UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004717

PETROLOGIA DOS COMPLEXOS MÁFICO-ULTRÁMAFICOS
DE MANGABAL I E MANGABAL II, SANCLERLÂNDIA, GOIÁS

Maria Angela Fornoni Candia

Orientador: Prof. Dr. Vicente Antonio Vitorio Girardi

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome
Presidente:	Dr. Vicente A.V. Girardi
Examinadores:	Dr. Giorgio Rivalenti
	Dr. José Caruso Moresco Dammi
	Dr. Marcos Aurélio F.Oliveira
	Dr. Rainer Schultz

ass.

São Paulo
1983

RESUMO

Os complexos de Mangabal I e Mangabal II constituem dois pequenos corpos máfico-ultramáficos diferenciados, originados da cristalização fracionada de magma basáltico toleítico a baixa pressão, em câmaras magmáticas individuais, que se posicionaram num determinado nível de um substrato siálico, representado, na área, por rochas gnaissícas e calcossilicatas, atribuídas ao Complexo Basal Goiano.

Embora tectonicamente deformados e parcialmente recristalizados, os complexos preservam feições ígneas reliquias correlacionáveis às descritas em complexos ígneos estratiformes.

Em função das feições ígneas presentes, e dentro do modelo existente para complexos ígneos estratiformes, reconstituiu-se o seguinte empilhamento estratigráfico original:

a) em Mangabal I, a seqüência basal é constituída pelos olivina-cromo espinélio cumulatos (peridotitos feldspáticos), à qual se segue os olivina-plagioclásio cumulatos (olivina gabronoritos), sobrepostos aos quais ocorrem os piroxênio-plagioclásio cumulatos (gabronoritos);

b) Em Mangabal II, a seqüência basal é representada pela alternância de dois tipos de cumulatos ultramáficos, os olivina-cromo espinélio cumulatos (harzburgitos feldspáticos), predominantes, e os bronzita cumulatos (bronzititos feldspáticos); a seqüência intermediária é representada pelos olivina-plagioclásio cumulatos (olivina gabronoritos) e a seqüência superior, pelos piroxênio-plagioclásio cumulatos (gabronoritos).

A olivina varia de Fo₈₃ a Fo₇₇ nos cumulatos ultramáficos, alcançando composições de Fo₇₁ nos olivina gabronoritos. Os ortopiroxênios apresentam composições no campo das bronzitas nos cumulatos ultramáficos, estendendo-se até o campo do hiperstênio nos gabronoritos. O plagioclásio apresenta composições em torno de An₆₄ nos cumulatos ultramáficos, alcançando teores de An₅₆ nos gabronoritos. O clinopiroxênio situa-se no campo das augitas, mostrando "trend" de enriqueci-

mento em ferro, dos cumulos ultramáficos para os máficos.

Os processos tectônicos subsequentes são responsáveis pela atual configuração geológica dos complexos, que se apresentam deformados, com seqüências litológicas deslocadas e falhadas. Em Mangabal I, as deformações tectônicas levaram à inversão da seqüência estratigráfica original.

Após a atuação dos processos tectônicos, seguiram-se os reequilíbrios mineralógicos responsáveis pela recristalização das rochas dos complexos, originando meta peridotitos (coroníticos, a espinélio e clorita), meta harzburgitos (coroníticos, a espinélio e a clorita), meta bronzititos, meta olivina gabronoritos (coroníticos e a espinélio), meta gabronoritos, bronzita xistos e antofilita xistos.

Tais reequilíbrios ocorreram em condições metamórficas de alto grau, a temperaturas da ordem de 700-780°C e a pressões mínimas da ordem de 6,0 a 6,5 Kbar.

O estudo do comportamento da fase fluida, fundamentado principalmente na análise de inclusões fluidas, permitiu estabelecer um modelo através do qual se explica a coexistência de paragêneses mais hidratadas, em razão da influência da fase fluida, mais rica em H₂O, ao lado de associações coroníticas e de associações ígneas reliquias, causadas pela existência de uma fase fluida mais rica em CO₂.

