UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PETROLOGIA DO MACIÇO ALCALINO DE ANITÁPOLIS, SC

Sandra Maria de Arruda Furtado

Orientador: Prof. Dr. Celso de Barros Gomes

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

São Paulo
1989

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PETROLOGIA DO MACIÇO ALCALINO DE ANITÁPOLIS, SC

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004934

Sandra Maria de Arruda Furtado

Orientador: Prof. Dr. Celso de Barros Gomes

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. C.B.Gomes	
Examinadores:	Dr. J.G.Valença	
	Dr. L.F.Scheibe	
	Drª M.N.C.Ulbrich	
	Dr. E.Ruberti	

ass.

[Handwritten signatures: Celso de Barros Gomes, J.G. Valença, L.F. Scheibe, M.N.C. Ulbrich, E. Ruberti]

São Paulo
1989

Para Névio e Gabriela,

Dalsy, Yolanda e Antonio.

Com amor.

AGRADECIMENTOS

Durante a realização do presente trabalho, pessoas e instituição tiveram um papel importante para que o mesmo pudesse ser realizado:

- Aos professores, colegas e funcionários do Instituto de Geociências da USP, em especial do DMP (Gergely, Inês, Luciana, Ana, Marta, Roseli, ...) pelo apoio e companheirismo;
- Ao Sílvio e Valdecir, pelo apoio computacional;
- Ao Professor Coutinho, pelo auxílio na determinação de minerais;
- Ao Eleno, pelas discussões sobre a geologia da área;
- Ao Professor Formoso, que estabeleceu os primeiros contatos com a Indústria de Fosfatados Catarinense;
- Ao Gaspar, pelo incentivo e contribuições ao estudo;
- Ao Ulbrich, pelas discussões sobre a patologia da área;
- À Rosa, companheira de elucubrações a respeito do quimismo mineral;
- Ao Departamento de Geociências da UFSC, pela permissão para o afastamento;
- Ao programa PICD/CAPES, pelo auxílio financeiro durante o afastamento;
- À Divisão de Laboratórios de Geologia e Sondagens Ltda., GEOSOL, pela execução das análises químicas de rochas;
- À FINEP pelo auxílio financeiro através do processo ... 43.88.0690.00, (beneficiário Celso de Barros Gomes).
- À Indústria de Fosfatados Catarinense, em especial ao Engenheiro Paulo Picada Felim e ao Geólogo Valmor Vergara, pela cessão de amostras, mapas e relatórios, bem como apoio logístico quando da realização dos trabalhos de campo;

- Ao Batinga, pela elaboração das figuras e ao João Inácio e Romualdo pelos serviços datilográficos.

Em especial agradeço:

A Mabel e Excelso, pelo companheirismo, auxílio em campo e discussões sobre quimismo mineral e petrologia de rochas alcalinas;

Particularmente ao Scheibe, pelas críticas e sugestões durante todo o desenvolvimento do trabalho;

Ao Professor Celso, pela orientação e apoio prestados para a realização desse trabalho.

RESUMO

O maciço alcalino de Anitápolis, cuja idade situa-se no limite Jurássico-Cretáceo, é intrusivo nas rochas granitóides do leste catarinense, originando uma depressão circular de 6 km². Devido à grande quantidade de material intemperizado o estudo do maciço foi realizado essencialmente através de amostras provenientes de testemunhos de sondagem.

As rochas que formam o maciço são magnetita-biotita piroxenitos e apatita-piroxênio biotititos na porção central, envolvidas por ijolitos e nefelina sienitos. Nas bordas do maciço aparecem variedades leucocráticas, mesocráticas e melano-cráticas representando, respectivamente, grau baixo, médio e alto de fenitização. Quantidades menores de apatita piroxenitos formam faixas em meio a ijolitos, nefelina sienitos e rochas de borda. Foscoritos e carbonatitos estão presentes como veios e diques cortando as litologias silicáticas; os carbonatitos, posteriores aos foscoritos, acham-se representados por tipos sovíticos, magnesianos e calcíticos tardios. Diques de fonolitos ocorrem penetrando as rochas granitóides encaixantes.

Estudo por microsonda revela que os piroxênios compreendem diopsídios, salitas e soda-salitas, presentes nos magnetita-biotita piroxenitos e fonolitos, e egirina-augitas, com teores variáveis de sódio, para os demais tipos petrográficos; o conjunto dos dados aponta para pequena participação de Fe²⁺ no processo evolutivo desses minerais. À exceção dos termos mais ultrabásicos, fedspatos aparecem em todos os tipos petrográficos e possuem teores extremamente baixos de An. Grãos mais límpidos fornecem composições no intervalo Or₇₇-Or₉₀, enquanto que os de aspecto turvo, com Or > 90, contêm exsolução de albita na forma de filmes ou gotículas. A composição das nefelinas indica valores de 700 a 775°C para os fonolitos e nefelina sienitos; temperaturas em torno de 500°C foram obtidas para os ijolitos e para um nefelina sienito rico em biotita. A grande diversidade de cores exibida pelas micas — predominantemente biotitas nas rochas silicáticas e flogopitas nos carbonatitos e foscoritos — acha-se relacionada à

composição química, especialmente aos teores de TiO_2 , MgO e FeO ; atenção especial é dada às variedades laranja e vermelha de flogopitas com grande participação de Fe^{3+} . A apatita, mineral de ampla ocorrência, mostra composição distinta em função do tipo de petrográfico em que se acha presente, particularmente quanto ao teor de Si e, de modo subordinado, ao de Sr. Os anfibólios ocorrem como minerais tardios, sendo representados por Mg-arfvedsonita, arfvedsonita e Fe-richterita nas rochas silicáticas e por richterita nos carbonatitos e foscóritos.

Análises químicas mostram para as rochas silicáticas razões elevadas de $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$; diminuição de TiO_2 , Fe_2O_3 e FeO e aumento de Al_2O_3 para quantidades crescentes de SiO_2 ; grande dispersão para os valores de Na_2O e K_2O . Concentrações mais elevadas em P_2O_5 são encontradas nos foscóritos e no apatita-piroxênio biotítico.

As terras raras mostram pequena variação para a grande maioria das rochas de Anitápolis: as silicáticas possuem em geral concentrações de 10 a 100 vezes superiores aos condritos e baixas razões La/Yb; os sovitos e foscóritos mostram valores levemente mais elevados, enquanto que nos carbonatitos mais tardios o aumento é mais evidente.

A colocação do maciço está associada a grandes falhamentos de direção aproximada NS, resultando provavelmente do soerguimento do bloco crustal hospedeiro.

A cristalização do magma ocorreu sob condições de alta $f\text{O}_2$, como deduzido pela composição química dos minerais.

O modelo petrogenético desenvolvido com base nos diagramas de subtração propõe um magma parental formado no manto subjacente, submetido a processos metassomáticos com formação de anfibólios, mica e apatita. Deste líquido de composição nefelinítica, a separação de frações imiscíveis daria origem aos carbonatitos, enquanto que os líquidos residuais evoluíam por cristalização fracionada, originando as rochas mais leucocráticas. Soluções posteriores metassomatizantes ricas em sódio e potássio ocasionariam fenômenos de cristalização e recristalização responsáveis pela grande heterogeneidade constatada em alguns tipos petrográficos.

ABSTRACT

The Anitapolis alkaline massif is Jurassic-Cretacic in age and intrudes granitoid rocks in the eastern part of Santa Catarina State, Southern Brazil. The investigated area comprises a circular depression of 6 km², covered by weathered materials. Therefore, this study was made possible by means of drill hole samples.

The rocks of the massif include magnetite-biotite pyroxenites and apatite-pyroxene biotitites in the central portion, surrounded by ijolites and nepheline syenites, which are in turn enveloped by melanocratic, mesocratic and leucocratic rocks, corresponding to high, medium and low degrees of fenitization. Apatite pyroxenites occur inside ijolites, nepheline syenites and fenites. Phoscorites and carbonatites cut the silicate rocks as veins and dykes. Carbonatites, younger than phoscorites, comprise sovitic, magnesian and late-stage calcite-bearing types. Phonolitic dykes cut the granitoid country rocks.

Clinopyroxenes from the magnetite-biotite pyroxenites and phonolites determined by electron microprobe analysis included diopsides, salites and soda-salites, and aegirine-augites with variable sodium contents in the other lithologies. The bulk of the mineralogical data reveals little contribution of Fe²⁺ in the evolution of these minerals. Feldspars occur in most rock types, with very low An contents. Clear grains are Or₇₇-Or₉₀ and turbid ones, with Or > 90, contain albite exsolution as drops or films. Nepheline compositions give values of 700 to 775°C for phonolites and nepheline syenites, whereas temperatures of 500°C were obtained for ijolites and one biotite-rich nepheline syenite. Relationships were established between the great diversity of colours exhibit by micas — mostly biotites in silicate rocks and phlogopites in carbonatites and phoscorites — and TiO₂, MgO and FeO contents. Special attention has been given to orange and red Fe³⁺-rich varieties. Apatite is widespread and shows distinct compositions according to rock type, especially regarding Si and, subordinately, Sr contents. Amphiboles are

late forming minerals and comprise Mg-arfvedsonite, arfvedsonite, Fe-richterite in silicate rocks, and richterite in carbonatites and phoscorites.

Chemical analyses of the silicate rocks show: high $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ratios; decrease of TiO_2 , Fe_2O_3 and FeO and increase of Al_2O_3 with increasing SiO_2 contents; great dispersion for Na_2O and K_2O data. Phoscorites and apatite-pyroxene-biotite rock present the highest P_2O_5 contents.

REE are 10 to 100 times higher than chondritic values, with low La/Yb ratios in silicate rocks; sovites and phoscorite show higher levels, with contents in the latest formed carbonatites.

The emplacement of the massif is related to great NS fault lineaments, and probably results from the uplift of the host crustal block.

High $f\text{O}_2$ conditions influenced the magma crystallization, as deduced from the chemical composition of the minerals.

A petrogenetic model based on subtraction diagrams suggests that a possible parental magma of nephelinite composition formed in a metasomatic, subjacent mantle with formation of amphiboles, micas and apatite. Immiscible fractions of this nephelinitic material would generate carbonatites, whereas residual liquids would evolve by fractional crystallization to phonolitic residues. Late metasomatizing sodium and/or potassium rich solutions would be responsible for crystallization and recrystallization phenomena which caused the great heterogeneity observed in some rock types.

SUMÁRIO

	Página
AGRADECIMENTOS	ii
RESUMO	iv
ABSTRACT	vi
LISTA DE FIGURAS	x
LISTA DE TABELAS	xiv
LISTA DE FOTOMICROGRAFIAS	xv
 CAPÍTULO 1	 1
 CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA	 4
2.1. Geologia Regional	4
2.2. Rocha Encaixante	5
2.3. O Maciço Alcalino	7
2.4. Estruturas e Diques Associados	11
 CAPÍTULO 3 - PETROGRAFIA	 14
2.1. Magnetita-Biotita Piroxenitos	16
2.2. Apatita-Piroxênio Biotititos	22
2.3. Apatita-Piroxenitos e Piroxênio-Apatititos ...	27
3.4. Ijolitos	34
3.5. Nefelina Sienitos	40
3.6. Rochas Meso e Melanocráticas de Borda	46
3.7. Rochas Leucocráticas de Borda	52
3.8. Foscoritos	59
3.9. Carbonatitos	71
3.9.1. Carbonatitos Soviéticos	72
3.9.2. Carbonatitos Tardios	79
3.9.3. Reações de Contato com as Rochas En- caixantes	91
3.9.4. Fonolitos	95
 CAPÍTULO 4 - QUÍMICA MINERAL	 100
4.1. Piroxênios	102
4.2. Feldspatos	116
4.3. Nefelinas	120
4.4. Biotitas e Flogopitas	129

4.5. Apatita	148
4.6. Anfibólios	153
 CAPÍTULO 5 - QUÍMICA DE ROCHAS	 158
5.1. Elementos Maiores e Menores	159
5.2. Elementos Traços	182
5.3. Terras Raras	192
 CAPÍTULO 6 - PETROGÊNESE	 204
6.1. Condicionamento Tectônico	204
6.2. Condições de Cristalização	210
6.3. Seqüência Evolutiva	217
6.4. Diagramas de Subtração e a Origem das Rochas de Anitápolis	219
 BIBLIOGRAFIA	 233

LISTA DE FIGURAS

	Página
1. Mapa de localização do maciço alcalino de Anitápolis, SC	2
2. Mapa geológico da porção sudeste do estado de Santa Catarina	6
3. Mapa geológico do maciço alcalino de Anitápolis	9
4. Diagrama de direções de diques alcalinos e basálticos na região de Anitápolis, SC	13
5. Gráfico de análise química por EDS em grão de pirocloro	69
6. Gráfico de análise química por EDS em cristal de ancylita	83
7. Gráfico de análise química por EDS em cristal de Fe-ancylita	84
8. Gráfico de análise química por EDS em cristal de alstonita	87
9. Gráfico de análise química por EDS em cristal de fersmita	89
10. Diagrama Na-Fe ³⁺ versus Si+Al para piroxênios de Anitápolis	109
11. Diagrama Ca-Mg-(Fe ²⁺ +Fe ³⁺ +Mn) para os piroxênios de Anitápolis	110
12. Diagrama Ca-Mg-(Fe ²⁺ +Fe ³⁺ +Mn-Na) para os piroxênios de Anitápolis	112
13. Piroxênios de Anitápolis projetados no diagrama Na-Mg-(Fe ³⁺ +Fe ²⁺ +Mn-Na)	113
14. Linhas de tendência de piroxênios de maciços alcalinos brasileiros	114
15. Variação na composição química de um monocrystal de piroxênio	115

16. Composição de feldspatos expressa em porcentagem, em peso dos componentes Or-Ab-An para diferentes tipos petrográficos	118
17. Composição de feldspatos de fonolitos dos componentes Or-Ab-An	121
18. Composição de nefelinas de Anitápolis em função da porcentagem em peso dos componentes moleculares Ne-Ks-Qz	124
19. Composição de nefelinas de Anitápolis expressa no diagrama Ne-Ks-Qz, em porcentagem molecular	128
20. Diagrama Mg-Al-(Fe ²⁺ +Mn) para as micas de Anitápolis	136
21. Diagrama de correlação Ti versus Mg para as micas de Anitápolis	137
22. Diagrama de correlação Ti versus Fe ²⁺ para as micas de Anitápolis	137
23. Diagrama de correlação Ti versus Al para as micas de Anitápolis	138
24. Diagrama de correlação Ti versus Si para as micas de Anitápolis	138
25. Variações de TiO ₂ , MgO, FeO e da razão FeO/MgO para as micas das rochas silicáticas de Anitápolis	140
26. Variações de TiO ₂ , FeO, MgO e FeO/MgO nas flogopitas de carbonatitos, foscorititos e glimmeritos de Anitápolis	141
27. Perfil analítico em cristal zonado de flogopita	143
28. Diagrama de correlação P versus Si para as apatitas de Anitápolis	152
29. Diagrama de correlação Si versus Sr para as apatitas de Anitápolis	152
30. As rochas silicáticas de Anitápolis no diagrama SiO ₂ versus (Na ₂ O+K ₂ O)	164
31. Variações nos teores de K ₂ O versus Na ₂ O para as rochas silicáticas de Anitápolis	167

32. Diagrama $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)-\text{MgO}$ para as rochas silicáticas de Anitápolis	169
33. Diagrama de variação dos óxidos TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO em relação à SiO_2 (expressos em porcentagem em peso) para as rochas de Anitápolis	170
34. Diagrama de variação dos óxidos MnO , MgO , CaO e Na_2O em relação à SiO_2 (expressos em porcentagem em peso) para as rochas de Anitápolis	171
35. Diagrama de variação dos óxidos K_2O , P_2O_5 , SrO e BaO em relação à SiO_2 (expresso em porcentagem em peso) para as rochas de Anitápolis	172
36. Diagrama de variação de F e S em relação à SiO_2 (expressos em porcentagem em peso) para as amostras de Anitápolis	173
37. Diagrama de variação dos elementos traços (em ppm) em relação à SiO_2	174
38. Diagrama de variação Sr versus Ba (em ppm) para as rochas de Anitápolis	179
39. Diagrama de variação Ca versus Si para as rochas silicáticas de Anitápolis	180
40. Diagrama de variação K versus Sr para as rochas silicáticas de Anitápolis	180
41. Diagrama K versus Ba para as rochas silicáticas de Anitápolis	181
42. Diagrama K versus Rb para as rochas silicáticas de Anitápolis	186
43A. Conjunto das curvas de normalização em relação aos condritos para as rochas de Anitápolis	195
43B a H. Curvas de normalização em relação aos condritos para as rochas de Anitápolis	196
44. Esboço geotectônico do leste catarinense	209
45. Diagrama $\text{Na-Mg-Fe}^{2+}+\text{Mn}$ para piroxênios de Anitápolis e de outras localidades	212

46. Diagrama - $\log fO_2$ versus T delimitando as curvas de estabilidade de vários tampões de Oxigênio	215
47. Diagrama de subtração Al_2O_3 versus SiO_2 para as rochas de Anitápolis	223
48. Diagrama de subtração CaO versus SiO_2 para as rochas de Anitápolis	224
49. Diagrama de subtração MgO versus SiO_2 para as rochas de Anitápolis	225
50. Diagrama de subtração CaO versus MgO para as rochas de Anitápolis	226
51. Diagrama de subtração Na_2O versus K_2O para as rochas de Anitápolis	227
52. Curvas de normalização para as amostras de lamprófiros de Anitápolis	230
53. Curvas de normalização das rochas silicáticas do maciço de Anitápolis em relação ao lamprófiro escuro	231

LISTA DE TABELAS

	Página
1. Composição modal dos magnetita-biotita piroxenitos....	19
2. Composição modal dos apatita-piroxênio biotititos	23
3. Composição modal dos apatita piroxenitos e piroxênio apatititos	29
4. Composição modal dos ijolitos	35
5. Composição modal dos nefelina sienitos	43
6. Composição modal das rochas meso e melanocráticas de borda	48
7. Composição modal das rochas leucocráticas de borda ...	55
8. Composição modal dos foscorititos	62
9. Composição modal dos carbonatitos	74
10. Composição modal de glimmeritos	93
11. Composição modal de fonolitos	96
12. Composição química dos piroxênios de Anitápolis	103
13. Componentes moleculares Ab-An-Or (em porcentagem em peso) para amostras representativas dos feldspatos de Anitápolis	118
14. Composição química de nefelinas de Anitápolis	123
15. Composição de nefelinas representadas por $K_x Na_y Ca_z$ $8-(x+y+z) Al (x+y+2z) Fe_w Si_{16-(x+y+2z+w)} O_{32}$	126
16. Composição química de biotitas e flogopitas de Anitápolis	131
17. Composição química de flogopitas de Anitápolis, discriminando teoricamente FeO de Fe_2O_3	147
18. Composição química das apatitas de Anitápolis	150
19. Composição química dos anfibólios de Anitápolis	156
20. Composição química (elementos maiores e menores) e norma CIPW para as rochas de Anitápolis	160
21. Composição química (elementos traços, em ppm) para as rochas de Anitápolis	183
22. Terras raras (em ppm) para as rochas de Anitápolis ..	193

LISTA DE FOTOMICROGRAFIAS

	Página
1. Cristais xenomórficos de piroxênio cálcico envolvidos por magnetita e biotita em magnetita-biotita piroxenito	18
2. Piroxênio cálcico, biotita e magnetita dispostos em textura orientada em magnetita-biotita piroxenito ...	18
3. Egirina augita e apatita subidiomórficas envolvidas por biotita dominante em apatita-piroxênio biotitito	25
4. Intercrescimento de egirina augita e apatita em piroxênio apatitito	25
5. Cristais idiomórficos de egirina augita parcialmente transformados a Mg-arfvedsonita em apatita piroxenito	32
6. Cristal zonado de egirina augita com inclusões de apatita e substituído por Mg-arfvedsonita e tetraferri-flogopita na presença de magnetita em apatita piroxenito	32
7. Nefelina parcialmente transformada a geiseckita entre cristais subidiomórficos de egirina augita em ijolito	37
8. Feldspato idiomórfico com geminação Baveno, nefelina parcialmente transformada a geiseckita em menores quantidades de egirina augita em nefelina sienito ...	37
9. Pequenos grãos de feldspatos límpidos dispendo-se em torno de grãos maiores e alterados e envolvidos por egirina augita, feldspato límpido e apatita em rocha mesocrática de borda	49
10. Grande cristal de feldspato poiquilítico com numerosas inclusões de egirina augita idiomórfica em rocha mesocrática de borda	49
11. Egirina augita com hábito radiado entre grãos de feldspato potássico turvo em rocha mesocrática de borda	54
12. Cordões de egirina de Mg-arfvedsonita alterados com camadas de quartzo e de feldspato em rocha leucocrática de borda	54

13. Grãos idiomórficos de olivina totalmente serpentini- zado com inclusões de apatita parcialmente incluída na magnetita poiquilítica em foscorito	64
14. Grão de olivina alterada em matriz de apatita em fos- corito; a alteração é zonada com tetraferriplogopita, na parte central, e carbonatos e anfibólios, nas bordas	64
15. Textura porfiroblástica de foscorito com antigos grãos de olivina totalmente alterados, grandes cris- tais de magnetita em meio a matriz de apatita e car- bonato	65
16. Olivina parcialmente alterada, apatita e magnetita xenomórficas entre grãos de carbonato em sovito	77
17. Cristal de olivina parcialmente alterada a tetrafer- riflogopita e titanoclinohumita em sovito	77
18. Textura coloforme formada pela alternância de ban- das de carbonato e quartzo com carbonatito tardio ..	81
19. Ancyrita subidiomórfica entre grãos xenomórficos de quartzo em carbonatito tardio	81
20. Alstonita entre cristais romboédricos de dolomita em carbonatito tardio	86
21. Cristais escuros de fersmita em meio a massa argi- losa em carbonatito tardio	86
22. Lamelas de mica entre cristais de apatita, piroxê- nios e opacos em glimmerito	94
23. Variações na coloração da mica em rocha glimmerítica	94
24. Fonolito com microfenocristais idiomórficos de sali- ta em meio a uma matriz formada por acículas de egi- rina, melanita e material leucocrático	97
25. Fonolito com microfenocristais de Na-salita, egirina augita e biotita em meio a uma matriz formada por acículas de egirina e material leucocrático; bioti- ta parcialmente transformada a egirina e zeolita ...	97

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

O maciço alcalino de Anitápolis apresenta forma aproximadamente circular, com área total de 6 km². Situa-se na porção leste do Estado de Santa Catarina, na localidade de Altos do Rio Pinheiros, município de Anitápolis, correspondendo aproximadamente às coordenadas geográficas 49°05' de longitude oeste e 27°48' de latitude sul. O acesso, a partir de Florianópolis, se faz pelas rodovias BR 101, BR 282 e SC 407, numa distância aproximada de 93 km (Fig. 1).

O interesse econômico sobre a área foi despertado desde o início do seu povoamento (1908) com a descoberta de minério de ferro, cuja exploração se deu de modo não sistemático de 1922 a 1960. As primeiras descrições da mineralização de magnetita e das rochas alcalinas associadas são devidas a Moraes Rego e Guimarães (1926).

Um maior interesse ocorreu a partir do trabalho de Leonardos (1956) sobre os carbonatitos encontrados em território brasileiro. Esse autor chama a atenção para um afloramento situado na margem do rio Pinheiros, descrevendo-o como um carbonatito com potencialidades para apatita, magnetita e picrocloro.

Deu-se início, então, a trabalhos de maior detalhamento, tendo como objetivos o mapeamento e a prospecção. Nos trabalhos de Carraro et al. (1967), Scheibe e Teixeira (1965) e

Fig.1 - Mapa de localização do maciço alcalino de Anitópolis, SC.

Melcher e Coutinho (1966) é ressaltada a grande quantidade de material intemperizado e os depósitos de tálus que recobrem a intrusão. Um estudo mais minucioso das suas litologias só foi possível a partir de 1977, quando a CPRM realizou sondagens para a Indústria Luchsinger Madörin SA — hoje sucedida pela IFC (Indústria de Fosfatados Catarinense SA) — em área se estendendo por toda a ocorrência de rochas alcalinas e seus contatos com as encaixantes.

Atualmente, a jazida de Anitápolis alcança destaque no panorama mineral pelo fato de representar em torno de 12% do total de reservas brasileiras de apatita (Parahyba, 1987).

Nos últimos anos esse maciço tem sido tema de diversos trabalhos, tratando tanto da mineralização presente nas rochas e no material intemperizado, como da sua petrografia (p.e. Rodrigues, 1985; Yamamoto, 1986).

Este trabalho representa uma nova contribuição à mineralogia, petrografia e gênese da mineralização e das rochas que constituem o maciço de Anitápolis.

CAPÍTULO 2

GEOLOGIA

2.1. Geologia regional

Na região sudeste do Estado de Santa Catarina, onde se situa o Maciço Alcalino de Anitápolis, a distribuição das principais unidades geológicas é objeto de considerável controvérsia, como observado na comparação dos mapas geológicos em escala 1:1.000.000 (GAPLAN/IBGE, 1987) e de 1:500.000 (DNPM/CODISC, 1987).

No primeiro a área de Alto Pinheiros é constituída pelo Plutão Anitápolis, pertencente à Suite Intrusiva Tabuleiro, caracterizada por "stocks" e corpos graníticos irregulares, subvulcânicos, anorogênicos, de caráter predominantemente alcalino e idade em torno de 570 Ma. O Plutão Anitápolis seria intrusivo na Suite Intrusiva Valsungana (Plutão São Bonifácio), consistindo de corpos graníticos plutônicos, anorogênicos, na quase totalidade, calco-alcalinos e subordinadamente alcalinos, com idade aproximada de 630 Ma. Essas duas unidades estariam alojadas no Complexo Canguçu, considerado o embasamento do Estado de Santa Catarina ao sul do Grupo Brusque. Esse complexo acha-se representado por uma associação de rochas metamórficas de fácies anfibolito, na sua maior parte metatexitos formados por neossomas quartzo-feldspáticos e pleossomas dominantemente metaígneos, como metadioritos, meta-quartzo dioritos, anfibolitos e gnaisses bandados. As datações geocronológicas são escassas, indicando valores de 670 a 800 Ma, correlacionáveis ao Evento Geodinâmico Brasileiro.

No segundo toda uma extensa área de direção aproximada NS seria constituída pela Faixa Granito-gnáissica Santa Rosa de Lima-Tijucas, de idade arqueana. Esta faixa é formada de granitóides foliados de diversas composições, desde granitos a tonalitos, com xenólitos anfibolíticos, características de injeção polifásica e estrutura planar fortemente orientada. Tais rochas estariam separadas por falhamentos NS e N45E da ampla faixa representada pela Suite Intrusiva Pedras Grandes, de caráter anorogênico que se estende desde Morro da Eumaça até Governador Celso Ramos, constituindo todo o litoral sul de Santa Catarina. Para oeste da faixa Santa Rosa de Lima-Tijucas afloram as rochas sedimentares do Super Grupo Tubarão (Fig. 2).

Dentro do enfoque mostrado no mapa geológico 1:500.000, Silva (1987) interpreta as rochas mostradas na estrada que liga Anitápolis a Rancho Queimado, especialmente no trecho unindo Anitápolis a São Paulo dos Pinhais, como um corpo granítico-gnássico porfiróide que se acha injetado em uma associação gnáissica de composição variada e ocorrendo também como megaxenólitos no granito porfiróide. A partir do povoado de São Paulo dos Pinhais, o referido autor constata que passa a predominar uma associação tonalítica de cor cinza escuro e granulação fina, caracterizada por forte estiramento dos minerais e alternância de bandas quartzo-feldspáticas e máficas. Intercalados nesses metatonalitos ocorrem veios decimétricos de material, granitóide cinza, também deformado, com textura equigranular média. Essas associações complexas evidenciam, para Silva (1987), o caráter policíclico da Faixa Santa Rosa de Lima-Tijucas.

2.2. Rocha encaixante

Apesar das controvérsias sobre a geologia das unidades encaixantes do maciço, os granitóides vizinhos exibem grande homogeneidade mineralógica e textual como ressaltado por Melcher e Coutinho (1966) e Vergara (1979). Rodrigues (1985) classifica cinco amostras localizadas a menos de 500 m da intrusão como leucogranitos. Este autor assinala que são rochas de cor cinza claro e granularidade grossa, embora ocorram lo-

Fig. 2 - Mapa geológico da porção sudeste do estado de Santa Catarina (DNPM/CODISC, 1987).

calmente variedades mais fina; a textura é granular hipidiomórfica, marcada pelo arranjo de cristais subidiomórficos de plagioclásio e ortoclásio e xenomórficos de quartzo. Nas amostras mais distantes da intrusão a biotita ocorre como placas milimétricas de tons pardos, enquanto que nas mais próximas o mineral forma microcristais recristalizados de cor verde, associados a egirina, epídoto e opacos. A ação de esforços de formacionais acha-se evidenciada pelo fraturamento dos grãos de quartzo e feldspatos, extinção ondulante e textura "mortar" dos cristais de quartzo, "kink bands" na biotita e encurvamento dos planos de geminação dos plagioclásios.

2.3. O Maciço Alcalino

O Maciço Alcalino de Anitápolis (menos conhecido como Alto Pinheiros) ocupa área de aproximadamente 6 km² e possui idade situada no limite Jurássico-Cretáceo com determinações K/Ar em biotitas de melteigitos fornecendo valores de 129 Ma (Amaral et al., 1967).

A intrusão alcalina determinou nos granitóides regionais grande depressão com as cotas das partes marginais alcançando cerca de 1100 m; nas porções mais internas a morfologia torna-se mais suave, com altitudes em forma de 700 m, correspondendo essa área à planície aluvionar do rio Pinheiros.

Conforme mencionado anteriormente, a escassez de afloramentos fez com que o estudo do maciço fosse realizado essencialmente a partir de amostras de testemunhos de sondagem. No presente trabalho foram investigados 55 testemunhos obtidos pela CPRM-ILM, perfazendo total de 4718 m de material perfurado. Os furos efetuados segundo malha retangular de 200 x 200 m localizam-se principalmente no lado direito do curso do rio Pinheiros, com a porção leste da área apresentando menor densidade de perfurações.

O exame macroscópico desses testemunhos foi efetuado em duas etapas: fevereiro-março de 1983 e fevereiro-março de 1986. A primeira constou da descrição macroscópica do material no tocante à caracterização dos tipos petrográficos e de estruturas como superfícies de fraturamento e contatos litológicos; a

coleta de amostras teve lugar tanto nas partes uniformes como nas zonas mais heterogêneas. A segunda etapa de campo ocorreu após o estudo microscópico dessas amostras, com posterior elaboração de perfis e secções geológico-estruturais e teve por objetivo a obtenção de dados e amostras complementares visando melhor interpretação dos primeiros resultados.

Os resultados obtidos estão expressos no mapa de distribuição das litologias presentes nos diversos furos de sondagem (Anexo 1), que foi a base para a confecção da carta geológica ora apresentada (Fig. 3).

Os contatos entre os diversos tipos petrográficos são mais facilmente estabelecidos na porção oeste da área, devido a maior densidade de perfurações; nas partes leste e norte a interpretação fica prejudicada em razão da escassez de sondagens provocada pela cobertura aluvionar do rio Pinheiros.

Já a passagem das rochas de borda com as encaixantes não mostrando efeitos metassomáticos acham-se também prejudicadas pela escassez de sondagens nas zonas marginais, bem como pela natureza das transformações que modificam os granitóides encaixantes de modo gradativo para fenitos. Em vista do exposto, os contatos entre as rochas de borda e os granitóides foram traçados na Figura 3 de acordo com Vergara (1979), o mesmo sucedendo com as falhas e fraturas que cortam o maciço e a configuração da cobertura aluvionar do rio Pinheiros.

As rochas de borda, constituídas por tipos leucocráticos, mesocráticos a melanocráticos, ocorrem intimamente associadas em grande número de sondagens e são aqui mostradas de modo indiviso.

Em direção à parte central do maciço, no lado oeste da área, aparece ampla faixa de nefelina sienitos. Essa faixa adelgaça-se na porção intermediária, alcançando maior espessura a SW e NW da área. Em menor quantidade acham-se presentes a NE da área (F 4), formando faixas de 6 m de espessura aparente, encaixadas em rochas de borda, e não mapeáveis na escala adotada. O contato dos nefelina sienitos com as rochas de borda é gradacional nos vários testemunhos analisados.

Rochas de composição ijolítica, variando de urtitos a melteigitos, ocorrem mais internamente e possuem maior distri-

Fig. 3 - Mapa geológico do maciço alcalino de Anitápolis (Vergara, 1980; Rodrigues, 1985; modificado).

buição junto à porção oeste da área, onde aparecem circundando os apatita-pixorênio biotititos, a norte, e os magnetita-biotita piroxenitos, a sul. O contato dos ijolitos com os outros tipos petrográficos é abrupto e na maioria das vezes por falhamento.

Os apatita-piroxênio biotititos circundam parcialmente os magnetita-biotita piroxenitos na porção central do maciço, situando-se a norte desses últimos; o contato entre essas litologias é gradacional e, de modo subordinado, por falha. Em algumas sondagens nota-se a presença de prováveis xenólitos de magnetita-biotita piroxenitos em meio ao biotitito.

Além desses tipos petrográficos ocorrem ainda apatita piroxenitos, foscoritos e carbonatitos. Em razão da pequena espessura desses corpos, eles não são mapeáveis na escala adotada para o mapa geológico (Fig. 3), embora possam ter sua distribuição visualizada naquele relativo aos tipos petrográficos presentes nas sondagens (Anexo 1). Os apatita pironetitos formam faixas de 0,5 a 5,5 m de espessura aparente e exibem contato gradacional com ijolitos, nefelina sienitos e rochas de borda. Os foscoritos e os carbonatitos formam veios e diques de até 20 m de espessura, sendo estes últimos cortados pelos primeiros. O contato dessas rochas com os demais tipos petrográficos está condicionado a fraturamentos, e enquanto os foscoritos ocorrem nas porções mais centrais, os carbonatitos possuem distribuição mais ampla.

Uma descrição mais detalhada dos diversos tipos petrográficos que compõem o maciço, assim como dos fiques amostrados na sua periferia e localizados no mapa geológico como pontos 1, 2 e 4, é fornecida no capítulo de Petrografia.

Comparando-se o mapa geológico do maciço ora elaborado com os publicados por Vergara (1980) e Rodrigues (1985), tem-se que a distinção mais marcante reside na ocorrência e localização dos apatita-piroxenio biotititos e magnetita-biotita piroxenitos, que nos trabalhos anteriores eram tratados de modo indiviso e agrupados como ultramáficas. Para os demais tipos petrográficos — ijolitos, nefelina sienitos e rochas de borda —, os resultados quanto à localização dessas litologias são muito semelhantes, existindo apenas algumas diferenças no to-

cante à abrangência das faixas.

A caracterização dos apatita-piroxênio biotititos se reveste de grande importância por ser uma variedade petrográfica com extensa área de ocorrência e que contém elevadas quantidades de apatita. Ela vem de encontro ao observado por Yamamoto (1986) que, ao estudar o maciço com o propósito de estabelecer plantas e perfis de variação para os principais óxidos, verifica que os mais altos teores de P_2O_5 mostram tendência geral de aumento para nordeste junto às rochas ultramáficas. Esse autor acentua, entretanto, que nem sempre existe correlação linear positiva entre os teores de P_2O_5 e de Fe_2O_3 . Essa inexistência de correlação entre esses dois óxidos evidencia a natureza diversificada das rochas ultramáficas com ampla distribuição: uma mineralizada a apatita e sem magnetita — os apatita-piroxênio biotititos — e outra, pobre em fosfato mas com grande quantidade de magnetita — os magnetita-biotita piroxenitos.

2.4. Estruturas e diques associados

Melcher e Coutinho (1966) reconheceram, a partir de fotografias aéreas, diferentes padrões de estruturas vinculadas a fraturamento nos granitóides adjacentes ao maciço. Distinguiram eles fraturas radiais e concêntricas, associadas à intrusão alcalina, em torno do maciço e outros sistemas mais amplamente distribuídos com direção NS (N10E a N10W) sendo cortados por grande número de diáclases pouco extensas, com direção aproximada N55E. Para esses autores a intrusão alcalina localizou-se em importante zona de falhamentos de direção NE e largura aproximada de 10 km.

Pozza e Gracia (1974) identificaram, através de levantamento cintilométrico autoportado, a existência de cerca de 200 anomalias, numa área de 800 km^2 em torno do maciço de Anitápolis, nas Folhas de Anitápolis e Rancho Queimado. Muitas dessas anomalias foram consideradas como relacionadas à presença de diques e rochas alcalinas com direções N10W e N10E. Esses diques foram agrupados pelos autores em duas categorias: baixa e alta radioatividade. Os do primeiro grupo, com alteração incipiente, seriam constituídos por fonolitos, enquanto que os

do segundo se caracterizariam por uma alteração pronunciada a argilas de cor ocre a café.

Ao estudarem as novas ocorrências de rochas alcalinas do Estado de Santa Catarina, Scheibe e Furtado (1988) observaram que muitos dos diques assinalados por Pozza e Gracia (1974) não têm caráter alcalino, consistindo de diabásios ou de metabásicas com grau metamórfico de xisto verde e anfibolito. Não obstante isto, existe na região grande número de diques alcalinos, muitos deles alterados, onde se destaca a presença de fenocristais milimétricos e centimétricos de mica, quase sempre idiomórfica. Esses corpos foram encontrados geralmente a distâncias menores que 7 km do maciço, excetuando-se algumas ocorrências junto à estrada BR-282, nas proximidades de Invernadinha.

Os diques de rocha alcalina têm comumente espessura centimétrica a decimétrica, apresentando muitas vezes formas irregulares e anastomosadas. Nos casos em que a atitude é relativamente constante verifica-se que a direção predominante é N15W, com direções secundárias também para NW, porém com maior ângulo (N30W e N50W). Por outro lado, os diques basálticos possuem direção NS, N10W e N60W (Fig. 4).

O forte grau de alteração de muitas das ocorrências impede a obtenção de maiores informações sobre a natureza do tipo petrográfico. Apenas em alguns poucos afloramentos de rochas inalteradas reconhece-se ao microscópio que eles correspondem a fonolitos e lamprófiros alcalinos.

De acordo com Scheibe e Furtado (1988), a área abrangida pelos diques compreende aproximadamente um retângulo de 8 por 20 km, com direção NS e tendo como centro a intrusão alcalina de Anitápolis.

Fig. 4 - Diagrama de direções de diques alcalinos e basálticos na região de Anitápolis, SC (Scheibe e Furtado, 1988).

CAPÍTULO 3

PETROGRAFIA

A partir de algumas amostras coletadas em afloramentos na borda do maciço e, essencialmente, das provenientes dos testemunhos de sondagens, num total superior a 300, foram selecionadas cerca de 100 para a confecção de secções delgadas que foram examinadas em microscópio polarizante binocular de fabricação Leitz. Em alguns casos, para facilitar a distinção entre feldspatos alcalinos e feldspatóides e/ou analcita, empregou-se a técnica de coloração com azul de metileno descrita por Heinrich (1965) entre outros. Medidas de índice de refração, mediante comparação com líquidos de "n" conhecido, foram feitas mais raramente. Análise modal foi realizada em algumas amostras com o auxílio da técnica de contador de pontos (Chayes, 1949), sendo o número de pontos superior a 2.000.

Para a caracterização de alguns minerais dos carbonatitos e foscoritos foram executadas análises semi-quantitativas pelo método da dispersão da energia. Esta técnica como citado por Gomes (1980), consiste na identificação de espectro emitido por uma amostra bombardeada pelo feixe eletrônico; as radiações de diferente comprimento de onda são selecionadas eletronicamente de acordo com suas energias e o número total de eventos coligidos, num dado intervalo de tempo, registrado em um banco de memória. Essa unidade é parte integrante do analisador multicanal, que, por sua vez, contém uma série de canais

(em torno de 1.024), cada um deles correspondendo a uma determinada variação de energia. O conjunto, de fabricação Link, acha-se acoplado a uma microsonda eletrônica ARL, modelo EMX-SM, equipada com três espectrômetros cristais, e instalada no Instituto das Geociências da Universidade de São Paulo. Para as análises utilizou-se o programa de computação X-ray analyser.

A heterogeneidade mineralógica e textural de cada tipo petrográfico presente no maciço de Anitápolis tem sido ressaltada por diferentes autores que trabalharam na área. Por exemplo, Vergara (1977) comenta que "a caracterização petrográfica dessas rochas não pode ser individualizada nem pela geologia de superfície, devido à inexistência de afloramentos, nem pela observação dos testemunhos de sondagens, em razão da grande variação existente na classificação modal de seus minerais ao longo das perfurações". Essa heterogeneidade é refletida mesmo a nível de secção delgada onde a distribuição irregular dos minerais origina zonas com predominância de uma ou outra fase, o que dificulta enormemente a caracterização petrográfica.

O estudo de elevado número de secções delgadas de rochas possibilitou, no entanto, a definição de vários tipos petrográficos com ocorrência suficientemente constante para serem considerados como rochas individualizáveis, embora sujeitas sempre a variações dentro de certos limites. Essa abordagem já fora anteriormente empregada por Vergara (1977), e principalmente por Rodrigues (1985), ao elaborarem mapas e bloco diagrama para a área em questão.

Neste trabalho resolveu-se adotar as sugestões para a classificação das rochas silicáticas propostas pela "Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks" da IUGS (1973). Essas proposições foram consideradas válidas para grande parte das rochas existentes no maciço de Anitápolis. Entretanto, como a grande predominância das rochas que constituem o maciço são formadas por piroxênios, nefelina, biotita e apatita em quantidades variáveis, preferiu-se adotar uma classificação que contemplasse esses minerais como prefixo. Um termo mais simplificado, como por exemplo piroxenito, não poderia discriminá-lo quanto as suas características petrográficas e seu po-

sicionamento no maciço. Tendo por base essas prerrogativas, também preferiu-se distinguir entre glimmeritos e biotititos. Enquanto o primeiro termo está, via de regra, associado na literatura a processos de fenitização, preferiu-se adotá-lo para as zonas ricas em biotita que ocorrem no contato com carbonatitos e foscoritos, em diversos locais do maciço; por outro lado, o termo biotitito é aqui empregado para as rochas que ocorrem na porção NE do maciço e que representam, muito provavelmente, um único corpo.

Para as rochas leucocráticas, mesocráticas e melanocráticas que ocorrem na borda do maciço, embora também conste sua classificação de acordo com a IUGS, as suas características petrográficas as enquadram como fenitos.

Em relação aos carbonatitos, adotou-se o esquema proposto pela IUGS, e relatado por Streckeisen (1980), para os soviéticos, enquanto que para aqueles mais tardios preferiu-se recorrer aos termos sugeridos por Kapustin (1980).

Um tipo de rocha de filiação alcalino-carbonatítica, de ocorrência aparentemente mais rara, não foi contemplada pela referida comissão. Trata-se de rocha composta da apatita, magnetita e olivina para a qual Russel et al. (1954) propuseram o termo "foscorito".

Maiores considerações a respeito da nomenclatura desses tipos petrográficos são encontradas nas descrições correspondentes.

3.1. Magnetita-biotita piroxenitos

São rochas maciças, cor verde escura a preta, densidade elevada, granulação fina a média, formadas de piroxênio, biotita e magnetita, e que se destacam das demais variedades silicáticas pelo elevado poder magnético. A remobilização da magnetita, que se concentra em fraturas da rocha, pode ser vista em algumas amostras.

Os magnetita-biotita piroxenitos localizam-se na parte central do maciço (Fig. 3), onde ocorrem em furos de sondagens contíguos e, muito provavelmente, formando um único corpo. Em

alguns locais exibem falhamentos, bem como a presença de veios de composição foscorítica (F 48), carbonatítica (F 43, 47 e 48) e ijolítica (F 8); neste último caso, os piroxênios adquirem maiores dimensões e crescem transversalmente aos veios. No contato dos magnetita-biotita piroxenitos tanto com as rochas foscoríticas como as carbonatíticas observa-se muitas vezes a blastese da mica, que chega a alcançar até 2,0 cm, originando zonas com espessuras de até 50 cm, com composições glimmeríticas (F 1).

Em alguns furos de sondagem nota-se que essas rochas apresentam zonas de enriquecimento em nefelina originando áreas de composição melteigítica (F 6, 42 e 47). Entretanto, o contato com as rochas mais ricas em nefelina é via de regra abrupto, por falha (F e 42). O contato com os apatita-piroxênio biotititos pode ser gradacional (p.e., F 1 e 6) ou por falhamento (F 1), além de encontrado em furos adjacentes envolvendo parcialmente os magnetita-biotita piroxenitos.

Ao microscópio, constata-se que a maior parte das amostras exibe textura xenomórfica granular (Fotomicrografia 1), enquanto que em outras um arranjo orientado em textura paralela (Fotomicrografia 2) se faz presente.

Na Tabela 1 vê-se que as amostras são formadas essencialmente de piroxênio, biotita e magnetita, aparecendo apatita e titanita como acessórios; nefelina ocorre subordinadamente. Embora a apatita seja um mineral acessório ela pode também ser encontrada em quantidades levemente maiores. Em realidade, a distribuição dos minerais nas várias amostras nem sempre é uniforme, ocorrendo, às vezes, áreas de maior concentração de biotita, de nefelina ou mesmo de opacos.

Em algumas amostras foram reconhecidos veios centimétricos constituídos de pseudomorfos de nefelina além de titanita, apatita e carbonatos. No contato com esses veios os minerais sofrem mudanças nas suas características ópticas e no tamanho: os piroxênios tornam-se maiores e mais esverdeados, sendo parcialmente substituídos por anfibólios; a concentração da apatita aumenta e titanita desenvolve-se a partir dos opacos.

Piroxênios aparecem como grãos subidiomórficos a xenomórficos com dimensões compreendidos entre 0,15 e 5,0 mm, sendo

0,7 mm

Fotomicrografia 1 - Cristais de xenomórficos de piroxênio cálcico envolvidos por magnetita e biotita, também xenomórficos, em secção delgada e polida de magnetita-biotita piroxenito; magnetita aparece também como inclusão nos piroxênios. Pol. //.

0,3 mm

Fotomicrografia 2 - Piroxênico cálcico, biotita e magnetita dispostos em textura orientada em magnetita-biotita piroxenitos; menores quantidades de nefelina alterada, apatita e titanita aparecem no lado esquerdo da foto. Pol. //.

Tabela 1 - Composição modal dos magnetita-biotita piroxenitos.

Amostras	Pi	Mi	Op	Ap	Ti	Ca	Ne	Anf	Cl	Classificação
6-24,8	38,8	36,8	23,2	0,1	0,8	0,3				Magnetita-biotita piroxenito
6-62,0	74,2	6,2	12,4	0,5	0,4	0,1	6,2			Magnetita-biotita piroxenito
8-33,0	52,0	39,0	5,0	1,3	0,1	0,9		1,7		Magnetita-biotita piroxenito
42-54,2	60,3	20,3	6,6	5,9	1,4		5,0		0,5	Apatita-magnetita-biotita piroxenito
43-29,0	69,2	18,2	11,7	0,1		0,8				Magnetita-biotita piroxenito
47-28,0	68,1	8,6	23,3		tr	tr				Biotita-magnetita piroxenito

1,0 o valor mais comum; maior granularidade é verificada nas proximidades dos veios e zonas ricas em biotita. Em geral o mineral exibe pleocroísmo muito fraco com cores verde claro a verde claro amarelado, birrefringência máxima em torno de 0,023 e ângulo de extinção ($Z \sim c$) de aproximadamente 38° , indicando tratarem-se de diopsídios ou salitas; geminação segundo (100) é comum. Zoneamento óptico é levemente perceptível, formando predominantemente zonas concêntricas onde as bordas dos grãos são levemente mais descoloridos e com ângulo de extinção indicando natureza mais sódica ($6-62,0$ e $47-28,0$); com menor frequência reconhece-se zoneamento setorial. Inclusões podem estar presentes nas clivagens e fraturas sob a forma de minerais opacos, bem como de inclusões fluidas ($6-62,0$ e $43-29,0$).

Biotita é o segundo constituinte em abundância e cristaliza-se após a formação dos piroxênios e opacos, comumente envolvendo-os; muitas vezes contém restos desses minerais no seu interior. A mica presente neste tipo petrográfico é biotita sem zoneamento, com pleocroísmo normal, marrom com tonalidades avermelhadas ou esverdeadas (em $Z = Y$) a amarelo e amarelo levemente alaranjado (em X); a tonalidade mais esverdeada ocorre nas lamelas em contato com opacos ($8-33,0$). O tamanho dos grãos varia de 0,2 a 0,8 mm com predomínio de valores em torno de 0,3 mm. Dimensões maiores com até 4,0 mm, porém conservando as mesmas propriedades ópticas, foram observadas nas micas formando zonas glimmeríticas ($6-24,8$ e $47-28,0$), bem como em lamelas isoladas ($42-54,2$) de cristalização posterior ao tipo de menor granularidade. No último caso, além de englobar, como as demais, piroxênios e opacos, possuem também inclusões de apatita; essas micas exibem tendência mais acentuada ao idiomorfismo, extinção ondulante e se encontram alteradas de forma incipiente para clorita. As micas das zonas mais glimmeríticas podem envolver zonas de remobilização de opacos com estes minerais alterados para titanita.

Os opacos podem estar distribuídos de modo uniforme na rocha ou concentrados em fraturas e bolsões ($6-24,8$ e $6-62,0$). Os primeiros são xenomórficos, poiquilíticos e englobam parcialmente os piroxênios. O tamanho é variável, passando desde

grãos com centésimos de mm até 1,7 mm, com o valor de 0,5 mm como o mais freqüente; a granularidade aumenta sensivelmente nas faixas próximas aos veios com nefelina (8-33,0). Os segundos possuem maiores dimensões, variando de 0,3 a 6,0 mm, e apresentam inclusões de apatita, piroxênios alterados em biotita e carbonatos, estes de formação posterior à dos opacos distribuídos na rocha. Magnetita é o mineral dominante, aparecendo ilmenita subordinadamente; esta cristaliza-se nas suas bordas ou como lamelas de exsolução; a presença de ilmenita ocorre quando os opacos estão regularmente distribuídos na amostra. Comumente acham-se envolvidos por cristais diminutos da titanita em zonas essencialmente biotíticas. Análises químicas semiquantitativas realizadas por microsonda revelam teores de, em média, 6% de MnO nas ilmenitas.

Apatita é acessório comum, ocorrendo subordinadamente na maioria das amostras; sua quantidade aumenta nas zonas mais próximas aos veios com nefelina (8-33,0) e titanita, aparentemente ter-se formado concomitantemente a esses dois minerais. O tamanho dos grãos é submilimétrico, com os maiores atingindo até 0,5 mm.

Titanita, presente como mineral traço, é de cristalização tardia e forma pequenos cristais (centésimos de mm) nos bordos dos grãos de opacos; a quantidade de titanita aumenta, formando finas coroas, quando os opacos situam-se nas proximidades dos veios. Nas amostras em que ocorre em maior concentração contém muitas vezes restos de opacos no seu interior, maior tamanho (0,2 mm) e pode não estar limitada aos bordos dos opacos, mas sim cristalizada entre as lamelas do biotita (6-24,8) e demais minerais da rocha (42-54,2).

Os carbonatos são de cristalização tardia e formam pequenos grãos (0,04 mm), presentes nas fraturas de piroxênios ou associados aos opacos e biotitas de cristalização tardia ou mesmo preenchendo pequenos veios. Geminação é somente visível quando o mineral está presente em veios.

A nefelina é de cristalização posterior, englobando poiquiliticamente os demais minerais. Acha-se totalmente substituída por fases de alteração onde predomina a geiseckita. Formando grãos em torno de 1,0 mm pode estar regularmente dis-

tribuída na amostra ou então concentrada em pequenos bolsões (6-62,0).

Os anfibólios ocorrem substituindo os piroxênios, particularmente quando esses se situam nas proximidades de veios. Formam cristais idiomórficos, com tamanho aproximado de 0,2 mm, e esquema pleocróico nítido (verde-azulado, verde a verde-amarelado); as demais características ópticas aliadas ao pleocroísmo indicam tratar-se, provavelmente, de Mg-arfvedsonita.

Clorita é um mineral encontrado em pequena quantidade e que se cristaliza a partir da biotita; contém por vezes restos de opacos no seu interior.

3.2. Apatita-piroxênio biotititos

São rochas de cor verde escura, estrutura maciça, granulação fina a média, constituídas de quantidades variáveis de mica, piroxênio e apatita. Esses minerais apresentam ampla faixa de concentração, sendo porém, em geral, mica e piroxênio os componentes mais abundantes. O piroxênio predomina em algumas amostras dando origem aos biotita piroxenitos, contudo, a grande maioria dos casos enquadra-se no grupo dos piroxênio biotititos (Tabela 2). Essas duas variedades acham-se intimamente associadas, existindo mesmo uma gradação entre elas, como notado em diversos furos de sondagem.

Os piroxênio biotititos localizam-se na parte N do maciço dispondo-se em torno dos magnetita-biotita piroxenitos. Formam massas de grandes espessuras e representam o tipo petrográfico mais abundante de muitos furos de sondagem (F 2, 10, 35, 44, 45, 46 e 53), correspondendo muito provavelmente a um único corpo. Na porção S, essa litologia só foi identificada em um testemunho onde aparece como prováveis xenólitos e, em menor quantidade, como um corpo de 4 m de espessura ocupando a porção final do mesmo furo de sondagem (F 54).

O contato dos piroxênio biotititos com as rochas ijolíticas é via de regra por falhamento, observando-se em muitos casos zonas em que a concentração de mica é superior a 75% da rocha e onde o mineral forma lamelas de até 0,5 cm de tamanho por

Tabela 2 - Composição modal dos apatita-piroxênio biotititos.

Amostras	Pi	Mi	Ap	Anf	Ne	Ca	Op	Ti	FK	Classificação
2-98,6	23,5	52,8	23,3		0,2		0,1	0,1	1,0	Apatita-piroxênio biotitito
10-66,0	67,0	7,4	21,5		0,6	3,4		0,1		Biotita-apatita piroxenito
36-57,3	17,3	63,8	13,6		4,0		1,0	0,3		Apatita-piroxênio biotitito
40-27,3	63,3	24,0	5,7		2,5	0,1	3,2	1,2		Apatita-biotita piroxenito
45-24,05	32,2	43,2	9,9	12,8		1,6	0,3			Apatita-piroxênio biotitito
46-18,0	23,2	53,2	16,7	4,1		2,8				Apatita-piroxênio biotitito
53-23,9	23,2	52,9	22,7	0,4		0,6	0,2			Apatita-piroxênio biotitito

distâncias de poucos centímetros de espessura (p.e., 5-50,1). Com os carbonatitos e foscoritos o contato se dá também abruptamente, por falhamento, com as áreas de maior concentração de mica chegando a ter espessuras de até 60 cm (2-44,9); uma concomitante transformação de piroxênios em anfibólios, bem como elevação do teor de carbonatos é visível nessas áreas.

