UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOLOGIA E PETROLOGIA DO MACIÇO
ALCALINO DA ILHA DE VITÓRIA, SP

Akihisa Motoki

Orientador: Prof. Dr. Celso de Barros Gomes

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	DR. C.B.GOMES	
Examinadores:	DR. H.H.G.J.ULBRICH	
	DR. R.A.FUCK	
	DR. J.G.VALENÇA	
	DR. E.RUBERTI	

São Paulo
1986

ÍNDICE

	Pg.
RESUMO	xix
ABSTRACT	xxi
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Apresentação	1
1.2. Localização	5
1.3. Trabalhos anteriores	7
1.4. Agradecimentos	12
2. METODOLOGIA	15
2.1. Mapeamento geológico	15
2.2. Trabalhos de laboratório	16
3. ASPECTOS FISIOGRÁFICOS E GEOGRÁFICOS	18
3.1. Topografia	18
3.2. Clima e vegetação	18
3.3. Habitação	19
3.4. Acesso aos afloramentos	20
4. GEOLOGIA	21
4.1. Rochas encaixantes do corpo intrusivo sienítico	21
4.2. Corpo principal sienítico	24
4.2.1. Sienitos azuis	26
4.2.2. Sienitos brancos	27
4.3. Diques	28
4.3.1. Diques de primeira geração	28
4.3.2. Diques de segunda geração	32
4.4. Depósitos recentes	34
4.5. Estruturas	34
5. PETROGRAFIA	36
5.1. Caracteres gerais	36

	Pg.
5.2. Xenólitos	36
5.3. Álcali sienitos	51
5.4. Pulaskitos e nefelina sienitos	54
5.5. Álcali traquitos e álcali traquitos com nefelina	57
5.6. Fonolitos	58
5.7. Bostonitos	60
5.8. Álcali diabásios	60
6. GEOQUÍMICA	63
6.1. Generalidades	63
6.2. Rochas plutônicas	86
6.3. Rochas de dique	93
7. ANÁLISES DIFRATOMÉTRICAS	98
7.1. Generalidades	98
7.2. Pertita	100
7.3. Método das três reflexões: ($\bar{2}01$), (060), ($\bar{2}04$)	102
7.4. Diagramas b-c e $\alpha^* - \beta^*$	109
8. QUÍMICA MINERAL	117
8.1. Generalidades	117
8.2. Clinopiroxênios	118
8.2.1. Química geral	118
8.2.2. Composição química em perfil	124
8.2.3. Substituições químicas	130
8.2.4. Cálculo dos componentes finais	133
8.3. Anfibólios	141
8.3.1. Química geral	141
8.3.2. Composição química em perfil	150
8.3.3. Substituições químicas	156
8.4. Biotita	168
8.4.1. Química geral	168
8.4.2. Substituições químicas	174
8.5. Feldspatos alcalinos	184
8.6. Nefelina	195

9. GEOCRONOLOGIA	201
10. PETROGÊNESE	206
10.1. Assimilação	206
10.2. A barreira termal	209
10.3. Superaquecimento do magma	213
11. CONCLUSÕES	221
BIBLIOGRAFIA	224

LEGENDAS DAS FIGURAS

	Pg.
Fig. 1 - Mapa de localização das ocorrências alcalinas da região sul-sudeste (A) e norte (B) do Brasil (modificado de Ulbrich e Gomes, 1981). Os números associados às ocorrências correspondem a idades radiométricas.	2
Fig. 2 - Diagrama cumulativo de idades radiométricas dos maciços alcalinos da região sul-sudeste (modificado de Ulbrich e Gomes, 1981).	4
Fig. 3 - Localização das ocorrências de rochas alcalinas do litoral paulista.	6
Fig. 4 - Topografia e acesso à Ilha de Vitória.	8
Fig. 5 - Mapas geológicos das Ilhas de São Sebastião (A), Búzios (B) e Monte de Trigo (C) modificados, respectivamente, de Ulbrich e Gomes (1981), Björnberg e Ellert (1955) e Coutinho e Melcher (1973).	10
Fig. 6 - Mapa geológico das Ilhas de Vitória, Pescadores e Cabras.	22
Fig. 7 - Mapa de localização das amostras. Os números em <u>itálico</u> correspondem a amostras analisadas quimicamente.	23
Fig. 8 - Esquema de xenólitos deformados de rochas encaixantes observados na Ponta do Toyo, am. 37 (A), e no Saco de Dom Miguel, am. 80 (B).	25
Fig. 9 - Esquemas de afloramentos de diques: A, am. 4; B, am. 33, C, am. 40; D, am. 44; E, am. 48; F, am. 74. Note-se a ramificação do dique apresentado em (B), indicando a direção de injeção do magma, da esquerda para a direita.	29

- Fig. 10 - Direção dos diques da área investigada. 31
- Fig. 11 - Diagramas indicando a direção dos diques de primeira (A) e segunda (B) geração. 33
- Fig. 12 - Projeção da composição mineralógica das rochas de granulação grossa (A) e fina (B) da área investigada no diagrama Q-A-P-F de Johanssen (1931) e Streckeisen (1967). 37
- Fig. 13 - Distribuição dos teores modais de quartzo e nefelina no corpo principal sienítico da Ilha de Vitória. 56
- Fig. 14 - Projeção das rochas de granulação grossa (A) e fina (B) da área investigada no diagrama reunindo do quartzo-nefelina-forsterita normativos. 64
- Fig. 15 - Projeção das rochas de granulação grossa (A) e fina (B) da área investigada no diagrama MAF. O FeO reflete a quantidade total de ferro recalculado como FeO. As curvas correspondem às sequências fracionadas do corpo intrusivo de Skaergaard (1) (Wager, 1960), rochas toleíticas (2) e calcoalcalinas (3) do Japão (Miyashiro e Kushiro, 1975). 65
- Fig. 16 - Diagramas de variação dos elementos principais para as rochas de granulação grossa (A) e fina (B). 87
- Fig. 17 - Diagramas de variação dos elementos menores para as rochas de granulação grossa (A) e fina (B). 89

- Fig. 18 - Projeção das rochas de granulação grossa e fina nos diagramas de $(Na+K)/Al$ moleculares (A,B) e $(Na+K+Ca)/Al$ moleculares (C,D) em função dos valores normativos de quartzo-nefelina. Os círculos de linha pontilhada representam possíveis composições do magma original do maciço. 92
- Fig. 19 - Distribuição de quartzo e nefelina normativos no corpo principal da Ilha de Vitória. 94
- Fig. 20 - Típico difratograma de raios X (filtro de cobre) de feldspatos alcalinos das rochas sieníticas da Ilha de Vitória (am. 6). Na, picos de hospedeiro sódico, K, picos de lamela potássica; Si, picos do padrão de silício. 99
- Fig. 21 - Diagrama $(\bar{2}04)-(060)$ para leituras de ângulos (grau) de 2θ Cu: A, todos os feldspatos analisados; B, amostras com reflexões relativamente bem resolvidas. Inclui também os valores estimados de $(\bar{2}01)$ 2θ Cu (diagrama de Wright, 1968). AA, albita de alta temperatura; AB, albita de baixa temperatura; MM, microclínio máximo; Or, ortoclásio; SA, sanidina de alta temperatura. 104
- Fig. 22 - Exemplos de difratograma mostrando os picos (060) e $(\bar{2}04)$ das fases potássica e sódica: A,B e C, a largados; E, F e G, relativamente bem resolvidos. 107
- Fig. 23 - Diagrama b-c (em $\text{\AA}$) para os feldspatos analisados. Inclui também os valores estimados de $t_{10} + t_{1m}$ (diagrama de Stewart e Wright, 1974). Símbolos iguais aos da Fig. 21. 112
- Fig. 24 - Diagrama $\alpha^* - \gamma^*$ (em grau) para os feldspatos analisados. Inclui também os valores estimados de

$t_{10}-t_{1m}$ (diagrama de Stewart e Wright, 1974).
Símbolos iguais aos da Fig. 21; FM, feldspa -
tos monoclinicos.

113

Fig. 25 - Projeção dos clinopiroxênios no diagrama diop
sídio-hedenbergita-enstatita-ferrossilita.

121

Fig. 26 - Projeção dos clinopiroxênios no diagrama
(Na-K)-Ca. Símbolos iguais aos da Fig. 25.

123

Fig. 27 - Projeção dos clinopiroxênios no diagrama diop
sídio-hedenbergita-acmita. Símbolos iguais aos
da Fig. 25.

125

Fig. 28 - Perfil obtido na microsonda em cristais de
piroxênio; ams. 25 (A), 111 (B), 6 (C) e 58
(D). Simbologia para as inclusões: ac, acmíti
ca; jd, jadeítica; di, diopsídica, margem, m;
escalas para A, B e C são idênticas, Fe calcu
lado como FeO.

126

Fig. 29 - Projeção dos clinopiroxênios no diagrama
(Na+K)-Fe³⁺. Símbolos iguais aos da Fig. 25.

131

Fig. 30 - Projeção dos clinopiroxênios no diagrama
(Na+K)-Al. Símbolos iguais aos da Fig. 25.

131

Fig. 31 - Projeção dos piroxênios no diagrama acmita-
diopsídio + hedenbergita-jadeíta. Símbolos i-
guais aos da Fig. 25.

132

Fig. 32 - Projeção dos clinopiroxênios no diagrama Ti-
Al. Símbolos iguais aos da Fig. 25.

134

Fig. 33 - Projeção dos clinopiroxênios no diagrama (2-
Si)-Al. Símbolos iguais aos da Fig. 25.

135

- Fig. 34 - Projeção dos clinopiroxênios no diagrama Fe^{3+} -Al. Símbolos iguais aos da Fig. 25. 136
- Fig. 35 - Diagrama triangular reunindo os cátions que preencham a posição X dos anfibólios do maciço alcalino da Ilha de Vitória. 146
- Fig. 36 - Diagrama triangular Mg- Fe^{2+} -Ca dos anfibólios do maciço alcalino da Ilha de Vitória. Fe total calculado como FeO. Símbolos iguais aos da Fig. 35. 147
- Fig. 37 - Diagrama triangular Mg- Fe^{2+} -(Na+K) dos anfibólios do maciço alcalino da Ilha de Vitória. Fe total calculado como FeO. Símbolos iguais aos da Fig. 35. 149
- Fig. 38 - Perfil obtido na microsonda em cristais de anfibólio: ams. 25(A), 6(B), 4(C) e 58(D). 152
- Fig. 39 - Diagrama esquemático do sistema solução - sólida (Mg-Fe) para explicar zoneamento invertido devido ao abaixamento da temperatura do "liquidus" e "solidus" por injeção de água sob condições de temperatura constante do magma. 157
- Fig. 40 - Projeção dos anfibólios no diagrama Ti-Al. Símbolos iguais aos da Fig. 35. 158
- Fig. 41 - Projeção dos anfibólios no diagrama de Ti-(8-Si). Símbolos iguais aos da Fig. 35. 159
- Fig. 42 - Projeção dos anfibólios no diagrama de Al-(8-Si). Símbolos iguais aos da Fig. 35. 161
- Fig. 43 - Projeção dos anfibólios no diagrama de (Na+K)-(8-Si). Símbolos iguais aos da Fig. 35. 162

- Fig. 44 - Projeção dos anfibólios no diagrama triangular de anfibólios cálcicos (modificado de Halli-
mond, 1943). Símbolos iguais aos da Fig. 35. 166
- Fig. 45 - Projeção dos anfibólios no diagrama triangular de anfibólios cálcicos e alcalinos $(M^2_7Si_8O_{22}(OH)_2)$
 $M^1_2M^2_7M^3_2Si_6O_{22}(OH)_2 - M^1_2M^2_3M^3_2Si_8O_{22}(OH)_2$. Símbolos iguais aos da Fig. 35. 167
- Fig. 46 - Diagrama quadrangular para flogopita - annita -
eastonita - siderofilita das biotitas do maciço
alcalino da Ilha de Vitória. 172
- Fig. 47 - Projeção das biotitas analisadas no diagrama
MgO-FeO - Al_2O_3 (% de peso). Símbolos iguais aos
da Fig. 46. 173
- Fig. 48 - Diagrama de variação de $M^2 - 6 (Fe^{2+} + Mn + Mg$
 $+ Ca - 6)$ em função de $Si + Al - 8$ para bioti-
tas do maciço alcalino da Ilha de Vitória. Símbolos iguais aos da Fig. 46. 176
- Fig. 49 - Diagrama de variação de $M^2 - 6 (Fe^{2+} + Mn + Mg$
 $+ Ca - 6)$ em função de Ti para as biotitas ana-
lisadas. Símbolos iguais aos da Fig. 46. 177
- Fig. 50 - Diagrama de variação de Ti em função de número
catiônico total para as biotitas analisadas. Símbolos iguais aos da Fig. 46. 178
- Fig. 51 - Diagrama de variação de $Si + Al - 8$ em função
de número catiônico total para as biotitas ana-
lisadas. Símbolos iguais aos da Fig. 46. 179
- Fig. 52 - Diagrama de variação de $M^2 + 2Ti - 6$ em função
de $Si + Al - 8$ para as biotitas analisadas. Símbolos iguais aos da Fig. 46. 181

- Fig. 53 - Diagrama de variação de $M^2 + Ti - 6$ em função de $Na + K - 2$ para as biotitas analisadas. Símbolos iguais ao da Fig. 46. 183
- Fig. 54 - Diagrama triangular K-Na-Ca para as composições médias moleculares de feldspatos alcalinos das rochas da Ilha de Vitória. 187
- Fig. 55 - Diagramas triangulares K-Na-Ca (em proporção molecular) de feldspatos alcalinos de rochas sieníticas: A, am. 25; B, am. 43A e C, am. 6. Símbolos iguais aos da Fig. 54. 189
- Fig. 56 - Diagramas triangulares K-Na-Ca (em proporção molecular) de feldspatos alcalinos de rochas fonolíticas: A, am. 44B; B, em 54A e C, am. 4A. Símbolos iguais aos da Fig. 54. 190
- Fig. 57 - Diagrama triangular K-Na-Ca para as composições médias moleculares das 10 análises mais potássicas e mais sódicas dos feldspatos de cada amostra. Símbolos iguais aos da Fig. 54. 191
- Fig. 58 - Diagrama esquemático K-Na-Ca para a evolução da composição geral de feldspatos alcalinos (antes da formação da textura pertítica) a partir do fracionamento magmático (setas curtas), e variação da composição das lamelas e hospedeiros mediante a formação da textura pertítica (estas compridas). 192
- Fig. 59 - Diagrama triangular dos componentes finais da solução-sólida nefelina (nefelina ($Na_8Al_8Si_8O_{32}$) - kalsilita ($K_8Al_8Si_8O_{32}$) - quartzo (SiO_2)) em proporção molecular (diagrama de Hamilton e Mackenzie, 1960). Os campos delimitados por li-

nhas pontilhadas e tracejadas correspondem, respectivamente, às áreas de concentração das nefelinas dos maciços alcalinos de Poços de Caldas (Ulbrich, 1983) e Banhadão (Ruberti, 1984).

198

Fig. 60 - Geotermômetros de nefelina (A; Hamilton, 1961) e nefelina-feldspato alcalino (B; Powell e Powell, 1977). Símbolos iguais aos da Fig. 59.

199

Fig. 61 - Isócrona mineral de Rb/Sr para a am. 108.

205

Fig. 62 - Variação de quartzo e nefelina normativos em função dos valores $\text{Na}+\text{K}/\text{Al}$ e $\text{Na}+\text{K}+\text{Ca}/\text{Al}$ para álcali sienitos (A e B) e pulaskitos e nefelina sienitos (C e D). Símbolos iguais aos da Fig. 54.

210

Fig. 63 - Diagrama triangular do sistema SiO_2 - NaAlSiO_4 - KAlSiO_4 no estado seco, segundo Schairer (1950), para projeção das composições químicas das rochas sieníticas da Ilha de Vitória. Símbolos iguais aos da Fig. 54. $\text{NS}_{1\text{kb}}$ corresponde ao ponto eutético na condição de 1 kb de pressão de H_2O .

211

Fig. 64 - Diagramas dos sistemas binários SiO_2 - NaAlSiO_4 (A) e SiO_2 - KAlSiO_4 (B), segundo Schairer e Bowen (1935).

212

Fig. 65 - Projeção das composições químicas em rochas totais, clinopiroxênios, anfibólios e biotitas nos diagramas triangulares Al-Na-K: nefelina sienito, am. 64 (A), pulaskito, am. 43A (B) e álcali sienito, am. 6 (C).

217

LEGENDAS DAS TABELAS

Pg.

Tabela I	- Análises modais de rochas alcalinas da Ilha de Vitória: a) álcali sienitos; b) pulaski - tos; c) nefelina sienitos; d) rochas traquí- ticas; e) fonolitos; f) sodalita-nefelina fo nolitos; g) nefelina-sodalita fonolitos; h) fonolitos autometamórficos; i) bostonitos;j) álcali diabásios.	38
Tabela II	- Comparação da mineralogia das rochas alcali nas da Ilha de Vitória com a de outras ocor- rências congêneres.	47
Tabela III	- Análises químicas (elementos principais, % em peso) de rochas da Ilha de Vitória: a) ál cali sienitos; b) pulaskitos; c) nefelina si enitos; d) rochas de dique.	66
Tabela IV	- Análises químicas (elementos menores em ppm) de rochas da Ilha de Vitória: a) álcali sien itos; b) pulaskitos; c) nefelina sienitos; d) rochas de dique.	70
Tabela V	- Normas CIPW de rochas da Ilha de Vitória; a) álcali sienitos; b) pulaskitos; c) nefelina sienitos; d) rochas de dique.	74
Tabela VI	- Parâmetros de Niggli de rochas Ilha de Vitó- ria: a) álcali sienitos; b) pulaskitos; c) ne felina sienitos; d) rochas de dique.	78
Tabela VII	- Comparação da composição química (elementos principais) das rochas alcalinas da Ilha de Vitória com a de outras ocorrências.	82

Pg.

Tabela VIII	- Reflexões ($\bar{2}01$) em $2\theta\text{CuK}\alpha_1$ (grau de d ($\text{\AA}$), determinados por raio X (método do pó) e refinadas conforme a técnica de Burnham (1962), para as lamelas potássicas e hospedeiros sódicos da textura antipertítica dos feldspatos alcalinos de rochas sieníticas da Ilha de Vitória.	101
Tabela IX	- Reflexões ($\bar{2}01$), (060) e ($\bar{2}04$) em $2\theta\text{CuK}\alpha_1$ (grau) medidas por difratogramas (sem refinamento pelo método de Burnham, 1962) para as lamelas potássica e hospedeiros sódicos dos feldspatos alcalinos de rochas sieníticas da Ilha da Vitória.	103
Tabela X	- Parâmetros cristalográficos, a , b , c (em $\text{\AA}$), α , β , γ (em grau) α^* , β^* , γ (em grau) e volume (em $\text{\AA}$) das celas unitárias das lamelas e dos hospedeiros dos feldspatos alcalinos de rochas sieníticas da Ilha de Vitória.	111
Tabela XI	- Distribuição de Al tetraédrico para os sítios t_1^o , t_1^m , t_2^o e t_2^m , feita em conformidade com os diagramas $b-c$ e $\alpha^* - \gamma^*$.	114
Tabela XII	- Composição química de clinopiroxênios (a ; porcentagem de peso e b ; em número catiônico) de rochas da Ilha de Vitória.	119
Tabela XIII	- Principais substituições de piroxênios.	138
Tabela XIV	- Cálculo de análises químicas de piroxênios para os componentes finais.	140

Tabela XV	- Comparação dos componentes finais de piroxênios calculados pelo método do presente trabalho (M) e de Cawthorn e Collerson, 1974 (CC).	142
Tabela XVI	- Composição química de anfibólios (a; porcentagem em peso e b; número catiônico) de rochas da Ilha de Vitória.	144
Tabela XVII	- Composição química de biotitas (porcentagem em peso e b) número catiônico) de rochas da Ilha de Vitória.	169
Tabela XVIII	- Composição química parcial de feldspatos alcalinos (porcentagem em peso) de rochas sieníticas da Ilha de Vitória.	185
Tabela XIX	- Composição química parcial (porcentagem em peso) de nefelinas de rochas sieníticas da Ilha de Vitória.	196
Tabela XX	- Datações (a) K-Ar e b) Rb/Sr, para amostras de rochas do maciço alcalino da Ilha de Vitória.	202

LEGENDAS DAS PRANCHAS

Pg.

- Prancha 1 - Aspecto geral dos costões subverticais da Escarpa Sudeste (A), Saco de Dom Miguel (B), Ponta Sudoeste (C) e Saco Norte (D). Observe-se o diaclasamento paralelo e a existência de três depressões (C) e de duas cavernas (D) associadas a diques. 233
- Prancha 2 - Vista geral dos matacões expostos no Saco Norte (A), Saco Oeste (B), Ponta Oeste (C) e aldeia (D). Note-se a forma específica dos blocos mostrando caneluras (A, B, C). 234
- Prancha 3 - Xenólitos de rocha encaixante em álcali sienitos: A e B, Ponta de Ubatuba (am. 33); C, Saco de Dom Miguel (am. 80); D, Ponta Oeste (am. 44). 235
- Prancha 4 - Aspectos macroscópicos das rochas plutônicas (ver também Fig. 7); A, álcali sienito da Ilha dos Pescadores (am. 30); B, nefelina sienito do Saco Oeste (am. 25); C, pulaskito da Ponta Oeste (am. 43A); D, nefelina sienito do Saco Oeste (am. 25). As flechas em D indicam nefelina rósea. 236
- Prancha 5 - A, B, C, bolsões de pegmatito em rochas sieníticas (ver também Fig. 7); A, álcali sienito da Ilha dos Pescadores (am. 38); B, pulaskito do Saco Norte (am. 4); C, nefelina sienito da Ponta Sudoeste (am. 61); D, E, contraste de granulação entre o pulaskito do Saco de Dom Miguel (am. 57A) e o nefelina sienito da Ponta Sudoeste (am. 61). 237

Prancha 6 - Afloramento de diques: A, Ponta Oeste (am. 43B); B, Ilha das Cabras (am. 82); C, Saco Leste (am. 74); D, Ponta Oeste (am. 44). Em C, observa-se um dique de segunda geração (am. 74A, horizontal) cortando um da primeira (am. 74B, vertical ramificado). Em D, nota-se a mesma situação (am. 44C, preto vertical; am. 44B, cinza diagonal).

238

Prancha 7 - Aspectos macroscópicos das rochas de dique: A, álcali traquito (am. 48D, esquerdo) e nefelina-sodalita fonolito (am. 4A, direito) pertencentes à primeira geração. A diferença da cor macroscópica é devida à granulação maior do 4A; B, C e D, sodalita-nefelina fonolito (am. 54A), nefelina fonolito (am. 74A) e álcali diabásio (am. 58) (correspondentes à segunda geração).

239

Prancha 8 - A, C, gargantas de dique encontradas na Ilha dos Pescadores (am. 33) e Ponta Nordeste da Ilha de Vitória (am. 88); B, caverna de dique visível no Saco Norte (am. 68); D, depressão linear de dique no Saco de Dom Miguel (am. 58).

240

Prancha 9 - Estruturas: A, diaclasamentos desenvolvidos, típicos da área investigada, Ilha dos Pescadores (am. 30); B, zona de brechação, Ilha dos Pescadores (am. 38); C, diaclasamentos paralelos nas margens do corpo sienítico (am. 34); D, diaclasamentos ortogonais típicos (am. 26).

241

Prancha 10 - Fotomicrografia de álcali sienito (B a F) e xenólito (A). A escala adotada é a mesma para todas as fotomicrografias. A, xenólito (am. 34), nicóis cruzados; B, álcali sienito na margem do corpo principal (am. 34A), nicóis paralelos; C, "interlocking perthite" de feldspato alcalino (am. 6). Note-se a geminação polissintética espalhada (ab), nicóis cruzados; D, agregados de minerais coloridos (am. 34A), nicóis paralelos; E, anfibólio envolvendo clinopiroxênio (am. 34A, nicóis paralelos; F, veio de clorita oxidada (am. 6), nicóis paralelos.

Simbologia para as fotomicrografias: Q, quartzo; Fa, feldspato alcalino; Pl, plagioclásio; Ab, albita; Ne, nefelina, So, sodalita; Na, natrolita; Cpx, clinopiroxênio; An, anfibólio; Bi, Biotita; Cl, clorita; Op, opacos; Ca, calcita; Ap, apatita.

242

Prancha 11 - Fotomicrografias de pulaskito (B) e nefelina sienitos (A, C, D). A escala para B e C é a mesma de D. A, "interlocking perthite" de feldspato alcalino (am. 25), nicóis cruzados; B, nefelina tingida por azul de metileno (am. 43A), nicóis paralelos; C, grãos isolados de sodalita (am. 64), nicóis paralelos; D, agregados de minerais coloridos (am. 47), nicóis paralelos.

243

Prancha 12 - Fotomicrografias de álcali traquito (A), nefelina fonolito (B, C) e sodalita-nefe

lina fonolito (D). A, escala para B e C é a mesma de A. Nicóis cruzados. A, álcali traquito (am. 48D); B, amostra coletada nas bordas de dique de nefelina fonolito (am. 4B); C, amostra coletada no centro do mesmo dique da fotomicrografia anterior. A transformação de textura é gradativa; D, sodalita-nefelina fonolito (am. 4A).

244

Prancha 13 - Fotomicrografias de álcali diabásio. A escala de B e C é a mesma de A. A, fenocristais de clinopiroxênio, feldspato alcalino e plagioclásio (am. 44C), nicóis cruzados; B, textura cumulática (am. 58), nicóis paralelos; C, cavidade preenchida por zeólitas (am. 58), nicóis cruzados; D, textura de ampulheta e zoneamento oscilatório de clinopiroxênio (am. 58), nicóis cruzados, posição de extinção.

245

RESUMO

O maciço alcalino da Ilha de Vitória, situado no litoral norte do Estado de São Paulo a uma distância aproximada de 40 km ao sul da cidade de Ubatuba, foi objeto de minuciosa investigação geológica e petrológica empregando-se metodologias as mais diversas: fotointerpretação, trabalhos de campo, exames microscópicos, difratometria de raios X, análises químicas de rochas totais, análises de minerais com o auxílio da microsonda e datações radiométricas pelos métodos K/Ar e Rb/Sr.

O maciço é composto de um corpo sienítico principal, de forma circular e com diâmetro aproximado de 3 km, além de numerosos diques posteriores. Ele apresenta estrutura zonada, passando gradativamente, do núcleo para a borda, de nefelina sienitos e pulaskitos a álcali sienitos. Os diques, de natureza predominantemente traquítica e fonolítica, representam duas gerações distintas, com a primeira formando um sistema radial e a segunda um sistema paralelo orientado segundo NE-SW.

Do ponto de vista mineralógico, as variedades plutônicas têm como principais constituintes feldspatos alcalinos, nefelina (+), sodalita (+), quartzo (+), clinopiroxênios, anfibólios, biotita, opacos e clorita (+). O teor de nefelina varia com o padrão de zoneamento, 10 a 0% modais; por outro lado, quartzo é às vezes encontrado nas variedades junto à região de contato com as rochas encaixantes. Os minerais coloridos ocorrem como agregados onde piroxênios e opacos, com formas corroídas ou esqueléticas, ocupam invariavelmente as porções centrais e anfibólios e biotita as marginais. A composição dos piroxênios varia de soda-augita a egirina-augita, enquanto que a dos anfibólios e da biotita mantém-se mais ou menos homogênea, correspondendo, respectivamente, à barkevikita e annita. Digna de registro é a presença de inclusões acmíticas no interior dos cristais de piroxênio, sobretudo nas rochas correspondentes ao núcleo do corpo principal. Os feldspatos alcalinos, com textura antipertítica

bem desenvolvida, consistem basicamente de albita de baixa temperatura e ortoclásio. As rochas de dique, exceção feita às diabásicas, exibem textura traquítica e têm como principais minerais os listados acima. Em geral são porfiríticas, com algumas variedades fonolíticas demonstrando terem sido submetidas a intensa alteração deutérica.

Dados de química mineral revelam pequena participação do componente tschermakita na composição de piroxênios e anfibólios e alto grau de substituição $Ti \rightleftharpoons Mg_2$ nas biotitas.

Quatro datações pelo método K/Ar indicam idades concordantes, dentro do intervalo de 80 a 90 m.a., para as rochas sieníticas e fonolíticas. Uma única determinação feita pelo método Rb/Sr aponta para uma idade de cerca de 100 m.a. para o álcali sienito, com razão inicial de 0,705.

A estrutura zonada do corpo principal é interpretada como resultante da assimilação, pelo magma original nefelina sienítico de composição próxima à do ponto eutético, de rochas encaixantes ricas em Si e Al. Adicionalmente, que o superaquecimento desse magma parece ter sido o fator responsável pela fusão de grande volume, ou no mínimo igual ao do magma original, de material encaixante, levando à formação da sequência química característica dessas rochas e à transposição da barreira termal.

ABSTRACT

Geological and petrological studies of the Vitória Island Alkaline Complex, State of São Paulo, have been carried out by means of photointerpretation, field work, thin section studies, whole-rock chemical analyses, X-ray diffractometry, EPMA mineral analyses, and K-Ar and Rb-Sr datings.

The alkaline complex is composed of a principal syenitic body and numerous younger dikes. The principal body has a graded zoned structure consisting of, from the centre outward, nepheline syenites, pulaskites, and alkali syenites. These rocks are made up of alkaline feldspar, nepheline (+), quartz (+), clinopyroxene, amphibole, biotite, apatite, opaque mineral, clorite, etc. The nepheline mode varies from 10% to 0% in accordance with the zoned structure of the principal body. Occasionally, quartz is found near the contact with the wall rock. Colored minerals occur as aggregates with nuclei of resorbed or skeletal pyroxene and opaque minerals and margins of amphibole and biotite. The pyroxene composition is variable from aegirine-augite to soda-augite. Most of the pyroxene grains have acmitic inclusions, especially the one that occur in the central part of the body. Amphibole and biotite, however, have homogeneous texture corresponding respectively to barkevikite and annite. Alkaline feldspars, with developed antiperthitic texture, consist of low-albite and orthoclase.

There are two generations of dikes: the older one comprises a radial system and the younger, a parallel system oriented NE-SW. Both systems consist of trachytic, phonolitic and alkali diabasic rocks. The former two have trachytic texture and are made up of alkaline feldspars, nepheline (+), sodalite (+), aegirinaugite, barkevikite, annite, opaque minerals, etc. Generally these rocks are characterized by a more advanced stage of magma fractionation than the syenitic one. Some dykes were subjected to intense deuteric metamorphism.

Radiometric dating indicates a late Cretaceous age for the Vitória Island Alkaline Complex, which is concordant with the ages of other neighbouring alkaline bodies.

Substitution studies for the colored minerals constituent element reveal low Tschermack substitution in pyroxene and amphibole and high $Ti \rightleftharpoons Mg_2$ in biotite.

The zoned structure, whole rock compositions, colored mineral compositions, resorbed pyroxenes and amphibole, and much other evidence suggest that the original magma of the main syenitic body was nepheline syenitic. Super-reheating of this magma may have caused a great deal of wall rock melting which would account for the characteristic chemical trends for these rocks, lying upon the thermal divide.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação

Há longos anos as rochas alcalinas têm atraído a a tanção de geólogos de várias partes do mundo em razão da sua mineralogia e química peculiares, ainda que a sua distribuição seja muito limitada. Essas rochas costumam frequentemente concentrar e lementos raros de grande importância para a indústria, como o são o nióbio, o urânio e as terras raras. Além disso, a sua alteração intempérica leva normalmente à formação de depósitos superficiais onde pode ocorrer a concentração de alumínio, potássio e outros e lementos economicamente aproveitáveis. Como consequência, elas são lavradas em vários locais do mundo.

No início do século XX, a distribuição das rochas alcalinas era tida como restrita às regiões tectonicamente de dis tensão, como definidas por Harker (1909) (por exemplo, o Oceano A tlântico). Contudo, pesquisas posteriores revelaram a sua presença em regiões de condição tectônica muito diferente. Hoje, segundo Ui (1975), são conhecidos três tipos de ambiente tectônico relacionados à geração de magma alcalino: "rifts" continentais, i lhas vulcânicas oceânicas e zonas de subducção.

No Brasil, conhecem-se dezenas de ocorrências de rochas alcalinas formadas em diferentes eras geológicas, que serviram de assunto para um sem-número de trabalhos — compilados recentemente por Ulbrich e Gomes (1981) (Fig. 1) e Almeida (1983) —, enfocando seus aspectos diversos. As datações pelo método potássio-argônio, realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (Amaral *et al.*, 1967), revelaram a existência de quatro eventos principais associados a essas rochas: pré-cambriano (1.000 a 1.800 m.a.; Fig. 1B); cambriano (560 a 660 m.a.), permo-triássico (220 a 240 m.a.) e cretáceo.

O evento cretácico engloba a maioria das ocorrên-

Fig. 1 - Mapa de localização das ocorrências alcalinas da região sul-sudeste (A) e norte (B) do Brasil (modificado de Ulbrich e Gomes, 1981). Os números associados às ocorrências correspondem a idades radiométricas.

cias conhecidas, e concentradas sobretudo na região sul-sudeste do país. De modo geral, a idade dessas rochas corresponde à da abertura do Oceano Atlântico, sendo que na mesma época se deu a erupção dos grandes derrames basálticos da Bacia do Paraná (Amaral *et al.*, 1966). A exemplo de outros lugares do mundo, tem-se uma associação reunindo rochas alcalinas e derrames basálticos com o "rifteamento" do continente. Portanto, as alcalinas cretácicas, bem como os derrames basálticos da Bacia do Paraná, são considerados como intimamente relacionados à abertura do Oceano Atlântico. Entretanto, não existe explicação satisfatória para a associação desses dois tipos de magmas aparentemente não-cogenéticos.

Geocronologicamente, as ocorrências cretácicas brasileiras são subdivididas em três grupos: cretáceo inferior, médio e cretáceo superior a terciário (Fig. 2). O primeiro deles inclui os corpos intrusivos circulares aflorando nas proximidades do Arco de Ponta Grossa (Fig. 1A). Em geral essas ocorrências possuem estrutura concêntrica e vários tipos de rochas alcalinas e ultrabásicas, além de algumas delas conterem também carbonatitos na parte central. A idade desses corpos situa-se em torno de 130 m.a., ou seja, concordante com a dos derrames basálticos da Bacia do Paraná. O grupo intermediário, com idade aproximada de 110 m.a., é bem menos abundante que o anterior, conquanto esses corpos estejam distribuídos na mesma região e apresentem modo de ocorrência similar. O grupo do cretáceo superior ao terciário é o mais abundante dentre os três, com as rochas dispostas principalmente segundo três faixas bem definidas: litoral dos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro, extremo sul do Brasil e ao longo da faixa Minas Gerais-Goiás (Fig. 1A). Esta última, com idades compreendidas entre 45 a 85 m.a., se faz comumente acompanhar de rochas ultrabásicas e/ou carbonatitos. Já os da faixa São Paulo-Rio de Janeiro, com idades variáveis de 50 a 90 m.a., não mostram associação com aquelas rochas, sendo compostos essencialmente de nefelina sienitos, pulaskitos, álcali sienitos, nordmarquitos e gabros alcalinos. Nessa faixa, observa-se a tendência de os corpos serem mais jovens em direção ao Rio de Janeiro.

O maciço da Ilha de Vitória, localizado no litoral

Fig. 2 - Diagrama cumulativo de idades radiométricas dos maciços alcalinos da região sul-sudeste (modificado de Ulbrich e Gomes, 1981).

norte do Estado de São Paulo, pertence à última faixa. Nessa região, são conhecidas quatro ilhas constituídas de rochas alcalinas (de São Paulo para o Rio de Janeiro): Ilha do Monte de Trigo, São Sebastião, Búzios e Vitória (Fig. 3). As pesquisas geológicas nessas ilhas, sobretudo na de Vitória, não foram muito intensas quando comparadas às levadas efeitos em outros maciços continentais, contribuindo para isto o próprio acesso precário. Apenas mais recentemente com o Projeto Alcalinas — que objetiva a investigação petrológica e geoquímica de ocorrências brasileiras — é que se procurou a qualquer custo, a despeito das dificuldades existentes, executar trabalhos mais minuciosos nessas ilhas.

Como membro participante do Projeto, o autor ocupou-se do levantamento geológico da Ilha de Vitória e adjacentes, sua petrografia microscópica e petroquímica, assim como do estudo pormenorizado da química mineral obtida com a microsonda eletrônica e da geocronologia pelos métodos potássio-argônio e rubídio-estrôncio. Nesta tese, são apresentados os resultados dos trabalhos de campo e de laboratório, bem como a interpretação oferecida à petrogênese das rochas.

1.2. Localização

A Ilha de Vitória localiza-se no litoral norte do Estado de São Paulo a uma distância de 40 km ao sul de Ubatuba e 40 km a leste da cidade de São Sebastião (Fig. 3). Suas coordenadas geográficas correspondem aproximadamente a $23^{\circ}43'S$ e $45^{\circ}00'W$. A exemplo das outras três ilhas da região formadas de rochas alcalinas ela também pertence ao município de Ilha Bela.

A situação isolada da Ilha de Vitória tem sido o maior impecilho ao seu conhecimento e exploração, acarretando inclusive alguma confusão do nome com o da Ilha dos Búzios, distante aproximadamente 11 km a sudoeste. O presente trabalho utiliza os nomes registrados no mapa topográfico do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, escala de 1:50.000.

Fig. 3 - Localização das ocorrências de rochas alcalinas do litoral paulista.

Até hoje o acesso a ambas as ilhas se faz de forma precária, recorrendo-se a pescadores locais que para ali viajam periodicamente. A Ilha de Vitória é habitada, mas os poucos moradores existentes apenas raramente vêm ao continente e, quando o fazem, valem-se de suas próprias canoas. Além desse meio de transporte, existe um serviço regular da Marinha do Brasil, uma vez por ano, para fins de manutenção do farol situado na sua porção sudeste.

Os portos de pesca mais próximos são os de Santos, São Sebastião, Bairro de São Francisco, Saco da Ribeira, Saco da Enseada e Angra dos Reis (Fig. 3). Dentre esses, o do Saco da Ribeira, no município de Ubatuba, é o mais perto.

Adicionalmente à Ilha de Vitória, existem duas pequenas outras associadas, Pescadores e Cabras (Fig. 4). Nenhuma delas possui praia, estando cercadas por um costão subvertical (Prancha 1) ou então por grandes blocos (Prancha 2A-C). Essa topografia acidentada impossibilita o atracamento dos barcos, necessitando-se portanto de uma canoa para o desembarque. As ondas e os ventos do alto mar permitem a descida em apenas dois locais: o porto e o Saco Norte (Fig. 4). O porto situa-se no canal entre a Ilha de Vitória e a dos Pescadores, encontrando-se também ali alguns barracos de palha dos habitantes para o abrigo das canoas empregadas no desembarque. Contudo, na maior parte do ano, em especial no inverno, as ondas e os ventos provenientes do oceano tornam o local inutilizável. Nessas ocasiões, o desembarque é feito no Saco Norte, onde a topografia é mais acidentada e a trilha para a aldeia mais escarpada. Do exposto, conclui-se que o desembarque depende muito das condições meteorológicas reinantes, sendo até mesmo impossível aproximar-se da Ilha em alguns dias do ano.

1.3. Trabalhos anteriores

A primeira referência bibliográfica sobre as rochas alcalinas do Brasil é devida a Charles Darwin (1839) por o-

Fig. 4 - Topografia e acesso à Ilha de Vitória.

casião da famosa viagem do navio "H.M.S. Beagle", realizada entre os anos de 1831 a 1836. A presença de fonolitos e basaltos associados na Ilha de Fernando de Noronha foi noticiada nos livros "Volcanic Island" (1884) e "Geology of South America" (1864), com as amostras coletadas descritas microscopicamente por Renard (1882).

Posteriormente, Derby (1887, 1891) descreveu as ocorrências com nefelina no continente, em especial no tocante ao modo de ocorrência dos corpos de Campo Grande (presentemente, Mendanha), Cabo Frio, Tinguá, Poços de Caldas, Itatiaia e Jacupiranga. Ele inferiu a idade dessas rochas como sendo paleozóica, mais especificamente carbonífera inferior a "secondary" (permiana ?) inferior.

A existência de rochas alcalinas do litoral norte paulista foi noticiada primeiramente por Leonardos e Oliveira (1943). Esses autores informaram sobre a ocorrência de rochas foiaíticas em alguns morros da Ilha de São Sebastião (Figs. 3 e 5A), estimando a sua idade como "rética" (cenozóica ?).

Freitas (1947), em trabalhos de detalhe de geologia, petrografia microscópica e petroquímica das rochas da Ilha de São Sebastião, registrou ali a presença das seguintes variedades petrográficas: gnaisses do embasamento pré-cambriano, diques básicos, corpos intrusivos de pulaskito, biotita pulaskito, nefelina sienito, foiaito, essexito e teralito, e diques de fonolito e traquito. A idade das alcalinas foi interida como jurássica.

Björnberg e Ellert (1955) se ocuparam do levantamento geológico da Ilha dos Búzios (Fig. 5B), vizinha à Ilha de São Sebastião. Esses autores reconheceram praticamente as mesmas petrografias e história geológica similar da Ilha de São Sebastião: charnoquitos e gnaisses pré-cambrianos, diques básicos, corpos intrusivos de sienito e nordmarquito, diques alcalinos e básicos.

A Ilha do Monte de Trigo foi investigada preliminarmente por Coutinho e Melcher (1967). O trabalho final desses

Fig. 5 - Mapas geológicos das Ilhas de São Sebastião (A), Búzios (B) e Monte de Trigo (C) modificados, respectivamente, de Ulbrich e Gomes (1981), Björnberg e Ellert (1955) e Coutinho e Melcher (1973).

mesmos pesquisadores, em 1973, contém mapa geológico, análises modais e químicas das variedades alcalinas. A geologia da Ilha revelou a presença de um corpo intrusivo composto em sua totalidade de foiaítos e parcialmente de teralitos, acompanhado de numerosos diques posteriores de rochas leucocráticas, melanocráticas e brecha vulcânica (Fig. 5C).

Os trabalhos preliminares sobre a Ilha de Vitória, executados por Gomes *et al.* (1967), reportaram a existência de três tipos principais de rochas: embasamento pré-cambriano de charnoquito, corpo intrusivo de nefelina sienito e diques de micro-nefelina sienito, micro-sodalita sienito e traquito. Mais recentemente, Motoki e Gomes (1984) ofereceram uma visão geral sobre as características gerais das petrografias alcalinas existentes.

A pesquisa geocronológica no Brasil alcançou rápido desenvolvimento na década de 1960 com a criação do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, sendo que um dos primeiros projetos a ser desenvolvido consistiu na datação pelo método potássio-argônio das rochas alcalinas brasileiras. Para as ocorrências do litoral norte paulista, Amaral *et al.* (1967) e Hennies e Hasui (1968) obtiveram idades em torno de 80 m.a., ou seja, cretáceo superior.