ABSTRACT

The Mangabal I and Mangabal II complexes comprise two mafic-ultramafic differentiated bodies, originated in separate chambers by processes of low pressure fractional crystallization of a tholeiitic basaltic magma. They intruded a definite level of the sialic basement, represented in the area by gneissic and calc-silicate rocks, interpreted as belonging to the Goiás Basal Complex.

Although tectonically deformed and partially recrystallized, the complexes still preserve relict igneous features, similar to those described for stratiform igneous complexes. In conformity with such features and according to the existing models for igneous stratiform complexes, the original stratigraphic sequence can be reconstructed as follows:

a) in Mangabal I, the basal sequence is represented by olivine-chrome spinel cumulates (feldspar peridotites), followed by a sequence of olivine-plagioclase cumulates (olivine gabbro-norites) above which are found pyroxene-plagioclase cumulates (gabbro-norites);

b) in Mangabal II, the basal sequence is represented by two alternating ultramafic cumulates: (a) predominant olivine-chrome spinel cumulates (feldspathic harzburgites) and (b) subordinate bronzite cumulates (feldspathic bronzitites). An intermediate sequence is represented by the olivine-plagioclase cumulates (olivine gabbro-norites) while the upper sequence is represented by pyroxene-plagioclase cumulates (gabbro-norites).

Olivine varies from Fo₈₃ to Fo₇₇ in the ultramafic cumulates, reaching compositions of Fo₇₁ in olivine gabbro-norites. Orthopyroxene has bronzite composition in ultramafic cumulates, but becomes hypersthene in gabbro-norites. Plagioclase has composition of calcic labradorite (An₆₄) in the ultramafic cumulates, being as sodic as An₅₆ in the gabbro-norites. The composition of clinopyroxene plots in the augite field, with an iron-enrichment trend from ultramafic to mafic cumulates.

Subsequent tectonic processes are responsible for the present geologic configuration of the complexes, as shown by their deformed bodies, and faulted dislocated litologic sequence. At Mangabal I, the tectonic deformations led to the inversion of the original stratigraphic sequence.

After the tectonic episode, mineralogical re-equilibrations caused the recrystallization of the mafic-ultramafic suite, originating metaperidotites (coronitic-, spinel-, and chloritic-); meta harzburgites (coronitic-, spinel-, and chloritic-); meta bronzitites, meta olivine gabbro-norites (coronitic-, spinel-); meta gabbro-norites, bronzite schists and anthophyllite schists.

These re-equilibrations occurred at high grade metamorphic conditions, at temperatures of 700-780°C, and at minimum pressures of 6,0-6,5 Kbar.

The study of the fluid phase composition, based mainly on fluid inclusion analysis, led to the establishment of a model which explains the coexistence of a more hydrated paragenesis, originated due to the influence of an H₂O-rich fluid phase, with coronitic and relict igneous associations, which are due to a CO₂-rich fluid phase.

ÍNDICE

	pg
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Localização e vias de acesso	4
2. METODOLOGIA	6
2.1. Estudos ópticos	6
2.2. Análises químicas de minerais	6
2.3. Análises químicas de rocha	8
3. TRABALHOS PRÉVIOS	10
4. GEOLOGIA REGIONAL	14
4.1. Geocronologia	17
5. GEOLOGIA LOCAL	20
5.1. Mangabal I - Geologia local	20
5.2. Mangabal II - Geologia local	33
5.3. Considerações adicionais	39
6. CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA	40
6.1. Considerações gerais	40
6.1.1. Cumulatos	41
6.1.1.1. Terminologia	42
6.1.1.2. Critérios de reconhecimento das feições descritas para cumulatos aplicados às rochas dos complexos.	43
6.1.1.3. Classificação e nomenclatura	45
6.1.2. Coronas	48
6.2. Mangabal I - Caracterização petrográfica	50
6.2.1. Classificação geral dos tipos petrográficos ígneos em função da natureza das fases cumulus.	55
6.2.2. Olivina-cromo espinélio cumulatos (cumulatos ultramáficos) e posteriores transformações.	56

