado de anfibólio. Subdivisões posteriores feitas com base nas características ópticas dos minerais máficos, texturas e dados modais das rochas, permitiram caracterizar os seguintes tipos litológicos: ankaratritos, álcali basaltos, basanitos e tefritos, monchiquitos, camptonitos e tefrifonólitos (discussões a respeito da nomenclatura utilizada aparece no Cap.6).

Os diques de ankaratritos têm feições petrográficas e composições químicas diferentes das que apresentam as rochas da Formação Remédios. Esses ankaratritos, muito ricos em olivina, têm valores de *mg#* elevados (entre 67 e 72, Cap.8, Tab.15) e outras características químicas com claras afinidades com as rochas pertencentes ao evento vulcânico mais jovem do arquipélago (Fig.21). No entanto, os diques são mais ricos em Ni e Cr (Ni= ± 400 ppm a 500ppm; Cr= ± 500 ppm-700ppm) que as rochas que formam os derrames Formação Quixaba (Fig.21, ver Ulbrich et al. 1994a). Níquel e Cr estão contidos nas olivinas (Tab.10) e Cr também ocorre nos clinopiroxênios (Tab.11) e nas inclusões de opacos nesses minerais (Tab.13). Essas feições apontam para processos de acumulação de minerais máficos nesses diques.

Entre os corpos que formam parte do magmatismo mais antigo do arquipélago, encontrou-se um único dique de álcali basalto cujas feições petrográficas e, particularmente, químicas o destacam dentre o conjunto dos diques. A composição química dessa rocha é semelhante à composição média dos OIB (ver Ulbrich et al. 1994a). A rocha é tipicamente pobre em elementos traços incompatíveis quando comparada com as rochas tefríticas e basaníticas (Cap.8, Tab.15, Fig.20).

Vários trabalhos já ressaltaram as evidências químicas e até isotópicas em rochas de Fernando de Noronha, indicando o álcali basalto como possível magma

parental de diferenciados traquiandesíticos-traquíticos (Gerlach et al. 1987, Weaver 1990, Ulbrich et al. 1994a).

Gerlach et al. (1987) separaram o grupo dos álcali basaltos-traquitos das demais rochas alcalinas de Fernando de Noronha, ressaltando que apresenta composições isotópicas distintas. Weaver (1990) menciona também a existência de uma série potássica álcali basalto→traquito, separada de uma série sódica que inclui os basanitos e fonólitos da Formação Remédios. Ambas as séries foram definidas Ulbrich et al. (1994a) utilizando razões de elementos traços. Razões $Zr:Nb=\pm 1:6$ indicam o álcali basalto como possível magma parental para a série potássica fracamente subsaturada. Razões $Zr:Nb=\pm 1:3$ ou $Zr:Nb=\pm 1:4$ caracterizam as rochas tefríticas como magmas parentais da série sódica mais fortemente insaturada, cujos termos mais diferenciados estão representados pelos domos e raros diques de fonólitos.

Na literatura sobre ilhas oceânicas são comuns as referências ao magmatismo alcalino representado por séries sódicas e potássicas de evolução independente (exemplos em Borley 1974, Wilson 1989). Em Fernando de Noronha, as rochas de tendência sódica que compõem a Formação Remédios (com exceção dos monchiquitos) parecem representar uma série contínua de diferenciação como resultado também de um processo de cristalização fracionada.

Com base em observações petrográficas, pode-se notar que, através da suíte de diques que compõem o grupo dos basanitos e tefritos, camptonitos e tefrifonólitos, fenocristais de olivina tornam-se cada vez mais subordinados em relação aos fenocristais de clinopiroxênio e que esta mudança no curso é acompanhada pelo aparecimento de kaersutita tanto como fenocristais como também abundantemente na matriz, chegando a prevalecer sobre clinopiroxênio, com um aumento na quantidade de minerais félsicos (Cap. 6).

O padrão verificado nos diagramas de variação (Cap.8, Fig.18) com

análises químicas de rocha total e de elementos traços (Tab.15) mostra uma tendência de alinhamento desde termos ultrabásicos-básicos até intermediários que abrangem basanitos e tefritos, camptonitos e tefrifonólitos. Diagramas semelhantes complementados com dados de fonólitos, traquiandesitos, etc. levaram Schwab & Bloch (1985) a caracterizar as variações químicas das rochas de Fernando de Noronha como sendo o resultado de um processo simples de cristalização fracionada.

A modelagem geoquímica realizada para avaliar o possível processo de diferenciação mostrou que as rochas tefríticas podem ter-se originado a partir de basanitos via subtração sucessiva de fenocristais de olivina e, em menor escala, clinopiroxênio e magnetita.