Os trabalhos geológicos acima citados indicam que os corpos alcalinos do litoral norte paulista exibem grande similaridade notadamente quanto ao modo de ocorrência:

1. os corpos principais são de rochas sieníticas, mostrando formas circulares e diâmetros quilométricos, intrusivas no embasamento pré-cambriano. Além disso, existem numerosos diques, posteriores, de material fonolítico e traquítico, orientados preferencialmente na direção NE-SW;
2. a petrografia sistemática dos tipos plutônicos mostra uma sequência de variação no conteúdo de feldspatóides e minerais coloridos: nordmarquitos-sienitos-pulaskitos-foiaítos-essexitos-teralitos. No campo, o limite entre essas rochas é na maioria

das vezes gradativo. As variedades na forma de dique apresentam a mesma tendência geral, conquanto possuam um conteúdo maior de feldspatóides, além de clinopiroxênios altamente sódicos;

3. as rochas plutônicas contêm feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo, nefelina, sodalita, olivina, clinopiroxênio sódico, anfibólio, biotita, apatita, opacos, etc. O feldspato alcalino representa cerca de 80% da moda e tem como principal característica a textura pertítica bem desenvolvida. O clinopiroxênio acha-se freqüentemente circundado por anfibólio;
4. os minerais das rochas de dique são essencialmente os mesmos, não obstante o clinopiroxênio se mostre mais enriquecido em sódio, parecendo corresponder a uma egirina-augita ou egirina. A sodalita ocorre comumente preenchendo os interstícios dos demais minerais. A textura da massa fundamental é muito variada, passando de traquítica bem orientada até microssienítica equidimensional;
5. as análises químicas permitem enquadrar a maioria das variedades plutônicas como saturadas ou subsaturadas, mas não peralcalinas. A quantidade normativa de albita é em geral maior que a de ortoclásio, apesar de não ter sido encontrado plagioclásio nessas rochas;
6. pesquisas geocronológicas efetuadas sugerem que essas rochas se formaram no cretáceo superior.

1.4. Agradecimentos

A realização deste trabalho tornou-se possível graças à colaboração prestada, direta e indiretamente, por várias pessoas ligadas ao Projeto Alcalinas.

Inicialmente, o autor deseja consignar ao seu orientador, Professor Doutor Celso de Barros Gomes, Coordenador

do Projeto, os seus sinceros agradecimentos pelas sugestões e acompanhamento desta pesquisa, e pelos incansáveis estímulos recebidos. Agradecimentos são ainda devidos aos Professores Doutores Kenitiro Suguio, do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, e Arata Sugimura, do Departamento de Ciências Terrestres da Universidade Nacional de Kobe, pelo trabalho de coordenação que permitiu a vinda do autor para o Brasil a fim de ingressar no Curso de Pós-Graduação em Geociências.

O autor é também grato aos Professores José Moacyr V. Coutinho, Horstpeter H.S.J. Ulbrich, Excelso Ruberti e Silvio F. Vlach do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências; Luiz Fernando Scheibe, do Departamento de Geociências da Universidade Federal de Santa Catarina; Victor C. Klein, do Departamento de Geociências da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro; Antonio Carlos Artur, do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual "Júlio de Mesquita", e outros colegas pelas discussões mantidas, que muito ajudaram na elaboração deste trabalho.

À FINEP (Proc. 3.3.82.0381.00, Coordenador C. B. Gomes) e ao Conselho Nacional de Pesquisas Científicas e Tecnológicas (Proc. 102506/81), agradece os recursos financeiros que possibilitaram a realização dos trabalhos de campo, análises químicas e diversos trabalhos de laboratório.

Ao Doutor Cláudio Vieira Dutra da Geosol expressa seus agradecimentos pela execução das análises químicas para elementos principais e menores em rocha total.

Aos Professores Umberto Giuseppe Cordani e Koji Kawashita, do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, bem como funcionários desse laboratório, manifesta sua gratidão pela orientação e apoio recebidos por ocasião dos trabalhos de datação radiométrica. Ao Senhor João Batista de Souza e demais funcionários do Laboratório de Raios X do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências, é

igualmente grato pela execução dos difratogramas dos espécimes mi
nerais.

CAPÍTULO 2

METODOLOGIA

Como mencionado, o presente trabalho objetiva essencialmente a definição das feições geológicas e petrológicas do maciço da Ilha de Vitória. A metodologia adotada voltou-se inicialmente para o mapeamento geológico e conseqüente coleta de amostras de rochas. Com vistas ao esclarecimento de aspectos mineralógicos, petrográficos, petroquímicos, geocronológicos, etc., essas amostras foram investigadas em laboratórios diversos, levando à reunião de grande contingente de dados.

2.1. Mapeamento geológico

A consecução deste propósito foi conseguida em diversas etapas:

1) fotointerpretação, 2) levantamento preliminar de campo, 3) mapeamento geral, 4) coleta de amostras e 5) elaboração do mapa geológico.

As fotografias aéreas utilizadas para o trabalho de fotointerpretação foram produzidas pela Terra Foto S.A., escala de 1:50.000. O seu emprego possibilitou a obtenção de informações sobre a topografia, vegetação, localização e acesso aos afloramentos, estruturas predominantes e presença de diques. Para facilitar a interpretação, as fotos foram ampliadas para a escala de 1:10.000.

A etapa inicial do programa de campo teve lugar no período de 12 a 16 de janeiro de 1981. Nessa viagem manteve-se um primeiro contato com a geologia da Ilha, bem como coligiram-se informações gerais sobre o apoio logístico existente (transporte, alojamento, locomoção, etc.). Simultaneamente, procedeu-se a uma primeira amostragem das principais variedades petrográficas.

A segunda viagem foi feita no período de 30 de maio a 12 de junho de 1981, percorrendo-se então a maior parte da Ilha com o propósito de esclarecer a estrutura do corpo plutônico principal e a ordem de intrusão dos diques. Na oportunidade, procedeu-se também à coleta da maioria das petrografias presentes.

A terceira etapa de campo ocorreu no período de 23 de outubro a 13 de novembro de 1981, ocasião em que já se dispunha de mapa geológico preliminar e alguma informação petrográfica. Durante essa fase do trabalho, foram completadas as observações geológicas nos afloramentos mais importantes, e que não puderam ser alcançados nas etapas anteriores, e coletadas as amostras para fins analíticos.

Como resultado das observações de campo e microscópicas, elaborou-se o mapa geológico, na escala de 1:10.000 (Fig. 6).

2.2. Trabalhos de laboratório

Os trabalhos de laboratório consistiram de várias etapas: 1) observações microscópicas, 2) análises químicas de rocha total, 3) difratometria de raios X, 4) química mineral e 5) geocronologia.

Na microscopia, foram examinadas os principais minerais constituintes e a textura das rochas. O ângulo dos eixos ópticos e o de máxima extinção inclinada de clinopiroxênios e anfibólios foi medido com o auxílio de platina universal. Para fins de obtenção das análises modais, recorreu-se à técnica de coloração dos feldspatóides.

As análises químicas de rocha total foram feitas nos laboratórios da Geosol, Belo Horizonte. Para a quantificação dos elementos principais, empregou-se o método da absorção atômica, enquanto que para os menores a fluorescência de raios X. Com

base nos resultados obtidos, calculou-se a norma CIPW, os parâmetros de Niggli e o índice de diferenciação.

A difratometria de raios X pelo método do pó foi aplicada à investigação dos feldspatos alcalinos das variedades sieníticas. A partir dos difratogramas, procedeu-se ao cálculo dos índices da célula unitária (a, b, c, α, β e γ) e determinou-se a triclinicidade e o grau de exsolução desses minerais.

A química mineral valeu-se inteiramente da técnica da microsonda eletrônica, dando-se especial atenção às estruturas zonadas e de intercrescimento (pertitas). Para maiores informações sobre os procedimentos analíticos ver Ulbrich (1983) e Ruberti (1984).

Os trabalhos geocronológicos levados a efeito nas rochas sieníticas utilizaram biotita, anfibólio e feldspato alcalinos. As rochas fonolíticas foram também examinadas pelo método potássio-argônio. Uma única amostra, um álcali sienito, foi data-da pelo método rubídio-estrôncio, procedendo-se igualmente à determinação da razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} .

CAPÍTULO 3

ASPECTOS FISIOGRAFICOS E GEOGRÁFICOS

Devido à localização distante da Ilha de Vitória e à precariedade das condições locais, o autor encontrou inúmeras dificuldades para o desenvolvimento dos trabalhos de campo. Neste capítulo, são feitas referências às situações mais específicas, a lém das descrições geográficas convencionais.

3.1. Topografia

As três ilhas pesquisadas — Vitória, Pescadores e Cabras — ocupam, respectivamente, áreas de 2 km², 0,1 km² e 0,05 km². A Ilha de Vitória mostra forma irregular, alongada segundo NW-SE, e encontra-se dividida em duas metades, norte e sul, por um istmo com largura aproximada de 200 m (Fig. 4). O ponto culminante da metade norte alcança 178 m e o da metade sul 219 m acima do nível do mar. A altitude máxima da Ilha dos Pescadores corresponde a 68 m e a da Ilha das Cabras, 32 m. A costa das porções leste e sudeste da Ilha de Vitória apresenta forma curva, sugestiva da presença do contato entre o corpo intrusivo e o embasamento ao longo dessa linha. Uma boa parte da costa dessas três ilhas possui direção NW-SE, o mesmo se passando com a Ilha dos Búzios. Além disso, a fotointerpretação preliminar revelou a presença de numerosas depressões lineares guardando idêntica orientação. Todas as partes costeiras das três ilhas são subverticais devido à erosão pelas ondas do mar.

3.2. Clima e vegetação

O clima da Ilha de Vitória é quente com alta precipitação pluviométrica. Segundo Atwood (1942), a temperatura média anual da região do litoral paulista é de 24° e a precipitação anual de 3.750 mm. Contudo, a diferença de temperatura entre o

dia e a noite é relativamente grande, necessitando-se por vezes a gasalha mesmo durante os meses de verão.

Os fatores meteorológicos que mais afetaram os trabalhos de campo foram os ventos, as ondas e a chuva. O acesso à maioria dos afloramentos é feito apenas de canoa, em razão da falta de trilhas e da vegetação espessa. As ondas e os ventos mais frequentes são do sudeste, impossibilitando assim a investigação das partes sul, sudeste e leste da Ilha na maioria dos dias do ano. Na parte sudeste, essas ondas chegam a atingir mais de 50 m de altura, tornando as escarpas inacessíveis.

A vegetação é sobretudo de mata virgem tipicamente tropical. Por outro lado, a porção nordeste das duas porções da Ilha de Vitória acha-se desmatada devido à habitação e à agricultura. Esta é do tipo primitiva e vem provocando a denudação do solo pela chuva. Como resultado, esse mostra-se pouco produtivo, sendo composto de feldspatos semialterados ou argila rosada. De maneira geral esse processo é mais acentuado ali do que em algumas outras ilhas do litoral norte paulista (por exemplo, Búzios, onde o solo é preto e muito produtivo). Nos dias de chuva, o solo da Ilha de Vitória torna-se demasiado escorregadio, impedindo o trabalho pelas trilhas mais íngremes.

Nas matas das Ilhas Vitória e dos Pescadores existem cobras venenosas, sobretudo jararaca, que, no entanto, vêm progressivamente diminuindo de número. Além disso, há javalis, responsáveis pela danificação das plantações e moradias, e largatos de até 1 m de comprimento. Na Ilha das Cabras, são comuns as gai-votas, encontrando-se ninhos com ovos e filhotes. Nas imediações dessas ilhas, é também frequente o aparecimento de tubarões, que têm por hábito atacar os habitantes em suas embarcações.

3.3. Habitação

Das três ilhas, apenas a de Vitória é habitada.

Ali moram 8 famílias com aproximadamente 60 pessoas, concentradas numa única aldeia, que ocupa a porção central da metade norte, a uma altitude de 130 m. Esses habitantes vivem isoladamente e quase sem contato com culturas e civilizações do continente. A alimentação tem por base a pesca e, subordinadamente, a mandioca. Na Ilha, a água não é de boa qualidade, além da escassa em determinadas ocasiões do ano. As lendas locais explicam a origem do povo como descendente direto de franceses, fugitivos da cidade do Rio de Janeiro no século XVI, mas a sua aparência física deixa dúvidas a respeito.

3.4. Acesso aos afloramentos

As trilhas existentes na Ilha de Vitória são precárias e acidentadas, situando-se em sua totalidade na região setentrional da metade norte; há apenas uma trilha permitindo o acesso ao istmo. Nos morros e taludes desmatados observa-se comumente grande quantidade de matacões (Prancha 2D). Em geral eles se apresentam intensamente alterados. Nos costões há bons afloramentos para observações geológicas e amostragem. Contudo, a maioria deles é inacessível devido à topografia acidentada e ao mar violento, constituindo gratas exceções os do Saco Norte e Saco Leste. O farol é o único local acessível da Escarpa Sudeste. O percurso da aldeia até o farol alcança cerca de 2 km, porém, face à topografia acidentada, ele é feito em mais de duas horas de caminhada. Por outro lado, as baías que estão no lado norte e oeste da Ilha encontram-se cobertas por matacões de 1 a 10 m de diâmetro. Comumente, esses estão frescos, bons para amostragem, ainda que muitas vezes deslocados de sua posição original.

O acesso pelo mar é mais fácil que o terrestre, mas extremamente dependente das condições meteorológicas. Por exemplo, para atingir-se a Ilha dos Pescadores e a das Cabras faz-se necessário contar com um tempo muito calmo.

CAPÍTULO 4

GEOLOGIA

As observações de campo permitem sugerir para as três ilhas a seguinte seqüência geológica:

- 1) corpo principal sienítico;
- 2) diques de primeira geração (diques radiais);
- 3) diques de segunda geração (diques paralelos);
- 4) depósitos recentes.

Seqüências semelhantes foram também reconhecidas na Ilha dos Búzios (Björnberg e Ellert, 1955), na de São Sebastião (Freitas, 1947) e na do Monte de Trigo (Coutinho e Melcher, 1973). A Fig. 6 apresenta o mapa geológico elaborado com base nos trabalhos de campo e nas observações macro e microscópicas das amostras coletadas.

4.1. Rochas encaixantes do corpo intrusivo sienítico

Os maciços alcalinos do litoral norte paulista são intrusivos em charnoquitos e gnaisses pré-cambrianos, como observado na Ilha dos Búzios (Björnberg e Ellert, 1955) e na de São Sebastião (Freitas, 1947). Na Ilha de Vitória, noticiou-se a presença de rochas do embasamento pré-cambriano representado por material de aparência charnoquítica, consistindo principalmente de ortoclásio, diopsídio, hornblenda e, em menor quantidade, de olivina, biotita, quartzo, opacos e apatita (Gomes et al., 1967). Essas rochas foram tentativamente correlacionadas com os charnoquitos expostos no litoral continental e na Ilha dos Búzios.

Durante os trabalhos de campo, o autor encontrou rochas de aparência charnoquítica em grande parte da Ilha de Vitória e em quase toda a extensão da Ilha dos Pescadores e da Ilha das Cabras. Entretanto, as análises microscópicas revelam

Fig. 6 - Mapa geológico das Ilhas de Vitória, Pescadores e Cabras.

Fig. 7 - Mapa de localização das amostras. Os números em itálico correspondem a amostras analisadas quimicamente.

que elas não possuem composição mineralógica e textura comuns às rochas charnoquíticas, ou mesmo fenitizadas, tratando-se sim de variedades sieníticas. Uma única datação pelo método Rb-Sr efetuada durante o desenvolvimento deste trabalho forneceu idade cretácica para esse tipo de material. Portanto, apesar da aparência macroscópica, essas rochas não são charnoquíticas, mas sim sieníticas cretácicas, o que permite concluir que o embasamento pré-cambriano não aflora na Ilha de Vitória.

Em realidade, rochas encaixantes aparecem apenas na forma de xenólitos dentro dos sienitos. Estes foram reconhecidos na Ponta de Ubatuba da Ilha dos Pescadores, ams. 33 e 34 (Prancha 3A, B), bem como na Ponta do Toyo, Ponta Leste e Saco de Dom Miguel da Ilha de Vitória, respectivamente, ams. 37, 75 e 80 (Fig. 7). Eles possuem 3 a 30 cm de comprimento e 2 a 20 cm de largura. A sua cor é escura, o mesmo ocorrendo com os sienitos que os englobam, tornando assim difícil a distinção numa rápida observação. A maioria dos xenólitos é alongada ou arredondada, sugerindo deformação plástica pelo calor do magma. O alongamento é bem evidente nos xenólitos das ams. 37 e 80 (Fig. 8 e Prancha 3C). Na Ponta Oeste, am. 44, encontra-se xenólito com 3 m de diâmetro (Prancha 3D) mostrando textura de deformação plástica de alto grau, ou seja, fluidal, e contato difuso com as rochas plásticas. Esse modo de ocorrência indica que eles estão em processo de assimilação e, portanto, considera-se que uma boa quantidade de rochas encaixantes foi assimilada pelo magma alcalino junto à região de contato. Os xenólitos pouco deformados, que são encontrados apenas nos locais muito próximos ao contato inferido, possuem textura equigranular fina e apresentam-se ligeiramente orientados.

4.2. Corpo principal sienítico

O maciço alcalino da Ilha de Vitória é constituído principalmente por rochas sieníticas. A forma, o diâmetro e a localização do centro do corpo intrusivo não são claros devido à ausência de afloramentos de contato subaéreos, mas a estrutura concêntrica do corpo, vista na Fig. 6, sugere uma forma circu

Fig. 8 - Esquema de xenólitos deformados de rochas encaixantes observados na Ponta do Toyo, am. 37 (A), e no Saco de Dom Miguel, am. 80 (B).

lar, um diâmetro maior que 3 km e um centro situado no Saco Oeste (Fig. 4). Este diâmetro é da mesma ordem de grandeza dos corpos intrusivos da Ilha dos Búzios e da de São Sebastião.

No campo, as rochas sieníticas da Ilha de Vitória foram subdivididas em variedades azuis e brancas face à coloração macroscópica. O estudo detalhado ao microscópio possibilita no entanto classificá-las em função de composição mineralógica em álcali sienitos, pulaskitos e nefelina sienitos. Os sienitos azuis correspondem aos álcali sienitos e a maioria dos brancos correlaciona-se aos pulaskitos e aos nefelina sienitos.

4.2.1. Sienitos azuis

A cor dessas rochas é azul ou azul-esverdeado na face fresca, quando quebradas pelo martelo, transformando-se porém em verde ou verde escuro em apenas algumas horas. Decorrido algum tempo mais, ela se torna cinza-esverdeado escuro. A sua granulação é grossa, variando de 2 a 4 mm. Os feldspatos alcalinos são predominantes e os escuros poucos (Prancha 4A). Estas características gerais são similares às das rochas charnoquíticas, o que levou à confusão apontada anteriormente. Entretanto, os sienitos azuis não possuem megacristais orientados de feldspato alcalino à semelhança do que ocorre nas rochas charnoquíticas de Ubatuba e da Ilha dos Búzios. A sua textura é equigranular e não orientada, fato comum às rochas plutônicas de epizona.

Eles ocupam preferencialmente as partes marginais do corpo intrusivo. Sobretudo nos locais próximos ao contato inferido, são encontrados os xenólitos discutidos previamente. Como referido, a granulação é variável, grossa nas partes centrais, aproximadamente 4 mm, a mais fina na borda, da ordem de 2 mm. Nos locais próximos ao contato (am. 34), esses sienitos tornam-se ainda mais finos como se fossem rochas de dique. Essa variação granulométrica é, provavelmente, devida à diferença de velocidade do resfriamento, lento no núcleo, rápido na borda e muito rápido na margem.

Na Ilha dos Pescadores (ams. 33 e 38) e na metade norte da Ilha de Vitória (am. 37) ocorrem agregados de pegmatito (Prancha 5A), com os minerais atingindo dimensões de 5 cm até 10 m. Estes são predominantemente feldspato alcalino.

Rochas álcali sieníticas com aparência macroscópica charnoquítica são também encontradas na Ilha dos Búzios, na de São Sebastião e no maciço alcalino de Tunas. Nestas ocorrências, a exemplo da Ilha de Vitória, esses sienitos se distribuem preferencialmente nas porções marginais do corpo intrusivo. Talvez o mesmo fenômeno esteja presente em outros maciços alcalinos sieníticos; além disso, algumas ocorrências de rochas verdes consideradas atualmente como charnoquito podem corresponder em verdade a esse tipo de sienito.

4.2.2. Sienitos brancos

Os sienitos brancos ocupam a parte central do corpo principal. A coloração varia de branco a cinza claro, sendo a granulação em geral grossa (Prancha 4B, C). A maioria corresponde a nefelina sienitos ou pulaskitos, mas os do Saco Leste (am. 75) representam álcali sienitos. As rochas com maior conteúdo de nefelina situam-se na porção mais central do corpo principal. Contudo, a distinção entre esses diferentes tipos é muito difícil de ser feita a olho nu. Os nefelina sienitos são de cor branca e eventualmente possuem nefelina rósea (Prancha 4D), enquanto os pulaskitos exibem coloração cinza claro, sendo a nefelina incolor. Os álcali sienitos apresentam granulação média, em torno de 3 mm; já os nefelina sienitos e pulaskitos mostram-se mais grossos, aproximadamente 6 mm (Prancha 5D, E). No Saco Norte, am. 4, e Saco de Dom Miguel, ams. 57 e 60, afloram também variedades pegmatíticas (Prancha 5B,C).

Os matacões e blocos de rochas sieníticas com nefelina modal têm a forma característica de caneluras (Prancha 1B, C), sendo estas o resultado da erosão ou intemperismo químico devido supostamente ao ataque de águas meteóricas sobre os

feldspatos alcalinos e nefelina. Matações exibindo tais formas são encontrados também em vários outros locais: Ponta de Manduri, Ilha dos Búzios; Pedra do Sino e Praia do Jabaquara, Ilha de São Sebastião; Ilha do Monte de Trigo; Tunas (Fuck, 1972; Fig.6) e Itatiaia (Ribeiro Filho, 1964; Fotos 15, 16).

4.3. Diques

Diques intrusivos no corpo principal sienítico são muito abundantes, sobretudo nos costões (Prancha 6A, B). Gomes *et al.* (1958) mencionaram a presença de micro nefelina sienitos, micro sodalita sienitos e traquitos, a maioria deles possuindo orientação segundo $N40^{\circ}E$ e $N60^{\circ}E$.

Durante os trabalhos de campo, o autor observou 112 diques em 67 afloramentos. Em muitos afloramentos foram encontrados diques, geralmente espessos, cortando outros diques com deslocamento sinistral (Fig. 9, Prancha 6C, D). As observações detalhadas das direções e de seus cruzamentos apontam para a presença de duas gerações de diques: a primeira geração representa um sistema radial e a segunda, um paralelo (Fig. 10). Os diques consistem em geral de rochas fonolíticas e traquíticas e, subordinamente, de álcali diabásicas. Por outro lado, não se encontram diques basálticos, tão comuns na região litorânea do continente. As rochas constituintes das duas gerações não mostram diferença notável. A maioria deles é de coloração cinza escuro (Prancha 7), mas algumas variedades fonolíticas, principalmente da segunda geração, apresentam cor rosa claro. As observações em lâminas delgadas indicam que a diferença de cor não é devida principalmente à composição mineralógica original, mas sim à alteração de feldspatos alcalinos, provavelmente como resultado da atividade de fluidos hidrotermais no estágio final. Neste trabalho, os tipos litológicos mais alterados são denominados de "fonolitos autometamórficos".

4.3.1. Diques de primeira geração

Estes possuem pequena espessura (em torno de 30

Fig. 9 - Esquemas de afloramentos de diques: A, am.4; B, am. 33, C, am.40; D, am. 44; E, am. 48; F, am. 74. Note-se a ramificação do dique apresentado em (B), indicando a direção de injeção do magma, da esquerda para a direita.

Fig. 9 - Continuação

Fig. 10 - Direção dos diques da área investigada.

cm) em relação aos demais. Os diques com massa fundamental de granulação mais grossa (da ordem de 0,5 mm) mostram macroscopicamente cor cinza, enquanto aqueles de granulação mais fina (ao redor de 0,02 mm) são cinza escuro ou pretos (Prancha 7A). Geralmente esses diques são pobres em fenocristais, representando em média 3% da composição modal. Os fenocristais são predominantemente de feldspatos alcalinos, com 2 mm de comprimento e 0,4 mm de largura. Nas bordas dos diques, observa-se orientação dos fenocristais e textura fluidal da massa fundamental, paralela à sua direção.

A Fig.10 mostra que o centro do sistema radial dos diques de primeira geração acha-se situado no Saco Oeste, em local praticamente coincidente com o do núcleo do corpo principal sienítico (Fig. 6). O modo de ramificação indica a direção horizontal de injeção do magma (Fig. 9B), do centro para a borda do sistema radial. Este sistema não é equidirecional, mas sim polarizado, segundo $N20^{\circ}E$ (Fig. 11A). Os diques longitudinais são mais frequentes e contínuos quando comparados aos da outra direção; por sua vez, os diagonais encurvam-se na direção longitudinal nas partes afastadas do centro (Fig. 10). Este tipo de polarização é devida provavelmente à condição tectônica regional por ocasião das intrusões, de acordo com as observações feitas em vulcões quaternários por Nakamura (1969).

4.3.2. Diques de segunda geração

A espessura é geralmente maior que a dos anteriores (da ordem de 1 m), levando, portanto, a uma granulação mais grossa com cor macroscópica mais clara. Os fenocristais são pouco abundantes, e compostos também de feldspato alcalino, de comprimento um pouco maior (3 mm). A orientação dos fenocristais, paralela à direção dos diques, é notável nas bordas, porém menos evidente no centro.

Os diques desta geração orientam-se preferencialmente segundo $N50^{\circ}E$ (Fig. 11B), com a sua intrusão ocasionando

Fig. 11 - Diagramas indicando a direção dos diques de primeira (A) e segunda (B) geração.

um deslocamento sinistral de aproximadamente 4 m (Fig. 9A, C, D, E, F; Prancha 60C, D). Este fenômeno vem sendo interpretado tradicionalmente como se o magma se infiltrasse ao longo de falhas pré-existentes. Em realidade, no continente, encontram-se muitas falhas obedecendo a essa direção que cortam rochas metamórficas pré-cambrianas. Contudo, no caso da Ilha de Vitória, os diques acham-se encaixados no corpo sienítico não orientado cretácico, que se formou bem mais tarde que as falhas. Além disso, os diques com deslocamento não estão acompanhados de zonas de cisalhamento, que comumente se associam a falhamentos. Portanto, o problema não é tão simples como apontado, necessitando de maiores discussões e informações mais pormenorizadas. A direção horizontal de injeção do magma não é tão evidente como no caso dos diques de primeira geração, mas em dois casos, ocorrências no Saco Norte, foi observado que a injeção se deu do sudoeste para nordeste.

Os diques desta geração parecem ser mais sensíveis à erosão do que as rochas encaixantes sieníticas, ocorrendo frequentemente a formação de depressões lineares (Prancha 1C, 8D), gargantas (Prancha 8A, C) e cavernas (Prancha 1D, 8B). No saco Leste e Ponta Nordeste da Ilha de Vitória, encontram-se muitas cavernas de dique, enquanto no Saco de Dom Miguel a maior depressão linear.

4.4. Depósitos recentes

Os depósitos recentes da Ilha de Vitória são pouco expressivos, tanto em área de distribuição quanto em espessura. Existem apenas pequenas áreas de tálus compostos de matações de rochas sieníticas e fonolíticas, com diâmetro da ordem de 1 m. A sua espessura é no máximo de 5 m. Na escarpa costeira do Saco Norte, vê-se uma ocorrência desse depósito cobrindo álcali sienitos (Prancha 8B).

4.5. Estruturas

Durante os trabalhos de fotointerpretação, foram

registrados numerosos e bem nítidos alinhamentos, com orientação geral NE-SW. Antes das investigações de campo, esses tinham sido correlacionados a falhas e diaclasamentos paralelos. Contudo, esses trabalhos evidenciaram a escassez de falhas e diaclasamentos (Prancha 9A), identificando os alinhamentos como depressões lineares dos diques de segunda geração.

Foi registrada apenas uma possível ocorrência de falha, situada na Ilha dos Pescadores. Ela é subvertical, com direção N50°E; a zona de brechação que a acompanha possui 1 m de espessura, sendo constituída por sienitos fragmentados (Prancha 9B). Por outro lado, este afloramento pode ser interpretado também como uma ocorrência de brecha vulcânica, isto é, fissura fornecedora de materiais piroclásticos. Tal tipo de brecha vulcânica foi também encontrado no maciço alcalino da Ilha do Monte de Trigo (Coutinho e Melcher, 1973). Entretanto, a condição alterada do afloramento não permite conclusão definitiva.

Os diaclasamentos em geral guardam orientação NE-SW e intervalo de aproximadamente 3 m (Prancha 9D). Eles são do tipo ortogonal, indicando resfriamento lento do corpo sienítico, fato comum em rochas plutônicas. Por outro lado, na margem do corpo principal, encontram-se também diaclasamentos paralelos, com intervalo em torno de 40 cm (Prancha 9C), porém bem menos frequentes. Orientam-se em geral entre N30°E e N60°E, conquanto não sejam muito desenvolvidos.

CAPÍTULO 5

PETROGRAFIA

5.1. Caracteres gerais

Como foi comentado no capítulo anterior, as rochas alcalinas são subdivididas macroscopicamente em sienitos azuis, sienitos brancos, diques leucocráticos e melanocráticos. Por outro lado, as observações microscópicas em lâminas delgadas revelam uma composição mineralógica e textural que propicia uma classificação mais pormenorizada. A Fig. 12 apresenta a composição mineralógica das rochas de granulação grossa e fina com base na nomenclatura proposta por Johannsen (1931) e Streckeisen (1967). Estas nomenclaturas classificam as rochas plutônicas em álcali sienitos, pulaskitos e nefelina sienitos e as de granulação fina em álcali traquitos, álcali traquitos com nefelina, fonolitos, bostonitos e álcali diabásios. Os fonolitos são subdivididos em nefelina fonolitos, sodalita-nefelina fonolitos e nefelina-sodalita fonolitos a partir do tipo de feldspatóides presentes. Alguns diques fonolíticos sofreram autometamorfismo, o que dificulta a distinção entre os feldspatóides e entre minerais coloridos originais, daí serem denominados genericamente de fonolitos autometamórficos. Os bostonitos e álcali diabásios, projetados na Fig. 12B, foram classificados pelo conteúdo modal de minerais coloridos e textura. Desse modo, as rochas alcalinas da Ilha de Vitória foram agrupadas em onze tipos: álcali sienitos, pulaskitos, nefelina sienitos, álcali traquitos, álcali traquitos com nefelina, nefelina fonolitos, sodalita-nefelina fonolitos, nefelina-sodalita fonolitos, fonolitos autometamórficos, bostonitos e álcali diabásios.

5.2. Xenólitos

Antes de adentrar na discussão das rochas alcalinas, o autor gostaria de comentar brevemente os xenólitos que se acham incluídos nos álcali sienitos. Os xenólitos coletados (am. 33) apresentam textura equigranular e granulação relativamente fina. Os minerais constituintes são quartzo, feldspato alcalino, bi

Fig. 12 - Projeção da composição mineralógica das rochas de gr^unulação grossa (A) e fina (B) da área investigada no diagrama Q-A-P-F de Johannsen (1931) e Streckeisen (1967).

Análises modais de álcali sienitos

	6	8A	20	26	30	31	33	34	37	38	42	75	76
Feldspato alcalino	92,2	90,7	94,3	89,3	88,8	95,0	84,8	85,4	90,6	93,2	91,3	91,6	94,0
Quartzo							0,4	1,8	<0,1	<0,1			
Clinopiroxênio	3,1	3,1	1,3	3,7	3,2	0,8	6,0	6,0	4,3	3,4	2,8	<0,1	0,1
Anfibólio	<0,1	0,3	1,2	2,0	3,8	0,3	3,5	2,2	1,8	0,8	2,8	4,3	3,8
Biotita	4,0	0,4	0,3	3,5	1,2	2,0	0,5	0,4	0,1	0,5	0,9	2,5	1,2
Opacos	0,6	2,7	0,9	1,0	1,9	1,2	2,7	2,1	2,3	2,1	1,3	1,2	0,5
Apatita	0,1	0,1	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,5	<0,1	0,4	0,4	0,2
Clorita	<0,1	2,7	1,4	<0,1	0,6	0,2	0,6	1,5	0,4	<0,1	0,5	<0,1	0,2
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Em itálico, amostras analisadas quimicamente (válido também para as demais tabelas).

80	81A	85	86	87	88	108	112	Média
89,0	87,3	95,1	84,5	94,0	89,3	88,8	89,0	90,6
		<0,1				<0,1		0,1
2,5	4,4	1,7	4,1	2,1	3,2	5,3	1,6	3,0
5,9	2,0	1,5	4,2	0,8	4,9	2,8	4,8	2,6
0,2	1,6	0,4	3,7	1,8	1,0	0,8	1,7	1,2
2,0	2,8	0,8	2,1	1,1	0,9	2,0	1,8	1,6
0,3	0,8	0,3	1,1	0,2	0,2	0,3	0,5	0,4
0,1	1,1	0,2	0,2	<0,1	0,5	<0,1	0,6	0,5
100,0	100,0	100,0	99,9	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

TABELA Ib

Análises modais de pulaskitos

	4	23A	43A	44D	51	52A	54	57A	110	111	Média
Feldspato alcalino	84,0	91,8	84,0	72,3	89,1	91,8	92,6	80,9	85,7	83,0	85,5
Nefelina	2,0	0,3	4,3	0,1	0,5	0,3	<0,1	<0,1	2,7	1,0	1,1
Sodalita		0,1	0,1	0,2					0,2	0,1	0,1
Clinopiroxênio	1,6	1,9	0,6	8,8	3,0	2,8	2,1	3,7	4,2	3,0	3,2
Anfibólio	5,8	4,3	2,7	7,5	4,8	2,3	2,4	7,4	3,0	8,2	4,8
Biotita	5,6	0,6	7,7	8,1	2,1	1,6	0,7	5,3	2,1	3,0	3,7
Opacos	0,4	0,5	0,2	2,3	0,4	0,6	1,5	2,4	1,8	1,1	1,1
Apatita	0,5	0,4	0,4	0,7	0,1	0,3	0,3	0,3	0,5	1,6	0,5
Clorita	<0,1					0,3	0,4		<0,1		<0,1
Total	99,9	99,9	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

TABELA Ic

Análises modais de nefelina sienitos

	25	45	47	60	60C	61A	64	65	Média
Feldspato alcalino	82,9	76,6	87,5	86,9	82,9	86,8	83,6	86,9	84,3
Nefelina	6,2	6,6	4,9	6,4	8,2	7,1	6,2	6,5	6,5
Sodalita			0,2	0,3	3,4	<0,1	1,7	0,1	0,7
Clinopiroxênio	2,1	0,6	0,6	0,2	0,9	0,4	0,3	0,3	0,7
Anfibólio	7,1	8,0	5,2	4,5	1,2	1,8	5,6	5,3	4,8
Biotita	1,1	7,9	1,3	1,5	3,0	3,0	2,1	0,5	2,5
Opacos	0,4	0,2	0,3	0,1	0,2	0,5	<0,1	0,3	0,3
Apatita	<0,1	0,1	<0,1	0,1	0,2	0,4	0,5	0,1	0,2
Total	97,8	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

TABELA Id

Análises modais de rochas traquíticas

	Alcali traquito	Alcali traquitos com nefelina		
	48D	2	4L	Média
Feldspato alcalino	73,4	78,5	77,5	77,9
Nefelina		2,8	2,7	2,8
Sodalita		0,1	<0,1	<0,1
Clinopiroxênio	22,5	12,8	9,8	11,3
Anfibólio	2,5	0,8	4,9	2,9
Biotita	1,6	3,1	4,0	3,5
Opacos	<0,1	0,8	1,1	1,0
Apatita	<0,1	1,1	<0,1	0,6
Clorita		<0,1		<0,1
Total	100,0	100,0	100,0	100,0
Ocorrência	Di	Dii	Di	

Di, diques de primeira geração; Dii, diques de segunda geração (válido também para as demais tabelas).

TABELA Ie

Análises modais de nefelina fonolitos

	4B	4J	7	8	45B	45C	74A	Média
Feldspato alcalino	59,9	64,6	72,0	55,7	81,8	76,8	62,9	67,7
Nefelina	13,7	15,6	12,2	19,4	4,7	14,4	11,0	13,0
Sodalita	0,9	1,2	2,2	<0,1	0,2		1,9	0,9
Clinopiroxênio	16,1	11,8	8,6	22,1	0,9	3,0	17,2	11,4
Anfibólio	0,4	0,4	1,4	1,2	10,3	1,4	0,6	2,2
Biotita	7,2	2,4	0,8	0,8	1,6	3,4	5,6	3,1
Opacos	1,8	1,0	2,8	0,4	0,4	1,0	0,4	1,1
Apatita		3,0		0,4	0,1		0,4	0,6
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Ocorrência	Dii	Di	Dii	Di	Di	Dii	Dii	

TABELA If

Análises modais de sodalita-nefelina fonolitos

	4A	4H	4I	16	44B	50B	54A	57B	58B	Média
Feldspato alcalino	65,4	72,6	75,8	56,0	67,0	76,4	66,6	49,2	68,8	66,5
Nefelina	13,6	4,6	8,1	14,6	11,6	11,4	7,7	19,0	12,9	11,5
Sodalita	6,5	4,1	7,1	10,6	10,1	6,8	6,1	12,3	5,2	7,6
Clinopiroxênio	9,1	13,7	4,1	16,4	0,7	2,5	10,1	14,3	10,3	9,0
Anfibólio	0,4	1,1	0,9	1,4	9,4	1,5	6,9	0,1	0,8	2,5
Biotita	4,6	1,5	3,0	1,0	0,9	0,5	1,9	4,9	0,6	2,1
Opacos	0,4	2,0	0,9		0,3	0,9	0,5	0,2	1,2	0,7
Apatita		0,4	0,1		<0,1	<0,1	0,2		0,2	0,1
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Ocorrência	Di	Di	Di	Di	Di	Dii	Dii	Di	Dii	

TABELA Ig

Análises modais de nefelina-sodalita fonolitos

	4E	4Q	9	Média
Feldspato alcalino	73,4	69,7	61,2	68,1
Nefelina	2,4	5,1	10,4	6,0
Sodalita	6,3	15,7	10,5	10,8
Clinopiroxênio	9,5	6,7	16,8	11,0
Anfibólio	4,6	0,3	0,5	1,8
Biotita	1,4	0,4	0,5	0,8
Opacos	0,8	1,9	0,1	0,9
Apatita	1,6	0,2		0,6
Total	100,0	100,0	100,0	100,0
Ocorrência	Di	Dii	Dii	

TABELA Ih

Análises modais de fonolitos autometamórficos

	4N	4P	4S	28	40B	43B	48B	48C	74F	Média
Feldspato alcalino	71,4	66,9	57,1	37,6	72,1	71,0	66,2	82,0	41,0	62,8
Plagioclásio		<0,1	0,1							<0,1
Nefelina	10,1	27,4	20,4	27,6	20,9	10,6	24,2	7,2	27,6	19,6
Sodalita										
Clinopiroxênio	18,4	4,6	18,8	34,3	6,7	17,4	9,6	10,6	30,8	16,8
Anfibólio										
Biotita	0,1	1,1	2,8	0,4		0,8				0,4
Opacos										
Apatita	<0,1		0,8	0,1		0,2				0,2
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	99,7	100,0	100,0	99,8	99,4	99,8
Ocorrência	Dii	Di	Di	Di	Dii	Dii	Dii	Dii	Dii	

TABELA Ii

Análises modais de bostonitos

	81B	10	22	Média
Feldspato alcalino	97,3	86,2	86,4	90,0
Nefelina	0,1		<0,1	<0,1
Sodalita	0,1			<0,1
Clinopiroxênio	0,4	0,6	0,3	0,4
Anfibólio	1,0	10,4	10,8	7,4
Biotita	1,0	0,6	2,0	1,2
Opacos	0,1	0,2	0,5	0,3
Apatita			<0,1	<0,1
Clorita		0,2	<0,1	<0,1
Total	100,0	98,2	100,0	99,3
Ocorrência	Di	Di	Di	

TABELA Ij

Análises modais de alcali diabásios

	58	44C	Média
Feldspato alcalino	39,6	27,8	33,6
Plagioclásio		4,8	2,4
Nefelina	8,0	12,2	10,1
Sodalita	1,6		0,8
Clinopiroxênio	16,4	39,9	28,2
Anfibólio	27,6		13,8
Opacos	6,0	15,3	10,7
Apatita	0,8		0,4
Total	100,0	100,0	100,0
Ocorrência	Dii	Dii	

TABELA II

Comparação da mineralogia das rochas alcalinas da Ilha de Vitória com a de outras ocorrências congêneres: álcali sienitos (A), pulaskitos (B), nefelina sienitos (C) e rochas de dique (D,E,F)

A	Ilha de Vitória	Ilha dos Búzios	Tunas	Mundo
	21 álcali sienitos	(Björnberg e Ellert, 1955) 2 nordmarquitos	(Fuck, 1972) 7 sienitos alcalinos	(Johannsen, 1931) 14 kalisienitos
Feldspato alcalino	90,6	84	90,3	77,7
Quartzo	0,1	4,5	0,8	1,0
Plagioclásio			0,8	
Clinopiroxênio	3,6		2,9	9,5
Anfibólio	2,6	9	2,6	6,8
Biotita	1,2		0,7	2,4
Opacos	1,6	2,5	0,7	0,2
Apatita	0,4		0,2	0,2
Coríndon				2,2
Total	100,0	100,0	99,0	100,0

B	Ilha de Vitória	Tunas	Mundo
	10 pulaskitos	(Fuck, 1972) 8 pulaskitos	(Johannsen, 1931) 3 pulaskitos
Feldspato alcalino	85,5	87,0	74,9
Nefelina	1,1	0,1	3,1
Sodalita	0,1	2,0	1,2
Clinopiroxênio	3,2	3,3	5,1
Anfibólio	4,8	5,4	11,0
Biotita	3,7	1,1	
Opacos	1,1	1,0	3,5
Apatita	0,5	0,1	0,5
Total	100,0	100,0	99,3

C

	Ilha de Vitória 8 nefelina sienitos	Ilha do Monte de Trigo (Coutinho e Melcher, 1973) 5 foiaños	Tunas (Fuck, 1972) 1 foiaño	Mundo (Johannsen, 1931) 10 nefelina sienitos
Feldspato alcalino	84,3	83,8	69,5	71,3
Nefelina	6,5	5,0	2,2	12,2
Sodalita	0,7	0,2	8,8	4,2
Clinopiroxênio	0,7	1,6	14,5	6,0
Anfibólio	4,8	7,8		6,7
Biotita	2,5	0,6	3,4	2,5
Opacos	0,3	<0,1	0,2	2,0
Apatita	0,2	<0,1	0,1	0,3
Total	100,0	99,0	98,7	105,2

D

	Ilha de Vitória presente trabalho 1 álcali traquito	Ilha de Vitória presente trabalho 2 álcali traquitos com nefelina	Mundo (Johannsen, 1931) 4 traquitos	Mundo (Johannsen, 1931) 2 traquitos fonolíticos
Feldspato alcalino	73,4	77,9	69,4	91,7
Plagioclásio			16,4	
Quartzo			1,1	
Nefelina		2,8		0,6
Sodalita		<0,1		
Clinopiroxênio	22,5	11,3	5,3	5,1
Anfibólio	2,5	2,9	3,0	
Biotita	1,6	3,5	0,5	
Opacos	<0,1	1,0	4,1	2,5
Apatita	<0,1	0,6	0,2	0,1
Total	100,0	100,0	100,0	100,0

E	Ilha de Vitória	Ilha de Vitória	Ilha de Vitória	Ilha de Vitória
	presente trabalho	presente trabalho	presente trabalho	presente trabalho
	7 nefelina fonolitos	9 sodalita-nefelina fonolitos	3 nefelina-sodalita fonolitos	9 fonolitos aumetamórficos
Feldspato alcalino	67,7	66,5	68,1	62,8
Nefelina	13,0	11,5	6,0	19,6
Sodalita	0,9	7,6	10,8	
Plagioclásio				<0,1
Clinopiroxênio	11,4	9,0	11,0	
Anfibólio	2,2	2,5	1,8	16,8
Biotita	3,3	2,1	0,9	0,4
Opacos	1,1	0,7	0,6	0,2
Apatita	0,6	0,1		
Total	100,0	100,0	100,0	99,8

Ilha do Monte de Trigo	Mundo
(Coutinho e Melcher, 1973)	(Johannsen, 1931)
7 micro fonolitos	10 fonolitos
73,5	68,4
13,7	15,3
2,3	3,5
3,1	9,6
7,0	1,4
0,1	0,1
<0,1	1,7
0,3	
100,0	100,0

F	Ilha de Vitória	Ilha dos Búzios
	presente trabalho 3 bostonitos	(Björnberg e Ellert, 1955) 1 bostonito
Feldspato alcalino	90,0	95
Nefelina	<0,1	
Sodalita	<0,1	
Clinopiroxênio	0,4	
Anfibólio	7,4	3
Biotita	1,2	
Opacos	0,3	2
Apatita	<0,1	
Total	99,3	100,0

otita e, subordinadamente, anfibólio e apatita (Prancha 10A). Já que esse material sofreu metamorfismo termal e metassomatismo de alto grau pelo calor do magma, tornou-se, portanto, difícil precisar a natureza da rocha original. Contudo, em vista do alto conteúdo de quartzo, supõe-se que ela tenha sido ácida, provavelmente um charnoquito ou um gnaiss, que são variedades litológicas comuns junto ao embasamento pré-cambriano da região.