6.2.2.1. Peridotitos feldspáticos (olivina-cromo espinélio cumulatos).	58
6.2.2.2. Meta peridotitos coroníticos. Meta peridotitos a espinélio.	61
6.2.2.3. Meta peridotitos a clorita.	65
6.2.3. Olivina plagioclásio cumulatos (cumulatos máficos) e posteriores transformações.	67
6.2.3.1. Olivina gabronoritos (olivina-plagioclásio cumulatos).	86
6.2.3.2. Meta olivina gabronoritos coroníticos. Meta olivina gabronoritos a espinélio.	90
6.2.3.3. Meta olivina gabronoritos.	92
6.2.4. Piroxênio-plagioclásio cumulatos (cumulatos máficos) e posteriores transformações.	94
6.2.4.1. Gabronoritos (piroxênio-plagioclásio cumulatos).	106
6.2.4.2. Meta gabronoritos.	110
6.2.5. Rochas foliadas	112
6.2.5.1. Antofilita xistos.	116
6.2.5.2. Hornblenda-clorita-bronzita-xistos. Bronzita xistos.	117
6.2.5.3. Milonitos e cataclasitos.	118
6.2.6. Outros tipos petrográficos	120
6.2.6.1. Meta gabros l.s.	120
6.2.6.2. Rochas de veios.	126
6.3. Mangabal II - Caracterização petrográfica	127
6.3.1. Classificação geral dos tipos petrográficos ígneos reliquiais em função da natureza das fases cumulus.	128
6.3.2. Sequência ultramáfica.	133
6.3.2.1. Olivina-cromo espinélio cumulatos (cumulatos ultramáficos) e posteriores transformações.	134
6.3.2.1.1. Harzburgitos feldspáticos (olivina-cromo espinélio cumulatos).	134
6.3.2.1.2. Meta harzburgitos coroníticos. Meta harzburgitos a espinélio.	135

6.3.2.1.3. Meta harzburgitos a clorita.	136
6.3.2.2. Bronzita cumulatos (cumulatos ul tramáficos) e posteriores trans- formações.	139
6.3.2.2.1. Bronzitos feldspá- ticos (bronzita cumu- latos).	139
6.3.2.2.2. Meta bronzitos.	140
6.3.3. Sequência máfica relacionada a olivina - plagioclásio cumulatos e equivalentes re- cristalizados.	166
6.3.3.1. Olivina gabronoritos (olivina - plagioclásio cumulatos).	166
6.3.3.2. Meta olivina gabronoritos coro- níticos. Meta olivina gabronori- tos a espinélio.	166
6.3.3.3. Meta olivina gabronoritos.	166
6.3.4. Sequência máfica relacionada a piroxênio -plagioclásio cumulatos e equivalentes re- cristalizados.	182
6.3.4.1. Gabronoritos (piroxênio-plagio- clásio-cumulatos).	182
6.3.4.2. Meta gabronoritos.	182
6.3.5. Rochas foliadas	184
6.3.5.1. Antofilita xistos.	184
6.3.5.2. Rochas gabróicas deformadas.	197
6.3.6. Outros tipos petrográficos	197
6.3.6.1. Meta gabros com escapolita.	197
6.3.6.2. Metapiroxenitos.	198
6.3.6.3. Rochas gabróicas com bandamen- to rítmico.	199
6.3.6.4. Meta gabros l.s.	200
6.3.6.5. Rochas de veios.	200
6.3.7. Considerações adicionais.	201
7. QUIMISMO MINERAL	203
7.1. Olivinas	203
7.2. Espinélios	204
7.2.1. Cromo espinélios	207
7.2.1.1. Cromo espinélios intra olivinas.	214