Por outro lado, tentou-se encontrar, sem sucesso, por meio de cálculo, uma possível sequência de evolução que viabilizasse a obtenção de camptonitos a tefrifonólitos como termos mais diferenciados.

Os diques em estudo possuem teores elevados de fenocristais, o que representa um problema para os cálculos de modelagem geoquímica pelo método dos quadrados mínimos (Cap.8). Algumas características dos diques (presença de amígdalas, zoneamento dos diques, etc.) já discutidas em Ulbrich et al. (1994a) inviabilizam a utilização de métodos matemáticos para estabelecer modelos petrogenéticos de evolução.

Todavia, qualquer tentativa de estabelecer um esquema completo de evolução por cristalização fracionada utilizando métodos de cálculo deve considerar os estudos de detalhe, tanto petrográficos como de química mineral.

Os clinopiroxênios mostram feições particulares (Cap.7). Encontram-se nas rochas de composição tefrítica manchas irregulares, esporádicas, de cor verde intenso (denominadas de "núcleos ou áreas verdes", Cap.6) com composição diferente daquela apresentada pelo "piroxênio hospedeiro" (Cap.7, Figs.6, 7 e 10); trata-se de salitas ricas

em Na e com teores relativamente elevados de Al, semelhantes às salitas dos tefrifonólitos.

O exemplo de maior complexidade na composição da associação de fenocristais desses diques é dado pela amostra WFN38 (ver também Ulbrich et al. 1994b). Essa rocha contém em torno de 40% de xenólitos e xenocristais (Cap.6) que incluem olivina e clinopiroxênio (com alto teor de Al) mostrando feições de deformação, possivelmente provenientes de cumulatos "despedaçados" de origem profunda, junto com uma associação de minerais típica de fonólitos: feldspato alcalino, nefelina, titanita, e ferrosalita sódica.

O processo de evolução de rochas das suítes vulcânicas em ilhas oceânicas certamente envolve cristalização fracionada a baixas pressões em sistemas de câmaras magmáticas interconectadas (Wilson 1989). Magmas mais primitivos, durante sua ascensão, podem carregar uma variedade de grãos ou fragmentos de minerais recolhidos das paredes dos condutos bem como de partes inferiores de câmaras magmáticas profundas. Líquidos evoluídos podem conter megacristais formados em condições de alta pressão. Líquidos lamprofíricos, com alta concentração de voláteis, podem se originar a partir de magmas tefríticos, basaníticos ou basálticos (Rock 1977). A geração dos diques de Fernando de Noronha certamente envolveu processos de diferenciação cujo reconhecimento é dificultado pela atuação desses mecanismos.

Na discussão anterior foram propositalmente excluídos os diques de monchiquitos. Esses diques constituem um conjunto petrograficamente heterogêneo (ver Cap.6), porém com comportamento químico similar. A possibilidade de derivá-los a partir dos tefritos ou basanitos foi descartada com base na observação dos diagramas de variação de MgO, Al_2O_3 , Cr, Ni, Co e Y com respeito a SiO_2 , onde essas rochas aparecem deslocadas da tendência geral (Cap.8, Fig.22). Na figura 23, as duas amostras de monchiquitos representadas compõem um intervalo de variação de elementos traços

tão amplo quanto o do conjunto de rochas que variam desde tefritos a tefrifonólitos.

Os fenocristais de clinopiroxênio e anfibólio (Tabs. 11 e 12) são também quimicamente diferentes daqueles das outras rochas sódicas estudadas, sendo pobres em Ca, e enriquecidos em Na e sobretudo em Al^{VI} . Estas feições (principalmente Al^{VI}) são normalmente consideradas como evidências de cristalização sob condições de pressões elevadas (Bédard 1988, Bédard et al. 1988, Dobosi et al. 1991, Dobosi et al. 1992 etc.). Em algumas rochas, esses fenocristais aparecem algo arredondados e com claros sinais de reabsorção, bordejados por magnetita, podendo, a princípio, ser considerados como xenocristais em desequilíbrio com a matriz. Em outros diques, os minerais máficos fenocristalinos são abundantes e idiomórficos. Observaram-se também rochas com glóbulos preenchidos por vidro contendo abundantes acículas de anfibólio de aspecto óptico semelhante ao dos fenocristais.

Alguns desses diques poderiam ter-se originado em câmaras magmáticas profundas. Em outros casos, poderia se tratar de rochas tefríticas carregando xenólitos de anfibólio. A presença de estruturas globulares poderia sugerir processos de mistura de líquidos.

A enumeração dos fatos acima mostra as dificuldades de se fornecer uma interpretação simples que tenha validade para todos os membros desse grupo, fazendo-se necessário trabalhos mais detalhados para a elucidação da origem dos diques monchiquíticos e sua relação com os demais membros da suíte de rochas do Arquipélago.