5.3. Alkali sienitos

Os álcali sienitos são as rochas mais abundantes na área investigada, com a maioria deles correspondendo aos sienitos azuis. As únicas exceções são as ocorrências do Saco Leste (am. 78) que apresentam cor branca e exibem a mesma aparência macroscópica dos pulaskitos e nefelina sienitos. A cor macroscópica azul ou verde não é causada pelos minerais coloridos, mas sim à diferença de coloração do feldspato alcalino. A textura é equigranular hipidiomórfica não-orientada. Os minerais constituintes são feldspato alcalino, quartzo (+), clinopiroxênio, anfibólio, biotita, opacos, apatita e clorita. O feldspato alcalino é o mineral dominante, constituindo cerca de 90% da composição modal. Quartzo acha-se presente em apenas algumas amostras e o seu conteúdo modal é sempre inferior a 2% (Prancha 10B). A Tabela Ia contém as composições modais de 21 amostras dessas rochas. Na margem do corpo sienítico principal (por exemplo, ams. 33, 34, 37, 75, 108, etc.), a sua composição modal é muito heterogênea, assim que espécimes de dois pontos separados por uma distância de 50 m possuem modas significativamente diferentes, sobretudo em termos do conteúdo de quartzo. O fato parece sugestivo da presença de xenólitos apenas parcialmente digeridos, que são portadores de quartzo, formando uma textura bandada macroscopicamente invisível.

Excluídas as albitas pertíticas do feldspato alcalino, plagioclásio não foi identificado em lâminas delgadas. Contudo, as análises por microsonda eletrônica revelaram a existência de pequenos grãos intersticiais desse mineral, em quanti-

dade de traços, entre os de feldspato alcalino. Estas características modais correspondem aos "kalisyenites" segundo Johannsen (1931) e álcali sienitos como propostos por Streckeisen (1967), Moorhouse (1959) e outros autores.

O feldspato alcalino possui forma tabular, dimensões de 2 a 4 mm, e geminação Carlsbad. Textura pertítica acha-se intensamente desenvolvida, sendo do tipo "interlocking perthite" conforme a classificação de Alling (1938), comum às rochas plutônicas de epizona (Prancha 10C). A parte aparentemente regular na fotomicrografia, enriquecida em Na, ocupa maior área do que a irregular, rica em K. Ocasionalmente, encontram-se manchas de geminação polissintética dentro dos grãos de feldspato alcalino. Portanto, do ponto de vista composicional, essa textura seria melhor referida como antipertítica. Os grãos de feldspato alcalino são em geral hipidiomórficos; não obstante, nas amostras 33 e 34, coletadas na porção marginal do corpo sienítico principal, aparecem grãos idiomórficos, grandes, como se fossem fenocristais. A alteração em caulinita ou outros minerais argilosos é comumente observada nas partes ricas em K.

O piroxênio é incolor ou verde muito claro e sem pleocroísmo. A cor de interferência é caracteristicamente baixa, amarelo ou amarelo-esverdeado, não obstante em algumas amostras contendo piroxênios verdes ela seja mais alta; ortopiroxênio inexistente. O ângulo máximo de extinção (ZAc) é maior que 42° e o sinal da elongação positivo. Estrutura zonada não é muito proeminente e o comportamento dos eixos ópticos aponta para valores de $2V_z$ ao redor de 70° a 80° . As características ópticas observadas (ZAc , $2V_z$, elongação, ausência de pleocroísmo e cor natural) sugerem tratar-se de diopsídio, augita ou hedembergita; contudo, a baixa birrefringência não se adapta às duas primeiras fases. Sabe-se no entanto que alguns tipos de hedembergita mostram birrefringência caracteristicamente baixa (Tröger, 1979). Por outro lado, os grãos de coloração verde claro e birrefringência mais alta parecem conter alguma egirina em sua composição. Consequentemente, considera-se que o primeiro tipo é um augita rica em hedembergita e o segundo uma augita ou soda-augita. O hábito des

ses grãos é corroído, às vezes idiomórfico. O piroxênio ocorre via de regra ocupando a parte central de agregados juntamente com outros minerais coloridos, opacos ou apatita (Prancha 10E). A forma corroída do piroxênio e dos agregados sugere uma abrupta ascensão do magma, uma súbita elevação da concentração de água ou outra condição especial. As amostras coletadas na margem do corpo sienítico principal possuem uma quantidade relativamente elevada de grãos isolados de piroxênios (Prancha 10B).

O anfibólio exhibe pleocroísmo acentuado, X = verde-amarelado, Y = verde, Z = verde escuro. Ocorre na borda dos agregados circundando a piroxênio, opacos e apatita. Certos agregados possuem anfibólio em perfeita continuidade óptica com piroxênio, a indicar que ele se formou por reação do magma com o piroxênio já cristalizado. Esta reação deve-se à rápida mudança de composição do magma, ou seja, enriquecimento de água durante a cristalização dos minerais coloridos.

A biotita é fortemente pleocróica, de marrom-avermelhado a amarelo, e ocorre na forma de lamelas que cercam outras fases coloridas. Os opacos e a apatita são idiomórficos, granulares ou prismáticos, com dimensões entre 0,1 a 1 mm. A clorita forma pequenos veios no interior dos cristais de feldspato alcalino, sendo frequentemente da cor castanha devido à oxidação (Prancha 10F); as porcentagens modais referidas nas Tabelas Ia e Ii referem-se a veios e não aos produtos de alteração dos minerais coloridos.

Nos trabalhos anteriores, os álcali sienitos da Ilha de Vitória foram preliminarmente classificados como charnoquitos (Gomes *et al.*, 1967); contudo, observações microscópicas mais minuciosas possibilitaram o reconhecimento de feições diversas (ausência de ortopiroxênio, pobreza de quartzo, textura equigranular e não orientada, presença de cavidades e formas corroídas de agregados e dos grãos isolados de minerais coloridos, etc.) indicativas de sua natureza caracteristicamente ígnea. Deixando do lado a ausência de nefelina, essas rochas possuem aspectos microscópicos praticamente idênticos aos dos pulaskitos e nefelina

sienitos, portanto nada tendo de charnoquíticas. Os álcali sienitos ou quartzo-álcali sienitos com aparência macroscópica de material charnoquítico aparecem apenas nas porções marginais dos corpos sieníticos da Ilha de Vitória, Ilha dos Búzios, Ilha de São Sebastião, Tunas e outros.

5.4. Pulaskitos e nefelina sienitos

Pulaskitos e nefelina sienitos são rochas de cor cinza claro ou branca com manchas pretas de minerais coloridos, pertencendo, portanto, à categoria dos sienitos brancos da classificação macroscópica. Essas rochas, juntamente com os álcali sienitos, integram o corpo sienítico intrusivo, sendo as passagens entre essas gradativas seja macro quanto microscopicamente. As feições macroscópicas comuns aos pulaskitos e aos nefelina sienitos são praticamente idênticas, com a distinção se dando apenas pelos dados modais: variedades com mais de 5% de nefelina são ditas nefelina sienitos e com menos de 5%, pulaskitos. A granulação dessas rochas varia de média a grossa, sendo os minerais constituintes feldspato alcalino, nefelina, sodalita (+), clinopiroxênio, anfibólio, biotita, opacos, apatita e clorita. As Tabelas Ib e Ic reúnem análises modais de 10 pulaskitos e de 8 nefelina sienitos. Em termos gerais os aspectos microscópicos destas rochas são semelhantes aos dos álcali sienitos, apesar da aparência macroscópica diversa. As principais diferenças microscópicas residem na presença de feldspatóides e no tipo de clinopiroxênio.

A quantidade modal de feldspato alcalino é ligeiramente inferior à dos álcali sienitos, cerca de 85%; por outro lado, a granulação do mineral é um pouco maior, 4 a 6 mm. O hábito é tabular ou granular com geminação Carlsbad. A textura "interlocking perthite" se destaca prontamente, com a parte sódica ocupando maior espaço que a potássica (Prancha 11A-D), a exemplo do que sucede nos álcali sienitos.

Os feldspatóides presentes são predominantemente

nefelina (Prancha 11A, B), que aparece na forma de grãos hipidiotrópicos da mesma dimensão que o feldspato alcalino; frequentemente altera-se em natrolita, cancrinita ou sodalita sobretudo ao longo dos planos de clivagem. Além de nefelina, sodalita acha-se também presente preenchendo vazios ou como pequenos grãos redondos isolados com dimensão ao redor de 0,1 mm (Prancha 11C).

O clinopiroxênio é de cor verde ou verde claro, quase sem pleocroísmo. O ângulo máximo de extinção (ZAc) é de 42° e o sinal da elongação positivo. O $2V_z$ situa-se entre 60° e 70° , sendo estrutura zonada rara. Essas características parecem corresponder à de augita sódica, isto é, soda-augita ou egirina-augita. Os minerais coloridos formam comumente agregados, com o clinopiroxênio ocupando a parte central (Prancha 11D).

Anfibólio ocorre principalmente nesses agregados, mostrando crescimento homoaxial em torno do piroxênio, a exemplo do observado no caso dos álcali sienitos. O pleocroísmo é acentuado, X = castanho-amarelado, Y = verde castanho, Z = verde escuro, e o ângulo máximo de extinção (ZAc) da ordem de 15° a 18° .

Biotita aparece como pequenas lamelas ao longo das bordas e fraturas dos agregados ou, às vezes, como grãos independentes. O pleocroísmo é invariavelmente marrom-avermelhado a amarelo.

As observações ópticas revelam que os nefelina sienitos contêm maior teor de feldspatoides e que seus minerais coloridos (notadamente o piroxênio) possuem maior conteúdo de sódio nas suas composições quando comparados às demais rochas sieníticas, sendo portanto as rochas com maiores características alcalinas. Além disso, os nefelina sienitos situam-se na parte central do corpo principal possuindo maior granularidade. A quantidade modal de nefelina aumenta gradativamente da parte marginal para o centro, tendência esta muito evidente na Figura 13.

Fig. 13 - Distribuição dos teores modais de quartzo e nefelina no corpo principal sienítico da Ilha de Vitória.

5.5. Álcali traquitos e álcali traquitos com nefelina

Na área investigada as rochas de granulação fina ocorrem invariavelmente como diques. Por sua vez, essas são subdivididas em dois grupos com base no conteúdo modal de feldspatoides: um conteúdo menos de 3% e outro com mais de 10%. Rochas finas com teores compreendidos entre 3 a 10% de feldspatoides acham-se ausentes. O primeiro agrupamento é de ocorrência subordinada e corresponde essencialmente aos álcali traquitos, álcali traquitos com nefelina e bostonitos. O segundo mostra maior distribuição, correlacionando-se aos nefelina fonolitos, sodalita-nefelina fonolitos, nefelina-sodalita fonolitos, fonolitos autometamórficos e álcali diabásios. Geralmente são de cor cinza escuro a verde-azulado e escuro, com algumas exceções exibindo coloração branca, rosa claro e cinza claro. A granulação é fina e com poucos fenocristais. A distinção entre os dois grupos é impossível de ser feita macroscopicamente, necessitando-se de análises modais.

Os álcali traquitos e álcali traquitos com nefelina possuem textura tipicamente traquítica. Os minerais constituintes são feldspato alcalino, clinopiroxênio, anfibólio, opacos, apatita e clorita, ocorrendo às vezes nefelina e/ou sodalita. Quartzo e plagioclásio não foram encontrados em qualquer das amostras. As análises modais dessas rochas integram a Tabela Id. O feldspato alcalino é o mineral dominante, representando em torno de 75% da composição modal. Essa quantidade é, no entanto, inferior à exibida pelos álcali sienitos. Para a maioria das amostras a quantidade de fenocristais situa-se entre 1 a 4%, sendo esses compostos de feldspato alcalino pertítico com geminação Carlsbad. O comprimento dos cristais é de 2 a 5 mm e a largura 0,1 a 0,2 mm. As características do feldspato alcalino são igualmente válidas para a maioria das demais rochas de diques. Nas álcali traquitos com nefelina o mineral aparece como grãos hipidiomórficos ou microlitos, com muitos desses cristais alterados em natrolita ou cancrinita. A sodalita preenche os espaços triangulares entre os minerais microlíticos.

Os minerais coloridos ocorrem como microlitos ripi

formes ou em grãos. Dentre esses o mais comum é o clinopiroxênio, que apresenta pleocroísmo X = verde, Y = verde-amarelado, Z = castanho claro. O ângulo máximo de extinção (XAc) é inferior a 5° , isto é, a extinção é quase reta. O 2V situa-se no intervalo de 20° a 30° e o sinal da elongação é negativo. Estas características parecem indicar uma egirina-augita com alto teor no componente acmita. O anfibólio é acentuadamente pleocróico, X = castanho-amarelado, Y = castanho-avermelhado, Z = verde-acastanhado escuro. O ângulo máximo de extinção (ZAc) é em torno de 18° a 20° e o $2V_z$ de 40° a 45° . Estes dados sugerem tratar-se de um anfibólio de composição barkevikítica. A biotita apresenta pleocroísmo forte com X = amarelo, Y = Z = castanho. As características dos minerais coloridos acima são também comuns à maioria das demais rochas de diques.

As fases acessórias mais frequentes são apatita e opacos; clorita ocorre também na forma de pequenos veios. A Prancha 12A retrata um álcali traquito.

5.6. Fonolitos

Os fonolitos são as rochas de diques mais frequentes na área investigada. Eles contêm geralmente ao redor de 15% de feldspatóides e, com base na sua natureza, podem ser agrupados em: 1) predominância de nefelina, sendo denominados de nefelina fonolitos; 2) riqueza em nefelina e sodalita, com o primeiro mineral ocorrendo em maior quantidade, sodalita-nefelina fonolitos; 3) com o segundo mais abundante, nefelina-sodalita fonolitos. Além desses tipos, existem ainda os diques de rochas fonolíticas com os feldspatóides originados por alteração autometamórfica, que foram agrupados como fonolitos autometamórficos. Os minerais constituintes dos fonolitos são feldspato alcalino, nefelina, sodalita, clinopiroxênio, anfibólio, biotita, opacos e apatita. Os feldspatóides e os minerais coloridos são via de regra mais abundantes que nas variedades plutônicas, como se observa nas Tabelas Ie-h. Os fenocristais são escassos, 0 a 3% da composição modal, constituindo notável exceção a am. 4K, com mais de 10%. Eles consistem em sua quase totalidade de feldspato alcalino pertítico, de

hábito prismático e dimensões de 2 a 5 mm. A massa fundamental das amostras coletadas nas bordas de diques espessos, ou seja, com mais de 2 m, exibe textura traquítica com micrólitos de feldspato alcalino, nefelina, clinopiroxênio, etc. (Prancha 12B); mas na porção central dos diques ela adquire maior granulação e perde a orientação. Algumas dessas variedades apresentam textura não orientada, intersertal (ams. 4B, 4E, Prancha 12C) ou microgranular (am. 45C). Nestas rochas, o feldspato alcalino da massa fundamental é pertítico, mostrando ocasionalmente geminação Carlsbad. A alteração dos minerais causada supostamente pelo autometamorfismo é maior e a transformação dos minerais coloridos em clorita e opacos bem mais acentuada.

O feldspato alcalino ocupa cerca de 65% da composição modal, sendo essa quantidade menor que a dos nefelina sienitos e álcali traquitos; por outro lado, os feldspatóides são mais abundantes. A nefelina ocorre como grãos hipidiomórficos (Prancha 12D) ou micrólitos, alterando-se comumente em natrolita, sodalita, etc. A sodalita acha-se presente sempre como cristais xenomórficos preenchendo os espaços intersticiais (Prancha 12D).

O principal mineral colorido é o piroxênio. Entretanto, alguns diques têm no anfibólio a fase colorida mais abundante (por exemplo, am. 44B). O clinopiroxênio aparece na forma de cristais prismáticos com acentuado pleocroísmo: X = verde escuro, Y = verde claro, Z = castanho a amarelo claro. O ângulo máximo de extinção (XAc) é inferior a 10° , o sinal da elongação negativo, e o valor do $2V_x$ variável entre 20° e 30° . Estas características ópticas indicam tratar-se de uma egirina-augita com alto teor em Na. O anfibólio apresenta pleocroísmo acentuado, com X = castanho-amarelado, Y = castanho-avermelhado, Z = verde - a castanhado escuro. O ângulo máximo de extinção (ZAc) é de 15° a 18° , enquanto o $2V_x$ da ordem de 40° . Esses valores indicam uma composição barkevikítica. O anfibólio da am. 44B difere opticamente dos demais fonolitos. O seu pleocroísmo é X = verde-acastanhado, Y = verde, Z = verde-azulado, e o ângulo máximo de extinção (ZAc) de 20° a 25° ; mostra também cores de interferência anô

malas e aspecto translúcido. Estas feições permitem correlacioná-lo às arfvedsonitas. A biotita mostra-se escassa, conquanto invariavelmente presente; a sua forma é tabular, além de orientada paralelamente à textura traquítica.

Os opacos e a apatita são os acessórios mais comuns, exibindo, respectivamente, forma idiomórfica cúbica ou prismática hexagonal.

5.7. Bostonitos

Os bostonitos ocorrem na forma de diques de primeira geração; são em pequeno número e invariavelmente de cor cinza claro em razão da maior granulação. A textura é bostonítica, pouco orientada, além de desprovida de fenocristais. Os minerais constituintes são feldspato alcalino, nefelina, sodalita, clinopiroxênio, anfibólio, biotita, opacos e clorita. Esses são dominados pelo feldspato alcalino, que corresponde a cerca de 90% da moda. O autometamorfismo sempre se faz presente em maior ou menor grau nessas rochas, dificultando assim a identificação das fases componentes. Devido a isso, os feldspatóides mostram-se inteiramente alterados em cancrinita. A Tabela Ii reúne composições modais de três amostras.

5.8. Álcali diabásios

Na área investigada, a maioria das rochas encontradas é leucocrática. Contudo, existem dois diques de segunda geração de rochas melanocráticas (ams. 44C e 58). A primeira compõe-se de feldspato alcalino, plagioclásio, nefelina, clinopiroxênio e opacos, enquanto a segunda de feldspato alcalino, nefelina, sodalita, clinopiroxênio, anfibólio, apatita e opacos. Ambas as amostras possuem granulação média, cerca de 10% de feldspatóides e mais de 40% de minerais coloridos (Tabela Ij). Essas características possibilitam classificá-las como álcali diabásio segundo a nomenclatura simplificada de Miyashiro e Kushiro (1975).

A am. 44C ocorre como um dique de 40 cm de espessura localizado na Ponta Oeste (Prancha 6D). Seu aspecto macroscópico é semelhante ao de rochas basálticas. A textura é porfirítica com fenocristais de feldspato alcalino prismático ou corroído exibindo textura pertítica na forma de filetes; plagioclásio acha-se geminado polissinteticamente e o clinopiroxênio idiomórfico mostra dimensões de 1 a 2 mm. A massa fundamental é composta de nefelina e opacos, além das fases acima mencionadas (Prancha 13A). O clinopiroxênio é quase incolor e de baixa birrefringência, com um ângulo máximo de extinção (ZAc) da ordem de 42° . Estes dados parecem corresponder a uma augita-hedembergita. Em comparação com as outras rochas da Ilha de Vitória, a am. 44C contém alto teor minerais coloridos e nefelina, sugerindo menor grau de fracionamento magmático e endofenitização. Por isso, o material poderia representar uma composição mais próxima à dos magmas originais do maciço. Tal tipo de magma é encontrado nos maciços alcalinos das Ilhas do Monte de Trigo e São Sebastião na forma de essexitos e teralitos. Diques com a mesma aparência macroscópica foram também reconhecidos na Ilha dos Búzios e na de São Sebastião; por ora, no entanto, eles vêm sendo considerados como rochas diabásicas (Freitas 1947; Björnberg e Ellert 1955).

A am. 58 foi coletada no Saco de Dom Miguel, onde ocorre na forma de um dique escuro com 1 m de espessura associado a uma depressão linear (Prancha 8D). Ela contém anfibólios aciculares de tamanho milimétrico e cavidades ovóides, milimétricas, preenchidas por zeólitas (Prancha 7D). Ao microscópio, reconhecem-se fenocristais idiomórficos de clinopiroxênio e anfibólio e massa fundamental consistindo de cristais xenomórficos de feldspato alcalino e nefelina (Prancha 13B). A maioria das rochas de diques da área pesquisada possui pequena quantidade modal de fenocristais, mas a am. 58 exhibe alta porcentagem, 44%, em sua maioria de clinopiroxênio e anfibólio. Não obstante o teor elevado de minerais coloridos, esses não constituem a massa fundamental, aparecendo tão-só como fenocristais. Por outro lado, os minerais incolores compõem apenas a massa fundamental. Tal textura é específica de rochas cumuláticas, isto é, formadas de

minerais precipitados durante a cristalização fracionada no fundo de câmara magmática. O clinopiroxênio apresenta tonalidade rósea e cores baixas de interferência, amarelo ou cinza-amarelado. A extinção é imperfeita, com cor de interferência anômala, azul escuro, devida à alta dispersão. Zoneamento oscilatório e textura de "hour glass" são proeminentes (Prancha 13D). O ângulo máximo de extinção (ZAc) é de 43° e o $2Vz$ situa-se em torno de 30° . Estes dados identificam os piroxênios como titano-augita. O anfibólio possui forma alongada, 0,1 mm X 3 mm, e pleocroísmo em X = castanho-amarelado, Y = castanho-avermelhado, Z = castanho-avermelhado escuro. O plano de geminação é oblíquo ao eixo c e o ângulo máximo de extinção (ZAc) está ao redor de 15° . As propriedades ópticas sugerem natureza kaersutítica.

Como explicado acima, a am. 58 apresenta aspecto microscópico muito específico. Por outro lado, as demais amostras, tanto as de granulação grossa como fina, têm textura e composição mineralógica comuns às rochas alcalinas de ocorrências vizinhas e mesmos de vários maciços sieníticos do mundo. A Tabela II propicia uma análise comparativa reunindo a composição mineralógica das variedades litológicas da Ilha de Vitória com a de ocorrências congêneres.

CAPÍTULO 6

GEOQUÍMICA

6.1. Generalidades

As análises químicas foram realizadas nos laboratórios da Geosol, Belo Horizonte, MG, para elementos principais e menores em 26 amostras de rochas coletadas por ocasião da terceira expedição à Ilha. A maioria dos elementos principais (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O , P_2O_5 e CO_2) foi analisada pelo método da absorção atômica, enquanto uns poucos outros (Cl, F e S) e mais os menores (Be, B, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Sn, Sb, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Yb, W, Au, Pb, Bi, ThO_8 , U_3O_8) vale-ram-se da fluorescência de raios X. A partir desses dados, procedeu-se ao cálculo das normas CIPW, parâmetros de Niggli e índices de diferenciação e de peralcalinidade.

De modo geral, as rochas do maciço da Ilha de Vitória são ricas em sódio e potássio, ambos os elementos com valores em torno de 6%. O conteúdo de sílica, em torno de 60%, é relativamente alto para as rochas alcalinas em geral. Como resultado, nem todas se mostram insaturadas, sendo algumas mesmo supersaturadas (Fig. 14). Das 26 amostras analisadas apenas 3 são peralcalinas (Tabelas IIIa,d). A Fig. 15 apresenta a projeção geral dessas rochas no diagrama MAF. Os pontos lançados convergem para uma pequena área, isto é, em termos de grau de cristalização fracionada as amostras possuem pequena variação mútua. Portanto, a sequência do fracionamento magmático não é clara. As Tabelas III e IV reúnem as análises dos elementos principais e menores para 11 amostras de álcali sienito, 4 de pulaskito, 4 de nefelina sienito, 3 de sodalita-nefelina fonolito, 2 de nefelina fonolito, 1 de álcali traquito, bostonito e álcali diabásio. As Tabelas V e VI contêm as normas CIPW e os parâmetros de Niggli para as mesmas amostras, calculadas a partir dos dados da Tabela III. A Tabela VII compara os dados dos elementos principais das litologias do maciço da Ilha de Vitória com os de outras ocorrên

Fig. 14 - Projeção das rochas de granulação grossa (A) e fina (B) da área investigada no diagrama reunindo quartzo - nefelina-forsterita normativos.

A

-65-

B

Fig. 15 - Projeção das rochas de granulação grossa (A) e fina (B) da área investigada no diagrama MAF. O FeO reflete a quantidade total de ferro recalculado como FeO. As curvas correspondem às seqüências fracionadas do corpo intrusivo de Skaergaard (1) (Wager, 1960), rochas toleíticas (2) e calcoalcalinas (3) do Japão (Miyashiro e Kushiro, 1975).

TABELA IIIa
Análises químicas (elementos principais, % em peso) de álcali sienitos

	6	26	31	37	78	80	81A	85	87	88	108	Média
SiO ₂	60,6	62,0	61,8	60,6	59,4	60,7	60,4	61,6	60,4	60,3	61,1	60,8
TiO ₂	0,70	0,84	0,75	0,71	0,70	0,61	0,88	0,66	0,80	0,71	0,78	0,74
Al ₂ O ₃	17,6	17,4	17,1	17,5	18,1	18,9	17,0	17,9	16,6	16,8	17,9	17,5
Fe ₂ O ₃	2,0	1,9	1,8	2,2	2,5	2,6	2,6	1,4	2,4	2,1	1,2	2,1
FeO	3,14	3,85	3,85	3,21	3,21	2,42	3,56	2,71	3,28	4,06	3,71	3,36
MnO	0,17	0,15	0,14	0,15	0,16	0,13	0,28	0,15	0,24	0,20	0,18	0,18
MgO	0,66	0,83	0,66	0,65	0,72	0,63	0,64	0,65	0,70	0,85	0,67	0,70
CaO	2,0	2,4	2,1	2,2	2,3	2,0	2,4	2,0	1,8	2,1	2,3	2,2
Na ₂ O	5,9	4,4	4,9	6,4	6,3	5,3	6,2	6,0	5,6	5,4	5,5	5,6
K ₂ O	6,9	5,8	6,3	6,0	6,1	6,3	5,6	6,3	7,4	6,3	6,0	6,3
H ₂ O	0,22	0,12	0,27	0,13	0,33	0,22	0,20	0,35	0,53	0,99	0,39	0,34
P ₂ O ₅	0,22	0,21	0,23	0,20	0,23	0,15	0,26	0,13	0,20	0,15	0,25	0,20
CO ₂	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,04	0,16	0,12	0,39	0,74	0,20	0,19
Cl	0,04	0,01	0,02	0,02	0,06	0,04	0,04	0,05	0,01	<0,01	0,03	0,03
F	0,04	0,04	0,05	0,03	0,07	0,06	0,09	0,04	0,04	0,06	0,07	0,05
S	0,02	0,02	0,02	0,01	0,04	<0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Total	100,29	100,05	100,07	100,09	100,30	100,10	100,32	100,08	100,41	100,78	100,30	100,31
(Q + Or + Ab + Na) _{norma}	85,51	77,99	81,72	85,66	85,35	82,22	83,94	86,46	77,11	77,93	81,81	82,35
FeO/(FeO + MgO) mol.	0,73	0,72	0,77	0,74	0,71	0,68	0,76	0,70	0,72	0,73	0,76	0,73
(Na + K)/(Na + K + Ca) mol.	0,83	0,76	0,80	0,81	0,80	0,81	0,79	0,82	0,84	0,80	0,79	0,80
(Na + K)/Al	0,98	0,78	0,87	0,97	0,94	0,94	0,90	0,93	1,03	0,93	0,87	0,92
(Na + K + Ca)/Al	1,18	1,03	1,09	1,20	1,17	1,01	1,21	1,14	1,23	1,16	1,10	1,14

TABELA IIIb

Análises químicas (elementos principais, % em peso) de pulaskitos

	4	43A	110	111	Média
SiO ₂	59,3	60,7	58,7	59,9	59,7
TiO ₂	0,74	0,71	0,70	0,63	0,70
Al ₂ O ₃	18,1	18,6	17,3	17,5	17,9
Fe ₂ O ₃	1,5	0,8	2,5	1,8	1,7
FeO	3,71	3,42	3,71	3,28	3,53
MnO	0,13	0,20	0,21	0,20	0,19
MgO	0,86	0,85	0,82	0,65	0,80
CaO	2,3	2,2	2,5	2,7	2,4
Na ₂ O	6,3	5,8	6,3	6,7	6,3
K ₂ O	6,0	6,3	6,3	5,8	6,1
H ₂ O	0,79	0,23	0,47	0,41	0,48
P ₂ O ₅	0,19	0,18	0,27	0,23	0,22
CO ₂	0,25	0,20	0,12	0,20	0,19
Cl	0,05	0,04	0,02	0,01	0,03
F	0,06	0,04	0,06	0,07	0,05
S	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02
Total	100,31	100,29	100,00	100,09	100,17
(Q + Or + Ab + Ne)norma	80,35	83,78	83,59	84,22	83,77
FeO/(FeO + MgO) mol.	0,71	0,69	0,72	0,74	0,71
(Na + K) / (Na + K + Ca) mol.	0,80	0,80	0,79	0,78	0,79
(Na + K) / Al mol.	0,93	0,88	0,99	0,99	0,95
(Na + K + Ca) / Al mol.	1,16	1,09	1,26	1,27	1,19

TABELA IIIc

Análises químicas (elementos principais, % em peso) de nefelina sienitos

	25	45	60C	64	Média
SiO ₂	60,5	60,5	60,8	59,9	60,4
TiO ₂	0,33	0,63	0,43	0,44	0,46
Al ₂ O ₃	18,9	19,0	19,1	18,7	18,9
Fe ₂ O ₃	1,5	1,2	0,7	0,95	1,1
FeO	2,71	3,56	3,42	3,28	3,20
MnO	0,10	0,10	0,10	0,11	0,10
MgO	0,42	0,73	0,55	0,63	0,58
CaO	1,3	2,1	1,6	1,9	1,7
Na ₂ O	6,8	5,0	6,1	6,7	6,2
K ₂ O	6,7	6,5	6,6	6,7	6,6
H ₂ O	0,72	0,32	0,50	0,55	0,52
P ₂ O ₅	0,11	0,14	0,11	0,14	0,13
CO ₂	0,08	0,16	0,16	0,20	0,15
Cl	0,08	0,03	0,21	0,07	0,09
F	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
S	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02
T	100,31	100,02	100,44	100,32	100,19
(Q + Or + Ab + Ne)norma	89,30	88,51	86,01	87,31	85,81
FeO/(FeO + MgO) mol.	0,78	0,73	0,77	0,74	0,76
(Na + K)/(Na + K + Ca) mol.	0,89	0,80	0,86	0,84	0,85
(Na + K)/Al mol.	0,97	0,80	0,90	0,98	0,92
(Na + K + Ca)/Al mol.	1,10	1,00	1,05	1,16	1,08

TABELA IIIId

Análises químicas (elementos principais, % em peso) de rochas de dique

	Álcali traquito				Nefelina fonolitos				Sodalita-nefelina fonolitos				Bostonito	Álcali diabásio
	48D	4B	74A						4A	44B	54A		81B	58
SiO ₂	60,5	59,5	60,1	59,8					58,2	58,1	59,7	58,7	65,5	44,3
TiO ₂	0,16	0,15	<0,10	<0,13					<0,10	0,21	0,33	0,18	<0,10	3,2
Al ₂ O ₃	19,1	18,1	18,8	18,7					19,7	19,5	18,1	19,1	19,1	15,5
Fe ₂ O ₃	2,3	2,6	3,3	3,0					3,2	2,2	1,5	2,3	0,14	4,0
FeO	3,4	2,85	1,85	2,35					2,00	3,56	4,28	3,28	0,42	6,78
MnO	0,16	0,19	0,21	0,20					0,14	0,15	0,23	0,17	<0,01	0,17
MgO	0,24	0,77	0,38	0,56					0,16	0,30	0,60	0,35	0,09	5,3
CaO	1,2	1,1	0,76	0,9					1,3	2,0	0,53	1,3	0,50	9,8
Na ₂ O	5,7	6,7	6,7	6,7					8,6	5,9	6,4	7,0	7,5	3,6
K ₂ O	6,0	6,2	5,2	5,6					5,5	6,9	6,9	6,4	6,5	3,4
H ₂ O	1,07	2,00	2,48	2,24					1,12	1,03	1,41	1,19	0,45	2,91
P ₂ O ₅	0,07	<0,05	0,06	<0,06					<0,05	0,05	0,07	0,05	<0,05	0,78
CO ₂	0,20	0,20	0,20	0,20					0,03	0,20	0,41	0,21	0,16	0,49
Cl	0,30	0,03	0,02	0,02					0,02	0,02	0,02	0,09	0,02	0,01
F	0,08	0,03	0,09	0,06					0,07	0,04	0,04	0,05	0,01	0,07
S	0,02	0,01	0,02	0,02					0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	0,15
Total	100,50	100,43	100,17	100,35					100,07	100,19	99,54	100,33	100,40	100,46
(Q + Or + Ab + Ne)norma	77,51	87,34	87,28	87,31					88,62	82,93	89,11	86,66	88,44	40,99
FeO/(FeO + MgO)	mol. 0,89	0,68	0,73	0,70					0,87	0,87	0,80	0,85	0,59	0,42
(Na + K)/(Na + K + Ca)	mol. 0,88	0,90	0,92	0,91					0,89	0,83	0,90	0,87	0,71	0,35
(Na + K)/Al	mol. 0,83	0,98	0,89	0,91					1,02	0,98	0,99	0,96	1,01	0,62
(Na + K + Ca)/Al	mol. 0,95	1,09	0,96	0,98					1,14	1,07	1,04	1,08	1,06	1,15

TABELA IVa

Análises químicas (elementos menores, em ppm) de álcali sienitos

[illegible]

TABELA IVb

Análises químicas (elementos menores, em ppm) de pulaskitos

	4	43A	110	111	Média
Be	<2	<2	<2	<2	<2
B	<10	<10	<10	<10	<10
Sc	<5	<5	<5	<5	<5
V	36	15	70	<5	30
Cr	<5	<5	<5	<5	<5
Co	<5	<5	<5	<5	<5
Ni	16	<5	14	<5	8
Cu	<5	<5	<5	<5	<5
Zn	<200	<200	<200	<200	<200
Ga	30	33	31	30	31
Rb	97	103	98	100	100
Sr	250	406	320	456	358
Y	30	24	50	52	34
Zr	365	246	290	350	313
Nb	88	70	86	160	101
Mo	<5	<5	8	9	<7
Ag	<1	<1	<1	<1	<1
Sn	<5	<5	<5	166	42
Sb	<200	<200	<200	<200	<200
Ba	1500	2400	2540	2700	2290
La	60	70	92	100	80
Ce	<150	<150	<150	<150	<150
Pr	<200	<200	<200	<200	<200
Nd	<200	<200	<200	<200	<200
Sm	<500	<500	<500	<500	<500
Eu	<50	<50	<50	<50	<50
Gd	<100	<100	<100	<100	<100
Dy	<50	<50	<50	<50	<50
Yb	1	1	3	2	2
W	<300	<300	<300	<300	<300
Au	<20	<20	<20	<20	<20
Pb	<10	<10	<10	<10	<10
Bi	<10	<10	<10	<10	<10
ThO ₂	<30	<30	<30	<30	<30
U ₃ O ₈	<30	<30	<30	<30	<30

TABELA IVc

Análises químicas (elementos menores, em ppm) de nefelina sienitos

	25	45	60C	64	Média
Be	<2	<2	<2	<2	<2
B	<10	<10	<10	<10	<10
Sc	<5	<5	<5	<5	<5
V	<5	22	66	70	40
Cr	<5	<5	<5	<5	<5
Co	<5	<5	<5	<5	<5
Ni	<5	<5	<5	9	<6
Cu	<5	<5	<5	<5	<5
Zn	<200	<200	<200	<200	<200
Ga	30	30	34	30	31
Rb	136	97	143	138	129
Sr	214	360	240	300	279
Y	19	31	29	25	26
Zr	250	290	560	344	360
Nb	<5	84	98	156	85
Mo	<5	<5	<5	<5	<5
Ag	<1	<1	<1	<1	<1
Sn	<5	<5	<5	<5	<5
Sb	<200	<200	<200	<200	<200
Ba	1280	2700	1160	1720	1720
La	60	100	92	92	86
Ce	<150	<150	<150	<150	<150
Pr	<200	<200	<200	<200	<200
Nd	<200	<200	<200	<200	<200
Sm	<500	<500	<500	<500	<500
Eu	<50	<50	<50	<50	<50
Gd	<100	<100	<100	<100	<100
Dy	<50	<50	<50	<50	<50
Yb	<1	2	2	<1	1
W	<300	<300	<300	<300	<300
Au	<20	<20	<20	<20	<20
Pb	<10	<10	<10	<10	<10
Bi	<10	<10	<10	<10	<10
ThO ₂	<30	<30	<30	<30	<30
U ₃ O ₈	<30	<30	<30	<30	<30

TABELA Va

Normas CIPW de álcali sienitos

	6	26	31	37	78	80	81A	85	87	88	108	Média
Quartzo		6,54	3,16			0,39						
Ortoclássio	40,79	34,28	37,24	35,46	36,06	37,24	33,11	37,42	42,36	32,23	35,47	37,24
Albita	40,08	37,17	41,32	45,70	42,09	44,56	49,22	47,42	26,40	45,70	46,34	46,64
Anortita	1,33	10,58	6,20	1,28	3,38	9,33	2,20	3,51		3,01	6,66	4,16
Nefelina	4,64			4,50	5,85		1,61	1,62	8,35			0,29
Coríndon		0,08				0,08						
Diopsídio	2,14		0,64	2,44	2,33		2,10	1,51	1,24	0,44	0,83	1,36
Hedembergita	3,67		1,46	4,16	3,12	1,57	3,43	2,49	3,16	0,88	2,10	2,38
Enstatita		2,09	1,35			1,53				0,15	0,82	
Ferrossilita		4,35	3,57							3,47	2,37	
Forsterita	0,46			0,34	0,55		0,45	0,63	0,79	0,29	0,33	0,79
Faialita	1,00			0,74	0,97		1,06	1,28	2,53	0,73	1,06	1,74
Acmita									6,72			
Metassilicato de Sódio									5,34			
Ilmenita	1,33	1,60	1,60	1,35	1,33	1,16	1,67	1,25	1,47	1,35	1,48	1,41
Magnetita	2,90	2,75	2,75	3,19	3,62	3,77	3,77	2,03		3,04	0,74	3,04
Calcita	0,19	0,19	0,19	0,18	0,19	0,10	0,38	0,28	0,88	1,70	0,05	0,44
Apatita	0,53	0,51	0,55	0,47	0,56	0,37	0,63	0,31	0,46	0,35	0,16	0,48
Pirita	0,04	0,04	0,04	0,02	0,07		0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Fluorita	0,04	0,05	0,06	0,03	0,11	0,10	0,14	0,06	0,05	0,10	0,10	0,07
Halita	0,07	0,02	0,03	0,03	0,10	0,07	0,07	0,08	0,02		0,05	0,05
Zircão	0,01	0,01	0,06	0,07	0,09	0,04	0,06	0,01	0,04	0,07	0,03	0,04
Total	100,23	100,23	100,22	100,07	100,31	100,31	100,41	99,81	99,84	99,90	100,07	100,16