7.2.1.2. Cromo espinélios inter olivinas.	223
7.2.1.3. Comparação com cromo espinélios de outros complexos.	227
7.2.2. Espinélios verdes	229
7.2.3. Magnetitas	230
7.3. Piroxênios	235
7.3.1. Piroxênios de origem ígnea	235
7.3.2. Piroxênios de estágios pós-ígneos	239
7.4. Feldspatos	245
7.5. Anfibólios	248
7.5.1. Anfibólios ígneos	252
7.5.2. Anfibólios de estágios pós-ígneos	252
7.5.2.1. Anfibólios cálcicos.	253
7.5.2.2. Ortoanfibólios.	258
7.5.2.3. Associações a dois anfibólios.	263
7.6. Cloritas	269
7.7. Micas	271
7.8. Ilmenitas	273
7.9. Sulfetos	276
7.10. Outros minerais	282
8. COMPOSIÇÃO QUÍMICA DAS ROCHAS CONSTITUINTES DOS COMPLEXOS	283
8.1. Características químicas	283
8.2. Comparação com outros complexos	291
9. CONSIDERAÇÕES PETROLÓGICAS	
9.1. Considerações petrológicas relacionadas à evolução magmática dos complexos de Mangabal I e II	296
9.1.1. O caráter intrusivo dos corpos	296
9.1.2. Processo de diferenciação - empilhamento estratigráfico	297
9.1.2.1. Mangabal I - Processo de diferenciação e empilhamento estratigráfico original.	298
9.1.2.2. Mangabal II - Processo de diferenciação e possível empilhamento estratigráfico original.	307
9.1.3. Composição do magma original	310

9.2. Considerações petrológicas relacionadas aos re-equilíbrios pós-ígneos.	310
9.2.1. Considerações de caráter químico	310
9.2.2. Sequência dos reequilíbrios pós-ígneos e paragêneses resultantes.	314
9.2.3. Interpretação das associações mineralógicas.	318
9.2.3.1. Associações minerais em litologias ultramáficas.	318
9.2.3.2. Associações minerais em litologias máficas.	329
9.2.3.3. Reações coroníticas.	346
9.2.3.4. Interpretação dos reequilíbrios pós-ígneos. Influência do CO ₂ e estimativa das condições de T e P dos reequilíbrios mineralógicos.	360
10. CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	375
11. BIBLIOGRAFIA	386
12. AGRADECIMENTOS	399

ÍNDICE DAS TABELAS

	pg
TABELA 1 - Idades K-Ar de rochas do complexo de Mangabal I e gnaisses encaixantes.	18
TABELA 2 - Análises modais de olivina-cromo espinélio cumulos de Mangabal I.	57
TABELA 3 - Relação das amostras e fases minerais analisadas em peridotitos feldspáticos, meta peridotitos coroníticos, a espinélio e cloríticos.	69
3-A - Análises químicas de olivinas.	70
3-B - Análises químicas de cromo espinélios.	71
3-C - Análises químicas de ortopiroxênios intercumulus.	74
3-D - Análises químicas de clinopiroxênios intercumulus.	75
3-E - Análises químicas de plagioclásios	76
3-F - Análises químicas de ortopiroxênios coroníticos.	77
3-G - Análises químicas de anfibólios em associações coroníticas.	78
3-H - Análises químicas de cloritas	79
3-I - Análises químicas de anfibólios em associações cloríticas.	80
3-J - Análises químicas de ortopiroxênios em associações cloríticas.	81
3-K - Análises químicas de micas.	82
3-L - Análises químicas de ilmenitas.	83
3-M - Análises químicas de magnetitas.	84
3-N - Análises químicas de sulfetos.	85
TABELA 4 - Análises modais de olivina plagioclásio cumulos de Mangabal I.	87
TABELA 5 - Relação das amostras e fases minerais analisadas em olivina gabronoritos e derivados.	96
5-A - Análises químicas de olivinas.	97
5-B - Análises químicas de plagioclásio.	98