10. CONCLUSÕES

Como resultado dos trabalhos petrográficos e químicos (rocha total e minerais máficos e félsicos) realizados em 36 diques máficos-ultramáficos do Arquipélago de Fernando de Noronha, podem ser tecidas as seguintes conclusões:

- Com base nas feições petrográficas das rochas, os diques foram separados em dois conjuntos e vários tipos litológicos: 1) rochas com fenocristais de olivina e clinopiroxênio, incluindo ankaratritos, álcali basalto, basanitos e tefritos e 2) rochas com fenocristais de clinopiroxênio e anfibólio que compreendem monchiquitos, camptonitos e tefrifonólitos
- Os diques de ankaratritos, intrusivos em rochas piroclásticas da Formação Remédios, pertencem ao evento vulcânico mais jovem do arquipélago: a Formação Quixaba. Dados químicos de rochas e minerais indicam que houve acumulação de minerais máficos nesses diques.
- Os outros diques pertencem à Formação Remédios, onde são reconhecidas duas séries, uma potássica fracamente subsaturada e outra sódica, constituída de rochas insaturadas, ricas em elementos incompatíveis. O dique de álcali basalto ($mg\# = 56,5$, pobre em elementos traços incompatíveis) deve representar o magma parental para a série potássica. Para a série sódica são os basanitos (ou tefritos) os prováveis magmas parentais.
- As rochas de tendência sódica (exceto monchiquitos) representam uma série de diferenciação de tefritos a tefrifonólitos. Apesar dos fatores que inviabilizam os cálculos matemáticos, como abundância de fenocristais e presença de xenocristais (cujo exemplo mais representativo é a amostra WFN38), certamente cristalização fracionada num sistema de câmaras magmáticas interconectadas deve ser um processo atuante em Fernando de Noronha, a exemplo do que ocorre em outras ilhas oceânicas.

- As feições tanto petrográficas quanto químicas dos monchiquitos diferem daquelas observadas para as rochas de tendência sódica tratadas anteriormente: 1) em diagramas de variação, os dados dos elementos compatíveis aparecem deslocados da tendência geral, 2) a textura dos fenocristais indica equilíbrio com a matriz em algumas amostras e desequilíbrio em outras; glóbulos contendo acículas de anfibólio de aspecto óptico semelhante ao dos fenocristais são comuns em algumas rochas, 3) os fenocristais de clinopiroxênio e anfibólio possuem teores baixos de Ca e altos de Al^{VI} e Na indicando cristalização a pressões elevadas. Os fatos expostos mostram que os monchiquitos devem ser considerados como um grupo independente dentro do conjunto de rochas que constituem a série sódica no Arquipélago de Fernando de Noronha. As feições petrográficas sugerem a atuação de mecanismos diversos durante a formação das rochas. Estudos mais detalhados são necessários para elucidar a origem dos monchiquitos.

11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M. 1955. Geologia e petrologia do arquipélago de Fernando de Noronha. Div. Geol. Min. Dep. Nac. Prod. Mineral., Rio de Janeiro, Monografia 13, 181p.
- Araújo, G.G. e Leonardos Jr., O.H. 1970. Nódulos de peridotito no basalto alcalino da Ilha de Fernando de Noronha. XXIV Congr.Bras.Geol., Bol. Espec. 1, Brasília: 317-318.
- Bates, R.L. & Jackson, J.A. (eds). 1987. Glossary of geology. American Geological Institute, USA, 788p.
- Bédard, J.H. 1988. Comparative amphibole chemistry of the Montereian and White Mountain alkaline suites, and the origin of amphibole megacrysts in alkali basalts and lamprophyres. Mineralogical Magazine, **52**:91-103.
- Bédard, J.H., 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.
- Bryan, W.B., Finger, L.W. & Chayes, F. 1969. Estimating proportions in petrographic mixing equations by least-squares approximation. Science, **163**:926-927.
- Bryan, M.; Kumar, N. & de Castro, P.J. 1972. The North Brazilian Ridge and the extension of equatorial fracture zones into the continent. An. XXVI Congr. Bras. Geol., Belém, PA: 133-144.
- Cameron, M. & Papike, J.J. 1981. Structural and chemical variations in pyroxenes. American Mineralogist, **66**:1-50.