TABELA Vb
Normas CIPW de pulaskitos

	25	45	60C	64	Média
Ortoclássio	39,06	38,42	39,01	39,60	39,01
Albita	41,12	42,09	43,47	37,68	41,76
Anortita	1,60	9,11	6,14	1,46	4,61
Nefelina	8,58		3,63	10,03	5,44
Coríndon		0,50			
Diopsídio	0,87	1,38	0,05	0,47	0,54
Hedembergita	4,24	3,55	0,16	3,82	1,42
Forsterita	0,46	0,31	0,94	0,63	0,84
Faialita	1,60	0,86	3,65	2,08	2,79
Ilmenita	0,63	1,20	0,82	0,84	0,87
Magnetita	2,17	1,74	1,01	1,83	1,59
Calcita	0,19	0,38	0,38	0,47	0,36
Apatita	0,27	0,34	0,26	0,34	0,32
Pirita	0,04	0,02	0,04	0,02	0,04
Fluorita	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06
Halita	0,13	0,05	0,36	0,12	0,15
Zircão	0,04	0,06	0,12	0,07	0,07
Total	99,79	100,08	100,00	100,05	99,94

TABELA Vc
Normas CIPW das nefelina sienitos

	4	43A	110	111	Média
Ortoclásio	35,47	37,24	37,24	34,28	36,05
Albita	42,21	42,89	38,29	42,03	41,94
Anortita	3,62	6,38	0,40	0,59	2,82
Nefelina	5,82	2,65	8,06	7,91	5,93
Diopsídio	1,54	0,79	3,16	2,93	2,12
Hedembergita	2,83	1,55	5,31	6,05	3,92
Forsterita	2,35	1,23	0,42	0,20	0,72
Faialita	2,35	3,07	0,90	1,69	1,69
Ilmenita	1,41	1,35	1,33	1,20	1,33
Magnetita	2,17	1,16	3,62	2,61	2,46
Calcita	0,58	0,48	0,28	0,47	0,45
Apatita	0,46	0,44	0,66	0,56	0,53
Pirita	0,06	0,04	0,04	0,02	0,04
Fluorita	0,09	0,05	0,06	0,11	0,02
Halita	0,08	0,07	0,03	0,02	0,10
Zircão	0,07	0,06	0,06	0,07	0,06
Total	99,77	100,44	99,89	99,58	100,18

TABELA Vd
Normas CIPW de rochas de dique

	Alcali traquito	Nefelina fonolitos			Sodalita-nefelina fonolitos				Bostonito	Alcali diabásio
	48D	4B	74A	Média	4A	44B	54A	Média	81B	58
Quartzo	1,97									
Ortoclásio	35,49	36,63	30,75	33,08	32,50	40,80	40,81	37,80	36,63	20,11
Albita	40,05	43,91	56,53	50,83	38,87	34,82	41,50	30,40	43,10	9,85
Anortita	3,72	1,12	1,60	2,79		7,22		2,42		16,15
Nefelina		6,80		3,09	17,25	7,31	6,80	10,46	8,71	11,14
Coríndon	2,30		1,60	0,62			0,13			
Diopsídio		0,99			0,86	0,12		0,33	0,30	15,87
Hedembergita		1,43			3,21	0,67		1,29	0,87	4,00
Enstatita	0,60		0,22							
Ferrossilita	4,34		0,25							
Forsterita		1,02	0,51	0,98		0,48	1,05	0,51	0,05	4,12
Faialita		1,85	0,62	1,65		3,27	4,99	1,57	0,20	1,31
Acmita					1,69				0,39	
Metassilicato de cálcio									9,27	
Ilmenita	0,30	0,28		0,04		0,40	0,63	0,34		6,08
Magnetita	3,43	3,77	4,28	4,34	3,80	3,19	2,18	1,79		5,80
Calcita	0,46	0,46	0,46	0,46	3,80	0,46	0,72	1,66		1,12
Apatita	0,16		0,14			0,12	0,17	0,10	0,35	1,83
Cromita									0,02	0,09
Pirita	0,04	0,04		0,04		0,06	0,04	0,03	0,02	0,28
Fluorita	0,15	0,06	0,18	0,12		0,07	0,07	0,05	0,02	
Halita	0,49	0,05	0,03	0,03		0,36	0,03	0,13	0,03	0,02
Zircão	0,07	0,16	0,21	0,19		0,07	0,12	0,06	0,13	0,06
Total	99,49	98,56	97,86	98,27	98,18	99,43	99,23	96,93	100,05	97,87

TABELA VIa
Parâmetros de Niggli de álcali sienitos

	6	26	31	37	78	80	81A	85	87	88	108	Média
Si	216,8	230,3	229,5	215,2	204,7	219,7	212,8	228,4	218,9	216,6	222,5	219,0
Al	37,1	38,1	37,4	36,6	36,8	40,3	35,3	39,1	35,0	35,6	38,4	37,1
Fm	18,8	22,3	21,4	19,3	19,9	18,2	21,6	16,4	21,0	23,0	18,8	20,1
C	7,9	10,0	8,6	8,5	8,9	8,4	9,4	8,1	7,2	8,2	9,5	8,7
Alk	36,2	29,5	32,6	35,6	34,5	33,1	33,7	36,5	36,8	33,2	33,4	34,0
K	0,43	0,46	0,46	0,38	0,39	0,44	0,37	0,41	0,47	0,43	0,42	0,43
Mg	0,19	0,21	0,17	0,18	0,19	0,19	0,16	0,22	0,18	0,20	0,19	0,19
W	0,36	0,31	0,31	0,38	0,41	0,49	0,40	0,32	0,40	0,32	0,23	0,31
Ti	1,86	2,35	2,35	1,90	1,81	1,66	2,33	1,84	2,18	1,92	2,14	2,00
P	0,33	0,33	0,36	0,30	0,34	0,23	0,39	0,20	0,31	0,23	0,29	0,30
H	2,62	1,49	3,34	1,54	3,79	2,66	2,35	4,33	6,41	11,86	4,74	4,08
O	0,29	0,24	0,25	0,30	0,33	0,39	0,32	0,24	0,31	0,25	0,17	0,28
Si*	245	218	230	242	238	233	230	246	242	233	233	236
Qz	-28	12	-1	-27	-33	-13	-22	-17	-23	-16	-11	-17
Total	465	448	448	469	483	460	473	449	459	463	457	462

TABELA VIb
Parâmetros de Niggli de pulaskitos

	4	43A	110	111	Média
Si	206,1	216,8	198,9	206,4	207,1
Al	37,1	39,1	34,5	35,8	36,6
Fm	19,5	17,5	21,6	18,2	19,6
C	8,9	8,9	9,5	10,6	9,4
Alk	34,5	34,4	34,3	35,4	34,7
K	0,39	0,42	0,40	0,36	0,39
Mg	0,23	0,26	0,19	0,19	0,21
W	0,27	0,17	0,38	0,33	0,30
Ti	1,39	1,91	1,78	1,65	1,83
P	0,28	0,27	0,39	0,34	0,32
H	9,16	2,74	5,31	4,75	5,55
O	0,20	0,12	0,20	0,26	0,23
Si*	238	238	237	242	239
Qz	-32	-21	-28	-25	-32
Total	479	446	491	479	480

TABELA VIc
Parâmetros de Niggli de nefelina sienitos

	25	45	60C	64	Média
Si	219,4	218,9	222,7	210,8	217,9
Al	40,4	40,5	41,2	38,8	40,2
Fm	14,9	18,3	15,2	15,8	16,1
C	5,3	8,7	6,5	7,5	6,9
Alk	39,4	32,5	37,1	37,9	36,9
K	0,39	0,46	0,42	0,40	0,40
Mg	0,15	0,22	0,20	0,21	0,19
W	0,33	0,23	0,16	0,21	0,24
Ti	0,90	1,71	1,18	1,16	1,25
P	0,17	0,21	0,17	0,21	0,20
H	8,71	3,86	6,11	6,46	6,26
O	0,27	0,18	0,13	0,16	0,19
Si*	258	236	248	252	247
Qz	-38	-11	-26	-41	-30
Total	459	460	454	473	461

TABELA VI
Parâmetros de Niggli de rochas de dique

	Alcali traquito	Nefelina fonolitos			Sodalita-nefelina-fonolitos				Bostonito	Alcali diabásio
	48D	48	74A	Média	4A	44B	54A	Média	81B	58
Si	224,4	212,9	226,8	219,2	198,7	200,6	216,0	205,1	275,2	105,1
Al	41,7	38,2	41,8	40,4	39,6	39,7	38,6	39,3	47,3	21,7
Fe	18,8	20,2	18,0	19,1	15,1	18,1	21,0	18,0	2,5	39,7
C	4,8	4,2	3,1	3,6	4,8	7,4	2,1	4,8	2,3	25,7
Alk	34,7	37,4	37,0	36,9	40,4	34,9	38,4	39,1	48,0	13,4
K	0,41	0,38	0,34	0,35	0,30	0,43	0,41	0,38	0,36	0,38
Mg	0,07	0,20	0,12	0,16	0,05	0,09	0,15	0,10	0,23	0,47
W	0,38	0,45	0,62	0,53	0,59	0,36	0,24	0,40	0,23	0,35
Ti	0,45	0,40	0,00	0,06	0,00	0,75	0,90	0,48	0,00	5,71
P	0,11	0,00	0,10	0,00	0,00	0,07	0,11	0,06	0,00	0,78
H	13,28	23,87	31,22	27,38	12,75	11,86	17,10	13,90	6,31	22,03
O	0,34	0,35	0,52	0,43	0,54	0,32	0,19	0,35	0,18	0,18
Si*	239	250	248	248	259	240	253	251	290	155
Qz	-14	-37	-21	-28	-61	-39	-37	-46	-15	-49
Total	449	465	441	454	487	482	460	476	396	701

TABELA VII

Comparação da composição química (elementos principais) das rochas alcalinas da Ilha de Vitória com a de outras ocorrências: álcali sienitos (A), pulaskitos (B), nefelina sienitos (C) e rochas de dique (D, E, F)

A	Ilha de Vitória presente trabalho 11 álcali sienitos	Tunas (Fuck, 1972) 3 sienitos alcalinos	Mundo (Johannsen, 1931) 6 kalisienitos
SiO ₂	60,8	58,46	60,01
TiO ₂	0,74	0,28	0,53
Al ₂ O ₃	17,5	16,56	17,01
Fe ₂ O ₃	2,1	5,69	1,91
FeO	3,36	2,59	2,20
MnO	0,18	<0,01	0,09
MgO	0,70	0,62	0,79
CaO	2,2	2,62	3,37
Na ₂ O	5,6	6,23	5,24
K ₂ O	6,3	5,44	6,72
H ₂ O	0,34	0,21	0,77
P ₂ O ₅	0,20	0,23	0,23
CO ₂	0,08	0,04	1,19
Total	100,10	99,97	100,06

B	Ilha de Vitória presente trabalho 4 pulaskitos	Ilha de São Sebastião (Freitas, 1947) 2 pulaskitos	Tunas (Fuck, 1972) 4 pulaskitos	Mundo (Johannsen, 1931) 2 pulaskitos
SiO ₂	59,7	58,4	60,81	60,12
TiO ₂	0,70	0,53	0,48	0,07
Al ₂ O ₃	17,9	20,2	18,17	20,58
Fe ₂ O ₃	1,7	0,95	3,81	2,88
FeO	3,53	2,94	2,67	1,32
MnO	0,19	0,06	6,23	<0,01
MgO	0,80	1,25	0,83	0,92
CaO	2,4	2,49	1,46	0,92
Na ₂ O	6,3	5,75	6,83	2,31
K ₂ O	6,1	5,20	0,48	6,13
H ₂ O	0,48	1,3	0,37	5,78
P ₂ O ₅	0,22	0,8	0,02	0,46
CO ₂	0,19			0,11
Total	100,21	99,87	102,16	100,68

C	Ilha de Vitória presente trabalho 4 nefelina sienitos	Ilha de São Sebastião (Freitas, 1947) 1 nefelina sienito	Tunas (Fuck, 1972) 1 foiaito	Mundo (Johannsen, 1931) 34 nefelina sienitos
SiO₂	60,4	56,39	60,48	54,63
TiO₂	0,46	0,82	0,15	0,86
Al₂O₃	18,9	19,46	17,86	19,89
Fe₂O₃	1,1	1,45	3,77	3,37
FeO	3,20	4,20	2,26	2,20
MnO	0,10	0,19	0,32	0,35
MgO	0,58	1,00	0,87	0,87
CaO	1,7	1,93	0,10	2,51
Na₂O	6,2	6,20	8,90	8,26
K₂O	6,6	5,44	4,05	5,46
H₂O	0,52	1,47	1,28	1,35
P₂O₅	0,13	0,95		0,25
CO₂	0,15			
Total	100,04	99,50	100,04	100,00

D	Ilha de Vitória presente trabalho 1 álcali traquito	Ilha de Vitória presente trabalho 2 álcali traquitos com nefelina	Mundo (Johannsen, 1931) 6 kalitraquitos
SiO₂	60,5	59,8	62,37
TiO₂	0,16	<0,13	0,97
Al₂O₃	19,1	18,7	16,61
Fe₂O₃	2,3	3,0	2,91
FeO	3,4	2,35	2,52
MnO	0,16	0,20	0,07
MgO	0,24	0,56	0,52
CaO	1,2	0,9	1,45
Na₂O	5,7	6,7	6,11
K₂O	6,0	5,6	5,14
H₂O	1,07	2,24	1,21
P₂O₅	0,07	<0,06	0,17
CO₂	0,20	0,20	
Total	100,10	100,25	100,00

E	Ilha de Vitória presente trabalho 2 nefelina fonolitos	Ilha de Vitória presente trabalho 3 sodalita nefelina fonolitos	Ilha de Monte de Trigo (Coutinho e Melcher, 1973) 1 micro foiaito	Mundo (Johannsen, 1931) 25 fonolitos
SiO ₂	59,8	58,7	58,12	57,45
TiO ₂	<0,13	0,18	0,42	0,41
Al ₂ O ₃	18,7	19,1	19,00	20,60
Fe ₂ O ₃	3,0	2,3	2,52	2,35
FeO	2,35	3,28	2,86	1,03
MnO	0,20	0,17	0,26	0,13
MgO	0,56	0,35	0,48	0,30
CaO	0,94	1,3	1,81	1,50
Na ₂ O	6,7	7,0	5,98	8,84
K ₂ O	5,6	6,4	5,05	5,23
H ₂ O	2,24	1,19	2,34	2,04
P ₂ O ₅	<0,06	0,05		0,12
CO ₂	0,02	0,21		
Total	100,25	99,38	98,84	100,00

F	Ilha de Vitória presente trabalho 1 bostonito	Mundo (Johannsen, 1931) 5 bostonitos
SiO ₂	65,5	61,32
TiO ₂	<0,10	0,89
Al ₂ O ₃	19,1	18,23
Fe ₂ O ₃	0,14	3,84
FeO	0,42	1,60
MnO	<0,01	0,01
MgO	0,09	0,46
CaO	0,50	1,45
Na ₂ O	7,5	5,75
K₂O	6,5	4,94
H ₂ O	0,45	1,31
P ₂ O ₅	<0,05	
CO ₂	0,16	
Total	100,36	100,00

cias congêneres. As Figs. 16 e 17 mostram os diagramas de variação dos elementos principais (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O , P_2O_5 , CO_2 , Cl , F e S) e menores (V , Ni , Ga , Rb , Sr , Y , Zr , Nb , Ba e La) para as variedades de granulação grossa e fina. Os demais elementos menores analisados estão presentes em concentração muito baixa, sendo, portanto, de pouca utilidade para fins interpretativos. Nas muitas bibliografias sobre a petroquímica de rochas ígneas, o conteúdo de sílica é colocado no eixo horizontal e tomado como índice de fracionamento magmático (diagrama de Harker). Contudo, no caso particular das alcalinas, o seu aumento nem sempre indica um avanço do processo de fracionamento, razão pela qual empregam-se outros parâmetros, como, por exemplo, $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$, $\text{Na}+\text{K}/\text{Na}+\text{K}+\text{Ca}$, etc. O primeiro é baseado no comportamento da cristalização de minerais coloridos, sendo mais apropriado para rochas de natureza básica, enquanto o segundo reflete a natureza dos feldspatos; este entretanto não é muito recomendável para as variedades onde esses minerais contêm pouco cálcio. Por essas razões, utiliza-se aqui o índice de fracionamento de Thornton e Tuttle (1960), ou seja, o total das porcentagens dos minerais principais incolores normativos à exceção da anortita.

6.2. Rochas plutônicas

O índice de fracionamento das rochas plutônicas varia de 77,11 a 89,30, ocupando faixa relativamente estreita (Tabelas IIIa-c). Disto decorre que os dados projetados nos diagramas de variação (Figs. 16 e 17) não mostram tendências muito conspícuas. Contudo, é ainda perfeitamente visível a diminuição do conteúdo de TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO e CaO e o aumento de Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , Cl e Rb com a elevação daquele parâmetro. Estas variações poderiam ser devidas ao fracionamento magmático, conquanto a endofenitização da crosta continental também seja capaz de provocá-las (Rodrigues, 1974). Nas curvas relativas a TiO_2 , MgO , CaO e P_2O_5 (Fig. 16A) e Rb (Fig. 17A), nota-se claramente uma pequena inflexão em torno do valor 85. Acima dele, as tendências são mais evidentes, tornando-se no entanto mais difu-

A

Fig. 16 - Diagramas de variação dos elementos principais para as rochas de granulação grossa (A) e fina (B).

B

- 68 -

Fig. 16 - Continuação

Fig. 17 - Diagramas de variação dos elementos menores para as rochas de granulação grossa (A) e fina (B).

Fig. 17 Continuação

sas na parte inferior. Além disso, as rochas correspondentes à porção superior são nefelina sienitos, predominando álcali sienitos na segunda. Isto poderia significar que os dois tipos petrográficos tenham sido diferenciados por mecanismos diferentes.

Os álcali sienitos têm como características principais a abundância de silício e alumínio relativamente a cálcio, sódio e potássio (Tabela IIIa). A quantidade média de nefelina normativa é de apenas 0,29% (Tabela Va), bem menor que a das outras variedades plutônicas. Além disso, três das onze amostras analisadas possuem quartzo normativo. Por outro lado, a riqueza em alumínio acha-se bem evidenciada pela presença de coríndon normativo em duas delas. Quartzo e coríndon, indicadores de rochas supersaturadas e peraluminosas, não podem coexistir, respectivamente, com nefelina e acmita normativas. Esses minerais ocorrem normalmente em rochas sedimentares pelíticas ou metamórficas de origem pelítica, estando ausentes das rochas alcalinas típicas. Logo, os álcali sienitos acima mencionados não podem ter-se formado por simples cristalização fracionada de magmas alcalinos, com outros processos possivelmente contribuindo para a sua gênese. Assim, por exemplo, efeitos de assimilação foram aparentemente reconhecidos durante os trabalhos de campo, servindo a Fig. 18 para reforçar essa hipótese. Quando magmas alcalinos assimilam rochas crustais de natureza pelítica tem lugar um aumento de silício e de alumínio em relação a sódio e potássio. No gráfico acima, as rochas que sofreram assimilação ocupam a porção esquerda, superior, do magma original. As que se derivaram deste mesmo material por diferentes graus de assimilação formam uma sequência indo da direita, parte inferior, para a esquerda, parte superior, com as rochas próximas ao magma original ocupando as áreas pontilhadas (Figs. 18A,B). Ao contrário, a cristalização fracionada de magmas alcalinos leva a um aumento da nefelina normativa formando uma sequência linear de cima para baixo. Na Fig. 18, os álcali sienitos, pulaskitos e nefelina sienitos formam três sequências distintas de assimilação. Um dos possíveis magmas originais comuns (círculo pontilhado) possui cerca de 10% de nefelina e um pouco de acmita normativa. A distribuição da nefelina e quartzo normativos das amostras coletadas indi

Fig. 18 - Projeção das rochas de granulação grossa e fina nos diagramas de $(Na+K)/Al$ moleculares (A, B) e $(Na+K+Ca)/Al$ moleculares (C, D) em função dos valores normativos de quartzo-nefelina. Os círculos de linha pontilhada representam possíveis composições do magma original do maciço.

ca a estrutura zonada do corpo principal sienítico, favorecendo também a hipótese de assimilação (Fig. 19). Por outro lado, todos os pulaskitos e nefelina sienitos mostram-se insaturados, respectivamente, com 5,44% (Tabela Vb) e 5,93% (Tabela Vc) de nefelina normativa; sem exceção, não são peraluminosos. Essas características químicas são comumente encontradas em rochas de outras alcalinas intrusivas.

Em termos de elementos menores, o conteúdo de bário é proeminente, em média, de 1180, 2290 e 1720 ppm nos álcali sienitos, pulaskitos e nefelina sienitos, respectivamente (Tabelas IVa-c). Por sua vez, as rochas de diques contêm apenas 240 ppm em média (Tabela IVd). Ga, Rb, Sr, Y, Ba e La apresentam tendências de variação nos diagramas, enquanto os demais elementos acham-se dispersos (Fig. 17).

Em resumo, a variação química entre as rochas plutônicas não é muito grande. Juntamente com os dados de campo, isso parece sugerir que as três variedades acima representam variações internas do mesmo corpo intrusivo. Essas, realçadas pelo comportamento do quartzo e nefelina normativos, guardam relação íntima com os locais de amostragem; na parte central do corpo sienítico principal, as amostras são insaturadas em sílica, passando gradativamente a supersaturadas em direção à periferia (Fig. 19). O comportamento do alumínio e álcalis e a configuração citada indicam a presença de alto grau de endofenitização nos álcali sienitos situados na borda do corpo; já os nefelina sienitos que ocupam o núcleo mantêm-se inalterados em relação ao estado original. Isto é, as três petrografias foram diferenciadas principalmente por endofenitização, com os efeitos da cristalização fracionada aparecendo subordinadamente em indivíduos de cada amostra de nefelina sienito.

6.3. Rochas de dique

As rochas de dique possuem maior variação na composição química quando comparadas às plutônicas. O índice de fra

Fig. 19 - Distribuição de quartzo e nefelina normativos no corpo principal da Ilha de Vitória.

cionamento magmático varia de 40,99 e 89,11 (Tabela IIId), contudo, eliminando-se a amostra de álcali diabásio esse intervalo se torna bem menor, de 77,51 a 89,11, ou seja, quase o mesmo das variedades plutônicas. O diagrama MAF demonstra que o álcali diabásio é pouco fracionado em relação às demais rochas de dique, afastando-se do grupo principal (Fig. 15B). O diagrama mostra também que o grau de fracionamento do bostonito é alto apesar do seu índice não ser dos mais destacados. Nos diagramas de variação os pontos projetados não exibem tendências definidas, sobretudo para os elementos menores (Figs. 16B e 17B).

A maioria das rochas analisadas se revela insaturada, sendo duas delas portadoras de mais de 10% de nefelina normativa (Tabela Vd). Uma única amostra, o álcali traquito (am. 48D), possui quartzo normativo. Além disso, ela tem coríndon, sendo portanto peraluminosa, com um valor baixo para o índice de peralcalinidade, 0,85 (Tabela IIId). Estas características sugerirem intensa endofenitização de material de origem pelítica. A abundância de fragmentos observada na lâmina delgada aponta para essa hipótese. A am. 74A, um dos nefelina fonolitos investigados, reúne feições similares às do álcali traquito: coríndon normativo, baixa peralcalinidade (0,89) e ausência de nefelina normativa, conquanto o mineral esteja presente na moda. A sua ocorrência parece estar ligada à própria heterogeneidade da rocha. A am. 54A, um sodalita-nefelina fonolito, contém também coríndon normativo.

Por outro lado, os sodalita-nefelina fonolitos possuem grande quantidade de nefelina normativa, em média 10,46% moleculares (Tabela Vd). A am. 4A apresenta 17,25% moleculares de nefelina normativa, além de acmita. A am. 4B, um nefelina fonolito, exibe as mesmas características petroquímicas dos sodalita-nefelina fonolitos. O teor alto de nefelina normativa dessas últimas rochas parece indicar ausência ou, pelo menos, ação incipiente da endofenitização. Assim, elas poderiam representar o quimismo do magma praticamente original do maciço ou das rochas dele derivadas através de cristalização fracionada sem interferência de materiais externos.

O bostonito (am. 81B) destaca-se pela abundância de silício, alumínio, sódio e potássio, e baixo teor de ferro, magnésio e manganês (Tabela IIId), ou seja, feições comuns às rochas aplíticas. Apesar da abundância absoluta de sílica, essa rocha possui 8,71%, 0,39% e 9,27% de nefelina, acmita e metassilicato de sódio normativos, respectivamente (Tabela Vd). Estas fases caracterizam a natureza alcalina do material, sendo, dessa forma, a amostra vista como representativa do produto final da cristalização fracionada do magma alcalino. A intrusão dos bostonitos foi provavelmente a última atividade ortomagmática da área, sendo o seu autometamorfismo atribuído às atividades sucessivas de gás e líquidos hidrotermais.

A am. 58, um álcali diabásio, possui composição química muito particular, o mesmo sucedendo quanto à mineralogia e textura. Assim, os conteúdos de silício, alumínio, sódio e potássio são baixos, ao contrário dos de titânio, ferro, magnésio, manganês, cálcio e fósforo, elevados em relação às demais litologias (Tabela IIId); disso resulta, ser ela rica em titano-augita, anfibólio e minerais opacos (Tabela Ij). Adicionalmente, os teores dos elementos de metais pesados (vanádio, crômio, cobalto, níquel) são altos (Tabela IVd). Como reflexo desse quimismo, o índice de fracionamento magmático mostra-se bem inferior ao das outras amostras e a peralcalinidade é muito baixa não obstante a ausência de coríndon normativo (Tabela IIId). Isto devido ao alto teor de cálcio em relação ao alumínio $Ca/Al_{mol} = 0,43$, $Na+K+Ca/Al_{mol} = 1,15$, apesar do valor da relação $Na+K/Al_{mol}$ ser de apenas 0,62. Como o plagioclásio não se acha presente nessa rocha (Tabela Ij), a concentração elevada em cálcio decorre da maior abundância em clinopiroxênio e anfibólio. Com base nessas observações, considera-se que houve adição de grande quantidade de clinopiroxênio e anfibólio ao magma original, com estes minerais, provavelmente por força de precipitação gravitacional, se concentrando no fundo da câmara magmática. A textura acumulativa observada em lâmina delgada reforça essa hipótese. Além disso, o conteúdo de metais pesados poderia ser também explicado pela concentração de minerais coloridos e opacos como resultado do processo acima.

Os minerais precipitados, ricos em magnésio e ferro, seriam capazes de abaixar os índices do fracionamento a valores inferiores ao do magma original.

CAPÍTULO 7

ANÁLISES DIFRATOMÉTRICAS

7.1. Generalidades

Foram realizadas análise difratométricas de feldspatos alcalinos de amostras de nefelina sienito (2), de pulaskito, (3) e de álcali sienito (5). O método utilizado foi o do pó e o aparelho empregado um difratômetro Rigaku Geigerflex. Aplicou-se um filtro de cobre e como padrão recorreu-se ao silício. A partir dos difratogramas obtidos procedeu-se ao cálculo dos parâmetros cristalográficos da cela unitária ($a, b, c, \alpha, \beta, \gamma$) e discutiu-se o estado de ordem e desordem do Al na posição tetraédrica. Os concentrados de feldspato foram obtidos com o auxílio do separador eletromagnético e líquidos pesados e, por fim, seleção manual.

A Fig. 20 apresenta um exemplo dos difratogramas coligidos (am. 6). Os outros são muito semelhantes, pelo menos no sentido qualitativo. O gráfico mostra a presença de duas fases, feldspato sódico e potássico, no mesmo cristal. Esse difratograma híbrido é comumente encontrado em feldspatos alcalinos devido à textura pertítica. Além disso, pode-se ter por vezes difratogramas híbridos de três fases: ortoclásio, microclínio e albita (Smith, 1974; Ulbrich, 1983). No caso particular dos feldspatos alcalinos da Ilha de Vitória, as reflexões da fase sódica são bem mais intensas que as da fase potássica. Contudo, face a problemas de interferência não é possível detectar-se todas as três fases, mesmo se existentes. O fato resulta da composição química total desses feldspatos, da ordem de $K_{40} Na_{60}$, conforme as análises de microsonda eletrônica.

A alta interferência dificulta a leitura dos ângulos 2θ nos difratogramas e, como consequência, tem-se um aumento do erro analítico, sobretudo nas reflexões da fase potássica. Por exemplo, na Fig. 20, aparecem três picos entre $29,5^\circ$ a $31,5^\circ$ de 2θ Cu. Numa rápida observação, eles podem ser interpretados

Fig. 20 - Típico difratograma de raios X (filtro de cobre) de feldspatos alcalinos das rochas sieníticas da Ilha de Vitória (am. 6). Na, picos de hospedeiro sódico, K, picos de lamela potássica; Si, picos do padrão de silício.

como sendo as reflexões (131), ($\bar{1}\bar{3}1$) e (220) de feldspato potássico, em ordem de baixo e alto grau de 2θ Cu, conforme Steiger e Hart (1967), Wright (1967), etc. Portanto, o feldspato seria microclínio de triclinicidade em torno de 0,6, se adotado o método de Goldsmith e Laves (1954). Entretanto, se assim fosse a depressão entre os picos "(131)" e "($\bar{1}\bar{3}1$)" deveria situar-se em torno de $29,8^\circ$, porém, no gráfico ela se encontra em aproximadamente $31,2^\circ$. Logo, o pico do meio não corresponde à reflexão ($\bar{1}\bar{3}1$) do microclínio. Considerando-se que o pico da reflexão ($\bar{1}\bar{3}1$) está superposto ao da (131), esse feldspato não é microclínio, mas sim ortoclásio. À vista da grande interferência provocada pelas reflexões da fase sódica, o pico do meio é atribuído às suas reflexões (0 $\bar{2}2$) e (0, $\bar{4}1$), superpostas. Entre $23,0^\circ$ e $24,5^\circ$, observa-se o mesmo tipo de fenômeno nas reflexões (130) e ($\bar{1}\bar{3}0$) da fase potássica. Neste caso, o pico que se localiza aproximadamente em $2,42^\circ$ não é da reflexão ($\bar{1}\bar{3}0$) do feldspato potássico, mas sim da ($\bar{1}\bar{3}0$) da fase sódica.

7.2. Pertita

As duas fases feldspáticas reconhecidas nos difratogramas resultam da presença de textura antipertítica, já identificada nas observações microscópicas e análises de microsonda. A partir da leitura das reflexões ($\bar{2}01$) das duas fases, pode-se estimar a composição total do feldspato e de cada fase intercrescida (Tabela VIII).

A composição aproximada do feldspato total é determinada mediante a comparação das alturas dos dois picos (Kueller, 1960). As composições estimadas por esse método variam de $K_{25}Na_{75}$ a $K_{44}Na_{55}$ (em média, $K_{33}Na_{67}$) em peso. Em difratogramas do tipo, a leitura dos ângulos 2θ possui em geral boa resolução ($\pm 0,01^\circ$), ao contrário da leitura das intensidades que é baixa. Portanto, as composições fornecidas representam tão-só primeiras aproximações e, nesse sentido, são concordantes com as obtidas a partir das análises de microsonda.

TABELA VIII

Reflexões (201) em 2θ $\text{CuK}\alpha_1$, grau e $d(\text{\AA})$, determinadas por difratometria de raios X pelo método do pó e refinadas conforme a técnica de Burnham (1962), para as lamelas potássicas e hospedeiros sódicos da textura antipertítica dos feldspatos alcalinos de rochas sieníticas do maciço alcalino da Ilha de Vitória. Composições estimadas através dessas reflexões para feldspato total (composição geral) e para lamelas e hospedeiros segundo, respectivamente, os métodos de Kuellmer (1950) e Goldsmith e Laves (1954)

	Nefelina sienitos		Pulaskitos			Álcali sienitos				
	25	60C	4	43A	111	6	26	81A	85	108
Composição geral (K:Na, em peso)	36:64	35:65	35:65	37:63	35:65	32:68	25:75	25:75	44:66	25:75
Lamela potássica (201) 2θ $\text{CuK}\alpha_1$ d	21.009 4.2285	20.929 4.2444	21.010 4.2282	20.959 4.2385	20.940 4.2422	20.956 4.2389	20.942 4.2418	20.966 4.2370	20.910 4.2481	20.938 4.2426
Composição (K:Na, em mol.)	98:2	98:2	98:2	96:4	97:3	96:4	97:3	96:4	100:0	97:3
Hospedeiro sódico (201) 2θ $\text{CuK}\alpha_1$ d	22.033 4.0341	22.008 4.0386	22.018 4.0369	22.015 4.0375	22.014 4.0327	22.053 4.0306	22.022 4.0361	22.040 4.0328	22.058 4.0300	22.078 4.0259
Composição (K:Na, em mol.)	2:98	3:97	2:98	2:98	1:99	0:100	2:98	0:100	0:100	0:100

Por outro lado, os ângulos 2θ Cu das reflexões $(\bar{2}01)$ das duas fases permitem determinar, com o auxílio do método de Bowen e Tuttle (1950), a composição do hospedeiro sódico e da lamela potássica da textura antipertítica. A Tabela VIII reúne os ângulos de $(\bar{2}01)$ 2θ Cu, refinados pelo método de Burnham (1962), e as composições obtidas. Essas reflexões apresentam pequenas diferenças (em média, $0,039^\circ$) entre os ângulos da leitura original e a refinada. Assim, as composições estimadas possibilitam verificar que a separação entre o hospedeiro sódico e a lamela potássica é quase perfeita (em média, respectivamente, K_1Na_{99} e $K_{94}Na_4$). Isto é, os difratogramas revelaram a existência de um padrão mais desenvolvido de exsolução que o mostrado pelas análises de microsonda. A diferença do grau de exsolução se deve à presença de textura criptopertítica, que pode ser detectada por difratometria de raios X, mas não por microsonda.

7.3. Método das três reflexões: $(\bar{2}01)$, (060) e $(\bar{2}04)$

As reflexões $(\bar{2}01)$, (060) e $(\bar{2}04)$ de feldspatos alcalinos são intimamente relacionadas aos parâmetros cristalográficos da cela unitária. Segundo Wright (1968), os ângulos 2θ $Cu\alpha_1$ dessas reflexões guardam as seguintes correspondências (2θ $CuK\alpha_1$ em grau; a, b, c, em Å):

$$a = -0,4046 \times (\bar{2}01) + 17,058$$

$$b = -0,2311 \times (060) + 22,622$$

$$c = 0,1060 \times (\bar{2}04) + 12,567$$

Isso significa que obtidas as três reflexões, torna-se possível estimar o estado de ordenamento do Al na posição tetraédrica.

A Tabela IX reúne as leituras 2θ Cu para as três reflexões e a Fig. 21A mostra o diagrama das reflexões $(\bar{2}04)$ e (060) das amostras analisadas. Os hospedeiros sódicos se projetam em torno da albita de baixa temperatura, conquanto alguns dados se situam fora do limite dos feldspatos alcalinos. As lamelas potássicas também exibem uma má convergência. As Figs. 22A, B e C demonstram a grande dificuldade de efetuar-se a leitura das

TABELA IX

Reflexões ($\bar{2}01$), (060) e ($\bar{2}04$) em 2θ $\text{CuK}\alpha_1$ (grau) medidas por difratogramas (sem refinamento pelo método de Burnham, 1962) para as lamelas potássicas e hospedeiros sódicos dos feldspatos alcalinos. A subtração ($\bar{2}01$), estimada pelas medidas de (060) e ($\bar{2}04$) menos ($\bar{2}01$), corresponde ao grau de distorção das celas cristalográficas desses feldspatos, conforme Wright (1968)

	Nefelina sienitos		Pulaskitos			Álcali sienitos				
	25	60C	4	43A	111	6	26	81A	85	108
Lamela potássica										
($\bar{2}01$)	21,01	21,02	21,02	21,01	21,01	21,03	21,01	21,00	20,99	21,01*
(060)	41,80	41,76	40,78	41,77	41,93*	41,80*	41,80*	41,79*	41,95	41,82*
($\bar{2}04$)	50,67	50,67	50,68	50,72	50,73*	50,80	50,75*		50,81	50,83*
($\bar{2}01$) _{est.} - ($\bar{2}01$) _{med.}	0,22	0,21	0,27	0,31	0,47	0,51	0,43		0,66	0,62
Hospedeiros sódico										
($\bar{2}01$)	22,06	22,05	22,05	22,06	22,05	22,07	22,06	22,06	22,06	22,05
(060)	42,47	42,47	42,43	42,45	42,46*	42,42*	42,41*		42,44	42,18*
($\bar{2}04$)	51,18	51,13	51,16	51,19	51,22*	51,14*	51,15*		51,30*	51,20*
($\bar{2}01$) _{est.} - ($\bar{2}01$) _{med.}	-0,08	-0,06	-0,05	-0,03	0,00	-0,08	-0,06		-0,06	-0,05

*Picos alargados.

A

Fig. 21 - Diagrama $(\bar{2}04)-(060)$ para leituras de ângulos (grau) de 2θ Cu: A, todos os feldspatos analisados; B, amostras com reflexões relativamente bem resolvidas. Inclui também os valores estimados de $(\bar{2}01)$ 2θ Cu (diagrama de Wright, 1968).

AA, albita de alta temperatura; AB, albita de baixa temperatura; MM, microclínio máximo; Or, ortoclásio; SA, sanidina de alta temperatura.

Fig. 21 - Continuação

duas reflexões em razão da baixa resolução desses picos e da alta interferência mútua. Os picos (060) e ($\bar{2}$ 04) da fase potássica são quase mascarados pelos correspondentes da fase sódica. Portanto, os ângulos 2θ Cu reais são muito possivelmente inferiores aos aparentes, sobretudo no caso da reflexão (060). Por outro lado, o pico ($\bar{2}$ 04) da fase sódica sofre a interferência de muitos outros, do que decorre que a exatidão da leitura não é alta.

A Fig. 21B mostra a projeção das amostras para os picos relativamente bem resolvidos (por exemplo, as amostras constantes das Figs. 22D-F). Nesse diagrama, observa-se que os hospedeiros sódicos se concentram nas proximidades das albita de baixa temperatura, mas um pouco deslocados em direção a albita de alta temperatura. Por sua vez, as lamelas potássicas situam - se na região intermediária entre o ortoclásio e o microclínio máximo. Com base nas considerações sobre a interferência dos picos da fase sódica, têm-se que os dados reais das lamelas se projetariam um pouco mais próximos ao ortoclásio. Consequentemente, esses feldspatos alcalinos são interpretados como pertencentes a uma série próxima a ortoclásio-albita de baixa temperatura (OR: MM = 3:2, AB:AA = 7:1).

O resultado acima aponta para um alto ordenamento de Al na posição tetraédrica nos hospedeiros sódicos e baixo nas lamelas potássicas. Isso concorda com as superposições das reflexões indicadoras de triclinicidade da fase potássica, por exemplo, (131) e ($1\bar{3}$ 1), (130) e ($1\bar{3}$ 0), (111) e ($1\bar{1}$ 1), etc.

Por outro lado, o diagrama ($\bar{2}$ 04)-(060) possibilita também avaliar o ângulo da reflexão ($\bar{2}$ 01) 2θ Cu. Segundo Wright (1968), se a diferença entre os ângulos de ($\bar{2}$ 01), medido e estimado, for inferior a $0,1^\circ$, o feldspato é visto como normal. Se superior, ele é tido como distorcido. No caso das lamelas potássicas, a diferença mostra-se superior a $0,2^\circ$. Até mesmo essas se projetam nas proximidades do ortoclásio, mas conforme a discussão acima sobre a interferência, essa diferença não se torna inferior a $0,1^\circ$. Já os hospedeiros possuem apenas pequena distorção, sendo portanto considerados normais. Sugere-se que

Fig. 22 - Exemplos de difratograma mostrando os picos (060) e $(\bar{2}04)$ das fases potássica e sódica: A, B e C, alargados; E, F e G, relativamente bem resolvidos.

Fig. 22 - Continuação

as lamelas potássicas foram distorcidas durante a formação da textura criptopertítica, ou seja, durante o crescimento das criptolamelas potássicas dentro dos hospedeiros sódicos já cristalizados.

7.4. Diagramas b-c e $\alpha^*-\beta^*$

Como referido, o estado de ordenamento do Al na posição tetraédrica pode ser estimado com base na técnica das três reflexões: $(\bar{2}01)$, (060) e $(\bar{2}04)$. Contudo, para determinar-se esse estado de forma mais precisa e quantitativa há necessidade de recorrer-se ao método de Stewart e Wright (1974), ou seja, dos diagramas b-c e $\alpha^*-\beta^*$.

A posição tetraédrica contém quatro sítios: t_{1o} , t_{1m} , t_{2o} e t_{2m} . Nos feldspatos alcalinos cristalizados em alta temperatura (por exemplo, sanidina de alta temperatura), o Al é distribuído quase que uniformemente pelos quatro sítios. O estado ideal, a distribuição equitativa, é chamado de desordem máxima, com o feldspato potássico correspondente pertencendo ao sistema monoclinico. Ao contrário, nos feldspatos cristalizados em baixa temperatura, o Al, em lugar de apresentar distribuição igual, tende a se concentrar no sítio t_{1o} . O estado ideal no caso denomina-se ordem máxima, sendo o feldspato potássico correspondente, microclínio máximo, do sistema triclinico. Conforme Stewart e Wright (1974), Cherry e Trenbath (1979), etc., o ordenamento do Al em feldspatos potássicos se processa em duas etapas: a etapa da disposição do elemento nos sítios t_{2o} e t_{2m} para t_{1o} e t_{1m} e a da disposição no sítio t_{1m} para t_{1o} . Na primeira, o feldspato ainda se conserva no sistema monoclinico, mas na segunda ele adquire a simetria triclinica. Segundo Stewart e Wright (1974), os diagramas b-c e $\alpha^*-\beta^*$ permitem determinar, respectivamente, os valores $t_{1o} + t_{1m}$ e $t_{1o} - t_{1m}$.

Para a aplicação desse método aos feldspatos alcalinos da Ilha de Vitória foram calculados os parâmetros cristalográficos da cela unitária, refinados em conformidade com a

técnica de Burnham (1962). A Tabela X reúne $a, b, c, \alpha, \beta, \gamma, a^*, b^*, c^*, \alpha^*, \beta^*, \gamma^*$ e o volume da cela unitária para as fases sódicas e potássicas. Devido a problemas de interferência entre as duas fases, os erros de cálculo foram muito grandes: para b, c, α^* e γ^* dos hospedeiros alcançaram valores médios, respectivamente, de $0,01435 \text{ \AA}$, $0,0728 \text{ \AA}$, $0,0936^\circ$ e $0,09827^\circ$; os mesmos parâmetros para as lamelas atingiram $0,02254 \text{ \AA}$, $0,01468 \text{ \AA}$, $0,16420^\circ$ e $0,20368^\circ$.