Em alguns casos a relação dos piroxênio biotititos com os magnetita-biotita piroxenitos dá mostras de ser gradativa, registrando-se diminuição na quantidade de opacos e piroxênios e concomitante aumento no teor de apatita e mica, mas com preservação das características texturais (40-27,3). Em outras amostras, no entanto, nota-se que os magnetita-biotita piroxenitos acham-se preservados como xenólitos, com as lemelas de mica orientadas paralelamente ao contato com os piroxênio biotittos; estes, por sua vez possuem textura orientada, com os minerais formando camadas e mostrando distribuição aproximadamente paralela (1-20,1).

Ao microscópio observa-se que a textura dominante é xenomórfica granular, fina a média, com a mineralogia consistindo basicamente de grãos de piroxênio e apatita, subidiomórficos a xenomórficos, envolvidos por biotita (Fotomicrografia 3). Quantidades menores de feldspato potássico, nefelina, titanita, opacos, carbonatos e anfibólios podem estar presentes.

Os piroxênios, egirina augitas, formam grãos subidiomórficos a xenomórficos com dimensões variáveis entre 0,1 e 5,0 mm. O pleocroísmo é fraco, em tons de verde claro a verde claro amarelado. Zoneamento óptico é mais notável nas amostras de maior granularidade: zonas mais esverdeadas e com menores ângulos de extinção ($Z - c$) ocorrem na parte central dos grãos, principalmente em torno das inclusões de apatita (40-27,3), enquanto que as bordas são mais descoloridas; zoneamento setorial está presente em algumas amostras, geralmente portadoras de geminação segundo (100). Como inclusões estão presentes opacos e biotita.

A biotita forma lamelas de 0,3 a 3,0 mm, que se cristalizam após a formação dos piroxênios e apatita, englobando-os por vezes. O pleocroísmo dominante é normal, em tons de castanho escuro a amarelo levemente alaranjado; mais raramente en-

0,7 mm

Fotomicrografia 3 - Egirina augita e apatita subidiomórficas envolvidas por biotita dominante em apatita-piroxênio biotitito; menor quantidade de titanita ocorre disseminada (canto inferior esquerdo e superior direito). Pol. //.

1,5 mm

Fotomicrografia 4 - Intercrescimento de egirina augita e apatita em piroxênio apatitito; na porção superior aparece nefelina parcialmente transformada a cancrinita e no canto inferior direito, carbonato entre grãos de apatita. Pol. 70°.

contram-se variedades com cores castanho-esverdeada a verde oliva correspondendo aos índices de maior absorção. Zoneamento óptico é visível com maior nitidez nas amostras em que a cor do mineral apresenta-se esverdeada, com a formação de zonas mais claras distribuídas de modo irregular; nas variedades de cores castanhas, um tom levemente mais claro está presente na parte central dos grãos. Além de piroxênios e apatita, opacos, parcialmente substituídos por titanita, ocorrem também como inclusões nas micas; os piroxênios acham-se circundados por anfibólios e o conjunto englobado pela mica. Sinais de deformação são pouco comuns e evidenciados pelo encurvamento dos planos de clivagem e extinção ondulante dos grãos.

Apatita forma desde pequenos grãos de centésimos de mm até cristais de 1,5 mm, sendo 0,5 mm o valor mais freqüente. Além de ocorrer como inclusão nas micas e de modo subordinado nos piroxênios, constitui massas irregulares com textura em mosaico. As inclusões presentes no mineral são raras e representadas por carbonatos e inclusões fluidas.

Os anfibólios cristalizam-se na forma de pequenos grãos, de dimensões variáveis entre 0,1 e 0,4 mm, comumente associados aos piroxênios dos quais derivam. A transformação dos piroxênios envolve a formação de dois tipos de anfibólio: um, cristalizando mais internamente, e o outro mais em contato com os carbonatos. O primeiro possui hábito prismático alongado a acicular, birrefringência e relevo altos, extinção aproximadamente reta e pleocroísmo fraco, incolor a levemente amarelado, sendo constituído, provavelmente por Fe-richterita. O segundo mostra caráter idiomórfico mais acentuado, com dimensões em torno de 0,3 mm, geminação (100) e pleocroísmo em tons de lilás a verde-azulado, verde e amarelo a amarelo-esverdeado; os ângulos de extinção aliados às cores anômalas de interferência indicam tratar-se de Mg-arfvedsonita.

A nefelina é xenomórfica, muito alterada, é de tamanho variável entre 0,1 a 2,0 mm, com valor médio de 0,3 mm. O seu aspecto poiquilítico, com inclusões de apatita, piroxênios e biotita, se ressalta em meio aos minerais de alteração. Os produtos que substituem a nefelina são geiseckita, de hábito fibrorradiado, opacos, que se cristalizam entre as suas lamelas, e carbonatos, que se situam nas bordas dos antigos grãos.

Os carbonatos, calcítics, de aspecto xenomórfico, geminados, formam desde diminutos grãos até cristais com dimensões de até 3,0 mm. Cristalizam-se entre as lamelas de biotita e acompanham a transformação de piroxênios em anfibólios; onde o tamanho dos grãos é mais desenvolvido vê-se nitidamente o mineral englobando cristais de apatita.

Os minerais opacos acham-se representados principalmente por magnetita, ocorrendo contudo pirrotita e pirita em pequenas quantidades. Exibem aspecto xenomórfico e cristalizam-se com um tamanho variável entre 0,1 a 0,7 mm. Em geral os grãos menores estão presentes dentro da biotita ou dos piroxênios, enquanto que os maiores são intersticiais a apatita e aos piroxênios, algumas vezes englobando-os. Em algumas amostras esses últimos mostram-se parcialmente transformados em titanita; em outras, nota-se a formação de biotita mal cristalizada ao seu redor.

A titanita forma cristais idiomórficos a subidiomórficos com tamanho variável entre 0,2 a 1,5 mm com os cristais maiores englobando parcialmente apatita e biotita. Como produto de transformação dos opacos contém muitas vezes restos deste mineral no seu interior. Em menor quantidade provém da alteração de piroxênios.

Feldspato potássico está presente em apenas uma amostra (2-98,6) como raros grãos xenomórficos de 4,0 mm em média, o mineral é poiquilítico, contendo inclusões de apatita, piroxênios e biotita, além de comumente, pertitizado, com a albita formando raros filmes localizados principalmente nas bordas dos grãos. Alteração para argilo-minerais e carbonatos é incipiente.

3.3. Apatita piroxenitos e piroxênio apatititos

Sob essa denominação estão incluídas as rochas de granulação grossa, cores verde claro a verde escuro, consistindo de enormes cristais de piroxênio — de até 6,0 cm de comprimento, dispostos em estrutura orientada, radial ou em pente — e grandes quantidades de apatita entre eles, além de concentrações menores de feldspato potássico, magnetita e pirrotita.

A mica pode ocorrer em quantidades significativas, originando biotita piroxenitos ou piroxênio apatititos ricos em biotita. Nefelina, anfibólios, titanita e carbonatos acham-se também presentes (Tabela 3).

Estas rochas formam pequenos corpos de 0,5 a 5,5 m de espessura, constituindo faixas gradacionais das rochas ijolíticas, nefelina sieníticas e de borda, tanto nas porções W, N como S do maciço. Via de regra estão em contato com veios de diferentes espessuras de carbonatitos ou foscoritos; apenas em alguns casos a presença desses veios não foi constatada nos testemunhos de sondagem.

Ao microscópio observa-se, em adição à estrutura radiada, a presença de textura hipautomórfica a poiquilítica, com as variedades mais ricas em apatita mostrando o mineral incluído nos piroxênios e formando a matriz da rocha, em textura mosaico.

Os cristais de piroxênio são maiores que nos demais tipos petrográficos: dimensões variando de décimos de mm a poucos centímetros, com um valor médio em torno de 5,0 mm; em algumas amostras a granularidade é menor, correspondendo a grãos tendo em média 1,0 mm. O aspecto idiomórfico a subidiomórfico desses minerais é acompanhado pelo seu caráter poiquilítico reconhecido na maioria das rochas: inclusões de apatita — acicular ou arredondada, distribuída de modo uniforme ou concentrada nas bordas dos grãos —, de biotita e de opacos. Em algumas variedades intercrescimento radiado de piroxênios e apatita é visível (Fotomicrografia 4).

Comumente os piroxênios, egirina augitas, acham-se geminados segundo (100) e mostram cores variáveis: parte central dos grãos de tonalidade verde muito pálido e bordas mais coloridas, ou então, predominância de cores mais fortes com visível pleocroísmo em tons de verde. Zonas mais esverdeadas ocorrem como auréolas em torno das inclusões de apatita e exibem ângulos de extinção semelhantes àqueles verificados nas bordas dos cristais. Zoneamento setorial é raro e pouco nítido. Os ângulos de extinção variam de 36° ($Z \sim c$) junto aos grãos de cores mais claras, a 20° ($Z \sim c$), naqueles mostrando tonalidades mais amareladas. Nas fraturas e planos de clivagem

Tabela 3 - Composição modal dos apatita piroxenitos e piroxênio apatititos.

Amostras	Pi	Ap	Mi	FK	Anf	Ca	Op	Ne	Ti	Classificação
16A-70	51,2	5,7	25,1	8,9	2,7	6,4				Apatita-feldspato-biotitita piroxenito
19-53,4	43,8	47,4	1,7			0,9	1,7	4,3	0,2	Piroxênio-apatitito
27-33,2	85,7	5,1	0,1	7,2	0,7	0,9		0,3		Apatita-feldspato piroxenito
31A-55,0	60,7	32,4	0,2			0,1	1,6	4,9	0,1	Apatita-piroxenito
40-90,4	31,3	32,7	19,4		11,2	2,6	2,6		0,2	Anfibólio-biotita-piroxênio apatitito
41-33,2	38,1	53,3	3,4			0,4	4,5		0,3	Piroxênio apatitito
56-144	85,7	5,5	0,3	7,3	0,1		0,5		0,6	Apatita-feldspato piroxenito

encontram-se escassos minerais opacos. Os piroxênios podem estar parcialmente transformados em anfibólios quando em contato com carbonatos.

A apatita possui tamanho médio em torno de 0,4 mm, compreendendo desde cristais diminutos até alguns com 5,0 mm de comprimento. Ocorre predominantemente como massas irregulares com textura em mosaico e também na forma de inclusões em piroxênios, biotita, opacos, feldspato potássico e nefelina. Quando no interior dos cristais de piroxênio mostra, às vezes contornos irregulares, denteados, indicando provável reação quando da cristalização desses minerais. Em algumas amostras o mineral exibe hábito radial acompanhando a disposição dos piroxênios. As inclusões presentes são escassas, além de representadas por carbonatos e inclusões fluídas — estas, embora sempre presentes, ocorrem em pequeno número e são encontradas em geral nos cristais mais alongados, dispondo-se paralelamente à direção cristalográfica c . A apatita pode mostrar-se fraturada com cristalização de carbonatos tanto nas bordas quanto nas fraturas dos grãos. Digestão parcial das bordas dos cristais de apatita por carbonatos ou mesmo cancrinita é por vezes visível.

A biotita está presente em todas as amostras, porém, em quantidades variáveis: via de regra como constituinte menor, mas, às vezes, sua concentração aumenta com o concomitante crescimento do teor de anfibólios. O mineral apresenta grande variação de tamanho, desde centésimos de mm a lamelas maiores de 8,0 mm, com estas últimas envolvendo as lamelas menores e cristais de piroxênio parcialmente substituídos por anfibólios. O esquema pleocróico é normal em tons de marrom-esverdeado e marrom escuro a amarelo levemente alaranjado. Geralmente o mineral mostra-se zonado, com faixas de cor marrom claro a amarelo-alaranjado distribuídas de modo irregular. Ao redor das lamelas cristaliza uma segunda variedade de mica, que se distingue da anterior pela cor castanho mais claro a bege (em Z = Y) a laranja forte a vermelho (em X), exibindo, portanto, reversão no esquema pleocróico, e denominada de tetraferri-flogopita (16A-70,0 e 40-90,4). Além de ocorrer nas bordas dos cristais é também encontrada finalmente cristalizada entre os grãos de anfibólios e carbonatos (16A-70,0), como também no

contato com veios de carbonatos. O caráter poiquilítico da biotita acha-se evidenciado na maior parte das amostras examinadas, com as inclusões sendo de apatita ou piroxênios. Óxidos de ferro ocupam os planos de clivagem do mineral enquanto que ligeira cloritização ocorre nas bordas das lamelas quando na proximidade com carbonatos.

Feldspato potássico acha-se presente em quantidades significativas em algumas rochas. O mineral é caracteristicamente xenomórfico e de dimensões variáveis, 0,5 a 5,0 mm, sendo o tamanho médio de 2,0 mm. Geminção Carlsbad é comum, o mesmo se dando com a pertitização, na forma de filmes; contudo, pode mostrar ausência de pertitas e fraco desenvolvimento de geminação em grade. Em algumas variedades o caráter poiquilítico é marcante, sendo as inclusões de apatita e piroxênios. Quando nas proximidades de carbonatos alguns grãos têm tendência de desenvolverem manchas albíticas nas bordas; nestas amostras o feldspato pode estar intensamente alterado em zeolitas, ou então, apresentar fraco desenvolvimento de argilo-minerais e carbonatos.

Os anfibólios ocorrem nas amostras mais carbonatadas acompanhando o aumento da quantidade de biotita (Tabela 3). Esses minerais cristalizam como franjas nas bordas dos grãos de piroxênios, principalmente quando estes estão próximos a carbonatos (Fotomicrografia 5), ou nas fraturas da rocha. Dois tipos foram reconhecidos: um com hábito prismático alongado a acicular, birrefringência alta, extinção reta, incolor a verde claro, sem prelocroísmo, tamanho dos grãos em torno de 0,3 mm, com características ópticas semelhantes a richterita; o outro, cristalizado junto aos carbonatos e na forma de prismas equidimensionais, possui cores anômalas de interferência, grãos medindo cerca de 0,5 mm e pleocroísmo variável de amarelo-esverdeado (em Z), verde (em Y), verde-azulado, indigo-blue a roxo (em X). Este último tipo de anfibólio, possivelmente Mg-arfvedsonita, pode ocorrer intimamente associado a tetraferri-flogopita (40-90,4) (Fotomicrografia 6).

Os carbonatos estão presentes em menores quantidades, como grãos de calcita disseminados na rocha ou concentrados em pequenos veios. O mineral é xenomórfico, com tamanho variável

0,3 mm

Fotomicrografia 5 - Cristais idiomórficos de egirina augita parcialmente transformados a Mg-arfvedsonita, na presença de carbonatos em apatita piroxenito. Pol. //.

0,3 mm

Fotomicrografia 6 - Cristal zonado de egirina augita com inclusões de apatita e substituído por Mg-arfvedsonita, nas bordas. Este anfibólio ocorre intimamente associado a tetraferroflogopita e magnetita (lado direito da foto). Apatita forma a matriz da rocha. Apatita piroxenito. Pol. //.

entre centésimos de mm até 1,7 mm, sendo o valor de 0,7 mm o mais freqüente. Os cristais menores têm como característica a ausência de geminação. Quando disseminados na rocha cristalizam-se entre os grãos de apatita, piroxênios e biotita, digerindo-os ou alterando-os, parcialmente.

Os minerais opacos acham-se representados por magnetita, pirrotita e calcopirita. Magnetita é a fase dominante ocorrendo como grãos xenomórficos, esqueléticos ou poiquilíticos, com tamanho médio de 0,3 mm e englobando apatita e piroxênios; alteração parcial para titanita é observada em algumas amostras. Pirrotita e calcopirita ocorrem em menores quantidades e sempre como cristais xenomórficos. Pirrotita forma grãos disseminados na rocha de até 2,0 mm, enquanto que a calcopirita, de maior granularidade, é poiquilitica com inclusões de apatita.

A nefelina encontrada nas amostras destituídas de feldspato é, em geral, muito alterada para uma mistura de geiseckita, cancrinita e zeolitas, contendo raros restos da fase original. O caráter xenomórfico, poiquilítico (com inclusões de apatita e piroxênios) bem como o tamanho dos grãos (valor médio de 2,0 mm) são observáveis através da alteração pseudomórfica. Ainda que a distribuição dos produtos de alteração possa ser aleatória, verifica-se que na maior parte das vezes a geiseckita ocupa a porção central dos cristais enquanto que zeolitas e cancrinita situam-se mais junto às suas bordas. Cancrinita também se faz presente, ocorrendo em maior quantidade nas bordas próximas aos carbonatos; nesta situação é sempre portadora de inclusões fluidas.

Titanita, ainda que em pequena concentração, acha-se invariavelmente presente nessas rochas, cristalizando-se na forma de diminutos grãos, medindo em média 0,2 mm. O mineral é subidiomórfico quando proveniente de opacos e mostra características mais idiomórficas quando originado a partir de piroxênios, onde se concentra nas suas bordas ou fraturas internas.

3.4. Ijolitos

Estão incluídas como rochas ijolíticas as amostras classificadas como urtitos, ijolitos e melteigitos que, no conjunto, mostram predomínio dos termos mesocráticos sobre os demais.

As rochas ijolíticas, correspondendo ao tipo petrográfico de maior frequência nos furos de sondagem, possuem ampla distribuição. Na porção S do maciço ocorrem preferencialmente em torno dos magnetita-biotita piroxenitos, em contato abrupto (F 8 e 42), formando corpos provavelmente contínuos e com espessuras de até 80 m; ou ainda, em menor quantidade, como intercalações em rochas situadas mais externamente como nefelina sienitos e mesmo variedades de borda. Na porção N do maciço representam corpos de menor espessura, máximo de 35 m, localizadas entre os biotititos e os nefelina sienitos; aparecem também com intercalações de apatita piroxenitos, nefelina sienitos e rochas de borda, como assinalada para a região meridional. Veios de carbonatitos e, em poucos casos, de foscoritos também se intercalam às rochas ijolíticas. Os apatita piroxenitos podem formar zonas dentro do material ijolítico (37-31,0 e 57-140,0) e, com a elevação do seu conteúdo em nefelina, se transformarem em apatita melteigitos (2-94,2). Por sua vez os magnetita-biotita piroxenitos podem formar zonas dentro das rochas ijolíticas (44-44,1) constituindo prováveis xenólitos, ou então, ocorrer em contato brusco com aumento na granulidade e no conteúdo em sódio dos piroxênios, e a concomitante modificação da magnetita em titanita cristalização de pirrotita.

As amostras incluídas na série dos ijolitos possuem cor verde com pontuações acinzentadas e rosadas devido à presença de nefelina e de seus produtos de alteração. Do ponto de vista mineralógico consistem essencialmente de piroxênios e nefelina, em proporções variadas, com menores quantidades de apatita e biotita; carbonatos, opacos, titanita, anfibólios, feldspato potássico e albita são também reconhecidos (Tabela 4). O feldspato potássico pode ocorrer em concentrações elevadas, em torno de 10%, indicando provável gradação entre essas rochas e os nefelina sienitos. A mica não se distribui de

Tabela 4 - Composição modal das rochas ijolíticas.

Amostras	Pi	Ne	Mi	Ap	Ca	Op	Ti	FK	Anf	Ab	Classificação
2-94,2	49,8	17,9	1,3	30,8	0,2						Apatita melteigito
8-35,27	23,5	57,2	5,5	4,3		1,9	5,3				Titanita-biotita ijolito
16A-108	73,6	12,8	8,8	0,6	4,2	tr					Biotita melteigito
21-60,9	66,7	17,5	11,4	0,7	3,4	0,1			0,1	tr	Biotita melteigito
22-46,0	73,8	23,8	1,4	0,4	0,6	tr	tr	tr		tr	Melteigito
23-71,3	47,3	35,7	0,8	0,1	0,5	0,4	0,7	14,5		0,1	Feldspato ijolito
36-69,3	30,8	54,5	8,3	5,2	0,9	0,2	tr		0,1		Apatita-biotita ijolito
36-101,3	53,6	20,4	12,3	10,5	2,7				0,5		Apatita-biotita ijolito
44-44,1	17,5	74,7	3,5	0,6		2,7	1,0				Urtito
56-133,8	60,5	20,7	3,5	5,2	1,0		tr	9,1			Apatita-feldspato ijolito
57-58,5	39,7	51,8	3,7	1,2	1,1		tr	2,5			Ijolito

modo uniforme existindo na forma de manchas.

De acordo com a sua posição dentro do maciço e relação com os demais tipos petrográficos as amostras de ijolito podem apresentar variações texturais expressivas. Quando situadas mais próximas da parte central e distantes dos corpos de carbonatitos, os minerais exibem distribuição mais homogênea e granularidade média, com a nefelina se dispondo entre os cristais subidiomórficos a xenomórficos de piroxênio (Fotomicrografia 7); zonas de maior concentração em apatita, com o concomitante decréscimo em nefelina também ocorrem. Nas demais ocorrências, ou seja, constituindo corpos menores e próximos a carbonatitos, a granulação é média ou grossa, com cristais de piroxênio, de hábito prismático alongado, reunidos em textura radial; nestas rochas vê-se também zonalidade nas concentrações de nefelina, apatita e feldspato potássico.

Os piroxênios têm características ópticas de egirina augitas e, possuem dimensões compreendidas entre 0,1 e 7,0 mm com predomínio de valores em torno de 0,7 mm. O caráter subidiomórfico se faz presente, com algumas amostras tendendo ao idiomorfismo e outras ao xenomorfismo. Zoneamento óptico é comum, prevalecendo o tipo concêntrico sobre o setorial ou oscilatório; neste último caso as bordas e os centros dos grãos mostram cores mais esverdeadas. Geminação segundo (100) é generalizada. A grande maioria dos grãos de piroxênio não contém inclusões, porém, quando presentes observa-se apatita, em pequenas quantidades, dispondo-se nas suas bordas; em um único caso os piroxênios formam megacristais de 1,2 cm de tamanho, com zoneamento oscilatório e englobando apatita da matriz. Carbonatos também são encontrados na forma de inclusões porém, em quantidades inferiores as da apatita. Transformação de piroxênios para mica é muito freqüente principalmente nas bordas dos grãos, enquanto que a modificação para anfibólios acha-se restrita às proximidades dos carbonatos.

A nefelina forma cristais medindo de 0,1 a 4,0 mm, com o valor de 1,5 mm como o mais freqüente. Os grãos são subidiomórficos a xenomórficos, exibindo por vezes caráter poiquilítico para o mineral que engloba piroxênios e apatita. Por sua vez, a nefelina pode estar presente como inclusão em micas e feldspatos, indicando gênese anterior a desses minerais. A ne-

0,7 mm

Fotomicrografia 7 - Nefelina parcialmente transformada a geiseckita entre cristais subidiomórficos de egirina augita em ijolito; menores quantidades de apatita e biotita aparecem no lado esquerdo e no canto inferior direito. Pol. //.

0,3 mm

Fotomicrografia 8 - Feldspato idiomórfico com geminação Baveno e raras inclusões de piroxênios, nefelina parcialmente transformada a geiseckita e menores quantidades de egirina augita em nefelina sienito. Pol. 70°.

felina ocorre intersticialmente aos cristais de piroxênio e, em algumas amostras, devido ao padrão de cristalização desse último, a textura da rocha assemelha-se à ofítica. O mineral é quase sempre encontrado em intenso estado de alteração o que confere a coloração rosada visível na macroscopia. Em geral o processo de alteração leva a formação de geiseckita, que preserva a forma original do feldspatóide, e começa pelas bordas e fraturas de clivagem, invadindo a seguir a parte central dos grãos, para, no final, ter-se uma rede de lamelas desse mineral. Às vezes, a geiseckita acha-se localizada mais na parte central dos grãos de nefelina, ao passo que nas bordas cristalizam-se zeolitas, desrespeitando os contornos dos cristais originais. Cancrinita pode ocorrer associada à geiseckita, cristalizando-se nas bordas dos grãos de nefelina quando próximos a carbonatos.

A biotita está presente nos ijolitos em quantidades variáveis de 1 a 12% em volume. Ocorre intersticialmente aos grãos de piroxênio e nefelina, formando-se a partir deste máfico quando próximo a carbonatos. Na amostra 8-35,27 esse mineral foi reconhecido como único constituinte de um veio, enquanto que em outras aparece no contato de veios de nefelina com a rocha ijolítica. Quando intersticial possui dimensões compreendidas entre 0,1 e 3,0 mm, sendo 0,3 mm o valor mais freqüente. Comumente é poiquilítica a esquelética englobando total ou parcialmente cristais de apatita, piroxênio e nefelina. O pleocroísmo é nítido em tons de castanho escuro (em Z = Y) a amarelo ou amarelo alaranjado (em X). Zoneamento óptico é raro, embora por vezes zonas mais claras estejam distribuídas de modo irregular; este é o caso das micas encontradas nas fraturas e no contato com veios de nefelina. Quando próximas a carbonatos e zeolitas a granularidade tende a aumentar, com o valor de 1,5 mm tornando-se dominante, e o pleocroísmo adquirindo tons esverdeados com bordas mais descoloridas: a parte central das lamelas exibe cor castanho-esverdeado (em Z = Y) a amarelo-alaranjado (em X), enquanto que as bordas mostram tons verde claro (em Z = Y) a amarelo claro (em X); as micas de tons mais claros podem conter inclusões de carbonatos.

A apatita está presente em quantidades subordinadas e cristaliza-se como grãos subidiomórficos a xenomórficos, algu-

mas vezes alongados na direção cristalográfica c. O tamanho dos grãos acha-se compreendido entre 0,1 a 4,0 mm, com predominância de valores próximos a 0,7 mm. Ocorre como inclusão em piroxênios, nefelina, feldspato, titanita e biotita, e mostra-se parcialmente digerida pelos piroxênios em algumas amostras. Quando em maiores quantidades é intersticial aos piroxênios. A apatita apresenta-se livre de inclusões, notando-se, porém, em poucos casos, escassas inclusões fluidas alongadas na direção c. Em outras oportunidades o mineral está fraturado ou corroído por carbonatos ou por geiseckita.

O feldspato potássico, ocorrendo por vezes em concentrações apreciáveis é mineral tardio, intersticial, e portador de inclusões de piroxênios, apatita e pseudomorfos de nefelina. Os grãos são xenomórficos a subidiomórficos e de dimensões variáveis entre 0,7 e 8,0 mm, com 3,0 mm como o valor mais frequente. Apresenta geminação Carlsbad e, mais raramente, em grade; os grãos germinados acham-se pertitizados, principalmente nas bordas, na forma de gotículas ou manchas, algumas destas com geminação polissintética. O feldspato mostra alteração incipiente para carbonatos, sericita e argilas.

A calcita está presente em pequenas quantidades em quase todas as amostras, como grãos de 0,3 a 2,0 mm, com predomínio na faixa de 0,5 mm. O mineral é xenomórfico, geminado, ocasionalmente poiquilítico, quando engloba apatita, piroxênio e, mais raramente, micas. Forma-se intersticial e tardiamente, estando associado a zeolitas, micas e cancrinita, com o seu aparecimento relacionado à instabilidade dos piroxênios, originando anfibólitos, e à corrosão dos cristais de apatita. Subordinadamente, provém da alteração de feldspatos.

Titanita é acessório comum, com os grãos apresentando pequena variação de tamanho e valor médio em torno de 0,3 mm. Eles são idiomórficos a subidiomórficos, prismáticos a tabulares, e assumem por vezes caráter poiquilítico englobando apatita. Formam-se a partir de opacos, trazendo inclusive restos destes minerais no seu interior, e subordinadamente da alteração de piroxênios, quando se cristaliza em suas bordas e fraturas. Pode ser também encontrado na forma de feixes em torno dos piroxênios e grãos alterados de nefelina, como inclusão em feldspato potássico e em massas alteradas de nefelina, ou

ainda, cristalizado entre lamelas de mica.

Opacos, ocorrendo sempre em pequenas concentrações, correspondem a magnetita e pirrotita. Magnetita forma grãos xenomórficos a subidiomórficos, intersticiais, e medindo de 0,1 a 5,0 mm, com o valor médio ao redor de 0,5 mm. Ocasionalmente são poiquilíticos, tendo como inclusão nefelina e piroxênios. Alteração nas bordas para titanita é comumente observada. À exceção do tamanho pouco menor, grãos variando de 0,1 a 1,0 mm, com o valor médio de 0,4 mm, pirrotita comporta-se texturalmente como a magnetita. Em geral acha-se levemente alterada para um mineral verde escuro, de birrefringência elevada. Outras fases opacas, não identificadas, aparecem como grãos de centésimos de mm junto às clivagens ou massas alteradas de nefelina.

Os anfibólios possuem ocorrência rara, estando restritos às bordas dos grãos de piroxênio, quando em contato com zeolitas ou carbonatos. Eles acham-se representados por um mineral verde muito claro, com fraco pleocroísmo, extinção reta, hábito prismático alongado, birrefringência alta (em torno de 0,030) e tamanho médio em torno de 0,1 mm; essas características apontam para richterita que ocorre intercrescida com carbonatos e subordinadamente mica, provenientes da alteração de piroxênios.

3.5. Nefelina sienitos

Consistem essencialmente de feldspatos, piroxênios e nefelina e apresentam granulação fina a grossa. A coloração varia de cinza claro a verde escuro em função da relação entre os componentes minerais; manchas róseas originadas da alteração da nefelina são reconhecidas em número apreciável de amostras. Apatita, calcita, mica e pirrotita ocorrem em quantidades subordinadas.

À semelhança dos outros tipos petrográficos, a distribuição dos constituintes é muito irregular, existindo zonas de maior concentração de piroxênios, com textura em pente em alguns casos, ou de minerais leucocráticos.

Faixas de reação são observáveis no contato entre os veios de carbonatitos e os nefelina sienitos, dando lugar ao desenvolvimento de zonas de diferentes composições mineralógicas: uma com predomínio de anfibólio verde-azulado, em contato direto com a rocha sienítica, e outra caracterizada pela alternância de faixas milimétricas de flogopita da cor vinho e de calcita situada mais próxima do material carbonatítico.

Os nefelina sienitos ocorrem na porção oeste da área, em torno das rochas ijolíticas e, em menor quantidade na porção NE do maciço.

Na porção oeste forma uma faixa de largura irregular, sendo mais espessa a SW e a NW. A SW constitui o principal tipo petrográfico de alguns testemunhos (F 12, 34, 38 e 39) ocorrendo em pequenas proporções nos furos 37 e 41 nos quais situa-se abaixo do nível dos ijolitos. A NW ocorrem em vários testemunhos de sondagem (F 13, 19, 25, 30, 56 e 57) porém com menores espessuras quando comparados aos situados mais a SW.

A NE da área os nefelina sienitos formam duas faixas de pequena espessura, 6 m, em rochas sieníticas (F 4).

Contato gradacional entre as rochas de borda com os nefelina sienitos é comum nos vários furos de sondagem onde essas litologias foram caracterizadas; em raras oportunidades, observa-se contato abrupto entre esses tipos petrográficos. Por outro lado, o contato entre as rochas ijolíticas e os nefelina sienitos é abrupto, por falha, ensejando por vezes a posterior entrada de carbonatitos (p.e. F 30, 38 e 56) ou de foscóritos (F 37) nessas zonas de fraqueza estrutural. Exceções a este quadro têm sido também reconhecidas em alguns locais, com a passagem gradativa de ijolitos para nefelina sienitos, como acontece no F 23 (a 71 m), onde se dá a formação de um feldspato ijolito.

Ao microscópio, verifica-se que os nefelina sienitos compõem-se de feldspatos, piroxênios e nefelina aparecendo em concentração menores mica, opacos, apatita, carbonatos, titanita e anfibólios em número limitado de amostras. Os feldspatos, representando volumetricamente, a fase mais importante, estão presentes em diferentes proporções nas amostras investigadas: na maior parte delas, de composição mais leucocrática.

ca, se constitui no mineral amplamente dominante, enquanto que nas variedades meso e melanocráticas sua quantidade relativa diminui em detrimento do acréscimo dos componentes escuros (piroxênios e mica) com as amostras sendo classificadas como malignitos e shonkinitos (Tabela 5). Em algumas amostras as concentrações de mica e apatita aumentam de ordem tal a justificar a inclusão desses minerais na denominação da rocha.

O padrão textural dos nefelina sienitos é muito variado e, em muitos casos, assemelha-se ao de outros tipos petrográficos existentes no maciço.

Grande parte das amostras possui granulação média, dada por grandes cristais de piroxênio, de hábito poiquilítico a esquelético, contendo apatita no seu interior, e de feldspato potássico incluindo nefelina. Nestas amostras a quantidade de apatita é elevada e à semelhança do que sucede nos apatita piroxenitos pobres em biotita, o piroxênio é idiomórfico e poiquilítico com a apatita se fazendo presente como inclusão e na matriz, quando então exibe textura em mosaico.

Em menor proporção são observáveis outros arranjos texturais: nos casos onde a mica é a fase mais abundante, eles se assemelham texturalmente aos biotita piroxenitos, com os feldspatos potássicos, que incluem a nefelina, cristalizando-se entre os grãos de piroxênio e de mica; nestas amostras o aumento da quantidade de nefelina é acompanhada pela maior concentração de mica. Em outras, os piroxênio apresentam arranjo radiado e granularidade média a grossa, com os feldspatos englobando a nefelina e os piroxênios. Outras são semelhantes às rochas melanocráticas de borda, diferindo, no entanto, pela maior quantidade de nefelina. Nos casos em que o feldspato potássico representa o mineral dominante o padrão textural também não é uniforme: podem exibir granulação fina com os cristais idiomórficos de piroxênio se dispondo entre o feldspato potássico e a nefelina intersticial ou, alternativamente, granulação média a grossa, com os piroxênios concentrados em certas porções e formando cristais poiquilíticos que englobam nefelina e feldspatos.

As fases presentes nos nefelina sienitos, além de serem encontradas em diferentes proporções modais, mostram também

Tabela 5 - Composição modal dos nefelina sienitos.

Amostras	FK	Ne	Ab	Pi	Mi	Ap	Op	Ca	Ti	Anf	Classificação
4-53,1	64,5	11,5	0,9	14,6	5,6	2,4	0,1	0,2	0,2		Nefelina sienito
12-66,0	61,5	28,8		7,7	0,8	0,1	0,8		0,3		Nefelina sienito
13-91,5	20,8	15,7	tr	30,0	19,5	12,2	1,3	0,4	0,1		Apatita-biotita malignito
19-65,4	11,4	1,3		77,0	7,7	0,5	0,1	1,9	0,1		Shonkinito
19-73,0	19,0	27,1		7,4	12,9	29,4	1,9	2,3			Biotita-apatita-nefelina sienito
23-69,3	16,5	7,2		27,9	47,5	0,1		0,7		0,1	Biotita shonkinito
28-65,4	42,7	28,9		25,6	0,6	1,1	tr	0,1	0,9	0,1	Nefelina sienito
39-51,8	19,3	4,2		28,6	24,7	20,1	3,4		0,2		Apatita malignito

características bem distintivas.

O feldspato potássico exibe grande variação de tamanho passando de 1,2 mm, o valor mais freqüente, a 6,0 mm; em menor proporção ocorrem rochas onde ele alcança até 1,0 cm. Como regra geral os grãos são xenomórficos e subidiomórficos, a geminação dominante é Baveno, o mineral não mostra exsolução ou alteração, e a granularidade é menor, na faixa de 1,0 mm (Fotomicrografia 8). Os grãos maiores e xenomórficos podem não estar geminados, ou então apresentar apenas a do tipo Carlsbad; na prática tem-se verificado que os grãos sem geminação são livres de exsolução e possuem caráter poiquilítico com inclusões de piroxênio, apatita, nefelina alterada e mica; embora estas fases minerais possam estar presentes nos grãos com geminação Carlsbad, a feição textural não é nítida e a presença de exsolução é constante: comumente ocorrem como filmes ou gotículas e, em alguns casos, como manchas com geminação em grade (chessboard albite). A alteração do feldspato é incipiente, originando argilo-minerais, responsáveis pelo aspecto turvo dos cristais, carbonatos e traços de zeolitas e "sericita", que se formam nas fraturas dos grãos. Na amostra 56-61,6, próximo às faixas de reação, ocorre a presença de grãos, medindo 2,0 mm e geminados em grade, de feldspato potássico, bem como de albita polissintética; em certos locais parecem constituir uma faixa em contato com anfibólios, porém, em outros, a sua continuidade não se acha tão bem evidenciada.

Os piroxênios possuem tamanho médio de 3,0 mm para as variedades de maior granularidade; já para as amostras leucocráticas, de granulação mais fina, ele situa-se em torno de 0,3 mm. O mineral é via de regra egirina augita, com geminação (100) e zoneamento setorial ou concêntrico; neste último caso exibindo bordas mais sódicas. Os grãos são subidiomórficos a xenomórficos, adquirindo, nas porções em que a concentração do mineral aumenta, formas mais perfeitas e tendência para textura radiada. Em outras, o caráter poiquilítico a esquelético está presente, tendo apatita, parcialmente corroída, como inclusão. Por sua vez, os piroxênios podem estar incluídos em feldspato, quando então mostram forma acicular, e na nefelina. Alteração é incipiente, levando à formação de mica, titanita e anfibólios, quando em contato com carbonatos.

Nas amostras de maior granulação os grãos de nefelina possuem dimensões compreendidas entre 0,2 a 6,0 mm, sendo 4,0 mm o valor mais freqüente; nas demais o tamanho está na faixa de 0,1 a 2,0 mm, com o valor de 0,3 mm como o mais comum. Em geral aparece como inclusões nos feldspatos e, mais raramente como material intersticial. Quase sempre mostra características subidiomórficas e inclusões de piroxênio, apatita e titanita; em algumas amostras a quantidade de inclusões aumenta conferindo ao mineral características poiquilíticas. A alteração é acentuada, encontrando-se apenas em poucos casos pseudomorfos do mineral: os produtos de alteração acham-se representados por geiseckita e, em menor proporção, por cancrinita, ocupando as bordas dos antigos cristais, e zeolita, quando em contato com áreas contendo maior concentração de mica.

A biotita está presente em quantidades muito variadas: desde traços até se transformar no mineral mais abundante da rocha. Os grãos são subidiomórficos a xenomórficos e com dimensões ao redor de 2,0 mm. Constitui-se numa das últimas fases a se cristalizar, englobando piroxênios, apatita, nefelina alterada e feldspatos e assumindo por vezes caráter poiquilítico. O pleocroísmo é castanho (em $Y = Z$) e amarelo a amarelo-alaranjado (em X), com zoneamento óptico irregular, ou com as partes centrais castanho claro a castanho-esverdeado (em $Z = Y$) e laranja claro (em X). Zonas de cores mais alaranjadas (em X) são reconhecidas quando o mineral se acha em contato com carbonatos.

A exemplo da mica, a apatita também mostra apreciável variação na concentração. Nas amostras em que aparece em maiores quantidades o mineral cristaliza-se como grãos subidiomórficos, onde parte dos quais estão incluídos no piroxênio poiquilítico, e parte, em típico arranjo em mosaico, formando a matriz da rocha à semelhança dos apatita piroxenitos; neste tipo de material não é raro encontrar-se o mineral parcialmente digerido pelos piroxênios. Nas demais, quando se acha presente em pequenas concentrações, ocorre como grãos subidiomórficos a xenomórficos, raramente na forma de inclusões em biotita, piroxênios e feldspatos, ou então disseminada entre estes dois últimos minerais. Em todas as amostras verifica-se ausência de inclusões fluidas. O tamanho dos grãos varia de 0,1 a 4,0 mm,

sendo 0,5 mm o valor mais freqüente.

Calcita, presente em pequenas quantidades, ocorre como grãos intersticiais entre os piroxênios e os feldspatos, ou alternativamente como produtos de alteração destes últimos. No primeiro caso, os cristais são xenomórficos, geminados, com dimensões em torno de 1,0 mm, e ocasionalmente englobam mica e apatita; no segundo, a geminação acha-se ausente e o tamanho dos grãos é da ordem de 0,2 mm.

Os opacos aparecem em quase todas as amostras e, na maior parte dos casos, representados por pirrotita, com a magnetita aparecendo subordinadamente. Os grãos de pirrotita são xenomórficos a subidiomórficos, medindo em geral 1,0 mm, e comumente intersticiais aos cristais de piroxênios, apatita, nefelina, mica e feldspato; por vezes podem englobar parcialmente esses minerais.

A titanita ocorre em concentrações inferiores a 1% e sempre como grãos idiomórficos alcançando no máximo 0,3 mm. Forma-se como produto de alteração de piroxênios, mica e opacos, cristalizando-se nas suas bordas e fraturas; mais raramente forma agregados com orientação divergente.

Os anfibólios foram identificados em apenas duas amostras e mesmo assim como traços. Ocupam as bordas dos cristais de piroxênio, quando em contato com carbonatos, e ocorrem como grãos medindo, em média 0,1 mm, de hábito prismático alongado, e mostrando cor verde claro, leve pleocroísmo em amarelo e cores de interferência anômalas, sendo constituído, possivelmente, por arfvedsonita.

3.6. Rochas meso e melanocráticas de borda

Essas rochas são encontradas em vários furos de sondagem, situados em geral mais para o interior do maciço quando comparadas as rochas leucocráticas, descritas adiante. Entretanto, em muitos testemunhos esses dois tipos petrográficos acham-se intimamente associados, existindo mesmo uma gradação entre eles, com as rochas mais melanocráticas se intercalando às mais leucocráticas. Esse fato dificulta a nítida separação entre as

duas fácies, que são assim agrupadas como rochas de borda tanto no mapa de localização dos tipos petrográficos (Anexo 1), como no mapa geológico do maciço (Fig. 3).

São rochas de cor verde, meso a melanocráticas, da granulação média e via de regra maciças; nas zonas de maior granularidade nota-se a presença de piroxênios de hábito radial. Além desses minerais, são ainda visíveis à vista desarmada feldspatos, mica e pirrotita; os cristais de feldspato chegam a alcançar até 1 cm; em algumas amostras, grãos turvos desse mineral, semelhantes aos presentes nos tipos leucocráticos são também reconhecidos. Veios de carbonatos, de 0,2 a 1,0 mm de espessura, cortam essas rochas, enquanto que a transformação de piroxênios em anfibólios verde-azulados é feição relativamente comum.

Ao microscópio distingue-se das rochas leucocráticas pela escassez de feldspatos turvos ou alterados e pela maior e mais homogênea distribuição dos piroxênios. A maior parte das amostras possui textura hipautomórfica granular resultante da natureza idiomórfica a subidiomórfica dos piroxênios, constituinte mais abundante dessas rochas (Tabela 6). Outras feições reconhecidas são: textura na forma de pente, quando os cristais de piroxênio se interpenetram; poiquilítica, originada pelo desenvolvimento de grandes cristais límpidos de feldspato englobando os demais minerais; "mortar" com os grãos límpidos de feldspato se dispondo ao redor dos alterados e exibindo extinção ondulante, junções tríplexes e contornos suturados (Fotomicrografia 9).

Os piroxênios formam cristais idiomórficos a subidiomórficos, medindo em média 2,0 mm, e com tamanho variável desde centésimos de mm a 6,00 mm. O esquema pelocróico é verde, verde pálido e amarelo-esverdeado, com ângulos de extinção ($Z - c$) compreendidos entre 18 e 45°, indicando tratar-se de egirina augita. Estruturas zonadas estão presentes em quase todas as amostras: na maior parte das vezes ela é do tipo concêntrica, normal, com bordas mais sódicas; alguns cristais mostram zoneamento oscilatório, número de zonas variando de grão para grão, enquanto que setorial é raro e presente principalmente naqueles maiores. Geminação segundo (100) é freqüente. Alguns grãos acham-se parcialmente transformados em mica, titanita e

Tabela 6 - Composição modal das rochas meso e melanocráticas de borda.

Amostras	FK	Pl	Ne	Pi	Mi	Anf	Ti	Ca	Ap	Op	Classificação
4-51,65	17,5		0,5	72,2	7,0	0,1	0,2	0,8	1,4	0,3	Lusitanito
4-61,9	30,6	tr		67,9	tr	0,4	0,2	0,6	0,3	tr	Lusitanito
18-44,6	38,8			59,7			0,2	0,4	0,9		Lusitanito
21-138,0	41,7		1,3	30,6	13,2	10,7		2,1	0,4		Anfibólio-biotita lusitanito
30-48,2	57,3	tr	0,1	36,9	2,0	0,4		0,7	2,6		Mela álcali-sienito
41-41,4	48,6			44,6	2,3		0,3	0,7	3,3	0,2	Lusitanito
56-120,6	34,7		0,1	59,3	0,9		0,1	1,0	3,6	0,3	Lusitanito

0,7 mm

Fotomicrografia 9 - Pequenos grãos de feldspatos límpidos dispondo-se em torno de grãos maiores e alterados e envolvidos por egirina augita, feldspato límpido e apatita em rocha mesocrática de borda. Pol. 70°.

0,7 mm

Fotomicrografia 10 - Grande cristal de feldspato poiquilítico com numerosas inclusões de egirina augita idiomórfica e menor quantidade de apatita e opacos. A direita observa-se um grão de feldspato idiomórfico parcialmente alterado, também poiquilítico, incluído no mais tardio. Pol. 70°.

anfibólios. Opacos, em pequena quantidade, são encontrados no interior o mesmo sucedendo com carbonatos e apatita.

Feldspato potássico é o segundo mineral em abundância, ocorrendo em três diferentes tipos: como grãos de aspecto turvo e como grãos límpidos de pequeno tamanho e de aspecto poiquilítico.

Os feldspatos turvos apresentam as mesmas características verificadas para os presentes em rochas leucocráticas de borda, distinguindo-se, no entanto, pela sua quantidade, ou seja, ocorrência subordinada em relação às outras duas variedades de feldspato. Os cristais são xenomórficos a subidiomórficos, com escassez de geminação, extinção ondulante comum e contornos serrilhados. O tamanho mais freqüente é da ordem de 3,0 mm, oscilando, contudo, desde décimos de mm a 4,0 mm. Em alguns grãos constata-se a presença de pertita sob a forma de gotículas. Alteração está sempre presente, verificando-se formação de carbonatos, "sericita", e argilo-minerais de finíssima granularidade.

Os feldspatos límpidos são, da mesma forma, semelhantes aos descritos anteriormente; contudo, além de se cristalizarem nas bordas dos cristais alterados, podem vir a se constituir no principal tipo de feldspato presente, ocorrendo na forma de um mosaico granular com os grãos exibindo junções triplíceis. Os cristais mostram ausência de geminação e dimensões oscilando entre 0,1 e 0,5 mm, com 0,3 mm como o valor mais freqüente.

Ao contrário das rochas leucocráticas de borda, os feldspatos poiquilíticos não mostram ocorrência esporádica; em alguns casos representam o principal mineral da amostra, determinando mesmo a sua textura. Em geral exibem geminação Carlsbad, extinção ondulante e dimensões variáveis de 1,0 a 2,0 cm. As inclusões mais comuns são de piroxênio e, em menor quantidade, de apatita e nefelina alterada. Em uma única amostra foi constatada a presença de duas gerações do mineral, que se distinguem entre si por ser a primeira de menor tamanho, mais alterada, além de incluída nas fases mais tardias (Fotomicrografia 10).

Albita ocorre somente em duas amostras, sempre na condi-

ção de traços (Tabela 6), e cristaliza-se a partir da exsolução de grãos de feldspato turvo.

A biotita está presente em pequena quantidade em quase todas as amostras, porém, em uma delas, a sua concentração chega a ser expressiva. Cristaliza-se a partir dos piroxênios, contendo ainda restos deste mineral no seu interior, e engloba outros constituintes da rocha, como apatita e subordinadamente feldspatos. O tamanho médio dos cristais situa-se em torno de 0,3 mm, porém cresce com a sua quantidade relativa na rocha, chegando mesmo a atingir valores acima de 1,0 mm. O mineral pode se mostrar zonado em tons de castanho escuro a castanho claro (em Z=Y) a amarelo e amarelo-alaranjado (em X), contudo a feição não obedece a um padrão definido, com as bordas mais claras distribuídas ao longo dos grãos. Esporadicamente opacos são encontrados no interior das lamelas de mica, principalmente ao longo de suas clivagens.

Apatita possui ocorrência generalizada e cristaliza-se na forma de grãos aproximadamente equidimensionais de pequeno tamanho, com valor médio de 0, mm, ou então, como grãos alongados segundo o eixo c , quando chega a atingir dimensões de até 2,0 mm; nesta situação pode se dispor num padrão radiado obedecendo a mesma orientação dos piroxênios. A sua formação parece ter-se dado posteriormente à dos piroxênios e é claramente anterior à dos feldspatos poiquilíticos. Raramente contém inclusões fluidas.

Como fases acessórias foi constatada a presença de nefelina, titanita e opacos. Nefelina ocorre invariavelmente transformada em um mineral semelhante à mica branca, e identificado por Rodrigues (1985) como geiseckita, além de cancrinita em menor quantidade; nefelina alterada acha-se incluída nos grãos de feldspato e possui tamanho médio de 0,5 mm. Titanita, de ocorrência mais restrita, forma-se a partir dos piroxênios, seja junto às bordas dos cristais, seja ao longo de suas clivagens e fraturas, sendo as suas dimensões ao redor de 0,5 mm. Pirrotita é a principal fase opaca, aparecendo pirita subordinadamente. Ocorre com grãos xenomórficos, de tamanho compreendido entre 0,5 e 1,5 mm, e cristaliza-se junto aos minerais carbonáticos.

Anfibólios cristalizam-se a partir dos piroxênios, quando estes se encontram nas proximidades ou em contato com carbonatos, com a transformação envolvendo geralmente a formação de duas variedades de mineral. A primeira a cristalizar é possivelmente richterita devido ao hábito prismático alongado a acicular, pequeno ângulo de extinção, cor amarelo claro sem pleocroísmo, birrefringência em torno de 0,04 e apresentando pequeno tamanho de grão, com os maiores valores alcançando 0,1 mm. A segunda tende a se formar no contato com os carbonatos e distingue-se facilmente da anterior por suas propriedades ópticas: ângulos de extinção em torno de 45° , pleocroísmo lilás, verde e amarelo, cores anômalas de interferência, indicando tratar-se de Mg-arfvedsonita; os grãos são idiomórficos e apresentam tamanho em torno de 0,3 mm.

Os carbonatos provavelmente calcíticos, ocorrem formando veios e, subordinadamente, como produto de alteração dos feldspatos ou preenchendo espaços entre os grãos de piroxênio e feldspato. Os cristais presentes nos veios são em geral geminados e exibem tamanho médio em torno de 0,5 mm.

De acordo com as regras da IUGS (1973), essas amostras são classificadas como lusitanitos e, em segundo plano, como mela-álcali sienitos.

Vartiainen e Woolley (1976) descrevem material semelhante como sendo fenitos sieníticos, que corresponderiam a um grau mais elevado de fenitização do que aquele exibido pelas rochas de composição leucocrática. Nas amostras de fenitos sieníticos por eles descritas feldspatos turvos são pouco frequentes e, por vezes, somente a fase límpida acha-se presente; nestes casos, formando mosaicos granulares ou como placas poiquilíticas de 1 cm ou mais de tamanho, que incluem os minerais máficos. Os piroxênios são mais abundantes que nos fenitos de baixo e médio grau e, caracteristicamente ocorrem como feixes radiais de egirina augita.

3.7. Rochas leucocráticas de borda

Essas rochas da periferia do maciço são encontradas tanto nos furos de sondagem localizados nas bordas da área estudada

quanto em afloramentos situados nos morros circundantes à intrusão.

As amostras, com coloração amarelo-acinzentada e manchas esverdeadas, caracterizam-se por apresentar aspecto semelhante à dos granitóides encaixantes, assim como a presença de grãos de feldspato potássico com aspecto turvo e, em geral, mostrando bordas esbranquiçadas. Entre eles cristalizam-se piroxênios, que se dispõem segundo hábito radiado (Fotomicrografia 11), ou associados a anfibólios de cor verde-azulada, na forma de codões entre as camadas de feldspato, originando estrutura gnáissica; nestas amostras, pode aparecer quartzo como uma das principais fases minerais (Fotomicrografia 12) (Tabela 7). Por outro lado, estrutura maciça é observada em algumas amostras de granularidade mais fina em que o piroxênio ocorre disseminado.

Ao microscópio, nota-se que as amostras possuem granulação variável entre fina e grossa, com a maior parte delas exibindo textura pseudo-porfiroblástica, onde os grandes cristais de feldspato turvo acham-se envolvidos por zonas ricas em piroxênio, com ou sem anfibólio associado, e por um mosaico de feldspatos de menor tamanho e maior transparência, responsáveis pelas bordas esbranquiçadas observadas à vista desarmada. Textura granular hipautomórfica é reconhecida nas amostras de granulação mais fina. Quando o quartzo está presente, ele ocorre concentrado principalmente em bandas alternadas com as de feldspatos e separadas por cordões de máficos. Em menores proporções aparecem apatita, biotita, titanita, zircão e opacos, estes últimos representados por pirita e pirrotita. Carbonatos preenchem veios penetrando cristais de piroxênio, que, especialmente nestas áreas mostram-se em parte transformados em anfibólios.

Os feldspatos turvos formam cristais xenomórficos a subidiomórficos, pouco geminados, com contornos serrilhados e freqüente extinção ondulante; o tamanho médio dos grãos situa-se em torno de 3,0 mm. Estruturas pertíitcas são vistas na forma de gotículas, às vezes interligadas, ou como manchas de albita nas bordas ou dentro dos grãos potássicos. O aspecto turvo é dado pela alteração a um material muito fino, provavelmente argila, embora "sericita" pareça ocorrer, e óxidos hidratados de ferro.

1,5 mm

Fotomicrografia 11 - Egirina augita com hábito radiado entre grãos de feldspato potássico turvo (alterados e com manchas albiticas) em rocha mesocrática de borda. No lado direito, grande cristal de egirina augita e menores quantidades de mica, carbonatos e opacos. Pol. 70°.

0,3 mm

Fotomicrografia 12 - Cordões de egirina e Mg-arfvedsonita alternados com camadas de quartzo e de feldspato em rocha leucocrática de bordo. Pol. 70°.

Tabela 7 - Composição modal das rochas leucocráticas de borda.

Amostras	FK	Pl	Pi	Mi	Anf	Ti	Ca	Ap	Op	Zr	Qz	Classificação
E-2	49,8	4,0	8,3		5,0				0,1		32,8	Álcali granito
7-36,3	90,9	5,6	0,7			0,1	2,5	0,2				Álcali sienito
7-83,05	74,1	tr	23,3	0,1	1,3	0,5	0,7					Álcali sienito
24-25,26	80,6	tr	7,6		8,9		2,3	0,5	0,1			Álcali sienito
27-83,60	66,4	tr	21,5		2,5		2,1	6,9	0,6			Álcali sienito
55-31,45	76,9	0,4	22,3	tr		0,2		0,2				Álcali sienito

Os feldspatos límpidos são subidiomórficos a idiomórficos e, como regra geral, distituídos de geminação, alteração ou exsolução. O tamanho de grãos oscila entre 0,1 e 2,0 mm, com 0,3 mm como o valor mais freqüente: quando próximos a veios de carbonato adquirem maior granularidade, em média 2,0 mm, e caráter poiquilítico, com inclusões de piroxênio. Feições indicativas de processos cataclásticos (extinção ondulante, contornos suturados e junções tríplexes) foram também identificadas em algumas amostras. Os grãos límpidos ocorrem comumente nas bordas dos turvos e de modo ocasional no seu interior; quando em torno dos feldspatos antigos formam um mosaico de grãos suturados, podendo estar associados a albita e em menor quantidade a piroxênios.