- Cawthorn, R.G. 1976. Some chemical controls on igneous amphibole compositions. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 40:1319-1328.
- Cordani, U.G. 1970. Idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul. *Bol. Instituto de Geociências e Astronomia, USP*, 1:9-75.
- Cornen, G. 1986. Identification des séries magmatiques de l'île brésillienne de Fernando de Noronha (Atlantic Sud). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.303, Série II (16):1445-1460.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. 1978. Rock-forming Minerals. Vol.2A. Single-chain silicates. Longman, London.
- Deer et al. 1982. Rock-forming Minerals. Longman, London.
- Dobosi, G., Schultz-Güttler, R., Kurat, G. & Kracher, A. 1991. Pyroxene chemistry and evolution of alkali basaltic rocks from Burgenland and Styria, Austria. *Mineralogy and Petrology*, 43:275-292.
- Dobosi, G. & Fodor, R.V. 1992. Magma fractionation, replenishment, and mixing as inferred from green-core clinopyroxenes in Pliocene basanite, southern Slovakia. *Lithos*, 28:133-150.
- Dobosi, G. & Horváth, I. 1988. High- and low-pressure cognate clinopyroxenes from alkali lamprophyres of the Velence and Buda Mountains, Hungary. *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*, 158:241-256.
- Gerlach, D.C.; Stormer Jr., J. C. & Mueller, P.A. 1987. Isotopic geochemistry of Fernando de Noronha. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 85:129-144.

- Gorini, M.A. & Bryan, G.M. 1976. The tectonic fabric of the equatorial Atlantic and adjoining continental margins: Gulf of Guinea to Northeastern Brazil. *An. Acad. Bras. Ci.*, **48** (Suplemento):101-119.
- Govindaraju, K. 1989. Compilation of working values and sample description for 272 geostandards. *Geostandards Newslett.*, **13**, Special issue, 113p.
- Guimarães, I.P. 1982. *Petrologia e Geoquímica da Província Alcalina Terciária de Fortaleza- CE*. Dissertação de Mestrado. Centro de Tecnologia-UFPE. 165p.
- Gunn, B.M. & Watkins, N.D. 1976. Geochemistry of the Cape Verde islands and Fernando de Noronha. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **87**:1086-1100.
- Jarosewich, E.; Nelen, J.A. & Norberg, J.A. 1980. Reference samples for microprobe analysis. *Geostandards Newslett.*, **4**:43-7.
- Johannsen, A. 1938. A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks, IV. Chicago University Press, Chicago.
- Leake, B.E. 1978. Nomenclature of Amphiboles. *Can. Mineral.*, **16**:501-520.
- Le Maitre, R.W. (Ed.) 1989. Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Intern. Union Geol. Sciences, Oxford, Blackwell, 192p.
- Macciota, 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. 1991. Petrology of the tephrite-phonolite suite and cognate xenoliths of the Fortaleza District (Ceará, Brazil). *Eur. J. Mineral.*, **2**:687-709.

- Mitchell-Thomé, R.G. 1970. Geology of the South Atlantic islands. Beitr. Regionalen Geologie Erde, v.10, 367p.
- Moody, R., Hayes, D.E. & Connary, S. 1988. Bathymetry of the Continental Margin of Brazil. Lamont-Doherty Geological Observatory, contribuição n^o 2652.
- Morimoto, N. 1989. Nomenclature of pyroxenes. Can. Mineral., 27:143-156.
- Reed, S.J.B. e Ware, N.G. 1975. Quantitative electron microprobe analysis of silicates using energy-dispersive X-ray spectrometry. J. Petrol., 16:499-519.
- Rock, N.M.S. 1977. The nature and origin of lamprophyres: some definitions, distinctions, and derivations. Earth-Sci. Rev., 13: 123-169.
- Schwab, R.G. & Bloch, W. 1985. Geochemical distribution patterns of magmatites from the Archipelago of Fernando de Noronha. Zbl. Geol. Palaeont., T.1 (9-10): 1477-1483.
- Sial, A.N. 1987. The Tertiary alkaline province of Fortaleza, State of Ceará, Brazil: oxygen isotopes and REE-geochemistry. Geochim. Brasil., 1(1): 41-51.
- Simkin, T. & Smith, J.V. 1970. Minor-element distribution in olivine. J. Geol., 78:304-325.
- Stormer, J. C. 1973. Calcium zoning in olivine and its relationship to silica activity and pressure. Geochim. Cosmochim. Acta, 37:1815-1821.
- Stormer Jr., J.C. 1978. Fourchite to phonolite: the origin of phonolite on Fernando de Noronha. Trans. Am. Geophys. Union, 59(4):410.

Wilson, M. 1989. Igneous Petrogenesis. London. Unwin Hyman. 466p.

Wood, D.A., Joron, J.L., Treuil, M., Norry, M., & Tarney, J. 1979. Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**:319-339.

Zielinski, R.A. & Frey, F.A. 1970. Gough Island: evaluation of a fractional crystallization model. *Contr. Mineral. and Petrol.*, **29**:242-254.