As Figs. 23 e 24 contêm, respectivamente, os diagramas $b-c$ e $\alpha^*- \gamma^*$. No primeiro diagrama, a maioria das amostras, à exceção de duas, acha-se localizada ao longo da linha AB-AA, na parte próxima à albita de baixa temperatura. Os valores $t_{1o} + t_{1m}$ ocupam o intervalo de 0,73 a 0,97, sendo o valor médio de 0,85. A distorção da cela unitária ($a_{\text{medido}} - a_{\text{estimado}}$) é pequena, em média 0,85. Já as lamelas tendem a situar-se ao longo da linha MM-AB. Excluída uma, as demais possuem $t_{1o} + t_{1m}$ variando entre 0,91 e 1,00, com um valor médio de 0,93. Entretanto, os erros analíticos são muito altos para a discussão quantitativa do valor $t_{1o} + t_{1m}$ em cada amostra. A distorção das lamelas é geralmente grande, em média da ordem de $0,19 \text{ \AA}$.

No segundo, verifica-se uma boa concentração dos pontos relativos aos hospedeiros junto à linha AB-AA, na região próxima à albita de baixa temperatura. Esses dados não somente apresentam boa convergência, como também mostram erros analíticos relativamente baixos. Assim, pode-se supor que os feldspatos analisados sejam muito semelhantes entre si e que a dispersão presente nos outros diagramas se deva totalmente aos erros analíticos provocados pelas interferências. Os valores de $t_{1o} - t_{1m}$ variam de 0,77 a 0,90 com um valor médio de 0,84. Por sua vez, as lamelas estão espalhadas no longo da linha MM-FM, sendo ainda que muitos dos pontos situam-se fora do limite dos feldspatos alcalinos. O valor $t_{1o} - t_{1m}$ mostra grande variação, 0,03 a 0,56, sendo a média de 0,30.

A Tabela XI contém os dados relativos a $t_{1o} + t_{1m}$, $t_{1o} - t_{1m}$ e os decorrentes t_{1o} , t_{1m} , t_{2o} e t_{2m} ($t_{2o} = t_{2m}$),

Parâmetros cristalográficos, a, b, c (em Å), α , β , γ (em grau), a^* , b^* , c^* (em Å), α^* , β^* , γ^* (em grau) e volume (em Å³) das celas unitárias das lamelas e dos hospedeiros dos feldspatos alcalinos analisados. Cálculo feito através de refinamento conforme Burnham (1962).

	Nefelina sienitos		Pulaskitos				Alcali sienitos			
	25	60C	4	43A	111	6	26	81A	85	108
Lamela potássica										
a	8,585	8,621	8,549	8,605	8,616	8,614	8,613	8,603	8,626	8,617
b	12,923	12,953	12,939	12,946	12,921	12,967	12,959	12,917	12,906	12,947
c	7,216	7,210	7,215	7,214	7,201	7,189	7,214	7,197	7,195	7,204
α	90,12	90,17	90,22	90,17	90,21	90,67	90,85	89,85	89,77	90,17
β	115,99	116,06	115,99	116,11	116,10	115,99	116,18	116,15	116,26	116,10
γ	89,42	89,17	89,54	89,41	89,74	88,93	88,78	89,93	89,85	89,10
a^*	0,1296	0,1292	0,1296	0,1294	0,1293	0,1291	0,1294	0,1295	0,1293	0,1292
b^*	0,0774	0,0772	0,0773	0,0772	0,0774	0,0771	0,0772	0,0774	0,0775	0,0773
c^*	0,1542	0,1544	0,1542	0,1544	0,1546	0,1547	0,1546	0,1548	0,1550	0,1546
α^*	90,16	90,21	89,90	90,10	90,07	89,78	89,65	90,20	90,11	90,23
β^*	64,01	63,94	64,01	63,89	63,91	64,02	63,83	63,85	63,74	63,91
γ^*	90,59	90,84	90,41	90,58	90,59	90,87	90,95	90,15	90,18	90,91
Volume	719,6	723,1	720,3	721,6	719,9	721,7	722,4	717,8	718,3	721,6
Hospedeiro sódico										
a	8,151	8,159	8,157	8,159	8,147	8,142	8,158	8,148	8,141	8,131
b	12,798	12,829	12,821	12,815	12,864	12,822	12,837	12,867	12,830	12,911
c	7,158	7,160	7,160	7,154	7,151	7,151	7,133	7,146	7,144	7,142
α	94,28	94,24	94,25	94,27	94,26	94,19	94,30	94,18	94,20	94,20
β	116,60	116,65	116,59	116,57	116,62	116,68	116,51	116,59	116,59	116,69
γ	87,92	87,94	87,90	88,00	88,11	87,92	88,22	88,07	88,12	88,19
a^*	0,1372	0,1317	0,1371	0,1371	0,1373	0,1375	0,1370	0,1373	0,1374	0,1377
b^*	0,0784	0,0782	0,0782	0,0782	0,0780	0,0782	0,0781	0,0779	0,0782	0,0777
c^*	0,1566	0,1566	0,1565	0,1567	0,1568	0,1568	0,1570	0,1568	0,1569	0,1571
α^*	86,26	86,29	86,29	86,22	86,18	86,36	86,09	86,29	86,24	86,21
β^*	63,48	63,43	63,49	63,50	63,44	63,39	63,54	63,47	63,47	63,37
γ^*	90,19	90,18	90,22	90,10	89,98	90,23	89,85	90,07	90,00	89,91
Volume	665,7	668,1	667,8	667,1	668,2	665,2	666,5	668,2	665,4	668,0

Fig. 23 - Diagrama b-c (em Å) para os feldspatos analisados. Inclui também os valores estimados de $t_{10} + t_{1m}$ (diagrama de Stewart e Wright, 1974). Símbolos iguais aos da Fig. 21.

Fig. 24 - Diagrama α^* - γ^* (em grau) para os feldspatos analisados. Inclui também os valores estimados de $t_{10} - t_{1m}$ (diagrama de Stewart e Wright, 1974). Símbolos iguais aos da Fig. 21; FM, feldspatos monoclinícos.

TABELA XI

Distribuição de Al tetraédrico para os sítios t_{1o} , t_{1m} , t_{2o} e t_{2m} , feita em conformidade com os diagramas b-c e $\alpha^* - \gamma^*$

	Nefelina sienitos		Pulaskitos			Álcali sienitos					
	25	60C	4	43A	111	6	26	81A	85	108	Média
Lamela potássica											
$t_{1o} + t_{1m}$	-	0,94	1,00	0,98	0,95	0,76	0,95	0,95	0,95	0,91	0,93
$t_{1o} - t_{1m}$	0,27	0,35	0,25	0,27	0,28	0,49	0,56	0,03	0,07	0,38	0,30
t_{1o}	-	0,645	0,625	0,625	0,615	0,625	0,775	0,490	0,510	0,645	0,615
t_{1m}	-	0,295	0,375	0,355	0,335	0,135	0,195	0,460	0,440	0,265	0,315
$t_{2o} (=t_{2m})$	-	0,030	0,000	0,005	0,025	0,120	0,025	0,025	0,025	0,045	0,035
$a_{med.} - a_{est.}$	0,18	0,14	0,13	0,14	0,26	0,18	0,09	0,25	0,29	0,19	0,19
Hospedeiro sódico											
$t_{1o} + t_{1m}$	0,97	0,94	0,91	0,88	0,82	0,85	0,87	0,73	0,82	0,83	0,85
$t_{1o} - t_{1m}$	0,90	0,89	0,90	0,84	0,82	0,80	0,77	0,86	0,82	0,81	0,84
t_{1o}	0,935	0,915	0,905	0,860	0,820	0,825	0,775	-	0,820	0,820	0,845
t_{1m}	0,035	0,025	0,005	0,020	0,000	0,025	0,005	-	0,000	0,010	0,005
$t_{2o} (=t_{2m})$	0,015	0,030	0,045	0,055	0,090	0,075	0,065	-	0,090	0,085	0,075
$a_{med.} - a_{est.}$	0,01	0,00	-0,02	0,00	-0,06	0,00	0,00	-0,05	-0,03	-0,02	-0,02

juntamente com os valores da distorção da cela unitária ($a_{\text{médio}} - a_{\text{estimado}}$ em Å). Como característica geral, eles exibem valcres baixos de t_2o ($= t_2m$), em média 0,0075 e 0,035, respectivamente, para as fases hospedeiras e lamelas. Isso significa que os feldspatos alcalinos analisados não pertencem à série sanidina-albita de alta temperatura, mas sim a ortoclásio-albita de baixa temperatura ou microclínio máximo-albita de baixa temperatura. Têm ainda como característica os valores relativamente baixos de t_1o e altos de t_1m para as lamelas potássicas (em média, respectivamente, 0,615 e 0,315). Do que se conclui que elas estão no estado intermediário entre ortoclásio e microclínio, mais próximas ao ortoclásio, em concordância assim com os resultados obtidos a partir do método das três reflexões.

Supondo que esses feldspatos estejam praticamente no mesmo estado de ordenamento, a partir da interpretação baseada nos diagramas $\alpha^* - \gamma^*$ e $(\bar{2}04) - (060)$ é possível discutir-se as suas características de modo quantitativo através dos valores médios: os hospedeiros possuem Al tetraédrico bem ordenado ($t_1:t_2 \sim 5:1$, $t_1m = 0$), enquanto que as lamelas potássicas se encontram no primeiro estágio de ordenamento ($t_2 = 0$, $t_1o:t_1m = 2:1$). Segundo Stewart e Wright (1974), dentre os feldspatos potássicos somente aqueles portadores de t_1o superior a 0,7 apresentam picos das reflexões (131) e ($\bar{1}\bar{3}1$) agudos e separados. No caso dos minerais analisados, o valor médio de t_1o é de 0,615, não havendo portanto amostra com esses picos.

A distorção das lamelas potássicas é relativamente grande, em média 0,19 Å. No caso dos feldspatos alcalinos dos nefelina sienitos do maciço de Poços de Caldas, o valor médio é de 0,04 (Ulbrich, 1983). A diferença entre os dois números se deve muito provavelmente à composição total do mineral: no caso da Ilha de Vitória, a fase potássica é minoritária, enquanto que em Poços de Caldas ela predomina. Disso resulta, que a fase potássica dos feldspatos alcalinos da Ilha de Vitória pode crescer apenas na forma de lamelas criptoantipertíticas dentro dos hospedeiros sódicos já cristalizados. Por outro lado, no caso de Poços de Caldas, ela pode crescer quase sem qualquer impedimento da fase

sódica. O baixo grau de distorção dos hospedeiros sódicos dos feldspatos alcalinos da Ilha de Vitória reforça essa hipótese.

CAPÍTULO 8

QUÍMICA MINERAL

8.1. Generalidades

As análises químicas foram executadas com o auxílio de uma microsonda eletrônica de fabricação ARL, modelo EMX-SH, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, e equipada com três espectrômetros de cristal. Neste trabalho empregou-se o aparelho apenas para a determinação da composição química quantitativa de amostras de clinopiroxênio (10), anfibólio (9), biotita (6), feldspato alcalino (10) e nefelina (3), examinadas previamente ao microscópio. Com a finalidade de melhorar a estatística, procedeu-se à análise por lâmina de 20 grãos de clinopiroxênio, e 10 grãos de outros minerais, sendo cada um deles pesquisado em 3 pontos do núcleo e 3 pontos da borda. Os micrólitos das rochas traquíticas e fonolíticas foram examinados em 1 ponto de cada extremidade e 1 do centro. Como elementos quantificados têm-se: Na, K e Ca para feldspatos alcalinos e nefelina; Si, Na e K para nefelina; Si, Ti, Al, Fe, Mn, K, Mg, Ca, Na e K para os demais minerais; condições de operação: 15 kV, 0,03 μ A e tempo de análise de 10 segundos. Os dados saídos diretamente da microsonda representam intensidades de raios X, sendo a sua transformação em porcentagem dos elementos processada com o auxílio de computador, por meio do programa SLAVE, que envolve correção para "background" e "drift". Os resultados, à exceção dos relativos a feldspatos alcalinos e nefelina, foram tratados com o programa BETA que prevê correção para o número atômico. Através das saídas do BETA e outros cálculos sucessivos, foram interpretadas as relações de substituição e composição em solução-sólida. Sobretudo no caso de clinopiroxênios procurou-se estimar os teores de ferro bivalente e trivalente separadamente com base no princípio de equilíbrio de cargas elétricas (Ham e Vieten, 1971).

8.2. Clinopiroxênios

8.2.1. Química geral

As composições químicas em porcentagem de peso, em número catiônico e teor dos componentes finais são fornecidas nas Tabelas XIIa e XIIb. Elas confirmam basicamente as observações microscópicas, bem como acrescentam dados mais pormenorizados.

Os clinopiroxênios dos álcali sienitos são caracterizados pelo baixo teor de Na (em média, 0,0396), Ca+Na+K (em média, 0,8166) e Fe^{3+} (em média, 0,0204), $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+} = 0,0323$, e alto de Si (em média, 1,9820) em relação às outras amostras (Tabela XIIb). O baixo teor de Na indica pequena concentração de acmita e jadeíta, enquanto o de Ca+Na+K corresponde ao conteúdo relativamente elevado de ortopiroxênio; a Si alta parece devida ao pequeno grau de substituição das moléculas de tschermackita ($\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Si} \rightarrow \text{AlAl}$, ferro-tschermackita ($\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Si} \rightarrow \text{Fe}^{3+}\text{Fe}^{3+}$ e titanio-tschermackita ($\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Si}_2 \rightarrow \text{TiAl}_2$. No diagrama diopsídio-hedbergita-enstatita-ferrossilita (Poldervaart e Hess, 1951), esses minerais se projetam no campo da salita e ferrossilita (Fig. 25). Essas características não são comuns a piroxênios de rochas alcalinas, mas sim a augitas de litologias não-alcalinas.

Já os piroxênios dos pulaskitos possuem composição relativamente mais alcalina quando comparados aos anteriores: Na, Ca+Na+K e Fe^{3+} um pouco mais altos (em média, respectivamente, 0,0781, 1,0084 e 0,1207) e $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} = 0,2403$ (Tabela XIIb). Os valores de Ca+Na+K próximos a 1 indicam que esses minerais quase não contêm ortopiroxênio em sua composição, uma das características de piroxênios de rochas alcalinas. Entretanto, o teor de Na não é tão alto a ponto de serem classificados como egirina-augitas, sendo mais apropriadamente designados como soda-augitas (ou soda-ferrossalitas). Dentre os piroxênios dos nefelina sienitos, os da am. 64 são praticamente do mesmo tipo que os dos pulaskitos. Por outro lado, os da am. 25 reúnem características alcalinas mais destacadas: conteúdos altos de Na, Ca+Na+K e Fe^{2+}

TABELA XIIa

Composição química (porcentagem em peso) de clinopiroxênios das rochas alcalinas da Ilha de Vitória

Elementos	Nefelina sienitos				Pulaskitos				Álcali sienitos						Sodalita-nefelina fonolitos		Álcali diabásio	
	25		64		43A		111		6		85		108		4A	54A	58	
	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	M	M	N	B
SiO ₂	48,76	48,74	50,88	50,79	51,41	50,77	50,23	48,64	51,30	51,35	51,58	51,44	51,42	51,58	51,17	52,10	46,65	45,46
TiO ₂	0,56	0,55	0,28	0,32	0,37	0,60	0,38	0,34	0,35	0,32	0,28	0,29	0,29	0,26	0,97	0,29	3,96	3,88
Al ₂ O ₃	1,49	1,42	1,43	1,74	0,99	1,45	1,07	1,32	1,09	1,04	0,73	0,84	0,62	0,67	2,21	2,87	7,59	7,60
FeO*	23,81	23,85	16,68	18,06	15,07	15,87	15,16	15,48	17,61	18,84	19,50	19,78	19,44	20,62	25,89	24,51	7,13	7,67
MnO	1,14	1,13	0,83	0,85	0,85	0,79	1,21	1,30	1,09	1,14	1,22	1,27	1,49	1,37	0,83	0,91	0,02	0,03
MgO	2,33	2,40	8,03	6,81	8,88	8,24	7,36	7,07	7,76	6,93	9,19	8,57	8,31	7,81	0,12	0,32	12,21	11,64
CaO	19,01	19,02	20,05	20,31	20,91	21,03	23,06	24,79	19,82	17,95	17,51	17,28	17,95	17,65	9,94	12,44	23,13	23,18
Na ₂ O	2,52	2,37	1,05	1,07	1,06	0,93	1,08	1,11	0,67	0,72	0,42	0,40	0,39	0,50	7,99	6,38	0,04	0,05
K ₂ O	0,01	0,04	0,03	0,02	0,31	0,31			0,01	0,06	0,02	0,05	0,02	0,03	0,66	0,11	0,03	0,03
Total	99,63	99,55	99,27	99,96	99,54	99,80	99,55	100,04	99,71	99,79	100,45	99,94	99,94	100,00	99,78	99,99	100,75	99,64

* Fe total calculado como FeO

N, Núcleo dos grãos; B, borda; M, micrólito

Observação válida para as demais tabelas

Composição química (em número catiônico) e outros parâmetros de clinopiroxênio das rochas alcalinas da Ilha de Vitória

Cátions	Nefelina sienitos				Pulaskitos				Alcali sienitos						Sodalita-nefelina fonolitos		Alcali diabásio	
	25		64		43A		111		6		85		108		1A	54A	58	
	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	M	M	N	B
Si ⁴⁺	1,9394	1,9426	1,9766	1,9741	1,9787	1,9592	1,9454	1,8756	1,9789	1,9806	1,9833	1,9824	1,9824	1,9843	1,9430	1,9828	1,7242	1,7161
Ti ⁴⁺	0,0168	0,0166	0,0080	0,0092	0,0106	0,0175	0,0110	0,0099	0,0105	0,0096	0,0083	0,0087	0,0087	0,0078	0,0284	0,0085	0,1111	0,1100
Al ³⁺	0,0698	0,0667	0,0651	0,0799	0,0450	0,0660	0,0487	0,0600	0,0507	0,0487	0,0333	0,0393	0,0291	0,0310	0,1018	0,1329	0,3337	0,3372
Fe ³⁺	0,2133	0,2001	0,0456	0,0345	0,0544	0,0562	0,1195	0,2518	0,0218	0,0288	0,0163	0,0114	0,0192	0,0246	0,5905	0,3764	0,0000	0,0155
Fe ²⁺	0,5798	0,5949	0,4962	0,5523	0,4300	0,4559	0,3715	0,2471	0,5582	0,5850	0,6195	0,6433	0,6254	0,6574	0,2520	0,4300	0,2224	0,2260
Mn ²⁺	0,0385	0,0382	0,0272	0,0278	0,0277	0,0258	0,0397	0,0424	0,0362	0,0381	0,0404	0,0426	0,0500	0,0458	0,0275	0,0305	0,0006	0,0009
Mg ²⁺	0,1380	0,1428	0,4649	0,3947	0,5098	0,4737	0,4251	0,4059	0,4552	0,4099	0,5338	0,5057	0,4909	0,4604	0,0067	0,0217	0,6787	0,6534
Ca ²⁺	0,8101	0,8125	0,8345	0,8458	0,8631	0,8695	0,9574	1,0240	0,8365	0,8405	0,7318	0,7327	0,7629	0,7482	0,4144	0,5246	0,9247	0,9354
Na ⁺	0,1943	0,1833	0,0793	0,0802	0,0788	0,0694	0,0813	0,0829	0,0510	0,0552	0,0320	0,0308	0,0298	0,0385	0,6026	0,4867	0,0029	0,0037
K ⁺	0,0004	0,0019	0,0014	0,0009	0,0004	0,0063	0,0000	0,0000	0,0004	0,0029	0,0009	0,0024	0,0010	0,0014	0,0326	0,0054	0,0014	0,0014
Si + Al	2,0092	2,0093	2,0043	2,0541	2,0238	2,0253	1,9941	1,9357	2,0296	2,0294	2,0166	2,0218	2,0116	2,0154	2,0448	2,1157	2,0579	2,0533
Ca + Na + K	1,0050	0,9978	0,9153	0,9271	0,9424	0,9453	1,0387	1,1070	0,8880	0,8988	0,7648	0,7661	0,7934	0,7883	1,0498	1,0168	0,9290	0,9450
Fe/Fe + Mg	0,8156	0,8477	0,5382	0,5978	0,4877	0,5194	0,5638	0,5513	0,5602	0,5995	0,5435	0,5461	0,5676	0,5970	0,9220	0,9736	0,2468	0,2699
Fe ³⁺ /Fe ³⁺ + Fe ²⁺	0,2680	0,2516	0,0843	0,0588	0,1142	0,1097	0,2346	0,5046	0,0376	0,0470	0,0257	0,0175	0,0298	0,0361	0,7008	0,4667	0,0000	0,0644
NaFe ³⁺ Si ₂ O ₆ (ac)	19,49	18,53	4,57	3,46	5,55	5,62	8,13	8,30	2,19	2,94	1,63	1,15	1,92	2,45	59,05	37,64	0,00	0,51
NaAlSi ₂ O ₆ (jd)	0,00	0,00	3,51	4,67	2,38	1,96	0,00	0,00	2,97	2,89	1,67	2,19	1,17	1,54	4,49	11,58	0,43	0,00
CaFe ³⁺ Fe ³⁺ SiO ₆ (tf)	0,88	0,74	0,00	0,00	0,00	0,00	1,91	8,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,52
CaTiAlAlO ₆ (tt)	1,69	1,66	0,81	0,92	1,06	1,75	1,11	0,99	1,05	0,97	0,83	0,88	0,88	0,87	2,85	0,86	11,11	11,00
CaAlAlSiO ₆ (ta)	1,80	1,69	0,72	0,74	0,00	0,57	1,33	2,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,36	5,84
Ca ₂ Si ₂ O ₆ (wo)	38,32	38,59	40,96	41,46	42,63	42,31	45,70	45,48	41,30	41,54	36,17	36,20	37,71	37,02	19,30	25,80	38,00	38,08
Mg ₂ Si ₂ O ₆ (en)	6,90	7,14	23,49	19,74	25,49	23,69	21,26	20,30	22,76	20,50	26,69	25,29	24,55	23,02	0,34	1,09	33,94	32,67
Mn ₂ Si ₂ O ₆ (mn)	1,93	1,91	1,36	1,39	1,39	1,29	1,99	2,12	1,80	1,10	2,02	2,13	2,50	2,29	1,38	1,53	0,03	0,05
Fe ²⁺ ₂ Si ₂ O ₆ (fe)	28,99	29,75	24,81	27,62	21,50	22,80	18,58	12,36	27,91	29,25	30,98	32,17	31,27	32,87	12,60	21,50	11,12	11,30

	núcleo	borda	microclita
álcali sienitos	●	⊙	
pulaskitos	▲	△	
nefelina sienitos	■	◼	
sodalita-nefelina fonolitos	▼	▽	▽
álcali diabásios	+	+	

Fig. 25 - Projeção dos clinopiroxênios no diagrama diopsídio-he-denbergitita-enstatita-ferrossilita.

(respectivamente 0,1888, 1,0014 e 0,2067), $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}=0,2598$, e baixo Si (1,9410) (Tabela XIIb). Devido a maior concentração de Na, o teor de acmita é acentuadamente mais elevado nas variedades sieníticas insaturadas (em média, 19,01%; Tabela XIIb), daí serem classificadas como egirina-augitas (Fig. 26) de acordo com a definição de Deer *et al.* (1963).

Por sua vez, os piroxênios microlíticos dos sodalita-nefelina fonolitos são típicos de rochas alcalinas: teores muito elevados de Na e Fe^{3+} (em média, respectivamente, 0,5547 e 0,4835) $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} = 0,5838$, Ca+Na+K em torno de 1 (em média, 1,0333), alto Al (em média, 0,1174) e baixo Ca (em média, 0,4695) (Tabela XIIb). Segundo a definição dos autores acima, as amostras 4A e 54A correspondem, respectivamente, a egirinas e egirina-augitas (Fig. 26).

A am. 58 (álcali diabásio) possui clinopiroxênios particularmente ricos em Ti, Al, Mg e Ca (0,1105, 0,3355, 0,6661 e 0,9301, respectivamente) e pobres em Si, Na, Fe^{2+} e Fe^{3+} (1,7202, 0,0033, 0,2242 e 0,0078, respectivamente) em relação aos outros. No diagrama diopsídio-hedenbergita-enstatita-ferrossilita (Fig. 25), eles se projetam no campo da augita e salita. Considerando o teor de Ti, esses minerais seriam melhor definidos como titano-augitas e titano-salitas. Face ao zoneamento fortemente desenvolvido, e reconhecido ao microscópio, era de esperar uma grande diferença química entre o núcleo e bordas, o que de fato não se confirmou.

No diagrama diopsídio-hedenbergita-acmita (Fig.27), os minerais analisados formam aparentemente uma curva contínua apontando no sentido do enriquecimento da molécula acmítica. Essa sequência é comum a piroxênios de complexos alcalinos e tida como devida ao fracionamento magmático (Aoki, 1964; Yagi, 1966). No caso das rochas alcalinas da Ilha de Vitória, interpreta-se que os piroxênios do álcali diabásio se cristalizaram a partir de magma de composição relativamente original, enquanto os dos sodalita-nefelina fonolitos de material diferenciado. O fato é também sugerido pela razão $\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}$.

Fig. 26 - Projeção dos clinopiroxênios no diagrama (Na-K)-Ca. Símbolos iguais aos da Fig. 25.

Na Fig. 27, nota-se também que os piroxênios dos álcali sienitos não estão na curva, mas sim à margem dela, localizando-se junto à linha diopsídio-hedenbergita. Da mesma forma, eles se situam fora da curva da Fig. 25.

8.2.2. Composição química em perfil

Adicionalmente à am. 58, existem piroxênios de algumas rochas sieníticas exibindo zoneamento opticamente visível. Contudo, não foram encontradas diferenças químicas significativas entre o núcleo e as bordas. Por outro lado, ao longo de um perfil, até mesmo a nível de grão, é possível reconhecer-se variações apreciáveis. A Fig. 28 reúne os perfis de vários exemplares de clinopiroxênio: am. 25, nefelina sienito (A); am. 111, pulaskito (B); am. 6, álcali sienito (C) e am. 58, álcali diabásio (D) para os elementos Na, Ti, Al, Fe, Mg e Ca, além de Si para o último espécime. Esses minerais não mostram mudanças gradativas do núcleo para as bordas, embora contenham inclusões de natureza diferente: diopsídica, jadeítica e acmítica. As inclusões diopsídicas são interpretadas como tendo cristalizadas do magma nos estágios relativamente iniciais de diferenciação, com as bordas correspondendo ao material mais fracionado. Contudo, a presença de inclusões acmíticas e jadeíticas nos piroxênios das rochas sieníticas não pode ser explicada por esse simples mecanismo. Os piroxênios das ams. 111 e 6 (Figs. 28B, C) possuem margens mais ricas em Fe e pobres em Mg, indicativas de mudança de composição do magma no estágio final de diferenciação; já as bordas da am. 58 (Fig. 28D) mostram empobrecimento em Si. A sua inclusão central diopsídica é quimicamente muito marcante e, portanto, possível de caracterização óptica em alguns grãos. A presença de tais inclusões parece sugerir que as modificações de composição do magma durante a cristalização dos piroxênios nem sempre são gradativas, mas drásticas em alguns momentos. Zoneamento oscilatório em Fe da am. 25, evidenciando igualmente o grau de complexidade da evolução magmática, é também proeminente.

Fig. 27 - Projeção dos clinopiroxênios no diagrama diopsídio-hedenbergita-acmita. Símbolos iguais aos da Fig. 25.

Fig. 28 - Perfil obtido na microsonda em cristais de piroxênio; ams. 25 (A), 111 (B), 6 (C) e 58 (D). Simbologia para as inclusões: ac, acmítica; jd, jadeítica; di, diopsídica, margem, m; escalas para A, B e C são idênticas; Fe calculado como FeO.

Fig. 28 - Continuação

C

Fig. 28 - Continuação

D

Am. 58

Fig. 28 - Continuação

8.2.3. Substituições químicas

As relações de substituição entre os elementos constituintes dos piroxênios são relativamente simples quando comparadas às de outros minerais coloridos, com a Tabela XIII reunindo as principais delas (Deer *et al.*, 1963; Miyashiro e Kushiro, 1972, 1975, 1977; Cawthorn e Collerson, 1974).

Segundo esses trabalhos, Na e K na fórmula química dos piroxênios ligam-se com Fe^{3+} e/ou Al formando acmita e/ou jadeíta. As Figs. 29 e 30 apresentam as relações encontradas para $\text{Na}+\text{K}/\text{Fe}^{3+}$ e $\text{Na}+\text{K}/\text{Al}$, respectivamente. Se todo Na e K estivessem associados a Fe^{3+} , na forma de acmita, os pontos projetados se disporiam ao longo da linha $\text{Na}+\text{K} = \text{Fe}^{3+}$ na Fig. 29 e próximos à linha $\text{Fe}^{3+} = 0$ na Fig. 30. Ao contrário, se todos os álcalis formassem jadeíta, os pontos se colocariam nas proximidades da linha $\text{Fe}^{3+} = 0$ na Fig. 29 e ao longo da linha $\text{Na}+\text{K}-\text{Al}$ na Fig. 30. Os piroxênios com alto $\text{Na}+\text{K}$, por exemplo os dos sodalita-nefelina fonolitos, se enquadram mais ou menos no primeiro caso, e os com baixo teor de $\text{Na}+\text{K}$, como os dos álcali sienitos, no segundo. Isto é, os piroxênios fortemente alcalinos contêm muita acmita e pouca jadeíta, enquanto os subalcalinos possuem jadeíta. No primeiro caso, a jadeíta, apesar de ser um componente subordinado, chega por vezes a atingir 10%; no segundo, dificilmente ultrapassa 3%. Miyashiro (1965) mostra que é comum a presença de jadeíta em egirinas e egirina-augitas de natureza ígnea e que no máximo pode existir até 15% daquele componente no sistema triangular jadeíta-diopsídio+hedenbergita-acmita. No caso dos piroxênios da Ilha de Vitória, os da am. 54A contêm 12,3% de jadeíta no referido sistema (Fig. 31).

Assume-se que Ti se associa com 2Al substituindo a $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Si}_2$ (Kushiro, 1960; Le Bas, 1962) e formando o componente titano-tschermackita, $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ (Tabela XIII). Além dessa substituição envolvendo o Ti, existe teoricamente mais uma: $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2 \rightarrow \text{NaTi}$, formando $\text{NaTiSi}_2\text{O}_6$. Contudo, o Ti deste componente é trivalente e, como tal, improvável de existir em piroxênios de rochas alcalinas félsicas portadores de Fe^{3+} (Larsen,

Fig. 29 - Projeção dos clinopiroxênios no diagrama $(Na+K)-Fe^{3+}$.
Símbolos iguais aos da Fig. 25.

Fig. 30 - Projeção dos clinopiroxênios no diagrama $(Na+K)-Al$. Símbolos iguais aos da Fig. 25.

Fig. 31 - Projeção dos piroxênios no diagrama acmita-diopsídio + hedenbergita-jadeíta. Símbolos iguais aos da Fig. 25.

1976). A Fig. 32 apresenta a relação entre Al e Ti. Se todo Al e Ti se juntassem formando o componente titano-tschermackita, os pontos projetados se disporiam ao longo da linha $Ti=2Al$. Os piroxênios analisados situam-se perto dela, do lado do Al. Isso significa dizer que o excesso de Al disponível é utilizado para outras substituições; jadeíta e tschermackita.

A Fig. 33 mostra a relação entre 2-Si e Al, que corresponde às vacâncias a serem preenchidas por Al e Fe^{3+} na posição 2 e por Al. Se ocorresse somente a substituição de tschermackita e não de jadeíta, titano-tschermackita e ferro-tschermackita, os pontos projetados estariam ao longo da linha $Al-2(2-Si)$. Na Fig. 33, nota-se que a principal substituição no caso dos piroxênios da Ilha de Vitória não é tschermackita. Esta, de alto grau, ocorre geralmente em condições de pressão relativamente elevada (Boyd, 1976), sendo, portanto, natural que apareça de modo subordinado em rochas intrusivas rasas. A Fig. 34, que relaciona 2-Si e Fe^{3+} , indica também que a substituição de ferro-tschermarckita é secundária.

8.2.4. Cálculo dos componentes finais

Cawthorn e Collerson (1974) apresentam uma regra "normativa" para o cálculo dos componentes finais de solução-sólida de piroxênios a partir de análises químicas. Esse método, onde se calculam todos os componentes finais mais importantes, é plenamente aceitável, conquanto envolva um problema na distribuição de Al. O método calcula primeiramente jadeíta, $NaAlSi_2O_6$; assim, no caso de clinopiroxênios ricos em Na relativamente a Al, não há sobra deste último elemento após a distribuição. Como resultado, o cálculo seguinte para o componente titano-tschermackita, $CaTiAl_2O_6$, mostra invariavelmente valores negativos de Al, devido à falta de Al aproveitável. Contudo, na realidade, não existem teores inferiores a 0, sendo, dessa forma, necessário alterar-se a regra de cálculo. Neste trabalho, o autor propõe um método alternativo baseado nas substituições entre os elementos que preenchem a posição Z.

Fig. 32 - Projeção dos clinopiroxênios no diagrama Ti-Al. Símbolos iguais aos da Fig. 25.

Fig. 33 - Projeção dos clinopiroxênios no diagrama (2-Si)-Al. Sim**bolos** iguais aos da Fig. 25.

Fig. 34 - Projeção dos clinopiroxênios no diagrama Fe^{3+} -Al. Símbolos iguais aos da Fig. 25.

A partir da fórmula química dos componentes finais (Tabela XIII), introduzem-se as seguintes equações:

$$\text{Si} = 2\text{ac} + 2\text{jd} + \text{tf} + \text{tt} + \text{ta} + 2\text{wo} + 2\text{en} + 2\text{mn} + 2\text{fe} \quad (0)$$

$$\text{Ti} = \text{tt} \quad (1)$$

$$\text{Al} = \text{jd} + 2\text{tt} + 2\text{ta} \quad (2)$$

$$\text{Fe}^{3+} = \text{ac} + 2\text{tf} \quad (3)$$

$$\text{Fe}^{2+} = 2\text{fe} \quad (4)$$

$$\text{Mn} = 2\text{mn} \quad (5)$$

$$\text{Mg} = 2\text{en} \quad (6)$$

$$\text{Ca} = 2\text{tf} + \text{tt} + \text{ta} + 2\text{wo} \quad (7)$$

$$\text{Na} = \text{ac} + \text{jd} \quad (8)$$

(ac, acmita; jd, jadeíta; tf, ferro-tschermackita; tt, titano - tschermackita; ta, tschermackita; wo, wollastonita; en, enstatita; mn, manganossilita*; fe, ferrossilita). K é somado a Na e tratado como Na.

As equações (1), (4), (5) e (6) demonstram que tt, fe, mn e en são definidos independentemente uns dos outros, sendo, por conseguinte, calculados em primeiro lugar:

$$\text{tt} = \text{Ti} \quad (10)$$

$$\text{fe} = \text{Fe}^{2+}/2 \quad (11)$$

$$\text{mn} = \text{Mn}/2 \quad (12)$$

$$\text{en} = \text{Mg}/2 \quad (13)$$

Wo é calculado, no final, sem interferência dos outros componentes:

$$\text{tf} + \text{tt} + \text{ta} = \text{Al} + \text{Fe}^{3+} - \text{Na}; (2) + (3) - (8) \quad (14)$$

$$\text{wo} = (\text{Ca} + \text{Na} - \text{Al} - \text{Fe}^{3+})/2; (7) + (14) \quad (15)$$

Assim, os cinco componentes calculados possuem soluções únicas. Aqui há quatro componentes a serem calculados e quatro equações

* Não se encontra nas bibliografias anteriores o nome do componente $\text{Mn}_2\text{Si}_2\text{O}_6$, que neste trabalho é denominado como acima.

TABELA XIII

Principais substituições de piroxênios

Forma original: Enstatita $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$

Substituições	Componentes representativos	
1) $\text{Mg} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$	Ferrossilita	$\text{Fe}^{2+}_2\text{Si}_2\text{O}_6$
2) $\text{Mg} \rightarrow \text{Mn}$	Manganossilita	$\text{Mn}_2\text{Si}_2\text{O}_6$
3) $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) \rightarrow \text{Ca}$	Wollastonita	$\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$
4) $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Si} \rightarrow \text{AlAl}$	Tschermackita	CaAlAlSiO_6
5) $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Si} \rightarrow \text{Fe}^{3+}\text{Fe}^{3+}$	Ferro-tschermackita	$\text{CaFe}^{3+}\text{Fe}^{3+}\text{SiO}_6$
6) $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Si}_2 \rightarrow \text{TiAl}_2$	Titano-tschermackita	$\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$
7) $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2 \rightarrow \text{NaAl}$	Jadeíta	$\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$
8) $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2 \rightarrow \text{NaFe}^{3+}$	Acmita	$\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$

aproveitáveis, entretanto, não existe solução única devido ao fato de a equação (0) ser equivalente a $2((8) + (10) + (11) + (12) + (13)) + (14)$:

$Si - 2ac + 2jd + tf + ta + 2Wo + 2en + 2mn + 2fe = Fe^{2+} + Mn + Mg + Ca + 2Na - Ti$. Para resolver esse problema, o autor introduz o conceito do modo de preenchimento da posição Z.

As posições W, W e Y de piroxênios apresentam-se em geral preenchidas por vários íons, mas os que podem ocupar a posição Z são em número diminuto, visto que ali só cabem cá-tions pequenos: Si, Al, Fe^{3+} e Ti^{4+} . Dentre eles, o Si é o principal, o Al secundário, o Fe^{3+} raro e o Ti pouco provável, face ao seu raio iônico e às discussões anteriores. Na maioria dos casos, considera-se que apenas Si e Al assumem esse papel, sendo esta aproximação utilizada por muitos autores (por exemplo, Deer *et al.*, 1963; Vieten, 1980). Além disso, quando o Si da posição de Z é substituído por Al ou Fe^{3+} , tem lugar a concomitante entrada de Ca na posição X (Huckanhortz *et al.*, 1969; Cawthorn e Collerson, 1974; Miyashiro e Kushiro, 1977). Esses fatos sugerem grande dificuldade na substituição de Si por Al ou Fe^{3+} , estes últimos portadores de raios iônicos maiores. Da mesma forma, a dificuldade relativa de acomodação de Fe^{3+} na posição Z em relação a Al é maior que no caso da Y.

Os raios iônicos maiores de Al e Fe^{3+} , quando comparados aos do Si, levam à colocação preferencial desses elementos na posição Y, correspondendo à formação prioritária de acmita e jadeíta em detrimento dos componentes ferro-tschermackita e tschermackita. De modo análogo, o raio iônico maior do Fe^{3+} em comparação ao do Al provoca a colocação preferencial do Fe^{3+} na posição Y, indicando a formação prioritária de acmita relativamente a jadeíta. Por outro lado, Al mostra também facilidade de acomodação na posição Y, assim que o Na disponível tende aparentemente a se ligar ao Al na forma de jadeíta. A prioridade dada à formação de jadeíta sobre acmita no cálculo de Cawthorn e Collerson (1974) baseia-se nesse ponto. Entretanto, como foi explicado anteriormente, o espaço absoluto da posição Y é maior que

TABELA XIV

Cálculo da análise química de piroxênio para os componentes finais

Componentes		Fórmulas químicas	$\text{Na} < \text{Fe}^{3+}$	$\text{Na} > \text{Fe}^{3+}$
Acmita	(ac)	$\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$	Na	Fe^{3+}
Jadeíta	(jd)	$\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$	-	$\text{Na} - \text{Fe}^{3+}$
Ferro-tschermackita	(tf)	$\text{CaFe}^{3+}\text{Fe}^{3+}\text{SiO}_6$	$(\text{Fe}^{3+} - \text{Na})/2$	-
Titano-tschermackita	(tt)	CaTiAlAlO_6	Ti	Ti
Tschermackita	(ta)	CaAlAlSiO_6	$(\text{Al} - 2\text{Ti})/2$	$(\text{Al} + \text{Fe}^{3+} - \text{Na} - 2\text{Ti})/2$
Wollastonita	(wo)	$\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$	$(\text{Ca} + \text{Na} - \text{Al} - \text{Fe}^{3+})/2$	$(\text{Ca} + \text{Na} - \text{Al} - \text{Fe}^{3+})/2$
Enstatita	(en)	$\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$	Mg/2	Mg/2
Manganossilita	(mn)	$\text{Mn}_2\text{Si}_2\text{O}_6$	Mn/2	Mn/2
Ferrossilita	(fe)	$\text{Fe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_6$	$\text{Fe}^{2+}/2$	$\text{Fe}^{2+}/2$

o da Z e, por conseguinte, o efeito da diferença de raio iônico dos dois elementos é maior na posição Z do que na Y.

Conseqüentemente, a ordem de cálculo para os componentes é a seguinte:

Calcula-se ac. Se esgotar todo o Fe^{3+} , faz-se $\text{tf} = 0$; se acabar Na, $\text{jd} = 0$: No primeiro caso, o Na remanescente se associa ao Al aproveitável para formar jd, com o Al que sobra dessa distribuição indo para ta. No segundo caso, o Fe^{3+} restante é utilizado na formação de tf, com o Al aproveitável originando ta. A Tabela XIV contém o resumo do novo método de cálculo dos componentes finais de piroxênios.

Como visto na Tabela XV, esse método fornece valores maiores de acmita, wollastonita e tschermackita e menores de jadeíta e ferro-tschermackita que os obtidos com o de Cawthorn e Collerson (1974); adicionalmente, mostra-se mais coerente com as discussões havidas (Figs. 25 a 34), além de não ter a contradição do Al. Os componentes finais listados na Tabela XIb foram calculados segundo essa metodologia.