Albita está presente em todas as amostras, porém, geralmente como mineral traço. Cristaliza-se em torno dos feldspatos turvos, como grãos idiomórficos por vezes geminados polissinteticamente e segundo Carlsbad, medindo em média 0,15 mm. Numa única amostra (E-2) identificou-se também um segundo tipo de plagioclásio, de dimensões em torno de 1,5 mm e geminação polissintética; alteração é intensa e localizada principalmente na sua parte central, onde também se constata a formação de carbonatos. O forte grau de alteração desta fase mineral impossibilitou obter-se indicações ópticas sobre sua composição química.

Os piroxênios, egirina augita, aparecem como grãos subidiomórficos a idiomórficos, com pelocroísmo verde, verde pálido e amarelo-esverdeado; na presença de quartzo o pleocroísmo é de verde a marrom e a extinção aproximadamente reta, correspondendo, neste caso, a uma egirina. Os cristais são pouco geminados e zoneamento é reconhecido de preferência naqueles de hábito radiado. A zonalidade concêntrica se reflete na coloração mais acentuada da parte central, acompanhada de leves modificações na birrefringência e ângulos de extinção. O tamanho dos grãos oscila de décimos de mm a 0,5 cm, em função do modo de ocorrência. Tamanho menor é exibido pelos cristais que preenchem finos veios cortando minerais preexistentes, como também por aqueles formando áreas maiores e associados a feldspatos límpidos e apatita, com todos os grânulos medindo em torno de 0,4 mm; por outro lado, maior tamanho é observado

quando os piroxênios se dispõem em torno de antigos grãos de feldspato adquirindo hábito radiado (Fotomicrografia 11).

O quartzo, quando presente, constitui fase mineral importante, ocorrendo como cristais xenomórficos com contornos saturados, extinção ondulante e dimensões ao redor de 0,1 mm. Inclusões fluidas, em grande quantidade, estão disseminadas ao longo dos grãos, sem mostrar contudo qualquer orientação preferencial.

Apatita aparece em quase todas as amostras, sendo sua fase de cristalização aparentemente concomitante à dos piroxênios e anterior à dos feldspatos límpidos, uma vez que estes exibem em alguns casos efeitos de blastese, englobando poiquiliticamente o mineral. Os grãos são subidiomórficos a idiomórficos, com tamanho médio em torno de 0,2 mm. Em algumas amostras forma áreas de maior concentração, apresentando típica textura em mosaico. Inclusões fluidas foram raramente identificadas.

Os anfibólios formam grãos idiomórficos a subidiomórficos, com birrefringência baixa, cores anômalas de interferência, e esquema pelocróico com cores azul-esverdeada, castanho-arroxeadas a lilás, verde e amarelo, indicando tratar-se possivelmente de Mg-arfvedsonita. O tamanho dos grãos varia de submilimétrico a 0,4 mm, sendo que os maiores podem conter restos de piroxênio e englobar apatita e mica. Em geral contêm carbonatos ao longo de suas fraturas e bordas.

Calcita ocorre sob diferentes modos: como produto de alteração dos antigos cristais de feldspato, intersticiais aos feldspatos límpidos ou forma de veios. O último caso é o mais freqüente e fator determinante na corrosão das bordas dos feldspatos límpidos, que se faz acompanhar de um aumento do tamanho dos grãos. Os carbonatos presentes em veios possuem grãos em torno de 0,5 mm e, em geral, exibindo geminação lamelar e contornos retilíneos.

Como constituintes menores e de ocorrência esporádica verifica-se a presença de biotita, titanita, zircão e opacos. Titanita forma cristais submilimétricos, idiomórficos, cristalizando-se tanto nas fraturas quanto nas bordas de piroxênios. A biotita parece ser também produto de substituição dos piro-

xênios, ocorrendo na sua periferia, e junto a zonas mais máficas da rocha quando em contato com carbonatos; os cristais alcançam dimensões da ordem de 0,4 mm, mostram pleocroísmo castanho escuro a amarelo-alaranjado e contêm no seu interior apatita e restos de piroxênio. Zircão é de ocorrência rara, aparecendo como grãos idiomórficos de 0,1 mm localizados nas zonas mais leucocráticas.

Os opacos acham-se representados por pirita e pirrotita. Pirita ocorre associada aos feldspatos turvos e cristaliza-se como grãos submilimétricos, idiomórficos e parcialmente alterados a óxidos hidratados de ferro. Pirrotita está presente como grãos xenomórficos, medindo em torno de 0,2 mm, e associados a veios de carbonatos.

As rochas leucocráticas de borda, de acordo com o esquema da IUGS (1973), são classificadas como álcali sienitos e, subordinadamente, álcali granitos. Outras classificações, levando em conta os seus aspectos texturais e genéticos, poderiam ser também empregadas.

Sutherland (1965a), para as rochas feldspáticas encaixantes de carbonatitos e com características texturais e mineralógicas semelhantes às descritas, adota a dominação de ortoclasitos para as variedades onde o conteúdo em feldspato potássico é maior que 75%. Como se nota na Tabela 7, as amostras investigadas poderiam se enquadrar nesse grupo. Entretanto, a autora propõe também que somente as rochas feldspáticas de textura grossa sejam assim referidas, reservando-se o termo traquitos potássicos para as de granulação fina. Em um dos casos examinados (7-36,3), a granulação da rocha apresenta-se fina, porém, a ausência de textura traquítica desaconselha a adoção do nome. Para as demais espécimes com conteúdo de feldspato potássico menor que 75%, verifica-se grande similaridade com as rochas descritas Sutherland (1965b) como fenitos feldspáticos.

Vartiainen e Woolley (1976), ao estudarem as encaixantes do carbonatito de Sokli, Finlândia, relatam a ocorrência de rochas guardando semelhanças com as de Anitápolis, dividindo-as, no entanto, em quartzo fenitos, fenitos de grau médio e fenitos sieníticos. Classificam como quartzo fenitos as variedades contendo egirina e/ou anfibólio sódico na forma de cor-

dões ou vênulas, concentradas ao longo dos contatos entre os grãos de quartzo e feldspatos, com os últimos mostrando aspecto turvo; estas rochas corresponderiam aos fenitos de baixo grau, formados a partir de material granítico-gnáissico. Os de grau médio caracterizam-se pelo amplo desenvolvimento de piroxênio/anfibólio sódico como grãos isolados ou agregados ocupando as bordas ou fraturas do quartzo, que gradualmente se vê substituído por aqueles minerais; os piroxênios possuem hábito fibroso e ocorrem em geral na forma de agregados radiais zonados, embora possam também se apresentar como prismas aciculares. Neste estágio, a turbidez dos feldspatos aumenta e novos cristais de feldspato, agora límpidos, começam a se formar nas bordas dos antigos grãos originando uma textura granular em mosaico. Para aqueles autores, nos fenitos sieníticos, não se daria a permanência de minerais originais, embora seus pseudomorfos e a presença de texturas e estruturas primárias possam ser reconhecidas. A quantidade de piroxênios aumenta, levando à formação de termos mesocráticos, com a conseqüente diminuição do conteúdo de feldspatos turvos. O feldspato mais jovem adquire comumente maior granularidade, além de exibir tendência poiquilítica.

Das amostras aqui incluídas como leucocráticas de borda existem algumas que apresentam características texturais e mineralógicas semelhantes àquelas descritas por Vartiainen e Woolley (1976). Enquanto que as restantes, variedades com ausência de quartzo, guardariam correspondência com os fenitos de médio grau, pois o conteúdo de minerais escuros não atinge 25% e a principal fase mineral é o feldspato original da rocha granitóide, agora com aspecto turvo.

3.8. Foscoritos

Foscoritos são rochas de granulação média a grossa, constituídas essencialmente de apatita, magnetita e olivina. O nome foi proposto por Russel et al. (1954) como um termo mnemônico derivado de FOSKOR — Phosphate Development Corporation, a empresa que explora o Complexo de Palabora na África do Sul. Os autores soviéticos costumam também designá-las como camaforitos (p.e., Bagdasarov, 1971) ou de rocha magnetita-forsterí-

tica (p.e., Kapustin, 1980), mas a denominação de foscoritos tem sido preferida no ocidente.

Nos testemunhos de sondagem de Anitápolis, os foscoritos exibem granulação média a grossa e cor predominante preta com áreas esverdeadas e esbranquiçadas. Destacam-se grandes cristais de magnetita, alcançado dimensões de até 4,0 cm, olivina totalmente alterada e apatita fina, em textura sacaróide; subordinadamente reconhece-se a presença de mica, anfibólios e sulfetos, os quais ocorrem disseminados ou, em menor quantidade, preenchendo as fraturas da magnetita. Na maior parte das vezes a rocha é maciça embora em certos locais apresente orientação bem marcada devido ao bandamento dado pela alternância de camadas mais ricas em magnetita e em apatita, à semelhança do que se observa nos foscoritos da porção central do maciço de Kovdor, descritos por Kapustin (1980).

Os foscoritos de Anitápolis ocorrem sob a forma de diques e veios situados na porção centro-norte do maciço (F 1, 2, 6, 7, 9, 16A, 21, 33, 35, 36, 37, 40, 44 e 48) e mostram diferentes espessuras, desde faixas centimétricas até corpos de aproximadamente 20 m (F 33 e 48). Achrom-se geralmente associados a planos de fraturamento e encaixados em magnetita-biotita piroxenitos, piroxênio biotititos, ijolitos, nefelina sienitos e até mesmo rochas de borda. Na maioria dos casos, principalmente quando formando grandes massas, os foscoritos não se encontram em contato com os carbonatitos; em menores concentrações, porém, ocorrem formando faixas da espessura milimétrica a centimétrica dentro do material sólvitico, e, via de regra, apresentam estruturas orientadas indicativas de provável transporte do material foscorítico (F 16A e 36). Por outro lado, vênulas de carbonatito são vistas cortando os foscoritos; nestes casos os efeitos de transformação da sua mineralogia e textura originais são mais perceptíveis.

Reações de contato dos foscoritos com as rochas encaixantes não são freqüentes, porém, em alguns casos — quando encaixados nos magnetita-biotita piroxenitos e piroxênio biotititos da porção mais central da área — podem dar origem a faixas com textura grossa a pegmatóide onde os teores de mica excedem a 75% e o restante da mineralogia é representada por calcita e

zeolitas; estas faixas são em geral de espessura centimétrica atingindo raramente maiores valores (p.e. 20 m, am. 35-30,5).

Pelo exposto, nota-se que os foscóritos guardam íntima relação com os processos carbonatíticos, apesar da pequena quantidade de carbonatos presentes, com a sua formação se dando após as rochas silicáticas e antes dos carbonatitos soviéticos. As soluções ricas em vapores dos carbonatitos podem vir a afetar a sua textura e mineralogia, determinando fácies petrográficas distintas das inicialmente cristalizadas. Disso resulta que a proporção entre os minerais é possível de modificação, de amostra para amostra (Tabela 8), não havendo até o momento nomenclatura recomendada para essas variações. A petrografia dessas rochas em Anitápolis, bem como as transformações por elas sofridas, foram discutidas anteriormente por Furtado et al. (1986).

Ao microscópio, a textura dos foscóritos é marcada pelo caráter poiquilítico da magnetita, geralmente alcançando dimensões da ordem de 2,0 mm, e pela presença de grandes pseudomorfos de olivina, numa matriz consistindo essencialmente de apatita; carbonatos possuem ocorrência menor, cimentando os grãos de apatita. Em algumas amostras textura profiroblástica é reconhecida, como resultado da remobilização dos filossilicatos, anfibólios e carbonatos derivados da substituição da olivina.

A mineralogia é composta basicamente de apatita, magnetita e produtos de alteração da olivina, com quantidades subordinadas de carbonatos e flogopita, além de baddeleyita, pirocloro, sulfetos e carbonato-apatita (tardia) como acessórios. Mais raramente magnetita acha-se presente em baixa concentração ou até mesmo inexistente.

A soma das proporções de serpentina, bowlingita, flogopita e anfibólios, os principais produtos de alteração da olivina, alcança valores modais de 1,5 a 50,2% (Tabela 8).

Diferentes graus de transformação podem ser observados. Assim, nas amostras em que a forma da olivina, idiomórfica, de contornos nítidos, ainda se mostra bem preservada, a substituição pode resultar em serpentina, saponita e/ou nontronita, com opacos cristalizando ao longo das fraturas; em uma amostra

Tabela 8 - Composição modal dos foscóritos.

Amostras	Ap	Mt	Ca	Serp	Bow	Mi	Anf	Bad	Pi	Sulf	Ca-ap	OxFe	Hum
1-16,3	23,4	21,7	35,8	1,1	7,8	1,6	8,6		tr				
2-40,0	50,2	29,5	11,7			0,7	6,8	tr	0,2	tr		0,8	
6-56,7	20,2	29,3	10,9	36,6		2,1	0,4	0,4	0,1				tr
7-76,8	12,5	58,4	7,3		16,7	2,5	0,1	0,3	tr		2,2		
16A-77,3	46,0		8,1		3,2	35,3	2,1			5,3			
21-98,4	46,0	16,4	17,1	8,4		9,1	1,7	0,3					
33-113,8	36,3	0,6	12,7			34,1	6,1	0,2					
40-30,2	46,3	14,8	22,9	1,4		2,4	11,8	0,4	tr	tr			

foi assinalada a presença de titanoclinohumita, como mineral traço, proveniente da alteração de olivina e associada a serpentina. Nesses casos é possível verificar-se o caráter poiquilítico dos cristais de olivina, englobando grande quantidade de grãos de apatita. O tamanho daqueles cristais situa-se na faixa de 0,5 a 3,5 mm, com predomínio de valores em torno de 1,8 mm (Fotomicrografia 13).

Num grau intermediário, os produtos de alteração acham-se representados por carbonatos, flogopita, anfibólios e serpentina. Nestas amostras os contornos dos pseudomorfos são menos nítidos, observando-se visível distribuição zonada dos minerais de alteração: flogopita ocupa as porções mais internas, anfibólios e carbonatos situam-se mais nas zonas externas, enquanto que serpentina acha-se restita às bordas dos grãos (Fotomicrografia 14). Em certos locais a serpentina e os carbonatos podem estender-se além dos contornos dos antigos cristais de olivina, cristalizando-se entre a apatita da matriz.

Nas amostras em que sequer se encontram vestígios do antigo hábito da olivina, nota-se o desenvolvimento da massa disforme de bowlingita ou alternativamente de arranjos arredondados, porfiroblásticos, consistindo de flogopita, anfibólios e carbonatos. Esses porfiroblastos podem ter sido girados, em meio à apatita da matriz (Fotomicrografia 15).

A apatita é o constituinte mais abundante dessas rochas, ocorrendo seja como elemento da matriz, onde exhibe arranjo em mosaico, seja como inclusão nas olivinas. O tamanho dos grãos varia de 0,1 a 5,0 mm, sendo 0,5 mm os valores mais frequentes. Nas amostras onde o bandamento é mais acentuado, nota-se, junto às camadas mais ricas em apatita, que os grãos alcançam maiores dimensões, além de se acharem alongados segundo o eixo *c*; extinção ondulante é às vezes reconhecida. Em rochas em que a olivina conserva o seu idiomorfismo, observa-se que os grãos de apatita, contêm pequena quantidade de inclusões fluidas, o contrário se dando junto às rochas onde inexistem vestígios daquela fase. Nestas últimas, a apatita pode apresentar inclusões aciculares de anfibólio.

Outra variedade fosfática presente nos foscoritos estudados é a carbonato-apatita. Ao microscópio, ela se distingue

0,7 mm

Fotomicrografia 13 - Grãos idiomórficos de olivina totalmente serpentinizada com inclusões de apatita parcialmente incluída na magnetita poiquilítica em foscorito. Menor quantidade de flogopita com borda de tetraferroflogopita; cristal dodecaédrico de pirocloro (canto superior direito) e pequenos cristais escuros de baddeleyita (abaixo da olivina). Pol. //.

1,5 mm

Fotomicrografia 14 - Grão de olivina alterada em matriz de apatita em foscorito; alteração é zonada com tetraferroflogopita (vermelha) na parte central e carbonatos, anfibólios e serpentina, nas bordas. Pol. 70°.

1,5 mm

Fotomicrografia 15 - Textura porfiroblástica de foscrito com antigos cristais de olivina totalmente alterados a carbonatos, anfibólio, serpentina e mica; grandes cristais de magnetita em meio a matriz de apatita e carbonato. Pol. 70°.

do tipo anterior tanto pela maior birrefringência quanto pelo seu modo de ocorrência, formando capas com contornos idiomórficos em torno dos grãos de apatita xenomórfica. Carbonato-apatita ocorre nas variedades em que a olivina está mais intensamente alterada, e onde a apatita acha-se em contato com carbonatos ou bowlingita.

Magnetita aparece como cristais xenomórficos, poiquilíticos a porfiríticos, com dimensões variáveis de 0,1 a 1 cm, sendo mais comuns as da ordem de 2,5 mm. Os cristais englobam apatita, olivina alterada, flogopita, pirocloro e baddeleyita, atestando, assim, a sua cristalização posterior à desses minerais. O caráter poiquilítico é de tal modo marcante que em certas amostras a magnetita apresenta verdadeiras formas esqueléticas.

Comumente nota-se o fraturamento dos grãos de magnetita, com a conseqüente cristalização de carbonatos, clorita, serpentina, flogopita e anfibólios ao longo desses planos. Nas amostras em que o bandamento se mostra mais acentuado constata-se que as camadas mais ricas em magnetita contêm maior quantidade de silicatos e as apatíticas de pirocloro. Em microscopia de luz refletida observa-se que a magnetita contém lamelas e grãos exsolvidos de ilmenita a qual em determinações químicas realizadas por microsonda revelam teores de até 11% de MnO.

Os carbonatos mostram variação na concentração (Tabela 8) e no modo de cristalização. Nas amostras menos alteradas alcançam 10% em volume da rocha, ocorrendo associadas a serpentina e à clorita em vênulas que cortam os minerais preexistentes, ou então, aos neoformados anfibólios, serpentina e mica. Nas exibindo maior grau de transformação podem atingir cerca de 20% da moda e são encontrados cimentando os grãos de apatita. Os cristais são xenomórficos, raras vezes geminados, variando em tamanho de 0,1 a 2,0 mm, com predominância de valores em torno de 0,4 mm. A composição química dos carbonatos determinada por microsonda revela serem eles predominantemente dolomíticos, com valores muito baixos de FeO (0,5 a 0,8%), ocorrendo de modo subordinado calcita com cerca de 1% de MgO. Admite-se que existam vários eventos de cristalização ou recristalização dos carbonatos, porém, eles são sempre posterior-

res aos demais constituintes principais da rocha. Em amostras ricas em anfibólios verifica-se que eles se acham alterados pela fase carbonática, indicando, assim, que pelo menos alguns carbonatos se formaram ainda posteriores àqueles minerais.

A flogopita está presente em pequenas proporções nas amostras menos transformadas, com a concentração aumentando de forma substancial junto às mais alteradas. Apresenta diferentes fases de cristalização: uma variedade inicial, verde, com pleocroísmo normal ($Z = Y =$ verde pálido; $X =$ amarelo), tem tamanho em torno de 0,5 mm e ocorre geralmente junto aos antigos grãos de olivina. As suas bordas são ocupadas por tetraferriflogopita, mostrando birrefringência mais baixa e pleocroísmo inverso ($Z = Y =$ laranja; $X =$ vermelho). Nas amostras mais transformadas registra-se o desaparecimento da flogopita verde pálido, que cede lugar a uma tetraferriflogopita com forte zonação, pleocroísmo marcante e inverso, e formada tanto como produto de alteração da olivina como no contato com os grãos de magnetita; neste último caso, exibe forte tonalidade vermelha, menor tamanho (valores em torno de 0,3 mm), contornos irregulares e maior desenvolvimento ao longo do eixo c . As tetraferriflogopitas podem ter suas bordas cloritizadas, adquirindo tonalidades verde esmeralda. Evidências de recristalização e deformação das micas vermelhas são dadas pela presença de secções sem deformação, de extinção ondulante e de "kink bands". Baddeleyita e pirocloro, estes com halos pleocróicos, aparecem como inclusões. Nas amostras em que a mica é constituinte predominante, reconhece-se a presença simultânea de três variedades: uma, ocorrendo na parte central das lamelas, xenomórfica, com pleocroísmo castanho escuro (em Z) a amarelo alaranjado (em X), mostra exsolução de óxidos de ferro ao longo dos planos de clivagem; nas bordas, grada para uma segunda fase micácea, tetraferriflogopita, de tonalidade vermelha (em X); na transição entre essas duas variedades nota-se o aparecimento de uma terceira, com pleocroísmo verde claro (em X) a amarelo-esverdeado (em X).

Nas amostras com grau intermediário de transformação da olivina os anfibólios ocorrem como um de seus produtos de alteração; já naquelas onde inexistem vestígios da olivina observa-se maior quantidade do mineral, que se apresenta como fei-

xes ou agregados fibro-radiados formando zonas parcialmente arredondadas, ou então, constituindo, juntamente com a flogopita, superfícies de foliação nas amostras mais catacladas. Nestas nota-se a existência de duas tendências de cristalização para o mineral: mais ou menos uma paralela à orientação das camadas de apatita e a outra formando ângulo de aproximadamente 45° com a primeira. Os anfibólios presentes nos foscóritos têm hábito acicular a prismático alongado, pleocroísmo fraco em tons de verde claro a incolor, ângulos de extinção em torno de 20 a 30° (Z - c), birrefringência aproximada de 0,020 o que indica tratar-se de richterita; o tamanho de grão varia de 0,1 a 1,5 mm, com o valor de 0,5 mm como o mais freqüente.

A baddeleyita está presente como cristais pequenos (0,1 a 0,4 mm), de cor marrom, levemente pleocróicos, geminados segundo (001) ou com geminações interpenetrantes. Cristaliza-se em meio aos grãos de apatita ou como inclusão na magnetita. Em certas amostras parece servir como núcleo de cristalização para o pirocloro. Apesar da forte catodoluminescência em tons esverdeados exibida pelo mineral na microsonda não foi constatada a presença de outro cátion além do zircônio.

O pirocloro tem presença quase que constante, mas sempre em proporções muito reduzidas. Nas amostras em que a olivina acha-se alterada em serpentina ele forma cristais de hábito dodecaédrico medindo em torno de 0,3 mm e de cor laranja-avermelhado a vermelho forte; esses cristais crescem ao redor da baddeleyita ou estão presentes como inclusão na magnetita. Nas amostras em que a olivina está transformada numa massa de filossilicatos esverdeados o hábito é octaédrico, a cor marrom e o tamanho dos grãos ao redor de 0,1 mm; nota-se também o desenvolvimento de halos pleocróicos na massa de alteração da olivina. Quando a mineralogia da rocha consiste essencialmente de apatita, magnetita e anfibólios, o pirocloro adquire novamente tons avermelhados e forma octaédros de 0,2 mm de tamanho, que se dispõem preferencialmente nas camadas ricas em apatita. Os halos observados parecem guardar relação com o significativo teor de urânio encontrado na análise por EDS (Fig. 5) e que permite classificar o mineral como urânio-pirocloro, de acordo com as regras propostas pelo IMA e resumidas por Hough (1977).

Fig. 5 - Gráfico de análise química por EDS em cristal de pirocloro.

Sulfetos ocorrem em algumas amostras como disseminações de pirita, calcopirita, pirrotita e esfalerita, mostrando em geral preferência para com as amostras mais transformadas.

Os vários autores que trabalharam previamente no maciço de Anitápolis, embora tenham descrito este tipo petrográfico, deixaram de caracterizá-lo como foscorito. Scheibe e Teixeira (1965), por exemplo, citam a ocorrência de filões de apatita-magnetita cortando rochas sieníticas e básicas; esses corpos, com alguns atingindo até poucos metros, possuem espessura média de 0,5 m e se mostram constituídos por cristais euédricos de magnetita 1,0 a 2,0 cm de tamanho, além de cerca de 50% de apatita, formando a matriz da rocha. Um desses filões foi por eles denominado de "Jazida Igreja". Já Rodrigues (1985) interpreta os foscoritos aqui descritos como apatita-magnetita dunitos, de cristalização inicial no maciço.

O exame do mapa de localização dos tipos petrográficos presentes em Anitápolis (Anexo 1) evidencia que os foscoritos ocorrem como veios e diques cortando as litologias silicáticas, e sendo cortados por carbonatitos, à semelhança dos demais foscoritos descritos na literatura.

Comparando-se as rochas de Anitápolis com as congêneres de Palabora (Hanekom *et al.* 1965), Sokli (Vartiainen, 1980) e Catalão I (Baecker, 1983) verificam-se similaridades e diferenças.

A sua forma de ocorrência (diques e veios) é similar à encontrada tanto em Sokli como em Catalão; já, em Palabora, o foscorito acha-se representado por um corpo único formando aureola em torno de uma chaminé de carbonatito, próximo ao centro do maciço; contudo, essa diferença pode ser devida ao nível mais profundo de erosão, uma vez que a ocorrência é de idade Proterozóica.

Quanto à proporção entre os minerais, observa-se em Anitápolis maior predominância de apatita sobre magnetita, fato não registrado nos demais maciços. Ainda que a diferença deve ser vista com cautela, pois, além da heterogeneidade do material, tanto a nível de diferentes veios como de amostras de mão, não se dispõe de número de determinações a permitir análise mais aprofundada.

Em Anitápolis, a seqüência de cristalização dos minerais é praticamente idêntica à determinada por Hanekom et al. (1965) para os foscoritos de Palabora. A apatita, presente como inclusão na olivina, continua a se cristalizar mesmo após ter cessada a cristalização deste mineral, da baddeleyita e do pirocloro (ausente em Palabora) que se lhe seguem. A magnetita, de formação posterior, engloba poiquiliticamente todos esses minerais. Já em Sokli e Catalão I, onde também pirocloro se faz presente, a seqüência descrita é outra, com a apatita se cristalizando após a olivina e a magnetita.

Com base nesse estudo comparativo nota-se que os foscoritos de Anitápolis constituem uma das ocorrências mais semelhantes à da localidade tipo, ainda que pirocloro não tenha sido até então identificado em Palabora. Entretanto, a presença desse mineral em foscoritos é fato comum, sendo o urânio-pirocloro a espécie característica das primeiras faces de cristalização desse material, conforme Kapustin (1980).

A gênese dos foscoritos estaria ligada a processos de imiscibilidade de líquidos entre as frações foscoríticas e carbonatíticas do magma, como primeiramente sugerido por Verwoerd (1967) e reforçado por Lapin (1982) em estudo sobre o maciço de Vuoriyarvi. Este autor apresenta feições típicas de imiscibilidade de líquidos, como a formação de estruturas orbiculares e esferulíticas compostas de forsterita e magnetita, em zoneamento concêntrico, englobadas em material calcítico.

3.9. Carbonatitos

Os carbonatitos em Anitápolis ocorrem como diques e veios, de espessuras variadas e com ampla distribuição, encaixados em todos os tipos petrográficos previamente descritos. Acha-se representados por variedades contendo calcita como carbonato principal, além de grande quantidade de apatita e olivina, carbonatitos dolomíticos e outros contendo calcita e/ou dolomita associada a quartzo.

A classificação dos carbonatitos proposta pela IUGS é relatada por Streckeisen (1980), que os dividiu em carbonatitos calcíticos (sovitos, granulação grossa; alvikitos, granulação

fina a média), carbonatitos dolomíticos (beforsitos), ferro-carbonatitos (compostos de carbonatos ricos em ferro) e natro-carbonatitos (formados por carbonatos de cálcio-potássio e sódio). À exceção dos natrocarbonatitos — que até o momento ainda carecem de melhor entendimento quanto à ocorrência para aparelhos vulcânicos outros que os de Oldoinio Lengai —, a literatura consagra uma seqüência evolutiva iniciada com os sovitos, passando a seguir pelos carbonatitos dolomíticos e terminando com os ferrocarbonatitos.

Por outro lado, não foi considerado pela IUGS um tipo muito freqüente e citado em grande número de ocorrências (Kovdor, Magnet Cove, Mountain Pass, Oka etc.), o carbonatito calcítico tardio, como definido por Kapustin (1980). De composição calcítica, porém, contendo minerais de TR e Ba, fluorita e óxidos de ferro (hematita e goethita), cristaliza-se após aqueles mencionados acima. Ainda segundo esse autor, os carbonatitos dolomíticos e os calcíticos tardios pertencem a diferentes estádios de cristalização embora sejam agrupados como carbonatitos tardios no conjunto.

3.9.1. Carbonatitos soviéticos

Os sovitos constituem cerca de 90 a 95% do total de carbonatitos amostrados em Anitápolis. Formam corpos de diferentes possanças, desde centimétricos até 20 m de espessura aparente (F 31A), encaixados, ao longo de planos de fraturamento, em todos os tipos petrográficos conhecidos.

São rochas de cor branca e cinzenta, às vezes com tonalidades esverdeadas, granulação média a grossa, onde se observa à vista desarmada a presença de cristais de olivina (total ou parcialmente alterada), magnetita, pirita, pirrotita, apatita e flogopita, que se dispõem em manchas ou camadas disruptas, milimétricas a centimétricas, alternadas com material formado quase que exclusivamente de calcita, indicando provável estrutura de fluxo. Estas manchas ou camadas mostram algumas vezes a ocorrência de serpentina e/ou anfibólios junto às suas bordas. Em raras amostras, quando a quantidade de silicatos, apatita e opacos diminui, esses podem se apresentar dissemina-

dos nos carbonatos. Níveis de sulfetos, pirita e/ou pirrotita, são reconhecidos em alguns sovitos, enquanto que apatita pode se dispor paralelamente ao contato com as rochas encaixantes.

Reações de contato com as encaixantes podem ser de vários tipos, desde cristalização de magnetita com 0,5 cm de tamanho, brechação, faixas alternadas de minerais neoformados ou cristalização generalizada de mica. As reações mais freqüentes são descritas no final desta secção.

Ao microscópio, observa-se que os sovitos possuem textura granular xenomórfica onde o carbonato romboédrico, fase mais abundante, encontra-se reunido sob a forma de mosaicos poligonais. Os demais minerais — apatita, opacos, mica e olivina — cristalizam-se como grãos subidiomórficos a xenomórficos, formando bolsões ou camadas, o que confere certa orientação às amostras; esta feição é, em raros casos, acompanhada pela disposição dos grãos de carbonato. A apatita, segundo constituinte em abundância, forma também agregados pavimentosos na quase totalidade dos sovitos.

Outros minerais presentes são pirocloro, baddeleyita e os resultantes da alteração de olivina, ou seja, anfibólios, serpentina, clorita, titanoclinohumita, argilo-minerais e alguma mica (Tabela 9). As bandas ou camadas referidas acima alcançam algumas vezes dimensões centimétricas e têm na amostra 36-46,4 o seu melhor exemplo, onde é possível constatar-se uma menor quantidade de carbonatos em detrimento dos demais minerais.

Os carbonatos xenomórficos apresentam-se sempre geminados e constituem grãos variando em tamanho de 0,1 a 3,0 mm, com o valor mais freqüente em torno de 1,0 mm. As análises por microsonda eletrônica revelam que o carbonato dos sovitos é calcita com teores de MgO compreendidos entre 0,34 e 1,74%. De ocorrência generalizada cristalizam-se como faixas de agregados poligonais e como matriz das camadas mais ricas em outros minerais. De gênese mais tardia que a apatita, olivina, mica, opacos e baddeleyita, contêm, geralmente, esses componentes como inclusões, ainda que em proporções reduzidas.

A apatita, segundo mineral em abundância, ocorre como agregados poligonais, quando formando bolsões ou camadas, ou

Tabela 9 - Composição moral dos carbonatitos.

Amostras	CO ₃	Ap	Mi	Ol	Op	Anf	Ser	Hum	Arg	Clo	Qz	Alst	Ancy	Zeo	Bad	Pi	Sf	Hum	Ca-ap
1-23,3	92,5	6,2	0,9							0,4									
16A-50,5	89,3	4,0	1,5	0,3	4,0	0,4	0,3	0,2								tr			
20-71,8	93,5	3,2	0,8		0,1						1,3			1,1	tr				tr
31A-88,5	67,2	11,1	1,0	0,6	15,4		4,8								tr				
36-46,4 ⁽¹⁾	33,3	26,4	1,2	20,0	18,0		1,0	0,1							tr	tr			
39-46,8	66,4	27,4	1,2		4,5	0,4		tr							0,1				
39-83,6 ⁽²⁾	40,1		0,5								35,5		20,0					3,9	
40-86,8	83,4	5,3	0,3		1,6	0,3			7,9	1,0					0,2				tr
49-82,0	81,3				1,3				8,8			8,5				tr	tr		
54-34,6	95,4								1,3		0,7	2,4					0,3		
56-54,7	63,8	19,2	6,7	10,5	0,4	0,1									02				

(1) Bandas ricas em apatita, olivina e opacos dos sovitos

(2) Ancyrita + carbonatos romboédricos, perfazem 60,1% da rocha.

disseminada nos carbonatos; neste último caso, os grãos dispõem-se alongados segundo o eixo c, obedecendo a mesma orientação das camadas. Os cristais são xenomórficos a subidiomórficos com o tamanho compreendido entre 0,1 e 3,0 mm, predominando os valores em torno de 0,7 mm. Inclusões são comuns em algumas amostras; em geral mostram-se alongadas segundo c, sendo as fluidas mais abundantes que as de carbonato e de olivina. A cristalização da apatita parece ser concomitante à da olivina e anterior à da magnetita e carbonatos, que a incluem. Carbonatos estão também presentes em fraturas ou corroendo as bordas dos cristais de apatita. Outra variedade de apatita presente é a carbonato-apatita que aparece como mineral traço em duas das amostras investigadas. Distingue-se facilmente da apatita comum pelos maiores valores da birrefringência e modo de ocorrência, formando capas em torno daquela fase quando ela ocorre disseminada nos carbonatos.

Os opacos acham-se presentes em quantidades significativas na grande maioria das amostras e representados por magnetita e, de modo subordinado, por pirrotita.

A magnetita cristaliza-se como grãos subidiomórficos, a xenomórficos com tamanho compreendido entre 0,5 mm a 1,5 cm e tendo valores de 1,5 mm como os mais freqüentes; via de regra ocorre nas camadas ricas em apatita e, em menor quantidade, disseminada nos carbonatos. Contém inclusões de apatita, olivina alterada, mica, carbonatos, pirocloro e anfibólios, que se localizam preferencialmente nas bordas dos grãos, conferindo, para algumas amostras, caráter poiquilítico, ao mineral. Mais raramente mostra-se fraturada, com carbonatos depositados ao longo das zonas de quebra.

Pirrotita é reconhecida em menor número de casos cristalizando-se como grãos xenomórficos com dimensões variáveis de 1,0 a 3,5 mm, com predomínio de valores em torno de 2,0 mm. Ocorre disseminada nos carbonatos e, em menor proporção, como cordões parcialmente orientados que envolvem os demais minerais. A sua formação se dá posteriormente à da magnetita, ocupando em geral as fraturas deste mineral.

A olivina nos carbonatitos está concentrada nas camadas ricas em apatita e opacos e, subordinadamente disseminada nos

carbonatos onde os grãos podem mostrar certa orientação (Fotomicrografia 16). A composição química da olivina determinada por microsonda eletrônica mostra variações muito pequenas, compreendidas no intervalo $Fe_{90,7}-Fe_{91,6}$. Os grãos variam de 0,1 a 7,0 mm, sendo mais comuns valores da ordem de 1,5 mm; mostram-se subidiomórficos a xenomórficos, com maior idiomorfismo reconhecido quando o mineral se acha incipientemente alterado. Os produtos de transformação incluem serpentina — associada a opacos, de granularidade fina, que se desenvolvem nas bordas e fraturas dos cristais de olivina — e, menores quantidades de tetraferroflogopita, titanoclinohumita, anfíbios e uma argila esverdeada de birrefringência elevada. Tetraferroflogopita e titanoclinohumita tendem a se localizar nas bordas dos grãos do mineral original, enquanto que a última se forma no contato olivina/opacos (Fotomicrografia 17). De cristalização inicial, a olivina apresenta-se em geral livre de inclusões, sendo também as fluidas de ocorrência rara; num único caso (36-60,7) apatita foi encontrada no seu interior.

A mica, flogopita, está relacionada às áreas de maior concentração de apatita, embora também ocorra entre os grãos de carbonato ou como produto de alteração da olivina. A quantidade é aproximadamente constante, em torno de 1%, à exceção de um caso onde chega a alcançar 6,7% da rocha. Forma lamelas medindo de 0,05 a 2,0 mm, sendo 0,4 mm o valor mais freqüente.

Na grande maioria dos casos dois tipos de mineral são identificados. Um com pleocroísmo verde claro (em Z = Y) a amarelo levemente alaranjado (em X) e lamelas tendendo a idiomorfismo; um segundo tipo, geralmente com caráter xenomórfico, exibindo pleocroísmo inverso de amarelo-alaranjado (em Z = Y) a laranja-avermelhado (em X), e ocorrência ao redor do primeiro. Denominado de tetraferroflogopita, o segundo é também encontrado em torno dos opacos e como produto de alteração da olivina; via de regra apresenta-se zonado, com as cores variando de laranja a vermelho (em X). As bordas dos grãos de tetraferroflogopita podem estar cloritizadas adquirindo tonalidades verde esmeralda. Em menor número de amostras é o comportamento da mica é diferente, achando-se representada somente por tetraferroflogopita, com maior desenvolvimento ao longo do eixo c, ou pela fase de pleocroísmo verde claro a amarelo. Já em

0,7 mm

Fotomicrografia 16 - Olivina parcialmente alterada, apatita e magnetita xenomórficas entre grãos de carbonato em sovito. Pol. 70°.

0,3 mm

Fotomicrografia 17 - Cristal de olivina parcialmente alterada a argila, tetraferroflogopita (vermelha) e titanoclinohumita (amarela) em sovito. Apatita e flogopita (com coroa de tetraferroflogopita) parcialmente englobadas pela magnetita. Carbonatos disseminados. Pol. //.

outras, pode existir inicialmente uma flogopita xenomórfica, com exsolução de opacos ao longo dos planos de clivagem, pleocroísmo marrom escuro a amarelo, e que se mostra cristalizada na porção central das lamelas, com tetraferroflogopita ocupando as bordas. Entre essas duas flogopitas ocorre uma terceira, com pleocroísmo verde claro em ($Y = Z$) e amarelo-alaranjado a laranja (em X), parecendo resultar da reação entre os dois tipos anteriores; esta exhibe zoneamento, estando as partes mais alaranjadas situadas próximas ao contato com a tetraferroflogopita.

Os anfibólios quando presentes, ocorrem em pequenas concentrações formando-se sempre a partir da olivina e em associação com os seus demais produtos de alteração, inclusive a tetraferroflogopita. Cristalizam-se como pequenos grãos aciculares ou prismáticos alongados, ângulos máximos de extinção ($Z - c$) variáveis de 20 a 40°, birrefringência em torno de 0,020 e dimensões compreendidas entre 0,1 a 1,5 mm. Essas características ópticas apontam para richterita que pode aparecer também como cristais isolados, na forma de franjas ao redor da olivina, ou ainda, como feixes, que, em alguns casos, podem se apresentar dobrados. Nos casos em que a olivina original se mostra destruída os anfibólios acham-se disseminados nas camadas de apatita ou nos carbonatos.

A baddeleyita está presente como mineral traço, associado às camadas de apatita, formando cristais idiomórficos, geminados, e por vezes reunidos em agregados. A granularidade varia de 0,01 a 0,5 mm, com 0,1 mm como o valor mais freqüente. De cristalização inicial, pode ser encontrada incluída parcialmente na apatita, como também nas fases tardias como carbonatos e mica.

Pirocloro é encontrado como mineral traço em algumas amostras. Naquelas contendo maior quantidade de olivina, ele possui forma dodecaédrica, cor marrom-avermelhada, tamanho dos grãos em torno de 0,05 mm e acha-se incluído em magnetita titanoclinohumita e carbonatos. Nas demais forma cristais xenomórficos de cor vermelha medindo cerca de 0,3 mm, em geral incluídos nos carbonatos. Análises semi-quantitativas realizadas por EDS indicam que, do ponto de vista composicional, não existem diferenças significativas entre os cristais de pirocloro dos

sovitos e aqueles dos foscoritos.

3.9.2. Carbonatitos tardios

Acham-se aqui agrupados carbonatitos contendo tanto dolomita quanto calcita, como também carbonatos romboédricos associados a outros minerais (alstonita, ancylita, quartzo e zeolitas), e que mostram gênese posterior à dos sovitos acima.

Os carbonatitos tardios possuem cor predominantemente caramelo, embora em algumas amostras ela se mostra esbranquiçada. É comum o desenvolvimento de argilo-minerais contornando os grãos de carbonatos romboédricos, bem como a presença de magnetita, pirita, galena, quartzo, além de material escuro muito fino e brilho não metálico (óxido hidratado de ferro?).

As amostras são em geral maciças, conquanto variedades bandadas possam também ocorrer. As maciças possuem granulação média a grossa, onde se destacam prontamente os carbonatos em meio às argilas e aos demais minerais. As amostras bandadas têm granularidade fina e o bandamento é marcado por diferentes tonalidades, correspondendo a faixas milimétricas a centimétricas de cor caramelo alternadas com outras de coloração branca. Nas bandas caramelo observam-se grãos maiores de calcita, enquanto que quartzo é o constituinte principal das esbranquiçadas de certas amostras, onde em menor quantidade cristaliza-se um mineral vermelho escuro não identificado a olho nu.

Apesar da heterogeneidade verificada na macroscopia, os veios de carbonatitos tardios têm pequena representatividade em Anitápolis, ocorrendo somente em alguns furos (F 14, 20, 21, 35, 49 e 54) localizados na parte central do maciço e encaixados em nefelina sienitos, ijolitos e biotititos. A possança desses corpos é pequena, na faixa de 1 m de espessura aparente, não sendo contudo raros valores da ordem de 0,2 m (p.e. 39-83,6). Como exceção ao quadro cite-se a espessura do furo 49, onde este tipo de carbonatito se constitui no testemunho de sondagem por uma distância de 100 m, representando provavelmente um veio aproximadamente vertical.

Ao microscópio, nota-se que as amostras exibem textura

granular xenomórfica, hipidiomórfica a porfirítica e coloforme. Nos casos de textura xenomórfica, a rocha consiste de grãos de carbonato (calcita ou dolomita), com quartzo, argilo-minerais e opacos. Na textura hipidiomórfica e porfirítica as amostras são formadas de cristais idiomórficos de dolomita dispersos em uma matriz de carbonatos xenomórficos, alstonita, argilo-minerais, óxidos hidratados de ferro, quartzo e zeolitas. Em um único caso (39-83,6), constatou-se a presença de textura coloforme, originada pela alternância de bandas milimétricas ricas em quartzo com bandas ricas em carbonatos (Fotomicrografia 18). Os carbonatos romboédricos acham-se representados por calcita e dolomita.

A dolomita presente nos carbonatitos não contendo quartzo (F 49) forma romboédros perfeitos, com os grãos compreendidos entre 0,1 a 5,0 mm, predominando os valores em torno de 0,7 mm; inclusões estão ausentes e reconhece-se com frequência a presença de óxidos hidratados de ferro ao longo das clivagens. As análises por microsonda revelam que a dolomita apresenta teores de FeO em torno de 5% e de MnO em 2%. Entre os cristais de dolomita ocorrem argilo-minerais e alstonita.

Nas amostras com quartzo associado observam-se duas gerações de carbonatos. A primeira, de caráter idiomórfico a subidiomórfico, exibe forte grau de dissolução, com a cristalização de um outro carbonato entre os seus planos de clivagem e o preenchimento dos espaços por quartzo. Esses cristais possuem tamanho variável de 1,5 a 8,0 mm, com 2,0 mm como valor médio. A segunda geração é de menor granularidade, com média de 0,3 mm, xenomórfica e às vezes radiada, dispondo-se como franjas em torno dos carbonatos de primeira geração. Quando essa massa de carbonatos de segunda geração aumenta em quantidade, o arranjo poligonal dos grãos dá origem a uma textura granular xenomórfica. Tanto nos carbonatos de primeira como de segunda geração a composição é calcítica com valores extremamente baixos de MgO (0,1%). Entre os grãos de carbonato de segunda geração nota-se a formação de massa esverdeada de argilo-minerais.

A amostra 39-83,6, de forte caráter bandado, é constituída da dolomita rica em Sr associada a calcita. A primeira, de origem provavelmente anterior, não apresenta geminação e tem

0,3 mm

Fotomicrografia 18 - Textura coloforme formada pela alternância de bandas de carbonato e quartzo em carbonatito tardio; calcita ocorre como franjas no contato dolomita/quartzo; hematita aparece como grãos escuros, xenomórficos. Pol. 70°.

0,3 mm

Fotomicrografia 19 - Ancyllita subidiomórfica entre grãos xenomórficos de quartzo em carbonatito tardio. No canto inferior direito, ancyllita mostra uma menor granularidade e aspecto dendrítico. Hematita entre carbonatos. Pol. 70°.

grãos medindo em média 0,3 mm, em geral circundados por franjas de um carbonato de segunda geração de composição calcítica (Fotomicrografia 18).

Quartzo aparece em grande número de amostras, com a sua concentração modal variando de 0,7 a 35,5% da rocha. Cristaliza-se entre os grãos de carbonato de segunda geração na forma de bandas, ou então, como preenchimento de espaços de dissolução. Ocorre nas variedades micro e criptocristalina, podendo, em alguns casos, chegar até 0,5 mm de tamanho. Os grãos são comumente xenomórficos com extinção ondulante e contêm inclusões de carbonatos, carbonato-apatita, hematita e ancylita; inclusões fluidas são freqüentes, dispondo-se de modo não orientado.

Ancylita (carbonato hidratado de Ca, Sr e Ba e terras raras) foi identificada somente em uma das numerosas amostras estudadas (39-83,6). O mineral cristaliza-se como grãos incolores a verde pálido, de dimensão compreendidos entre 0,05 e 0,4 mm. Os menores, xenomórficos, de aspecto dendrítico, contêm grande quantidade de hematita nas bordas; os maiores são em geral mais límpidos que os anteriores e ocorrem como grãos subidiomórficos a idiomórficos (Fotomicrografia 19). A sua identificação foi feita primeiramente com base nas propriedades ópticas (J.M.V. Coutinho, comunicação pessoal) — $2V(-)$ em torno de 70° , $N_z = 1,72$ e $N_x = 1,71(?)$, com valor da birrefringência obtida (0,030) inferior àquela indicada na literatura ($N_z - N_x = 0,110$) — e, depois, confirmada pelos espectros de EDS, onde se constata a presença dos picos correspondentes aos elementos Ca, Sr e Ba, além das terras raras La e Ce (Fig. 6). Espectros ligeiramente diferentes são fornecidos pelos grãos menores que contêm certa quantidade de ferro (Fig. 7). Kapustin (1980) propõe que a fórmula da ancylita seja resumida como $(Ca, Sr, Ba)_{1,00} TR_{1,00} (CO_3)_{2,00} (OH)_{1,00} \cdot 1H_2O$, embora admita que algumas variedades possam apresentar até 2,30% de Fe_2O_3 na composição, como, por exemplo, ocorre com uma amostra do maciço de Sallanlatva, URSS. Para esse autor, a presença de ancylita é típica de carbonatitos tardios pobres em flúor, ocorrendo associada a outros minerais com Sr e Ba e na ausência de flúor-carbonatos de TR. A elevada quantidade de ancylita (20%) (Tabela 9) obtida na contagem de pontos é pas-

Fig. 6 - Gráfico de análise química por EDS em cristal de ancyllita.

Fig. 7 - Gráfico de análise química por EDS em cristal de Fe-ancylita.

sível de questionamento face à granulação fina do material e ao caráter bandado da amostra. Aplicando-se cálculos normativos que tomam por base a quantidade de TR expressa na análise química, chega-se ao valor de 4,0% para o mineral em questão.

Alstonita (carbonato de Ca, Sr e Ba) está presente em algumas amostras em quantidades modais variando de 2,4 a 8,5% da rocha (Tabela 9). Cristaliza-se como pirâmides hexagonais, de 0,1 a 2,0 mm em tamanho, possui birrefringência levemente mais baixa que os carbonatos romboédricos e caráter biaxial negativo de baixo ângulo. Ocorre nas fraturas ou entre os grãos de carbonatos romboédricos, podendo em alguns casos, quando a granularidade aumenta exibir características xenomórficas e englobar, parcialmente, a dolomita (Fotomicrografia 20). Kapustin (1980) descreve a alstonita encontrada no maciço de Vuoriyarvi, URSS, como uma fase típica de carbonatitos dolomíticos e calcíticos ricos em Mn relacionados ao estágio final de formação dos veios hidrotermais e ligada a outros carbonatos de Ba e Sr. Em Anitápolis, o mineral é reconhecido em amostras que contêm a associação quartzo-calcita, de gênese mais tardia, bem como naquelas em que dolomita é o principal carbonato (F 49) e, portanto, menos evoluídos.

Rodrigues (1985) cita a presença nas amostras do furo 49 de kutnohorita, uma variedade manganesífera de carbonato, bem como de baritocalcita associada à alstonita, sendo ambas identificadas por difração de raios X. No presente trabalho essas fases não foram identificadas, cabendo, no entanto, ressaltar a grande dificuldade para a distinção, por meios ópticos, entre calcita e baritocalcita, visto que esses dois minerais mostram semelhança quanto à clivagem e valores de birrefringência, diferindo levemente no tocante aos valores de $2V(-)$ 15° para a baritocalcita.

Análises por EDS (Fig. 8) atestam a composição química da alstonita como próximas à da fórmula proposta por Kapustin (1980): $\text{Ca}_{1,00} \text{Sr}_{0,1} \text{Ba}_{0,9} (\text{CO})_{32,00}$. Análises feitas por microsonda revelaram teores menores de MgO, FeO e MnO (totalizando quase 1%) e concentrações de BaO (49,5%) e SrO (5,0%), condizentes com o proposto por aquele autor. Considerando-se a composição química da alstonita, o conteúdo normativo desse mi

0,3 mm

Fotomicrografia 20 - Alstonita entre cristais romboédricos de dolomita em carbonatito tardio; menor quantidade de argilo-mineral aparece no lado superior esquerdo. Pol. 70°.

0,1 mm

Fotomicrografia 21 - Cristais escuros de fersmita em meio a massa argilosa em carbonatito tardio; menores quantidades de carbonatos aparecem principalmente no lado superior esquerdo. Pol. //.

Fig. 8 - Gráfico de análise química por EDS em cristal de alstonita.

neral na amostra 49-82, aponta para valores em torno de 13%, enquanto que, por contagem modal, obteve-se 8,5%; esta leve diferença é esperada em função de métodos que envolvem quantidades diferentes de material e indica, por outro lado, uma distribuição aproximadamente homogênea.

A apatita está presente em poucas amostras, aparecendo sempre associada a carbonato-apatita. O mineral é xenomórfico, com grãos ao redor de 0,4 mm, formando camadas juntamente com tetraferroflogopita; apresenta raras inclusões de carbonato e, quando de ocorrência disseminada na rocha, mostra-se arredondada, corroída ou transformada em carbonato-apatita. Esta ocorre em meio aos carbonatos de segunda geração e aos argilo-minerais.

Os opacos formam-se em meio aos argilo-minerais e estão por vezes presentes em apreciáveis quantidades na forma de grãos xenomórficos medindo em média 0,7 mm e mostram-se ocasionalmente fraturados com carbonatos depositados ao longo dos planos de fraturamento. Hematita foi reconhecida somente em uma amostra (39-83,6), como cristais xenomórficos, de 0,01 a 0,1 mm de tamanho, incluídos no quartzo ou concentrados nas bordas de grãos de carbonatos e de ancylita com ferro. Esfalerita aparece na forma de grãos subidiomórficos, de cor marrom, alta birrefringência, tamanho médio de 0,3 mm e incluídos nos carbonatos. Baddeleyita foi identificada em algumas lâminas, sempre em proporções diminutas, na forma de grãos incluídos nos carbonatos; de acordo com Kapustin (1980) sua escassez é esperada neste tipo de carbonatito.

O "pirocloro" comum nos carbonatitos tardios difere daquele existente nos foscoritos e sovitos apresentando-se como grãos subidiomórficos a idiomórficos de hábito octaédrico, cor branca a caramelo e tamanho compreendido entre 0,1 e 1,0 mm; ocorre nas amostras de caráter dolomítico, sem quartzo associado e cristalizando em meio à massa argilosa (Fotomicrografia 21). Os cristais são algumas vezes zonados com bordas esbranquiçadas e de menor birrefringência. Análises por EDS (Fig. 9) indicam que a parte central dos grãos consiste, em realidade, de fersmita (CaNbO_6), com algum Ti e Na; já as bordas possuem composição quase idêntica, porém, com leve enriquecimento em Sr. Segundo Kapustin (1980), pirocloro é instá-

Fig. 9 - Gráfico de análise química por EDS em cristal de fersmita.

vel nos carbonatitos tardios, sendo substituído por bordas ou pseudomorfos de fersmita.

Mica forma cristais zonados com a parte central de coloração verde claro e as bordas consistindo de tetraferroflogopita, ou então, como um único cristal, de 0,2 mm de tamanho e, pleocroísmo castanho a laranja; neste caso contém quartzo cristalizado nas suas fraturas e exibe leve cloritização nas bordas.

Os argilo-minerais cristalizam-se entre os grãos de carbonatos, pirocloro e opacos, englobando-os total ou parcialmente. Apresentam cores variáveis de verde a marrom amarelo e birrefringência aproximada de 0,03. Zeolitas são também de ocorrência rara, apresentando-se como cristais idiomórficos de 0,5 mm de tamanho, dispostos entre os grãos de carbonatos e associados ao quartzo.

Os carbonatitos aqui enquadrados como tardios podem ser subdivididos em duas categorias: a primeira composta de dolomita, sem quartzo e contendo alstonita em quantidades significativas; a segunda, com quartzo e/ou zeolitas, além da presença de minerais de TR (ancylita) e hematita. Heinrich (1966) propõe que, para a ocorrência de Ravalli County, Montana, EUA, os carbonatitos poderiam ser dividido em cinco estádios: silicático, nióbio-TR, carbonático, sulfeto e ancylita. A fase denominada de ancylita, correspondendo à última a se cristalizar, estaria relacionada com hematita, bastnaesita, fersmita e quartzo.

Por outro lado, Kapustin (1980) separa os carbonatitos tardios em diversos estádios: calcíticos (I), dolomítico-anqueríticos (II e III) e calcíticos tardios (IV). Para esse autor, alstonita e fersmita guardariam relação com os estádios I e II, enquanto que ancylita, quartzo e hematita existiriam nos carbonatitos das fases III e IV.

De acordo com o exposto acima, pode-se inferir que os carbonatitos presentes em Anitápolis estariam representados pelas várias fases carbonatíticas: sovitos, que se constituem no tipo dominante, passando, a dolomíticos e, por último, aos tardios, trazendo minerais de TR, hematita e quartzo.