5-C - Análises químicas de ortopiroxênios intercumulus.	99
5-D - Análises químicas de clinopiroxênios intercumulus.	100
5-E - Análises químicas de ortopiroxênio coronítico.	101
5-F - Análises químicas de anfibólio coronítico.	102
5-G - Análises químicas de espinélio coronítico.	103
5-H - Análises químicas de plagioclásio recristalizado.	104
5-I - Análises químicas de anfibólios de meta olivina gabronoritos.	105
 TABELA 6 - Análises modais de piroxênio plagioclásio cumulosos de Mangabal I.	 107
 TABELA 7 - Relação das amostras e fases minerais analisadas em gabronoritos.	 113
7-A - Análises químicas de ortopiroxênio.	114
7-B - Análises químicas de plagioclásios.	115
7-C - Análises químicas de clinopiroxênios.	114
 TABELA 8 - Relação das amostras e fases minerais analisadas em rochas foliadas.	 121
8-A - Análises químicas de olivina.	122
8-B - Análises químicas de ortopiroxênio.	123
8-C - Análises químicas de anfibólio.	124
8-D - Análises químicas de clorita.	125
 TABELA 9 - Relação das amostras e fases minerais analisadas em harzburgitos feldspáticos (e derivados) e em bronzititos feldspáticos (e derivados).	 143
9-A - Análises químicas de olivina.	144
9-B - Análises químicas de cromo espinélios e espinélios verdes.	145
9-C - Análises químicas de ortopiroxênios.	150
9-D - Análises químicas de plagioclásios.	151
9-E - Análises químicas de anfibolitos.	152

9-F - Análises químicas de clorita.	155
9-G - Análises químicas de micas.	156
9-H - Análises químicas de ilmenitas.	157
9-I - Análises químicas de magnetitas.	159
9-J - Análises químicas de sulfetos.	160

TABELA 10 - Relação das amostras e fases minerais analisadas em olivina gabronoritos e derivados de Mangabal II.

10-A - Análises químicas de olivinas.	169
10-B - Análises químicas de plagioclásio.	170
10-C - Análises químicas de piroxênios.	171
10-D - Análises químicas de anfibólio.	172
10-E - Análises químicas de mica.	173
10-F - Análises químicas de ilmenita.	176
10-G - Análises químicas de magnetitas.	178
10-H - Análises químicas de sulfetos.	180
	181

TABELA 11 - Relação das amostras e fases minerais analisadas em gabronoritos e derivados - Mangabal II.

11-A - Análises químicas de ortopiroxênios.	185
11-B - Análises químicas de plagioclásio.	186
11-C - Análises químicas de anfibólio.	187
11-D - Análises químicas de mica.	188
11-E - Análises químicas de ilmenita.	190
11-F - Análises químicas de magnetita.	192
11-G - Análises químicas de sulfetos.	193
	194

TABELA 12 - Dados geotermométricos de piroxênios.

239

TABELA 13 - Análises químicas de rocha total - Mangabal I.

284

TABELA 14 - Análises químicas de rocha total - Mangabal II.

285

TABELA 15 - Fases minerais participantes do sistema $MgO-CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ pertinentes ao sistema ultramáfico.

320

TABELA 16 - Equações das reações constantes do diagrama da Fig. 52.	322
TABELA 17 - Notação termodinâmica e valores das propriedades termodinâmicas das fases participantes das reações coroníticas.	352
TABELA 18 - Equações das reações (23-a), (23-b), (23-c), (6), (7), (9) e (17) expressas em função de $\log K$.	355