8.3. Anfibólitos

8.3.1. Química geral

As Tabelas XVIa e XVIb apresentam as composições químicas em porcentagem de peso e em número catiônico, respectivamente. Geralmente, os anfibólitos são classificados quanto ao quimismo em três categorias, em função dos elementos ocupantes da posição X, cujo número máximo de cátions é 2: ferromagnesianos, cálcicos e alcalinos (Deer *et al.*, 1963). Os do maciço alcalino da Ilha de Vitória, conforme a Tabela XVI, possuem alto teor em Ca, próximo a 2 (em média, 1,8304). Já que o Ca ocupa somente a posição X, numa rápida interpretação eles são enquadrados como anfibólitos cálcicos. Na e K podem preencher as posições X e W, e quando entram na segunda tem-se um aumento de Al e redução de Si com a

TABELA XV

Comparação dos componentes finais de piroxênios calculados pelo método do presente trabalho (M) e de Cawthorn e Collerson, 1974 (CC)

		Nefelina sienito		Pulaskito		Álcali sienito		Sodalita- nefelina fonolito	
		25-N		43A-N		6-N		4A-M	
Componentes		M	CC	M	CC	M	CC	M	CC
$\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$	(ac)	14,49	12,40	5,55	3,40	2,19	1,97	59,05	51,98
$\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$	(jd)	0,00	6,93	2,38	4,49	2,97	5,03	4,49	9,92
$\text{CaFe}^{3+}\text{Fe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$	(tf)	0,88	4,32	0,00		0,00		0,00	
CaTiAlAlO_6	(tt)	1,69	1,69	1,06	1,06	1,05	1,05	2,85	2,85
CaAlAlSiO_6	(ta)	1,80	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
$\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$	(wo)	38,32	37,18	42,63	41,90	41,30	41,29	19,30	18,59
$\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$	(en)	6,90	6,90	25,49	25,49	22,76	22,76	0,34	0,34
$\text{Mn}_2\text{Si}_2\text{O}_6$	(mn)	1,93	1,93	1,39	1,39	1,81	1,81	1,38	1,38
$\text{Fe}^{2+}_2\text{Si}_2\text{O}_6$	(fe)	28,99	28,99	21,50	21,50	27,91	27,91	12,60	12,60

elevação do número catiônico total devido à substituição $\text{Si} \rightarrow (\text{Na}, \text{K})\text{Al}$. Portanto, Na e K na posição X podem ser estimados a partir do número catiônico total. A soma dos valores de Ca, Na e K na posição X é em geral inferior a 2, com a diferença correspondendo a Mg, Fe^{2+} , Mn, etc. Com base no disposto, elaborou-se o diagrama triangular dos cátions na posição X (Fig. 35). Em realidade, esses anfibólios podem conter Fe^{3+} , mas a microsonda não distingue Fe^{2+} e Fe^{3+} . Os dados da Tabela XVIa e XVIb expressam o ferro como se fosse 100% de Fe^{2+} ; por isso, têm-se números catiônicos totais superiores aos reais, frequentemente acima de 16. Assim, os valores reais de Na e K da posição W são menores que os expressos na Tabela XVIb; em consequência, os da posição X devem ser maiores. Na Fig. 35, as composições mais realísticas se projetariam algo distantes do vértice $\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$ e mais próximas do $\text{Na}+\text{K}$. O anfibólio mais enriquecido em Na e K da posição X (am. 54A), micrólitos de sodalita-nefelina fonolito, possui número catiônico total relativamente baixo (15,9204; Tabela XVIb). Isso indica que mesmo considerando o efeito do Fe^{3+} , os números catiônicos totais dos outros anfibólios não seriam muito inferiores a esse valor e, mais, Na e K da posição X não seriam muito superiores (21,05%). Consequentemente, Ca é o principal elemento na posição X, enquanto Na e K são secundários e Mg e Fe^{2+} mais ainda. Segundo a classificação de Leake (1978), os anfibólios em questão pertencem à série cálcica. A Fig. 36 apresenta a projeção no diagrama Ca-Mg - Fe^{2+} (Deer *et al.*, 1963), com os anfibólios da Ilha de Vitória classificando-se com cálcicos. Nessa figura, os pontos projetados formam uma série de cristalização com valores mais ou menos constantes de Ca e substituição de Mg por Fe^{2+} . Os valores de $\text{Fe}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ são comumente superiores aos dos clinopiroxênios coexistentes, indicando que a cristalização dos anfibólios ocorreu em estágios posteriores. Nos anfibólios, o valor $\text{Fe}/\text{Mg} + \text{Fe}$ acha-se relacionado à petrografia hospedeira, crescendo na seguinte ordem: álcali diabásio, álcali sienitos, pulaskitos, nefelina sienito e sodalita-nefelina fonolitos (em média, respectivamente, 0,4362, 0,7041, 0,8113, 0,8298 e 0,8929). Na mesma ordem diminui o Ca (em média, respectivamente, 2,1416, 1,9072, 1,8016, 1,7500 e 1,6997), aumentam Na + K (em média, respectivamente, 0,9672, 1,0003, 1,1984, 1,2943 e 1,2930) e número catiônico total (em média, respectiva-

TABELA XVIa

Composição química parcial (porcentagem em peso) de anfibólitos das rochas alcalinas da Ilha de Vitória

Amostras	Nefelina sienito		Pulaskitos				Alcali sienitos				Sodalita - nefelina fonolitos					Alcali diabásio	
	64		43A		111		6		85		4A		44B		54A	58	
Elementos	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	M	N	B
SiO ₂	37,68	37,64	37,40	38,00	39,17	39,01	40,12	39,93	40,05	39,88	38,51	38,35	38,50	38,52	39,87	38,86	38,53
TiO ₂	2,77	2,53	3,21	2,79	2,72	2,67	2,16	2,04	2,15	1,94	1,90	2,76	1,53	1,47	1,67	6,22	5,06
Al ₂ O ₃	10,90	10,94	12,27	12,16	11,39	11,43	9,84	10,23	10,40	10,42	11,35	11,27	9,55	9,99	11,01	13,90	14,07
FeO*	26,57	27,27	23,98	24,47	26,33	26,76	22,62	23,81	23,64	23,67	27,06	23,98	30,66	30,64	29,96	10,55	15,01
MnO	1,13	1,19	1,28	1,32	1,37	1,38	1,15	1,23	0,98	1,01	1,30	1,64	1,12	1,11	1,67	0,16	0,23
MgO	3,19	3,05	3,94	3,89	2,70	2,69	5,26	5,05	5,86	5,95	2,18	4,12	1,43	1,44	0,51	10,80	7,82
CaO	10,10	10,04	10,37	10,23	10,95	10,64	11,03	11,19	11,39	11,31	10,73	11,56	9,30	9,30	8,57	13,39	13,16
Na ₂ O	2,84	3,04	3,58	3,53	3,08	3,05	2,68	2,65	2,09	1,98	2,91	2,96	2,94	2,95	2,84	2,31	2,45
K ₂ O	1,73	1,81	1,61	1,71	0,21	0,22	1,76	1,12	1,36	1,27	1,81	1,50	1,94	1,94	1,74	1,38	1,45
Total	96,91	97,96	97,53	97,92	97,91	97,86	98,01	97,81	97,92	97,43	97,75	98,15	97,38	97,37	97,91	97,59	97,43

* Fe total calculado como FeO

TABELA XVIIb

Composição química parcial (em número catiônico) e outros parâmetros de anfibólio das rochas alcalinas da Ilha de Vitória

	Nefelina sienito		Pulaskitos		Álcali sienitos				Sodalita-nefelina fonolitos						Álcali diabásio		
	64A		43A		111		6		85		4A		44B		54A	58	
Cátions	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	M	N	B
Si ⁴⁺	6,1353	6,0959	5,9834	6,0534	6,2301	6,2157	6,4013	6,3436	6,3020	6,3048	6,2159	6,2151	6,3390	6,3419	6,4557	5,7966	5,8556
Ti ⁴⁺	0,3386	0,3076	0,3866	0,3346	0,3251	0,3198	0,2594	0,2437	0,2544	0,2312	0,2308	0,3308	0,1896	0,1825	0,2038	0,6979	0,5876
Al ³⁺	2,0875	2,0883	2,2945	2,2835	2,1334	2,1470	1,8501	1,9160	1,9292	1,9412	2,1609	2,1338	1,9316	1,9390	2,1009	2,4435	2,5196
Fe ²⁺	3,6902	3,7538	3,2082	3,2597	3,5616	3,5671	3,0177	3,1639	3,1105	3,1301	3,6550	3,2000	4,2223	4,2190	4,0565	1,3163	1,9072
Mn ²⁺	0,1552	0,1639	0,1734	0,1178	0,1845	0,1861	0,1549	0,1658	0,1305	0,1350	0,1782	0,2218	0,1558	0,1545	0,2320	0,0202	0,0293
Mg ²⁺	0,7724	0,7365	0,9386	0,9240	0,6315	0,6395	1,2501	1,1948	1,3755	1,4021	0,5245	0,9808	0,3519	0,3542	0,1230	2,4026	1,1770
Ca ²⁺	1,7575	1,7425	1,7779	1,7455	1,8655	1,8175	1,8862	1,9052	1,9207	1,9165	1,8576	1,8730	1,6414	1,6397	1,4868	2,1406	2,1426
Na ⁺	0,8932	0,9532	1,1109	1,0359	0,9490	0,9429	0,8298	0,8158	0,6389	0,6083	0,9116	0,9171	0,9393	0,9426	0,8913	0,6685	0,7218
Ca ⁺	0,3687	0,3734	0,3283	0,3468	0,0345	0,0456	0,3584	0,2217	0,2724	0,2559	0,3728	0,3054	0,4075	0,4075	0,3698	0,2625	0,2815
Total	16,1081	16,2155	16,2022	16,1615	15,8737	15,8333	16,0083	15,9761	15,9345	15,9245	16,1113	16,0884	16,1789	16,1811	15,9204	15,7941	15,8076
Fe/(Mg + Fe)	0,8237	0,8359	0,7736	0,7791	0,8455	0,8471	0,7070	0,7258	0,6933	0,6906	0,8744	0,7653	0,9320	0,9225	0,9705	0,3539	0,5185
(Mg + Fe ²⁺) _X	0,0987	0,1463	0,0149	0,0342	0,0156	0,0773	-0,1261	0,0280	0,1025	0,1447	-0,307	-0,0071	0,1906	0,1913	0,0835	-0,3225	-0,3383
(Na + Ca) _X	0,1438	0,1112	0,2730	0,2213	0,1189	0,1052	0,2399	0,0668	-0,0232	-0,0621	0,1731	0,1341	0,1680	0,1690	0,4297	0,1819	0,1597
(Ca) _X	1,7575	1,7425	1,7779	1,7455	1,8655	1,8175	1,8862	1,9052	1,9207	1,9165	1,8576	1,8730	1,6414	1,6397	1,4868	2,1406	2,1426
S ₁ : Si+M ¹ M ³	1,1081	1,2155	1,2022	1,1615	0,8737	0,8833	1,0003	0,9761	0,9345	0,9254	1,1113	1,0884	1,1789	1,1811	0,9204	0,7491	0,8076
S ₂ : M ² Si+M ³ M ³	0,0791	0,0732	0,0410	0,1157	0,2458	0,2594	0,0715	0,0928	0,2545	0,3037	0,2047	0,1247	0,1027	0,1119	0,2160	0,0673	0,1795
S ₃ : M ² Si ₂ +TiM ³ ₂	0,3386	0,3076	0,3866	0,3340	0,3251	0,3198	0,2594	0,2347	0,2544	0,2312	0,2308	0,3308	0,1896	0,1825	0,2038	0,6979	0,5786
S ₄ : M ² ₂ +M ¹ M ³	0,1438	0,1111	0,2370	0,2212	0,1188	0,1052	0,1799	0,0667	0,0231	-0,0611	0,1730	0,1324	0,1680	0,1690	0,3408	0,1809	0,1957

Fig. 35 - Diagrama triangular reunindo os cátions que preenchem a posição X dos anfibólios do maciço alcalino da Ilha de Vitória.

Fig. 36 - Diagrama triangular Mg-Fe²⁺-Ca dos anfibólios do maciço alcalino da Ilha de Vitória. Fe total calculado como FeO. Símbolos iguais aos da Fig. 35.

mente, 15,8009, 15,9609, 16,0177, 16,1618 e 16,0960, com uma única exceção). As mesmas tendências, exceto quanto ao número catiônico total, são observadas qualitativamente nos clinopiroxênios (Tabela XIb). Com base na variação da razão Fe/Mg+Fe, os fatos acima são atribuídos ao fracionamento magmático. Através deste mecanismo, os anfibólios cristalizados aumentam os teores de Fe, Na + K e número catiônico total e diminuem os de Mg e Ca. Ou seja, os anfibólios formados nos estágios iniciais de fracionamento magmático possuem composição química relativamente próxima à da hornblenda, enquanto os dos mais avançados mostram características comuns às das variedades alcalinas. Diferenças notáveis quanto ao quimismo são encontradas junto aos anfibólios dos sodalita-nefelina fonolitos. Os da am. 4A, fenocristais de 0,2 mm por 0,8 mm, possuem composição próxima à dos minerais da am. 64 (nefelina sienito); por outro lado, os da am. 54A, micrólitos em meio a uma massa fundamental, têm teores altos em Fe, Na e K e baixo em Ca. Isso indica que o fracionamento do magma avança no sentido das ams. 4A, 44B e 54A. A variação do número catiônico total através desse processo pode ser devida a dois fatores: 1) aumento de Fe^{3+} , ocasionando aparente elevação do número catiônico total e 2) aumento de Na e K na posição W, com crescimento real do número catiônico. A partir dos dados de microsonda não é possível decidir-se sobre o que na verdade teria acontecido. Como explicado previamente, embora a primeira alternativa seja evidente, a segunda não pode ser excluída (ver adiante item 2.3.2). A Fig. 37 apresenta o diagrama Mg-Fe-Na+K. No caso dos clinopiroxênios (Fig. 27), observa-se uma sequência nítida de enriquecimento em Na+K; no caso dos anfibólios, essa tendência não se acha presente, com o fato apontando que nesse estágio do fracionamento Na e K entram preferencialmente na composição da egirina e biotita coexistentes em detrimento aos anfibólios.

Em resumo, os anfibólios do maciço alcalino da Ilha de Vitória, exceção feita aos da am. 58, possuem composição química próxima à da hornblenda, conquanto os valores de Na e K se mostrem demasiado altos, superiores a 1, para que possam vir a ser denominados como tal. Desse modo, é preferível adotar-se para eles o nome barkevikita, em consonância também com o comportamento

Fig. 37 - Diagrama triangular Mg-Fe²⁺-(Na+K) dos anfibólios do maciço alcalino da Ilha de Vitória. Fe total calculado como FeO. Símbolos iguais aos da Fig. 35.

óptico referido previamente. Já os minerais da am. 58 são caracterizados por altos teores em Ti (0,6428), Mg (2,0869) e Ca (2,1416) e baixos em Si (5,8621), Fe^{2+} (1,6118) e Na (0,6952) (Tabela XVIb). O enriquecimento em Ti é notadamente acentuado, razão pela qual são designados de Kaersutita. Na citada amostra (am. 58), os clinopiroxênios coexistentes contêm igualmente alto Ti. A forma alongada, cor marrom-avermelhada e outras feições ópticas confirmam os dados de microsonda. A diferença de composição química entre o núcleo e as bordas é notável, apesar de não se reconhecer ao microscópio. As bordas apresentam-se enriquecidas em Si, Fe e Na e empobrecidas em Ti e Mg, feições comuns a magmas relativamente fracionados. Era de se esperar que os anfibólios da am. 44B exibissem alto conteúdo em Na, uma vez que as suas propriedades ópticas se assemelham às da arfvedsonita. Contudo, o quimismo desses minerais em nada difere do obtido para os demais anfibólios, todos, à exceção dos da am. 58, enquadrados como barkevita. A razão desse fato não é bem entendida, mas considerando que a amostra representa um dique leucocrático sem piroxênios, isto é, fortemente hidratado, aventa-se aqui a seguinte explicação: apesar do teor de Na+K não ser grande (1,3485), parte razoável desses álcalis ocuparia a posição X, sendo responsável pelo comportamento óptico. Como resultado, o conteúdo em Ca e o número catiônico total deveriam ser baixos. A Tabela XVIb demonstra que o primeiro é mais ou menos baixo (1,6406), enquanto que o segundo se mostra aparentemente elevado (16,1800). Se a proporção de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ for razoavelmente alta, o número catiônico real pode ser baixo apesar do alto valor aparente, com o Ca real ainda mais baixo. A presença de um teor mais elevado em Fe^{3+} parece bem provável, uma vez que o magma é altamente hidratado.

8.3.2. Composição química em perfil

Nas observações microscópicas não foram reconhecidos anfibólios com zoneamento visível. Na composição química geral também não se registraram diferenças químicas significativas entre o núcleo e as bordas, excluídos os minerais da am. 58. Por outro lado, ao longo dos perfis em cristais foram detectadas va-

riações químicas notáveis (Fig. 38). Grosso modo, as mudanças são gradativas, inexistindo as inclusões que tão bem caracterizam os piroxênios. À exceção da am. 4A, as bordas dos cristais se apresentam enriquecidas em FeO e empobrecidas em Mg e Ti em relação aos núcleos, isto é, zoneamento normal. Na e Ca não exibem variações expressivas. Essas feições são explicadas por um processo de cristalização a partir de magma em fracionamento contínuo.

No anfibólio da am. 25 (Fig. 38A), a variação gradativa ou contínua é claramente visível para as curvas de FeO e MgO. Por sua vez, o da am. 6 (Fig. 38B) não mostra tal variação, mas sim apenas pequenas bordas empobrecidas em CaO, MgO e Na₂O. O pequeno diâmetro aparente desse anfibólio na lâmina (0,4 mm), em comparação com o da am. 25 (1,0 mm), indica que o perfil do anfibólio da am. 6 não passa de um núcleo tridimensional do cristal. Já o anfibólio da am. 58 (Fig. 38D) exhibe variações acentuadas em FeO, MgO e TiO₂, com valores duas vezes maiores entre núcleo e bordas.

No perfil do anfibólio da am. 4A (Fig. 38C), nota-se a presença de margens com proeminente zoneamento inverso. À exclusão das bordas, a variação química é relativamente pequena. Esses fatos apontam para uma mudança abrupta nas condições de cristalização nos estágios finais. Esse padrão de zoneamento pode ser explicado por alguns mecanismos: 1) rápida decompressão; 2) injeção de magma máfico e 3) injeção de água. Considerando que a amostra pertence a um dique de sodalita-nefelina fonolito, poderia ter ocorrido rápida decompressão devido à ascensão abrupta do magma. Além disso, era de se esperar que a decompressão responsável por esse zoneamento se fizesse acompanhar de fenômenos de corrosão do mineral já cristalizado, contudo, na lâmina, não foram reconhecidas tais feições. À injeção de magma máfico se associa também um aumento da temperatura, levando à corrosão do cristal. O ponto crítico para ambos os casos é que as novas condições, seja de pressão, seja de temperatura, afetam até o núcleo do grão. Por outro lado, assume-se que a injeção de água é um fenômeno restrito à fase líquida, uma vez que a água injetada não infiltra tão livremente dentro do mineral já cristalizado como o faz junto à-

Fig. 38 - Perfil obtido na microsonda em cristais de anfibólio: ams. 25(A), 6(B), 4(C) e 58(D).

Fig. 38 - Continuação

Fig. 38 - Continuação

D

Am. 58

-155-

Fig. 38 - Continuação

quela. Logo, a injeção de água pode provocar zoneamento inverso de anfibólios através do abaixamento do "solidus" e "liquidus" (Fig. 39) sem o acompanhamento de corrosão do mineral. Aparentemente, este é o mecanismo mais provável para explicar o padrão de zoneamento do anfibólio da am. 4A. A fonte de água necessária poderia ser encontrada junto às rochas encaixantes, uma vez que a amostra pertence a um dique com espessura de apenas 50 cm.

8.3.3. Substituições químicas

As substituições envolvendo os elementos constituintes dos anfibólios são mais complexas que no caso dos piroxênios. Além das diadômicas, existem diversos outros tipos de substituição combinada, variando em alguns deles o número catiônico total (por exemplo, $\text{Si} \rightleftharpoons \text{NaAl}$). Adicionalmente, não existe método para se estimar os valores de Fe^{2+} e Fe^{3+} e tampouco a proporção dos componentes finais.

As Figs. 40 e 41, reunindo, respectivamente, as relações de Ti com Al e Ti com 8-Si, buscam esclarecer o comportamento do Ti. Este elemento poderia entrar na fórmula química de anfibólios através das substituições $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Si}_2 \rightleftharpoons \text{Ti}$. A segunda é pouco provável devido ao tamanho do raio iônico do Ti^{4+} . Para o primeiro caso, os pontos projetados se dispõem ao longo das linhas de $\text{Al} = 2\text{Ti}$ na Fig. 40 e $9\text{-Si} = 2\text{T}$ na Fig. 41 se não ocorressem substituições de outros elementos. Já para o segundo, os pontos se espalhariam sem relação determinada na Fig. 40 e convergiriam para a linha $8\text{-Si} = \text{Ti}$ na Fig. 41. Os pontos projetados nessas figuras não satisfazem a ambos os casos, localizando-se grosso modo paralelamente às linhas $\text{Al} = 2\text{Ti}$ e $8\text{-Si} = 2\text{Ti}$, à exceção das kaersutitas do álcali diabásio (am. 58). Isto parece indicar que a substituição $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Si}_2 \rightleftharpoons \text{Ti Al}_2$ está presente pelo menos nos anfibólios com baixo teor em Ti; além disso, ocorrem substituições que consomem Al e preenchem vacâncias na posição Z, como, por exemplo, $\text{Si} \rightleftharpoons \text{NaAl}$ e $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Si} \rightleftharpoons \text{AlAl}$, tão bem conhecidas como hornblendas (Deer *et al.*, 1963).

No caso das kaersutitas do álcali diabásio, a dis

Fig. 39 - Diagrama esquemático do sistema solução-sólida (Mg-Fe) para explicar zoneamento invertido devido ao abaixamento da temperatura do "liquidus" e "solidus" por injeção de água sob condições de temperatura constante do magma.

Fig. 40 - Projeção dos anfibólios no diagrama Ti-Al. Símbolos iguais aos da Fig. 35.

Fig. 41 - Projeção dos anfibólios no diagrama de Ti-(8-Si). Símbolos iguais aos da Fig. 35.

posição dos pontos da Fig. 41 poderia ser explicada tanto pela substituição $\text{Si} \rightleftharpoons \text{Ti}$ quanto pela $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Si}_2 \rightleftharpoons \text{TiAl}_2$, acompanhada de $\text{Si} \rightleftharpoons \text{NaAl}$ e $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Si} \rightleftharpoons \text{AlAl}$ em menor grau. Mas, à vista da localização dos pontos na Fig. 40, a segunda hipótese se afigura mais provável. Isto é, Ti entra nos anfibólios principalmente através da substituição da titano-tschermackita.

A Fig. 42 relaciona Al e 8-Si com a finalidade de verificar a existência de substituição tschermackítica. Se ocorresse apenas essa substituição, os anfibólios se colocariam ao longo da linha $2(8\text{-Si}) = \text{Al}$. Entretanto, verifica-se que os pontos projetados não só estão distantes dessa linha, mas também próximos à $8\text{-Si}=\text{Al}$, com o fato indicando que a substituição acima é secundária.

A Fig. 43, reunindo Na+K e 8-Si, procura mostrar a possível substituição $\text{Si} \rightleftharpoons (\text{Na}, \text{K}) \text{Al}$. Se ela fosse a principal, os pontos se ordenariam ao longo da linha $8\text{-Si} = \text{Na}+\text{K}$. Excluídas as kaersutitas, eles se dispõem paralelamente à linha, sugerindo a existência da substituição. Esta explica também a configuração dos pontos projetados paralelamente à linha de $8\text{-Si} = \text{Al}$ na Fig. 42. As kaersutitas do álcali diabásio são deficientes em Na e K em relação a 8-Si. Tal fato aponta para o menor grau de ocorrência dessa substituição, em conformidade com a discussão anterior referente ao Ti.

Com base nos dados químicos, tem-se que a soma de Na+K é superior a 1 na maioria dos anfibólios investigados. Assim, Na e K são empregados não somente para $\text{Si} \rightleftharpoons (\text{Na}, \text{K})\text{Al}$, como também para $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) \rightleftharpoons (\text{Na}, \text{K}) (\text{Al}, \text{Fe}^{3+})$. A segunda substituição forma os componentes glaucofânio, $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Mg}_3\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, e riebeckita, $\text{Na}_2\text{Fe}^{3+}_2\text{Fe}^{2+}_3\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, característicos de anfibólios alcalinos. Entretanto, não há referências nas bibliografias sobre o emprego distinto de Na e K tanto na primeira quanto na segunda substituição, a partir da composição química do mineral. Desse modo, o autor tenta apresentar aqui uma nova idéia sobre o assunto.

Fig. 42 - Projeção dos anfibólios no diagrama de Al-(8-Si). Símbolos iguais aos da Fig. 35.

Fig. 43 - Projeção dos anfibólios no diagrama de $(Na+K)-(8-Si)$.
Símbolos iguais aos da Fig. 35.

As substituições são divididas em dois tipos, diadômicas e combinadas, sendo estas últimas subdivididas em dois grupos: as que provocam mudanças do número catiônico, por exemplo, $\text{Si} \rightleftharpoons \text{NaAl}$ e $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3 \rightleftharpoons \text{Al}_2$, e as que não as causam, $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2 \rightleftharpoons (\text{Na}, \text{K}) (\text{Al}, \text{Fe}^{3+})$ e $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Si} \rightleftharpoons \text{AlAl}$. Por conveniência, o primeiro tipo será denominado nesta discussão de substituição isonumérica e o segundo de alonumérica. Para evitar maiores complexidades junto às substituições diadômicas, os cátions serão agrupados em função de suas cargas elétricas: K e Na como M^1 ; Ca, Mg, Mn e Fe^{2+} como M^2 ; Fe^{3+} e Al como M^3 ; e Si e Ti como M^4 . Os dados químicos informam sobre esses parâmetros; estes, por sua vez, fornecem quatro equações matematicamente independentes que expressam relações mútuas desses cátions, ou seja, substituições combinadas. Dentre as quatro equações, uma é utilizada para equilíbrio de carga, assim que as aproveitáveis para as substituições combinadas são apenas três. Isso significa dizer que qualquer composição química mineral pode ser representada por, no mínimo, três tipos de substituição combinada adequada a partir da fórmula química inicial. Entretanto, o fato não indica que existem apenas três tipos, mas sim que se propõe um modelo sem contradições matemáticas com três tipos ou mais de substituição combinada. Em outras palavras, modelos com duas substituições combinadas são imperfeitos face às contradições matemáticas presentes. Na realidade, o comportamento químico de Si e Ti não é igual apesar de ambos os elementos possuírem a mesma carga elétrica. Portanto, há cinco parâmetros e quatro tipos de substituição combinada calculáveis.

Do exposto, têm-se que as substituições combinadas conhecidas de ocorrência junto aos anfibólios cálcicos são: $\text{Si} \rightleftharpoons \text{NaAl}$ e $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) \text{Si} \rightleftharpoons \text{AlAl}$. Além dessas, existem outras relacionadas com Ti e álcalis: $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Si}_2 \rightleftharpoons \text{TiAl}_2$ e $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2 \rightleftharpoons (\text{Na}, \text{K}) (\text{Al}, \text{Fe}^{3+})$. Na presente discussão, essas substituições são denominadas de S_1 , S_2 , S_3 e S_4 :

Dentre elas, a única alonumérica é a S_1 . A S_2 e S_3 correspondem, respectivamente, às substituições de tschermackita e titano-tschermackita. Utilizando-se o anfibólio $M_7^2Si_8O_{22}(OH)_2$, que é a fórmula referente à antofilita, gedrita, tremolita, actinolita, etc., como ponto de partida, chega-se às seguintes equações:

$$M^1 = S_1 + S_4$$

$$M^2 = 7 - S_2 - S_3 - 2S_4$$

$$M^3 = S_1 + 2S_2 + 2S_3 + S_4$$

$$Si = 8 - S_1 - S_2 - 2S_3$$

$$Ti = S_3$$

Nos anfibólios alcalinos, encontra-se mais de um tipo de substituição alonumérica, $M^3 \rightleftharpoons M^1M^2$, dando origem aos componentes arfvedsonita, $Na_3Fe_4^{2+}Fe^{3+}Si_8O_{22}(OH)_2$, a eckermanita, $Na_3Mg_4AlSi_8O_{22}(OH)_2$, a partir, respectivamente, de riebeckita e glaucofânio, assumindo-se $Fe^{3+} \rightleftharpoons NaFe^{2+}$ e $Al \rightleftharpoons NaMg$. Contudo, no caso dos anfibólios da Ilha de Vitória, considera-se que esse tipo é pouco expressivo à vista da natureza cálcica desses minerais.

A partir das equações acima, calculam-se S_1 , S_2 , S_3 e S_4 como se segue:

$$S_1 = M^1 + M^2 + M^3 + Si + Ti - 15, \text{ ou seja, número catiônico total} - 15$$

$$S_2 = 8 - Si - 2Ti - S_1$$

$$S_3 = Ti$$

$$S_4 = M^1 - S_1$$

Com base no resultado desses cálculos, pode-se definir a distribuição de Na e K para a posição W ou X, ou seja, S_1 ou S_4 . Entretanto, no caso de análises de microsonda eletrônica, a definição não é matematicamente perfeita devido ao fato de Fe^{3+} ser expresso como Fe^{2+} .

O diagrama triangular $Ca_2(Mg, Fe^{2+})_5Si_8O_{22}(OH)_2$ - $Ca_2(Mg, Fe^{2+})_3Al_2Si_6Al_2O_{22}(OH)_2$ - $Na_2Ca_2(Mg, Fe^{2+})_5Si_6Al_2O_{22}(OH)_2$ de

Hallimond (1943) é comumente empregado para mostrar a composição de hornblendas por meio dos componentes finais; tremolita, actinolita; tschermackita, ferro-tschermackita; edenita, ferro-edenita e pargasita, ferro-hastingsita. O vértice do topo desse triângulo corresponde ao componente teórico que representa a substituição Si-NaAl ("Ha"). Esse diagrama possui três componentes finais, embora as suas composições envolvam quatro parâmetros: Na, (Mg, Fe²⁺), Al e Si. Disso decorre que um anfibólio analisado, ainda que não apresente Ti e K em sua composição, possui quatro pontos para serem projetados no gráfico. Se a posição X desse anfibólio for totalmente preenchida por Ca, isto é, sem participação de qualquer outro cátion, os quatro pontos convergem para um único. Todavia, os anfibólios cálcicos contêm sempre alguma quantidade de Mg, Fe²⁺, Na e/ou K e, portanto, os quatro frequentemente se afastam entre si. Como esse modelo envolve apenas dois tipos de substituição combinada independentes, ele invariavelmente se faz acompanhar de contradições matemáticas. Consequentemente, a sua utilização no sentido correto é impossível, com os resultados acima obtidos trazendo significado ambíguo. No caso de anfibólios com teor de Na um pouco elevado o problema se torna ainda maior. Na literatura não se encontram trabalhos que se ocupam da solução do problema, nem mesmo aquele que menciona a existência da incongruência apontada.

O problema pode ser resolvido uma vez que se calculem S₁, S₂, S₃ e S₄. A Fig. 44 apresenta a projeção dos anfibólios da Ilha de Vitória no diagrama triangular modificado de Hallimond (1943), com S₁ e S₂ calculados pelo novo método. O diagrama ignora os componentes riebeckita e glaucofânio. Nota-se que os pontos projetados se localizam nas proximidades do lado do triângulo $M_7^2Si_8O_{22}(OH)_2 - M_2^1M_7^2M_2^3Si_6O_{22}(OH)_2$. Isto parece indicar a existência de baixo grau de S₂, que é representada pela substituição tschermackítica, em conformidade com a interpretação dada para a Fig. 42. Teoricamente, o componente $M_2^1M_7^2M_2^3Si_6O_{22}(OH)_2$, representado por "Ha", ou seja, substituição S₁, não é superior a 1. Portanto, a existência dos pontos projetados na área superior da linha $M_2^1M_7^2M_2^3Si_7O_{22}(OH)_2 - M_2^1M_6^2M_3^3Si_6O_{22}(OH)_2$ é atribuída ao efeito de Fe³⁺ ou, alternativamente, à presença de outra subs

Fig. 44 - Projeção dos anfibólios no diagrama triangular de anfibólios cálcicos (modificado de Hallimond, 1943). Símbolos iguais aos da Fig. 35.

Fig. 45 - Projeção dos anfibólios no diagrama triangular de anfibólios cálcicos e alcalinos ($M_7^2Si_8O_{22}(OH)_2$ - $M_1^1M_2^2M_3^3Si_6O_{22}(OH)_2$ - $M_1^1M_2^2M_3^3Si_8O_{22}(OH)_2$). Símbolos iguais aos da Fig. 35.

tituição alonumérica, por exemplo, $M^3 \rightleftharpoons M^1M^2$. Como explicado anteriormente, essa substituição é de ocorrência improvável junto aos anfibólios da Ilha de Vitória e, em consequência, o fenômeno parece mais devido ao fator Fe^{3+} . Assim, tem-se que todos os anfibólios projetados tenderiam a se concentrar junto ao canto $M^1M^2M^3Si_7O_{22}(OH)_2$, que é representado pelos componentes edenita, ferro-edenita, se a correção do efeito de Fe^{3+} fosse feita.

Uma vez que a substituição tschermackítica, S_2 , é muito baixa, a Fig. 45 apresenta o diagrama triangular $M^2Si_8O_{22}(OH)_2$ - $M^1M^2M^3Si_6O_{22}(OH)_2$ - $M^1M^2M^3Si_8O_{22}(OH)_2$, que ignora os componentes tschermackita, ferro-tschermackita, etc., para esclarecer a relação entre as substituições S_1 e S_4 . Como mencionado anteriormente, face ao efeito do Fe^{3+} , os pontos projetados deveriam se localizar mais próximos do vértice $M^1M^2M^3Si_8O_{22}(OH)_2$, ou seja, dos anfibólios alcalinos. Portanto, os anfibólios se projetariam ao longo da linha $M^1M^2M^3Si_7O_{22}(OH)_2$ (edenita, ferro-edenita, etc.) - $M^1M^2M^3Si_8O_{22}(OH)_2$ (riebeckita, glaucofânio, etc.). Em resumo, as "barkevikitas" do maciço alcalino da Ilha de Vitória são interpretadas quimicamente como anfibólios cálcicos ferro-edeníticos com certo teor de componentes misturados de anfibólios alcalinos.

Segundo Hallimond (1943), os anfibólios de nefelina sienitos se concentram nas imediações do campo da pargasita - ferro-hastingsita, muito distantes dos minerais homônimos da Ilha de Vitória. Isto pode ser devido às contradições provocadas pela presença dos componentes de anfibólio alcalino.

8.4. Biotita

8.4.1. Química geral

As biotitas das rochas alcalinas da Ilha de Vitória se caracterizam por seu alto teor em Fe e baixo em Mg. As Tabelas XVIIa e XVIIb reúnem, respectivamente, as composições químicas em porcentagem em peso e em número catiônico. O valor mé-

TABELA XVIIa

Composição química parcial (porcentagem em peso) de biotitas das rochas alcalinas da Ilha de Vitória

Elementos	Nefelina sienito		Pulaskito		Álcali sienito		Sodalita-nefelina fonolitos					
	64		43A		6		4A	44B		54A		
	N	B	N	B	N	B	M	N	B	N	B	M
SiO ₂	36,33	36,80	36,38	36,77	36,63	36,58	36,97	36,26	35,64	36,34	36,61	35,45
TiO ₂	3,91	3,82	3,52	3,51	4,87	4,57	2,56	2,71	2,73	0,97	1,32	2,24
Al ₂ O ₃	12,63	13,05	12,24	12,83	12,71	12,64	12,86	12,15	12,36	10,80	10,41	11,22
FeO*	28,61	28,67	28,62	28,64	26,67	28,64	32,91	32,32	32,50	35,24	34,55	35,16
MnO	0,87	0,84	0,79	0,79	0,68	0,64	1,28	0,46	0,50	0,56	0,49	1,93
MgO	3,33	3,27	4,41	4,54	3,78	3,59	0,82	2,90	2,24	3,82	3,82	1,58
CaO	0,02	0,03	0,09	0,17	0,06	0,06	0,05	0,84	1,24	0,02	0,06	0,07
Na ₂ O	1,15	1,10	0,70	0,87	0,74	0,64	0,84	0,11	0,22	0,12	0,31	0,32
K ₂ O	9,41	9,45	9,59	9,58	9,74	9,58	9,83	8,97	8,78	9,76	9,23	9,17
Total	96,26	97,07	96,35	97,68	96,87	96,94	96,13	96,72	96,20	97,64	96,80	97,32

TABELA XVIIb

Composição química parcial (em número catiônico) e outros parâmetros de biotitas das rochas alcalinas da Ilha de Vitória

Cátions	Nefelina sienito		Pulaskito		Álcali sienito		4A	Sodalita-nefelina fonolitos				
	64		43A		6			44B			54A	
	N	B	N	B	N	B	M	N	B	N	B	M
Si ⁴⁺	5,8069	5,8204	5,8096	5,7786	5,7804	5,7890	5,7630	5,8417	5,9744	5,9110	5,9726	5,5560
Ti ⁴⁺	0,4965	0,4541	0,4225	0,4191	0,5776	0,5437	0,3176	0,3285	0,3336	0,1191	0,1622	0,3143
Al ³⁺	2,3795	2,4321	2,3040	2,3763	2,3650	2,3581	2,4969	2,3072	2,3683	2,0708	2,0004	2,2817
Fe ²⁺	3,8243	3,7923	3,8225	3,7636	3,6520	3,7900	4,5350	4,3549	4,4194	4,7945	4,7137	5,0725
Mn ²⁺	0,1182	0,1130	0,1075	0,1045	0,0906	0,0854	0,1793	0,0634	0,0692	0,0777	0,0672	0,2684
Mg ²⁺	0,7939	0,7701	1,0492	1,0589	0,8882	0,8467	0,2016	0,6961	0,5419	0,9261	0,9281	0,3875
Ca ²⁺	0,0033	0,0049	0,0151	0,0281	0,0099	0,0099	0,0086	0,1448	0,2157	0,0033	0,0102	0,0119
Na ⁺	0,3654	0,3374	0,2173	0,2663	0,2283	0,1960	0,2694	0,0341	0,0691	0,0336	0,0994	0,1017
K ⁺	1,9192	1,9063	1,9532	1,9194	1,9604	1,9338	2,0673	1,8422	1,8206	2,0260	1,9208	1,9196
Total	15,6716	15,6312	15,7011	15,7771	15,5533	15,5531	15,8391	15,6152	15,6326	15,9656	15,8750	15,8062
Fe/Mg + Fe	0,8280	0,8311	0,7846	0,7804	0,8043	0,8173	0,9574	0,8621	0,8907	0,8381	0,8354	0,9254
Na + K	2,2756	2,2437	2,2175	2,1857	2,1118	2,2199	2,3368	1,8783	1,8897	2,0627	2,0203	2,0214
Al ^{VI} : Si + Al-8	0,1864	0,2525	0,1136	0,1549	0,1454	0,1471	0,2559	0,1489	0,1627	-0,0182	-0,0260	-0,1623

dio da razão $\text{Fe}/\text{Mg}+\text{Fe}$ em número catiônico alcança 0,8462, sendo superior à dos piroxênios e anfibólios coexistentes (respectivamente, Tabelas XIIb e XVIb). Sobretudo as biotitas que ocorrem na forma de micrólitos (ams. 4A e 54A) possuem razão demasiado alta (em média, 0,9414).

A Fig. 46 mostra a projeção dessas biotitas no diagrama flogopita-annita-eastonita-siderofilita. Embora o gráfico seja frequentemente utilizado para a caracterização química de biotitas de diversos ambientes geológicos, ele deve ser encarado com certas reservas. Assim, conforme as explanações feitas para as substituições em anfibólios: uma composição química envolve, pelo menos, quatro substituições combinadas; porém, a maioria dos trabalhos focaliza apenas dois tipos, $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Si} \rightleftharpoons \text{Al}_2$ e $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3 \rightleftharpoons \text{Al}_3$, havendo, assim, mais pontos a serem projetados no diagrama. Existe ainda um problema adicional, o cálculo do Fe somente como Fe^{2+} . Na Fig. 46, a abcissa corresponde à razão $\text{Fe}/\text{Mg}+\text{Fe}$, enquanto na ordenada coloca-se Al na posição octaédrica (Al^{VI}). Este Al é calculado, convencionalmente através da equação $\text{Si}+\text{Al}-8$. Nesse gráfico, vê-se que os pontos projetados se concentram nas proximidades do termo annita. Na realidade, devido ao efeito do Fe^{3+} , essas biotitas tendem a se afastar da linha annita-siderofilita. Ao mesmo tempo, elas se aproximam um pouco mais da linha flogopita-annita como resultado da substituição $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3 \rightleftharpoons \text{Al}_2$, presente no componente muscovita. Embora considerando esses fatos, as composições gerais seriam ainda próximas do termo annita, com pequena quantidade dos membros eastonita e siderofilita, ou seja, baixo grau de substituição tschermackítica, $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Si} \rightleftharpoons \text{Al}_2$.

A Fig. 47 procura relacionar MgO , FeO e Al_2O_3 (% em peso), conforme Nockolds (1947). Nesse diagrama, as biotitas da Ilha de Vitória se concentram também numa pequena área junto ao lado do triângulo $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3$.

Como apontado na Tabela XVIIb, as biotitas analisadas possuem pequena variação química quer seja a nível das diferentes amostras, quer para núcleo e bordas de cristais indivi-

Fig. 46 - Diagrama quadrangular para flogopita - annita - eastonita - siderofilita das biotitas do maciço alcalino da Ilha de Vitória.

Fig. 47 - Projeção das biotitas analisadas no diagrama MgO-FeO - Al₂O₃ (% de peso). Símbolos iguais aos da Fig. 46.

duais. Dentre as pequenas variações, registram-se, nas biotitas dos sodalita-nefelina fonolitos, alto Fe^{2+} (em média, 4,6485), baixo Mg e Ti nos micrólitos (respectivamente, 0,2946 e 0,3160), baixo Al e Ti e alto número catiônico total das variedades da am. 54A (respectivamente, 2,1176, 0,1985 e 15,8823) e baixo Na e K na am. 44B (respectivamente 0,0516 e 1,8314).

A alta razão $\text{Fe}/\text{Mg}+\text{Fe}$ e a pequena variação química indicam que esses minerais se cristalizam num período relativamente limitado, mais precisamente nos estágios finais do fracionamento magmático. Já os piroxênios e os anfibólios, sobretudo os primeiros, se cristalizam em vários estágios.

Os valores do número catiônico total (Tabela XIIb) não são muito elevados (em média, 15,7184), inferiores a 16,0. Portanto, tem-se que a razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}$ não é muito alta.

8.4.2. Substituições químicas

As substituições presentes nas biotitas são muito complexas, inexistindo ainda explicações satisfatórias para diversos pontos. Na maioria dos livros e trabalhos que discutem o quimismo desses minerais, por exemplo, Deer *et al.* (1963), assume-se que a posição tetraédrica (Z) acha-se preenchida preferencialmente por Si e, em menor proporção, por Al, com o Al remanescente alocado para a posição octaédrica (Y). Isso significa que, nas biotitas com $\text{Si}+\text{Al}$ superior a 2,0, não há Fe^{3+} e tampouco vacâncias na posição tetraédrica. As discussões no presente trabalho seguem também a orientação convencional. Assim, o Al na posição octaédrica (Al^{VI}) é calculado a partir da equação $\text{Si}+\text{Al}-8$; para a obtenção do Al de coordenação tetraédrica (Al^{IV}), faz-se $8-\text{Si}$.

Segundo Deer *et al.* (1963) e Miyashiro (1965), as biotitas possuem duas substituições combinadas: $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_{\text{Si}} \leftrightarrow \text{Al}^{\text{VI}}\text{Al}^{\text{IV}}$ e $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3 \text{Al}^{\text{VI}}_2$. A segunda, alonumérica, é tida como principal responsável pelas vacâncias na posição octaédrica, ou seja, pela redução do número catiônico total.