3.9.3. Reações de contato com as rochas encaixantes

Conforme comentado anteriormente é possível verificar que os carbonatitos são responsáveis por modificações mineralógicas ocorridas junto às rochas encaixantes, como: a cristalização de grandes cristais (0,5 cm) de magnetita com pirita associada; a brechiação dessas rochas com o desenvolvimento de lamelas submilimétricas de flogopita vermelha associada a menor quantidade de carbonato; a alternância de minerais neoformados em faixas de reação; o amplo desenvolvimento de mica de granularidade média a grossa, originado zonas com mais que 75% desse mineral na composição normativa e denominadas de faixas glimmeríticas. Os dois primeiros casos representam efeitos de caráter mais localizado, enquanto que os dois últimos merecem destaque especial devido à sua maior ocorrência e ao fato de formarem zonas mais espessas, embora não mapeáveis.

Bandas de minerais neoformados

Os veios de carbonatito cortando alguns tipos de rochas (p.e., nefelina sienito, 56-62,6) provocam modificações mineralógicas semelhantes às verificadas no complexo de Jacupiranga, nas faixas de reação entre carbonatitos e jacupiranguitos, por Morbidelli *et al.* (1986). Mais junto ao nefelina sienito, tem-se a formação de uma faixa com predomínio de anfibólios, depois uma em que flogopita é o mineral principal e, mais distante do material silicático, uma terceira rica em olivina.

A faixa rica em anfibólios, em contato direto com a rocha sienítica fresca, mede cerca de 3,0 mm de espessura e contém, além desse mineral, flogopita, apatita e opacos. Os anfibólios, que começam a se cristalizar em continuidade óptica com os piroxênios do nefelina sienito, exibem tonalidade verde claro com leve pleocroísmo, cores anômalas de interferência relevo baixo e hábito em pluma. A flogopita, segunda fase em importância, forma-se em torno dos agregados de anfibólio ou no contato com os opacos, sempre com granularidade muito fina. O pleocroísmo mostra-se quase sempre amarelo pálido (em Z) a bege (em X); nas bordas, os grãos adquirem tons alaranjados que se tornam mais fortes quando o mineral se dispõe ao redor

dos opacos. Os grãos de apatita da rocha silicática guardam também continuidade com os neoformados, em geral mais fraturados, indicando que a faixa de anfibólitos se desenvolve ocupando o lugar do nefelina sienito original.

A zona rica em flogopita, que também contém anfibólitos e opacos, apresenta a mesma espessura (3,0 mm) e acha-se intercalada com venulações submilimétricas de carbonatos. A flogopita, na forma de agregados, é também de granularidade fina, porém, com reversão pelocrônica mais nítida, principalmente nas bordas dos grãos, mostrando cor laranja em X. Os anfibólitos eventualmente presentes podem ocorrer intercrescidos com a flogopita, à semelhança do observado para a faixa anterior, ou com hábito acicular cortando os agregados de material micáceo; possuem ângulos de extinção em torno de 20° (Z c), birrefringência ao redor de 0,015 e incolores, tratando-se provavelmente de richterita. Já os opacos são idiomórficos, de hábito octaédrico indicando tratar-se de magnetita.

A zona rica em olivina acha-se em contato com o veio de carbonatito, porém, não se mostra tão delimitada quanto as anteriores, ocorrendo como porções de 1,0 mm de espessura, ricas em olivina e com menores quantidades de flogopita e apatita. Os grãos de olivina estão quase sempre alterados a serpentina, em textura "mesh", com uma leve coloração marrom-amarelada, opacos cristalizam-se como filmes nas fraturas de antigos grãos. Flogopita, também proveniente da alteração daquela fase, exibe leve pleocroísmo alaranjado. Apatita, na forma de grãos medindo 0,3 mm, cristaliza-se entre os grãos de olivina.

Zonas glimmeríticas

São zonas onde a mica, de granularidade média a grossa, é o principal mineral, achando-se desenvolvida em diferentes tipos de material encaixante aos carbonatitos soviéticos. Essas zonas podem se formar a partir de piroxenitos, que é o exemplo clássico de transformação (Gittins et al., 1975), ou se originar de material mais leucocrático, como descrito por Vartiainen e Wooley (1976) para o maciço de Sokli, na Finlândia. Junto às encaixantes mais subsaturadas tendem a adquirir maio-

res espessuras (ao redor de 1,0 m), enquanto que nas mais leucocráticas formam faixas centimétricas atingindo aproximadamente 0,20 m de espessura. Duas amostras foram estudadas em associação com esse tipo de alteração: uma proveniente de encaixante com composição de magnetita-biotita piroxenito (1-23,3) e outra relacionada a rocha mesocrática de borda (4-27,3) (Tabela 10).

Tabela 10: Composição modal de glimmeritos

Amostras	Mi	Ap	FK	Anf	Ca	Px	Op	Classificação
1-23,3	93,1	2,3			3,4		1,2	Glimmerito
4-27,3	78,5	4,8	9,2	4,7	0,1	2,7		Feldspato glimmerito

Os glimeritos exibem textura granular hipautomórfica dada pela presença de lamelas subidiomórficas de mica, cristalizando-se entre os demais minerais (Fotomicrografia 22).

A mica possui dimensões compreendidas entre 0,5 e 5,0 mm, com 3,0 mm como o valor mais freqüente, e pleocroísmo variável de castanho escuro (em Y = Z) a laranja e amarelo alaranjado (em X). Na amostra 1-23,3, pode-se observar zoneamento óptico com tonalidades mais claras distribuídas de modo não regular dentro do grão; no contato com o carbonatito o zoneamento torna-se mais regular e nítido, com mica bege (em Z = Y) a amarelo levemente alaranjado (em Y), passando para uma tetrafer-riflogopita com diferentes tonalidades de cor (Fotomicrografia 23). As lamelas de mica contêm inclusões de apatita, opacos, carbonatos, feldspatos e piroxênios parcialmente alterados a anfibólios, dependendo da rocha sobre a qual se desenvolve.

A apatita mostra características ópticas idênticas às da rocha sem alteração, dispondo-se, porém, na amostra 1-23,2 de forma alinhada ao contato com o carbonatito.

Os feldspatos, presentes nas variedades mais leucocráticas, acham-se transformados em argilo-minerais, sericita e carbonatos, adquirindo aspecto turvo principalmente na parte central dos grãos; as demais características ópticas do mineral, como estruturas de exsolução e inclusões, permanecem inal-

1,5 mm

Fotomicrografia 22 - Lamelas de mica entre cristais de apatita, piroxênio e opacos em glimmerito. Substituição parcial do piroxênio por anfibólio aparece no canto inferior esquerdo. Pol. 70°.

0,3 mm

Fotomicrografia 23 - Variações na coloração da mica em rocha glimmerítica. Mica castanho escuro envolvida por tetraferroflogopita em diferentes tonalidades de vermelho (em X); no contato com o carbonato ocorre mica de cor bege (porção inferior da foto). Menor quantidade de apatita entre grãos de carbonato. Pol. //.

teradas.

Os anfibólios, que se desenvolvem sobre os piroxênios, são idiomórficos a subidiomórficos, tamanho médio de 1,0 mm, pleocroísmo verde claro a amarelo-esverdeado, extinção aproximadamente reta e birrefringência em torno de 0,030, sendo representados, possivelmente, por richterita.

O carbonato é calcita e ocorre como grãos xenomórficos germinados, medindo cerca de 0,3 mm, cristalizados entre as lamelas de mica.

Os opacos formam grãos subidiomórficos a xenomórficos, com as bordas levemente alteradas a uma massa verde, de granularidade fina e birrefringência alta. Estão associados às zonas de maior concentração de carbonatos e, na amostra 1-23,3, tendem a ocorrer mais concentrados na interface carbonatito/glimmerito.

3.10. Fonolitos

Grande número de diques de rochas mostrando caráter alcalino e espessura centrimétrica a decimétrica, é encontrado a distâncias inferiores a 7 km do centro do maciço de Anitápolis, dentro de faixa de direção aproximadamente N-S (Scheibe e Furtado, 1988).

Entretanto, no presente estudo, foram abordados aqueles diques que ocorrem a distâncias menores que 500 m e situadas ao longo da estrada São Paulo dos Pinhais-Alto Pinheiros. Eles formam corpos com espessuras compreendidas entre 30 cm e 3,0 m e acham-se encaixados em rochas granitóides segundo atitudes variadas. Possuem cor verde escuro e granulação fina, ressaltando-se a presença de fenocristais idiomórficos de nefelina, de piroxênio e em menor quantidade de feldspato.

Ao microscópio, confirma-se a textura porfirítica dessas rochas, sendo reconhecidos os minerais acima, além de apatita, opacos, mica e titanita como membros da matriz (Tabela 11). Esta apresenta textura tinguáitica caracterizada por abundantes acículas de piroxênio dispostas aleatoriamente em um material leucocrático consistindo de nefelina, feldspatos e zeo-

Tabela 11 - Composição modal de fonolitos.

Amostras	Pi	Ne	FK	Ap	Mi	Ti	Op	Matriz	Classificação
1	8,3	17,0	6,1	0,9	2,1	0,2	0,2	65,2	Fonolito porfirítico
2	12,4	10,7		0,9		1,4	0,8	73,8*	Fonolito porfirítico
4-1	13,9	13,8		2,1	1,0		0,1	69,1	Fonolito porfirítico
4-2	16,2	17,0	2,5	1,8	0,8			75,6	Fonolito porfirítico

*Inclui cerca de 5% de melanita.

litas; subordinadamente, mica e melanita podem estar presentes na matriz (Fotomicrografia 24). Nesses diques foram encontrados xenólitos milimétricos de rochas do maciço descritas como apatita ijolitos e apatita-biotita piroxenitos. Veios e cavidades miarolíticas acham-se preenchidos por zeólitas.

Piroxênios constituem o fenocristal mais abundante, ocorrendo como prismas idiomórficos a subidiomórficos, com geminação (100), cor verde claro e tamanho compreendido entre 0,1 e 3,0 mm, com o valor de 0,7 mm como o mais freqüente. Mostram zoneamento concêntrico, acompanhando a forma externa do mineral, com as bordas de tonalidades mais claras e maiores ângulos de extinção, revelando que as porções centrais mostram composições augíticas e as bordas de egirina augitas; zoneamento oscilatório aparece em algumas amostras, enquanto setorial é raro. Franjas de 0,02 mm de egirina, com pleocroísmo verde oliva e marrom, estão presentes nos fenocristais dispersos na matriz; quando incluídos em outras fases minerais essa feição acha-se ausente. Os piroxênios representam um dos primeiros minerais a se cristalizar contendo somente inclusões de apatita; por outro lado, são incluídos nos fenocristais mais tardios de mica, nefelina e feldspatos.

Nefelina está presente como fenocristal, apresentando tanto contornos hexagonais como retangulares, a sua granularidade é variável, passando de 0,1 a 4,0 mm, com predomínio de valores em torno de 0,7 mm. Contém inclusões de piroxênio, biotita, opacos, apatita e titanita e acha-se incluída nos felds-

0,1 mm

Fotomicrografia 24 - Fonolito com microfenocristais idiomórficos de salita em meio a uma matriz formada por acículas de egirina, melanita (dodecaédricos vermelho escuro) e material leucocrático. Pol. //.

0,3 mm

Fotomicrografia 25 - Fonolito com fenocristais de Na-salita, egirina augita e biotita em meio a uma matriz formada por acículas de egirina e material leucocrático. A biotita está parcialmente transformada a egirina (como auréola) e zeolita. Bordas egirínicas em torno dos fenocristais de piroxênios. Pol. //.

patos. Em geral encontra-se parcialmente alterada em cancrinita, zeolitas e geiseckita; o processo inicia-se pelas bordas dos grãos do mineral e, posteriormente, invade a sua parte central ao longo dos planos de clivagem.

Feldspatos potássicos ocorrem como fenocristais em metade das amostras investigadas, formando prismas alongados, idiomórficos a subidiomórficos, de tamanho compreendido entre 0,2 e 7,0 mm; geminação Carlsbad e exsolução de albita na forma de manchas são comuns. As inclusões presentes são de piroxênio, nefelina alterada, biotita, titanita e opacos; as bordas dos grãos contêm inclusões aciculares de piroxênio da matriz, que se orientam paralelamente aos contornos do mineral, indicando que o crescimento dos feldspatos continuou após o início da cristalização dos máficos da matriz. Alteração dos feldspatos é rara, resultando em argilo-minerais e zeolitas.

A apatita está presente como prismas subidiomórficos, exibindo por vezes secções hexagonais; inclusões ou fraturas são raras e o tamanho dos grãos situa-se entre 0,2 e 0,7 mm, sendo mais comuns valores da ordem de 0,5 mm.

A biotita presente como fenocristal é subidiomórfica a xenomórfica, com os grãos medindo de 0,1 a 1,2 mm e tendo 0,8 mm como o valor mais freqüente. Apresenta pleocroísmo castanho escuro (em Y = Z) a amarelo (em X). As lamelas disseminadas na matriz podem exibir bordas de tetraferroflogopita com pleocroísmo castanho escuro (em Y = Z) a laranja forte (em X); aquelas presentes como inclusão nos fenocristais não apresentam esse tipo de diferenciação, indicando, portanto, que não se trata de zoneamento composicional da mica, mas sim de uma segunda variedade cristalizada em fase posterior, coincidente com a dos minerais da matriz, e usando a primeira apenas como base para nucleação. Outra reação comum às micas castanhas disseminadas na matriz consiste na formação de auréolas constituídas de egirina em fina granularidade, cristalizando na parte interna cancrinita e/ou zeolitas (Fotomicrografia 25); em certos locais, essa reação pode levar ao desaparecimento completo da biotita restando somente zonas arredondadas densamente preenchidas pelos cristais aciculares de piroxênio. A cristalização da biotita com pleocroísmo normal ocorre após a

formação da apatita e os piroxênios, fases presentes como inclusão, e anterior aos fenocristais leucocráticos que a englobam.

A titanita ocorre como cristais idiomórficos, geminados, alcançando em média 0,15 mm, e que podem estar disseminados na matriz ou incluídos nos fenocristais leucocráticos.

Os opacos, representados por magnetita, formam grãos xenomórficos, com tamanho médio de 0,3 mm, presentes como inclusões em fenocristais ou disseminados na massa fundamental. Em geral encontram-se parcialmente alterados a óxidos hidratados de ferro e, de modo subordinado, a mica.

A matriz dos diques consistem de acículas submilimétricas de piroxênio, com extinção aproximadamente reta, associadas a uma base leucocrática formada por quantidades aproximadamente iguais de nefelina e fedspatos. Esse material acha-se parcialmente alterado em zeólitas e cancrinita. Mica pode estar presente como um componente menor da matriz na forma de cristais com pleocroísmo verde oliva a castanho (em $Y = Z$) a laranja (em X), englobando as acículas de piroxênio. Melanita, representando aproximadamente 5% da composição modal, aparece em uma única amostra como grãos romboides de cor castanho-avermelhada; análises químicas parciais efetuadas por microsonda eletrônica revelam teores de 17% de TiO_2 para esse mineral, que de acordo com Zedlitz (1933) corresponderia a variedade schorlomite, a qual se caracteriza por apresentar valores superiores a 15% para esse óxido.

CAPÍTULO 4

QUÍMICA MINERAL

Os minerais dos diversos tipos petrográficos receberam tratamento quantitativo através do equipamento de microsonda eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

As análises foram obtidas empregando-se instrumento de fabricação ARL (Applied Research Laboratories), modelo EMX-SM, equipado com três espectrômetros dispersivos e três pares de cristais (LIF/ADP, LIF/ADP e LIF/RAP), com os dados registrados em uma teletipo acoplada ao conjunto. As determinações foram efetuadas em secções delgadas polidas, cobertas com película de carbono, por meio de metalizador automático de fabricação Bendix.

As condições de instrumentação foram as seguintes: potencial de aceleração 15 kV; diâmetro do feixe eletrônico de aproximadamente 1 μ ; corrente de amostra de 0,02 a 0,03 μ A; tempo de integração nos contadores de 10 segundos. Maior tempo de integração foi empregado para a determinação dos elementos menores e traços, que, dependendo da concentração, foram analisados com 20 e 40 segundos.

A transformação de contagem para porcentagem em óxido foi feita manualmente, ponto por ponto, usando-se a seguinte equação:

$$\% \text{ Óxido do elemento} = \frac{\text{corrente do padrão}}{\text{corrente de amostra}} \times (\text{contagem am.} - \text{Bk am.}) \times f$$

$$f = \frac{\% \text{ em Óxido no padrão}}{\text{contagem do padrão} - \text{Bk padrão}}$$

onde:

am. = amostra

Bk = radiação de fundo (background)

Os valores de "background", antes de serem utilizados nas expressões acima, foram corrigidos de acordo com a corrente de amostra para um dado ponto ou leitura do padrão. Essa correção, que minimiza os efeitos do fator flutuação (drift), é de particular importância na determinação dos elementos com baixa concentração, uma vez que foi constatado um crescimento linear da radiação de fundo com o aumento da corrente de amostra.

O fator tempo morto (dead-time) foi mantido negligenciável, posto que os impulsos nos contadores situariam-se invariavelmente abaixo do limite recomendável de 5000 contagens/segundo.

Os dados analíticos foram ainda corrigidos para os fatores de absorção de massa, número atômico e fluorescência secundária com o auxílio do programa de computação BETA, de uso interno, que segue o método proposto por Bence e Albee (1968).

A exatidão (accuracy) dos resultados coligidos varia com o número atômico e com a concentração do elemento na fase investigada, estimando-se erro de 2 e de 5% para os casos mais desfavoráveis. Os valores relativos à reprodutibilidade (precision), que refletem mais as condições operacionais, estão em torno de 1%.

As determinações foram feitas em diferentes regiões dos grãos, com três leituras em cada ponto. O número de grãos, bem como o número de pontos por grão dependeu de fatores diversos: variação observada ao microscópio óptico no tocante ao teor modal do mineral na rocha, grau de alteração, aspectos texturais, cor e pleocroísmo. Uma posterior acumulação dos dados foi realizada quando o quimismo dos pontos analisados não apresentava diferença significativa.

Perfis de variação composicional foram efetuadas por meio do "step scan attachment", dispositivo que permite o deslocamento automático e constante da amostra ao longo de uma direção escolhida.

4.1. Piroxênios

Os piroxênios constituem os máficos predominantes na maior parte dos tipos petrográficos presentes no maciço de Anitápolis. As observações ópticas permitem concluir que existem mudanças composicionais quando se comparam diferentes litologias, grãos diferenciados numa mesma amostra, ou ainda, variações dentro de um único grão.

O estudo químico através de microsonda eletrônica foi feito empregando-se padrões com composição mais próxima possível da fase investigada. Assim, para os tipos mais cálcicos foram usadas: clinopiroxênio (cpx 118) para Si e Ca; augita (A-209) para Al, Ti e Mg; egirina-augita (16A) para Fe e Na; egirina-augita (17A) para Mn; baddeleyita (Palabora) para Zr. Na análise de piroxênios mais sódicos utilizou-se egirina-augita (17A) para Fe e Na. Testes esporádicos para K foram feitos recorrendo-se ao padrão hornblenda (Kakanui), com os dados fornecendo, via de regra, quantidades abaixo do limite de detecção. O número de determinações em cada amostra e mesmo em cada grão dependeu em grande parte da heterogeneidade do mineral na amostra, já que em algumas delas o zoneamento mais marcado induziu o maior número de análises, inclusive a realização de perfis cortando transversalmente os cristais.

Os cálculos das proporções teóricas de FeO e Fe_2O_3 a partir dos dados de FeO total obtidos por microsonda foram efetuados com o programa de computação SILCAL (Ulbrich e Ulbrich, 1982), que desdobra o Fe total em Fe^{2+} e Fe^{3+} de forma a manter a soma de ânions igual a 6 e a soma de cátions a mais próxima possível de 4.

As análises químicas dos piroxênios, reunindo porcentagens em óxidos e fórmula estrutural na base de 6 átomos de oxigênios, estão apresentadas na Tabela 12. Cada composição represen-

Tabela 12 - Composição química dos piroxênios de Anitápolis (FeO_T^* - ferro total calculado como FeO ; Fe^{**} - Fe^{2+} + Mn; Fe^{***} - Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn - Na).

	Magnetita-biotita piroxenitos						Piroxênio biotitito		Apatita piroxenitos				
	8-33	42-54,2		43-29		47-28	2-98,6		16A-70		27-33,2		
	T	A	B	A	B	T	A	B	A	B	A	B	C
SiO_2	51,70	52,14	51,00	50,76	51,68	51,07	52,24	52,06	51,22	51,22	51,54	51,77	51,53
TiO_2	1,14	1,33	0,92	0,89	0,58	0,84	0,38	0,39	0,22	0,27	0,29	0,40	0,55
Al_2O_3	3,01	2,59	1,76	1,80	2,00	2,55	1,15	1,05	1,14	0,90	0,64	0,37	0,31
Fe_2O_3	1,91	1,75	6,63	5,06	6,34	4,17	10,91	11,66	8,15	12,47	11,68	12,80	17,39
FeO	4,01	3,68	2,56	1,95	1,43	3,75	4,21	4,50	1,83	1,25	4,50	4,94	1,74
MnO	0,10	0,09	0,15	0,13	0,16	0,17	0,29	0,28	0,40	0,39	0,27	0,40	0,43
MgO	14,29	14,23	13,13	14,66	14,56	13,19	9,70	8,94	11,82	10,56	8,81	7,52	7,19
CaO	22,83	24,23	22,69	23,45	22,20	22,11	18,43	16,96	22,28	18,80	18,40	16,46	15,30
Na_2O	0,67	0,56	1,49	0,83	1,51	1,15	3,77	4,36	2,14	3,68	3,78	4,93	5,90
ZrO_2						0,01	0,04	0,05	0,12	0,08	0,10	0,10	0,15
Total	99,66	100,60	100,33	99,53	100,46	99,02	101,11	100,25	99,33	99,66	100,01	99,69	100,49
FeO_T^*	5,73	5,25	8,52	6,50	7,13	7,51	14,2	14,99	9,17	12,47	15,01	16,46	17,39
FÓRMULA ESTRUTURAL													
Si	1,910	1,911	1,894	1,889	1,900	1,911	1,947	1,959	1,928	1,929	1,953	1,974	1,948
Al^{IV}	0,090	0,089	0,077	0,079	0,087	0,089	0,051	0,041	0,051	0,040	0,029	0,017	0,014
$\text{Fe}^{+3\text{IV}}$			0,029	0,032	0,023		0,002		0,021	0,031	0,022	0,009	0,038
Al^{VI}	0,041	0,023				0,024		0,005					
Ti	0,032	0,037	0,026	0,025	0,016	0,024	0,011	0,011	0,006	0,008	0,008	0,011	0,016
$\text{Fe}^{+3\text{VI}}$	0,053	0,048	0,156	0,110	0,152	0,117	0,304	0,330	0,210	0,322	0,311	0,356	0,457
Fe^{2+}	0,124	0,113	0,079	0,061	0,044	0,117	0,131	0,142	0,058	0,039	0,143	0,157	0,055
Mn	0,003	0,003	0,005	0,004	0,005	0,005	0,009	0,007	0,013	0,012	0,009	0,013	0,014
Mg	0,787	0,777	0,727	0,813	0,798	0,735	0,539	0,501	0,663	0,593	0,498	0,427	0,405
Ca	0,904	0,952	0,903	0,935	0,875	0,886	0,736	0,684	0,899	0,759	0,747	0,673	0,620
Na	0,048	0,040	0,107	0,060	0,107	0,083	0,272	0,318	0,156	0,269	0,278	0,364	0,433
Total	3,992	3,993	4,003	4,008	3,997	3,991	4,002	3,998	4,005	4,002	3,994	4,001	4,000
Ca	48,32	50,29	47,55	47,83	46,13	47,63	42,77	41,11	48,23	43,22	43,18	41,11	39,02
Mg	42,06	41,05	38,28	41,59	42,07	39,52	31,32	30,11	35,57	33,77	28,79	26,08	25,49
Fe^{**}	9,62	8,66	14,16	10,59	11,81	12,85	25,92	28,79	16,20	23,01	28,03	32,80	35,49
Na	4,96	4,25	10,74	5,88	10,47	8,52	32,45	27,62	16,17	26,98	28,28	37,76	44,68
Mg	81,39	82,95	73,00	79,70	78,08	75,46	51,12	54,72	68,70	59,48	50,66	44,29	41,80
Fe^{***}	13,65	13,18	16,26	14,42	11,45	16,02	16,43	17,66	15,13	13,54	21,06	17,95	13,52
Classifi- cação	Di	Di	NaS	S	NaS	S	EA	EA	EA	EA	EA	EA	EA

(continua)

Tabela 12 - Composição química dos piroxênios de Anitápolis.

	Ijolitos																	
	16A-108,0		21-60,9		22-46		23-71,3		36-69,3		36-101,3			57-56,5				
	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	C	A	B	C		
SiO ₂	52,03	52,78	51,68	51,67	51,91	52,25	52,54	52,13	51,73	51,83	52,57	51,46	52,22	51,75	51,51	51,77		
TiO ₂	0,23	0,21	0,24	0,26	0,39	0,35	0,46	0,68	0,51	0,47	0,35	0,36	0,55	0,52	0,40	0,56		
Al ₂ O ₃	0,79	0,71	0,83	0,90	0,65	1,02	1,30	0,82	1,16	1,34	0,93	1,04	1,70	0,89	0,68	0,86		
Fe ₂ O ₃	9,52	12,45	10,62	12,82	5,42	8,76	10,50	13,58	7,48	11,79	6,87	11,22	13,93	7,25	11,57	13,23		
FeO	3,67	1,25	2,39	1,28	4,87	5,25	4,05	1,36	6,73	4,55	6,18	2,52	5,37	6,53	2,60	1,32		
MnO	0,29	0,28	0,26	0,26	0,40	0,40	0,53	0,54	0,37	0,38	0,40	0,47	0,56	0,55	0,48	0,60		
MgO	10,24	10,38	10,74	10,58	11,20	9,72	11,45	9,30	9,40	8,79	10,36	9,43	6,01	10,45	9,91	10,54		
CaO	18,50	17,18	18,77	17,07	21,54	18,12	16,91	18,59	19,16	18,81	19,89	18,39	14,80	18,33	18,28	16,02		
Na ₂ O	3,71	4,58	3,58	4,44	2,26	3,61	3,70	4,39	2,91	3,87	2,81	3,95	5,74	2,94	3,88	4,62		
ZrO ₂	0,10	0,08	0,12	0,11	0,14	0,29	0,21	0,36	0,15	0,18	0,08	0,14	0,37	0,15	0,12	0,12		
Total	99,08	99,90	99,22	99,39	98,78	99,77	101,65	101,75	99,61	102,01	100,44	98,98	101,26	99,36	99,43	99,65		
FeO* _T	12,24	12,45	11,95	12,82	9,75	13,13	13,50	13,58	13,47	15,16	12,36	12,62	17,91	13,05	13,01	13,23		
FÓRMULA ESTRUTURAL																		
Si	1,969	1,970	1,950	1,944	1,971	1,974	1,940	1,934	1,964	1,929	1,971	1,953	1,966	1,965	1,949	1,944		
Al ^{IV}	0,031	0,030	0,036	0,040	0,029	0,026	0,057	0,036	0,036	0,059	0,029	0,047	0,034	0,035	0,030	0,036		
Fe ^{+3IV}			0,014	0,016			0,003	0,030		0,012					0,021	0,016		
Al ^{VI}	0,004	0,001				0,019			0,016		0,012		0,041	0,005				
Ti	0,007	0,006	0,007	0,007	0,011	0,010	0,013	0,019	0,015	0,013	0,010	0,010	0,016	0,015	0,011	0,016		
Fe ^{+3VI}	0,271	0,350	0,288	0,347	0,155	0,249	0,289	0,349	0,214	0,318	0,194	0,321	0,395	0,207	0,308	0,356		
Fe ²⁺	0,116	0,039	0,075	0,040	0,155	0,166	0,125	0,042	0,214	0,142	0,194	0,080	0,169	0,207	0,082	0,042		
Mn	0,009	0,009	0,008	0,008	0,013	0,013	0,017	0,017	0,012	0,012	0,013	0,015	0,018	0,018	0,015	0,019		
Mg	0,578	0,577	0,604	0,593	0,634	0,547	0,630	0,514	0,532	0,488	0,579	0,534	0,337	0,591	0,559	0,590		
Ca	0,750	0,687	0,759	0,688	0,877	0,733	0,669	0,739	0,780	0,750	0,799	0,748	0,597	0,746	0,741	0,645		
Na	0,272	0,331	0,262	0,324	0,166	0,264	0,265	0,316	0,214	0,280	0,204	0,291	0,419	0,216	0,285	0,336		
Total	4,007	4,000	4,003	4,007	4,011	4,001	4,008	3,996	3,997	4,003	4,005	3,999	3,992	4,005	4,001	4,004		
Ca	43,50	41,33	43,42	39,95	47,82	42,92	38,60	43,70	44,52	43,55	44,05	44,91	39,38	42,17	42,93	38,62		
Mg	33,53	34,72	34,55	35,47	34,57	32,03	36,35	30,40	30,37	28,34	31,45	32,55	22,23	33,41	32,39	35,33		
Fe**	22,97	23,95	22,02	24,58	17,62	25,06	25,04	25,90	25,11	28,11	24,50	22,54	38,39	24,42	24,68	26,05		
Na	27,93	33,95	26,50	32,27	17,35	27,08	24,92	33,19	22,02	28,80	20,82	30,63	45,59	21,11	28,93	32,78		
Mg	59,34	59,18	61,06	59,06	66,25	56,10	59,20	53,99	54,73	50,20	59,08	56,21	36,67	57,77	56,75	57,56		
Fe***	12,73	6,87	12,44	8,67	16,40	16,82	15,88	12,82	23,25	21,00	20,10	13,16	17,74	21,11	14,31	9,66		
Classifi- cação	EA	EA	EA	EA	NaS	EA	EA	EA	EA	EA	EA	EA	EA	EA	EA	EA		

(continua)

Tabela 12 - Composição modal dos piroxênios de Anitápolis.

	Nefelina sienitos						Meso e melanocráticas						leucocráticas			glimmerito	
	12-66,0		13-91,5		19-73		4-51,65		4-61,9			21-138	7-83,05	E-2	4-27,2		
	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	C	T	T	T	A	B	
SiO ₂	51,31	51,40	51,96	51,99	52,92	51,66	51,10	51,35	50,31	51,69	51,59	51,70	50,65	51,70	50,72	51,02	
TiO ₂	0,76	0,72	0,36	0,37	0,40	0,38	0,61	0,61	0,56	0,51	0,55	0,24	0,80	3,13	0,60	0,70	
Al ₂ O ₃	1,03	1,04	0,68	0,74	1,07	1,00	0,80	0,60	0,79	0,66	0,65	0,54	0,64	0,13	0,61	0,51	
Fe ₂ O ₃	11,49	14,62	10,29	11,98	9,22	14,83	12,45	16,13	13,37	15,35	17,31	9,89	16,59	22,71	15,01	24,40	
FeO	6,89	5,64	3,97	2,69	5,53	1,48	4,80	3,63	5,16	3,45	1,73	3,81	6,40	4,99	1,50	3,87	
MnO	0,28	0,32	0,26	0,25	0,29	0,28	0,31	0,63	0,43	0,33	0,38	0,21	0,47	0,40	0,20	0,09	
MgO	7,27	6,01	9,89	9,72	9,02	8,78	7,60	6,19	7,30	7,40	7,22	10,09	4,73	2,71	8,71	2,74	
CaO	16,85	15,70	17,95	17,78	17,65	15,44	17,00	14,37	16,40	14,63	12,76	19,45	12,63	4,45	17,27	6,44	
Na ₂ O	4,26	5,42	3,79	4,25	4,07	5,48	4,56	6,04	4,73	5,78	6,64	3,27	6,52	10,48	4,87	9,58	
ZrO ₂	0,22	0,30	0,27	0,27	0,44	0,37	0,12	0,14	0,10	0,10	0,12	0,15	0,11	0,11	0,49	0,45	
Total	100,36	101,16	99,42	100,04	100,61	99,71	99,36	99,69	99,15	99,91	99,95	99,35	99,53	100,27	99,98	99,80	
FeO _T	17,23	18,79	13,23	13,47	13,83	14,83	16,01	18,14	17,19	17,27	17,31	12,71	21,32	24,94	15,01	25,83	
FÓRMULA ESTRUTURAL																	
Si	1,954	1,949	1,967	1,956	1,986	1,952	1,955	1,963	1,939	1,961	1,967	1,960	1,961	1,978	1,926	1,973	
Al ^{IV}	0,046	0,047	0,030	0,033	0,014	0,045	0,036	0,027	0,036	0,030	0,029	0,024	0,029	0,006	0,027	0,023	
Fe ^{+3IV}		0,006	0,003	0,011		0,003	0,009	0,010	0,025	0,009	0,004	0,016	0,010	0,016	0,047	0,004	
Al ^{VI}					0,033												
Ti	0,022	0,021	0,010	0,011	0,011	0,011	0,018	0,017	0,016	0,015	0,016	0,007	0,023	0,090	0,017	0,020	
Fe ^{+3VI}	0,329	0,417	0,290	0,328	0,260	0,419	0,350	0,454	0,363	0,429	0,493	0,266	0,473	0,612	0,382	0,706	
Fe ²⁺	0,220	0,179	0,126	0,085	0,174	0,047	0,154	0,116	0,166	0,110	0,055	0,121	0,207	0,160	0,048	0,125	
Mn	0,009	0,010	0,008	0,008	0,009	0,009	0,010	0,020	0,014	0,011	0,012	0,007	0,015	0,013	0,006	0,003	
Mg	0,413	0,340	0,558	0,545	0,504	0,494	0,433	0,353	0,419	0,418	0,410	0,570	0,273	0,155	0,493	0,158	
Ca	0,687	0,638	0,728	0,717	0,710	0,625	0,697	0,589	0,677	0,595	0,521	0,790	0,524	0,182	0,703	0,267	
Na	0,314	0,399	0,278	0,310	0,296	0,401	0,338	0,448	0,354	0,425	0,491	0,240	0,489	0,778	0,359	0,719	
Total	3,994	3,998	3,998	4,004	3,997	4,006	4,000	3,997	4,009	4,003	3,998	4,001	4,004	4,000	4,008	3,998	
Ca	41,44	40,28	42,50	42,33	39,14	42,85	42,17	38,20	40,69	37,85	34,85	44,63	34,88	15,85	41,87	21,14	
Mg	24,91	21,46	32,57	32,17	30,93	30,42	26,20	22,89	25,18	26,59	27,42	32,20	18,17	13,50	29,36	12,51	
Fe**	35,47	38,26	24,92	25,50	29,93	26,74	31,64	38,92	34,13	35,56	37,73	23,16	46,94	70,64	28,77	66,35	
Na	32,30	42,18	28,22	31,73	31,26	41,26	35,36	47,01	35,87	43,50	50,42	24,49	50,00	80,54	36,78	72,19	
Mg	42,50	35,94	56,65	55,78	53,22	50,82	45,29	37,04	42,45	42,78	42,09	58,16	27,90	16,04	50,51	15,86	
Fe***	25,20	21,88	15,13	12,49	15,52	7,92	19,35	15,95	21,68	13,72	7,49	17,35	22,10	3,42	12,70	11,95	
Classifica- ção	EA	EA	EA	EA	EA	EA	EA	EA	EA	EA	EA	EA	EA	EA c/ Ti	EA	EA	

(continua)

Tabela 12 - Composição química dos piroxênios de Anitápolis.

	Fonolitos														
	1				2			4-1			4-2				
	A	B	C	D	A	B	C	A	B	C	A	B	C	D	E
SiO ₂	51,47	51,95	51,30	51,83	49,89	48,34	49,30	51,18	51,25	51,44	51,83	49,93	50,88	51,31	50,34
TiO ₂	0,73	0,68	0,84	4,12	1,42	2,58	2,04	0,72	0,88	0,84	0,68	0,91	0,77	1,00	1,51
Al ₂ O ₃	1,95	1,56	1,57	0,88	2,81	4,60	3,87	2,60	2,46	0,95	2,11	3,67	2,33	2,62	2,27
Fe ₂ O ₃	4,99	8,44	12,22	17,02	4,41	4,87	4,58	7,00	8,10	26,07	4,95	6,21	5,69	7,66	11,88
FeO	10,47	7,60	4,71	10,21	5,95	6,58	16,48	6,30	7,29	2,61	4,45	5,59	7,68	6,90	7,13
MnO	0,34	0,27	0,32	0,38	0,23	0,17	0,40	0,34	0,31	0,75	0,13	0,21	0,21	0,24	0,28
MgO	8,70	8,40	7,39	0,64	12,21	11,33	4,78	10,02	8,61	0,63	12,05	10,74	9,55	9,05	6,05
CaO	19,26	18,57	16,57	4,84	21,40	20,60	16,32	19,71	18,24	7,01	22,25	20,83	19,60	18,79	15,59
Na ₂ O	2,47	3,42	4,96	10,48	1,20	1,30	2,99	2,71	3,48	10,53	1,42	1,93	2,39	3,39	5,19
ZrO ₂	0,03	0,04	0,07	0,30	0,03	0,03	0,01	0,14	0,14	0,07	0,03	0,08	0,04	0,04	0,05
Total	100,41	100,93	99,96	100,69	99,54	100,40	100,77	100,72	100,75	100,89	99,40	100,10	99,14	101,00	100,29
FeO* _T	14,96	15,19	15,71	25,25	9,91	10,96	20,60	12,60	14,57	26,06	8,90	11,18	12,80	13,97	17,82
FÓRMULA ESTRUTURAL															
Si	1,953	1,954	1,945	1,996	1,879	1,812	1,904	1,917	1,929	1,969	1,929	1,875	1,937	1,921	1,920
Al ^{IV}	0,047	0,046	0,055	0,004	0,121	0,188	0,096	0,083	0,073	0,031	0,075	0,125	0,063	0,079	0,080
Fe ^{3+IV}															
Al ^{VI}	0,040	0,023	0,015	0,036	0,004	0,015	0,080	0,032	0,026	0,012	0,018	0,037	0,042	0,037	0,022
Ti	0,021	0,019	0,024	0,119	0,040	0,073	0,059	0,020	0,025	0,024	0,019	0,026	0,022	0,028	0,043
Fe ^{+3VI}	0,142	0,239	0,349	0,493	0,125	0,137	0,133	0,197	0,229	0,751	0,140	0,176	0,163	0,215	0,341
Fe ²⁺	0,332	0,239	0,194	0,329	0,187	0,206	0,532	0,197	0,229	0,083	0,140	0,176	0,245	0,216	0,227
Mn	0,011	0,009	0,010	0,012	0,007	0,005	0,013	0,011	0,010	0,024	0,004	0,007	0,007	0,008	0,009
Mg	0,492	0,471	0,418	0,037	0,615	0,633	0,275	0,559	0,483	0,036	0,673	0,601	0,542	0,505	0,344
Ca	0,783	0,748	0,673	0,200	0,864	0,827	0,676	0,791	0,736	0,288	0,894	0,838	0,800	0,754	0,637
Na	0,182	0,249	0,365	0,783	0,088	0,094	0,224	0,197	0,254	0,782	0,103	0,141	0,176	0,246	0,384
Total	4,003	3,997	4,048	4,009	4,000	3,990	3,992	4,004	3,992	4,000	3,991	4,001	3,997	4,009	4,007
Ca	44,49	43,85	40,94	18,67	46,25	45,74	41,50	45,07	43,63	24,36	48,30	46,60	45,53	44,38	40,89
Mg	27,96	27,61	25,43	3,45	36,67	35,01	16,88	31,85	28,63	3,05	36,36	33,43	30,85	29,73	22,08
Fe**	27,56	28,55	33,64	77,87	17,08	19,25	41,62	23,08	27,74	72,59	15,35	19,97	23,62	25,30	37,03
Na	18,60	26,99	37,60	89,90	8,76	9,58	23,54	20,40	26,71	87,50	10,76	14,69	18,39	26,03	41,69
Mg	50,35	47,17	43,04	4,24	68,23	64,52	28,86	58,00	50,79	4,00	70,32	62,60	56,60	53,44	37,35
Fe***	31,05	25,84	19,36	5,86	23,00	25,90	47,60	21,60	22,50	8,50	18,92	22,71	25,01	20,53	20,96
Classifi- cação	NaA	EA	EA	TiEA	S c/ Ti	S c/ Ti	EA c/ Ti	NaS	EA	EA	NaS	NaS	NaS	EA	EA c/ Ti

ta a média aritmética de pontos mostrando, para os elementos maiores, pequena diferença composicional da ordem de 1 a 2% dependendo do caso. Assim, em amostras onde se tem pequena dispersão dos dados é fornecida uma única análise, enquanto que em outras, exibindo faixa composicional mais ampla, faz-se necessário maior número de análises para melhor exprimir a variação química.

Os resultados estão agrupados segundo os tipos petrográficos e ordenados, em cada amostra, de acordo com o teor crescente em Na. Para a maior parte das vezes as análises expressas como "A" dizem respeito às porções centrais dos grãos, enquanto "B" ou "C" correspondem às bordas. Entretanto, em certos casos, essa regra não pode ser aplicada devido à presença de cristais com zoneamento oscilatório, como os presentes em rochas mesocráticas (4-61,9) e fonolitos, bem como de grãos mais enriquecidos em Na nas porções centrais e cujas bordas se mostram mais empobrecidas nesse elemento; este último zoneamento é encontrado em algumas amostras de nefelina sienitos (12-66,13-91,5), de rochas mesocráticas de bordo (4-51,65) e de ijolitos (23-71,3 e 16A-108).

O exame das fórmulas estruturais mostra que o Si varia de 1,889 a 1,996 no conjunto dos piroxênios de Anitápolis e que a soma de Si e Al em grande número de casos é insuficiente para o total preenchimento da posição estrutural Z. Embora a composição desses minerais apresente quantidade suficiente de Ti para suprir tal deficiência, estudos mais aceitos parecem indicar que esse elemento exibe geralmente coordenação octaédrica, sendo admitida a sua ocorrência em posição tetraédrica apenas em silicatos sem Al ou Fe^{3+} (Hartman, 1969). Por outro lado, Huckenholtz et al. (1969) propõem a existência de Fe^{3+} para ocupar a posição tetraédrica em piroxênios, o que foi posteriormente confirmado por estudos de espectroscopia de Mössbauer por Rossman (1981).

Nos piroxênios de Anitápolis, à exceção dos fonolitos e de alguns magnetita-biotita piroxenitos, piroxênio biotititos, ijolitos e nefelina sienitos, faz-se necessária a locação de Fe^{3+} na posição tetraédrica, com a sua participação variando de 0,003 a 0,047.

Para melhor visualização do preenchimento da posição estrutural é fornecido o gráfico Na-Fe³⁺ versus Si + Al (Fig.10). Este separa na linha da abcissa o grau de saturação da camada tetraédrica, relacionando na ordenada os excessos de Na sobre Fe³⁺, na porção superior, e de Fe³⁺, sobre Na, na inferior. A localização das amostras no gráfico evidencia menor densidade de pontos para a ocupação da posição Z apenas por Si + Al, e maior para o terceiro quadrante onde se dá a locação de Fe³⁺ para suprir a deficiência estrutural. Com poucas exceções os pontos acham-se próximos da linha com inclinação 2 ($\alpha = 2$), indicando que para as amostras com excesso de Fe³⁺ sobre Na somente a metade do Fe³⁺ é necessária para o preenchimento da posição Z, sugerindo, assim, para esses piroxênios, a existência do componente Ferri-tschermakita ($\text{CaFe}_y^3+\text{Fe}_z^3+\text{SiO}_6$). Por outro lado, a localização de pontos, no primeiro quadrante, nas proximidades da linha de inclinação sugere que, além do excesso de Na empregado na formação de jadeíta (NaAlSiO_6) há ainda possibilidades de geração de moléculas contendo esse elemento em combinação com Ti e Zr.

Apesar dessas indicações não se adota no presente trabalho o cálculo quantitativo dos denominados "membros finais" dos piroxênios, os quais resultam da distribuição dos cátions de acordo com um determinado esquema de moléculas. Conforme salienta Ulbrich (1986), fica claro que o resultado final dependerá tanto da definição das várias moléculas como também da seqüência de cálculo seguida. Desse modo, preferê-se aqui as classificações que tomam por base a fórmula estrutural dos piroxênios, como advogado por Robinson (1980) entre outros. Este esquema, devido a sua melhor simplicidade, conta com maior aceitação na literatura, tornando mais fácil a comparação entre os piroxênios de distintos maciços.

No diagrama convencional Ca-Mg-(Fe²⁺+Fe³⁺+Mn) (Fig. 11) constata-se que os piroxênios presentes nos magnetita-biotita piroxenitos, em alguns fonolitos e ijolitos ocupam o campo das salitas de Poldervaart e Hess (1951). Quando a quantidade de Na se torna maior, e conseqüentemente da molécula da acmita, observa-se desvio para o campo das augitas e ferroaugitas e em direção ao vértice da ferrossilita, efeito este notado anteriormente por Larsen (1976) para as rochas de Ilímaussaq

Fig. 10 - Gráfico da relação $\text{Na} - \text{Fe}^{3+}$ versus $\text{Si} + \text{Al}$ para os piroxênios de Anitápolis.

Fig. 11 - Diagrama Ca-Mg-(Fe³⁺+Fe²⁺+Mn) para os piroxênios de Anitápolis. Símbolos como no Anexo II.

A aplicação do diagrama Ca-Mg-($\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{+} + \text{Mn} - \text{Na}$) (Fig. 12) proposto por esta autora distribui as amostras nos campos do diopsídio e da salita, em geral acima da linha diopsídio-hedembergita. O maior enriquecimento em Ca, quando comparado ao gráfico anterior, é previsto, e conforme assinalado por Larsen (1976), estaria relacionado à uma baixa atividade de sílica do magma. À vista da eliminação do deslocamento para o vértice da ferrossilita, as amostras mostram menor amplitude composicional, não ficando dessa forma bem evidenciada a distribuição entre os piroxênios dos diversos tipos petrográficos como no diagrama convencional. Tanto em um como em outro diagrama sua utilização para fins classificatórios é limitada em se tratando de piroxênios sódicos.

No diagrama Na-Mg-($\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} - \text{Na}$) (Fig. 13) vê-se claramente que as amostras de piroxênios de Anitápolis apresentam enriquecimento gradual em Na, com pequena participação de Fe^{2+} no processo. A evolução se dá a partir dos magnetita-biotita piroxenitos — mais ricos em Mg — passando por ijolitos, nefelina sienitos e rochas de borda; os fonolitos mostram amplo espectro composicional e os dados ratificam a evolução petrográfica já indicada em diagramas anteriores.

Comparando-se a tendência química desses piroxênios com a observada em outros maciços brasileiros (Fig. 14), verifica-se que em Anitápolis o Fe^{2+} parece ter exercido papel menos marcante no processo evolutivo, com os dados indicando enriquecimento em Na em detrimento de Mg, ou seja, de acmita em função do diopsídio.

Essa mesma tendência pode ser também reconhecida em um monocristal com zoneamento oscilatório presente em fonolito porfirítico (4-1) (Fig. 15). Embora as modificações químicas não sejam amplas, é possível notar-se que, para a maior parte dos óxidos analisados, há um comportamento contínuo, com pronunciada correlação positiva entre CaO e MgO, bem como FeO e Na_2O ; MnO acompanha em parte o comportamento do FeO, enquanto que Al_2O_3 guarda identificação com CaO e MgO, sugerindo forte correlação negativa entre a molécula de diopsídio e de acmita dentro do monocristal. Esses resultados são confirmados pelas características ópticas do cristal, onde as cores mais esverdeadas e com menores ângulos de extinção, observadas no centro

Fig. 12 - Diagrama Ca-Mg-(Fe²⁺+Fe³⁺+Mn-Na) (Larsen, 1976) para os piroxênios de Anitápolis. Amostras com grande quantidade de Na foram excluídas. Símbolos como no Anexo II.

Fig. 13 - Piroxênios de Anitápolis projetados no diagrama Na-Mg-(Fe³⁺+Fe²⁺+Mn-Na) e correspondente tendência de cristalização. Símbolos como no anexo II.

Fig. 14 - Linhas de tendência de piroxênios de maciços alcalinos brasileiros: 1. Anitápolis; 2. Itapirapuã (Gomes et al., 1970); 3. Banhadão (Ruberti, 1984); 4. Parte oriental do Estado do Rio de Janeiro: a) Tanguá-Rio Bonito-Itaúna-Morro de São João e b) Soarinho (Valença, 1980); 5. Piratini (Barbieri et al., 1987); 6. Ilha de Vitória (Motoki, 1986); 7. Tunas (Gomes et al., 1987).

Fig. 15 - Variação na composição química de um monocristal de piroxênio. Estudo feito com "step scan attachment"; equidistância de 40μ .

e nas bordas, correspondem a uma maior riqueza em "acmita", ao passo que nas zonas intermediárias tem-se predomínio de composições mais diopsídicas. Para os demais óxidos — TiO_2 , ZrO_2 e SiO_2 — as concentrações flutuam de modo acentuado, em parte devido às dificuldades na determinação exata dos elementos Si e Zr, cujas concentrações muito altas ou muito baixas originam maiores desvios quando as análises são realizadas sob um único tempo de integração.

Para efeito de classificação (Tabela 12), foi utilizado basicamente o critério adotado por Ulbrich (1983), que distingue egirina de egirina-augita quando a quantidade de Na é maior que 0,85 átomo por fórmula unitária, enquanto que as egirina-augitas conteriam valores superiores a 0,2 átomo. O termo soda-augita é empregado quando a quantidade de Na é superior a 0,1 átomo, conforme adotado por Deer et al. (1978). Quanto aos teores de Ti, a autora acima distingue entre piroxênios titaníferos — aqueles que contêm Ti maior que 0,04 átomo — e titânio-piroxênios, possuindo Ti acima de 0,1 átomo.

Assim, os piroxênios de Anitápolis são em geral classificados como egirina-augitas, à exceção dos presentes nos magnetita-biotita piroxenitos, na maioria dos fonolitos e em uma amostra de ijolito; nesses, a quantidade de Na é menor, classificando-se como salitas e soda-salitas e, de modo subordinado, como diopsídios e soda-augita. Em algumas análises Ti ocorre em maiores quantidades, associado a elevados valores de Na nos piroxênios de rochas leucocráticas de borda (E-2) e de fonolitos (4-2E e 1D), ou ainda, na amostra que contém melanita como constituinte da matriz (2).

4.2. Feldspatos

Os feldspatos ocorrem em quantidades variáveis em todas as rochas silicáticas de Anitápolis, à exceção dos magnetita-biotita piroxenitos e biotititos. Como seu grau de alteração em algumas amostras impediu as determinações químicas, do total de amostras tratadas por microsonda eletrônica apenas 15 foram analisadas para esses minerais.

Foram dosados Ca, Na e K utilizando-se os padrões bytownita (Crystal Bay) para Ca, albita (Tiburón) para Na e Ortoclásio (Or-3) para K. O número de determinações, em média 40 pontos por amostra, variou de cristal para cristal e de amostra para amostra, dependendo da quantidade do mineral presente, da presença de fases exsolvidas ou de outras características indicativas de composições diferenciáveis.

Os teores de Na, Ca e K obtidos foram transformados em porcentagem em peso dos componentes moleculares Ab, An e Or, com as composições mais representativas integrando a Tabela 13. Nesta, procurou-se representar cristais com composições extremas e intermediárias, à exceção das amostras de fonolito porfirítico onde ocorre variação química dentro dos fenocristais e onde essa fase é também constituinte da matriz.

Análises químicas representativas de diferentes tipos petrográficos estão projetadas no diagrama Or-Ab-An (Fig. 16). Conforme se pode constatar a sua observação e do exame da Tabela 13, os feldspatos presentes nos diversos tipos petrográficos contêm quantidades escassas do componente An, excluídos alguns poucos fonolitos porfiríticos e rochas mesocráticas de borda, alcançando no máximo 7%, de An.

Associando-se as características ópticas aos resultados químicos obtidos pode-se concluir que:

Nos apatita piroxenitos, a fase que ocorre como cristais de aspecto límpido mostra composição no intervalo Or₇₈₋₉₀; enquanto que a de aspecto turvo fornece maiores valores para K (Or > 90); esta associa-se a material exsolvido, na forma de filmes ou gotículas, apresentando composição variável de Ab₉₀ a Ab₉₇.

Os ijolitos revelam populações bem distintas, sendo que os feldspatos cuja composição se situa no intervalo Or₈₃-Or₈₈ dizem respeito àqueles cristais maiores contendo inclusões de piroxênio, apatita e nefelina; já os portadores de teor mais alto em Or correspondem a alguns cristais com geminação em grade. Albita ocorre como fase individual ou como produto de exsolução na forma de manchas ou gotículas, que se fazem presentes nas amostras com microclínio.

Tabela 13 - Componentes moleculares Ab - An - Or (em porcentagem, em peso) para amostras representativas dos feldspatos de Anitápolis.

A,B ... - diferentes grãos

M - matriz

c - centro

b - borda

	Ab	An	Or		Ab	An	Or
		Apatita piroxenitos			Leucocráticas	de	borda
		27-33,2				7-36,3	
A	97,34	0,39	2,27	A	98,51		1,49
B	21,04	0,05	78,91	B	97,53		2,47
C	12,52	0,24	87,24	C	12,44	0,10	87,66
D	10,26		89,76	D	8,42		91,58
E	2,84		97,26	E	3,27	0,16	96,57
		Ijolitos					
		21-60,9				7-83,0	
A	99,11	0,30	0,59	A	99,30	0,05	0,65
B	98,99	0,40	0,61	B	95,39	0,10	4,51
C	97,83	1,07	1,10	C	19,59	0,19	80,22
D	90,65	0,23	9,13	D	13,57		86,13
				E	3,89		96,11
						Glimmeritos	
						4-27,20	
		22-46,0		A	14,48	0,49	83,05
A	86,40		13,60	B	12,22	1,60	86,18
B	84,82	0,33	14,85	C	10,46		89,54
C	15,21	0,24	84,55	D	0,76		99,44
D	12,07		87,93				
E	3,67	0,20	96,13			Fonolitos	
						1	
		23-71,3		A	5,38		94,62
A	99,36	0,10	0,54	Bc	16,23	0,05	83,72
B	14,17	2,21	83,62	Bb	1,04		98,96
C	9,67	0,32	90,01	Cc	20,97		79,03
D	3,95	0,35	95,80	Cb	1,56	0,20	98,24
		Nefelina sienitos				2	
		12-66,0		M	6,30	0,25	93,45
A	16,38		83,62	M	9,09	0,25	90,66
B	15,58		84,42	M	6,42	0,45	93,13
C	14,59		85,41				
D	13,00		87,00				
						4-2	
		13-91,5		Ac	2,43	2,08	95,49
A	99,40	0,55	0,05	Ab	18,42	0,70	80,88
B	18,73		81,27	Bc	1,69		98,31
C	14,46	0,29	85,25	Bb	16,82	0,05	83,13
D	12,88		87,12	M	6,95	0,35	92,70
E	4,64		95,36				
		19-73,0					
A	16,17	0,10	83,73				
B	16,09		83,91				
C	14,14	0,49	85,37				
D	11,52		88,48				
		Mesocráticas de bordo					
		4-61,9					
A	22,48		77,52				
B	3,74	6,72	89,54				
C	7,63		92,37				
D	3,06		96,94				
E	2,52	0,05	97,43				
		21-138,0					
A	18,09	0,45	81,46				
B	14,37	0,64	84,99				
C	14,45		85,55				
D	4,50	3,28	92,22				
E	3,48	0,10	96,42

Fig. 16 - Composição dos feldspatos expressa em porcentagem em peso dos componentes Or-Ab-An para diferentes tipos petrográficos de Anitápolis. Símbolos iguais ao Anexo II.