INDICE DAS FIGURAS

	pg
FIG. 1 - Mapa de localização dos complexos máficos e ultramáficos que ocorrem na porção sul da Serra Dourada, em Goiânia, Goiás.	3
FIG. 2 - Mapa Geológico do complexo máfico-ultramáfico de Mangabal I.	24
Figs. 2-A, 2-B, 2-C e 2-D - Perfis geológicos das secções A-A'; B-B'; C-C' e D-D' conforme indicado no campo geológico (Fig. 2).	31
FIG. 3 - Mapa geológico do complexo máfico-ultramáfico de Mangabal II.	36
FIG. 4 - Mapa de localização das amostras do complexo de Mangabal I.	51
FIG. 5 - Descrição da sondagem de nº 15 - Mangabal I.	52
FIG. 6 - Descrição da sondagem de nº 16 - Mangabal I.	53
FIG. 7 - Descrição da sondagem de nº 26 - Mangabal I.	54
FIG. 8 - Análises modais de olivina-cromo espinélio cumulatitos projetadas em diagrama classificatório de Streckeisen (1973).	57
FIG. 9 - Projeção das análises modais de olivina plagioclásio cumulatitos em diagrama classificatório de Streckeisen (1973).	87
FIG. 10 - Projeção das análises modais de piroxênio plagioclásio cumulatitos em diagrama classificatório de Streckeisen (1973).	107
FIG. 11 - Mapa de localização das amostras do complexo de Mangabal II.	129
FIG. 12 - Mangabal II - Descrição do furo de sondagem nº 3.	130
FIG. 13 - Mangabal II - Descrição do furo de sondagem nº 6.	131

- FIG. 14 - Mangabal II. Descrição do furo de sondagem nº 1. 132
- FIG. 15 - Variação da composição química de olivinas de litologias ultramáficas e máficas dos complexos de Mangabal I e II. 205
- FIG. 16 - Variação de NiO e MnO em olivinas de litologias ultramáficas e máficas dos complexos de Mangabal I e II. 206
- FIG. 17 - Variações composicionais de cromo espinélio e espinélio verdes em meta harzburgito a espinélio (amostra 18/8). 210
- FIG. 18 - Variações composicionais de cromo espinélio em harzburgito feldspático com coronitização incipiente (amostra 180/54). 211
- FIG. 19 - Variações composicionais em cromo espinélio e espinélio verdes dos complexos de Mangabal I e Mangabal II. 215
- FIG. 20 - Variações composicionais de cromo espinélio e espinélio verdes expressas em função da relação $Ti/Ti + Al + Cr$ e $Mg/Mg + Fe$. 216
- FIG. 21 - Variações composicionais de cromo espinélio e espinélio verdes, expressas em função da relação $Cr:Al:Fe^{3+}$. 217
- FIG. 22 - Curvas de *solvus* para cromo espinélio. 221
- FIG. 23 - Diagrama comparativo da composição dos cromo espinélio dos complexos de Mangabal I e II, com cromo espinélio de outros tipos de complexos. 228
- FIG. 24 - Diagrama comparativo entre os campos composicionais de magnetitas, de cromo espinélio e de espinélio verdes dos complexos de Mangabal I e II. 231
- FIG. 25 - Variação de vanádio, cromo e alumínio em magnetitas dos complexos de Mangabal I e II. 233

- FIG. 26 - Variação composicional de ortopiroxênios e clinopiroxênios de Mangabal I e II. 237
- FIG. 27 - Diagrama comparativo dos "trends" de variação de piroxênios dos complexos de Mangabal I e II, de Skaergaard e Busheld, de origem ígnea, e de Broken Hill, Quairadnig e Piên, metamórficos. 238
- FIG. 28 - Partição de Fe e Mg entre olivinas e ortopiroxênios coroníticos. 241
- FIG. 29 - Variações composicionais em ortopiroxênios de origem ígnea e em ortopiroxênios formados por processos sub solidus, pós-ígneos. 243
- FIG. 30 - Variações composicionais do plagioclásio nos diferentes tipos petrográficos constituintes dos complexos de Mangabal I e II. 247
- FIG. 31 - Classificação e nomenclatura de anfibólios ferro-magnesianos ortorrômbicos e de anfibólios cálcicos. 251
- FIG. 32 - Variações composicionais de anfibólios cálcicos em litologias ultramáficas e máficas dos complexos de Mangabal I e II. 255
- FIG. 33 - Variação de Fe e Mg em função de Al^{VI} em anfibólios cálcicos. 259
- FIG. 34 - Ortoanfibólios de litologias máficas e ultramáficas recristalizadas dos complexos de Mangabal I e II. 261
- FIG. 35 - Variações composicionais de ortofanfibólios em função da relação $(Na + K)$ e Al^{IV} . 262
- FIG. 36 - Variação da composição de ortofanfibólios em função da temperatura. 264
- FIG. 37 - Variação da composição química de ortofanfibólios e de anfibólios cálcicos associados. 266