Entretanto, a Tabela XVIIb demonstra que o conteúdo de Al^{VI} é muito pequeno para explicar os baixos valores do número catiônico total em todas as biotitas analisadas. A Fig. 48, relacionando Al^{VI} ($Si+Al-8$) e M^2-6 ($Fe^{2+}+Mn+Mg+Ca-6$), objetiva verificar as duas substituições. Se apenas a primeira estivesse presente, os pontos projetados se dispormiam ao longo da linha $M^2-6 = -2(Si+Al-8)$; se tão-somente a segunda, na linha $3(M^2-6) = -2(Si+Al-8)$. Se as duas substituições acima fossem as mais importantes, as biotitas projetadas formariam uma sequência linear com inclinação entre $-2 \frac{2}{3}$ a $\frac{2}{3}$. Porém, a Fig. 48 mostra uma má convergência, com inclinação subvertical; além disso, os pontos estão distantes das linhas teóricas devido aos valores demasiado baixos de Al^{VI} e/ou M^2 . O fato parece indicar que elas não são as principais e, ainda mais, que a segunda não é responsável pelas vacâncias na posição octaédrica. A Fig. 48 sugere também a existência de uma substituição alonumérica não relacionada com Al^{VI} .

O comportamento do Ti na biotita longe está de ser bem conhecido, com duas hipóteses diferentes constando da literatura: $(Mg, Fe^{2+})_2 Si_2 \rightleftharpoons TiAl^{IV}_2$ (Robert, 1976) e $(Mg, Fe^{2+})_2 Ti$ (Forbes e Flowers, 1974). A Fig. 49 reúne M^2-6 e Ti com vistas à distinção: no primeiro caso, os pontos se concentrariam ao longo da linha $M^2-6 = -Ti$; no segundo, ao longo da reta $M^2-6 = -2Ti$. A convergência das biotitas projetadas não é muito boa, conquanto melhor que na figura anterior, e claramente favorável à segunda substituição. O problema da convergência muito provavelmente resulta da presença de outras substituições subordinadas. A Fig. 50 procura mostrar a relação entre o número catiônico total e o teor de Ti. Se a substituição acima fosse a principal responsável pelas vacâncias na posição octaédrica, os pontos se colocariam ao longo da reta $Ti = \text{número catiônico total} + 16$. No gráfico, observa-se que as biotitas estão projetadas nas proximidades da linha, dispondo-se paralelamente à mesma. À vista do efeito do Fe^{3+} discutido previamente, o Ti e o número catiônico total seriam na verdade um pouco mais baixos e, como decorrência, as composições químicas reais poderiam convergir para a linha. A Fig. 51, associando número catiônico total e Al^{VI} , tem por obje-

Fig. 48 - Diagrama de variação de $M^2 - 6$ ($Fe^{2+} + Mn + Mg + Ca - 6$) em função de $Si + Al - 8$ para biotitas do maciço alcalino da Ilha de Vitória. Símbolos iguais aos da Fig. 46.

Fig. 49 - Diagrama de variação de $M^2 - 6$ ($Fe^{2+} + Mn + Mg + Ca - 6$) em função de Ti para as biotitas analisadas. Símbolos iguais aos da Fig. 46.

Fig. 50 - Diagrama de variação de Ti em função de número catiônico total para as biotitas analisadas. Símbolos iguais aos da Fig. 46.

Fig. 51 - Diagrama de variação de $Si + Al - 8$ em função de número catiônico total para as biotitas analisadas. Símbolos iguais aos da Fig. 46.

tivo confirmar se a substituição $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3 \text{Al}^{\text{VI}}$ é responsável pelas vacâncias na estrutura; se assim fosse, os pontos se colocariam ao longo da linha $\text{Si} + \text{Al} - 8 = -\text{número catiônico total} + 16$. Comparando os dois últimos diagramas, nota-se uma melhor convergência para os pontos da Fig. 50. Consequentemente, as Figs. 48, 49, 50 e 51 sugerem que Ti entra na fórmula química das biotitas através da substituição $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) \text{Ti}$, sendo esta a responsável pelas vacâncias estruturais.

À vista do comportamento do Ti, e corrigida a Fig. 48 para o efeito desse elemento, torna-se possível verificar a existência das substituições $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) \text{Si} \rightleftharpoons \text{Al}^{\text{VI}} \text{Al}^{\text{IV}}$ e $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3 \rightleftharpoons \text{Al}^{\text{VI}}_2$. A Fig. 52 mostra o diagrama corrigido, onde $\text{M}^2 + 2\text{Ti} - 6$ aparece na ordenada. O gráfico exibe boa convergência linear ao longo da linha $\text{M}^2 + 2\text{Ti} - 6 = -2(\text{Si} + \text{Al} - 8)$, apontando para a presença da substituição tschermackítica $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) \text{Si} \rightleftharpoons \text{Al}^{\text{VI}}, \text{Al}^{\text{IV}}$, e confirmando o acerto das discussões sobre o comportamento do Ti. A inclinação observada não é -2, mas sim -1,8. Isso significa que a maior parte do Al^{VI} é empregada na substituição $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) \text{Si} \rightleftharpoons \text{Al}^{\text{VI}} \text{Al}^{\text{IV}}$ e, subordinadamente (15%), na $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3 \rightleftharpoons \text{Al}^{\text{VI}}_2$.

Assim, como exposto, a Fig. 46 apresentaria um problema, a substituição $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3 \rightleftharpoons \text{Al}^{\text{VI}}_2$. Uma vez que a Fig. 52 indica baixo grau dessa substituição, tem-se que as composições indicadas naquele gráfico são quase corretas.

Por outro lado, conquanto a substituição tschermackítica não seja de alto grau, ela é no entanto perfeitamente perceptível a nível do diagrama (Fig. 52). Já o mesmo não ocorre com os anfibólios e piroxênios coexistentes, fato possivelmente devido às diferenças de tamanho das posições estruturais Y e Z desses minerais.

Até agora, foram discutidas as substituições alonuméricas, $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3 \rightleftharpoons \text{Al}^{\text{VI}}_2$ e $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2 \text{Ti}$, e uma isonumérica, $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) \text{Si} \rightleftharpoons \text{Al}^{\text{VI}} \text{Al}^{\text{IV}}$. Elas não envolvem Na e K, cuja soma muitas vezes não é 2,0, mas afasta-se desse valor, como bem o de-

Fig. 52 - Diagrama de variação de $M^2 + 2Ti - 6$ em função de $Si + Al - 8$ para as biotitas analisadas. Símbolos iguais aos da Fig. 46.

monstram a Tabela XVIIb e algumas bibliografias pertinentes. O fato pode ser devido à existência de, pelo menos, uma substituição englobando os álcalis. Em anfibólios e piroxênios ocorrem comumente substituições correspondentes a $M^2_2 \rightleftharpoons M^1M^{3(VI)}$, representada pelos componentes acmita, jadeíta, riebeckita e glaucofânio. A Fig. 53 busca mostrar evidências dessa substituição nas biotitas analisadas através da relação $M^2+2Ti-6$ e $Na+K$. Se apenas as primeiras, $M^2_2 \rightleftharpoons M^1M^3$ e $M^2_2 \rightleftharpoons Ti$, se fizessem presentes, os pontos se projetariam sobre a linha $M^2+2Ti-6 = 2(Na+K-2)$. No gráfico, não obstante a convergência não seja das melhores, nota-se que as biotitas se dispõem paralelamente a essa linha e, mais, nas suas imediações, exceção feita a dois pontos com $Na+K$ inferior a 2 (am. 44B). O fato poderia indicar que a substituição se processa de maneira subordinada nas biotitas com $Na+K$ superior a 2,0. Entretanto, Na e K possuem raios iônicos que parecem muito grandes para permitir a acomodação de outros íons na posição octaédrica (Y); por outro lado, a posição X não comporta mais de dois íons, além do que biotitas não possuem a posição W. Assim, o autor desconhece o mecanismo cristalográfico que possibilita a substituição discutida, se é que de fato esteja ocorrendo.

Conforme mencionado, as substituições apontadas baseiam-se na hipótese de que inexistem vacâncias, ou mesmo Fe^{3+} , na posição tetraédrica. A boa convergência dos pontos na Fig. 52 demonstra que a hipótese é válida como primeira aproximação: se aparecessem vacâncias na posição tetraédrica, os pontos estariam deslocados para a direita da linha teórica $M^2+2Ti-6 = -2(Si+Al-8)$. Admitida a hipótese, uma análise reuniria seis parâmetros (M^1 , M^2 , M^{3VI} , $3M^{3IV}$, Si e Ti), e cinco tipos de substituição combinada. Até agora, foram encontrados quatro tipos, incluindo a substituição hipotética:

Todavia, a busca do quinto tipo é trabalho extremamente difícil

Fig. 53 - Diagrama de variação de $M^2 + Ti - 6$ em função de $Na + K - 2$ para as biotitas analisadas. Símbolos iguais aos da Fig. 46.

e que no momento se coloca acima da capacidade e conhecimento do autor. Pelo menos, a última substituição combinada deveria envolver reajuste de Al^{VI} e Al^{IV} .

Baseando-se na outra hipótese, que aceita a presença de vacâncias na posição tetraédrica, é possível elaborar um modelo sem contradições matemáticas recorrendo-se a apenas quatro tipos de substituição combinada.

Por outro lado, se existirem vacâncias nas posições dos ânions, é impossível elaborar qualquer modelo matematicamente perfeito a partir de análises convencionais, havendo necessidade da sua determinação.

8.5. Feldspatos alcalinos

Os feldspatos alcalinos foram analisados para apenas três elementos: K, Na e Ca. A Tabela XVIIIa apresenta as análises em porcentagem de peso, enquanto a Tabela XIIIb reúne as proporções moleculares desses elementos que correspondem aproximadamente às dos componentes $KAlSi_3O_8$, $NaAlSi_3O_8$ e $CaAl_2Si_2O_8$. A Fig. 54 mostra o diagrama triangular K-Na-Ca para os feldspatos analisados, sendo que cada ponto projetado representa a média de 30 análises químicas na mesma lâmina. Observa-se que esses pontos se localizam ao longo da linha K-Na, com Ca inferior a 5%. Muitos dos minerais situam-se no intervalo de $K_{50}Na_{50}$ a $K_{30}Na_{70}$ (em média, $K_{40,3}Na_{57,1}Ca_{2,6}$), correspondendo quimicamente à soda-sanidina, conforme definição de Smith (1974). O fato já era previsto a partir das observações microscópicas e cálculos normativos. Além desses feldspatos, encontram-se, ainda que muito raramente, pequenos grãos de plagioclásio, oligoclásio (em média, $K_{2,5}Na_{79,7}Ca_{17,8}$), nas rochas de granulação grossa. Nas rochas fonolíticas, eles não estão presentes, conquanto algumas análises evidenciem nítido enriquecimento em Ca nos núcleos dos fenocristais.

Dentro de cada amostra, as análises exibem enor-

TABELA XVIIIa

Composição química parcial (porcentagem em peso) de feldspatos alcalinos das rochas da Ilha de Vitória

	Nefelina sienitos				Pulaskitos				Álcali sienitos				Sodalita-nefelina fonolitos					
	25		64		43A		111		6		85		4A		44B		54A	
Composição geral	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B
Ca ²⁺	0,9	0,7	2,3	1,6	3,6	3,3	5,0	4,5	2,4	2,9	2,2	2,9	1,4	4,8	0,7	1,4	1,8	3,4
Na ⁺	53,9	61,5	63,0	62,8	63,0	67,5	56,9	58,1	48,3	59,7	43,5	50,2	69,3	58,7	51,4	65,1	60,3	34,9
K ⁺	45,2	37,8	34,7	35,6	33,4	29,2	38,1	37,4	49,3	37,4	54,3	46,9	29,3	36,5	47,9	33,5	37,9	61,7
Partes potássicas																		
Ca ²⁺	0,3		0,4		0,6		0,7		0,5		0,8		0,1		0,4		1,7	
Na ⁺	13,7		13,9		19,0		26,1		21,0		13,2		9,6		14,6		9,7	
K ⁺	86,0		85,7		80,4		73,2		78,5		86,0		90,4		85,0		88,6	
Partes sódicas																		
Ca ²⁺	1,2		3,5		5,2		7,7		5,4		12,1		5,6		1,4		4,9	
Na ⁺	93,8		95,2		93,1		88,9		85,0		80,5		85,7		94,3		72,8	
K ⁺	5,0		1,3		1,7		3,4		9,6		7,4		8,7		4,3		22,3	

TABELA XVIIIb

Proporção molecular (%) de Ca, N e K de feldspatos alcalinos das rochas da Ilha de Vitória

	Nefelina sienitos				Pulaskitos				Alcali sienitos				Sodalita-nefelina fonolitos					
	25		64		43A		111		6		85		4A		44B		54A	
Composição geral	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B
CaO	0,18	0,15	0,48	0,33	0,73	0,69	1,17	1,07	0,49	0,61	0,46	0,69	0,30	1,02	0,14	0,29	0,51	0,69
Na ₂ O	5,80	6,01	7,21	7,07	7,14	7,76	7,29	7,56	5,53	6,83	5,10	6,56	8,05	6,89	5,78	7,58	9,46	3,95
K ₂ O	7,40	6,46	6,04	6,09	5,75	5,10	7,41	7,40	8,59	6,51	9,66	9,32	5,16	6,51	8,19	5,92	9,05	10,63
Partes potássicas																		
CaO	0,07		0,08		0,12		0,19		0,10		0,17		0,01		0,07		0,31	
Na ₂ O	1,59		1,53		2,23		3,67		2,32		2,47		1,05		1,59		1,01	
K ₂ O	15,22		14,32		14,30		15,66		13,19		14,62		15,04		14,09		13,94	
Partes sódicas																		
CaO	0,25		0,92		1,12		1,68		1,14		2,58		1,43		0,30		1,06	
Na ₂ O	10,70		13,71		10,97		10,78		9,90		9,52		12,14		11,27		8,71	
K ₂ O	0,86		0,29		0,30		0,62		1,69		1,33		1,87		0,79		4,06

Fig. 54 - Diagrama triangular K-Na-Ca para as composições médias moleculares de feldspatos alcalinos das rochas da Ilha de Vitória.

me dispersão com os pontos amplamente distribuídos ao longo da linha K-Na. As Figs. 55 e 56 contêm exemplos de inúmeras análises por lâmina efetuadas em amostras de rochas sieníticas e fonolíticas. O espalhamento ao longo da linha K-Na parece devido à formação das lamelas de exsolução, ou seja, de textura pertítica. No caso dos feldspatos alcalinos, o conteúdo de Na é maior que o de K, sendo portanto mais recomendável o emprego da expressão textura antipertítica. Essa exsolução é atribuída ao "solvus" existente no sistema KAlSi_3O_8 - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (Bowen e Tuttle, 1950), cujo diagrama de fase foi estudado no estado seco e úmido por vários autores (Luth e Tuttle, 1966; Thompson e Waldbaum, 1968, 1969; Waldbaum e Thompson, 1968, 1969; Morse, 1969; Bachinski e Mueller, 1971, etc.). Esses trabalhos demonstram que as composições das duas partes exsolvidas tendem a se afastar com o abaixamento de temperatura.

Entretanto, os vários diagramas (Figs. 55 e 56) indicam que os pontos projetados não formam duas áreas separadas. A existência de análises com composição próxima à média (em torno de $\text{K}_{40}\text{Na}_{60}$) é interpretada como devida à provável presença de textura de exsolução muito fina, em escala inferior ao diâmetro do feixe eletrônico: se este atingir uma área microantipertítica, com lamelas e hospedeiros complexamente interdigitados, a análise indicaria a composição intermediária das duas fases; alternativamente, se o feixe estiver focalizado numa lamela potássica relativamente grande, quase sem inclusões de micro-sublamelas sódicas, a análise convergiria para uma composição química próxima à da lamela potássica, alto K, baixo Na e quase que ausência de Ca. No caso contrário, hospedeiro sódico com poucas micro-sublamelas potássicas, a composição analisada seria próxima à do hospedeiro, alto Na e baixo K e Ca.

Assim, tem-se que, no conjunto de análises de uma dada lâmina, as mais potássicas possuem composição próxima à das lamelas potássicas e as mais sódicas aos hospedeiros sódicos. Baseado nesta consideração, a Fig. 57 procura reunir as médias das 10 análises mais potássicas e mais sódicas de cada lâmina. No diagrama, observa-se que as médias potássicas se localizam em tor-

Fig. 55 - Diagramas triangulares K-Na-Ca (em proporção molecular) de feldspatos alcalinos de rochas sieníticas: A, am. 25; B, am. 43A e C, am. 6. Símbolos iguais aos da Fig. 54.

Fig. 56 - Diagramas triangulares K-Na-Ca (em proporção molecular) de feldspatos alcalinos de rochas fonolíticas: A, am. 44B; B, em 54A e C, am. 4A. Símbolos iguais aos da Fig. 54.

Fig. 57 - Diagrama trinagular K-Na-Ca para as composições médias moleculares das 10 análises mais potássicas e mais sódicas dos feldspatos de cada amostra. Símbolos iguais aos da Fig. 54.

Fig. 58 - Diagrama esquemático K-Na-Ca para a evolução da composição geral de feldspatos alcalinos (antes da formação da textura pertítica) a partir do fracionamento magmático (setas curtas), e variação da composição das lamelas e hospedeiros mediante a formação da textura pertítica (setas compridas).

líticas, a diferença é ainda maior: a temperatura baseada nas partes potássicas ($K_{88,0}Na_{11,3}Ca_{0,7}$) é cerca de $540^{\circ}C$ e a obtida das sódicas ($K_{11,8}Na_{84,2}Ca_{4,0}$) em torno de 780° , podendo indicar a existência de micro-sublamelas bem mais desenvolvidas nos hospedeiros sódicos.

Deste modo, pode-se supor a existência de textura pertítica e/ou antipertítica superfina, invisível ao microscópio, dentro das lamelas e dos hospedeiros. Na realidade, como já apontado no capítulo referente à difratometria de raios X, verifica-se a presença de tal textura, criptopertítica, sugerida pelas composições bem separadas das partes potássicas e sódicas.

Assim, conforme explicações anteriores, as análises de cada lâmina acham-se distribuídas ao longo da linha K-Na. Mas, examinando-se cuidadosamente as Figs. 55 e 56, vêem-se alguns diagramas onde os pontos estão localizados fora daquela linha. Existe uma tendência para que as análises mais enriquecidas em Na se afastem da linha ou, em outras palavras, elas contêm teor mais alto em Ca, como evidenciado pelos feldspatos das ams. 6 e 54A. Porém, até mesmo as amostras com tal tendência reúnem também algumas análises trazendo conteúdo muito alto em Na e baixo em K, por exemplo, as ams. 4A e 54A. Sobretudo os feldspatos da am. 4A (Fig. 56C) possuem duas seqüências bem distintas: uma série com Ca muito baixo (quase em cima da linha K-Na) e outra contendo maiores concentrações (afastada da linha K-Na na parte enriquecida em Na). No caso dos fenocristais (ams. 4A e 54A), é notável que a maioria das análises pertencentes à segunda série corresponde ao núcleo dos cristais.

Este aspecto pode ser explicado pela variação da composição geral (antes da exsolução) dos feldspatos através do fracionamento magmático (Fig. 58): considera-se que a composição geral dos feldspatos (não exsolvidos) tende a enriquecer em K e empobrecer em Ca com o fracionamento magmático. Assim, se não ocorrer exsolução, ou seja, se não houver formação de textura pertítica, os fenocristais dos feldspatos apresentariam estrutura zonada: aumento de K e diminuição de Ca do núcleo para as bordas

no de $K_{80}Na_{20}$ (média, $K_{83,8}Na_{15,7}Ca_{0,5}$) e a maioria das sódicas situa-se nas imediações do vértice Na, com K e Ca inferiores, respectivamente, a 10 e 20% (média, $K_{7,1}Na_{87,7}Ca_{5,2}$). As médias potássicas e sódicas dos feldspatos dos sodalita-nefelina fonolitos possuem teores relativamente mais altos em K e baixos em Na e K (em média, respectivamente, $K_{88,0}Na_{11,3}Ca_{0,7}$ e $K_{11,8}Na_{84,2}Ca_{4,0}$).

As composições das lamelas e dos hospedeiros das pertitas e/ou antipertitas possibilitam estimar a temperatura de formação dessas texturas a partir do "solvus" do sistema $KAlSi_3O_8$ - $NaAlSi_3O_8$ para as situações em que os feldspatos são portadores de conteúdo muito baixo em Ca. No caso dos feldspatos analisados, até mesmo os fenocristais (ams. 4A e 54A) e os micrólitos (am. 44B) possuem texturas antipertíticas bem desenvolvidas, visíveis mesmo ao microscópio. Portanto, é aconselhável aplicar-se o "solvus" da série microclínio-albita de baixa temperatura. A partir do "solvus" determinado por experimentos do método "alkali exchange" (Bachinski e Müller, 1971), estimou-se a temperatura de formação das texturas antipertíticas com dimensões visíveis ao microscópio. No caso particular das rochas sieníticas, a temperatura a partir da composição das porções potássicas ($K_{81,6}Na_{17,8}Ca_{0,6}$) é de cerca de 520°C, enquanto que com base nas partes sódicas ($K_{4,7}Na_{89,4}Ca_{5,9}$) ela se situa em torno de 640°C, havendo assim uma diferença de mais de 100°C. Segundo Morse (1969) e Bachinski e Müller (1971), o "solvus" desloca-se para a direção de alta temperatura como resulta do da mistura de Ca no sistema. Isto é, as temperaturas estimadas (diagrama na condição de Ca = 0) a partir das composições das lamelas e hospedeiros tendem a abaixar em relação às reais com o aumento do teor de Ca nos feldspatos alcalinos. Entretanto, no caso dos feldspatos da Ilha de Vitória, as partes sódicas, que possuem maior teor de Ca em comparação às potássicas, apresentam temperatura superior. Logo, o efeito do Ca não explica a diferença de temperatura, mas, muito pelo contrário, contribui para ampliá-la. Por outro lado, a diferença poderia ser atribuída à presença de micro-sublamelas potássicas existentes nos hospedeiros sódicos. No caso dos feldspatos das rochas fono

dos cristais. Uma vez assumida a presença das micro-sublamelas, com escala inferior ao diâmetro do feixe, as análises de microsonda do núcleo dos fenocristais formariam séries de exsolução relativamente enriquecidas em Ca (a e b da Fig. 58); nas bordas, originariam séries de exsolução empobrecidas em Ca, próximas à linha K-Na (c e d da Fig. 58). Segundo esse modelo, a distribuição realmente ao longo da linha K-Na ocorreria apenas nos feldspatos alcalinos cristalizados nos estágios finais do fracionamento magmático. Os feldspatos das amostras 25 e 44B possuem tais características. Com base na composição química da rocha total e dos piroxênios, a amostra 25 é vista como a mais fracionada das variedades sieníticas; já os feldspatos da amostra 44B são micrólitos. Ambos os casos são favoráveis à hipótese acima discutida.

8.6. Nefelina

Em conformidade com as observações microscópicas, a maioria das nefelinas presentes nas amostras coletadas apresenta-se alterada em maior ou menor extensão. Além disso, grande número de amostras revelou evidências de alteração por ocasião do trabalho analítico com a microsonda (por exemplo, instabilidade ao ataque do feixe eletrônico), conquanto o aspecto óptico não denunciasse o fenômeno. Deste modo, o número de amostras reunindo condições favoráveis de análise não é muito grande. Disso resulta, que foram examinadas apenas três amostras de variedades sieníticas para os elementos Si, Na e K. A Tabela XIX contém os teores desses elementos (em porcentagem em peso) e os componentes finais da solução-sólida (em proporções molecular e em peso) das nefelinas investigadas.

A fórmula química ideal da nefelina é NaAlSiO_4 , mas as nefelinas reais contêm outros elementos (por exemplo, K, Ca e Fe^{3+}), além do excesso de Si. Sobretudo o K e o excesso de Si são proeminentes. Nas muitas nefelinas naturais, a proporção molecular entre Na e K situa-se em torno de 3:1 (Buerger, 1947; Tilley, 1954; Tuttle e Smith, 1958, etc.). Essa relação decorre da estrutura cristalográfica: a posição X, onde se alojam os

TABELA XIX

Composição química parcial (porcentagem em peso) e componentes finais (proporção molecular e em peso) de nefelinas das rochas alcalinas da Ilha de Vitória

	Nefelina sienitos				Pulaskitos	
	25		64		43A	
	N	B	N	B	N	B
Óxidos (% em peso)						
SiO ₂	41,13	41,29	42,18	41,49	42,30	42,11
Na ₂ O	16,27	16,37	16,87	16,85	16,75	16,85
K ₂ O	5,09	5,23	4,49	5,14	5,20	5,32
Componentes (mol.)						
NaAlSiO ₄	76,7	76,9	77,6	78,0	76,8	77,6
KAlSiO ₄	15,8	16,5	14,9	15,6	15,7	16,1
SiO ₂	7,5	7,0	7,5	6,4	7,5	6,3
Componentes (peso)						
NaAlSiO ₄	78,7	78,6	79,6	79,5	78,8	79,0
KAlSiO ₂	18,0	18,4	17,1	17,7	17,9	18,3
SiO ₂	3,3	3,0	3,3	2,8	3,3	2,7

elementos K, Na, Ca, etc., possui dois tamanhos diferentes, sendo que a razão entre o espaço menor (Na) e o maior (K) é de 3:1 (Barth, 1963). Considerada como solução-sólida do sistema binário reunindo nefelina (NaAlSiO_4) e kalsilita (KAlSiO_4), com proporção molecular de 3:1, essa composição é denominada de Buerger.

Por outro lado, o excesso de Si é interpretado como decorrente da mistura do componente quartzo (SiO_2) a partir da substituição alonumérica $(\text{Na}, \text{K}) \text{Al} \rightleftharpoons \text{Si}$. Portanto, como primeira aproximação, nefelina é vista como uma solução-sólida de três componentes finais, NaAlSiO_4 - KAlSiO_4 - SiO_2 (Greig e Barth, 1938; Miyashiro, 1951; Hamilton e Mackenzie, 1960, etc.). No diagrama triangular NaAlSiO_4 - KAlSiO_4 - SiO_2 , grande parte das nefelinas encontradas em rochas plutônicas se projeta ao longo da linha traçada entre as composições de Buerger ($\text{Ne}_{73}\text{Ks}_{27}$, em peso) e Morozewicz ($\text{Na}_{75,1}\text{Ks}_{20,9}\text{Q}_{4,0}$, em peso). Este fenômeno resulta da substituição de omissão de K: $\text{KAl} \rightleftharpoons \text{Si}$.

A Fig. 59 apresenta a projeção das composições moleculares das nefelinas analisadas, juntamente com as de Buerger e Morozewicz e as áreas de concentração das nefelinas das rochas dos maciços alcalinos de Poços de Caldas (Ulbrich, 1983) e Banhadão (Ruberti, 1984). O exame da figura permite verificar que as nefelinas da Ilha de Vitória (média, $\text{Ne}_{77,2}\text{Ks}_{15,8}\text{Q}_{7,0}$) acham-se concentradas numa área muito restrita e têm como características marcantes o alto teor de Na e baixo de Si, quando comparadas às de Poços de Caldas e Banhadão, e relativamente à linha de omissão de K.

O grau de substituição $(\text{Na}, \text{K}) \text{Al} \rightleftharpoons \text{Si}$ acha-se intimamente relacionado ao processo de resfriamento do magma (Miyashiro, 1951), com o fato levando ao emprego da composição da nefelina como indicador geotermométrico. Hamilton e Mackenzie (1960) pesquisaram o efeito da temperatura de cristalização sobre o teor do componente SiO_2 , e Hamilton (1961) estabeleceu o geotermômetro da nefelina a partir de experimentos. A Fig. 60A reúne a projeção das nefelinas analisadas no diagrama triangular

Fig. 59 - Diagrama triangular dos componentes finais da solução - sólida nefelina (nefelina (Na₈Al₈Si₈O₃₂) - kalsilita (K₈Al₈Si₈O₃₂) - quartzo (SiO₂)) em proporção molecular (gráfico de Hamilton e Mackenzie, 1960). Os campos delimitados por linhas pontilhadas e tracejadas correspondem, respectivamente, às áreas de concentração das nefelinas dos maciços alcalinos de Poços de Caldas (Ulbrich, 1983) e Banhadão (Ruberti, 1984).

Fig. 60 - Geotermômetros de nefelina (A; Hamilton, 1961) e nefelina-feldspato alcalino (B; Powell e Powell, 1977). Símbolos iguais aos da Fig. 59.

NaAlSiO_4 - KAlSiO_4 - SiO_2 (em peso), bem como as curvas isotermais do geotermômetro de Hamilton (1961). As nefelinas da Ilha de Vitória ocupam área correspondente a uma temperatura inferior a 500°C . Entretanto, isso não implica que a temperatura do magma ou da cristalização desses minerais tenha sido tão baixa, pois as curvas isotermais apenas indicam o limite máximo do teor do componente SiO_2 na nefelina cristalizada na correspondente temperatura.

Por outro lado, Perchuk e Ryabichikov (1968) desenvolveram o geotermômetro nefelina-feldspato alcalino com base na distribuição de Na e K entre esses minerais. Se aplicado esse geotermômetro às nefelinas e aos feldspatos alcalinos analisados, a temperatura estimada atingiria cerca de 700°C . Entretanto, Powell e Powell (1977) revelaram o grande efeito causado na nefelina pelo componente SiO_2 na estimativa da sua temperatura, fato inteiramente ignorado por aqueles autores, e, como consequência, elaboraram um novo geotermômetro para o par nefelina-feldspato alcalino. A Fig. 60B tenta aplicá-lo às amostras da Ilha de Vitória, contudo, os resultados obtidos são muito discordantes entre si: a temperatura estimada para a am. 25 é de cerca de 800°C e superior a 1000°C para a am. 64. No caso da am. 43A, nem é possível estimar-se a temperatura uma vez que o ponto acha-se projetado sobre o cruzamento das curvas isotermais.

As nefelinas das amostras investigadas possuem em torno de 7% moleculares do componente SiO_2 . Porém, como visto na Fig. 60B, as curvas isotermais se tornam subverticais na região em torno desse valor. Além disso, os feldspatos alcalinos possuem cerca de 60% do componente albita e as curvas isotermais se cruzam nas imediações desse teor. Portanto, pequenos erros analíticos de composição podem ser responsáveis por grandes erros na estimativa da temperatura. Desse modo, o geotermômetro de Powell e Powell (1977) é de difícil aplicação às amostras da Ilha de Vitória.

CAPÍTULO 9

GEOCRONOLOGIA

Foram realizadas datações radiométricas, pelo método K/Ar, em amostras de álcali sienito (78), pulaskito (4) e soda lita-nefelina fonolito (4A) e, pelo método Rb/Sr, em um álcali sienito (108). A am. 78 foi datada em anfibólio e a am. 4 em dois minerais, biotita e anfibólio. A granulação fina da am. 4A impossibilita a separação dos constituintes minerais, obrigando assim ao emprego da técnica de rocha total. A isócrona mineral para a am. 108 foi construída com base nos dados de biotita, anfibólio, feldspato alcalino e rocha total.

As amostras foram reduzidas à granulação 60-120 mesh, processando-se a obtenção do concentrado mineral por meio do separador eletromagnético, líquidos pesados e "tapping". Entretanto, a separação entre anfibólio e piroxênio se afigura extremamente difícil, sendo mesmo impossível a eliminação total deste último, que se acha associado aos grãos de anfibólio.

Para a secagem das amostras utilizou-se lâmpada de infravermelho revestida com vidro fosco, apesar do seu desempenho inferior ao da direta, evitando-se dessa forma o aquecimento desnecessário das amostras. Os minerais separados foram analisados para K e Ar com o auxílio, respectivamente, de fotômetro de chama e espectrômetro de massa. Já a determinação de Rb e Sr para os minerais da am. 108 valeu-se, respectivamente, das técnicas da fluorescência de raios X e espectrometria de massa. Todos esses procedimentos foram executados nos laboratórios do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo.

A Tabela XXa apresenta os resultados das análises feitas com o método K/Ar e os dados obtidos. A mistura de Ar atmosférico na biotita (am. 4) é alta (40,91%) quando comparada à do anfibólio (18,54 e 26,56%, respectivamente, ams. 4 e 78), talvez devido à sua estrutura cristalográfica, com o fato implicando num erro analítico maior ($\pm 4,54$ m.a.). A am. 4A (rocha total) e-

TABELA XXa

Datações K/Ar para amostras de rochas do maciço alcalino da Ilha de Vitória

Minerais	Pulaskito		Álcali sienito	Sodalita- nefelina fonolito
	4		78	4A
	Biotita	Anfibólio	Anfibólio	Rocha total
K (%)	7,1815	1,5184	1,3963	4,1047
Ar ⁴⁰ radiogênico (ccSTP/g)	$2,3322 \times 10^{-5}$	$5,1456 \times 10^{-6}$	$4,6830 \times 10^{-6}$	$1,3096 \times 10^{-5}$
Ar ⁴⁰ atmosférico (%)	40,91	18,54	26,56	8,20
Idade (m.a.)	$80,75 \pm 4,54$	$89,58 \pm 3,18$	$84,35 \pm 3,92$	$80,32 \pm 1,97$

TABELA XXb

Datações Rb/Sr para a amostra de álcali sienito (108) do maciço alcalino da Ilha de Vitória

Minerais	Biotita	Anfibólio	Feldspato alcalino	Rocha total
Sr (ppm)	33,4	23,8	376,9	378,8
Rb (ppm)	323,2	25,5	76,8	73,8
Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	31,48	1,19	0,59	0,56
Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	0,7503	0,7070	0,7062	0,7055

4 pontos: biotita, anfibólio, feldspato alcalino e rocha total

Idade (m.a.) - $101,4 \pm 2,1$

Razão inicial de Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ - $0,7049 \pm 0,0001$

3 pontos: biotita, anfibólio e feldspato alcalino

Idade (m.a.) - $100,5 \pm 0,1$

Razão inicial do Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ - $0,7053 \pm 0,0000$

ra a que oferecia maior preocupação nesse sentido, contudo, o seu teor de ar atmosférico mostrou-se muito baixo, 8,20%. As idades coligidas correspondem ao final do período cretácico e não são muito discrepantes das obtidas para as variedades do maciço alcalino da Ilha de São Sebastião (em média, 77,5 m.a.; segundo Amaral *et al.*, 1967, e Hennies e Hasui, 1968).

Além das imprecisões analíticas, o método K/Ar envolve problemas outros ligados à difusão natural do Ar^{40} radiogênico, que faz com que as idades aparentes sejam mais jovens (Dalrymple e Lamphere, 1969). A alteração deutérica, que se manifesta logo após a consolidação das rochas intrusivas, pode levar à destruição parcial da rede cristalina dos minerais constituintes. Disso decorre que os minerais podem tornar-se sistemas parcialmente abertos, com o fenômeno facilitando a difusão de Ar^{40} radiogênico. Contudo, mesmo inexistindo problemas de alteração, a difusão de Ar^{40} radiogênico em condições ambientais ocorre com relativa frequência em feldspatos alcalinos. No caso de datações pelo método K/Ar em rocha total, a questão da difusão assume maior importância que nos minerais. Apesar disso, as idades determinadas a partir das rochas do maciço concentram-se numa faixa relativamente estreita, o que parece indicar que esse problema não se reveste de maior seriedade no caso presente.

Por outro lado, a isócrona mineral para a am. 108 evidencia boa convergência linear dos pontos projetados (Fig. 61). A idade obtida para biotita, anfibólio, feldspato alcalino e rocha total é de $101,4 \pm 2,1$ m.a., com uma razão inicial de $0,7049 \pm 0,0001$; excluída a rocha total, a mesma cai para $100,5 \pm 0,1$ m.a., para uma razão inicial de $0,7053 \pm 0,000$ (Tabela XXb). Esta representa a primeira datação Rb/Sr para as rochas alcalinas da faixa São Paulo-Rio de Janeiro. Em conformidade com vários outros exemplos brasileiros, a idade Rb/Sr é pouco maior que a K/Ar. O primeiro método apresenta problemas relacionados à meia vida do decaimento de Rb^{87} em Sr^{87} , responsáveis por erros de no máximo 6%. Desse modo, pode-se dizer que a idade Rb/Sr determinada para o álcali sienito do maciço alcalino da Ilha de Vitória é razoavelmente concordante com as fornecidas pelo método K/Ar.

4 pontos:

biotita,
anfibólio,
feldspato alcalino,
rocha total

Idade = $101,4 \pm 2,1$ m.a.

$(Sr^{87}/Sr^{86})_0 = 0,7049 \pm 0,002$

Cf. corr. = 0,999

3 pontos:

biotita,
anfibólio,
feldspato alcalino

Idade = $100,5 \pm 0,1$ m.a.

$(Sr^{87}/Sr^{86})_0 = 0,7054 \pm 0,000$

Cf. corr. = 1,000

CAPÍTULO 10

PETROGÊNESE

10.1. Assimilação

Conforme demonstram as composições químicas de rochas totais, as amostras da Ilha de Vitória, sobretudo as sieníticas, possuem pequena variação em termos de fracionamento magmático (Fig. 15). Entretanto, foram registrados vários aspectos difíceis de serem explicados somente através desse processo.

Como os trabalhos de campo revelam, o corpo sienítico principal apresenta estrutura zonada, aparecendo do núcleo para as bordas, nefelina sienitos, pulaskitos e álcali sienitos; nas margens, o teor de quartzo é pequeno (Fig. 6). As composições mineralógicas modais e as normas CIPW mostram também passagens gradativas de rochas com nefelina para aquelas com quartzo (Figs. 13 e 19). Contudo, quartzo e nefelina acham-se separados pela barreira termal, assim que magmas com nefelina não evoluem para magmas portadores de quartzo normativo (Shairer e Bowen, 1956). Portanto, o zoneamento observado não encontra explicação apenas no fracionamento magmático.

Alguns diagramas de variação (TiO_2 , FeO , MgO , CaO , H_2O , P_2O_5 na Fig. 16A; Rb e Y na Fig. 17A) exibem seqüências com inflexão, correspondendo esse ponto aproximadamente ao índice de diferenciação ($\text{Q} + \text{Or} + \text{Ab} + \text{Ne}$ em norma CIPW) igual a 85. A maioria dos nefelina sienitos se projeta acima desse valor e apresenta tendências normais de fracionamento magmático: aumento de H_2O e Rb e diminuição do TiO_2 , MnO , MgO e CaO com a elevação daquele índice. O crescimento de Al_2O_3 , Na_2O e K_2O também é visível, ainda que a inflexão não se faça presente. Por outro lado, os álcali sienitos se colocam abaixo de 85, não se notando variações específicas com a mudança do índice.

Os diagramas enstatita-ferrossilita-diopsídio-hedembergita e diopsídio-hedembergita-acmita (Figs. 25 e 27) indi-

cam que os clinopiroxênios dos fonolitos, nefelina sienitos e pulaskitos comportam-se de acordo com uma sequência de fracionamento magmático, já o mesmo não se aplicando às variedades dos álcali sienitos.

Em resumo, reconhece-se a seguinte tendência: as rochas localizadas no centro do corpo sienítico principal, portadoras de nefelina, trazem consigo características comuns ao fracionamento de magmas alcalinos. Por sua vez, as das bordas, sem nefelina e eventualmente com quartzo, não exibem tais características, conquanto mostrem várias outras comuns a magmas não-alcalinos. Assim, o fracionamento magmático não explica a variação das rochas localizadas nas bordas do corpo.

Entre as rochas ígneas alcalinas típicas e as sedimentares pelíticas existem contrastes químicos proeminentes, sendo o primeiro tipo insaturado em Si e de natureza peralcalina ($(Na+K)/Al$ superior a 1), enquanto que o segundo se apresenta supersaturado em Si e peraluminoso ($(Na+K+Ca)/Al$ inferior a 1). Esses dois tipos não ocorrem em equilíbrio: os minerais que caracterizam as rochas insaturadas (feldspatóides) não podem coexistir com os das saturadas (minerais de SiO_2) uma vez que, se presentes, iriam reagir entre si dando origem aos feldspatos. Por outro lado, os minerais que formam as rochas peralcalinas (egirina, riebeckita, etc.) não coexistem com os das variedades peraluminosas (coríndon, muscovita, etc.), resultando da sua reação feldspatos ou feldspatóides (Shand, 1947). Entretanto, no maciço alcalino da Ilha de Vitória, apesar das incompatibilidades acima, rochas com nefelina normativa evidenciam passagens gradativas para aquelas com quartzo, o mesmo sucedendo entre os tipos portadores de acmita e coríndon.

Para explicar a situação acima, propõe-se aqui como hipótese mais satisfatória a mistura de dois materiais distintos, ou seja, a assimilação de rochas ricas em Si e Al, provavelmente de origem pelítica, por um magma alcalino. Os parâmetros indicadores de saturação em Si (nefelina e quartzo normativos) e da peralcalinidade ($(Na+K)/Al$ e $(Na+K+Ca)/Al$) sugerem a existência

de assimilação junto aos álcali sienitos, como indicado pela presença de seqüências lineares indo da parte superior esquerda à inferior direita das Figs. 62A,B. No caso dos pulaskitos e nefelina sienitos, as seqüências são menos evidentes (Figs. 62C,D): nos pulaskitos, elas se situam no lado inferior esquerdo do diagrama relativamente aos álcali sienitos, ou em outras palavras, os pulaskitos são mais insaturados para valores similares de $Na+K/Al$ e $Na+K+Ca/Al$. Já nos nefelina sienitos essa tendência se acentua ainda mais. Este fato parece devido ao fracionamento magmático, que condiciona a variação das rochas localizadas no centro do corpo sienítico principal.

Assumindo-se que o magma original seja nefelina sienítico com composição de ponto eutético (aproximadamente 25% de nefelina normativa), a estrutura zonada do corpo principal e as seqüências da Fig. 62 são passíveis de explicação pelo mecanismo da assimilação, por parte daquele magma, de rochas ricas em Si e Al: nas bordas do corpo, o alto grau de assimilação transformou a composição do magma em álcali sienítica, enquanto que no centro, onde o processo é menos atuante, predominou o mecanismo normal de fracionamento magmático. Entretanto, a área de distribuição dos álcali sienitos é grande em comparação à dos nefelina sienitos. Além disso, considera-se que o grau de assimilação, até mesmo para os nefelina sienitos, não é baixo; devido à assimilação, o teor de nefelina normativa do magma original (cerca de 25%) abaixou até pelo menos os valores atuais, em média 5,3%. Portanto, para formar a estrutura zonada, o magma original deveria fundir enorme massa, igual ou mesmo maior, de rochas encaixantes. Conseqüentemente, ele necessitaria de grande quantidade de excesso de calor para justificar o grau de assimilação, o que parece pouco provável.