Para a maior parte dos casos os feldspatos dos nefelina sienitos exibem pequeno espectro composicional, Or_{83-88} , correspondendo a cristais que, ao microscópio, aparecem na forma de prismas alongados, sem exsolução, e geminados segundo a Lei de Baveno; somente em uma amostra (13-91,5) reconheceu-se a presença de fases mais sódicas e mais potássicas.

Nas rochas de borda, à semelhança dos apatita piroxenitos, os cristais de aspecto límpido contêm valores menores de Or (77 a 91 para as variedades mesocráticas e 80 a 89 para as leucocráticas) enquanto que os de aspecto turvo possuem conteúdos maiores. Estes acham-se associados a uma fase sódica, presente como gotículas nas variedades mesocráticas (não analisadas) ou como manchas nos tipos mais leucocráticos.

Nos glimmeritos, as duas populações são bem caracterizadas e correspondem também a cristais de aspecto turvo e límpido; a fase sódica não foi analisada.

Nos fonolitos porfiríticos, os feldspatos estão presentes como fenocristais zonados e como constituintes da matriz, como mostrado em detalhes na Fig. 17. O zoneamento pode ser tanto constituído por bordas mais enriquecidas no componente Or (Fig. 17A) ou como apresentar as partes marginais predominantemente mais sódicas (Fig. 17B). Neste último caso, a matriz acha-se representada e fornece valores intermediários — e semelhantes àqueles do fonolito 2 — aos das bordas e núcleos, indicando que a desmistura ocorreu a temperaturas baixas após a sua cristalização. Na Fig. 17A, a matriz não se encontra representada devido ao grau de alteração intempérica.

4.3. Nefelinas

Nos tipos petrográficos de Anitápolis nefelinas são minerais importantes, ocorrendo em quantidades apreciáveis nas rochas da série ijolítica, nos nefelina sienitos e nos fonolitos porfiríticos. Em grande número de amostras esse mineral está muito transformado em geiseckita, cancrinita ou zeolitas, impedindo, assim, a determinação da sua composição química original. As amostras estudadas por microsonda eletrônica foram

Fig. 17 - Composição de feldspatos de fonolitos em relação aos componentes. Or-Ab-An (em porcentagem em peso). Círculos cheios, núcleo; círculos cortados, borda; círculos vazias, matriz. A, fonolito 1; B, fonolito 4-2.

analisadas empregando-se como padrões bytownita (Cristal Bay) para Si, Al e Ca, ortoclásio (Or-3) para K, albita (Tiburón) para Na e augita (A-209) para Fe.

O número de determinações por amostra foi em torno de 30 pontos não sendo observadas variações químicas significativas que permitissem a distinção entre bordas e núcleos dos cristais ou ainda, de diferentes grãos de uma mesma amostra. Os valores médios para cada amostra, sua fórmula estrutural calculada na base de 32 átomos de oxigênio e os componentes moleculares nefelina-kalsilita-quartz (Ne-Ks-Qz), expressos em porcentagem em peso, constam da Tabela 14.

O exame das fórmulas estruturais evidencia que as nefelinas analisadas contêm de 1,422 a 1,645 átomos de K por fórmula unitária, sendo classificadas como variedades médio-potássicas de acordo com Donnay et al. (1959). Em todas as amostras verifica-se excesso de Si em detrimento de Al, acompanhado de diminuição na quantidade de álcalis presentes, desviando-se, dessa maneira, da composição ideal $\text{Na}_6\text{K}_2\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32}$, proposta por Buerger (1947), que equivale, em porcentagem em peso, a 73% da molécula de nefelina e 27% da de kalsilita.

Tendo em conta a existência de vacâncias nas posições estruturais, Donnay et al. (1959) propõem que a fórmula geral das nefelinas seja expressa como:

onde $\Box$ representa as vacâncias na estrutura.

A aplicação do diagrama de Hamilton (1961) para as nefelinas de Anitápolis (Fig. 18) possibilita separá-las em dois agrupamentos distintos: um, mais rico em "excesso" de sílica, constituído pelas amostras de fonolito (1,2,4-2), por duas de nefelina sienito (12-66 e 13-91,5) e uma de ijolito (36-69,3) que fornecem temperaturas mais elevadas, iguais ou superiores a 700°C; outro, mais pobre em sílica — consistindo de dois ijolitos (21-60,9, 22-46) e um nefelina sienito (19-73,0) — indicando que o resfriamento ocorreu a temperaturas mais baixas, em torno dos 500°C. O valor fornecido pelo ijolito 36-69,3, de temperatura acima de 700°C, deve ser visto com restrições já que na amostra a nefelina não acha associada a feldspato.

Tabela 14 - Composição química de nefelinas de Anitápolis.

S* = Si + Al + Fe³⁺

R** = Na + K + 2Ca

	Ijolitos			Nefelina sienitos			Fonolitos		
	21-60,9	22-46,0	36-69,6	12-66,0	13-91,5	19-73,0	1	2	4-2
SiO ₂	42,84	42,54	44,03	45,08	44,19	43,01	44,39	44,47	45,20
Al ₂ O ₃	32,97	33,38	31,60	31,72	31,71	33,09	32,07	32,25	32,33
Fe ₂ O ₃	1,07	1,47	1,43	1,80	1,38	1,62	0,97	1,23	0,74
CaO	0,06	0,24	0,17	0,02	0,06	0,12	0,15	0,20	0,23
Na ₂ O	16,41	16,33	15,89	16,05	16,21	16,29	16,22	16,33	16,56
K ₂ O	6,46	6,53	6,11	5,84	6,63	6,67	6,72	6,15	6,06
TOTAL	99,81	100,48	99,24	100,51	100,18	100,81	100,52	100,63	101,12
FÓRMULA ESTRUTURAL									
Si	8.295	8.198	8.538	8.609	8.519	8.265	8.518	8.504	8.580
Al	7.524	7.585	7.222	7.138	7.204	7.495	7.255	7.271	7.235
Fe ³⁺	0.156	0.213	0.209	0.259	0.200	0.234	0.140	0.177	0.106
Ca	0.013	0.050	0.036	0.004	0.013	0.025	0.031	0.041	0.047
Na	6.160	6.105	5.973	5.943	6.058	6.069	6.035	6.055	6.095
K	1.594	1.606	1.510	1.422	1.632	1.635	1.645	1.501	1.468
S*	15.975	15.996	15.965	16.006	15.923	15.994	15.913	15.952	15.921
R**	7.780	7.811	7.555	7.373	7.716	7.754	7.742	7.638	7.657
Ne	75,5	75,7	74,0	73,9	73,8	74,9	73,6	74,9	75,1
Ks	21,8	22,2	20,9	19,7	22,1	22,5	22,4	20,6	20,1
Qz	2,7	2,1	5,1	6,4	4,1	2,6	4,0	4,5	4,8

Fig. 18 - Composição de nefelinas expressa em função da porcentagem em peso dos componentes moleculares Na-Ks-Qz (Hamilton, 1961). Simbologia como no anexo II.

Para as demais amostras, embora estejam associadas a feldspatos, observa-se que em quase todas elas estes minerais apresentam extenso intervalo composicional, constituindo-se de fases exsolvidas, tanto sódicas quanto potássicas, com o fato sugerindo que a desmisturação foi efetiva.

Assim, nas amostras de ijolito, os feldspatos formam pertatas visíveis ao microscópio, com a albita na forma de manchas (22-46) ou representando o único mineral da espécie presente na amostra, o que pareça condizente com os baixos valores de temperatura encontrados no diagrama de Hamilton.

Os nefelina sienitos exibem valores distintos de temperatura, variando entre 500 e 775°C. A amostra 12-66, que apresentou os maiores valores (775°C) se mostra condizente com o tipo de feldspato presente: sem exsolução e com um intervalo composicional Or_{83-88} . Embora na amostra 19-73, que forneceu os valores mais baixos de temperatura, os feldspatos não evidenciassem à microsonda e presença de fases exsolução; ao microscópio, eles diferem dos da anterior, pois não são tão idiomórficos e também pouco geminados segundo Baveno.

Nos fonolitos porfiríticos, a presença de composições químicas diferentes para as bordas e núcleos dos cristais de feldspato (amostras 1 e 4-2, Tabela 13) indicam que houve reequilíbrio a temperaturas baixas, originando, assim, valores mais baixos que quando comparados com rochas de diques de outros maciços.

O exame das fórmulas estruturais que nas nefelinas de Anitápolis o Fe^{3+} têm concentração mais elevada que a do Ca, variando 0,106 a 0,259 átomos. Este fato, comum à maior parte das nefelinas foi assinalada por Mitchell (1972), que propõe como expressão mais fiel da composição desse mineral a seguinte fórmula:

Análises químicas das nefelinas de Anitápolis, expressas segundo essa fórmula, são encontradas na Tabela 15.

Tilley (1954) observou que as nefelinas presentes em rochas vulcânicas possuem teores mais elevados em sílica, sendo sua relação Na:K diretamente ligada à composição do magma; em rochas plutônicas, a composição se mostraria mais restrita,

Tabela 15 - Composição de nefelinas representadas por

	Amostra	K	Na	Ca	$\square$	Al	Fe	Si	O
Ijolitos	21-60,9	1.594	6.160	0.013	0.233	7.780	0.156	8.064	32
	22-46,0	1.606	6.105	0.050	0.239	7.811	0.213	7.976	32
	36-69,6	1.510	5.973	0.036	0.481	7.555	0.209	8.236	32
Nefelina sienitos	12-66,0	1.422	5.943	0.004	0.631	7.373	0.259	8.368	32
	13-91,5	1.632	6.058	0.013	0.297	7.716	0.200	8.084	32
	19-73,0	1.635	6.069	0.025	0.271	7.754	0.234	8.012	32
Fonolitos	1	1.645	6.035	0.031	0.289	7.742	0.140	8.118	32
	2	1.501	6.055	0.041	0.403	7.638	0.177	8.185	32
	4-2	1.468	6.095	0.047	0.390	7.657	0.106	8.237	32

situando-se numa faixa entre as composições Morozewicz ($\text{Ne}_{75,1}\text{Ks}_{20,9}\text{Qz}_{4,0}$) e aquela de Buerger ($\text{Ne}_{73}\text{Ks}_{27}$).

Enquanto a composição ideal de Buerger apresenta relação Na:K de 3:1, a de Morozewicz exhibe pequeno excesso de sílica, decorrente de vacâncias nas posições estruturais relativas aos álcalis. Empregando-se o diagrama Ne-Ks-Qz de Hamilton e Mackenzie (1960) (Fig. 19) é possível notar-se que as vacâncias acham-se relacionadas, predominantemente, com o cátion K, com as amostras situando-se próximas à linha que representa a solução sólida por omissão para as composições entre

concordando com a tendência encontrada por aqueles autores.

Além da isoterma de 700°C estabelecida por Hamilton e Mackenzie (1960), limites para a solução sólida de nefelinas a 500 e 775°C foram determinados por Hamilton (1961), conferindo escala mais precisa para as variações na quantidade de sílica em "excesso" e, dessa forma, possibilitando a sua utilização como indicador de temperatura.

Um refinamento visando à utilização da quimismo das nefelinas como indicador de temperatura foi desenvolvido por Powell e Powell (1977). Estes autores elaboraram equações que levam em conta, além do excesso de sílica, a partição de Na-K entre feldspatos e nefelina nas devidas posições estruturais. Esse termômetro, aplicado às amostras de Anitápolis, forneceu temperaturas inferiores às derivadas do diagrama Ne-Ks-Qz. Esse fato poderia ser interpretado como relacionado à presença quase constante de exsolução nos feldspatos, com o termômetro, portanto, refletindo medidas de temperatura equivalentes ao estágio final da desmistura. Contudo, a presença de nefelina, via de regra como inclusão nos feldspatos (à exceção das amostras 12-66 e 22-46), e desse modo não participando das trocas Na-K durante os estádios finais de cristalização, descaracteriza a relação de coexistência desses dos minerais, necessária para a correta aplicação do termômetro de Powell e Powell (1977).

Fig. 19 - Composição de nefelinas de Anitápolis expressa no diagrama Na-Ks-Qz, em porcentagem molecular. Diagrama de Hamilton e MacKenzie (1960). Linhas cheias, "séries de solução sólida por omissão"; linha tracejada, limite da solução sólida da sílica a 700°C ; Mg a composição de Morozewicz; círculo, mudanças nas dimensões da cela de nefelina; demais símbolos como no anexo II.

4.4. Biotitas e Flogopitas

Nas micas presentes nas amostras de Anitápolis constata-se grande diversidade de cor e esquema pleocróico.

Nas rochas silicáticas as variações são pouco acentuadas com predomínio das de cor marrom (Y=Z) e amarelo a amarelo-alaranjado (em X); micas em tons esverdeados e marrom-avermelhado (em Y=Z) possuem ocorrência mais restrita. Zoneamento óptico é pouco perceptível, ocorrendo de modo mais nítido nas variedades esverdeadas.

Nos carbonatitos as variações são mais acentuadas que nas rochas anteriores, formando-se flogopitas em tom verde claro (em Y=Z) e amarelo a amarelo-alaranjado (em X), além da variedades com pleocroísmo invertido, amarelo-alaranjado (em Y=Z) e laranja ou vermelho (em X); a variedade verde claro é geralmente livre de zoneamento e por vezes apresenta-se capeada por tipos alaranjados, enquanto que as de pleocroísmo invertido, ao lado de formar capaz em torno das demais, podem ocorrer finamente dispersas entre os carbonatos ou então, como produto de substituição da olivina. Em menor quantidade tem-se uma variedade marrom, envolta por mica verde escura (56-54,7).

Nos foscoritos ocorre ampla gama de variedades, compreendendo flogopita verde claro — como as presentes nos carbonatitos —, outras, em que a mica é representada por lamelas de cor marrom escuro (em Z=Y) a amarelo (em X), envolvidas por tipos da coloração verde escuro e capeadas por tetraferroflogopita, além de amostras em que predominam aquelas com pleocroísmo invertido.

Nos glimeritos (especialmente na amostra 1-23,3) o zoneamento óptico é muito pronunciado, com o pleocroísmo variando de marrom a amarelo-alaranjado (em Y=Z) e amarelo a vermelho (em X); mica bege (em Y=Z) e laranja-avermelhado (em X) cristaliza-se mais próxima ao contato com os carbonatitos.

Essa diversidade determinou que se optasse por um número não constante de determinações para cada amostra e para cada grão, uma vez que muitos exibem zoneamento de diferentes tipos, objetivando com isso dar ênfase aos diversos esquemas pleo

cróicos. Em um grão zonado foram realizados perfis analíticos à semelhança dos piroxênios. Os padrões utilizados consistiram da biotita (Bio 3) para Si, Ti, Mn, Na, K e F; biotita (Universidade da Basiléia) para Al; benitoíta (San Benito) para Ba; tremolita (Campolungo) para Ca e escapolita (17 120) para Cl. Exporadicamente, analisou-se Cr, empregando cromita (53-IN-8) como padrão, com as amostras apresentando teores inferiores aos limites de detecção da técnica.

Os teores médios de cada variedade de mica nos diversos tipos petrográficos, juntamente com as proporções catiônicas calculadas na base de 22 átomos de oxigênio, desconsiderando o teor de F presente, constam da Tabela 16. Nesta, são também fornecidos os valores correspondentes às somas Si+Al (Z), Mg+Fe+Fe+Mn+Ti (Y) e K+Na+Ba (X), bem como o esquema pleocróico de cada amostra.

O exame das fórmulas estruturais permite absorvar que grande parte das micas possui quantidade de Si superior a 6,0 átomos por fórmula unitária — especialmente as presentes em carbonatitos, foscoritos e glimmeritos —, fato a impedir a aplicação do diagrama proposto por Deer et al. (1977); esta distingue entre flogopitas e biotitas em função da quantidade de Si, entre 5,0 e 6,0, e da razão $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}$, de acordo com os termos finais annita-flogopita e siderofilita-eastonita. Esses autores, empregando dados de análises químicas convencionais, caracterizam como flogopitas as micas com relação Mg: Fe^{2+} de 2:1, embora mencionem ser essa distinção até certo ponto arbitrária e adotada somente para subdividir uma variação muito grande de composições e propriedades.

Por outro lado, Foster (1960) toma como protótipo a flogopita pura e classifica as micas trioctédricas com base nas substituições de Mg por cátions bivalentes ($\text{Fe}^{2+}+\text{Mn}$) e por cátions trivalentes (Al, Ti e Fe^{3+}), denominando de flogopitas as que contêm mais que 70% dessas posições ocupadas pelo Mg.

Como nas micas ora estudadas a quantidade de Al é insuficiente para originar Al^{VI} , e a quantidade de Fe^{3+} é desconhecida, optou-se por uma modificação do diagrama dado por essa autora, colocando-se Al total, Mg e Fe total (expresso como

Tabela 16 - Composição química de biotitas e flogopitas de Anitápolis.

	Magnetita-biotita piroxenitos								Piroxênio biotítico 2-98,6	Apatita piroxenitos 16A-70		Ijolitos									
	8-33	42-54,2				43-29		47-28		16A-108	21-60,9	22-46,0		23-71,3		36-101,3		57-58,5			
		A	B	C	D	A	B					A	B	C	A	B					
SiO ₂	38,56	36,13	36,01	37,48	36,36	37,01	37,62	37,37	35,65	38,98	39,06	37,74	38,08	39,05	37,68	38,47	38,84	36,46	36,89	36,21	
TiO ₂	2,58	4,04	3,32	3,83	4,67	3,37	2,60	3,51	3,57	1,47	1,41	1,91	1,90	2,31	3,01	2,63	2,71	2,64	1,56	2,38	
Al ₂ O ₃	12,56	14,61	14,71	13,40	15,09	13,86	11,90	14,20	13,21	12,36	12,06	13,87	11,28	12,63	13,02	12,64	11,08	14,06	14,73	12,86	
FeO*	9,56	16,17	14,26	15,83	17,85	12,24	11,58	11,54	20,00	12,82	14,09	14,64	15,80	13,83	15,96	15,07	16,44	14,96	12,67	16,82	
MnO	0,12	0,19	0,20	0,19	0,22	0,13	0,12	0,09	0,28	0,28	0,29	0,31	0,38	0,34	0,33	0,34	0,56	0,32	0,36	0,47	
MgO	23,01	16,24	17,59	16,53	12,60	19,71	21,18	19,81	14,18	18,48	17,90	18,74	18,00	18,79	18,04	17,83	17,91	19,52	21,54	16,65	
CaO	0,17	0,31	0,33	0,16	0,07	0,27	0,35	0,18	0,16	0,07	0,06	0,22	0,16	0,27	0,11	0,41	0,12	0,20	0,15	0,12	
Ka ₂ O	0,82	0,27	0,28	0,42	0,40	0,56	0,58	0,41	0,25	0,38	0,35	0,34	0,32	0,26	0,41	0,45	0,29	0,21	0,33	0,24	
K ₂ O	9,32	9,38	9,46	9,57	9,34	9,24	9,33	9,17	9,56	9,64	9,69	9,57	9,61	9,94	9,92	9,57	9,62	9,72	9,88	9,81	
BaO	0,46	0,47	0,61	0,22	0,90	0,43	0,19	0,41	0,33	0,03	0,02	0,09	0,06	0,05	0,02	0,01	0,05	0,16	0,07	0,01	
F	0,42	0,21	0,26	0,55	0,07	0,46	0,67	0,28	0,00	0,23	0,00	0,03	0,32	2,31	0,49	0,05	0,29	0,05	0,00	0,50	
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
TOTAL	97,58	98,02	97,03	98,18	97,56	97,27	96,14	96,98	97,18	94,77	94,24	97,47	96,90	99,78	99,00	97,47	97,91	98,30	98,18	96,08	
O = F	0,18	0,09	0,11	0,23	0,03	0,19	0,28	0,12	0,00	0,10	0,00	0,01	0,13	0,97	0,21	0,02	0,12	0,02	0,00	0,21	
	97,40	97,93	96,92	97,95	97,53	97,08	95,86	96,86	97,18	94,67	94,24	97,46	96,77	98,81	98,79	97,45	97,79	98,28	98,18	95,87	
FÓRMULA ESTRUTURAL NA BASE DE 22 OXIGÊNIOS																					
Si	5.556	5.342	5.345	5.526	5.438	5.421	5.573	5.446	5.418	5.828	5.851	5.534	5.740	5.702	5.517	5.653	5.742	5.336	5.340	5.507	
Al	2.133	2.545	2.573	2.329	2.660	2.392	2.078	2.439	2.366	2.177	2.129	2.397	2.003	2.174	2.246	2.190	1.931	2.426	2.512	2.305	
Ti	0.279	0.449	0.370	0.425	0.525	0.371	0.290	0.385	0.408	0.165	0.158	0.211	0.215	0.254	0.332	0.291	0.301	0.290	0.170	0.273	
Fe	1.152	1.999	1.770	1.952	2.233	1.498	1.435	1.406	2.542	1.603	1.765	1.796	1.992	1.689	1.954	1.852	2.032	1.831	1.534	2.140	
Mn	0.015	0.024	0.025	0.024	0.028	0.016	0.015	0.011	0.036	0.036	0.037	0.039	0.049	0.042	0.041	0.043	0.070	0.040	0.045	0.061	
Mg	4.941	3.578	3.891	3.632	2.810	4.304	4.676	4.303	3.213	4.119	3.997	4.097	4.045	4.089	3.936	3.906	3.946	4.259	4.647	3.775	
Ca	0.026	0.049	0.052	0.023	0.011	0.042	0.055	0.028	0.026	0.011	0.010	0.034	0.026	0.042	0.017	0.064	0.019	0.031	0.023	0.019	
Na	0.229	0.077	0.082	0.119	0.117	0.159	0.167	0.114	0.073	0.110	0.103	0.097	0.093	0.072	0.117	0.128	0.083	0.060	0.092	0.070	
K	1.713	1.768	1.790	1.801	1.782	1.727	1.764	1.704	1.854	1.839	1.851	1.789	1.848	1.852	1.852	1.794	1.814	1.815	1.824	1.903	
Ba	0.026	0.027	0.036	0.013	0.053	0.025	0.011	0.023	0.019	0.003	0.001	0.005	0.003	0.003	0.001	0.001	0.003	0.009	0.004	0.001	
Z	7.689	7.887	7.918	7.847	8.000	7.813	7.651	7.885	7.784	8.000	7.980	7.931	7.743	7.876	7.763	7.843	7.673	7.762	7.852	7.812	
Y	6.387	6.050	6.056	6.033	5.694	6.190	6.416	6.105	6.199	5.928	5.957	6.143	6.300	6.074	6.263	6.092	6.349	6.420	6.396	6.249	
X	1.994	1.921	1.960	1.956	1.965	1.953	1.997	1.869	1.962	1.963	1.965	1.925	1.970	1.969	1.987	1.987	1.919	1.915	1.943	2.003	
FeO/MgO	0,41	1,00	0,81	0,96	1,42	0,62	0,55	0,88	1,41	0,69	0,79	0,74	0,87	0,74	0,88	0,84	0,92	0,77	0,59	1,01	

Z = Y = marrom-esverdeado X = amarelo	Z = Y = marrom-escuro X = amarelo	Z = Y = marrom-esverdeado X = amarelo	Z = Y = marrom-claro X = amarelo	Z = Y = marrom X = amarelo	Z = Y = marrom-avermelhado X = amarelo	Z = Y = marrom averm. claro X = amarelo	Z = Y = marrom X = amarelo-alaranjado	Z = Y = marrom-claro X = amarelo	Z = Y = verde-oliva X = amarelo-alaranjado	Z = Y = marrom-claro X = laranja-avermelhado	Z = Y = verde-oliva X = amarelo	Z = Y = verde-oliva X = amarelo-alaranjado	Z = Y = marrom-claro X = amarelo	Z = Y = marrom X = amarelo	Z = Y = marrom-esverdeado X = amarelo	Z = Y = marrom-esverdeado X = amarelo	Z = Y = marrom-esverdeado X = amarelo	Z = Y = oliva X = amarelo-alaranjado	Z = Y = marrom X = laranja-avermelhado
--	--------------------------------------	--	-------------------------------------	-------------------------------	---	--	--	-------------------------------------	---	---	------------------------------------	---	-------------------------------------	-------------------------------	--	--	--	---	---

(continua)

Tabela 16 - Composição química de biotitas e flogopitas de Anitápolis.

	Nefelina sienitos		Rochas mesocráticas de borda			Fonolitos				
	13-91,5	19-73,0	4-51,65		21-138	1			4-2	
			A	B		A	B	A	B	C
SiO ₂	37,21	38,33	36,48	36,08	36,10	36,94	36,21	35,90	37,18	36,63
TiO ₂	4,21	3,35	4,87	4,27	3,22	5,02	5,12	5,10	4,12	4,27
Al ₂ O ₃	10,85	10,74	11,15	11,29	14,00	12,33	12,34	13,52	11,68	11,73
FeO*	19,11	18,19	20,11	19,42	17,36	21,69	23,39	20,57	14,16	19,98
MnO	0,39	0,45	0,50	0,48	0,32	0,37	0,41	0,14	0,27	0,25
MgO	15,09	16,33	15,34	15,60	15,84	12,30	10,60	13,20	18,29	14,14
CaO	0,04	0,12	0,05	0,10	0,08	0,03	0,01	0,01	0,06	0,04
Na ₂ O	0,23	0,23	0,27	0,27	0,26	0,37	0,46	0,38	0,33	0,32
K ₂ O	9,75	9,74	9,68	9,47	9,70	9,50	9,42	9,31	9,66	9,60
BaO	0,09	0,02	0,17	0,12	0,08	0,56	0,48	0,53	0,56	0,24
F	0,38	0,21	0,60	0,32	0,09	0,64	0,57	0,65	0,33	0,31
Cl	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
TOTAL	97,35	97,70	99,23	97,42	97,05	99,76	99,01	99,29	96,63	97,50
O ≡ F	0,16	0,09	0,25	0,13	0,04	0,27	0,24	0,27	0,14	0,13
	97,19	97,61	98,98	97,29	97,01	99,49	98,77	99,02	96,49	97,37
FÓRMULA ESTRUTURAL NA BASE DE 22 OXIGÊNIOS										
Si	5.636	5.729	5.473	5.478	5.412	5.541	5.526	5.377	5.553	5.559
Al	1.937	1.892	1.972	2.019	2.474	2.179	2.218	2.386	2.056	2.097
Ti	0.479	0.377	0.549	0.488	0.363	0.566	0.587	0.574	0.463	0.487
Fe	2.420	2.273	2.522	2.465	2.176	2.721	2.983	2.576	1.769	2.535
Mn	0.050	0.057	0.063	0.062	0.041	0.047	0.052	0.018	0.034	0.032
Mg	3.406	3.638	3.429	3.531	3.539	2.749	2.409	2.947	4.072	3.198
Ca	0.006	0.019	0.008	0.016	0.013	0.005	0.002	0.002	0.009	0.006
Na	0.068	0.067	0.078	0.079	0.076	0.108	0.135	0.110	0.095	0.095
K	1.884	1.857	1.852	1.835	1.855	1.818	1.831	1.779	1.840	1.858
Ba	0.005	0.001	0.010	0.007	0.005	0.033	0.029	0.031	0.032	0.014
Z	7.573	7.621	7.445	7.497	7.886	7.720	7.744	7.763	7.609	7.656
Y	6.355	6.345	6.563	6.546	6.119	6.083	6.031	6.115	6.338	6.252
X	1.963	1.954	1.948	1.937	1.948	1.964	1.997	1.922	1.977	1.973
FeO/MgO	1,27	1,11	1,31	1,24	1,09	1,76	2,39	1,54	0,74	1,41
Z	Y = marrom X = amarelo-alaranjado	Y = marrom X = amarelo-alaranjado	Y = marrom-escuro X = amarelo-alaranjado	Y = marrom X = amarelo	Y = marrom X = amarelo-alaranjado	Y = marrom-escuro X = amarelo	Y = marrom-escuro X = amarelo-alaranjado	Y = marrom-escuro X = amarelo	Y = marrom-esverdeado X = amarelo	Y = marrom X = amarelo

(continua)

Tabela 16 - Composição química de biotitas e flogopitas de Anitápolis.

	Foscoritos														
	2-40,0				16A-77,3				33-113,8						
	A	B	C	D	A	B	C	A	B	C	D	E	F	G	H
SiO ₂	42,04	42,12	41,69	41,75	40,98	42,48	42,59	42,24	40,98	40,71	41,80	42,54	42,68	42,06	41,26
TiO ₂	0,19	0,14	0,16	0,15	1,77	0,17	0,13	0,14	0,19	0,13	1,83	0,43	0,83	0,52	0,81
Al ₂ O ₃	3,64	6,25	2,84	2,73	11,29	2,79	4,50	2,65	6,17	1,96	11,46	9,49	10,05	11,26	11,80
FeO*	13,81	10,67	15,97	18,69	11,05	15,27	12,73	19,02	14,65	19,50	6,53	6,88	5,94	5,58	6,95
MnO	0,15	0,10	0,15	0,20	0,20	0,14	0,12	0,17	0,14	0,17	0,12	0,09	0,09	0,10	0,13
MgO	26,04	25,72	25,23	23,74	23,16	23,71	27,45	24,42	25,22	22,82	24,16	25,66	26,08	25,25	24,20
CaO	0,43	0,40	0,56	0,50	0,16	0,28	0,30	0,28	0,74	0,89	1,29	0,22	0,25	0,19	0,11
Na ₂ O	0,08	0,27	0,11	0,08	0,40	0,37	0,36	0,28	0,20	0,19	0,38	0,39	0,37	0,35	0,36
K ₂ O	10,12	9,92	9,47	9,57	9,44	9,73	9,81	9,17	8,61	9,20	9,79	9,21	9,65	9,56	10,07
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,10
F	0,46	0,58	0,42	0,23	0,32	0,29	0,26	0,33	0,42	0,28	0,41	0,54	0,45	0,35	0,25
Cl	0,10	0,04	0,10	0,05	0,05	0,07	0,11	0,16	0,01	0,08	0,03	0,00	0,04	0,00	0,01
TOTAL	97,07	96,21	96,70	97,71	98,87	98,31	98,37	98,87	97,32	95,93	96,85	95,46	96,44	95,23	96,05
O = F	0,19	0,24	0,18	0,10	0,13	0,12	0,11	0,14	0,18	0,12	0,17	0,23	0,19	0,15	0,11
	96,88	95,97	96,52	97,61	98,74	98,19	98,26	98,73	97,14	95,81	96,68	95,23	96,25	95,08	95,94
FÓRMULA ESTRUTURAL NA BASE DE 22 OXIGÊNIOS															
Si	6.237	6.183	6.261	6.271	5.812	6.242	6.168	6.268	6.027	6.283	5.927	6.114	6.054	6.015	5.913
Al	0.657	1.081	0.503	0.484	1.387	0.484	0.767	0.463	1.107	0.356	1.316	1.607	1.680	1.897	1.993
Ti	0.022	0.016	0.018	0.017	0.189	0.019	0.014	0.016	0.021	0.015	0.195	0.047	0.090	0.055	0.088
Fe	1.714	1.309	2.006	2.348	1.311	1.876	1.541	2.361	1.801	2.516	0.774	0.827	0.705	0.668	0.833
Mn	0.019	0.013	0.019	0.026	0.024	0.018	0.015	0.021	0.018	0.022	0.015	0.011	0.011	0.012	0.016
Mg	5.758	5.628	5.648	5.316	4.896	5.849	5.924	5.402	5.528	5.249	5.107	5.497	5.515	5.383	5.169
Ca	0.068	0.063	0.090	0.080	0.024	0.044	0.047	0.044	0.116	0.147	0.044	0.034	0.029	0.029	0.017
Na	0.023	0.077	0.033	0.024	0.110	0.106	0.102	0.081	0.057	0.057	0.105	0.109	0.102	0.097	0.099
K	1.914	1.957	1.815	1.833	1.708	1.824	1.813	1.736	1.615	1.811	1.771	1.688	1.747	1.743	1.840
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.006
Z	6.894	7.264	6.764	6.754	7.699	6.726	6.935	6.731	7.134	6.639	7.843	7.721	7.734	7.912	7.906
Y	7.513	6.966	7.691	7.707	6.420	7.762	7.494	7.800	7.368	7.802	6.091	6.382	6.821	6.118	6.106
X	2.005	1.997	1.938	1.937	1.845	1.974	1.962	1.861	1.788	2.015	1.922	1.831	1.878	1.870	1.962
FeO/MgO	0,53	0,24	0,63	0,79	0,48	0,57	0,46	0,78	0,58	0,85	0,47	0,27	0,23	0,22	0,28

Z = Y = amarelo-alaranjado
X = laranja

Z = Y = amarelo-alaranjado
X = amarelo-alaranjado

Z = Y = amarelo-alaranjado
X = vermelho-alaranjado

Z = Y = amarelo-alaranjado
X = vermelho

Z = Y = amarelo-alaranjado
X = amarelo-alaranjado

Z = Y = amarelo-alaranjado
X = vermelho-alaranjado

Z = Y = amarelo-alaranjado
X = laranja

Z = Y = laranja
X = vermelho-alaranjado

Z = Y = laranja-esverdeado
X = laranja

Z = Y = verde-escuro
X = vermelho-alaranjado

Z = Y = amarelo-esverdeado
X = amarelo-alaranjado

Z = Y = amarelo
X = laranja

Z = Y = amarelo-esverdeado claro
X = amarelo-alaranjado

Z = Y = amarelo-claro
X = amarelo-alaranjado

Z = Y = verde
X = amarelo-alaranjado

(continua)

Tabela 16 - Composição de biotitas e flogopitas de Anitápolis.

	Carbonatitos									Glimmeritos				
	16A-50,5		31A-88,5	39-46,8		50-54,7				1-23,3				
	A	B		A	B	A	B	C		A	B	C	D	E
SiO ₂	43,34	42,62	42,95	42,67	42,85	41,94	41,91	41,05	41,50	41,62	41,77	41,65	40,63	
TiO ₂	0,09	0,09	0,10	0,13	0,17	0,25	0,34	2,90	0,39	0,12	2,37	1,52	2,03	
Al ₂ O ₃	9,80	6,01	6,49	11,67	8,47	10,29	9,51	11,60	8,58	4,09	10,56	10,27	11,26	
FeO*	4,35	12,58	9,64	4,51	7,06	5,27	5,09	7,56	9,95	12,53	8,05	6,60	6,51	
MnO	0,05	0,09	0,07	0,07	0,07	0,09	0,07	0,21	0,05	0,07	0,05	0,07	0,05	
MgO	27,77	27,32	27,02	26,70	26,58	28,53	27,83	24,91	25,73	27,32	23,78	25,46	24,47	
CaO	0,28	0,48	0,30	0,23	0,51	0,42	0,54	0,60	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	
Na ₂ O	0,28	0,32	0,94	0,32	0,30	0,40	0,41	0,43	0,22	0,12	0,17	0,17	0,30	
K ₂ O	10,22	9,12	8,48	9,67	9,62	9,59	9,55	9,46	10,40	10,48	10,25	10,47	9,97	
BaO	0,02	0,00	0,00	0,13	0,01	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,14	0,01	0,10	
F	0,43	0,26	0,11	0,45	0,35	0,35	0,50	0,33	0,25	0,67	0,45	0,82	0,65	
Cl	0,01	0,03	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
TOTAL	96,65	98,93	96,10	96,58	96,01	97,14	95,78	99,07	97,16	97,04	97,57	97,04	96,01	
O ≡ F	0,18	0,11	0,05	0,19	0,15	0,15	0,21	0,14	0,11	0,28	0,19	0,35	0,27	
	96,47	98,82	96,05	96,39	95,86	96,99	95,57	98,93	97,05	96,76	97,38	96,69	95,74	
FÓRMULA ESTRUTURAL NA BASE DE 22 OXIGÊNIOS														
Si	6.099	6.090	6.195	5.995	6.143	5.899	5.987	5.726	5.992	6.156	5.939	5.946	5.846	
Al	1.626	1.012	1.103	1.933	1.428	1.706	1.601	1.908	1.461	0.712	1.769	1.727	1.910	
Ti	0.010	0.010	0.011	0.014	0.019	0.026	0.037	0.304	0.042	0.014	0.253	0.163	0.220	
Fe	0.512	1.503	1.163	0.530	0.847	0.620	0.608	0.882	1.202	1.551	0.957	0.788	0.783	
Mn	0.006	0.011	0.009	0.009	0.009	0.011	0.009	0.025	0.006	0.009	0.006	0.001	0.006	
Mg	5.825	5.817	5.804	5.592	5.680	5.982	5.925	5.180	5.537	6.023	5.039	5.416	5.248	
Ca	0.043	0.074	0.047	0.035	0.078	0.063	0.082	0.090	0.002	0.003	0.000	0.000	0.005	
Na	0.077	0.090	0.264	0.087	0.083	0.110	0.114	0.115	0.061	0.034	0.047	0.046	0.083	
K	1.836	1.663	1.560	1.733	1.760	1.720	1.741	1.683	1.916	1.978	1.859	1.907	1.829	
Ba	0.001	0.000	0.000	0.007	0.001	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.008	0.001	0.006	
Z	7.725	7.102	7.298	7.928	7.571	7.605	7.588	7.634	7.453	6.868	7.708	7.673	7.756	
Y	6.353	7.341	6.987	6.145	6.555	6.639	6.579	6.391	6.749	7.597	6.255	6.368	6.257	
X	1.957	1.827	1.871	1.862	1.922	1.893	1.937	1.888	1.984	2.015	1.914	1.954	1.923	
FeO/MgO	0,16	0,46	0,36	0,17	0,26	0,18	0,18	0,30	0,39	0,46	0,34	0,26	0,27	

Z = Y = verde-claro
X = amarelo-alaranjado

Z = Y = amarelo-alaranjado
X = laranja

Z = Y = amarelo-alaranjado
X = laranja

Z = Y = verde-claro
X = amarelo-alaranjado

Z = Y = verde-amarelado
X = laranja

Z = Y = verde-claro
X = amarelo-alaranjado

Z = Y = verde-claro
X = laranja-claro

Z = Y = marrom
X = amarelo

Z = Y = bege
X = vermelho-alaranjado

Z = Y = amarelo-alaranjado
X = vermelho

Z = Y = marrom
X = amarelo-alaranjado

Z = Y = marrom-claro
X = amarelo-alaranjado

Z = Y = marrom-claro
X = amarelo

$\text{Fe}^{2+}) + \text{Mn}$ (Fig. 20). Nota-se que grande parte desses minerais situa-se em torno da linha flogopita-annita, com predomínio dos termos mais magnesianos, e que as flogopitas dos carbonatitos, foscoritos e glimmeritos desviam-se das demais face ao maior empobrecimento em Al.

Nas micas Ti ocorre em quantidades compreendidas entre 0,010 e 0,587 átomo por fórmula unitária. De acordo com Rock (1982), que separa em titânio-biotitas, quando a quantidade de Ti excede a 0,5 átomo por fórmula, e biotitas titaníferas, quando esse elemento varia de 0,1 a 0,5, as micas das rochas silicáticas de Anitápolis podem ser classificadas comumente como titaníferas. Já nos carbonatitos e foscoritos a proporção de Ti é em geral baixa, com apenas alguns casos caracterizando flogopitas titaníferas. No glimmerito analisado Ti varia de 0,014 a 0,253, e para a maior parte dos casos (C, D e E) tem-se flogopitas titaníferas.

Nas micas analisadas Ti ocorre substituindo a Mg, conforme pode ser visualizado na Fig. 21; nesta, as amostras dispõem-se em torno de uma reta de inclinação 1:5, indicando que outros elementos estão envolvidos no processo. Essa mesma inclinação acha-se evidenciada quando se correlaciona Ti com FeO_T convertido para Fe^{2+} (Fig. 22). Tanto em um como em outro diagrama pode-se observar que a maior parte das flogopitas dos carbonatitos e foscoritos, bem como algumas do glimmerito afastam-se da reta, com baixos valores de Ti para proporções variáveis de Mg e Fe^{2+} . O desvio para maiores quantidades de ferro aparece nas micas com pleocroísmo invertido, característico de teores elevados de Fe_2O_3 . Portanto, considerando-se apenas o Mg, é possível dizer-se que para as micas de Anitápolis a equação $\text{Ti} + \square = 2\text{R}^{2+}$ de Forbes e Flowers (1974) é apenas parcialmente responsável pelas substituições presentes. Já nos diagramas Ti x Al (Fig. 23) e Ti x Si (Fig. 24) as correlações não ocorrem ou são pouco evidentes.

O exposto acima, aliado à deficiência em Al octaédrico e ao desconhecimento do conteúdo de Fe^{3+} , faz com que os mecanismos de substituição propostos na literatura, como:

Fig. 20 - Diagrama Mg-Al-(Fe²⁺+Mn) para as micas de Anitápolis Fe_T calculado como Fe²⁺. Símbolos como no anexo II.

Fig. 21 - Diagrama de correlação Ti versus Mg para as micas de Anitápolis. Símbolos como no anexo II.

Fig. 22 - Diagrama de correlação Ti versus Fe^{2+} para as micas de Anitápolis. Símbolos como no anexo II.

Fig. 23 - Diagrama de correlação Ti versus Al para as micas de Anitápolis. Símbolos como no anexo II.

Fig. 24 - Diagrama de correlação Ti versus Si para as micas de Anitápolis. Símbolos como no anexo II.

não sejam aplicáveis às micas estudadas.

Por outro lado, o pleocroísmo das micas é altamente dependente das concentrações de TiO_2 , MgO e FeO , como apontado primeiramente por Hall (1941). Dessa forma, procurou-se relacionar o esquema pleocróico das micas de Anitápolis com as quantidades de TiO_2 , MgO e FeO e com a razão FeO/MgO . Na Fig. 25, que reúne as micas presentes em rochas silicáticas, nota-se que a variedade marrom escura contém maiores quantidades de TiO_2 e FeO e baixo MgO , o que se reflete numa alta razão FeO/MgO ; tonalidades gradativamente mais claras são originadas pela diminuição de TiO_2 e aumento de MgO , enquanto que os tons avermelhados decorrem de TiO_2 relativamente alto e FeO muito baixo. Por outro lado, a cor verde oliva mostra valores baixos de TiO_2 e um predomínio de MgO sobre FeO ; o tom castanho esverdeado provém de um aumento de TiO_2 com proporções aproximadamente iguais de FeO e MgO .

Nas flogopitas de carbonatitos, foscoritos e glimmeritos (Fig. 26) a cor marrom é também devida ao alto TiO_2 e a uma maior quantidade de FeO que as verdes. Já nas variedades mais alaranjadas e avermelhadas o TiO_2 é baixo e o FeO alto, o que se reflete nas elevadas razões FeO/MgO ; um aumento do FeO é acompanhado pela maior absorção no índice X. Tonalidade verde clara está relacionada com pouco TiO_2 e alto MgO , que transiciona para aquelas de cor marrom através da cor verde escura, ou seja, por um aumento em TiO_2 e FeO .

Esses dados contrariam, em parte os fornecidos por Rimsaite (1969). Essa autora assinala que nas micas do carbonatito de Oka, as variedades verde claro e marrom contém teores aproximadamente iguais de FeO e MgO , com TiO_2 sendo mais elevado nas marrons; a variedade laranja seria decorrente do alto

Fig. 25 - Variações de TiO_2 , MgO , FeO e da razão FeO/MgO para as micas das rochas silicáticas de Anitápolis. O número que antecede ao esquema pleocróico de cada variedade corresponde a quantidade de análises efetuadas e é diretamente relacionado a largura das barras.

Fig. 26 - Variações de TiO_2 , FeO , MgO e FeO/MgO nas flogopitas de carbonatitos, foscoritites e glimmerites de Anitópolis. O número que antecede ao esquema pleocrômico de cada variedade corresponde a quantidade de análises efetuadas e é diretamente relacionado a largura das barras.

TiO_2 e a bege de um menor conteúdo em FeO. A variedade verde clara descrita em Oka parece ter gênese posterior, pois nesse carbonatito ela ocorre formando bordas em torno da variedade verde escura, o que não foi observado em Anitápolis, onde tanto nos carbonatitos quanto nos foscóritos, o mineral cristaliza-se como lamelas idiomórficas envolvidas por outras variedades. Entretanto, essa mica verde claro assemelha-se quanto à cor e à concentração de Ti e Mg àsquelas presentes no carbonatito de Jacupiranga, e investigadas por Gaspar e Wyllie (1987), que as comparam, através desses elementos, com as de peridotitos do manto descritas por Delaney et al. (1980).

Rimsaite (1969) descreve flogopitas de tonalidade laranja aparentemente idênticas às existentes nos carbonatitos e foscóritos de Anitápolis, atribuindo a coloração a maior quantidade de Al_2O_3 e menor de FeO quando comparadas às variedades marrons. No presente caso, a cor acha-se associada à maior concentração de FeO.

As modificações químicas entre os diversos tipos de mica podem ser também reconhecidas por meio de perfis analíticos obtidos em cristal zonado (Fig. 27). Neste, a porção central, marrom, mostra teores mais elevados em TiO_2 , MnO e Al_2O_3 e menores em MgO e FeO. A mica de cor verde escura (pontos 3, 4, 15, 16 e 17 do perfil), envolvendo a marrom, responde pelo aumento de MgO e diminuição de TiO_2 , com os valores de SiO_2 , FeO... e Al_2O_3 permanecendo constantes. Por outro lado, a flogopita laranja (pontos 1, 2 e 18) que ocorre como capas em torno das demais variedades, exibe conteúdos elevados de SiO_2 , MgO e FeO associados a um decréscimo de TiO_2 e Al_2O_3 .

Resultados semelhantes foram obtidos por Farmer e Boettcher (1981) em cristal zonado, contendo na parte central flogopita com pleocroísmo reverso e bordas com pleocroísmo normal. Também para esses autores a flogopita laranja é caracterizada por SiO_2 , MgO e FeO altos e Al_2O_3 e TiO_2 baixos.

A baixa concentração de Al das flogopitas de cor laranja a vermelho é o fator responsável pelo não preenchimento da camada tetraédrica, embora isso também seja observado junto às demais variedades, porém, de modo não tão pronunciado. Somente em duas análises (16A-0A e 42-54,2-D) ele é suficiente para

Fig. 27 - Perfil analítico em cristal zonado de flofopita. Espaço-mento de 10μ.

completar a posição, originando pequenas quantidade de Al octaédrico.

Um levantamento dos dados de literatura evidencia que, em muitos casos de micas de rochas alcalinas e carbonatíticas, a soma Si+Al perfaz de 7,7 a 7,9 cátions, existindo, em contrapartida, um excesso no total de 6,0 cátions correspondentes à camada octaédrica.

Embora a maior parte das micas das rochas silicáticas de Anitápolis exiba comportamento semelhante ao descrito, as flogopitas de carbonatitos, foscoritos e glimmeritos apresentam maiores desvios, chegando a valores tão baixos quanto 6,639 para a soma Si+Al, com concomitante aumento na "camada octaédrica", de 6,000 para 7,802 átomos por fórmula unitária (33-113,8-C; Tabela 16). Essas diferenças quanto aos valores estequiométricos são tão acentuadas que não podem ser devidas simplesmente a imprecisões analíticas, mas sim ao fato de que certa quantidade de cátions destinada à camada octaédrica deve, na realidade, estar preenchendo as posições tetraédricas.

Na literatura, o procedimento para estabelecer a fórmula das micas trioctaédricas segue duas correntes distintas: preencher a deficiência do tetraédrico com Ti ou com Fe^{3+} . Enquanto a primeira é defendida por pequeno número de autores (e.g. Farmer e Boettcher, 1981) a segunda, de Fe^{3+} tetraédrico, encontra maior aceitação apesar de apresentar dificuldades teóricas quanto à sua aplicação, especialmente no caso das análises por microsonda eletrônica.

A entrada de pequenas quantidades de Fe^{3+} tetraédrico gera modificações no esquema pleocróico das micas levando à formação de cores mais avermelhadas em X, como assinalado originalmente por Wones (1963). Essas mudanças caracterizam as denominadas tetraferroflogopitas, muito embora biotitas possam também apresentar cores avermelhadas nesse índice de absorção, como apontado por Hogarth (1964).

Portanto, a locação de Fe^{3+} na camada tetraédrica só encontra amparo quando acompanhada de observações ópticas indicativas; daí certos autores advogarem a existência de Ti tetraédrico para as micas não apresentando variação no esquema pleocróico.

Contudo, o maior problema reside no fato de que atualmente a grande maioria das análises de micas é obtida por microsonda eletrônica, inexistindo até o momento métodos matemáticos para a discriminação do ferro total em FeO e Fe₂O₃. Como geralmente todo o ferro é calculado como FeO a soma dos cátions octaédricos apresenta-se superestimada em menor ou maior grau, em função da quantidade de Fe₂O₃ presente na amostra.

Como em Anitápolis as amostras que possuem os valores mais baixos correspondentes à soma Si+Al são também as que mostram os mais baixos conteúdos de Ti, parece claro que neste caso o elemento não é responsável pelo desvio estequiométrico das fórmulas das flogopitas.

Por outro lado, as micas com maiores deficiências em Si+Al exibem reversão de pleocroísmo, que se torna mais avermelhado quanto maior o ferro total, o que indica que parte do ferro é na realidade Fe₂O₃ com participação efetiva de Fe³⁺ tetraédrico.

Para esses casos foi elaborado um esquema de cálculo discriminando os dados de ferro total obtidos por microsonda em FeO e Fe₂O₃ (Bello e Furtado, em preparação). Neste esquema, onde se calcula uma quantidade excessiva de Fe₂O₃, utiliza-se para a normalização 14 cátions que correspondem à soma da camada tetraédrica e octaédrica, de acordo com as indicações de Dymek (1983); os cátions alcalinos e alcalino terrosos interfoliares não são empregados na normalização, pois, em não estando tão fortemente aderidos à estrutura, podem mostrar maiores deficiências por alteração. Esse método pode ser formulado como:

$$14 = \frac{22}{x} \left[(\% \text{cat. SiO}_2 + \% \text{cat. TiO}_2 + \% \text{cat. Al}_2\text{O}_3 + \% \text{cat. MnO} + \% \text{cat. MgO}) + \frac{(\% \text{peso FeO}_T - 0,9 \text{Fe}_2\text{O}_3) \cdot 1000}{\text{PM FeO}} + \frac{\% \text{peso Fe}_2\text{O}_3}{\text{PM Fe}_2\text{O}_3} \right]$$

onde $x = \Sigma + a + 3b$

sendo $a = \text{FeO} = \text{FeO}_T - 0,9 \text{Fe}_2\text{O}_3$

$b = \text{Fe}_2\text{O}_3$

Σ = somatório de oxigênios sem FeO_T.

O emprego desse cálculo para algumas amostras de flogopitas de carbonatitos e foscoritos de Anitápolis revela que os valores catiônicos tendem a se aproximar dos estequiométricos, com a camada tetraédrica perfazendo de 7,858 a 8,0000, enquanto que a octaédrica varia de 5,000 a 6,704, com o Fe^{3+} tetraédrico variando de 0,112 a 1,482 (Tabela 17).

Associando-se os dados ao esquema pleocróico verifica-se para essas micas que: as de cor amarelo-alaranjada (em $Y=Z$) mostram aumento de absorção no índice X com maiores incrementos de Fe^{3+} tetraédrico; as de cor amarelo-alaranjado contêm menores quantidades desse elemento (0,711); as de cor laranja possuem valores intermediários (0,849 a 1,179), enquanto que as vermelhas variam de 1,116 a 1,482 átomos. Por outro lado, nas flogopitas com cores marrom e verde escuro (em $Y=Z$) a quantidade de Fe^{3+} requerida para exibir cor alaranjada é bem menor, de 0,112 a 0,386 átomos. Cumpre também salientar que as flogopitas verde e marrom são as que contêm maiores valores de Al_2O_3 , com as verdes mostrando relação $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ em torno de 1,0 e a marrom próxima a 2,0; para as demais, Fe_2O_3 predomina amplamente sobre FeO .

Mesmo que os valores obtidos com esse esquema de cálculo não sejam dos mais exatos, verifica-se, como seria lícito esperar, que as maiores deficiências na soma $\text{Si}+\text{Al}$ acham-se ligadas a maior quantidade de Fe^{3+} tetraédrico. Nota-se ainda, que a intensidade de coloração no índice X varia para micas com camadas octaédricas semelhantes em função de Fe^{3+} tetraédrico, embora para micas diferentes as quantidades absolutas do elemento necessário para ocasionar modificações sensíveis de coloração sejam muito diferentes: de 0,711 a 1,482 átomos nas micas amarelas para apenas 0,112 a 0,386 átomos nas da cor marrom e verde.

A maior intensidade da cor no índice X estaria ligada a um aumento na f_{O_2} , obedecendo ao mecanismo de substituição do tipo oxiannita O_2 ($\text{Fe}^{2+}+\text{OH} = \text{Fe}^{3+}+\text{O}^-$), de acordo com Partin et al. (apud Hewitt e Wones, 1984).

Tabela 17 - Composição química de flogopitas de Anitápolis, discriminando teoricamente FeO de Fe₂O₃.