FIG. 38 - Distribuição de Ca, Fe e Mg em ortoanfibólios e anfibólios cálcicos associados.	268
FIG. 39 - Partição de Fe e Mg entre olivina e clino-cloro.	270
FIG. 40 - Variações composicionais das micas nos diferentes tipos litológicos constituintes dos complexos de Mangabal I e II.	272
FIG. 41 - Variações composicionais de ilmenitas nos diferentes tipos litológicos constituintes dos complexos.	275
FIG. 42 - Variações composicionais dos sulfetos presentes nos complexos de Mangabal I e II.	278
FIG. 43 - Diagramas de variação para as rochas constituintes dos complexos de Mangabal I e II.	287
FIG. 44 - Campo de composição das rochas dos complexos de Mangabal I e II em função da porcentagem catiônica de Fe-Mg-alcalis e Fe-Mg-Ca.	293
FIG. 45 - Campo de variação composicional das rochas dos complexos de Mangabal I e II comparado ao apresentado por cumulos máficos e ultramáficos de complexos ofiolíticos.	294
FIG. 46 - Mangabal I - Sequência de aparecimento e desaparecimento das fases cumulus e intercumulus.	299
FIG. 47 - Diagramas de fase para o sistema Fo-Di-An e Fo-An-SiO ₂ a diferentes valores de pressão total.	301
FIG. 48 - Possível sequência de fracionamento que originaria as rochas de Mangabal I, analisado no sistema Fo-An-SiO ₂ .	303
FIG. 49 - Mangabal II - possível sequência de aparecimento e desaparecimento das fases cumulus e intercumulus.	309

- FIG. 50 - Composição química das rochas de Mangabal I e Mangabal II projetada em planos do tetraedro $\text{CaO}-(\text{MgO}+\text{FeO})-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$. 311
- FIG. 51 - Seqüência esquemática das paragêneses desenvolvidas pelos reequilíbrios pós-ígneos. 315
- FIG. 52 - Diagrama de fase para o sistema $\text{MgO}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ referente a rochas ultramáficas. 319
- FIG. 53 - Representação das fases participantes do sistema $\text{MgO}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. 321
- FIG. 54 - Relações de estabilidade das fases minerais no sistema $\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ em função de $\log m_{\text{SiO}_2}$ e $1/T^\circ\text{K}$. 326
- FIG. 55 - Seqüência de diagramas ACF representando as relações de fase no fácies anfibolito a granulito para sistemas máficos. 331
- FIG. 56 - Campo de composição química dos olivina gabronoritos e derivados e dos gabronoritos e derivados em diagrama ACF equivalente ao da Fig. 55-A-a. 333
- FIG. 57 - Relação entre as fases desenvolvidas em olivina toleitos em função da temperatura e de $\log f_{\text{O}_2}$ a $P_{\text{fluidos}} = 1 \text{ Kbar}$. 336
- FIG. 58 - Diagrama ACF representativo das associações mineralógicas nos meta olivina gabronoritos e nos meta gabronoritos. 340
- FIG. 59 - Diagrama esquemático representativo do possível relacionamento entre os reequilíbrios mineralógicos observados nos diferentes tipos petrográficos dos complexos de Mangabal I e II. 344

FIG. 60 - Diagrama T-P para as reações coroníticas (23-a; 23-b; 23-c) e para as curvas representativas das reações (7), (17), (6) e (9).

356

FIG. 61 - Diagrama T-P_{fluidos} com a projeção das curvas de equilíbrio das reações de interesse para o estabelecimento das condições em que se processaram os reequilíbrios mineralógicos das rochas dos complexos.