Por outro lado, supondo que o magma original seja álcali sienítico com baixo teor em nefelina normativa contorna-se o problema do calor. Apenas os álcali sienitos situados próximos às margens do corpo, ou seja, com quartzo normativo, representariam um produto de assimilação. Os pulaskitos e os nefelina sienitos seriam formados pelo fracionamento magmático desse

magma. Entretanto, apesar de não envolver a questão do calor, essa hipótese reúne algumas dificuldades: 1) os álcali sienitos com nefelina normativa não mostram características de fracionamento magmático, como visto nos diagramas de variação (Figs. 16A e 17A); 2) a hipótese não explica a correlação linear entre a saturação em Si e os parâmetros indicadores de peralcalinidade e peraluminosidade (respectivamente, $Na+K/Al$ e $Na+K+Ca/Al$); 3) os piroxênios dos álcali sienitos não se ajustam à sequência de fracionamento dos piroxênios de outras rochas (Figs. 25 e 27). Em resumo, os álcali sienitos não se localizam na série de fracionamento magmático das outras rochas plutônicas, mas sim na série de assimilação. Considerando a pouca probabilidade de ter-se um magma álcali sienítico original ou fracionado, aliado aos fatos assinalados, a segunda hipótese é tida como menos factível se comparada à primeira.

10.2. A barreira termal

Como exposto, as rochas sieníticas da Ilha de Vitória passam gradativamente de tipos insaturados a supersaturados (Figs. 14, 62 e 63). Isto é, o quimismo dessas rochas parece transpor a barreira termal dos feldspatos. Entretanto, será que a barreira termal é teoricamente transponível?

Segundo Schairer e Bowen (1935), o sistema quartzo-nefelina possui dois pontos eutéticos e uma elevação entre eles (Fig. 64A) correspondente à barreira termal. Como enfatizado por esses autores, os líquidos insaturados em Si fracionam-se apenas na direção mais insaturada, enquanto que os supersaturados somente na direção mais supersaturada. Portanto, nas pressões crustais, a barreira termal é intransponível por fracionamento magmático.

Por outro lado, admitindo-se a existência de assimilação qual seria o comportamento da barreira? Na Fig. 64A, observa-se que as temperaturas dos dois pontos eutéticos no sistema quartzo-nefelina são muito similares. Logo, não é de todo improvável que um magma de composição próxima ao ponto eutético

Fig. 62 - Variação de quartzo e nefelina normativos em função dos valores $Na+K/Al$ e $Na+K+Ca/Al$ para álcali sienitos (A e B) e pulaskitos e nefelina sienitos (C e D). Símbolos iguais aos da Fig. 54.

Fig. 63 - Diagrama triangular do sistema SiO_2 - NaAlSiO_4 - KAlSiO_4 no estado seco, segundo Schairer (1950), para a projeção das composições químicas das rochas sieníticas da Ilha de Vitória. Símbolos iguais aos da Fig. 54. $\text{NS}_{1\text{kb}}$ corresponde ao ponto eutético na condição de 1kb de pressão de H_2O .

Fig. 64 - Diagramas dos sistemas binários SiO₂-NaAlSiO₄ (A) e SiO₂-KAlSiO₄ (B), segundo Schairer e Bowen (1935).

insaturado (NS) venha a provocar pequena quantidade de fusão de rochas encaixantes, gerando líquidos de composição próxima ao ponto eutético saturado (GR). Mas, será que esses dois líquidos, NS e GR, podem se misturar formando um líquido de composição intermediária? A Fig. 64 permite concluir que no encontro desses dois líquidos ocorre reação levando à formação de albita como fase sólida. Essa reação prossegue até que se esgote um dos líquidos, com a composição do líquido restante sendo ainda NS ou GR. No caso do corpo sienítico principal da Ilha de Vitória, e com base nessa consideração, o líquido remanescente seria nefelina sienítico, não se formando portanto magmas álcali sieníticos.

Consequentemente, a mistura simples dos dois magmas não resulta num líquido de composição intermediária, do que decorre que a assimilação também não pode transpor a barreira termal.

Entretanto, a linha Ab-Or da Fig. 63 nem sempre se comporta como uma barreira termal. O diagrama de fase do sistema quartzo-kalsilita (Schairer e Bowen, 1935; Fig. 64B) evidencia que quartzo e leucita formam um sistema de fusão incongruente e, como tal, certos líquidos insaturados podem, nas condições de pressão atmosférica, derivar líquidos saturados através de cristalização fracionada. Sood *et al.* (1970) apresentam o diagrama tetraédrico diopsídio-nefelina-kalsilita-sílica, indicando que certos magmas saturados ricos em K (em relação a Na) dão origem a tipos insaturados. Os fatos permitem a geração de magmas álcali sieníticos como líquidos nas linhas cotéticas.

10.3. Superaquecimento do magma

As discussões acima são válidas para o processo simples de resfriamento do magma na crosta, que é considerado como norma geral em condições subsuperficiais devido a vários fatores: 1) a temperatura dos locais próximos à superfície terrestre é mais baixa do que no manto, onde se dá a geração da maioria dos magmas; 2) muitas das rochas ígneas possuem composição próxima ao ponto eutético ou ao longo da linha cotética; 3) a

presença de fenocristais e da massa fundamental prova que o magma esteve num estágio de resfriamento lento, a permitir a coexistência de líquido e sólido, antes do resfriamento rápido.

Conforme já discutido anteriormente, a hipótese de resfriamento lento e contínuo é inadequada para explicar o modo de ocorrência e as composições químicas e mineralógicas das rochas do maciço da Ilha de Vitória. Todavia, supondo a existência de um magma nefelina sienítico superaquecido, ou mesmo super-reaquecido, as dificuldades apontadas podem ser resolvidas. No diagrama do sistema quartzo-nefelina, a variabilidade da composição dos dois líquidos eutéticos aumenta com a elevação da temperatura. Assim, a composição do líquido restante, após a reação entre NS e GR, se aproxima mais da albita ($NS \rightarrow NS_1 \rightarrow NS_2 \rightarrow NS_3$, correspondentes a Te, T_1 , T_2 e T_3 na Fig. 64A). Se a temperatura do magma é superior à da barreira termal, os dois líquidos podem se misturar livremente formando líquidos de composição intermediária (T_4). No sistema triangular Q-Ne-Ks (Fig. 63), a altura da barreira termal não é a mesma para qualquer lugar, existindo um ponto relativamente mais baixo entre a albita e o ortoclásio. Quando a temperatura do magma ultrapassar a temperatura desse ponto, os líquidos saturado e insaturado poderão se misturar gerando líquidos de composição intermediária. Consequentemente, a barreira termal é transponível por efeito de superaquecimento do magma. As projeções dos pontos indicadas nas Figs. 14, 18, 62 e 63, que transpõem a barreira termal, são explicadas por esse mecanismo.

Por outro lado, o material superaquecido possui grande excesso de calor, calor este que pode ter sido o fator gerador do grande volume de magma álcali sienítico, que necessita da fusão das rochas encaixantes, nas bordas do corpo principal.

Na Fig. 63, observa-se que os pontos projetados se dispõem mais ou menos ao longo da linha peritética, que corresponde aproximadamente à projeção no diagrama da linha cotética do sistema diopsídio-nefelina-kalsilita-sílica (Sood *et al.*,

1970). O fato é aparentemente favorável à segunda hipótese discutida no item 10.1., isto é, da existência de um magma original álcali sienítico e de seu fracionamento.

Entretanto, as discussões acima baseiam-se na condição de pressão atmosférica sem água. Contudo, à vista do modo de ocorrência dos maciços alcalinos cretácicos do Brasil, é preferível adotar-se a condição de 1kb de água, como advogado por Ulbrich (1985). Um exame cuidadoso da Fig. 63 revela que a configuração dos pontos não se dispõe exatamente ao longo da linha peritética (do estado seco), ou seja, a projeção da linha cotética, mas sim que se desvia no sentido do ponto GR na parte rica em sílica. Hamilton e Mackenzie (1965) mostram que o ponto eutético na porção insaturada (NS na Fig. 63) se desloca para a direção da leucita com a variação da pressão de H_2O . O ponto de temperatura mínima não se localiza no encontro das três linhas, mas sim, um pouco mais na direção de Ab-Ne (NS_{1Kb}). Se o magma original do corpo intrusivo sienítico possuir composição próxima a esse ponto (NS_{1kb}), a configuração dos pontos projetados pode ser explicada pela assimilação de rochas encaixantes parcialmente fundidas (GR) pelo magma superaquecido, mas muito dificilmente pelo fracionamento magmático. Gnaisses facoidais e rochas charnoquíticas são frequentemente encontrados em torno da Ilha de Vitória, e são consideradas como material encaixante mais provável para o corpo intrusivo sienítico da Ilha de Vitória. Segundo Gasparini e Mantovani (1979), os charnoquitos de Ubatuba possuem alto K (em média 5,9%) em relação a Na (em média 3,0%). Portanto, tanto os gnaisses facoidais quanto as rochas charnoquíticas se projetariam em torno do ponto GN na Fig. 63. Supondo para o superaquecimento temperatura suficientemente alta, em comparação à do ponto GR, poderia ocorrer fusão quase total dessas rochas. As rochas alcalinas da Ilha de Vitória projetadas na Fig. 63 se enquadram melhor no caso da assimilação pelo magma nefelina sienítico superaquecido (NS_{1kb}) de material encaixante (GN).

Ulbrich (1985) aventa a possibilidade de formação de magmas agpaíticos ($Na+K/Al$ superior a 1) por meio de fracionamento de magmas miasquíticos ($Na+K/Al$ inferior a 1), utili-

zando o diagrama triangular Al-Na-K. Para as amostras da Ilha de Vitória, o seu exame (Fig. 65) permite verificar que a hipótese de Ulbrich (1985), conquanto aplicável no estágio de cristalização de anfibólios e biotitas, é inaceitável para os piroxênios, sobretudo no caso do nefelina sienito da am. 64. Considerando que os anfibólios e as biotitas se formam ao redor dos cristais de piroxênio, isso poderia ser devido ao fato de que os piroxênios e outros minerais coloridos não pertencem à mesma série de cristalização fracionada. Uma das possíveis interpretações é que os piroxênios se cristalizam no magma nefelina sienítico original peralcalino antes do super-reaquecimento; já os demais minerais têm a sua cristalização ligada aos magmas contaminados, portanto, posteriormente àquele evento. À vista das discussões havidas, tem-se como praticamente eliminada a possibilidade de incidência da segunda hipótese prevista no item 10.1., magma original álcali sienítico e seus fracionados.

Com base nas observações microscópicas em lâminas delgadas, sabe-se que os clinopiroxênios e os minerais opacos possuem formas corroídas, tornando-se por vezes esqueléticas. Citam-se aqui três fatores que podem provocar a refusão dos minerais: 1) reaquecimento do magma; 2) rápida descompressão; 3) aumento abrupto da pressão de água. Quartzo e feldspatos como fenocristais corroídos são frequentemente encontrados em rochas vulcânicas e interpretados como produtos de descompressão rápida causada pela ascensão abrupta do magma (Miyashiro e Kushiro, 1975). No entanto, nas rochas plutônicas, essa corrosão não é descrita com frequência. Além disso, os minerais em questão são piroxênios e opacos, e o corpo sienítico principal da Ilha de Vitória possui modo de intrusão diapírico, que não é compatível com a rápida ascensão do magma. Assim, as formas corroídas dos minerais acima não parecem resultar de descompressão rápida. Para a hipótese do aumento abrupto da pressão de água, pode-se invocar como possível fonte a assimilação da água das rochas encaixantes. Contudo, para a obtenção dessa água há necessidade de fusão dessas rochas, com o processo implicando em excesso de calor, que, por sua vez, está ligado ao super-reaquecimento do magma. Logo, este processo é visto como

Fig. 65 - Projeção das composições químicas em rochas totais, clinopiroxênios, anfibólios e biotitas nos diagramas triangulares Al-Na-K: nefelina sienite, am. 64 (A), pulaskito, am. 43A(B) e álcali sienite, am. 6(C).

a hipótese mais adequada para explicar as formas acima. Não obstante, a ausência de corrosão na apatita indica que a temperatura do reaquecimento não atingiu níveis elevados, ainda que tenha ultrapassado a correspondente aos piroxênios e opacos.

Os perfis químicos em piroxênios (Figs. 28A-C) revelam que o processo de sua cristalização não foi tão simples como sugerido pela interpretação da Fig. 65. Como explicado no Capítulo 8, as inclusões, ou seja, as variações descontínuas nos perfis, em particular as acmíticas, não se formam através de simples cristalização fracionada contínua. Admitida a idéia do super-reaquecimento, as inclusões acmíticas poderiam corresponder aos minerais cristalizados no magma original nefelina sienítico, antes da conseqüente refusão, e mesmo assim ainda parcialmente conservados. Outras porções dos cristais, de natureza mais ferrossalítica, seriam de crescimento posterior, dispondo-se ao redor desses núcleos preservados. A diferença de composição entre as inclusões e o restante é atribuída à natureza variável do magma original nefelina sienítico, próxima do ponto eutético, e do magma resultante do super-reaquecimento, próximo à barreira terminal. Através desse processo, um piroxênio ferrossalítico poderia incluir núcleos acmíticos. A variação na composição geral dos piroxênios nos nefelina sienitos, pulaskitos e álcali sienitos (Fig. 65) decorre da diferença nas proporções volumétricas das inclusões acmíticas ou jadeíticas e porções restantes dos cristais; quando comparados aos piroxênios dos álcali sienitos, os dos nefelina sienitos mostram-se portadores de uma grande inclusão acmítica (Fig. 28). A existência de dois tipos de clinopiroxênio nos álcali sienitos, soda-augita e ferrossalita, pode ser explicada pelo processo acima citado: a soda-augita cristalizou-se a partir do magma original, enquanto que a ferrossalita do magma resultante da assimilação. Os clinopiroxênios da am.34A (Prancha 10F) são opticamente identificados como soda-augita ou egirina-augita, e ocorrem na forma de pequenos grãos corroídos. Interpreta-se que essa amostra possui somente piroxênios cristalizados a partir do magma original. A forma corroída é reconhecida até mesmo nos piroxênios ferrossalíticos, que resultam da cristalização do magma assimilado depois do super-reaquecimento.

Isso significa dizer que o super-reaquecimento pode ter ocorrido mais de uma vez.

O crescimento coaxial de anfibólitos em torno de clinopiroxênios aponta para mudanças nas condições de cristalização, provavelmente causadas pela adição de água ao magma. Por outro lado, ao contrário dos piroxênios, o anfibólitos não mostram variações químicas descontínuas (Figs. 38A,B). Assim, admite-se que eles se cristalizaram a partir do magma derivado do super-reaquecimento e, como consequência, possuem características de fracionamento magmático normal. Na Fig. 65, nota-se que os anfibólitos se projetam mais nas proximidades do vértice Al do que as rochas totais, o que parece indicar que o magma desse estágio acha-se fracionado, com o caráter mais peralcalino resultante da cristalização de anfibólitos e biotita, permitindo assim a aplicação da teoria de Ulbrich (1985). O fato apóia também a interpretação acima discutida.

Os feldspatos alcalinos da Ilha de Vitória consistem essencialmente de ortoclásio, em contraste assim com os presentes na maioria das rochas plutônicas de granulometria equivalente. Esse fato poderia também ser atribuído à sua cristalização no magma de alta temperatura.

Consequentemente, elabora-se a seguinte história de evolução magmática para a formação das rochas sieníticas:

- 1) O magma nefelina sienítico original, cuja composição e temperatura se aproximam das do ponto eutético, e trazendo cristais de piroxênio sódico, penetra rochas metamórficas pré-cambrianas ricas em Si e Al.
- 2) Por vezes, esse magma é objeto de super-reaquecimento, provavelmente devido à injeção de novos magmas. Esse processo, ocorrendo em temperatura superior à da barreira termal, provoca a refusão de minerais já cristalizados (piroxênios e opacos) e a fusão das rochas encaixantes. A composição do magma nas bordas do corpo intrusivo, que corresponde aproximadamen-

te à da barreira termal, torna-se álcali sienítica em virtude da assimilação de material encaixante; o magma do centro do corpo afasta-se do ponto eutético, conquanto ainda se mantenha nefelina sienítico, como resultado do baixo grau de assimilação.

- 3) Desse modo, dá-se a formação da estrutura zonada do complexo intrusivo: composição do núcleo para as bordas, nefelina sienítica, pulaskítica e álcali sienítica. Talvez em razão da alta viscosidade desses magmas, as correntes de convecção não conseguem homogeneizá-los em grande extensão.
- 4) Solidificam-se as bordas do corpo, mas o núcleo ainda se mantém no estado líquido. Este continua o seu fracionamento por meio de cristalização, provocando autometamorfismo nas margens e intrusão de diques.

O super-reaquecimento pode explicar a passagem gradativa no mesmo corpo intrusivo de rochas com nefelina a rochas com quartzo. Por sua vez, essa variação não é de todo rara, tendo sido registrada em outras ocorrências de rochas alcalinas brasileiras: São Sebastião (Freitas, 1947), Itatiaia (Ribeiro Filho, 1964), Tunas (Fuck, 1972), etc. Se após o super-reaquecimento a atuação das correntes de convecção fosse de grande intensidade, o corpo intrusivo deixaria de mostrar estrutura zonada, perturbando dessa maneira a distribuição das rochas insaturadas e super-saturadas. O modo de ocorrência do Pico do Marapicu, RJ, parece representar um exemplo do gênero (Klein, comunicação pessoal). Se o comportamento das correntes fosse ainda mais intenso, ter-se-ia a homogeneização do corpo inteiro, ocorrendo apenas rochas álcali sieníticas ou álcali graníticas.

Portanto, sendo a hipótese do super-reaquecimento a que melhor se ajusta para o caso presente, outros corpos alcalinos com a mesma configuração petrográfica podem ser trabalhados sob esse prisma com vistas à confirmação dos resultados aqui obtidos.

CAPÍTULO 11

CONCLUSÕES

- 1) O maciço alcalino da Ilha de Vitória é constituído por um corpo sienítico principal, de forma circular e com diâmetro aproximado de 3 km, além de numerosos diques posteriores.
- 2) O corpo principal apresenta estrutura zonada, passando gradativamente, do núcleo para a borda de nefelina sienitos a pulaskitos e álcali sienitos.
- 3) Os diques formam duas gerações distintas: a primeira correspondendo a um sistema radial e a segunda a um sistema paralelo orientado segundo nordeste-sudoeste.
- 4) As rochas do corpo principal têm como constituintes feldspatos alcalinos, nefelina (+), sodalita (+), quartzo (+), clinopiroxênios, anfibólios, biotita, opacos, clorita (+), etc.
- 5) Os minerais coloridos ocorrem como agregados, com o núcleo de piroxênios e opacos mostrando formas corroídas; anfibólios e biotita ocupam invariavelmente as bordas. Os piroxênios variam quanto à composição de soda-augita a egirina-augita e, frequentemente, são portadores de inclusões acmíticas, sobretudo os presentes no núcleo do corpo principal. Já os anfibólios e a biotita são homogêneos, correspondendo, respectivamente, à barkevikita e annita. Os feldspatos alcalinos exibem textura antipertítica desenvolvida e consistem essencialmente de albita de baixa temperatura e ortoclásio.
- 6) Os diques são compostos de rochas traquíticas, fonolíticas e álcali diabásicas. Não foram encontradas relações entre os tipos de rocha e as gerações de dique.
- 7) Dentre as variedades acima, as traquíticas e as fonolíticas a parecem como mais comuns, sendo constituídas de pequena quantidade modal, inferior a 5%, de fenocristais de feldspato al-

calino e micrólitos de egirina, barkevikita, biotita, nefelina (+), sodalita (+), opacos, apatita, etc. As álcali diabásicas compõem-se de feldspato potássico, plagioclásios, nefelina, clinopiroxênios, anfibólios, etc. Uma amostra desse último grupo é portadora de textura cumulática típica.

- 8) Em geral, as rochas traquíticas e fonolíticas possuem características de magmas mais fracionados em relação às sieníticas. Por outro lado, alguns diques fonolíticos demonstram terem sido submetidos a intensa alteração deutérica.
- 9) As datações pelo método K/Ar indicam idades concordantes, dentro do intervalo de 80 a 90 m.a., para as rochas sieníticas e fonolíticas. Por sua vez, essas idades guardam similaridade com as obtidas para ocorrências alcalinas vizinhas. A datação feita pelo método Rb/Sr aponta para uma idade de cerca de 100 m.a., com razão inicial de 0,705, para o álcali sienítico.
- 10) As substituições para os elementos constituintes dos piroxênios revelam que o Na forma o componente acmita ou jadeíta nas condições, respectivamente, de alta e baixa concentração desse elemento. Mesmo no caso dos piroxênios acmíticos, tem-se um teor relativamente elevado (cerca de 10%) do componente jadeíta como solução-sólida. As substituições tschermakíticas e ferro-tschermakíticas são de ocorrência subordinada.
- 11) Para os anfibólios, os estudos efetuados indicam também um baixo grau de substituição tschermakítica. Essas barkevikitas possuem composição ferro-edenítica com cerca de 15% de anfibólios alcalinos.
- 12) Nas biotitas analisadas, o Ti entra na fórmula química do mineral como resultado da substituição $Ti \leftrightarrow Mg_2$.
- 13) Os diagramas de variação, reunindo valores de Na+K/Al e Na+K+Ca/Al em função de quartzo e nefelina normativos, sugerem que a estrutura zonada do corpo principal resulta da assimilação

de rochas encaixantes ricas em Si e Al pelo magma original nefelina sienítico; o grau de assimilação parece ter sido muito grande, levando à fusão de um volume de rochas encaixantes maior ou pelo menos igual ao do magma original.

- 14) O diagrama do líquido residual Q-Ne-Ks, nas condições de 1 kb de pressão de H_2O , mostra que as rochas sieníticas podem ser explicadas a partir da mistura de magmas insaturados, de composição próxima à do ponto eutético (nefelina sieníticas), e materiais saturados em sílica.
- 15) A estrutura zonada do corpo principal, as composições das rochas totais, as formas corroídas dos clinopiroxênios e opacos, as inclusões acmíticas presentes no interior dos cristais de piroxênio e várias outras evidências sugerem que o magma original do corpo principal é de natureza nefelina sienítica, próxima ao ponto eutético; adicionalmente, que o super-reaquecimentos desse magma é responsável pela fusão de grande volume de material encaixante, dando como resultado a sequência química característica dessas rochas e a subsequente transposição da barreira termal.

BIBLIOGRAFIA

- Alling, H.L. (1938) Plutonic perthites. *J. Geol.* 46: 142-165.
- Almeida, F.F.M. (1983) Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma sul-americana. *Rev. Bras. Geoc.* 13: 139-158.
- Amaral, G., Cordani, U.G., Kawashita, K. e Reynolds, J.H. (1966) Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 30: 159-189.
- Amaral, G., Bushee, J., Cordani, U.G., Kawashita, K. e Reynolds, J.J. (1967) Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 31: 117-142.
- Aoki, K. (1964) Clynopyroxenes from alkaline rocks of Japan. *Amer. Mineral.* 49: 1199-1223.
- Atwood, W. (1942) Latin America. The Odyssey Press, New York.
- Bachinski, S.W. e Müller, G. (1971) Experimental determinations of microcline-low albite solvus. *J. Petrol.* 12: 329-356.
- Barth, T.F.W. (1963) The composition of nepheline. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 42: 153-164.
- Björnberg, A.J.S. e Ellert, R. (1955) Observações geológicas e petrológicas sobre a Ilha dos Búzios. *An. Acad. bras. Ciênc.* 27: 169-182.
- Bowen, N.L. e Tuttle, O.F. (1950) The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - H_2O . *J. Geol.* 58: 489-511.
- Boyd, F.R. (1970) Garnet peridotite and system CaSiO_3 - MgSiO_3 - Al_2O_3 . *Min. Soc. Amer. Spec. Pap.* 3: 63-75.

- Buerger, M.J. (1947) The stuffed derivatives of the silica structure. J. Chem. Phys. 15: 600-614.
- Burnham, C.W. (1962) Lattice constant refinement. Annual Report of Geoph. Lab., Carnegie Inst. Washington, 61: 132-135.
- Cawthorn, R.G. e Collerson, K.D. (1974) The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. Amer. Mineral. 59: 1203-1208.
- Cherry, M.E. e Trenbath, L.T. (1979) The discordering of alkali feldspars. I. Dry heating of microcline perthite. Canad. Mineral. 17: 527-535.
- Coutinho, J.M.V. e Melcher, G.C. (1967) Rochas alcalinas da Ilha do Montão de Trigo, SP. An. XXI Congr. Bras. Geol., Bol. Paran. Geoc. 26: 64-65.
- Coutinho, J.M.V. e Melcher, G.C. (1973) Levantamento geológico e petrográfico na Ilha do Monte de Trigo (Litoral norte de São Paulo, Brasil). Rev. Bras. Geoc. 3: 243-256.
- Dalrymple, G.B. e Lamphere, M.A. (1969) Potassium-argon dating. W.H. Freedman and Company, San Francisco.
- Darwin, C. (1839) Journal of researches into the geology and natural history of the countries visited by H.M.S. Beagle, etc. Henry Colburn, London.
- Darwin, C. (1884) Volcanic Island (citação em Chigaku Jiten, Heibonsha, Tokyo).
- Darwin, C. (1864) Geology of South America (citação em Chigaku Jiten, Heibonsha, Tokyo).
- Deer, W.A., Howie, R.A. e Zussman, J. (1963) Rock-forming minerals, Vol.II, Chain silicates, 2nd ed. Longmans Group

Ltd., London.

Derby, O.A. (1887) On nepheline-rocks in Brazil, with special reference to the association of phonolite and foyaite. Quart. J. Geol. Soc. London 43: 457-473.

Derby, O.A. (1991) On nepheline-rocks in Brazil - part II. The Tinguã Mass. Quart. Geol. Soc. London 47: 251-265.

Forbes, W.C. e Flowers, M.F.J. (1974) Phase relations of titanphlogopite $K_2Mg_4TiAl_2Si_6O_{20}(OH)_4$: a refractory phase in the upper mantle? Earth. Planet. Sci. Let. 22: 60-66.

Freitas, R.O. (1947) - Geologia e petrologia da Ilha de São Sebastião. Bol. Fac. Fi. Ci. Let., Univ. São Paulo. Geologia 3.

Fuck, R.A. (1972) Geologia do maciço alcalino de Tunas, Paraná - Brasil. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências, Univ. São Paulo (inédito).

Gasparini, P. e Mantovani, M.S.M. (1979) Geochemistry of charnockites from São Paulo State, Brazil. Earth. Plan. Sci. Let. 42: 311-320.

Goldsmith, J.R. e Laves, F. (1954) The microcline-sanidine stability relations. Geochim. Cosmochim. Acta. 5: 1-19.

Gomes, C.B., Damasceno, E.C., Melcher, G.C. e Born, H. (1967) Observações geológicas preliminares sobre a Ilha de Vitória, SP. An. XXI Congr. Bras. Geol., Bol. Paran. Geoc. 26: 334 - 346.

Greig, J.W. e Barth, T.F.W. (1938) The system $Na_2O.Al_2O_3 . 2SiO_2$ (nepheline-carnegieite) - $Na_2O . Al_2O_3 . 6SiO_2$ (albite). Ibid. 35A, 93-112; citação em Hamilton e Mackenzie (1960). J. Petrol. 1: 56-72.

Hallimond, A.F. (1943) On the graphical relations of the calciferous amphiboles. Amer. Mineral. 28: 65-89.

Hamilton, D.L. (1961) Nepheline as crystallization temperature indicators. J. Geol. 69: 321-329.

Hamilton, D.L. e Mackenzie, W.S. (1960) Nepheline solid solution in the system NaAlSiO_4 - KAlSiO_4 - SiO_2 . J. Petrol. 1: 56-72.

Hamilton, D.L. e Mackenzie, W.S. (1965) Phase-equilibrium studies in the system NaAlSiO_4 (nepheline)- KAlSiO_4 (kalsilite) - SiO_2 (silica)- H_2O . Mineral. Mag. 34: 214-231.

Hamm, H.M. e Vieten, K. (1971) Zur Berechnung der kristallchemischen Formel und des Fe^{3+} - Gehaltes von Klinopyroxenen aus Elektronen-Strahl-Mikroanalysen. Neues. Jb. Mineral. Monatsh. 1971: 310-334.

Harker, A. (1909) Natural history of igneous rocks. The Macmillan Co. Inc., London.

Hennies, W.T. e Hasui, Y. (1968) Geocronologia das rochas eruptivas alcalinas da Ilha de São Sebastião, SP. An. XXII Congr. Bras. Geol: 145-148.

Huckenhortz, H.G., Schairer, J.F. e Yoder Jr., H.S. (1969) Synthesis and stability of ferri-diopside. In pyroxenes and Amphiboles, Ed. Papike, J.J. Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap. 2: 163-177.

Johannsen, A. (1931) A descriptive petrography of the igneous rocks, Vol. III e IV. University of Chicago Press, Chicago.

Kuellermer, J.F. (1960) X-ray intensity measurements on perthitic materials II. Data from natural alkali feldspars. J. Geol. 68(3): 307-323.

Kushiro, I. (1960) Si-Al relations in clinopyroxenes from ig-

- neous rocks. Amer. J. Sci. 258: 548-554.
- Larsen, L.M. (1976) Clinopyroxene and coexisting mafic minerals from the Alkaline Ilímaussaq Intrusion, South Greenland. J. Petrol. 17: 258-290.
- Leake, B.E. (1978) Nomenclature of amphiboles. Canad. Mineral. 16: 501-520.
- Le Bas, M.J. (1962) The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. Amer. J. Sci. 260: 267-288.
- Leonardos, O.H. e Oliveira, A.I. (1943) Geologia do Brasil. Min. Agr., Serv. Inf. Agr., Serv., Did., 2.
- Luth, W.C. e Tuttle, O.F. (1966) The alkaline feldspar solvus in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. Amer. Mineral. 51: 1359-1373.
- Miyashiro, A. (1951) The range of chemical composition in nepheline and their petrogenetic significance. Geochim. Cosmochim. Acta. 1: 278-283.
- Miyashiro, A. (1965) Henseigan to Henseitai. Iwanami Shoten, Tokyo.
- Miyashiro, A. e Kushiro, I. (1972) Gansekigaku I. Kyoritsu Shuppan, Tokyo.
- Miyashiro, A. e Kushiro, I. (1975) Gansekigaku II. Kyoritsu Shuppan, Tokyo.
- Miyashiro, A. e Kushiro, I. (1977) Gansekigaku III. Kyoritsu Shuppan, Tokyo.
- Moorhouse, W.W. (1959) The study of rocks in thin section. Harper and Brothers, New York.

- Morse, S.A. (1968) Feldspars. Ann. Rep. Carnegie Inst. Washington. 67: 120-126.
- Motoki, A. e Gomes, C.B. (1984) Caracterização geológica e petrográfica do maciço alcalino da Ilha de Vitória, SP. An. XXXIII Congr. Bras. Geol. Bol. IX, 4392-4399.
- Nakamura, K. (1969) Arrangement of parastic cones as a possible key to regional stress field. Bull. Volc. Soc. Japan, Second Series 14: 8-20.
- Nockolds, S.R. (1947) The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. Amer. J. Sci. 425: 401-420.
- Perchuk, L.L. e Ryabichikov, I.D. (1968) Mineral equilibria in the system nepheline-alkaline feldspar-plagioclase and their petrological significance. J. Petrol. 9: 123-167.
- Poldervaart, A. e Hess, H.H. (1951) Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. J. Geol. 59: 472-489.
- Powell, M. e Powell, R. (1977) A nepheline-alkaline feldspar geothermometer. Contrib. Mineral. Petrol. 62: 193-204.
- Renard, A. (1882) Notice sur les roches de l'isle de Fernando de Noronha recueillis pendant l'expédition du Challenger. Acad. Royale de Belgique, Bull. 3^{eme}. Sér., t III n° 4, 352-361.
- Ribeiro Filho, E. (1964) Geologia e petrologia dos maciços alcalinos do Itatiaia e Passa-Quatro (Sudeste do Brasil). Bol. Fac. Fi. Ci. Let. Univ. São Paulo, 302 Geologia 22, 5-93.
- Robert, J.L. (1976) Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions. Chem. Geol. 17: 213-227.
- Rodrigues, B. (1974) Considerações petroquímicas sobre fenômenos de evolução magmática num complexo alcalino. Bol. Mus.

Lab. Min. Geo. Fac. Ci. Lisboa 14:119-156.

Ruberti, E. (1984) Petrologia do maciço alcalino do Banhadão, PR. Tese de doutoramento. Instituto Geociências, Univ. São Paulo (inédito).

Schairer, J.F. (1950) The alkaline feldspar join system NaAlSiO_4 - KAlSiO_4 - SiO_2 . J. Geol. 58: 512-517.

Schairer, J.F. e Bowen, N.L. (1935) Preliminary report on equilibrium-relations between feldspathoids, alkaline feldspars, and silica. Ann. Geophys. Union Trans. 16th. Ann. Meeting, 325-328; citação em Schairer, J.F. (1950). J. Geol. 58: 512-517.

Shand, S.J. (1947) The study of rocks, 2nd. ed. Thomas Murby Co., London.

Smith, J.V. (1974) Feldspar minerals, vol.I - Crystal structure and physical properties. Springer-Verlag, Berlin.

Sood, M.K., Platt, R.G. e Edger, A.D. (1970) Phase equilibrium relations in portions of the system diopside-nepheline-kalsilite-silica and their importance in the genesis of alkaline rocks. Canad. Mineral. 10: 380-394.

Steiger, R.H. e Hart, S.R. (1967) The microcline-orthoclase transition within a contact aureole. Amer. Mineral. 52: 87-116.

Stewart, D.B. e Wright, T.L. (1974) Al/Si order and symmetry of natural alkali feldspars, and the relationship of strained cell parameters to bulk composition. Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr. 97: 356-377.

Streckeisen, A. (1967) Classification and nomenclature of igneous rocks. Neues Jb. Miner. Abh., 107, 144-240.

Thompson Jr., J.B. e Waldbaum, P.R. (1968) Mixing properties of

sanidine crystalline solutions: I. Calculations based on iron-exchange data. Amer. Mineral. 53: 1965-1999.

Thompson Jr., J.B. e Waldbaum, P.R. (1969) Mixing properties of sanidine crystalline solutions: III. Calculations based on two phase data. Amer. Mineral. 54: 811-838.

Thornton, C.P. e Tuttle, O.F. (1960) Chemistry of igneous rocks, I. Differentiation index. Amer. J. Sci. 258: 664-684.

Tilley, C.E. (1954) Nepheline-alkali feldspar parageneses. Amer. J. Sci. 252: 65-75.

Tröger, W.E. (1979) Optical determination of rock-forming minerals: trans.: Bambauer, H.U.; Taborszky, F. e Trochim, H. D.E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart.

Tuttle, O.F. e Smith, J.V. (1958) The nepheline-kalsilite system II: Phase relations. Amer. J. Sci. 256: 571-589.

Ui, T. (1975) Regional petrology of volcanoes. Bull. Volc. Soc. Japan, Second Series, 20, Spec. Numb. 299-306.

Ulbrich, H.H.G.J. (1985) A petrografia, a estrutura e o quimismo de nefelina sienitos de maciço alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. Tese de livre docência. Instituto Geociências, Univ. São Paulo (inédito).

Ulbrich, H.H.G.J. e Gomes, C.B. (1981) Alkaline rocks from continental Brazil. Earth Sci. Rev. 17: 135-154.

Ulbrich, M.N.C. (1983) Aspectos mineralógicos e petrológicos de nefelina sienitos do maciço alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. Tese de doutoramento. Instituto Geociências, Univ. São Paulo (inédito).

Vieten, K. (1980) The minerals of the volcanic rock association of the Siebengebirge. 1 - Clinopiroxenes. 2 - variation of

chemical composition of Ca-rich clinopyroxene (salites) in the course of crystallization. Neues. Jb. Mineral. Abh. 140: 54-88.

Wager, L.R. (1960) The major element variation of layered series of Skaergaard Intrusion and a re-estimation of average composition of hidden layered series and of successive residual magmas. J. Petrol. 1: 364-398.

Waldbaum, P.R. e Thompson, Jr., J.B. (1968) Mixing properties of sanidine crystalline solutions: II. Calculations based on volume data. Amer. Mineral. 53: 2000-2017.

Waldbaum, P.R. e Thompson, Jr., J.B. (1969) Mixing properties of sanidine crystalline solutions: IV. Phase diagram from equations of state. Amer. Mineral. 54: 1274-1298.

Wright, T.L. (1967) The microcline-orthoclase transformation in the contact aureole of the Eldora Stock, Colorado. Amer. Mineral. 52: 117-136.

Wright, T.L. (1968) X-ray and optical study of alkali feldspar : II. An. X-ray method for determining the composition and structural state from measurement of 2θ values for three reflections. Amer. Mineral. 53: 88-104.

Yagi, K. (1966) The system acmite-diopside and its bearing on the stability relations of natural pyroxene of the acmite-hedenbergite-diopside series. Amer. Mineral. 51: 976-1000.

Prancha 1 - Aspecto geral dos costões subverticais da Escarpa Sudeste (A), Saco de Dom Miguel (B), Ponta Sudoeste (C) e Saco Norte (D). Observe-se o diaclasamento paralelo e a existência de três depressões (C) e de duas cavernas (D) associadas a diques.

Prancha 1

A

B

C

D

Prancha 2 - Vista geral dos matacões expostos no Saco Norte (A), Saco Oeste (B), Ponta Oeste (C) e aldeia (D). Note-se a forma específica dos blocos mostrando caneluras (A, B, C).

Prancha 2

A

B

C

D

Prancha 3 - Xenólitos de rocha encaixante em álcali sienitos: A e B, Ponta de Ubatuba (am. 33); C, Saco de Dom Miguel (am. 80); D, Ponta Oeste (am. 44).

Prancha 3

Prancha 4 - Aspectos macroscópicos das rochas plutônicas (ver também Fig. 7); A, álcali sienito da Ilha dos Pescadores (am. 30); B, nefelina sienito do Saco Oeste (am. 25); C, pulaskito da Ponta Oeste (am. 43A); D, nefelina sienito do Saco Oeste (am. 25). As flechas em D indicam nefelina rósea.

Prancha 4

A

B

C 43A

D

Prancha 5 - A, B, C, bolsões de pegmatito em rochas sieníticas (ver também Fig. 7); A, álcali sienito da Ilha dos Pescadores (am. 38); B, pulaskito do Saco Norte (am. 4); C, nefelina sienito da Ponta Sudoeste (am. 61); D, E, contraste de granulação entre o pulaskito do Saco de Dom Miguel (am. 57A) e o nefelina sienito da Ponta Sudoeste (am. 61).

Prancha 5

Prancha 6 - Afloramento de diques: A, Ponta Oeste (am. 43B); B, Ilha das Cabras (am. 82); C, Saco Leste (am. 74); D, Ponta Oeste (am. 44). Em C, observa-se um dique de segunda geração (am. 74A, horizontal) cortando um da primeira (am. 74B, vertical ramificado). Em D, nota-se a mesma situação (am. 44C, preto vertical; am. 44B, cinza diagonal).

Prancha 6

Prancha 7 - Aspectos macroscópicos das rochas de dique: A, álcali traquito (am. 48D, esquerdo) e nefelina-sodalita fonolito (am. 4A, direito) pertencentes à primeira geração. A diferença da cor macroscópica é devida à granulação maior do 4A; B, C e D, sodalita-nefelina fonolito (am. 54A), nefelina fonolito (am. 74A) e álcali diabásio (am. 58) (correspondentes à segunda geração).

Prancha 7

A

48D

4A

B

54A

C

74A

D

58

Prancha 8 - A, C, gargantas de dique encontradas na Ilha dos Pesca-
dores (am. 33) e Ponta Nordeste da Ilha de Vitória (am.
88); B, caverna de dique visível no Saco Norte. (am.
68); D, depressão linear de dique no Saco de Dom Mi-
guel (am. 58).

Prancha 8

Prancha 9 - Estruturas: A, diaclasamentos desenvolvidos, típicos da área investigada, Ilha dos Pescadores (am. 30); B, zona de brechação, Ilha dos Pescadores (am. 38); C, diaclasamentos paralelos nas margens do corpo sienítico (am. 34); D, diaclasamentos ortogonais típicos (am. 26).

Prancha 9

A B
C D

Prancha 10 - Fotomicrografia de álcali sienito (B a F) e xenólito (A). A escala adotada é a mesma para todas as fotomicrografias. A, xenólito (am. 34), nicóis cruzados; B, álcali sienito na margem do corpo principal (am. 34A), nicóis paralelos; C, "interlocking perthite" de feldspato alcalino (am. 6). Note-se a geminação polissintética espalhada (ab), nicóis cruzados; D, agregados de minerais coloridos (am. 34A), nicóis paralelos; E, anfibólio envolvendo clinopiroxênio (am. 34A, nicóis paralelos; F, veio de clorita oxidada (am. 6), nicóis paralelos.

Simbologia para as fotomicrografias: Q, quartzo; Fa, feldspato alcalino; Pl, plagioclásio; Ab, albita; Ne, nefelina; So, sodalita; Na, natrolita; Cpx, clinopiroxênio; An, anfibólio; Bi, biotita; Cl, clorita; Op, opacos; Ca, calcita; Ap, apatita.

Prancha 10

Prancha 11 - Fotomicrografias de pulaskito (B) e nefelina sienitos (A, C, D). A escala para B e C é a mesma de D. A, "interlocking perthite" de feldspato alcalino (am. 25), nicóis cruzados; B, nefelina tingida por azul de metileno (am. 43A), nicóis paralelos; C, grãos isolados de sodalita (am. 64), nicóis paralelos; D, agregados de minerais coloridos (am. 47), nicóis paralelos.

Prancha 11

Prancha 12 - Fotomicrografias de álcali traquito (A), nefelina fonolito (B, C) e sodalita-nefelina fonolito (D). A, escala para B e C é a mesma de A. Nicóis cruza dos. A, álcali traquito (am. 48D); B, amostra coletada nas bordas de dique de nefelina fonolito (am. 4B); C, amostra coletada no centro do mesmo dique da fotomicrografia anterior. A transformação de textura é gradativa; D, sodalita- nefelina fonolito (am. 4A).

Prancha 12

Prancha 13 - Fotomicrografias de álcali diabásio. A escala de B e C é a mesma de A. A, fenocristais de clinopiroxênio, feldspato alcalino e plagioclásio (am. 44C), nicóis cruzados; B, textura cumulática (am. 58), nicóis paralelos; C, cavidade preenchida por zeólitas (am. 58), nicóis cruzados; D, textura de ampolheta e zoneamento oscilatório de clinopiroxênio (am. 58), nicóis cruzados, posição de extinção.

Prancha 13