	2-40,0				16A-77,3			16A-50,5		31A-88,5	39-46,8	
	A	B	C	D	A	B	C	A	B		A	B
SiO ₂	42,04	42,12	41,69	41,75	40,98	42,48	42,59	43,34	42,62	42,95	42,67	42,85
TiO ₂	0,19	0,14	0,16	0,15	0,77	0,17	0,13	0,09	0,09	0,10	0,13	0,17
Al ₂ O ₃	3,64	6,25	2,84	2,73	11,29	2,79	4,50	9,80	6,01	6,49	11,67	8,47
FeO	4,05	4,78	4,58	7,17	7,90	2,79	1,55	2,26	0,88	2,19	2,59	3,81
Fe ₂ O ₃	10,85	6,54	12,66	12,80	3,50	13,87	12,42	2,33	13,00	8,28	2,14	3,61
MnO	0,15	0,10	0,15	0,20	0,20	0,14	0,12	0,05	0,09	0,07	0,07	0,07
MgO	26,04	25,72	25,23	23,74	23,16	26,71	27,45	27,77	27,32	27,02	26,70	26,58
CaO	0,43	0,40	0,56	0,50	0,16	0,28	0,30	0,28	0,48	0,30	0,23	0,51
Na ₂ O	0,08	0,27	0,11	0,08	0,40	0,37	0,36	0,28	0,32	0,94	0,32	0,30
K ₂ O	10,12	9,92	9,47	9,57	9,44	9,73	9,81	10,22	9,12	8,48	9,67	9,62
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,13	0,01
F	0,46	0,58	0,42	0,23	0,32	0,29	0,26	0,43	0,26	0,11	0,45	0,35
Cl	0,10	0,04	0,10	0,05	0,05	0,07	0,11	0,01	0,03	0,01	0,02	0,03
TOTAL	98,15	96,86	97,97	98,97	99,22	99,69	99,60	96,88	100,22	96,94	96,79	96,38
O ≡ F	0,19	0,24	0,18	0,10	0,13	0,12	0,11	0,18	0,11	0,05	0,19	0,15
	97,96	96,62	97,79	98,87	99,09	99,57	99,49	96,70	100,11	96,89	96,60	96,23
FÓRMULA ESTRUTURAL NA BASE DE 22 OXIGÊNIOS												
Si	6.070	6.083	6.065	6.072	5.763	6.032	5.984	6.066	5.903	6.070	5.965	6.088
Al	0.620	1.064	0.487	0.468	1.872	0.467	0.745	1.617	0.981	1.081	1.923	1.419
Fe ^{3+IV}	1.179	0.711	1.386	1.401	0.365	1.482	1.271	0.245	1.116	0.849	0.112	0.386
Fe ^{3+VI}					0.006		0.042		0.238	0.032	0.113	
Ti	0.021	0.015	0.018	0.016	0.187	0.018	0.014	0.009	0.009	0.011	0.014	0.018
Fe ²⁺	0.489	0.578	0.557	0.875	0.929	0.331	0.182	0.264	0.102	0.259	0.302	0.452
Mn	0.018	0.012	0.018	0.025	0.024	0.017	0.014	0.006	0.011	0.008	0.008	0.008
Mg	5.604	5.536	5.470	5.146	5.854	5.653	5.748	5.792	5.639	5.691	5.563	5.628
Ca	0.067	0.062	0.087	0.078	0.024	0.043	0.045	0.042	0.071	0.045	0.034	0.078
Na	0.022	0.076	0.031	0.023	0.109	0.102	0.098	0.076	0.086	0.258	0.087	0.083
K	1.864	1.828	1.758	1.776	1.694	1.763	1.758	1.825	1.611	1.529	1.725	1.744
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.007	0.001
Z	7.869	7.858	7.938	7.941	8.000	7.981	8.000	7.928	8.000	8.000	8.000	7.893
Y	6.132	6.704	6.063	6.059	6.000	6.019	6.000	6.071	5.999	6.001	6.000	6.106
X	1.953	1.966	1.876	1.877	1.830	1.908	1.901	1.944	1.768	1.832	1.853	1.906

Z = Y = amarelo-alaranjado
X = laranjaZ = Y = amarelo-alaranjado
X = amarelo-alaranjadoZ = Y = amarelo-alaranjado
X = vermelho-alaranjadoZ = Y = amarelo-alaranjado
X = vermelhoZ = Y = marrom
X = amarelo-alaranjadoZ = Y = amarelo-alaranjado
X = vermelho-alaranjadoZ = Y = amarelo-alaranjado
X = vermelhoZ = Y = verde-claro
X = amarelo-alaranjadoZ = Y = amarelo-alaranjado
X = laranjaZ = Y = amarelo-alaranjado
X = laranjaZ = Y = verde-claro
X = amarelo-alaranjadoZ = Y = verde-amarelado
X = laranja

4.5. Apatita

Anitápolis destaca-se entre os maciços alcalinos brasileiros por uma importante mineralização fosfática, com a apatita ocorrendo em quantidades significativas em grande número de tipos petrográficos a justificar, dessa forma, o seu estudo químico.

Nas rochas silicáticas ela está presente em maiores quantidades nos apatita-piroxenitos, biotitos e ijolitos, diminuindo de importância nos nefelina sienitos e magnetita-biotita piroxenitos. Nas unidades leucocráticas e mesocráticas de borda perfaz menos que 1% da composição modal. Entretanto, embora o valor médio seja elevado, a proporção é muito variável de amostra para amostra nos diversos tipos litológicos. Em quase todos os casos constata-se, ao microscópio, que a apatita é uma fase de cristalização inicial, aparecendo como inclusão nos piroxênios, micas e minerais leucocráticos e, quando em maiores concentrações, formando agregados poligonais. Nestas rochas encontra-se geralmente livre de inclusões — algumas poucas inclusões fluidas existentes apresentam-se alongadas segundo o eixo cristalográfico c — e possui tamanho médio de 0,5 mm; adicionalmente, mostra-se xenomórfica a subidiomórfica e, em alguns casos, parcialmente digerida pelo piroxênio, ou então fraturada e corroída por carbonatos.

Nos carbonatitos está também presente em proporções variáveis, como agregados poligonais na forma de bolsões ou camadas. O tamanho e a forma dos cristais pouco difere dos conhecidos nas rochas silicáticas, mas, por outro lado, contém maior riqueza de inclusões fluidas. Neste tipo petrográfico a cristalização parece ser concomitante com a da olivina e anterior à dos demais minerais.

Nos foscoritos é o mineral mais abundante revelando ao microscópio ampla faixa de cristalização; ocorre seja como inclusão na olivina até como constituinte da matriz da rocha.

Nos glimmeritos é uma fase acessória e cristaliza-se próxima ao contato com os carbonatitos, além de orientada em relação a estes últimos.

O estudo químico do mineral foi efetuado usando-se como padrões a apatita (Wilbeforce) para Ca, P e F, egirina-augita (16A) para Na e Si, o eutético de $\text{SrO} \cdot \text{SiO}_2$ para Sr e o sintético de terras raras (REE 3) para La e Ce. Testes esporádicos para Sm e Lu forneceram, via de regra, valores abaixo do limite de detecção.

Na Tabela 18 é fornecida a composição química da apatita em diferentes amostras, bem como a sua fórmula estrutural na base de 24 oxigênios. Os valores expressos representam a média aritmética de determinações realizadas, via de regra, em 5 grãos por amostra.

As apatitas analisadas podem ser classificadas como flúor-apatitas com teores de F compreendidas entre 2,83 a 3,74%. Ressalvando-se os prováveis desvios em relação aos valores reais resultantes da determinação de halogênios por microsonda, não foi observada para esses minerais qualquer correlação do F com o estágio de diferenciação do mineral, ao contrário do reconhecido por Nash (1972) para o complexo alcalino-carbonatítico de Iron Hill.

O conteúdo de La_2O_3 e Ce_2O_3 varia de 0,28 a 0,04%, mais baixo do que o obtido para Iron Hill (Nash, 1972), porém, enquadrando-se dentro da faixa das apatitas de vários maciços alcalino-carbonatíticos da URSS (Landa et al., 1983). Tanto as terras raras como o Ca e o Na não mostram qualquer correlação entre si, e tampouco com o estágio de cristalização da rocha, apesar da concentração deste último elemento situar-se abaixo do limite de detecção da técnica para os magnetita-biotita piroxenitos, biotititos e uma amostra de ijolito.

Por sua vez, Si exibe relação inversa com o P, não obstante alguma dispersão dos pontos no diagrama (Fig. 28). O mesmo comportamento é mostrado pelas apatitas de Iron Hill, tanto no que se refere à dispersão como ao grau de inclinação da reta, indicando que enquanto ocorre vacância de dois átomos de P apenas um átomo de Si entra nessa posição estrutural. Assim, igual número de átomos de outro elemento, ou soma de elementos, faz-se necessário para manter o balanço estrutural. Sommerauer e Katz-Lehnert (1985) por meio de estudos com espectroscopia de infra-vermelho, verificam que o radical PO_4^{3-}

Tabela 18 - Composição química de apatitas de Anitápolis.

	Magnetita-biotita		Piroxênio	Apatita		Ijolitos			Nefelina
	piroxenitos		biotititos	piroxenitos					sienitos
	42-54,2	47-28	2-98,6	16A-70	23-71,3	36-69,3	36-101,3	57-58,5	19-73,0
SiO ₂	0,35	0,45	0,18	0,22	0,30	0,19	0,26	0,23	0,17
CaO	54,80	55,02	54,84	54,59	54,19	54,72	54,59	54,48	54,37
SrO	0,14	0,06	0,37	0,30	0,17	0,48	0,65	0,29	0,55
Ce ₂ O ₃	0,10	0,23	0,16	0,15	0,15	0,02	0,12	0,11	0,02
La ₂ O ₃	0,04	0,03	0,02	0,03	0,05	0,02	0,05	0,07	0,04
Na ₂ O				0,05		0,06	0,06	0,03	0,04
P ₂ O ₅	39,80	40,60	40,78	40,02	40,25	40,88	39,41	40,94	41,04
F	3,38	3,48	3,56	3,61	3,42	3,43	3,29	2,94	3,43
TOTAL	98,62	99,87	99,90	98,97	98,53	99,82	98,42	99,09	99,66
O ≡ F	1,43	1,47	1,50	1,52	1,44	1,45	1,39	1,24	1,45
TOTAL	97,22	98,40	98,40	97,45	97,09	98,37	97,03	97,85	98,21
FÓRMULA ESTRUTURAL NA BASE DE 24 OXIGÊNIOS									
Ca	9.799	9.694	9.690	9.698	9.670	9.645	9.784	9.615	9.591
Sr	0.014	0.006	0.036	0.029	0.016	0.045	0.063	0.028	0.052
Ce	0.006	0.014	0.010	0.009	0.009	0.001	0.007	0.007	0.001
La	0.003	0.002	0.001	0.002	0.003	0.001	0.003	0.004	0.002
Na				0.016		0.018	0.019	0.010	0.012
P	5.624	5.652	5.687	5.621	5.678	5.694	5.581	5.703	5.718
Si	0.058	0.074	0.030	0.037	0.050	0.032	0.043	0.040	0.028

(continua)

Tabela 18 - Composição química de apatitas de Anitápolis.

	Carbonatitos						Foscoritos		Glimmeritos	
	16A-50,5	31A-88,5	36-46,4	39-46,8	40-86,4	56-54,7	2-40,0	16A-77,3	33-113,8	1-23,3
SiO ₂	0,03	0,06	0,01	0,07	0,02	0,06	0,04	0,13	0,10	0,05
CaO	54,68	54,82	54,35	54,05	54,77	54,75	53,59	54,88	55,06	54,36
SrO	0,12	0,37	0,03	0,20	0,21	0,35	0,55	0,66	0,13	0,33
Ce ₂ O ₃	0,17	0,15	0,16	0,25	0,09	0,09	0,16	0,18	0,13	0,11
La ₂ O ₃	0,08	0,05	0,06	0,03	0,04	0,04	0,08	0,06	0,05	0,05
Na ₂ O	0,05	0,05	0,03	0,08	0,09	0,05	0,07	0,05	0,06	0,15
P ₂ O ₅	40,81	40,16	40,84	40,89	41,17	41,44	39,60	41,22	40,49	40,50
F	3,74	3,62	2,83	3,46	3,62	3,55	3,23	3,47	3,51	3,35
TOTAL	99,67	99,28	98,30	99,03	100,01	100,33	97,32	100,65	99,53	98,85
O ≡ F	1,58	1,53	1,19	1,46	1,53	1,50	1,36	1,46	1,48	1,41
TOTAL	98,09	97,75	97,11	97,57	98,48	98,83	95,96	99,19	98,05	97,44
FÓRMULA ESTRUTURAL DA BASE DE 24 OXIGÊNIOS										
Ca	9.658	9.780	9.642	9.593	9.640	9.587	9.716	9.618	9.755	9.677
Sr	0.011	0.036	0.003	0.019	0.020	0.033	0.054	0.063	0.013	0.032
Ce	0.010	0.010	0.010	0.016	0.006	0.006	0.010	0.010	0.008	0.006
La	0.005	0.003	0.004	0.002	0.002	0.002	0.005	0.004	0.003	0.003
Na	0.016	0.016	0.009	0.026	0.029	0.016	0.022	0.015	0.018	0.048
P	5.696	5.660	5.731	5.732	5.725	5.736	5.673	5.700	5.669	5.697
Si	0.005	0.008	0.002	0.010	0.003	0.010	0.007	0.020	0.017	0.005

Fig. 28 - Diagrama de correlação P versus Si para as apatitas de Anitápolis. Símbolos como no anexo II.

Fig. 29 - Diagrama de correlação Sr versus Si para as apatitas de Anitápolis. Símbolos como no anexo II.

é substituído por $\text{SiO}_4^{4-} + \text{CO}_3^{2-}$, com o SO_4^{2-} tendo papel de menor importância nesse mecanismo. Esses autores propõem uma completa solução sólida onde a carbonato-apatita representaria a fase mais rica com CO_3^{2-} e SiO_4^{4-} com respeito a PO_4^{3-} .

Em Anitápolis, o conteúdo de Si das apatitas apresenta razoável variação, estendendo-se desde 0,002 a 0,074 átomo por fórmula unitária. No diagrama que correlaciona Si e Sr (Fig. 29) pode-se notar que o mineral forma dois grupos distintos: um com baixo conteúdo em Si e Sr variável — reunindo amostras de carbonatito, foscorito e glimmerito — e outro, onde existe variação negativa entre esses dois elementos, consistindo de apatitas de rochas silicáticas. Embora Watson e Green (1981) postulem que o coeficiente de distribuição do Sr na apatita seja imune às variações da composição do líquido, constata-se, junto às rochas silicáticas, que as apatitas provenientes das variedades mais melanocráticas contêm teores mais baixos de Sr e mais altos de Si, com os valores deste último elemento decrescendo com a diferenciação, enquanto que Sr comporta-se de modo inverso.

O mesmo parece acontecer no complexo de Iron Hill embora Nash (1972) não mencione o fato. Através do exame do quimismo das suas apatitas observa-se que os conteúdos em SiO_2 são maiores nos piroxenitos e diminuem em direção aos ijolitos e carbonatitos; por sua vez o Sr aumenta no sentido das rochas mais ricas em sílica, apresentando valores dispare nos carbonatitos.

Embora Le Bas e Hundley (1979) apregoem que a composição das apatitas reflete o quimismo do líquido parental com mudanças sensíveis nos conteúdos de Ca, TR e Sr, verifica-se, nas amostras de Anitápolis, que Si é o melhor indicador de tal processo e, de maneira subordinada, o Sr.

4.6. Anfibólios

Os anfibólios nas rochas de Anitápolis são minerais tardios, oriundos da substituição de olivinas, nos carbonatitos e foscoritos, e de piroxênios, nas silicáticas; nestas últimas predominam nos apatita piroxenitos e nas rochas de borda.

Nas rochas silicáticas ocorrem em todos os tipos petrográficos, via de regra em escassas quantidades, cristalizando-se nas bordas dos cristais de piroxênio quando estes estão em contato com carbonatos ou zeolitas. Neste processo de substituição formam-se geralmente dois tipos de anfibólio, um mais próximo dos carbonados e outro mais distante.

O anfibólio de ocorrência mais distante é prismático alongado a acicular, possuindo extinção aproximadamente reta, pleocroísmo fraco em tons de verde claro a incolor ou amarelo claro a incolor, birrefringência em torno de 0,03 e comprimento menor que 0,1 mm. O pequeno tamanho dos grãos impediu na maior parte das amostras o seu estudo químico; somente no glimmerito, portador de anfibólio com características ópticas semelhantes, porém, com dimensões médias de 1,0 mm, foi possível a determinação do quimismo.

O anfibólio cristalizado no contato com carbonatos, muitas vezes intercrescido com tetraferroflogopita, mostra seções basais idiomórficas, cores anômalas de interferência e pleocroísmo acentuado, variando de "indigo blue", a violeta e a verde-amarelado, ou então, de verde-azulado, a verde-amarelado e a amarelo-esverdeado. A maior granularidade dos grãos, 0,1 mm a 0,4 cm, propiciou maior número de determinações químicas.

Nos carbonatitos, os anfibólios aparecem em escassas quantidades, além de restritos aos sovitos. Nos foscóritos ocorrem em maiores concentrações, podendo atingir até 12% da moda. Nos dois casos, substituem a olivina, associando-se a outros produtos de alteração como a tetraferroflogopita. Além de estarem presentes como grãos isolados, de ocorrência disseminada entre as camadas de apatita ou entre os cristais de carbonatos, podem constituir agregados fibror radiais. Os cristais são aciculares a prismáticos alongados e portadores de pleocroísmo fraco em tons de verde claro a incolor, ângulos de extinção ($Z - c$) variáveis de 20 a 40°, birrefringência em torno de 0,020 e dimensões compreendidas entre 0,1 e 1,5 mm.

As análises químicas foram realizadas em média de 7 grãos por amostra, com cerca de cinco determinações por grão, sendo três na parte central e duas nas bordas. Os padrões utilizados foram hornblenda Kakanui para Ti, K e Ca, hornblenda Wilbefer-

ce para Mn, Al e Fe, actinolita para Si e Mg, egirina augita (16A) para Na e biotita (Bio 3) para F. Em testes esporádicos para Cl empregou-se a escapolita 17.120, com os dados obtidos acusando teores abaixo do limite de detecção.

Na Tabela 19 a fórmula estrutural foi calculada na base de 23 átomos de oxigênio, assumindo-se primeiro todo o ferro como FeO e, após, como Fe₂O₃. Dessa forma, como sugerido por Robinson *et al.* (1982), pode-se atingir limites químicos onde no cálculo com FeO ocorrerá um maior número de cátions, maior ocupação na camada A e maior conteúdo em Si. Por outro lado, o cálculo com Fe₂O₃ aumenta o número de oxigênios em relação ao de cátions minimizando a ocupação da posição A e diminuindo o conteúdo em Si.

Esses valores, bem como os demais relativos à fórmula estrutural dos anfibólios, são de suma importância já que nos trabalhos mais modernos a classificação desses minerais é feita principalmente em base química.

Partindo da fórmula geral

onde

T = Si, Al, Fe³⁺, Ti

C = excesso de Al, Ti, Fe³⁺ mais Mg, Fe²⁺ e Mn

B = excesso de Fe²⁺, Mn, Mg mais Ca e Na

A = excesso de Na mais K.

Leake (1978) distingue os anfibólios sódico-cálcicos por apresentarem (Ca+Na)_B maior que 1,34 e Na_B entre 0,67 e 1,34 e os alcalinos por conterem Na_B maior que 1,34.

Conforme pode ser observado na Tabela 19, os anfibólios presentes nos foscoritos e nos carbonatitos contêm (Ca+Na)_B maior que 1,34 e Na_B entre 0,67 e 1,34, sendo, portanto, classificados como sódico-cálcicos. Adicionalmente, por conterem valores superiores a 7,5 átomos de Si por fórmula unitária, razão Mg/Mg+Fe²⁺ acima de 0,5 e com (Na+K)_A mais elevada que 0,5, são classificados como richterita.

Por outro lado, os anfibólios analisados nas rochas silicáticas enquadram-se como alcalinos em vista de conterem mais que 1,34 átomos de sódio na posição B. A baixa quantidade de

Tabela 19 - Composição química dos anfibólios das rochas de Anitápolis, SC

Rochas de borda

	Apatita piroxenito			Mesocráticas		Leucocráticas			Foscoritos		Carbona- titos	Glimme- ritos
	16A-70	27-33,2	4-61,9	21-138 (A)	21-138 (B)	E-2	7-83	2-40	16A-77,3	33-113,8	56-54,7	4-27,3
SiO ₂	53,10	54,87	54,11	53,66	52,01	53,29	51,57	55,57	56,09	53,71	54,89	52,32
TiO ₂	0,15	0,13	0,68	0,92	0,95	0,66	0,71	0,24	0,21	0,28	0,14	0,56
Al ₂ O ₃	1,64	0,03	0,53	0,38	0,87	0,15	0,69		0,06	0,64	0,13	0,90
FeO	8,28	10,31	10,97	11,97	27,16	13,20	24,24	3,26	2,51	3,46	2,41	26,67
MnO	0,53	0,68	0,26	0,18	0,06	0,85	0,21	0,08	0,09	0,13	0,07	0,04
MgO	18,54	16,74	16,04	16,78	2,00	11,75	4,77	21,51	23,33	21,97	22,86	1,34
CaO	2,37	4,06	1,36	1,44	1,60	3,48	3,61	5,70	6,31	6,48	6,77	4,20
Na ₂ O	8,38	7,83	8,31	8,17	12,90	9,06	10,28	6,48	6,21	5,80	6,04	10,60
K ₂ O	0,78	1,68	15,20	1,82	0,36	1,51	0,21	1,37	1,57	1,48	1,18	0,02
F	0,51	0,73	0,15	0,44		2,13		0,66	0,70	0,65	0,50	
Total	94,27	97,06	94,12	95,76	97,91	96,07	96,30	94,87	97,08	94,58	95,00	96,66
O = F	0,21	0,30	0,06	0,18		0,90		0,28	0,29	0,27	0,21	
Total	94,06	96,76	94,06	95,58	97,91	95,17	96,30	94,59	97,79	94,31	94,79	96,66
Fe ₂ O ₃	9,20	11,46	12,19	13,30	30,18	14,67	26,94	3,62	12,79	3,85	2,68	29,64
FÓRMULA ESTRUTURAL NA BASE DE 23 OXIGÊNIOS (Fe total calculado como Fe ²⁺)												
Si	7,854	8,030	8,082	7,946	8,128	8,139	8,071	8,008	7,898	7,806	7,878	8,230
Al	0,286	0,005	0,094	0,161	0,160	0,027	0,128		0,010	0,110	0,022	0,168
Ti	0,017	0,014	0,076	0,042	0,111	0,075	0,084	0,026	0,023	0,031	0,015	0,067
Fe ²⁺	1,024	1,262	1,370	1,483	3,549	1,686	3,173	0,392	0,296	0,421	0,289	3,509
Mn	0,067	0,085	0,033	0,023	0,008	0,110	0,028	0,010	0,011	0,017	0,009	0,005
Mg	4,087	3,653	3,571	3,703	0,465	2,676	1,112	4,619	4,896	4,760	4,890	0,314
Ca	0,376	0,636	0,220	0,228	0,269	0,569	0,606	0,879	0,952	1,009	1,042	0,708
Na	2,403	2,222	2,407	2,346	3,909	2,682	3,119	1,809	1,696	1,635	1,681	3,233
K	0,146	0,313	0,289	0,343	0,071	0,295	0,042	0,252	0,282	0,275	0,216	0,004
(Ca+Na) _B	1,667	2,000	1,656	1,642	2,000	2,000	2,000	1,953	1,774	1,771	1,797	2,000
Na _B	1,291	1,345	1,636	1,414	1,731	1,431	1,394	1,074	0,822	0,762	0,755	1,292
FÓRMULA ESTRUTURAL NA BASE DE 23 OXIGÊNIOS (Fe total calculado como Fe ³⁺)												
Si	7,683	7,816	7,917	7,698	7,546	7,851	7,551	7,960	7,863	7,735	7,829	7,813
Al	0,280	0,051	0,092	0,156	0,148	0,027	0,120		0,010	0,109	0,022	0,159
Ti	0,016	0,014	0,075	0,041	0,103	0,073	0,078	0,026	0,023	0,031	0,015	0,063
Fe ³⁺	1,002	1,229	1,208	1,436	3,295	1,627	2,968	0,351	0,265	0,417	0,288	2,997
Mn	0,065	0,082	0,033	0,022	0,007	0,106	0,026	0,010	0,011	0,016	0,008	0,005
Mg	3,998	3,554	3,498	3,587	0,432	2,580	1,040	4,592	4,875	4,717	4,860	0,296
Ca	0,368	0,620	0,216	0,221	0,249	0,550	0,567	0,874	0,947	1,000	1,035	0,672
Na	2,351	2,162	2,358	2,272	3,629	2,588	2,917	1,798	1,688	1,620	1,671	3,069
K	0,143	0,305	0,283	0,333	0,066	0,283	0,039	0,251	0,281	0,273	0,215	0,004
(Ca+Na) _B	1,956	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	1,952	1,692	1,978	2,000
Na _B	1,588	1,380	1,784	1,779	1,751	1,450	1,433	1,126	1,005	0,692	0,943	1,328
Mg/Mg+Fe ²⁺	0,80	0,74	0,72	0,71	0,11	0,61	0,26	0,92	0,94	0,92	0,80	0,08
Classif.	Mg-arfv.	Mf-arfv.	Mg-arfv.	Mg-arfv.	Arfv.	F-Mg-arfv.	Arfv.	Richt.	Richt.	Richt.	Richt.	Fe-Richt.

Al — como de resto nos anfibólitos das demais amostras —, aliada ao melhor balanço da fórmula quando o ferro é calculado como Fe_2O_3 , faz com que seja admitida uma razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+}+\text{Al}^{\text{VI}}$ maior que 0,5, o que leva a caracterizá-los como arfvedsonitas. Os exibindo baixa razão $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$ são classificados, de acordo com Leake (1978), como arfvedsonita enquanto que os demais como Mg-arfvedsonita. Em apenas uma amostra a quantidade de F é maior que 2%, correspondendo, assim, a um F-Mg-arfvedsonita.

A amostra de glimmerito, a única a permitir a análise do anfibólito acicular cristalizado em torno do piroxênio, fornece valores de Na_p menor que 1,34. A baixa razão $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$, aliada ao fato de a ocupação na camada A ser maior que 0,5, bem como de contar mais que 7,5 átomos de Si por fórmula unitária, possibilitam classificar o mineral como Fe-richterita. É interessante notar que esta amostra apresenta os mais altos valores de Fe e de Si quando o Fe é calculado como FeO, indicando que grande parte desse elemento deve ocorrer no estado trivalente.

CAPÍTULO 5

QUÍMICA DE ROCHAS

Das amostras destinadas à microsonda foram primeiramente selecionadas 29 para fins de análise para 37 elementos, incluindo maiores, menores e traços.

Posteriormente, foram selecionadas mais 4 amostras com a finalidade de aumentar o espectro de alguns tipos petrográficos; estas foram analisadas para os óxidos principais, bem como para BaO, S, F, Cl e terras raras.

As determinações químicas foram realizadas na Divisão de Laboratórios (GEOLAB) da Geologia e Sondagens Ltda., Belo Horizonte, sob a supervisão do Dr. Cláudio Vieira Dutra, empregando-se técnicas analíticas diversas.

SiO₂, Al₂O₃, FeO total, CaO e TiO₂ foram analisados por fluorescência de raios X, em equipamento de fabricação Rigaku, o mesmo sucedendo com P, S, Ba, Sr, Rb, Cl e Th, a diferença residindo no fato de que no primeiro caso as amostras foram todas fundidas em tetraborato de lítio e, no segundo, o pó apenas prensado.

Os demais elementos traços foram determinados por espectrografia ótica de emissão, usando-se um espectrógrafo Jarrell-Ash com montagem Ebert.

Outras metodologias empregadas consistiram de via úmida convencional (titulação com permanganato de potássio) para Fe²⁺

e técnicas de eletrodo de íon específico para F.

Também nos laboratórios da GEOLAB foram analisadas 5 amostras para os elementos terras raras, usando-se espectrômetro seqüencial com excitação por plasma de argônio acoplado indutivamente (ICP), com as amostras sofrendo prévia concentração com resina de troca iônica, conforme descrito por Dutra (1984). Pelo mesmo método foram analisadas 18 amostras nos laboratórios do Dr. Govindarajn, em Nancy, França.

Deve-se salientar a pequena quantidade de material disponível para as análises químicas, já que a quase totalidade das amostras foi obtida a partir de testemunhos de sondagem.

5.1. Elementos maiores e menores

Os resultados referentes a 33 amostras analisadas para os elementos maiores e menores, bem como às normas moleculares calculadas pelo método CIPW e o coeficiente agpaitico estão expressos na Tabela 20.

Elas compreendem os diferentes tipos petrográficos presentes em Anitápolis, como foscorititos, carbonatitos, glimmeritos e rochas silicáticas, estas últimas representadas por espécies notadamente alcalinas como magnetita-biotita piroxenitos, ijolitos e fonolitos, a rochas que ao microscópio revelam uma natureza híbrida, com contribuição de material granítico, como mesocráticas e leucocráticas de borda.

Essa natureza diversificada acha-se expressa no grande espectro composicional das amostras variando desde carbonatitos e foscorititos, os quais contêm teores de sílica extremamente baixos - com um máximo não superior a 20,4% -, até rochas leucocráticas de borda, cujos valores para esse óxido chegam a atingir 67%.

O grau de subsaturação em sílica é extremamente variável. Na grande maioria dos casos ele é considerável, refletindo-se nos altos valores de nefelina e leucita normativos, como por exemplo, para as amostras de fonolitos, alguns ijolitos, ultramáficas e nefelina sienitos. Os traços de leucita normativos nem sempre dizem respeito a quantidades elevadas de mica, pois, em muitos casos, a biotita possui escassa representatividade

TABELA 20 - Composição química (elementos maiores e menores) e norma CIPW para as rochas de Anitápolis.

	Magnetita-biotita piroxenitos				Piroxênio	Apatita	Ijolitos					
	8-33	42-54,2	43-29	47-28	biotitito	piroxenito	16A-108	21-60,9	22-46,0	23-71,3	36-69,3	
					2-98,6	27-33,2						
SiO ₂	41,90	37,90	42,30	33,90	34,70	44,90	48,30	43,90	47,90	45,80	40,90	
TiO ₂	2,60	2,80	2,60	4,10	1,60	0,54	0,50	0,47	0,40	0,38	0,28	
Al ₂ O ₃	7,10	5,50	4,00	2,00	5,90	1,30	3,00	9,40	6,90	13,40	14,40	
Fe ₂ O ₃	7,80	9,80	12,00	20,10	2,90	9,10	6,80	9,80	6,90	4,60	5,70	
FeO	6,80	7,94	8,93	13,18	8,70	4,84	5,53	2,27	3,82	2,69	3,61	
MnO	0,15	0,28	0,19	0,31	0,16	0,36	0,26	0,25	0,26	0,22	0,11	
MgO	13,20	9,30	10,40	9,30	8,10	5,80	10,40	7,70	7,90	4,60	4,70	
CaO	13,50	16,40	15,30	14,90	18,30	20,90	17,00	12,80	15,80	13,50	14,30	
Na ₂ O	0,83	1,50	0,87	0,86	1,20	3,80	3,20	5,90	5,40	3,90	5,60	
K ₂ O	3,50	2,10	2,10	0,49	4,70	0,99	1,70	2,90	1,90	3,70	2,60	
P.F.	1,49	2,87	1,08	0,60	1,14	1,71	2,79	4,60	2,45	3,91	3,34	
P ₂ O ₅	0,69	3,10	0,11	0,20	9,90	5,50	0,44	0,85	0,33	2,80	3,80	
SrO	0,03	0,06	0,02	0,01		0,07	0,05	0,05	0,03	0,25	0,12	
BaO	0,29	0,36	0,12	0,03	0,12	0,02	0,04	0,06	0,03	0,11	0,27	
TOTAL	99,88	99,90	100,02	99,98	97,42	99,83	100,01	99,95	100,02	99,86	99,73	
F	0,10	0,20	0,06	0,03	0,46	0,26	0,06	0,11	0,02	0,14	0,15	
S	0,10	0,11	0,04	0,02	0,17	0,03	0,02	0,15	0,03	0,06	0,24	
NORMA CIPW												
Or	0,89	8,94	11,72	2,90	0,58	4,91				21,89	15,39	
Ab				0,33						9,61	2,22	
An	5,33	2,08	0,81	0,15						8,16	6,51	
Ne	3,81	6,89	3,99	3,77	2,27	0,64	3,32	17,47	13,50	12,69	24,51	
Ks												
Lc	15,54	2,74	0,55		21,32	0,75	7,88	13,45	8,81			
Di	43,12	43,75	53,99	50,00	14,25	31,24	30,53	19,87	23,22	24,83	25,40	
Hd	2,10	3,57	4,50	2,62	7,00	16,22	9,73		6,49	1,52	2,22	
Wo				2,33		4,11	13,15	13,61	16,42	3,36	2,33	
Hi												
Ac					5,27							
Po	9,10	2,11	0,64		12,32	26,36	8,25	7,01	6,25			
Fa	0,56	0,22	0,07		5,28		3,32		2,21			
Ms						0,27	18,62	15,64	18,32			
La												
Mt	11,31	14,23	17,40	29,13	1,57		0,52	3,01	0,81	6,67	8,27	
Hm								2,32				
Il	4,94	5,33	4,94	7,79	3,03	1,03	0,95	0,89	0,76	0,72	0,53	
Ap	1,62	7,30	0,26	0,47	23,43	12,84	1,03	1,99	0,77	6,57	8,93	
Pi	0,19	0,21	0,07	0,04	0,31	0,06	0,04	0,28	0,06	0,11	0,45	
Fr	0,08	0,16	0,10	0,03			0,04	0,07				
Qz												
Kp												
TOTAL	98,59	97,51	99,04	99,43	99,63	98,41	97,30	95,61	97,62	96,15	96,78	
Na ₂ + K ₂ O	0,72	0,86	0,93	0,95	0,86	5,52	2,40	1,37	1,58	0,79	0,84	
Al ₂ O ₃												

(continua)

TABELA 20 - Composição química (elementos maiores e menores) para as rochas de Anitápolis.

	Rochas de borda										
	Nefelina sienitos		Mesocráticas		Leucocráticas			Fonolitos			
	12-66	13-91,5	4-51,65	21-138	7-36,3	7-83,05	E-2	1	2	4-1	4-2
SiO ₂	54,40	43,40	50,10	50,20	62,60	58,30	67,20	47,10	46,60	48,30	47,80
TiO ₂	0,96	0,92	0,65	0,53	<0,05	0,52	0,29	0,95	1,60	0,56	0,61
Al ₂ O ₃	19,50	8,30	3,10	7,60	16,90	11,90	12,50	17,20	16,70	17,10	14,90
Fe ₂ O ₃	3,40	3,50	10,10	5,20	0,87	6,30	2,9	4,40	6,60	4,40	5,50
FeO	1,27	7,0	4,11	4,18	0,21	1,70	1,2	2,48	2,55	2,26	2,62
MnO	0,05	0,17	0,29	0,16	<0,01	0,12	0,09	0,15	0,21	0,16	0,16
MgO	0,79	5,70	6,10	7,50	1,30	2,30	1,2	2,10	2,40	2,70	2,40
CaO	2,70	14,40	15,70	10,60	0,96	3,90	1,2	4,20	6,90	6,00	7,60
Na ₂ O	4,20	3,50	4,40	3,50	3,80	4,10	5,5	10,60	5,80	8,70	8,90
K ₂ O	8,60	4,8	2,10	6,30	12,40	9,20	6,5	6,70	6,70	4,10	5,00
P.F.	3,36	1,68	1,58	2,84	0,69	1,34	0,76	3,34	2,66	4,46	2,96
P ₂ O ₅	0,10	5,1	1,50	0,99	0,16	0,05	0,14	0,56	0,80	1,10	1,20
SrO	0,07		0,04	0,05	0,01	0,03		0,05	0,08	0,08	0,06
BaO	0,65	0,14	0,05	0,15	0,05	0,05	0,04	0,11	0,29	0,08	0,13
TOTAL	100,05	98,61	99,82	99,80	99,90	99,81	98,54	99,94	99,89	100,00	99,84
F	0,01	0,26	0,08	0,10	0,01	0,01	0,07	0,12	0,08	0,08	0,10
S	0,07	0,50	0,95	0,03	0,02	0,02	0,01	0,08	0,12	0,08	0,16
NORMA CIPW											
Or	50,83	13,64	11,78	10,10	73,29	54,37	38,41	5,25	37,85	24,25	12,97
Ab	15,76				13,41	5,23	28,11			8,67	
An	9,23										
Ne	10,72	8,64	2,31	2,18	2,43	2,58		27,75	26,35	30,62	26,47
Ks											
Lc		11,57	0,51	21,30				26,96	1,39		13,03
Di	4,16	12,02	32,90	28,20	2,80	11,29	2,68	9,18	13,01	14,57	12,96
Hd		20,17	9,45	9,26	0,25	4,20	1,41	4,74		3,52	7,12
Wo			6,56						5,57	0,16	2,42
Hi							1,72				
Ac		10,12	29,16	15,04	2,51	18,21	8,41	12,73	0,42	7,49	15,91
Fo	0,08	5,99		3,97	1,37	0,36		0,70			
Fa				1,65	0,15	0,17		0,46			
Ms		0,51		1,99	2,66	0,94	2,06	5,61			1,97
La											
Mt	1,22		0,06						3,84	2,63	
Hm	2,56								3,81		
Il	1,82	1,74	1,24	1,01	0,04	0,99	0,55	1,81	3,04	1,06	1,16
Ap	0,25	12,10	3,51	2,32	0,38	0,12	0,33	1,32	1,90	2,59	2,82
Pi	0,13	0,84	1,78	0,06	0,04	0,04	0,02	0,15	0,22	0,15	0,30
Fr				0,02		0,01		0,15	0,02		
Qz							13,89				
Kp											
TOTAL	96,77	97,34	99,26	97,09	99,32	98,50	97,59	96,80	97,43	95,70	97,14
Na ₂ O + K ₂ O	0,84	1,34	3,11	1,67	1,16	1,40	1,31	1,43	1,00	1,10	1,35
Al ₂ O ₃											

(continua)

TABELA 20 - Composição química (elementos maiores e menores) e norma CIPW para as rochas de Anitápolis.

	Foscoritos						Carbonatitos			Glimmeritos	
	1-16,3	2-40,2	7-76,8	16A-77,3	16A-50,5	31A-88,5	36-46,4	39-83,5	49-82	54-34,6	4-27,2
SiO ₂	4,20	4,50	6,50	10,30	0,47	3,30	13,80	20,4	3,00	3,0	38,00
TiO ₂	1,00	1,10	1,70	0,24	0,07	0,12	0,47	<0,05	0,08	<0,01	3,00
Al ₂ O ₃	0,49	<0,10	0,98	2,10	<0,10	0,30	<0,10	1,80	0,52	0,21	9,20
Fe ₂ O ₃	30,20	32,10	53,60	4,80	3,10	10,70	11,50	3,30	3,00	<0,01	5,40
FeO	14,46	14,13	20,49	3,11	1,70	4,67	5,24	2,83	3,26	0,87	12,90
MnO	0,25	0,36	0,26	0,12	0,23	0,16	0,51	0,60	1,80	0,32	0,28
MgO	3,00	5,00	2,00	6,80	1,70	4,40	16,60	6,80	12,80	1,50	9,60
CaO	23,30	23,20	8,00	38,60	51,80	42,30	28,00	24,50	25,80	51,40	6,00
Na ₂ O	0,29	0,51	0,19	0,37	0,07	0,07	0,11	0,29	0,51	0,10	1,20
K ₂ O	0,23	0,11	0,19	2,20	0,06	0,03	0,02	0,03	0,01	0,03	8,30
P.F.	3,35	6,45	4,15	7,34	38,37	27,32	16,43	28,10	38,50	42,34	2,92
P ₂ O ₅	18,60	12,10	1,80	22,90	1,80	6,00	6,80	3,00	0,12	0,12	2,80
SrO	0,12	0,12	0,08	0,31	0,66	0,35	0,26	0,38	1,20		0,05
BaO	0,02	0,01	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	2,30	8,00	0,04	0,08
TOTAL	99,51	99,69	99,96	99,22	100,07	100,65	99,77	94,38*	98,60**	99,93	99,72
F	0,53	0,43	0,10	0,85	0,07	0,19	0,26	0,33	0,05	0,01	0,33
S	1,70	1,60	3,20	1,00	0,30	0,16	0,26	0,47	0,16	0,07	0,09
Or	1,38										
Ab	0,54										
An			1,27			0,33		3,59			
Ne	0,39		0,88			0,26	0,07	1,34	1,00	0,45	0,60
Ks		0,14		5,92	0,10	0,07	0,06		0,02		
Lc			0,89					0,14		0,13	38,57
Di											
Hd											
Wo			2,76					5,78			0,86
Hi											7,99
Ac	1,09	3,63		2,70	0,36		0,62		1,06		16,80
Fo	5,33	8,33	3,52	11,60	2,05	6,11	26,16	11,93	15,79	2,67	13,08
Fa				0,23	0,22			2,01	3,71		
Ms		0,10		0,42	0,02					0,02	
La		10,77	6,39	12,97	53,07	42,31	26,71	29,12	35,59	52,06	2,86
Mt	39,09	36,09	50,91	5,44	2,92	11,49	14,69	4,81	2,54		3,84
Hm	3,37	4,49	18,95			0,59	0,03				
Il	1,93	1,99	3,26	0,45	0,09	0,18	0,81	0,04	0,11		5,71
Ap	42,04	26,91	4,24	52,17	2,90	11,13	14,32	7,29	0,22	0,27	6,59
Pi	3,23	2,86	6,04	1,83	0,39	0,24	0,44	0,88	0,21	0,13	0,17
Fr								0,13	0,06		0,17
Qz											
Kp										1,82	
TOTAL	98,39	95,32	99,11	93,73	62,12	72,71	83,91	67,05	60,31	57,55	97,23

* - Y₂O₃ = 0,043%; CeO₂ = 1,9%; La₂O₃ = 1,5%** - Y₂O₃ = 0,56%; CeO₂ = 0,69%; La₂O₃ = 0,29%

modal. Em contrapartida, as variedades leucocráticas, como de se esperar, fornecem valores de nefelina e leucita extremamente baixos, ocorrendo num único caso a presença de hiperstênio e quartzo normativos, como reflexo da quantidade de quartzo observada em lâmina delgada.

Cox et al. (1979), a partir dos dados coligidos por Le Maitre (1976), utilizam a relação sílica versus álcalis para definir os campos de localização para as distintas rochas vulcânicas. De acordo com esses autores, o diagrama não tem finalidade classificatória, servindo mais para indicar a extensão dos campos em que os vários tipos litológicos podem regularmente ser esperados. A aplicação desse diagrama para as rochas silicáticas de Anitápolis (Fig. 30) mostra dispersão bastante acentuada.

Os magnetita-biotita piroxenitos e os piroxênio biotitos, à semelhança de outras rochas ultramáficas, por conterem baixos teores de álcalis e sílica situam-se fora dos limites propostos por aqueles autores.

A dispersão das amostras da série ijolítica pelos campos dos nefelinitos, nefelinitos-fonolíticos, basanitos, mugearitos e até do basaltos deve-se às diferentes proporções modais de biotita e nefelina nas amostras analisadas.

A posição dos nefelina sienitos, a exemplo dos ijolitos, reflete a grande variação nas proporções mineralógicas, com uma amostra de biotita malignito localizando-se no campo dos nefelinitos, enquanto que a outra, mais leucocrática, caindo no dos fonolitos.

Por outro lado, as amostras de diques, classificadas como fonolitos, situam-se, predominantemente, como nefelinitos-fonolíticos. Comparando-se essas amostras com os valores médios para nefelinitos fornecidos por Le Maitre (1976) constata-se que elas, além de possuírem maiores conteúdos de sílica e álcalis, contêm menores quantidades de CaO, impedindo assim a formação de anortita normativa, presente naqueles nefelinitos em torno de 7%. Já a comparação com a média dos fonolitos proposta pelo mesmo autor, permite observar que as menores quantidades de sílica e teores aproximados de álcalis determinam maiores valores de nefelina e leucita normativos.

Fig. 30 - As rochas alcalinas silicáticas no diagrama $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ versus SiO_2 de Cox et al. (1979). Símbolos como no anexo II.

A amostra de fonolito situada fora dos limites propostos por Cox et al. (1979) é a que apresenta 10,6% de Na_2O e 6,7% de K_2O , distinguindo-se das demais por conter grande quantidade de leucita normativa; em lâmina delgada observa-se grande predomínio de nefelina, presente como fenocristal e na matriz, já parcialmente alterada a cancrinita, além de maiores quantidades de feldspato e mica.

Para as rochas de borda as funções classificatórias do diagrama são muito restritas, notando-se que os termos mais enriquecidos em álcalis e sílica tendem a se aproximar da localização esperada para os traquitos.

O coeficiente agpaítico, também expresso na Tabela 20, foi determinado com base na relação $\text{Na}_2\text{O}+\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (proporção molecular) como proposto por Ussing (1912, apud Gerasimovskii, 1956), que distingue os nefelina sienitos em dois tipos: agpaíticos, com razões maiores que 1,2, e miasquiticos, com valor igual ou menor que 1,0. Para as rochas silicáticas de Anitápolis, o coeficiente agpaítico mostra valores extremamente variáveis, oscilando de 0,72 a 5,52. Possuem relação menor ou igual a 1,0 os magnetita-biotita piroxenitos, os piroxênio biotititos, duas amostras de ijolitos, uma de nefelina sienito e uma de fonolito. Nas demais, ela é mais elevada alta, alcançando valores de até 2,4 para um ijolito, 3,11 para uma rocha mesocrática de borda e 5,52 para o apatita piroxenito.

Estes últimos coeficientes são bem mais elevados que o valor de 2,57 encontrado para os nefelina sienitos do maciço Lovozero (Gerasimovskii, 1956). Considerando que o coeficiente agpaítico foi proposto para rochas com nefelina e feldspato potássico e que em grande número de amostras não apresentem essa associação, esses valores podem ser, em parte, questionados. Porém em uma amostra de ijolito com feldspato (22-46), uma de nefelina sienito (13-91,5) e duas de fonolitos (1 e 4-2) esses dois minerais acham-se presentes e o coeficiente agpaítico é maior que 1,2.

Entretanto, o simples valor do coeficiente agpaítico não é suficiente para classificar uma rocha como agpaítica ou miasquítica. No entender de Gerasimovskii (1956), as rochas agpaíticas caracterizam-se por conter grande quantidade de mine-

rais de titânio, alto conteúdo de Zr, Nb, TR, predominância de Na_2O sobre K_2O e razões $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ superiores a 1,53.

Nas rochas silicáticas de Anitápolis verifica-se que a razão $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ é maior que 1,53 na maior parte dos ijolitos, nos apatita piroxenitos, nos fonolitos, nas leucocráticas de borda e em uma amostra de mesocrática de borda. A predominância de Na_2O sobre K_2O ocorre também nos ijolitos, nos apatita piroxenitos, na quase totalidade dos fonolitos e em uma amostra de mesocrática de borda.

A predominância de Fe_2O_3 e Na_2O levaria, segundo aquele autor, à cristalização de egirina e arfvedsonita, típicos minerais de rochas agpaíticas, enquanto que nas miasquíticas ter-se-ia augita ou egirina-augita associada a barkevikita ou riebeckita.

Por outro lado, para Gerasimovskii (1956), a apatita é um mineral que ocorre tanto nos tipos miasquíticos, como nos agpaíticos de baixo índice, estando contudo ausente daqueles onde o coeficiente é mais elevado. Embora em Anitápolis a presença de apatita seja constante, e não tenham sido reconhecidos zirconossilicatos e titanossilicatos, pode-se inferir que existam rochas de afinidade miasquítica como os magnetita-biotita piroxenitos, piroxênio biotititos e glimmeritos - que contêm teores elevados de K_2O , FeO e uma mineralogia formada de magnetita, piroxênio augítico e biotita - e rochas com afinidade agpaítica como fonolitos, apatita piroxenitos e grande parte dos ijolitos; nestes, o coeficiente agpaítico é superior a 1,2 e está acompanhado por altos teores de Fe_2O_3 e Na_2O . As leucocráticas e mesocráticas de borda, de natureza híbrida, possuem coeficiente agpaítico elevado, razões $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ maiores que 1,53, porém, apresentam, via de regra, grande quantidade de K_2O , presente nos feldspatos que, provavelmente, são provenientes do material granítico encaixante. Os nefelina sienitos, por sua vez, mostram características diferentes para as duas amostras: a primeira exhibe alto coeficiente agpaítico e baixo teor em Fe_2O_3 e Na_2O e a segunda baixo coeficiente, alto conteúdo em Fe_2O_3 e baixo em Na_2O , dificultando o enquadramento em qualquer categoria.

O predomínio de K_2O sobre Na_2O para algumas amostras e o inverso para outras é visível na Figura 31, que os correlacio-

Fig. 31 - Variações dos teores de K_2O e Na_2O para as rochas silicáticas de Anitápolis. As linhas indicam a relação dos óxidos em porcentagem em peso e porcentagem molecular. Símbolos como no anexo II.

na. Para o conjunto dos dados não se observa correlação direta entre os dois álcalis. Considerando os diferentes tipos petrográficos, tem-se que apenas para os fonolitos, e à exceção de uma amostra, os teores de Na e K aumentam proporcionalmente, com predomínio do primeiro deles; para a maior parte das rochas da série dos ijolitos nota-se também certa proporcionalidade, enquanto que para os demais tipos, excluídos aqueles com somente uma amostra analisada, verifica-se que os valores de Na_2O mantêm-se praticamente constantes para uma variação acentuada de K_2O .

A relação entre álcalis, ferro e magnésio para as rochas silicáticas de Anitápolis é mostrada no diagrama AFM da Figura 32. Esta permita observar a tendência alcalina das rochas e a inexistência de termos mais enriquecidos em MgO . A acentuada riqueza em Fe, devida, respectivamente, à abundância de magnetita e de egirina, acha-se evidenciada junto às amostras de magnetita-biotita piroxenitos e apatita piroxenitos. As quantidades elevadas de magnetita fazem com que essas rochas sejam consideradas frações magmáticas atípicas.

Comparando-se o diagrama com os referentes a outros maciços alcalinos brasileiros, nota-se que a ocorrência de termos mais ultrabásicos encontra alguma similaridade com o complexo de Lages (Scheibe, 1986), porém sem este último exibir enriquecimento em ferro. Por outro lado, situação análoga à de Anitápolis é também assinalada para as amostras do Morro de São João, RJ, estudadas por Valença (1980), não obstante estas apresentem maiores conteúdos de álcalis e menor de MgO .

Para mais completa visualização da composição química dos distintos tipos petrográficos presentes em Anitápolis são empregados os diagramas de Harker, onde os diferentes óxidos e elementos acham-se projetados em relação a SiO_2 (Figs. 33 a 37).

Nesses diagramas pode-se constatar que o conjunto das rochas é formado por duas populações distintas: uma, com conteúdos menores de 20% de SiO_2 , e constituída pelas amostras de carbonatitos e foscoritos; outra, com maiores valores para esse óxido, na qual se incluem os demais tipos petrográficos estudados.

Fig. 32 - Diagrama de variação $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)-\text{MgO}$ para as amostras de rochas silicáticas de Anitópolis. Símbolos como no anexo II.

Fig. 33 - Diagrama de variação dos óxidos TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e FeO em relação a SiO_2 (expressos em porcentagem em peso) para as rochas de Anitápolis. Símbolos como no anexo II.

Fig. 34 - Diagrama de variação dos óxidos MnO, MgO, CaO e Na₂O em relação a SiO₂ (expressos em porcentagem em peso) para as rochas de Anitápolis. Símbolos como no anexo II.

Fig. 35 - Diagrama de variação dos óxidos K_2O , P_2O_5 , SrO e BaO em relação à SiO_2 (expressos em porcentagem em peso) para as amostras de Anitápolis. Símbolos como no anexo II.

Fig. 36 - Diagrama de variação de F e S em relação a SiO_2 (expressos em porcentagem em peso) para as rochas de Anitápolis. Símbolos como no anexo II.

Fig. 37 - Diagrama de variação dos elementos traços (em ppm) em relação a SiO_2 . Símbolos como no anexo II.

(continua)

Fig. 37 - Diagrama de variação dos elementos traços (em ppm) em relação à SiO₂. Símbolos como no anexo II.

A população formada pelos carbonatitos e foscoritos possui valores extremamente baixos para Al_2O_3 , Na_2O e K_2O , à exceção apenas de uma única amostra de foscorito portadora de elevadas quantidades de mica (35,3% da análise modal). Em alguns casos, o Al_2O_3 ocorre em concentrações inferiores ao limite de detecção para a técnica empregada.

Para os demais óxidos os dados dos diagramas mostram-se dispersos, não evidenciando assim qualquer tipo de tendência seja para os carbonatitos, seja para os foscoritos.

O TiO_2 é muito baixo para a quase totalidade de amostras de carbonatitos, enquanto que os foscoritos fornecem valores maiores, como resultado da presença de lamelas e grãos exsolvidos de ilmenita na magnetita.

As altas concentrações de magnetita nos foscoritos fazem com que a média de Fe_2O_3 e FeO dessas rochas seja bem maior a dos carbonatitos, com o Fe_2O_3 chegando a atingir valores da ordem de 54%.

Por outro lado, o MnO é maior nos carbonatitos, podendo alcançar até 1,8% nos carbonatitos tardios, o que está em consonância com o esperado para este tipo de rocha (Kapustin 1980, entre outros). Enquanto que nos carbonatitos tardios o Mn está contido nos carbonatos magnesianos, nos foscoritos ele ocorre nas ilmenitas, que, segundo análises por microsonda, contêm até 11% de MnO .

Quanto aos valores de MgO e CaO , os dados mostram-se muito variáveis devido à natureza do material, carbonatitos calcíticos, dolomíticos e foscoritos.

O P_2O_5 tem teor médio maior para os foscoritos relativamente aos carbonatitos, com os valores mais elevados da ordem de 23%, e devidos, a maior concentração de apatita.

Já o SrO e o BaO apresentam-se em quantidades médias maiores nos carbonatitos, com o primeiro atingindo até 1,2% e o segundo até 8%. Quando esses elementos ocorrem em altas concentrações eles podem formar fases minerais próprias, como a alstonita e a ancylita, que se acham presentes nos carbonatitos tardios, ou estar contidos na dolomita. Nas demais amostras de carbonatitos e nos foscoritos Sr é capturado nas apatitas, em substituição ao Ca.

O F exibe valor médio maior para as amostras de foscoritots que de carbonatitos. Locando-se os dados no diagrama de Harker nota-se grande semelhança com a distribuição do P_2O_5 (Fig. 35), a indicar que aquele elemento deve ocorrer, principalmente, na estrutura da apatita.

Também o S mostra valor médio maior para os foscoritots, chegando a alcançar até 3,2%. A locação dos dados no diagrama de Harker é muito similar à do FeO (Fig. 33), sugerindo, assim, que além desse óxido estar presente na magnetita, certa quantidade aparece na forma de sulfetos, estes identificados em secções delgadas polidas para uso em microsonda.

As amostras de rochas silicáticas compreendem desde tipos notadamente alcalinos — como os magnetita-biotita piroxenitos, ijolitos e fonolitos — a rochas com contribuição de material granítico, como as rochas leucocráticas de borda.

Apesar da natureza diversificada das amostras e da certa dispersão dos pontos nos diagramas de Harker, verifica-se que ocorre diminuição de TiO_2 , Fe_2O_3 e FeO e aumenta nos teores de Al_2O_3 , Na_2O e K_2O para quantidades crescentes de SiO_2 (Figs. 33, 34 e 35).

Já o MgO decresce com a elevação de SiO_2 , tendência esta que se torna mais evidente na medida em que são excluídas as rochas nitidamente híbridas, como mesocráticas e leucocráticas de borda. Por outro lado, a eliminação dessas litologias para os demais diagramas não modifica a orientação reconhecida para os óxidos acima referidos, acarretando apenas uma menor dispersão dos pontos. Da mesma forma, a exclusão ou não dessas rochas não confere tendência mais nítida para o CaO ou MnO, como observado em outros maciços.

Com base no diagrama P_2O_5 versus SiO_2 (Fig. 35) pode-se concluir que nas rochas silicáticas a apatita não possui distribuição uniforme, com a sua concentração variando de amostra para amostra nos diferentes tipos petrográficos e alcançando valores mais altos junto aos piroxênio biotititos.

Para as rochas silicáticas, os conteúdos de Sr e Ba passam de 84 a 2112 ppm e de 179 a 5818 ppm, respectivamente. Na Figura 38 correlacionando esses dois elementos é possível distinguir-se duas populações: uma formada por quantidades variá-

veis de Sr e baixo Ba, correspondendo aos carbonatitos e foscoritos, e outra onde o Sr permanece via de regra em baixa concentração, enquanto que Ba viria consideravelmente.

De acordo com Taylor (1965), o Sr substitui o K e o Ca nos feldspatos, aumentando sua concentração em relação a este último durante o fracionamento magmático. Ainda segundo esse autor, o Sr tende a assumir posições de substituição ao Ca onde o número de coordenação deste último varia de 8 a 10, o que impossibilita sua entrada em piroxênios ou micas. Na apatita, a sua entrada é facilitada devido ao fato de o Ca apresentar, neste caso, número de coordenação igual a 9.

Para as amostras de rochas silicáticas, os diagramas que correlacionam Ca versus Sr (Fig. 39) e K versus Sr (Fig. 40) não evidenciam qualquer correlação entre esses elementos. Por outro lado, o exame dos diagramas de Harker para o SrO e P_2O_5 (Fig. 35) mostra que, de modo geral, a disposição é coincidente, o que sugere que o Sr deve ocupar a posição do Ca nas apatitas, à semelhança do que ocorre nos carbonatitos e foscoritos.

De acordo com Taylor (1965), o comportamento geoquímico do Ba é relativamente simples, substituindo o K principalmente nos estádios iniciais da cristalização. No diagrama que correlaciona esses dois elementos (Fig. 41) constata-se um alinhamento preferencial das amostras em torno da relação K/Ba igual a 30. Um maior enriquecimento em K em detrimento do Ba é observado nas amostras de rochas leucocráticas de borda e glimmeritos, enquanto que outro grupo possui valores elevados de Ba e baixos de K. À exceção de duas amostras — um nefelina sienito, em que provavelmente o Ba substitui o K na estrutura do feldspato, e de um ijolito, com alto conteúdo em mica — as demais são representadas pelos magnetita-biotita piroxenitos, onde a biotita contém os maiores teores de Ba quando comparada com a de outros tipos petrográficos. No diagrama BaO versus SiO_2 (Fig. 35) não se nota qualquer enriquecimento nos termos leucocráticos finais.

A distribuição do F nas rochas silicáticas é semelhante à do P_2O_5 , assim como acontece nos foscoritos e carbonatitos, indicando que também para essa população esse elemento

Fig. 38 - Diagrama de variação Sr versus Ba (ppm) para as rochas de Anitápolis.
Símbolos como no Anexo II.

Fig. 39 - Diagrama de variação Ca versus Sr para as rochas silicáticas de Anitópolis. Símbolos como no Anexo II.

Fig. 40 - Diagrama de variação K versus Sr para as rochas silicáticas de Anitópolis. Símbolos como no Anexo II.

Fig. 41 - Diagrama K versus Ba para as rochas silicáticas de Anitópolis.
Símbolos como no Anexo II.

localiza-se principalmente na estrutura da apatita. De modo subordinado ocorre nas micas, como refletido pelas quantidades relativamente elevadas (3300 ppm) de uma amostra de glimmerito e de um piroxênio biotítico.

Os teores de S nas rochas silicáticas variam de 0,01 a 0,95%, e embora o maior valor tenha sido registrado em uma amostra de rocha mesocrática de borda, a presença de fases minerais como pirita e pirrotita é comum a quase todos os tipos petrográficos.

5.2. Elementos traços

Os elementos traços foram dosados em 30 amostras dos diferentes tipos petrográficos presentes em Anitápolis, com os dados constando na Tabela 21 e os diagramas de variação em relação a SiO_2 apresentados na Figura 37.

Rubídio

Os teores de Rb nas amostras de Anitápolis variam de 10 até 320 ppm. As amostras que possuem esse elemento em concentração abaixo do limite de detecção (10 ppm) são representadas pela totalidade dos carbonatitos e pelos foscoritos, com apenas uma única amostra deste último tipo, portadora de maiores quantidades de mica, contendo 45 ppm (Tabela 21).

A curva de variação do Rb mostra estreita correspondência com a do K e, no geral, evidencia aumento do teor desses elementos para quantidades crescentes de SiO_2 . Essa similaridade de comportamento pode ser confirmada no diagrama K/Rb, onde nota-se dispersão muito fraca, com as amostras situando-se preferencialmente entre as linhas que representam relações K/Rb de 300 e 600. A amostra contendo maior quantidade de mica, um glimmerito, apresenta razão baixa, sugerindo assim um enriquecimento de Rb em relação ao K (Fig. 42).

De acordo com Taylor (1965), o enriquecimento de Rb ocorre nos estádios finais da cristalização, com razões normais K/Rb compreendidas entre 150 e 300. Entretanto, parece ser fato comum que rochas alcalinas forneçam razões elevadas semelhantes às encontradas em Anitápolis. Assim, Valença (1980),

Tabela 21 - Composição química (elementos traços, em ppm) para as rochas de Anitápolis.

	Magnetita-biotita piroxenitos				Apatita piroxenito	Ijolitos				
	8-33	42-54,2	43-29	47-28		16A-108	21-60,9	22-46	23-71,3	36-69,3
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
B	22	15	20	43	12	26	<10	<10	22	22
Be	3	<2	3	3	<2	7	<2	<2	13	8
Co	59	68	46	74	16	27	19	14	10	15
Cr	130	74	<5	<5	7	5	<5	<5	<5	<5
Cu	64	330	79	12	18	<5	6	5	18	23
Ga	14	18	16	20	15	14	20	18	26	16
La	<30	<30	<30	<30	55	<30	80	<30	<30	<30
Mo	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Ni	140	82	39	36	59	21	24	22	28	17
Rb	34	38	28	42	40	46	26	<20	50	20
Pb	10	10	10	16	<10	14	<10	10	<10	<10
Sc	74	40	70	40	9	28	12	12	12	12
Sn	<5	17	<5	<5	23	<5	8	7	<5	<5
V	280	406	330	575	500	270	240	210	180	230
Y	<10	43	<10	14	65	26	28	26	48	27
Yb	1	2	2	5	6	2	<1	<1	3	1
Sr	220	480	140	100	620	380	460	260	2100	990
Rb	78	44	42	<10	16	38	46	31	100	50
Cs	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Cl	<20	<20	26	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Th	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15

(continua)

Tabela 21 - Composição química (elementos traços, em ppm) para as rochas de Anitápolis.

	Rochas de borda								
	Nefelina sienitos	Mesocráticas		Leucocráticas		Fonolitos			
	12-66	4-51,65	21-138	7-36,3	7-83,05	1	2	4-1	4-2
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
B	14	20	22	20	22	30	20	20	26
Be	<2	13	4	6	13	14	14	15	10
Co	8	14	16	<5	9	10	14	5	16
Cr	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	20
Cu	20	15	<5	<5	<5	32	25	<5	30
Ga	22	16	22	22	28	31	31	28	28
La	40	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Mo	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Ni	18	25	20	12	20	20	21	12	23
Nb	64	54	39	20	67	70	74	74	51
Pb	<10	10	10	<10	<10	10	<10	14	22
Sc	<5	16	14	<5	12	8	10	5	12
Sn	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
V	150	370	340	78	194	154	280	112	160
Y	22	30	26	<10	<10	22	52	28	36
Yb	<1	5	1	<1	<1	1	3	<1	2
Sr	560	340	380	79	220	430	680	630	540
Rb	140	32	120	320	170	120	130	82	78
Cs	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Cl	<20	65	<20	250	160	67	47	150	430
Th	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15

(continua)

Tabela 21 - Composição química (elementos traços, em ppm) para as rochas de Anitápolis.

	Foscoritos					Carbonatitos				Glimmeritos
	1-16,3	2-40,2	7-76,8	16A-77,3	16A-50,5	31A-88,5	36-46,4	39-83,5	49-82	4-27,2
Ag	<1	<1	<1	3	<1	<1	<1	<1	<1	<1
B	47	16	22	13	<10	20	14	13	14	18
Be	<2	<2	4	4	<2	<2	<2	13	<2	<2
Co	96	73	175	55	17	19	24	12	6	32
Cr	<5	<5	<5	<5	8	<5	<5	<5	<5	10
Cu	148	120	380	205	14	12	10	<5	<5	24
Ga	16	16	<5	8	6	6	12	<5	5	56
La	380	290	70	590	520	420	380	>5000	2500	50
Mo	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Ni	26	26	44	21	22	18	30	16	22	40
Nb	93	230	220	44	40	28	20	88	340	58
Pb	16	190	14	<10	<10	<10	22	50	124	10
Sc	14	11	10	16	13	23	68	<5	5	6
Sn	<5	35	<5	<5	5	<5	9	<5	<5	14
V	345	300	370	164	152	156	240	104	128	290
Y	80	83	33	187	164	120	110	340	4400	46
Yb	1030	1040	670	2600	5600	3000	2170	3250	10000	370
Rb	<10	<10	<10	48	<10	<10	<10	<10	<10	230
Cs	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	72	<10	<10
Cl	52	<20	<20	<20	<20	<20	<20	47	<20	<20
Th	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	51	81	<15

Fig. 42 - Diagrama K versus Rb para as rochas silicáticas de Anitópolis.
Símbolos como no Anexo II.

estudando os complexos da parte oriental do Estado do Rio de Janeiro, registra razões próximas a 400 para os nefelina sienitos de Tanguá, em torno de 500 para os sienitos do Rio Bonito e valores entre 300 e 600 para os gabros e nefelina sienitos do Morro de São João. No maciço do Banhadão, Ruberti (1984) assinala razões K/Rb maiores que 400 para algumas amostras de nefelina sienitos II, flogopita melteigitos e para o melanita-nefelina sienitos. Em Lages, Scheibe (1986) constata que, embora as rochas de Lages mostrem razões que variem de 100 a 400, as variedades básicas alcalinas, os nefelina sienitos porfiríticos e alguns fonolitos porfiríticos possuem razões altas, com preendidas entre 300 e 400.

Boro e Berílio

O B forma tetraedros de $(\text{BO}_4)^{-5}$, os quais poderiam substituir $(\text{AlO}_4)^{-5}$ nos minerais de cristalização inicial, como verificado nos plagioclásios (Taylor, 1965). Nas amostras de Anitápolis, não se observa qualquer tendência no diagrama B versus SiO_2 (Fig. 37), com a grande maioria dos dados situando-se entre 20 e 30 ppm. Como exceção cite-se uma amostra de foscorito e uma de magnetita-biotita piroxenito, contendo 47 e 43 ppm, respectivamente, uma de carbonatito e duas de ijolito com teores abaixo do limite de detecção de 10 ppm (Tabela 21).

O Be, por outro lado, contém via de regra valores abaixo do limite de detecção (2 ppm), à exclusão apenas de algumas amostras de ijolitos, fonolitos, leucocráticas e mesocráticas de borda e uma de carbonatito tardio apresentando maiores concentrações, com um valor máximo de 15 ppm (Tabela 21). O Be forma $(\text{BeO}_4)^{-6}$ que substitui o tetraédro de sílica levando a uma deficiência de carga, a não ser que existam cátions de alta carga como Ti^{4+} ou Zr^{4+} ou grandes quantidades de F^- ou OH^- para compensar as deficiências; essas características fazem com que a concentração desse elemento se dê junto nos líquidos residuais (Ganeev, 1961).

Vanádio e Crômio

O V está presente nas rochas estudadas em concentrações que variam de 78 a 575 ppm (Tabela 21). A distribuição do

elemento no diagrama de Harker (Fig. 37) assemelha-se do Fe_2O_3 , tanto para as variedades silicáticas quanto para os carbonatitos e foscoritos. Esta similaridade de comportamento deve-se ao fato de o V^{3+} substituir o Fe^{3+} , seja nos piroxênios como na magnetita (Taylor, 1965).

O Cr possui comportamento geoquímico semelhante ao do V, ocorrendo em substituição ao Fe^{3+} . Nas amostras de Anitápolis, ele apresenta quase sempre valores abaixo ou próximos ao limite de detecção (5 ppm), excetuando-se apenas alguns casos de magnetita-biotita piroxenitos com valores de 74 e 130 ppm (Tabela 21).

Níquel e Cobalto

Os maiores valores para Ni são encontrados nos magnetita-biotita piroxenitos, quando chegam a atingir 140 ppm. Para as demais variedades as quantidades são significativamente menores com um mínimo de 12 ppm detectado para uma amostra de fonolito e para uma de leucocrática de borda. Segundo Taylor (1965), o Ni^{2+} substitui o Fe^{2+} , empobrecendo rapidamente à medida que se processa o fracionamento magmático, o que atesta o baixo índice atingido pelos magnetita-biotita piroxenitos. É interessante notar-se que apesar do Ni substituir o Fe^{2+} nas olivinas, os foscoritos, rochas portadores de quantidades significativas de olivina, possuem teores de Ni relativamente baixos, indicando, assim, certo grau de fracionamento.

Os teores de Co para as amostras de Anitápolis variam de 175 ppm, amostra de foscorito, a valores abaixo do limite de detecção (5 ppm), obtido em rocha leucocrática de borda. Assim como o Ni^{2+} , o Co^{2+} substitui o Fe^{2+} , diferindo apenas por exibir diminuição menos acentuada durante a cristalização. No diagrama de Harker para o Co (Fig. 37) nota-se, excluída a amostra de glimmerito, forte semelhança entre a disposição dos pontos com a registrada para o FeO.

Cobre, Chumbo, Prata e Molibdênio

O Co nas rochas de Anitápolis varia de teores abaixo do limite de detecção (5 ppm) — constatado em algumas rochas: leucocráticas e mesocráticas de borda, fonolito e carbonatitos

até valores de 330 ppm, nos foscoritos (Tabela 21). A exceção de uma amostra de magnetita-biotita piroxenito, os foscoritos são os que possuem maiores concentrações do elemento, destacando-se sobremaneira dos demais tipos petrográficos. Outras ocorrências de foscoritos têm sido descritas como portadoras de sulfetos de cobre, como Catalão II (Baecker, 1983), Kovdor e Vuoriyarvi (Kapustin, 1980), com destaque para a mineralização de Palabora (PALABORA MINING COMPANY, 1976). Entretanto, há carência de estudos que expliquem esse tipo de mineralização, atribuída à complexa geoquímica do elemento.

O Pb ocorre em geral em baixas concentrações, variando de quantidades inferiores ao limite de detecção (10 ppm) a 22 ppm. Como exceção apareceu uma amostra de carbonatito tardio, com 124 ppm, e uma de foscorito, com 190 ppm (Tabela 21). Nas amostras em que acha-se presente em baixas quantidades, deve muito possivelmente estar contido na apatita, substituindo o Ca, como aventado por Taylor (1965). Naquelas onde o conteúdo é sensivelmente maior forma a que tudo leva a crer galena, mineral presente em carbonatitos e foscoritos associado a sulfetos de cobre e zinco, como descrito, por exemplo, em Palabora (PALABORA MINING COMPANY, 1976).

Mo e Ag ocorrem em concentrações abaixo do limite de detecção, respectivamente, 5 e 1 ppm (Tabela 21). Uma única exceção diz respeito a uma amostra de foscorito exibindo teores de Ag da ordem de 3 ppm, e cujo elemento está provavelmente ligado aos sulfetos de ferro presentes.

Escândio

Nas rochas de Anitápolis, o Sc varia de teores inferiores ao limite de detecção (5 ppm) até 74 ppm, este obtido em uma amostra de magnetita-biotita piroxenito (Tabela 21). Esta litologia apresenta também o maior valor médio para o elemento, o que de certa forma é condizente com o proposto por Taylor (1965), segundo o qual o Sc^{3+} é capturado no lugar do Fe^{2+} em piroxênios mais primitivos. Entretanto, em uma amostra de carbonatito soviético, com elevado conteúdo em magnetita (30-46, 4), foi detectado o valor de 68 ppm. Resultado similar é dado por Scheibe (1986) para uma amostra de carbonatito. Para Eby (1973), o Sc acompanha as TR nos carbonatitos, ocorrendo

na estrutura da calcita e da apatita.

Estanho

O Sn fornece para as rochas de Anitápolis valores quase sempre inferiores ao limite de detecção (5 ppm); apenas algumas poucas amostras possuem maiores concentrações, atingindo a um teor máximo de 35 ppm para uma amostra de foscorito (Tabela 21). O Sn é um elemento de geoquímica complexa, com o seu alto potencial iônico levando à formação de $(\text{SnO}_4)^{4-}$, que não entra na estrutura de silicatos, mas é enriquecido nos líquidos residuais (Taylor, 1965).

Nióbio

Nas rochas de Anitápolis o Nb varia de teores abaixo do limite de detecção (20 ppm), registrado em uma amostra de ijolito a valores de até 340 ppm (Tabela 21). Nas amostras em que o elemento ocorre em maior concentração ele constitui fase mineral própria, cristalizando pirocloro tanto nos carbonatitos tardios como nos foscoritos. Para as amostras silicáticas, nota-se aumento dos teores de Nb com as quantidades crescentes de SiO_2 (Fig. 37). Embora Taylor (1965) ateste que o Nb^{5+} substitui o Ti^{4+} , as curvas desses elementos para as rochas de Anitápolis não exibem qualquer semelhança.

Gálio

Como pode ser observado no diagrama de Harker (Fig. 37), os carbonatitos e foscoritos são as rochas que contêm menores teores médios de Ga, com algumas amostras colocando-se abaixo do limite de detecção (5 ppm), enquanto que os glimmeritos são as mais enriquecidas, 56 ppm (Tabela 21). Nas variedades silicáticas a curva exibe um leve crescimento em direção aos termos mais ricos em SiO_2 .

A curva do Ga assemelha-se, em parte, à do Al_2O_3 , porém, apresentando valores relativamente altos para os magnetita-biotita piroxenitos, o que de certo modo atesta suas afinidades geoquímicas, substituindo o Al e o Fe^{3+} na estrutura de minerais como feldspatos e magnetita (Taylor, 1965).

Tório e Césio

O Th acha-se presente via de regra em quantidades abaixo do limite de detecção (15 ppm), sendo exceções as amostras de carbonatitos tardios (39-83,5 e 49-82) que contêm, respectivamente, 51 e 81 ppm (Tabela 21). O elemento tende a se acumular nas frações magmáticas residuais, aparecendo comumente nos carbonatitos tardios, onde ocorre como material intersticial associado a óxidos hidratados de ferro (Kapustin, 1980).

Assim como o Th, o Cs também se enriquece nas frações finais devido principalmente ao seu raio iônico ($1,67 \text{ \AA}$), vindo a formar fase mineral própria, a polucita (Taylor, 1965). Nas amostras de Anitápolis ocorre em geral em concentrações abaixo do limite de detecção (10 ppm), porém, em uma única amostra de carbonatito tardio o teor é de 72 ppm (Tabela 21); este valor é relativamente elevado, quando se considera que a média para os nefelina sienitos segundo Gerasimovskii e Lebedev (1960) situa-se em 1 ppm.

Cloro

Cl está presente nas rochas de Anitápolis em concentrações baixíssimas, com a grande maioria das análises possuindo teores abaixo do limite de detecção (20 ppm) ou próximas a esse valor. Em apenas uma amostra de fonolito (4-2) e nas leucocráticas de borda são registradas quantidades acima de 100 ppm (Tabela 21).

Ítrio

Nas rochas silicáticas de Anitápolis o Y aparece em pequenas quantidades, com um conteúdo máximo de 65 ppm na apatita piroxenito (Tabela 21). A sua distribuição acompanha de modo geral a do P_2O_5 (Fig. 35), uma vez que substitui ao Ca na estrutura da apatita (Taylor, 1965). Este mesmo princípio parece reger o seu comportamento nos foscóritos e nos carbonatitos, à exceção dos tardios, onde sua concentração aumenta, alcançando valores de 340 e 4400 ppm (Tabela 21). Aqui, mostra-se concordante com os maiores valores de TR, concentrando-se na amostra que apresenta os mais altos teores de TR médias.

5.3. Terras Raras (ETR)

Na Tabela 22 acham-se listados os valores obtidos em análises realizadas nos laboratórios do Dr. Govindaraj, em Nancy, e da GEOSOL, em Belo Horizonte (estão assinalados com asterisco). Da tabela constam também a relação La/Yb e o somatório dos elementos de terras raras para cada amostra.

Figura 43A contém as curvas de normalização das rochas de Anitápolis em relação aos dados de condritos recomendados por Boynton (1984). Observa-se que a grande maioria das variedades silicáticas apresenta concentrações de ETR na faixa de 10 a 100 vezes maiores que os condritos e padrões com enriquecimento relativo dos ETRL em comparação aos ETRP, com características portanto em tudo semelhantes às de outras rochas alcalinas já estudadas. Já as amostras de carbonatitos mostram maiores concentrações em ETR e um maior enriquecimento em TRL quando comparados com a maior parte das rochas silicáticas estudadas.

As Figuras 43B a 43H permitem uma análise particularizada das diversas litologias.

As amostras de magnetita-biotita piroxenitos (Fig. 43B) exibem conteúdos totais de ETR entre 39 e 210 ppm e possuem padrões semelhantes entre si, com pequeno enriquecimento relativo de ETR leves e com anomalias positivas para Eu e Lu, e negativa para o La. Entre as diferentes amostras, a que contém o mais baixo teor em ETR (39 ppm) e a menor razão La/Yb (5,4) é a que apresenta as anomalias de forma mais pronunciada. Ao microscópio, essa amostra (47-28) distingue-se das demais pela maior proporção em magnetita (23,3%) e menor em mica (8,6%), com a apatita ocorrendo apenas como traço. Por outro lado, a amostra com maior conteúdo em ETR (42-54, 2) é a que tem as menores concentrações de magnetita (6,6%) e piroxênio (60,3%), quantidades elevadas (20,3%) de biotita, além de apatita e nefelina como acessórios.

Padrões semelhantes a esses, exceto pela anomalia positiva em Eu, foram obtidas para os jacupiranguitos de Jacupiranga (Morbidelli *et al.*, 1986). Estes contudo, possuem uma relação La/Yb maior (23-40), com a quantidade total de ETR compreendida entre 100 e 138 ppm, valores esses acima dos registrados para os magnetita-biotita piroxenitos mais típicos de Anitápo-

TABELA 22 - Terras raras (em ppm) para as rochas de Anitápolis. Amostras com asterisco analisadas pela GEOSOL.

	Magnetita-biotita piroxenitos			Piroxênio biotítico	Apatita piroxenito	Ijolitos				Nefelina sienitos	
	42-54,2	43-29	47-28	2-98,6*	27-33,2	21-60,9	22-46	23-71,3	36-69,3	13-66	13-91,5*
La	30,14	12,11	3,8	2784,00	37,98	15,95	7,55	31,05	35,72	4,97	35,98
Ce	91,28	38,53	19,64	4806,00	103,98	37,72	20,24	79	93,15	9,66	80,58
Nd	46,54	15	7,58	2267,00	60,29	18,98	11,25	46,31	48,18	3,2	57,84
Sm	12,58	3,26	2,15	319,00	12,67	3,86	2,74	9,69	10,26	0,64	10,70
Eu	4,7	1,38	1,07	73,80	2,98	1,01	0,81	2,47	3,04	0,2	2,69
Gd	10,73	2,5	1,86	163,40	9,71	2,96	2,3	7,54	7,67	0,58	8,25
Dy	7,97	1,58	1,2	54,79	7,31	1,95	1,79	5,65	4,52	0,27	5,10
Ho				8,60							1,00
Er	3,43	0,77	0,6	12,27	3,16	0,85	0,89	2,34	1,78	0,15	2,36
Yb	2,62	0,71	0,7	2,45	3,69	1,05	1,58	2,44	1,44	0,15	1,53
Lu	0,43	0,15	0,18	0,32	0,60	0,18	0,35	0,37	0,3	0,04	0,23
Σ ETR	210,42	75,99	38,78	10491,63	242,37	84,51	49,5	186,86	206,06	19,86	206,26
La/Ya	11,5	17,1	5,4	1136,3	10,3	15,2	4,8	12,7	24,8	33,1	23,5

(continua)

TABELA 22 - Terras raras (em ppm) para as rochas de Anitápolis. Amostras com asterisco analisadas pela GEOSOL.

	Rochas de borda											
	Mesocráticas	Leuco-cráticas	Granito	Foscorito	Carbonatitos				Glimmerito	Fonolitos		
	4-51,65*	E-2*	G-1	2-40,2	16A-50,5	36-46,4	39-83,6*	49-82	4-27,3	1	2	4-2
La	12,09	14,28	238,4	136,25	158,02	138,63	1046,00	978,56	26,27	13,72	3484,47	23,43
Ce	26,83	24,56	223,75	346,76	372,06	344,87	1377,00	2657,33	63,92	34,79	6539,48	54,16
Nd	17,71	14,88	214,74	201,82	170,37	193,04	398,50	1153,69	34,35	18,31	2046,41	26,77
Sm	3,20	2,40	43,65	35,83	29,22	34,38	39,80	326,28	7,33	4,15	277,96	5,92
Eu	0,81	0,46	4,22	10,06	8,55	9,72	8,79	129,43	1,85	1,2	61,45	1,74
Gd	2,73	2,02	35,48	24,95	20,61	23,61	22,91	475,5	5,5	3,24	169,9	4,58
Dy	2,00	1,49	29,87	13,11	12,17	12,69	7,69	728,3	3,96	2,64	64,59	3,8
Ho	0,34	0,23					1,48					
Er	0,91	0,62	14,74	3,99	4,43	4,23	2,29	155,65	1,58	1,43	18,47	1,85
Yb	1,97	0,89	13,47	1,97	3,02	2,64	0,94	25	1,19	1,69	8,22	1,86
Lu	0,40	0,14	1,83	0,2	0,36	0,35	0,15	2,21	0,16	0,23	2,38	0,27
ΣETR	68,99	61,97	820,15	774,94	778,81	764,16	2905,55	6631,95	146,11	81,4	12673,83	124,38
La/Yb	6,1	16,0	17,7	69,2	52,3	52,3	1112,8	39,1	22,1	8,1	423,9	12,6

Fig. 43A - Conjunto das curvas de normalização em relação aos condritos para as rochas de Anitápolis. Símbolos como no Anexo II.

Fig. 43B-H - Curvas de normalização em relação aos condritos para as rochas de Anitápolis. Símbolos como no Anexo II.

(continua)

Fig. 43A-H - Curvas de normalização em relação aos condritos para as rochas de Anitápolis. Símbolos como no Anexo II.

lis (43-29 e 47-29).

Uma análise de magnetita do carbonatito de Catalão (Geol. Surv. of Japan/DNPM, 1987) mostra enriquecimento em Lu. Com base nesse estudo, Morbidelli *et al.* (1986) interpretam a anomalia positiva de Lu verificada nos jacupiranguitos de Jacupiranga como decorrente da alta concentração de magnetita (14%). Anomalias positivas de Lu são relativamente comuns em dados de literatura, aparecendo em rochas como folhelhos, grau-vacas, basaltos, sedimentos marinhos, nódulos de lherzolitos e harzburgitos. Em Anitápolis, são também reconhecidas em fonolitos (2) e nefelina sienitos (12-66), ambas as rochas sem magnetita como constituinte notável.

As anomalias positivas de Eu que, em Anitápolis, só são bem pronunciadas nos magnetita-biotita piroxenitos, é que conferem a este tipo de rochas um caráter verdadeiramente particular. Comparando-se a Figura 43B com a Tabela 1, verifica-se que a anomalia é mais evidente quanto maior o teor de magnetita na amostra.

Levando-se em conta os dados de Cullers e Medaris (1977) para uma análise de magnetita de ijolito de Seabrook Lake, Ontario, com anomalia positiva de Eu, poder-se-ia supor que a magnetita dos magnetita-biotita piroxenitos fosse a responsável pelo comportamento particular desse elemento. Por outro lado, análises de carbonatitos e foscóritos de Anitápolis (Fig. 43F), rochas estas portadoras de quantidades significativas de magnetita, não exibem tal anomalia, sendo portanto, necessário admitir um comportamento distinto para o Eu nas magnetitas dessas rochas.

Nas rochas ijolíticas as quantidades totais de ETR variam de 49 a 206 ppm, com relações La/Yb de 4,8 a 24,8 (Tabela 22). Comparando-se a quantidade total de ETR, constata-se que os ijolitos de Anitápolis fornecem valores relativamente baixos para esse tipo petrográfico, já que em outras ocorrências quantidades entre 500 e 1400 ppm são comuns (e.g. Eby, 1975; Mitchell e Brunfelt, 1975).

As curvas de normalização (Fig. 43C) refletem o exposto acima, com as amostras situando-se dentro da faixa estabelecida para os magnetita-biotita piroxenitos, com razões La/Yb

aproximadamente semelhantes. O padrão estabelecido para os ijolitos distingue-se no entanto do dos piroxenitos pela ausência das anomalias negativa para o La e positiva para o Eu. Já a configuração das curvas na sua parte final apresenta grandes similaridades, com anomalias positivas para o Lu e até para o Yb. Tais anomalias são análogas às exibidas por diques básico-alcálinos da Groenlândia (Upton e Emeleus, 1984), por sienitos e álcali-sienitos de Tunas (Gomes *et al.*, 1987) e para uma amostra de tefrito fonolítico de Fortaleza (Beccaluva *et al.*, 1988).

A maior relação La/Yb (24,8) da amostra 36-69,3 é provavelmente devida à alta quantidade de apatita presente (5,2% modal).

Duas amostras de nefelina sienitos foram analisadas: uma correspondente a um apatita-biotita malignito (13-91,5) e um de nefelina sienito (12-66) (Fig. 43D). As características petrográficas e químicas dessas duas rochas são bem distintas, o que também é evidenciado pelo conteúdo total de ETR e pela relação La/Yb e na configuração da curva de normalização que mostra grande semelhança com a do feldspato ijolito (23-71,3), inclusive com uma leve anomalia negativa para Eu. O malignito apresenta um padrão de distribuição semelhante aos dos nefelina sienitos de Juquiá, com quantidades totais de ETR intermediárias às amostras deste maciço, inclusive no tocante à anomalia de Eu (Macciota *et al.*, 1988).

Por outro lado, de todas as amostras analisadas, o nefelina sienito é a que possui os mais baixos conteúdos totais em ETR (20 ppm), com os valores situando-se abaixo daqueles fornecidos para esse tipo petrográfico (Gerasimovskii, 1974). Essa baixa concentração de ETR, a despeito do elevado conteúdo em K₂O, é sugestivo, segundo Sorensen (1974) de uma origem por anatexia ou por perda da fase vapor durante a cristalização do magma.

No tocante às rochas de borda, foi analisada uma amostra de composição melanocrática, classificada como lusitanito (4-51,65) e outra, leucocrática, coletada na periferia do maciço, mostrando textura brechada e com grande quantidade de quartzo, e correspondendo a um álcali-sienito (E-2). Para fins de com-

paração, analisou-se também uma amostra de rocha granitóide (G-1) situada a aproximadamente 400 m da borda do maciço, a encaixante dos fonolitos 4-1 e 4-2.

As curvas de normalização para essas amostras (Fig. 43E) refletem a pequena quantidade total de ETR (69 ppm para a amostra 4-51,65 e 62 ppm para a E-2) (Tabela 22) que, à semelhança dos ijolitos, situam-se também dentro da faixa dos magnetita-biotita piroxenitos. As baixas razões La/Yb para as amostras E-2 e 4-51,65 (16,4 e 6,1, respectivamente) são em grande parte decorrentes das anomalias positivas de Yb e Lu, a exemplo do observado para a maior parte dos ijolitos.

Quanto ao Eu, verifica-se para as amostras E-2 e 4-51,65 que a portadora de grau mais incipiente de fenitização (E-2) exhibe anomalia negativa mais pronunciada, além de padrão mais pobre em ETR. Assumindo-se que a rocha granitóide original fosse a mesma, nota-se, assim, aumento de ETR com a intensidade do processo de fenitização, como proposto por Martin *et al.* (1978). Entretanto, a análise do granitóide (G-1), possuindo um padrão com conteúdos mais elevados em ETR — que, segundo Cullers e Graf (1984), corresponderia ao de um monzogranito ou sienogranito —, faz com que se suponha mais de um tipo de material granitóide encaixante, um dos quais com baixos valores para esses elementos, além de anomalia negativa de Eu.

Como era de se esperar, os carbonatitos apresentam características distintas para os tipos soviéticos e tardios.

Os sovitos mostram teores totais de ETR de 764 e 779 ppm, e razões La/Yb de 52 (Tabela 22). Embora eles contenham proporções diferentes de apatita — 4,0 e 26,4%, respectivamente, para as mostras 16A-50,5 e 36-46,4 —, os padrões definidos para esse conjunto de elementos (Fig. 43F), bem como as razões La/Yb, não demonstram tal distinção. Além de conterem apatita, fase tida como concentradora de ETRL, o pirocloro acha-se presente na condição de traço. Este último, segundo Boctor e Yoder (1980), é também concentrador de ETRL. Entretanto, os valores de ETR são relativamente baixos quando comparados aos de amostras de outros maciços. Assemelham-se a esses sovitos os de Jacupiranga, onde as variedades mais pobres em apatita fornecem valores de 382 a 523 ppm para o total de TR e razões La/Yb de 33 a 43; nas variedades mais ricas no mineral o somató-

rio atinge a 976 ppm e a razão sobe para 83 (Morbidelli et al., 1986).

Os carbonatitos tardios (39-83,6 e 49-82) contêm teores elevados em ETR, comparáveis aos das rochas da Fazenda Varela, em Lages, estudados por Scheibe (1979). Contudo, apesar das quantidades elevadas de ETR totais, feição comum aos tipos mais tardios (Cullers e Graf, 1984), os dois padrões obtidos diferem de modo considerável.

A amostra 49-82 — um carbonatito dolomítico com alstonita e menor proporção de fersmita — apresenta padrão totalmente anômalo, com forte enriquecimento em ETR médias e relativo em ETR pesadas, o que se reflete na baixa razão La/Yb (39,1). Embora esses elementos possam ocorrer na dolomita, o mais provável é que estejam concentrados na fersmita e na alstonita; neste último mineral é possível encontrar-se quantidades significativas de Y (Kapustin, 1980), que possui raio iônico semelhante ao do Ho. Convém lembrar que nessa amostra foram detectados teores de Y da ordem de 4400 ppm, atestando, assim, o alto enriquecimento em TR médias e pesadas.

Já a amostra 39-83,6 é constituída de carbonatos romboédricos, ancylita, quartzo e menores quantidades de hematita, devendo as TR estar alojadas na estrutura da ancylita. Não obstante esse carbonatito possua menores concentrações de ETR em relação ao anterior (2906 contra 6631 ppm, Tabela 22), ele mostra uma razão La/Yb extremamente superior (1112,8 contra 39,1). Essa elevada razão indicaria que o carbonatito com quartzo é de gênese ainda mais tardia que a do tipo dolomítico, à semelhança do descrito para outros complexos carbonatíticos.

Uma amostra de foscorito (2-40,2) consta também da Figura 43F, sendo o seu padrão de ETR muito semelhante ao obtido para os sovitos. Difere apenas por conter menores quantidades de Yb e Lu, acarretando desta forma uma razão La/Yb ligeiramente maior (Tabela 22). Apesar de ter sido analisada apenas uma amostra e da falta de dados comparativos para esse tipo petrográfico, pode-se concluir que tanto os carbonatitos soviéticos quanto os foscoritos são relativamente pouco evoluídos e que, entre eles, não existem diferenças significativas.

As amostras de fonolitos exibem comportamento distinto

quanto às TR (Fig. 43G). Duas delas possuem baixos teores nesses elementos e situam-se em geral dentro da faixa estabelecida pelos magnetita-biotita piroxenitos. Além disso, apresentam leves anomalias de Yb e Lu, à semelhança dos ijolitos, e razões La/Yb de 8,1 e 12,6 (Tabela 21).

Por sua vez, o fonolito 2 contém teor elevado para o total de ETR (12674 ppm) e razão La/Yb de 423,9 (Tabela 22). Apesar de vários autores considerarem que titanita e apatita são os grandes concentradores de ETRL, esses minerais estão presentes na mostra em escassas quantidades, respectivamente, 0,9 e 1,4% da composição modal, não explicando dessa forma os teores anômalos detectados. Por outro lado, a melanita, presente na matriz da rocha em torno de 5%, é tida como concentradora de TR médias (Mitchell e Brunfelt, 1975). Entretanto, as análises de ETR para esse mineral mostram resultados bem distintos. Enquanto a analisada por Mitchell e Brunfelt (1975) possui valores normalizados de, em média, 100 vezes superiores aos condritos para cada elemento, as analisadas por Eby (1975) apresentam valores da ordem de 1000, formando um padrão quase horizontalizados. Nos dois casos, a melanita é proveniente de rocha ijolítica. Como, em Anitápolis, essa granada é encontrada na matriz dos fonolitos associada a piroxênios tardios, ela poderia conter ainda maiores quantidades de ETR, especialmente as leves, considerando que esses elementos tendem a se concentrar nos estádios finais magmáticos. Mesmo assim, a sua pequena concentração na amostra não se compatibiliza com o grande enriquecimento detectado, especialmente em ETRL.

Na Figura 43H são apresentadas as curvas de normalização de um piroxênio biotítico (2-98,6), um apatita piroxenito (27-33,2) e um feldspato glimmerito (4-27,3).

O feldspato glimmerito contém baixo conteúdo em TR totais (146 ppm, Tabela 22) e um padrão de distribuição que se assemelha ao das amostras de carbonatitos soviéticos e ao do nefelina sienito. Considerando que glimmeritos são típicos produtos de fenitização (Gittins *et al.*, 1975), e que as terras raras acompanham o K no processo (Martin *et al.*, 1978, entre outros), é razoável supor que o metassomatismo tenha ocorrido sobre uma rocha com baixos conteúdos em ETR, sob a ação do carbonatito soviético. Contudo, qualquer comprovação necessita-

ria de estudo mais detalhado sobre o tipo petrográfico original que, a julgar pelo exame dos testemunhos de sondagem, parece tratar-se de um nefelina sienito.

O apatita piroxenito (27-33,2) apresenta padrão onde notam-se pequenas anomalias negativas para La e Eu e positivas para Yb e Lu. Embora esta amostra seja proveniente de uma faixa situada dentro da rocha mesocrática de borda, verifica-se que o apatita piroxenito contém maiores quantidades de TR (Tabela 22). Já as curvas para esses dois tipos petrográficos guardam muitas similaridades entre si, ressaltando, porém, o maior conteúdo em ETR do apatita piroxenito, o que faz com que ele se assemelhe de modo mais direto ao padrão definido para os ijolitos.

O piroxênio biotitito (2-98,6) possui valores surpreendentemente altos para os ETR e para a relação La/Yb, respectivamente, 10462 ppm e 1136,3 (Tabela 22). Dentre as rochas de Anitápolis, esses valores só encontram paralelismo no fonolito 2, sendo contudo, mais altos que aqueles obtidos no carbonatito com ancylita (39-83,6), mineral de TR. Uma comparação entre as curvas do biotitito e deste carbonatito revela grande semelhança, inclusive com pequenas anomalias positivas de Ho e Lu. Entretanto, essa amostra possui uma mineralogia formada por mica, piroxênio, apatita e quantidades subordinadas de feldspato, não sendo identificado, ao microscópio, à exceção da apatita, outro mineral com elevado coeficiente de distribuição para esses elementos.

CAPÍTULO 6

PETROGÊNESE

6.1. Condicionamento Tectônico

É muito divulgada a associação dos corpos de rochas alcalinas com falhamentos profundos, magmatismo basáltico e arqueamentos crustais. Segundo Almeida (1983), para a região meridional da Plataforma Sul-Americana, esses fenômenos estariam ligados à "Reativação Waldeniana", a qual seria um importante processo diastrófico ocorrido a partir do Jurássico e caracterizado pela reativação de antigos falhamentos, surgimentos de blocos de falha, soerguimento de bacias costeiras e subsidência da Bacia do Paraná.

A referida associação se manifesta de forma nítida, por exemplo, para os maciços alcalinos situados nos estados do Paraná e São Paulo, que se acham relacionados ao Arco de Ponta Grossa. A associação entre magmatismo basáltico e o Arco de Ponta Grossa é evidenciada pelo denso enxame de diques com direção N45W; essa mesma orientação é constatada para os corpos de alcalinas, tanto no alinhamento dos corpos quanto nas suas formas. Esses maciços, de acordo com Almeida (1971), estariam situados nos flancos do Arco de Ponta Grossa e corresponderiam, para Ferreira (1982), a pulsações vulcânicas controladas pelos alinhamentos Guapiara e São Jerônimo-Curiúva.

O limite meridional do Arco de Ponta Grossa, como sugeri-

do por Ferreira (1982), seria marcado pelo alinhamento do Rio Piquini, com direção aproximada N45W, que passaria no Estado de Santa Catarina próximo às cidades de Corupá e Joinville. Portanto, os corpos de rochas alcalinas situados no Estado estariam fora dos limites de influência propostos para esse arqueamento.

Fúlfaro et al. (1982) propõem que as alcalinas de Lages e Anitápolis, bem como as da região centro-sul do Paraguai Oriental, estariam relacionadas ao alinhamento Uruguai, de direção aproximada E-W, e que representaria a continuidade no continente da zona de fratura Florianópolis, proposta por Asmus (1977). A vinculação das rochas alcalinas de Santa Catarina com o alinhamento Uruguai também é defendida por Lapidou-Loureiro e Valderano (1982).

Essa feição, no entanto, é pouco ou nada evidente nas imagens de radar e de satélites dessa região, deixando inclusive de aparecer em outros levantamentos estruturais da Bacia do Paraná. Bortoluzzi et al. (1987) mencionam o fato de que um padrão de falhamentos estabelecido através de aeromagnetometria e dados de subsuperfície por Zalán et al. (1986 apud Bortoluzzi et al., 1987) coincide, praticamente, com o definido por Soares et al. (1982, apud Bortoluzzi et al., 1987) através de estudo de imagens do Landsat e de radar: embora as feições lineares mais importantes obedeçam a padrões NW-SE, NE-SW e EW, não há menção a qualquer lineamento importante na região do alinhamento Florianópolis-Rio Uruguai.

Por outro lado, o padrão tectônico da região sudeste elaborado por Horbach e Marimon (1980) coloca o maciço alcalino de Anitápolis como controlado por um grande lineamento de direção N30W, o qual seria truncado por outro de direção N60E que controlaria as rochas alcalinas de Lages e feições estruturais como o Domo de Vargeão, a noroeste de Lages. Já os filões de fluorita, segundo os mesmos autores, teriam forte controle estrutural NNE, situando-se próximos a fontes de águas termais e a grandes lineamentos noroeste, tendo sua gênese atribuída a soluções hidrotermais tardias do magmatismo alcalino.

Scheibe (1986), através de estudo por imagens de radar, na escala 1:250.000, que cobrem o Estado de Santa Catarina, ob-

servou que ocorre persistência das direções de fraqueza precambrianas durante os processos deposicionais da bacia e mesmo após a extrusão das efusivas mesozóicas. Nessas imagens, os limites norte e sul da edentação caracterizando o Domo de Lages acham-se representados respectivamente pelos alinhamentos Corupá e do Rio Engano. Estes apresentam expressão tanto nos basaltos quanto nas rochas sedimentares gondwânicas e até no embasamento cristalino, no qual haviam sido definidos.

O alinhamento Corupá, de direção N40E, limita os blocos de Piên, a norte, e de Luis Alves, a sul, o qual, de acordo com Haralyi et al. (1982), se teria alçado ocasionando um adelgaçamento da crosta e o afloramento de rochas granulíticas arqueanas.

O alinhamento do Rio Engano, de direção ENE, é definido por Scheibe (1986) através de lineações nas rochas sedimentares, visíveis nas imagens de radar, e pelo limite basaltos-rochas sedimentares. A leste, teria continuidade com o lineamento Major Gercino, de direção NE, definido por Silva e Dias (1981); este limitaria as áreas de afloramento do Grupo Brusque e do complexo migmatítico.

Ainda segundo Scheibe (1986), outra importante zona de fraqueza de direção NE é balizada pelo alinhamento Rio do Sul, o qual limitaria os blocos do complexo granulítico, a norte, e o do Grupo Itajaí, a sul, no qual a crosta seria novamente mais espessa na interpretação de Haralyi et al. (1982).

Alinhamentos estruturais de direção NW-SE definidos no Estado de Santa Catarina por Santos e Saad (1980 apud Fúlfaro et al., 1982) corresponderiam aos alinhamentos Serra Geral e do Rio Canoas, denominados por Scheibe (1986).

Outro alinhamento NW-SE definido por Scheibe (1986) é o do Rio Hercílio, cuja possível continuidade para o sul influenciaria a área de afloramento das rochas sedimentares e do embasamento cristalino.

Para Scheibe (1986), a existência desses alinhamentos torna complexa a estruturação crustal do Estado, que viria, de acordo com Haralyi et al. (1982), desde o arqueano. A estruturação seria de acordo com blocos trapezoidais e o bloco correspondente ao Domo de Lages é o que teria maior alçamento,

com conseqüente erosão do material basáltico, com deslocamento para oeste da linha de afloramento dessas rochas na região.

Scheibe e Furtado (1988), ao estudarem novas ocorrências de rochas alcalinas de Santa Catarina, constatam que a interpretação tectônica aplicada ao Distrito Alcalino de Lages pode também ser estendida para a porção leste do Estado (Fig. 44). Na observação das fotografias aéreas na escala 1:60.000 e 1:25.000, e especialmente das imagens do Landsat e de radar (escala 1:250.000), ficou inicialmente evidente que as áreas de ocorrências de basaltos, na porção norte e oeste do Estado, acham-se também limitadas por alinhamentos estruturais de grande importância, denominados por Scheibe *et al.* (1988) de alinhamento Porto União, de direção aproximada N60W, e de alinhamento Ponte Alta, de direção aproximada NS.

Para a região sudeste, onde situa-se o maciço de Anitápolis, bem como os importantes jazimentos de fluorita, o padrão estrutural é complexo, como já evidenciado, por exemplo, pelos estudos de Horbach e Marimon (1986). A própria distribuição das principais unidades geológicas da área é objeto de considerável discrepância, conforme observa-se numa comparação dos mapas geológicos na escala de 1:1.000.000 (GAPLAN/IBGE 1987) e de 1:500.000 (DNPM/CODISC 1987). No mapa 1:1.000.000, a área de Alto Pinheiros seria constituída pela Suite Intrusiva Tabuleiro (Plutão Anitápolis), a qual seria intrusivo em rochas graníticas da Suite Valsungana e alojadas nas rochas do Complexo Canguçu, considerado o embasamento do grupo Brusque, como descrito previamente.

No mapa geológico 1:500.000, toda uma ampla faixa de direção NS seria formada por rochas da Faixa Granito-Gnaíssica Santa Rosa de Lima-Tijucas, de idade arqueana, com características de injeção polifásica. Essas rochas estariam separadas principalmente por falhamentos N45E e NS da ampla faixa representada pela Suite Intrusiva Pedras Grandes, constituindo todo o litoral sul de Santa Catarina.

Os autores que tratam da geologia do sudeste catarinense são unânimes em reconhecer um padrão NNE de fraturamentos, que seria inclusive responsável pela localização dos filões de fluorita e fontes termais (e.g. Horbach e Marimon, 1980).

Uma interpretação mais ampla das feições observadas nas imagens de radar e satélite, em conjunção com os falhamentos e variações litológicas assinalados nos mapas geológicos mencionados, permitiu a Scheibe e Furtado (1988) concluir pela presença de dois importantes alinhamentos estruturais que atravessam com direção NNE toda a porção sul do Estado.

O alinhamento Urussanga (Fig. 44), situado mais a oeste, seria responsável pela orientação principal dos contatos entre as rochas sedimentares gondwânicas e a faixa de rochas precambrianas, localizada mais a leste. Esse alinhamento pode ser traçado, nas imagens observadas, desde a intersecção do paralelo 29 com a linha litorânea no sul do Estado até o alinhamento do Rio Engano, onde sofre uma inflexão, confundindo-se com o alinhamento Major Gercino, próximo à coordenada $27^{\circ}30'$, em uma extensão da ordem de 150 km.

O alinhamento Armazém (Fig. 44), cerca de 25 km mais a leste, teria direção pouco mais próxima da NS e praticamente a mesma extensão. Esse alinhamento é principalmente caracterizado por uma modificação textual das imagens, a qual poderia corresponder, pelo menos na porção mais ao norte, a uma passagem dos terrenos migmatíticos para os granitos anorogênicos da Suite Intrusiva Pedras Grandes, conforme mapa geológico na escala de 1:500.000 do DNPM/CODISC (1987). Esta passagem não tem o mesmo significado no mapa geológico apresentado pelo GAPLAN/IBGE (1987), em que as áreas correspondentes aos plutões graníticos são muito mais restritas.

Na Figura 44 observa-se também que, ao norte dos alinhamentos do Rio Engano e Major Gercino, e até pelo menos o alinhamento Rio do Sul, foi também evidenciada a existência de dois alinhamentos de direção aproximada NS. O denominado Leoberto Leal, mais a oeste, e Gaspar, com cerca de 30 km, mais a leste; é interessante notar que a ocorrência alcalina de Quarenta, no município de Botuverá, localiza-se entre esses dois alinhamentos. Essas duas linhas estruturais poderiam representar uma primitiva continuidade dos alinhamentos Urussanga e Armazém, com possível deslocamento quer pelos movimentos relacionados ao alinhamento do Rio Engano, quer em relação ao alinhamento do Rio Hercílio.

Alinhamentos de direção NS parecem ocorrer em áreas mais a leste, inclusive na região plataformal. De acordo com Giuseppe Bacoccoli (DEPEX, PETROBRAS 1988, com. pessoal), o depósito petrolífero localizado a cerca de 130 km a leste da cidade de Itajaí foi originado pela movimentação tectônica de um domo salino; o falhamento responsável tem direção aproximada NNE e a movimentação, sendo relativamente recente, tendo ocorrido no máximo a 80 Ma.

Dentro desse esquema de tectônica de blocos, a intrusão de Anitápolis estaria localizada em um bloco limitado pelos alinhamentos Urussanga, a oeste, Armazém, a leste, Serra Geral, a sul, e de uma importante linha estrutural com direção aproximada N45W, que passa imediatamente a norte do maciço (Fig. 44). Este alinhamento, que até então só tinha sido reconhecido em parte no mapa geológico 1:500.000 (DNPM/CODISC 1987), colocando no mesmo nível topográfico as rochas arqueanas da Faixa Granito-Gnáissica Santa Rosa de Lima-Tijucas com as brasileiras da Suite Intrusiva Pedras Grandes, na região da nascente do Rio Capivari, pode ser estendido para oeste, passando pela cidade de Alfredo Wagner e governando a localização das cabeceiras do Rio Itajaí do Sul, numa extensão aproximada de 100 km.

Uma interpretação de uma tectônica de blocos, como a que teria, de acordo com Scheibe (1986), governado a formação do distrito alcalino de Lages, pode ser extrapolada para o maciço de Anitápolis e também para a ocorrência de Quarenta. Todavia, enquanto para o primeiro a conformação dômica é nítida, tendo em vista a sucessão de rochas gondwânicas presente, o soerguimento do bloco hospedeiro de Anitápolis é bem menos evidente e sua comprovação dependeria de estudo geológico e geofísico bem mais aprofundado.

6.2. Condições de Cristalização

Conforme comentado no capítulo referente ao quimismo mineral, os piroxênios de Anitápolis distinguem-se dos de outros maciços brasileiros por um aumento no conteúdo de Na em detrimento de Mg, além de uma participação muito reduzida do

Fe^{2+} no processo evolutivo, comportamento que ocorre tanto nos minerais presentes nas rochas de maior granularidade quanto nos fonolitos de diques.

Na grande maioria dos casos analisados em rochas alcalinas, o Fe^{2+} tem um papel importante na evolução do quimismo dos piroxênios. Destaca-se aqui a tendência notada para Ilimaussaq por Larsen (1976), com um forte enriquecimento no componente hedembergita.

Entretanto, Anitápolis não representa um caso isolado na literatura, com tendências semelhantes sendo registradas para outras ocorrências, como as rochas plutônicas de Oslo (Newmann, 1976), fonolitos do Cantal (Varet, 1969) e até para fenitos, como os da área de Melteig, em Fen (Kresten e Morogan, 1986).

No diagrama Na-Mg- ($\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}$) (Fig. 45), são apresentadas algumas tendências de piroxênios de diferentes intrusões alcalinas. Constata-se a grande similaridade entre o comportamento verificado para os piroxênios de Anitápolis com o determinado para os fonolitos de Cantal (Varet, 1969) e, em menor proporção, com as curvas obtidas para a área de Melteig (Kresten e Morogan, 1986) e para os fenitos de Sokli (Vartiainen e Woolley, 1976). Em todos esses casos, os autores atribuem a reduzida participação de Fe^{2+} no processo evolutivo como consequência da elevada fugacidade de O_2 reinante durante a cristalização desses minerais. Por outro lado, a curva estabelecida pelos piroxênios de Ilimaussaq e atribuída pela autora (Larsen, 1976) como decorrente de cristalização sob faixa $f\text{O}_2$. É interessante assinalar que, em Fen, a área de Melteig submetida a baixa $f\text{O}_2$ mostra piroxênios com baixos conteúdos em Fe^{2+} , enquanto que na de Holla, como resultado da alta $f\text{O}_2$, esses minerais exibem enriquecimento em hedembergita nos estágios evolutivos iniciais (Kresten e Morogan, 1986). O enriquecimento em Na, verificado nos estágios finais de cristalização, é esperado tanto em condições de alta quanto de baixa $f\text{O}_2$, uma vez que essa molécula possui maior estabilidade quando a temperatura situa-se abaixo de 780°C , mesmo em condições mais redutoras que as estabelecidas pelo tampão quartzo-faialita-magnetita (Ernst, 1962).

Fig. 45 - Diagrama Na-Mg-Fe²⁺+Mn para piroxênios das rochas de Anitápolis (1) e de outras localidades; (2) Cantal (Varet, 1969); (3) Sokli (Vartiainen e Woolley, 1976); (4) Fen (Kresten e Morogan, 1986); (4a) área de Melteig e (4b) área de Holla; (5) Itapirapuã (Gomes et al., 1970); (6) Ilimaussaq (Larsen, 1976).

A influência da fO_2 sobre a participação de Ti nos piroxênios é motivo de controvérsias. Enquanto alguns autores acreditam que o ingresso desse elemento na acmita ocorra em temperaturas elevadas, fO_2 superiores à do tampão QFM (Flower, 1974), e favorecido pela baixa atividade de SiO_2 , como apontado por Kushiro (1960), a presença de egirinas ricas em Ti cristalizadas nos estádios magmáticos finais é relativamente comum na literatura de rochas alcalinas. Scott (1976) descreve junto aos fonolitos de Tenerife, Ilhas Canárias, a associação arfvedsonita-enigmatita-egirina rica em Ti, aceita como típica de baixas temperaturas e fO_2 .

Em Anitápolis, os piroxênios mostram-se geralmente empobrecidos em Ti, sendo exceção os presentes nos magnetita-biotita piroxenitos, em uma amostra de fonolito e nos piroxênios egirínicos mais tardios. Enquanto o ingresso de Ti nos piroxênios dos dois primeiros casos poderia ser decorrente da maior temperatura e baixa atividade de SiO_2 , para os piroxênios mais tardios essas explicações parecem não condizer com a realidade. Como sugerido por Ulbrich (1983), o ingresso de Ti nos piroxênios egirínicos tardios acha-se provavelmente relacionado com a alta atividade desse elemento nos líquidos residuais, aliado ao excesso de álcalis sobre alumina como proposto por Bailey (1969).

Outra característica marcante tanto nos piroxênios como nos anfibólios de Anitápolis é a escassez de Al ocupando a posição octaédrica. Para essas fases, Leake (1965) registra forte correlação positiva entre Al^{VI} e a pressão de cristalização. Assim, Newmann (1976) interpreta a ausência quase total de Al octaédrico dos piroxênios e anfibólios das rochas plutônicas alcalinas de Oslo como resultado de cristalização ocorrida nos níveis atuais da crosta ou próximos a estes.

Nas amostras de rochas silicáticas de Anitápolis é comum a transformação de piroxênios para anfibólios (richterita, arfvedsonita e Mg-arfvedsonita). Enquanto que a arfvedsonita ocorre somente em algumas amostras de rochas leucocráticas e mesocráticas de borda, a presença de Mg-arfvedsonita é mais generalizada. A distinção química entre esses dois minerais é dada pelo baixo conteúdo em Fe^{2+} da Mg-arfvedsonita, originando razões $Mg/Mg+Fe^{2+}$ superiores a 0,50.

Ernst (1962) propõe que a arfvedsonita é estável em condições de baixa fO_2 , próximas ao tampão MW, e a temperaturas em torno de $700^{\circ}C$; por outro lado, a riebeckita, o membro extremo da solução sólida, se formaria em condições de menor temperatura e fO_2 maiores, delimitadas pelo tampão QFM (Fig. 46).

Já a associação egirina-arfvedsonita é estável em condições muito limitadas, com valores de T entre 700 e $780^{\circ}C$ e fO_2 compreendidas entre os tampões MW e QFM (Bailey, 1969), com a temperatura das rochas que contém essa associação variando entre 750 e $780^{\circ}C$ a pH_2O de 1 kbar (Thompson e Mackenzie, 1967).

Porém, a maior quantidade de Mg em substituição ao Fe^{2+} — como acontece na maior parte dos anfibólios analisados — aumenta o limite de estabilidade do anfibólio sódico, bem como a presença de F (Ernst, 1968), determinando, assim, temperaturas ainda mais elevadas.

Para os minerais richterita e Fe-richterita, Charles (1973, apud Neumann, 1976) propõe estabilidade a temperaturas inferiores a $925 \pm 10^{\circ}C$ sob ampla faixa de fO_2 , desde o tampão QFM até HM.

De acordo com Wones e Gilbert (1982), a cristalização de Fe-richterita nos estádios magmáticos finais parece ser relativamente comum. Entretanto, salientam que as condições que regem as transformações para Fe-richterita e para arfvedsonita, ou Mg-arfvedsonita — como ocorre nas amostras de Anitápolis — ainda não foram detalhadas, mas poderiam ser extremamente importantes na documentação das trocas de fO_2 durante os estádios finais de cristalização.

Nas rochas silicáticas de Anitápolis, é freqüente a associação Mg-arfvedsonita e tetraferriflogopita provenientes da transformação dos piroxênios, na presença de magnetita (Fotomicrografia 6). Como mencionado na parte relativa à química mineral, a cristalização dessa mica envolve grande participação de Fe^{3+} , ocupando não só a posição octaédrica quanto tetraédrica, em lugar do Al, com essa substituição se dando apenas em condições de alta fO_2 .

Em quase todas as variedades de micas presentes em Anitápolis existe grande participação do Fe^{3+} , conforme pode ser

Fig. 46 - Diagrama - log fO₂ versus T delimitando as curvas de estabilidade de vários tampões de oxigênio a 2.000 b de P_{total}, estabelecidas por Buddington e Lindsley (1964). As linhas tracejadas indicam a composição das micas como proposta de Wones e Eugster (1965) e apresentadas por Ulbrich (1983). A área tracejada indica o campo de estabilidade da associação egrina-arfvedsonita de acordo com Neumann (1976).

inferido pelas cores alaranjadas exibidas pelo vetor X, assim como pelo balanço das fórmulas estruturais, com excesso de cátions na camada octaédrica em detrimento da baixa ocupação tetraédrica.

A pequena participação do Fe^{2+} para as micas analisadas pode ser verificada pelo exame do diagrama Mg-Al-($\text{Fe}^{2+}+\text{Mn}$) (Fig. 20), observando-se que predominam as variedades com annita menor que 50, com poucas análises possuindo composições mais ricas em Fe. Se o referido diagrama fosse construído sem Fe^{3+} — e não com todo o ferro calculado como Fe^{2+} —, as análises se aproximariam ainda mais do termo flogopita, revelando teores de annita ainda mais baixos que os obtidos.

A elevada quantidade de annita nas micas depende fortemente da $f\text{O}_2$, como demonstrado por Wones e Eugster (1965) em experimentos realizados na presença de sanidina e magnetita. Esses autores constataam que os teores de annita aumentam rapidamente com a diminuição da $f\text{O}_2$, com valores menores que 40 — como ocorre na maior parte, senão na totalidade, dos casos analisados para Anitápolis —, sendo correspondentes ao tampão HM a temperaturas próximas a 700°C (Fig. 46).

Da mesma forma, a associação titanita-magnetita, presente em quase todos os tipos petrográficos de Anitápolis é indicativa de condições de alta $f\text{O}_2$, uma vez que ela é definida como estável em ambientes mais oxidantes que os correspondentes ao tampão QFM (Verhoogen, 1962). A alta $f\text{O}_2$ reinante durante a cristalização das rochas de Anitápolis reflete-se também na ausência de enigmatita e faialita. A enigmatita é estável a pressões de fluidos menores que 1 kbar e $f\text{O}_2$ correspondentes ao tampão MW (Ernst, 1962). Já a ausência de faialita estaria condicionada a $f\text{O}_2$ acima do tampão QFM, como proposto por Stephenson e Upton (1982), estabilizando-se à medida que aumenta o teor em acmita do piroxênio, como observado por Nash e Wilkinson (1970).

Para as rochas leucocráticas de borda, as condições de $f\text{O}_2$ devem ser, entretanto, menores que para os demais tipos petrográficos, uma vez que se encontra titanita não acompanhada de magnetita, ou vice-versa, além da presença de arfvedsonita e Mg-arfvedsonita ao lado de quartzo. Embora Ernst (1968)

postule que a associação arfvedsonita-quartzo é estável a fO_2 correspondente ao tampão MW e temperaturas em torno de $700^{\circ}C$, a presença de Mg-arfvedsonita — fase mais oxidada — indica que as condições devem ter sido mais elevadas que as definidas pelo autor.

Estimativas de fO_2 poderiam ser efetuadas com maior precisão a partir do par magnetita-ilmenita (Buddington e Lindsley, 1964). Entretanto, a ilmenita presente nas amostras de Anitápolis contém elevados teores de MnO, via de regra superiores a 5%, podendo em alguns tipos petrográficos (foscoritos e carbonatitos) atingir até 11%. Este conteúdo alto em MnO nas ilmenitas, embora freqüente em rochas alcalinas, impossibilita segundo Neumann (1974), a aplicação do par magnetita-ilmenita como geotermômetro e barômetro de oxigênio, posto que a calibração do geotermômetro de Buddington e Lindsley (1964) é para fases pobres em Mn.

A alta fO_2 reinante durante a cristalização das rochas do maciço de Anitápolis poderia ser responsável pelos índices agpaíticos exibidos por algumas das amostras analisadas. De acordo com Sood *et al.* (1970), rochas formadas sob condições de baixa fO_2 seguiriam uma tendência de cristalização miasquítica, enquanto que as formadas a alta fO_2 tenderiam para agpaítica.

6.3. Seqüência evolutiva

No maciço de Anitápolis a escassez de afloramentos "in situ", aliada à heterogeneidade mineralógica reconhecida nos testemunhos de sondagem, dificulta enormemente o trabalho de caracterização petrográfica. Apesar dessas adversidades foi possível distinguir-se os diversos tipos litológicos que constituem, os quais são mostrados nos mapas de localização (Anexo 1) e geológico (Fig. 3).

As relações de contato entre os diferentes tipos, observáveis tanto nos testemunhos de sondagem como em secções delgadas, permitem que se estabeleça uma seqüência evolutiva preliminar para as várias rochas do maciço.

Os magnetita-biotita piroxenitos, presentes na porção

central do maciço, parecem constituir-se no primeiro tipo petrográfico a se cristalizar. Embora o contato com os apatita-piroxênio biotititos, situados mais a norte, seja muitas vezes gradacional — com diminuição progressiva de opacos e piroxênios e aumento de apatita e biotita —, é possível reconhecer-se a presença de prováveis xenólitos de magnetita-biotita piroxenitos dentro dos biotititos, ocorrendo orientação das lamelas de mica no contato com a encaixante (F1 a 20 m).

Os ijolitos ocorrem em contato brusco, tanto com os biotititos a norte, quanto com os magnetita-biotita piroxenitos, a sul. No último caso tem-se muitas vezes um aumento na granularidade e no conteúdo em sódio do piroxênio dos piroxenitos, com a concomitante modificação da magnetita para titanita. Mais raramente é possível ver-se a presença de prováveis xenólitos de magnetita-biotita piroxenitos dentro dos ijolitos (p.e. F44 a 44 m).

As relações de contato entre os nefelina sienitos e os ijolitos são via de regra por falhas, algumas vezes se dando a posterior entrada de carbonatitos e foscoritos ao longo dessas zonas de fraqueza estrutural. Em raros locais ocorre a passagem gradativa de ijolitos para nefelina sienitos levando à formação de feldspato ijolitos (F23 a 71 m).

De nefelina sienitos para as rochas de borda e contato gradacional é comum, com a diminuição no conteúdo em nefelina e concomitante aumento de feldspato potássico. Mais raramente observa-se contato abrupto, por falhamento, entre esses tipos (F39 a 60 m).

Os apatita piroxenitos formam corpos alcançando no máximo 5,5 m de espessura e, portanto, não mapeáveis na escala adotada para o mapa geológico (Fig. 3). Ocorrem como faixas gradacionais em ijolitos, nefelina sienitos e rochas de borda, estando geralmente em contato com foscoritos e carbonatitos.

Os foscoritos constituem corpos de até 20 m de espessura aparente, em contato por falha com magnetita-biotita piroxenitos, apatita-piroxênio biotititos, ijolitos, nefelina sienitos e até rochas de borda. Por sua vez, são cortados por veios e diques de carbonatitos de idade mais jovem. Ocorrem ainda como faixas em meio ao material carbonatítico, mostran-

do texturas indicativas de remobilização (Fotomicrografia 15).

Os carbonatitos formam diques e veios que, além de cortar os foscritos, penetram em todos os tipos de rochas silicáticas constituintes do maciço. Variam de sovíticos, geneticamente mais antigos, a carbonatitos dolomíticos e calcíticos com quartzo e minerais de terras raras, de idade ainda mais tardia que os magnesianos.

A idade relativa dos fonolitos com as litologias acima descritas é de difícil definição com base nas relações de contato, uma vez que eles somente foram encontrados na periferia do maciço, ocorrendo na forma de diques.

6.4. Diagramas de subtração e a origem das rochas de Anitápolis

De acordo com Cox et al. (1979) ... "a posição mais razoável a ser adotada por um pesquisador é tentar estabelecer quanto das características químicas podem ser atribuídas ao fracionamento cristal-líquido, antes de correlacioná-las a outros processos". Entretanto, os autores salientam "que não há garantia que esse procedimento é realístico, mas tem a vantagem de se constituir numa abordagem disciplinada com regras claramente estabelecidas".

O fracionamento cristal-líquido é testado através de diagramas de subtração, como apresentados por Bowen (1928) e detalhadamente discutidos por Cox et al. (1979), necessitando-se, no entanto, o conhecimento do quimismo das fases minerais que podem ser fracionadas, das rochas encontradas, além da suposição de prováveis magmas primários.

Ulbrich (1984) discutiu a formação dos nefelina sienitos de Poços de Caldas através de diagramas de subtração, afirmando que existe consenso na literatura que os magmas primários dos quais se originam as rochas alcalinas seriam gerados em áreas anômalas do manto, enriquecidas em Ti, K, Na, CO₂, H₂O e vários outros elementos incompatíveis pela introdução de flogopita e anfibólios ao peridotito mantélico (Lloyd e Bailey, 1975, entre outros). Essa composição anômala de algumas áreas do manto estaria evidenciada na presença de nódulos e xeno-

cristais presentes em rochas de origem profunda como basaltos, basaltos alcalinos, basanitos, lamprófiros e kimberlitos.

Admitindo tanto a existência de metassomatismo ao manto, como a de mecanismos de percolação associados à movimentação de líquidos através de canais e veios — como é compatível com as estruturas observáveis em nódulos compostos —, Ulbrich (1984) propõe que é desnecessário supor-se que a fusão do material mantélico ocorra em taxas tão baixas quanto os 5% concebidos como valor máximo admissível para a geração de líquidos alcalinos.

Ainda segundo esse autor, variações nas proporções de CO_2 e H_2O acarretariam a formação da linhagem gabróide alcalina e da ultramáfica alcalina. A primeira, gerada a uma baixa pressão de CO_2 , leva à formação de gabros, nefelina sienitos e sienitos, contendo menores quantidades de ijolitos e piroxenitos feldspáticos. A linhagem ultramáfica alcalina, formada a uma alta pressão de CO_2 , geraria o surgimento de maciços geralmente zonados compostos por piroxenitos, ijolitos, nefelina sienitos e sienitos, com as rochas ultramáficas ocupando a parte central dos complexos e as mais leucocráticas se dispondo nas suas bordas; em geral, esses complexos contêm quantidades subordinadas de carbonatitos. As rochas de Anitápolis pertencem claramente a essa linhagem, que é também denominada de carbonatítica por Rock (1976) é de associação carbonatito-nefelinito por Le Bas (1977).

Os nefelina sienitos de Poços de Caldas pertenceriam igualmente à linhagem ultramáfica alcalina segundo Ulbrich (1984). Partindo de um magma picrítico alcalino, esse autor propõe, através de diagramas de subtração, um fracionamento werlítico, implicando na retirada de 80% de olivina magnesiânica e de 20% de piroxênio cálcico, e levando ao enriquecimento de SiO_2 , Al_2O_3 e álcalis no líquido residual, que, por sua vez, daria origem aos nefelina sienitos.

Como hipótese alternativa o autor considerou que muitos nefelina sienitos podem se formar a partir de magmas nefeliniticos, uma vez que resta pouca dúvida que grande número de nefelinitos teve sua origem diretamente no manto, vindo então a se constituir em magmas parentais para muitas das séries alcalinas. O fracionamento conjunto ou em separado de piroxênio

cálcico, nefelina e olivina (olivina ijolito) diminuiria o conteúdo de Ca e Mg do magma parental, aumentando o de álcalis, com o Al_2O_3 mantendo-se a níveis inicialmente muito elevados.

Para a construção dos diagramas de subtração das rochas de Anitápolis recorreu-se, além da composição química das rochas do maciço e dos diques adjacentes, ao quimismo dos piroxênios mais cálcicos e das flogopitas, ambos presentes nas amostras de diques e da magnetita-biotita piroxenitos, bem como a análises de olivinas magnesianas extraídas de Deer et al. (1962) e ainda a composição teórica da nefelina. Adicionalmente, incluiu-se a composição dos magmas parentais "M" proposta por Ulbrich (1984), "M'" de Scheibe (1986), a média dos nefelinitos "N" de Cox et al. (1979), assim como um olivina nefelinito "ON" e um basanito "B" considerados por Frey et al. (1978) como provenientes de fusões parciais primárias de peridotitos mantélicos. Além desses dados, acham-se também expressas as composições de dois diques lamprofíricos situados a cerca de 5 km a sul do maciço, num afloramento no trecho São Paulo dos Pinhais-Anitápolis.

Esses lamprófiros, estudados por Scheibe e Furtado (1988), constituem um dique composto, com espessura total de 40 cm, sendo que o corpo mais jovem, de cor escura, mostra bordas resfriadas no contato com o mais claro. À vista desarmada, destacam-se na matriz fina fenocristais submilimétricos de mica e piroxênio, além de porções arredondadas de coloração esbranquiçadas ricas em carbonatos. Ao microscópio essas amostras revelam teores idênticos de nefelina idiomórfica (3,2%), grande concentração de estruturas globulares (10,9% na variedade clara e 14,5% na escura), fenocristais de piroxênio (4,2 e 5,2%) e menores quantidades de apatita e opacos na matriz fina. A diferença mais marcante entre ambos está na proporção de mica, tanto como fenocristal (1,8% na clara e 9% na escura) como na matriz, mais abundante junto ao tipo escuro. As estruturas globulares possuem tamanho compreendido entre 0,5 e 4,0 mm e consistem de carbonatos na parte central e de analcita em contato com a matriz. Parece existir consenso entre os autores que essas estruturas, relativamente freqüentes em lamprófiros alcalinos e raras em outros tipos petrográficos, representam gotí-

culas imiscíveis de carbonato em líquido silicático, como acentua Rock (1987). A composição química dessas rochas permite posicioná-las no campo dos nefelinitos no diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$ de Cox et al. (1979) e no campo dos lamprófiros alcalinos para os diagramas de discriminação propostos por Rock (1987).

Entretanto, os lamprófiros analisados distinguem-se dos nefelinitos e de outros possíveis magmas parentais por conterem grandes quantidades de $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ (8,6% no tipo escuro e 15,25% no claro). Para as demais amostras do maciço, os valores de perda ao fogo são menores, porém, representam às vezes frações significativas (vide Tabela 20). Desse modo, optou-se pela construção dos diagramas de subtração para as rochas de Anitápolis com as análises recalculadas em base anidra, tanto para as rochas quanto para os minerais hidratados.

Da observação desses diagramas (Figs. 47 a 51) verifica-se grande dispersão dos pontos, mesmo excluídas as rochas mesocráticas e leucocráticas de borda, as quais apresentam natureza híbrida, com contribuição de material granítico encaixante.

Outro fator complicador para a interpretação dos diagramas reside no pequeno número de análises para os tipos mais leucocráticos do maciço, com essa escassez decorrendo em parte da baixa representatividade dos nefelina sienitos no maciço.

A pequena expressão dos termos leucocráticos no maciço indica, em princípio, que um efetivo fracionamento inicial de piroxênio cálcico é pouco provável, com as rochas ultrabásicas, ijolitos e até um malignito exibindo forte grau de enriquecimento em CaO em relação ao magma M admitido por Ulbrich (1984).

Por outro lado, se fosse tomado um magma parental mais básico do que M, com cerca de 40% de SiO_2 e não 43%, como proposto por Ulbrich (1984), a simples retirada de olivina poderia dar origem ao nefelinito "N", como sugerido por Scheibe (1986) ao explicar a origem das rochas ultrabásicas alcalinas de Lages.

Um fracionamento inicial de olivina a partir de um magma M' originando um nefelinito poderia também ser admitido para o

Fig. 47 - Diagrama de subtração Al_2O_3 versus SiO_2 para as rochas de Anitápolis.

P, piroxênios; F, flogopitas; n, nefelina teórica; o, olivinas; N, média dos nefelinitos (Cox et al., 1979); N, olivina nefelinito (Frey et al., 1978); B, basanita (Frey et al., 1978); M, magma parental de Ubrich (1984); M', magma parental (Scheibe, 1986); ⊙ lamprôfiro escuro; * lamprôfiro claro; demais símbolos como no anexo II. Linhas tracejadas, tendências possíveis de derivação; linhas cheias, composições de um extrato constituído por piroxênio, nefelina e flogopita.

Fig. 48 - Diagrama de subtração CaO versus SiO₂ para as rochas silicáticas de Anitápolis. Símbolos como na figura 47 e como no anexo II.

Fig. 49 - Diagrama de subtração MgO versus SiO₂. Símbolos como na fig. 47 e como no anexo II.

Fig. 50 - Diagrama de subtração CaO versus MgO. Símbolos como na figura 47 e como no anexo II.

Fig. 51 - Diagrama de subtração Na_2O versus K_2O . Símbolos como na figura 47 e como no anexo II.

caso de Anitápolis, uma vez que esse mineral encontra-se presente nos lamprófiros com texturas de imiscibilidade carbonato-silicato, aparecendo como fenocristal idiomórfico nas bordas resfriadas e como pseudomorfos no restante do material.

Por outro lado, a presença de quantidades significativas de magnetita-biotita piroxenitos de natureza cumulática indica que se essas três fases fossem segregadas a partir de um magma de composição próxima a "N", os líquidos residuais se enriqueceriam em Al_2O_3 , SiO_2 , Na_2O e K_2O , enquanto diminuiriam os teores de MgO e CaO .

Porém, os ijolitos, apatita-piroxênio biotitito e até uma amostra de malignito mostram valores altos de CaO , maiores que a média dos nefelinitos. Essa quantidade elevada de CaO deve-se à abundância de apatita, fase de cristalização inicial nessas rochas. Um fracionamento efetivo de apatita a partir de um magma nefelinítico seria capaz de deslocar as frações remanescentes no sentido de uma diminuição tão acentuada de CaO , como para os fonolitos, nefelina sienitos e até para os lamprófiros. Quanto às amostras de lamprófiros, observa-se em lâmina delgada que a distinção mais marcante entre elas consiste na escassa quantidade de mica presente na amostra clara. O fracionamento de flogopita aliado ao de apatita fica bem caracterizado para essas amostras através dos diagramas de subtração, com os lamprófiros apresentando um deslocamento para valores mais baixos em Al_2O_3 do que os registrados para os nefelina sienitos e fonolitos.

Pelo exposto acima, pode-se inferir como material original para as rochas de Anitápolis um magma com composição nefelinítica. Entretanto, devido à grande dispersão dos pontos nos diagramas, é temerário estabelecer se essa composição seria semelhante à média dos nefelinitos fornecida por Cox et al. (1979) ou tenderia à de um olivina nefelinito, como aquele apresentado por Frey et al. (1978).

O elevado conteúdo de apatita nas rochas do maciço de Anitápolis sugere que o magma parental continha teores relativamente altos de P_2O_5 . A presença de apatita em regiões metassomáticas do manto subcontinental é bem demonstrada pela ocorrência de xenólitos de clinopiroxênio-apatita (Lloyd e

Bailey, 1975), como de anfibólio-apatita presentes em lavas alcalinas (Wass et al., 1980). De acordo com os trabalhos experimentais de Watson (1980), fica demonstrado que as apatitas presentes nessas regiões mantélicas não são fases residuais a temperaturas e graus de fusão aplicáveis a maior parte das lavas.

Diferenciação através de outros magmas parentais como o olivina tefrito "B" apresentado por Frey et al. (1978) parece não condizer com o observado em Anitápolis. O fracionamento de plagioclásios a partir de um magma com a composição de um olivina tefrito levaria a um empobrecimento em Al_2O_3 , CaO e SiO_2 e um aumento no conteúdo em MgO dos líquidos residuais.

Considerando o magma parental como um nefelinito, e que em Anitápolis os carbonatitos representam parcela considerável de material, é razoável supor-se que a separação das frações carbonáticas tenha ocorrido nos estádios iniciais de cristalização. Essa suposição baseia-se na presença das estruturas globulares encontradas nos diques de lamprófiros, as quais de acordo com Rock (1987), poderiam ser interpretadas como o resultado da imiscibilidade das frações carbonato-silicato em um material de origem mantélica.

Nas curvas obtidas pela normalização dos elementos de terras raras dos lamprófiros em relação aos dados de condritos recomendados por Boynton (1984) (Fig. 52), observa-se que essas amostras existem baixos conteúdos para esses elementos, à semelhança do que ocorre com as demais rochas silicáticas do maciço. A normalização dessas rochas em relação ao lamprófiro escuro (Fig. 53) revela que esta amostra situa-se numa posição intermediária. Considerando que esses lamprófiros são ricos em estruturas globulares, formadas por carbonatos e analcita, e que provavelmente representam frações carbonáticas de um magma parental, é provável que contenham quantidades elevadas de terras raras leves e médias, conforme pode-se concluir pelas curvas obtidas para os carbonatitos de Anitápolis. Assim, a extração dessa fração carbonática empobreceria o líquido silicático restante em terras raras, o que faria com que muitas das amostras ora situadas abaixo dos valores do lamprófiro escuro se deslocassem para cima da reta estabelecida para essa amostra.

Fig. 52 - Curvas de normalização para as amostras de lamprófiros de Anitápolis.

Fig. 53 - Curvas de normalização das rochas silicáticas do maciço de Anitápolis em relação ao lamprô-firo escuro.

Mesmo admitindo um magma nefelinítico como material parental para a cristalização das rochas de Anitápolis, não é possível esquecer-se que a adição posterior de sódio e potássio desempenhou papel importante na gênese do maciço, como evidenciado pela dispersão acentuada dos dados referentes a esses elementos no diagrama de subtração (Fig. 51).

Essa adição, que não só ocorreu nas rochas de borda com a formação de fenitos em suas variedades leucocráticas, mesocráticas e melanocráticas, teve papel importante na recristalização das rochas magmáticas alcalinas. Desse modo, acredita-se que não apenas os glimmeritos, como também os apatita-piroxenitos, apatita-piroxênio biotititos, nefelina sienitos e até ijolitos tiveram uma grande contribuição de soluções metassomatizantes ricas em sódio e potássio, levando à cristalização e recristalização de piroxênios, biotita, feldspatos e anfibólios e ocasionando a acentuada heterogeneidade mineralógica e textural descrita neste trabalho.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. - 1971 - Condicionamento tectônico do magmatismo alcalino mesozóico do Sul do Brasil e Paraguai Oriental. *Anais Ac. Bras. Ciências*, 43(3/4):835-836.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1983 - Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma Sul-Americana. *Rev. Bras. Geoc.*, 13(3):139-158.
- AMARAL, G.; BUSHEE, J.; GORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. & REYNOLDS, J.H. - 1967 - Potassium-argon ages of alkaline rocks from Southern Brazil. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, 31:117-142.
- ASMUS, H.E. - 1977 - Hipóteses sobre a origem dos sistemas de fraturas oceânicas/alinhamentos continentais que ocorrem nas regiões sudeste e sul do Brasil. In: *Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil*. Série Projeto REMAC, 4:39-73.
- BAECKER, M.L. - 1983 - A mineralização de nióbio no solo residual laterítico e a petrografia das rochas ultramáficas alcalinas do domo de Catalão I, Goiás. Dissertação de Mestrado, Univ. Nac. Brasília, 115p., inédito.
- BAGDASAROV, Yu.L. - 1971 - Types of apatite metasomatite in carbonatite complex. *Doklady*, 199:129-131.
- BAILEY, D.K. - 1969 - The stability of acmite in the presence of H₂O. *Am. J. Sci. Schairer*, 267A:1-16.

- BARBIERI, M.; BECCALUVA, L.; BROTZU, P.; CONTE, A. GARBARINO, G.; GOMES, C.B.; LOSS, E.L.; MACCIOTTA, G.; MORBIDELLI, L.; SCHEIBE, L.F.; TAMURA, R.M. & TRAVERSA, G. - 1988 - Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brasil 1. The phonolite suite from Pirati, RS. *Geochimica Brasiliensis*, 1(1):109-138.
- BECCALUVA, L.; ALMEIDA, A.; BARBIERI, M.; BROTZU, P.; COLTORTI, M.; CONTE, A.; GARBARINO, C.; GOMES, C.B.; MACCIOTTA, G.; MORBIDELLI, L.; RUBERTI, E. & TRAVERSA, G. - 1988 - Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil 6. The phonolite-tephrite suite from Fortaleza, State of Ceara. *Geochemical Evolution of the Continental Crust*. International Conference. Atas:103-107, Poços de Caldas
- BENCE, A.E. & ALBEE, A.L. - 1968 - Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *J. Geol.*, 76:382-403.
- BOCTOR, N.Z. & YODER Jr., H.S. - 1980 - Distribution of rare earth elements in perovskite from Oka Carbonatite, Quebec. *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, 79:304-307.
- BORTOLUZZI, C.A.; AWDZIEJ, J. & ZARDO, S.M. - 1987 - Geologia da Bacia do Paraná em Santa Catarina. In: *Textos básicos de Geologia e Recursos Minerais de Santa Catarina, I, Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina, escala 1:500.000 Série mapas e Cartas de Síntese, 3, Seção Geologia, 3, DNPM/CODISC, Florianópolis, 131-167.*
- BOWEN, N.L. - 1928 - *The evolution of the igneous rocks*. Edição 1956, Dover, New York, 334p.
- BOYNTON, W.N. - 1984 - Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. (ed.). *Rare Earth element Geochemistry*. Developments in geochemistry, 2, Elsevier Science Publishers, New York, 63-107.
- BUDDINGTON, A.F. & LINDSLEY, D.H. - 1964 - Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.*, 5:310-357.
- BUERGER, M.J. - 1947 - The stuffed derivations of the silica structures. *J. Chem. Phys.*, 15:600-614.
- CARRARO, C.C.; ISSLER, R.S. & FORMOSO, M.L.L. - 1967 - Mapeamen to do Distrito Alcalino de Altos do Rio Pinheiros, Município

- de Anitápolis, SC. *Public. Especial* 16, 37p., UFRGS.
- CHAYES, F. - 1949 - A simple point counter for thin-section analysis. *Am. Mineral*, 34:1-11.
- COX, K.G.; BELL, J.D. & PANKHURST, R.J. - 1979 - *The interpretation of igneous rocks*. Allern e Unwin, London, 450p.
- CULLERS, R.L. & GRAF, J.L. - 1984 - Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks. In: HENDERSON, P. (ed.). *Rare earth element geochemistry*, Developments in Geochemistry 2, Elsevier Science Publishers, New York, 237-316.
- CULLERS, R.L. & MEDARIS Jr., G.R. - 1977 - Rare earth elements in carbonatite and cogenetic alkaline rocks: examples from Seabrook Lake and Callander Bay, Ontario. *Contr. Miner. Petrol.*, 65:143-153.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. - 1962 - *Rock-forming minerals*. v.1; Ortho-and ring silicates, Longmans, London, 333p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. - 1977 - *An introduction to the rock-forming minerals*. Longmans, London, 528p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. - 1978 - *Rock-forming minerals*. V.7; Single-chain silicates. Longmans, London, 668p.
- DELANEY, J.S.; SMITH, J.V.; CARSWELL, D.A. & DAWSON, J.B. - 1980 - Chemistry of micas from kimberlites and xenoliths II. Primary-and secondary-textured micas from peridotite xenoliths. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 44:857-872.
- DONNAY, G.; SHAIRER, J.F. & DONNAY, J.D.H. - 1959 - Nepheline solid solutions. *Mineral. Magazine*, 32(245):93-109.
- DUTRA, C.V. - 1984 - Método para determinação de traços e sub-traços de terras raras em rochas por espectrometria de plasma (ICP) - Aplicação em petrogênese. *Congr. Bras. Geol.*, 33, Rio de Janeiro, 10:4792-4805.
- DYMEK, R.F. - 1983 - Titanium, aluminium and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *Am. Mineral*, 68:
- EBY, G.N. - 1973 - Scandium geochemistry of the Oka Carbonatite Complex, Oka, Quebec. *Am. Mineral*, 58:819-825.

- EBY, G.N. - 1975 - Abundance and distribution of the rare earth elements and yttrium in the rocks and minerals of the Oka Carbonatite Complex, Quebec. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 39:597-620.
- ERNST, W.G. - 1962 - Synthesis, stability relations and occurrence of riebeckite-arfvedsonite solid solutions. *J. Geol.*, 70:951-980.
- ERNST, W.G. - 1968 - *Amphiboles*. Springer Verlag, New York, 125p.
- FARMER, G.L. & BOETCHER, A.L. - 1981 - Petrological and crystal-chemistry significance of some deep-seated phlogopites. *Am. Mineral*, 66:1154-1163.
- FERREIRA, F.J.F. - 1982 - Alinhamentos estruturais e magnéticos da região centro-oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico. In: *Geologia da Bacia do Paraná*, Paulipetro (Publ.Esp.):142-166.
- FLOWER, M.J.F. - 1974 - Phase relation of titan-acmite in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$ at 1000 bars total water pressure. *Am. Mineral*, 59:536-548.
- FORBES, W.C. & FLOWERS, M.F.J. - 1974 - Phase relations of titan-phlogopites $\text{K}_2\text{Mg}_4\text{TiAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{20}(\text{OH})_4$: a refractory phase in the upper mantle? *Earth and Planet. Sci. Letters*, 22:60-66.
- FOSTER, M.D. - 1960 - Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *Geol. Surv. Prof. Paper* 354-B, 49p.
- FREY, F.A.; GREEN, D.H. & ROY, S.D. - 1978 - Integrated models for basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. Petrol.*, 19:463-513.
- FÚLFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V. & VIANNA, R.B. - 1982 - Compartimento e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: *Geologia da Bacia do Paraná*, Paulipetro (Publ.Esp.):75-117.
- FURTADO, S.M.A.; GOMES, C.B. & SCHEIBE, L.F. - 1986 - Ocorrência de foscoritó no maciço alcalino de Anitápolis, SC. In: *Congr. Bras. Geol.*, 34, Goiânia, 4:1604-1614.
- GANEEV, I.G. - 1961 - Geochemistry of beryllium, *Geochemistry*, 5:470-477.

- GAPLAN/IBGE - 1987 - Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina, escala 1:1.000.000 e Nota Explicativa. In: *Gab. Planej. Coord. Geral.*, ed. - *Atlas de Santa Catarina*, p.41 e p.29-31.
- GASPAR, J.C. & WYLLIE, P.J. - 1987 - The phlogopites from the Jacupiranga Carbonatite Intrusions. *Contr. Mineral. Petrol.*, 36:121-134.
- GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN & DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL - 1987 - Report of international research and development cooperation ITIT Projects nº 8316. *Research on mineral deposits associated with carbonatites in Brazil*. Agency of Industrial Science and Technology - Japan, 179p.
- GERASIMOSKII, V.I. - Geochemistry and mineralogy of nepheline syenite intrusions. *Geochemistry*, 5:494-510.
- GERASIMOSKII, V.I. - 1974 - Trace elements in selected groups of alkaline rocks. In: SOENSEN, H. (ed.). *The alkaline rocks*, Wiley, New York, p.402-412.
- GERASIMOSKII, V.I. & LEBEDEV, V.I. - 1960 - Lead and zinc distribution in the rocks of Lovozero Massif. *Geochemistry*, 6: 652-654.
- GITTINS, J.; ALLEN, C.R. & COOPER, A.F. - 1975 - Phlogopitization of pyroxenite; its bearing on the composition of carbonatite magmas. *Geol. Magazine*, 12(5):503-507.
- GOMES, C.B. - 1980 - Microsonda eletrônica. In: *Congr. Bras. Geol.* 32, Balneário Camboriú, SBG, Bol. 4:89-111.
- GOMES, C.B.; BARBIERI, M.; BECCALUVA, L.; BROTZU, P.; CONTE, A.; GARBARINO, C.; MACCIOTTA, G.; MELLUSO, L.; MORBIDELLI, L.; RUBERTI, E.; SCHEIBE, L.F.; TAMURA, R.M. & TRAVERSA, G. - 1987 - Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from Continental Brazil 2. The Tunas Massif, State of Paraná. *Geoch. Brasiliensis*, 1(2):201-234.
- GOMES, C.B.; MORO, S.L. & DUTRA, C.V. - 1970 - Pyroxenes from the alkaline rocks of Itapirapã, São Paulo, Brazil. *Am. Mineral*, 55:224-240.
- HALL, A.J. - 1941 - The relation between colour and chemical composition in the biotites. *Am. Mineral.*, 26:29-33.
- HAMILTON, D.L. - 1961 - Nephelines as crystallization temperature indicators. *J. Geol.*, 69:321-329.

- HAMILTON, D.L. & MACKENZIE, W.S. - 1960 - Nepheline solid solution in the system NaAlSiO_4 - KAlSiO_4 - SiO_2 . *J. Petrol.*, 1 (1):56-72.
- HANEKON, H.J.; STADEN, H. Van; SMITH, P.S. & PIKE, D.R. - 1965 - The geology of Palabora Igneous Complex. *Geol. Survey of South Africa. Memoria*, 54, 185p.
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y. & KAUL, P.F.T. - 1982 - Dados gravimétricos da região costeira do Paraná e Santa Catarina e sua interpretação estrutural. In: *Congr. Bras. Geol.*, 32, Salvador, SBG, 1:64-67.
- HARTMAN, P. - 1969 - Can Ti^{4+} replaces Si^{4+} in silicates? *Miner. Magazine*, 37(287):366-369.
- HEINRICH, E.W. - 1965 - *Microscopic identification of minerals*. Mc Graw Hill Book Co., New York, 414p.
- HEINRICH, E.W. - 1966 - *The Geology of Carbonatites*. Rand McNally e Co., Chicago, 555p.
- HEWITT, D.A. & WONWS, D.R. - 1984 - Experimental phase relations of the micas. In: BAILEY, S.W. (ed.). *Micas, Washington, Mineral. Soc. Am.*, 201-256 (Reviews in Mineralogy 13).
- HOGARTH, D.D. - 1964 - Normal and reverse pleochroism in biotites. *Canadian Mineral.*, 8(1):136.
- HOGARTH, D.D. - 1977 - Classification and nomenclature of the pyrochlore group. *Am. Mineral.*, 62:403-410.
- HORBACH, R. & MARIMON, R.G. - 1980 - Esboço da evolução tectônica e seu significado na gênese dos depósitos de fluorita do Sudeste Catarinense. In: *Congr. Bras. Geol.*, 31, Balneário Camboriú, SBG, 3:1540-1552.
- HUCKENHOLTZ, H.G.; SCHAIRER, F.J. & YODER Jr., H.S. - 1969 - Synthesis and stability of ferridiopside. In: PAPIKE, J.J. (ed.). *Pyroxenes and Amphiboles: Crystal chemistry and phase petrology. Min. Soc. Am. Spec. Paper*, 2:163-177.
- KAPUSTIN, Yu. L. - 1980 - *Mineralogy of Carbonatites. Smithsonian Inst. and the National Sci. Foundation*, Washington, 259p. (Tradução p/inglês).
- KRESTEN, P. & MOROGAN, V. - 1986 - Fenitization at the Fen Complex, Southern Norway. *Lithos*, 19:27-42.

- KUSHIRO, I. - 1960 - Si-Al relations in clinopyroxenes from igneous rocks. *Am. J. Sci.*, 258:548-554.
- LANDA, E.A.; KRASNOVA, N.I.; TARNOVSKAYA, A.N. & SHERGINA, Yu.P. - 1983 - The distribution of rare earths and yttrium in apatite from alkaline-ultrabasic and carbonatite intrusions and the origin of apatite mineralization. *Geoch. Int.*:77-87.
- LAPIDO-LOUREIRO, F.E.L. & VALDERANO, M.H.V. - 1982 - A provincia alcalina carbonatítica Brasil-Angola e seus principais aspectos econômicos. In: *Congr. Bras. Geol.*, 32, Salvador, SBG, 3: 1049-1060.
- LAPIN, A.V. - 1982 - Carbonatite differentiation process. *Int. Geol. Rev.*, 24(9):1079-1089.
- LARSEN, L.M. - 1976 - Clinopyroxenes and coexisting mafic minerals from the alkaline Ilimaussaq Intrusion, South Greenland. *J. Petrol.*, 17:258-290.
- LEAKE, B.E. - 1965 - The relationship between tetrahedral aluminum and maximum possible octahedral aluminum in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. *Am. Miner.*, 50:843-851.
- LEAKE, B.E. - 1978 - Nomenclature of amphiboles. *Canadian Mineral.*, 16:501-520.
- LE BAS, M.J. - 1977 - *Carbonatite-nephelinite volcanism*. Wiley, London, 347p.
- LE BAS, M.J. & HANDLEY, C.D. - 1979 - Variation in apatite composition in ijolitic and carbonatitic igneous rocks. *Nature*, 279(3/May):54-56.
- LE MAITRE, R.W. - 1976 - The chemical variability of some common igneous rocks. *J. Petrol.*, 17(4):589-637.
- LEONARDOS, O.H. - 1956 - Carbonatitos com apatita e pirocloro. *DNPM/DFPM*, avulso 80, 30p.
- LLOYD, F.E. & BAILEY, D.K. - 1975 - Light element metasomatism of the continental mantle: the evidence and the consequences. In: AHRENS, L.H. (ed.). *Phys. Chem. Earth*, 9:389-416.
- MACCIOTTA, G.; BARBIERI, M.; BECCALUVA, L.; BORN, H.; BROTZU, P.; CONTE, A.; GARBARINO, C.; GOMES, C.B.; MORBIDELLI, L.; RUBERTI, E.; SIENA, F. & TRAVERSA, G. - 1988 - Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil,

4. The Juquiã Intrusive Alkaline-Carbonatite Complex, State of São Paulo. *Geochemical Evolution of the Continental Crust, International Conference*. Atas:92-97, Poços de Caldas.

MARTIN, R.F.; WHITLEY, J.E. & WOOLLEY, A.R. - 1978 - An investigation of rare-earth mobility: fenitized quartzites, Borralan Complex, N.W. Scotland. *Contr. Miner. Petrol.*, 66: 69-73.

MELCHER, C.G. & COUTINHO, J.M.V. - 1966 - Rochas alcalinas e carbonatito de Anitápolis, Estado de Santa Catarina. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, SBG, São Paulo, 5(1):59-93.

MITCHELL, R.H. - 1972 - Composition of nepheline, pyroxene and biotite in ijolite from the Seabrook Lake Complex, Ontario, Canada. *N. Jb. Miner. Mh.*, 9:415-422.

MITCHELL, R.H. & BRUNFELT, A.O. - 1975 - Rare earth element geochemistry of the Fen Alkaline Complex, Norway. *Contr. Mineral. Petrol.*, 52:247-259.

MORAES DO REGO, L.F. & GUIMARÃES, D. - 1926 - Estudos geológicos e petrográficos da jazida de magnetita de Anitápolis, Estado de Santa Catarina, Brazil. *DNPM/SGM*, Rio de Janeiro, 21:3-27.

MORBIDELLI, L.; BECCALUVA, L.; BROTZU, P.; CONTE, A.; GARBARINO, C.; GOMES, C.B.; MACCIOTTA, G.; RUBERTI, E.; SCHEIBE, L.F. & TRAVERSA, G. - 1986 - Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil, 3. Fenitization of jacupirangite by carbonatite magmas in the Jacupiranga Complex, São Paulo, *Per. Mineral.*, 55:261-295.

MOTOKI, A. - 1986 - *Geologia e petrologia do maciço alcalino da Ilha de Vitória, São Paulo*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 254p., inédito.

NASH, W.P. - 1972 - Apatite-calcite equilibria in carbonatites: chemistry of apatite from Iron Hill, Colorado. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 36:1313-1319.

NASH, W.P. & WILKINSON, J.F.G. - 1970 - Shonkin Sag Lacolith, Montana I - Mafic minerals and estimates of temperature, pressure and oxygen fugacity and silica activity. *Contr. Mineral. Petrol.*, 25:241-269.

NEUMANN, E.R. - 1974 - The distribution of Mn^{2+} and Fe^{2+} between

- ilmenites and magnetites in igneous rocks. *Am. J. Sci.*, 274: 1074-1088.
- NEUMANN, E.R. - 1976 - Compositional relations among pyroxenes, amphiboles and other mafic phases in the Oslo region plutonic rocks. *Lithos*, 9:85-109.
- PALABORA MINING COMPANY LIMITED. MINE GEOLOGICAL AND MINERALOGICAL STAFF - 1976 - The geology and the economic deposits of copper, iron and vermiculite in the Palabora Igneous Complex: a brief review. *Econ. Geology*, 71:177-192.
- PARAHYBA, R.E.R. - 1987 - Projeto Balanço Mineral do Estado de Santa Catarina. *DNPM/Coord. Rec. Min. Sec. Cienc. Tecn., Minas e Energia*, Florianópolis, 144p.
- POLDERBAART, A. & HESS, H.H. - 1951 - Pyroxenes in the crystallization of basaltic magmas. *J. Geol.*, 59:472-489.
- POWELL, M. & POWELL, R. - 1977 - A nepheline-alkali feldspar geothermometer. *Contr. Miner. Petrol.*, 62:193-204.
- POZZA, E.V. & GARCIA, P.F. - 1974 - Projeto Anitápolis. *Conv. Com. Nac. Energia nuclear/Comp. Pesq. Rec. Minerais (CNEN/CPRM)*, Porto Alegre, 89p. (Relat. inédito).
- RIMSAITE, J. - 1969 - Evolution of zoned micas and associated silicates in the Oka Carbonatite. *Contr. Mineral. Petrol.*, 23: 340-360.
- ROBINSON, P. - 1980 - The composition space of terrestrial pyroxenes-internal and external limits. *Min. Soc. Am. Reviews in Mineralogy*, V. 7. *Pyroxenes*:419-494.
- ROBINSON, P.; SPEAR, F.S.; SCHUMACHER, J.C.; LAIRD, J.; KLEIN, C.; EVANS, B.W. & DOOLAN, B.L. - 1982 - Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. *Miner. Soc. Amer., Reviews in Mineralogy*, V. 9B: *Amphiboles: Petrology and Experimental Phase Relations*: 1-227.
- ROCK, N.M.S. - 1976 - The role of CO₂ in alkalic rocks genesis. *Geol. Magazine*, 113:97-113.
- ROCK, N.M.S. - 1982 - Chemical mineralogy of the Monchique Alkaline Complex, Southern, Portugal. *Contr. Mineral. Petrol.*, 81:64-78.
- ROCK, N.M.S. - 1987 - The nature and origin of lamprophyres: an

- overview. In: FITTON, J.C. & UPTON, B.G.J. (ed.). *Alkaline igneous rocks. Geol. Soc. Special Pub.*, 30:191-226.
- RODRIGUES, E.P. - 1985 - *O Complexo Alcalino de Anitápolis - Um estudo petrológico*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 174p., inédito.
- ROSSMAN, G.R. - 1981 - Pyroxene spectroscopy. *Mineral. Soc. Am., Reviews in Mineralogy*, V. 7, Pyroxenes:93-115.
- RUBERTI, E. - 1984 - *Petrologia do Maciço Alcalino do Banhadão, PR*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 249p., inédito.
- RUSSEL, H.D.; HIEMSTRA, S.A. & GRENEVELD, D. - 1954 - The mineralogy and petrology of the carbonatite at Loolekop, Eastern Transvaal. *Trans. Proced. Geol. Soc. South Africa*, 57:197-208.
- SCHEIBE, L.F. - 1979 - *Estudo petrológico e geoquímico dos carbonatitos da Fazenda Varela, Lages, Santa Catarina. Brasil*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 120p., inédito.
- SCHEIBE, L.F. - 1986 - *Geologia e petrologia do distrito alcalino de Lages, SC*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 224p., inédito.
- SCHEIBE, L.F. & FURTADO, S.M.A. - 1988 - Geologia e petrografia de novas ocorrências de rochas alcalinas para caracterização da província alcalina de Santa Catarina. *Relatório Tecn. Pesq. CNPq*, Florianópolis, 24p., anexos, inédito.
- SCHEIBE, L.F.; FURTADO, S.M.A. & TAKEDA, F.K. - 1988 - Proposta de alinhamentos estruturais para um novo esboço geotectônico de Santa Catarina. In: *Semana Geografia*, 9, Florianópolis, Departamento de Geociências, UFSC, 3p.
- SCHEIBE, L.F. & TEIXEIRA, V.H. - 1965 - Relatório dos trabalhos de pesquisa de apatita e associados em Altos Pinheiros, Município de Anitápolis. *Div. Geol. Lab. Quím. Agr. Ind. Sec. Agr. Santa Catarina*, Relatório interno, 39p., inédito.
- SCOTT, P.W. - 1976 - Crystallization trends of pyroxenes from the alkaline volcanics rocks of Tenerife, Canary Islands. *Mineral. Magazine*, 40:805-816.

- SIAL, A.N. & MC REATH, I. - 1984 - *Petrologia Ignea*, V.1, SBG/CNPq/Bureau, Salvador, 180p.
- SILVA, L.C. - 1987 - Geologia do Pré-Cambriano/Eopaleozóico de Santa Catarina. In: *Textos básicos de geologia e recursos minerais de Santa Catarina, I - Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina, escala 1:500.000 Série Mapas e Cartas de Síntese, 3, seção Geologia, 3*, DNPM/CODISC, Florianópolis: 11-91.
- SILVA, L.C. & DIAS, A.A. - 1981 - Os segmentos mediano e setentrional do Escudo Catarinense II - Organização e evolução geotectônica. *Acta Geol. Leopold.*, 5(10):121-140.
- SOMMERAUER, J. & KATZ LEHNERT, K. - 1985 - A new partial substitution mechanism of CO_3^{2-} / $\text{CO}_3\text{OH}^{3-}$ and SiO_4^{4-} for the PO_4^{3-} group in hidroxyapatite from Kaisertuhl Alkaline Complex (SW Germany). *Contr. Mineral. Petrol*, 91:360-368.
- SOOD, M.K.; PLATT, R.G. & EDGAR, A.P. - 1970 - Phase equilibrium relations in portions of the system diopside-nepheline-kalsilita silica and their importance in the genesis of alkaline rocks. *Can. Mineral.*, 10:380-394.
- SORENSEN, H. - 1974 - Conditions of formation of alkaline rocks. In: SORENSEN, H. (ed.). *The Alkaline Rocks*, Wiley, New York, p.421-423.
- STEPHENSON, D. & UPTON, B.G.J. - 1982 - Ferromagnesian, silicates in a differentiated alkaline complex. Kungnat. Fjeld, South Greenland. *Mineral. Magazine*, 46:283-300.
- STRECKEISEN, A. - 1980 - Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. IUGS subcomission on the systematics of igneous rocks. *Geol. Rundschau*, 69:194-207.
- SUBCOMMISSION ON THE SYSTEMATICS OF IGNEOUS ROCKS-IUGS - 1973 - Classification and nomenclature of plutonic rocks: recommendations. *N. Jb. Miner. Mh.*, 4:149-164.
- SUTHERLAND, D.S. - 1965a - Nomenclature of the potassic-feldspathic rocks associated with carbonatites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76:1409-1412.
- SUTHERLAND, D.S. - 1965b - Potash-trachytes and ultrapotasic rocks associated with the carbonatite complex of the Toror

- Hill, Uganda. *Mineral. Magazine*, 35:363-378.
- TAYLOR, S.R. - 1965 - The application of trace element data to problems in petrology. *Phys. Chem. Earth*, 6:133-213.
- THOMPSON, R.N. & MACKENZIE, W.S. - 1967 - Feldspar liquid equilibria in peralkaline acid liquids: an experimental study. *Am. J. Sci.*, 265:714-734.
- TILLEY, C.E. - 1954 - Nepheline-alkali feldspar paragenesis. *Am. J. Sci.*, 252:65-75.
- TYLEY, R.C. & KING, B.C. - 1967 - The pyroxenes of the alkaline igneous complexes of eastern Uganda. *Mineral. Magazine*, 36:5-21.
- ULBRICH, H.H.G.J. - 1984 - *A petrografia, a estrutura e o quimismo de nefelina sienitos do maciço alcalino de Poços de Caldas, MG-SP*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 477p., inédito.
- ULBRICH, M.N.C. - 1983 - *Aspectos mineralógicos e petrológicos de nefelina sienitos do maciço de Poços de Caldas, MG-SP*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 369p., inédito.
- ULBRICH, M.N.C. - 1986 - Classificação e nomenclatura de piroxênios de rochas alcalinas. In: *Congr. Bras. Geol.*, 34, Goiânia, V.4:1480-1494.
- ULBRICH, M.N.C. & ULBRICH, H.H.G.J. - 1982 - Esquemas de cálculo para determinação de Fe^{3+}/Fe^{2+} de piroxênios egirínicos. *Congr. Bras. Geol.*, 32, Salvador, Bol. Esp. 2:78.
- UPTON, B.G.J. & EMELEUS, C.H. - 1987 - Mid-Proterozoic alkaline magmatism in southern Greenland: The Gardar Province. In: FITTON, J.G. & UPTON, B.G.J. (ed.). *Alkaline Igneous Rocks*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 30:449-471.
- VALENÇA, J.C. - 1980 - *Geology, petrography and petrogenesis of some alkaline igneous complexes of Rio de Janeiro State, Brazil*. PhD Thesis, University of Western Ontario, Canada, 248p., inédito.
- VARET, J. - 1969 - Les pyroxenes des phonolites du Cantal (Auvergne, France), *N. J. Mineral. Mh.*, 4:174-184.
- VARTIAINEN, H. - 1980 - The petrography, mineralogy and petro-

- chemistry of the Sokli Carbonatite Massif, Northern Finland. *Geol. Surv. Finland Bull*, 313:126.
- VARTIAINEN, H. & WOOLLEY, A.R. - 1976 - The petrography, mineralogy and chemistry of the fenites of the Sokli Carbonatite Intrusion, Finland. *Geol. Surv. Finland Bull*, 280:87.
- VERGARA, V.D. - 1977 - Pesquisa de fosfato em Anitápolis, fase preliminar. *Conv. ILM/CPRM*, Porto Alegre, 75p., inédito.
- VERGARA, V.D. - 1980 - Pesquisa geológica no Complexo Alcalino de Anitápolis. In: *Congr. Bras. Geol.* 31, Balneário Camboriú, SC, SBG, 4:2502-2517.
- VERHOOGEN, J. - 1962 - Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks. *Am. J. Sci.*, 260:211-220.
- VERWOERD, W.I. - 1967 - The carbonatites of South Africa and South West Africa. *Geol. Surv. South Africa, Handbook*, 6:452.
- WASS, S.Y. - 1980 - Geocemistry and origin of xenolith-bearing and related alkali basaltic rocks from the Southern Highlands near South Wales, Australia, *Am. J. Sci.*, 280-A:639-666.
- WATSON, E.B. - 1980 - Apatite and phosphorus in mantle source regions: an experimental study of apatite/melt equilibria at pressures to 25 Kbar. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51:322-335.
- WATSON, E.B. & GREEN, T.H. - 1981 - Apatite/liquid partition coefficients for the rare earth elements and strontium. *Eath Plan. Sci. Lett.*, 56:405-421.
- WONES, D.R. - 1963 - Phase equilibria of ferriannite $KFe_3^{2+}Fe^{3+}Si_3Al_{10}(OH)_2$. *Am. Mineral.*, 50:1228-1272.
- WONES, D.R. & EUGSTER, H.P. - 1965 - Stability of biotite: experiment, theory, and application. *Am. Mineral.*, 50:1228-1272.
- WONES, D.R. & GILBERT, M.C. - 1982 - Amphiboles in the igneous environment. *Miner. Soc. Am. Reviews in Mineralogy V. 9B: Amphiboles: Petrology and experimental phase relations*, 355-383.
- YAMAMOTO, J.K. - 1986 - Representações gráficas espaciais em geologia - Aplicações no Complexo Alcalino de Anitápolis. *Disertação de Mestrado*, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 167p., inédito.
- ZEDLITZ, O. - 1933 - Uber titanaltige kalkeisengranat II. *Zentralbl. Mineral. Aut.* A:68-78.