372

ÍNDICE DAS FOTOS

	Pg
FOTO 1 - Vista panorâmica parcial do complexo de Mangabal I.	21
FOTO 2 - Aspecto dos afloramentos no complexo de Mangabal I.	21
FOTO 3 - Vista panorâmica parcial do complexo de Mangabal II.	34

ÍNDICE DAS FOTOMICROGRAFIAS

FOTOMICROGRAFIA 1 - Peridotito feldspático. Aspectos texturais.	60
FOTOMICROGRAFIA 2 - Peridotito feldspático. Detalhe de corona.	60
FOTOMICROGRAFIA 3 - Peridotito feldspático. Feições adcumuláticas.	60
FOTOMICROGRAFIA 4 - Peridotito feldspático. Aspectos texturais.	60
FOTOMICROGRAFIA 5 - Meta peridotito coronítico. Aspectos texturais.	63
FOTOMICROGRAFIA 6 - Meta peridotito coronítico. Detalhe da corona.	63
FOTOMICROGRAFIA 7 - Meta peridotito coronítico. Aspectos texturais.	63
FOTOMICROGRAFIA 8 - Meta peridotito coronítico. Detalhe da corona.	63
FOTOMICROGRAFIA 9 - Meta peridotito a espinélio. Aspectos texturais.	64
FOTOMICROGRAFIA 10 - Meta peridotitos a espinélio. Detalhe da corona.	64
FOTOMICROGRAFIA 11 - Meta peridotito a espinélio. Aspectos texturais.	64

FOTOMICROGRAFIA 12 - Meta peridotito a espinélio. Associação a espinélio.	64
FOTOMICROGRAFIA 13 - Meta peridotito a clorita. Aspectos texturais.	68
FOTOMICROGRAFIA 14 - Meta peridotito a clorita. Detalhe da associação mineralógica.	68
FOTOMICROGRAFIA 15 - Olivina gabronorito. Aspectos texturais.	89
FOTOMICROGRAFIA 16 - Olivina gabronorito. Aspectos texturais.	89
FOTOMICROGRAFIA 17 - Olivina gabronorito . Detalhe das coronas.	89
FOTOMICROGRAFIA 18 - Olivina gabronorito . Detalhe das coronas.	89
FOTOMICROGRAFIA 19 - Meta olivina gabronorito coroní- tico. Detalhe da coroa.	91
FOTOMICROGRAFIA 20 - Meta olivina gabronorito coroní- tico. Detalhe da coroa.	91
FOTOMICROGRAFIA 21 - Meta olivina gabronorito a espi- nélio. Detalhe da coroa.	91
FOTOMICROGRAFIA 22 - Meta olivina gabronorito a espi- nélio. Detalhe da coroa.	91
FOTOMICROGRAFIA 23 - Meta olivina gabronorito. Fei- ções texturais.	95
FOTOMICROGRAFIA 24 - Meta olivina gabronorito. Fei- ções texturais.	95
FOTOMICROGRAFIA 25 - Meta olivina gabronorito. Fei- ções texturais.	95
FOTOMICROGRAFIA 26 - Meta olivina gabronorito. Fei- ções texturais.	95
FOTOMICROGRAFIA 27 - Gabronorito. Aspectos texturais.	108

FOTOMICROGRAFIA 28 - Gabronorito. Detalhe das lamelas de exsolução em ortopiroxênio.	108
FOTOMICROGRAFIA 29 - Gabronorito. Aspectos texturais.	108
FOTOMICROGRAFIA 30 - Meta gabronorito. Aspectos textu <u>ra</u> is.	111
FOTOMICROGRAFIA 31 - Meta gabronorito. Aspectos textu <u>ra</u> is. Detalhes.	111
FOTOMICROGRAFIA 32 - Metagabro <u>l</u> .s. Aspectos texturais.	111
FOTOMICROGRAFIA 33 - Metagabro <u>l</u> .s. Aspectos texturais.	111
FOTOMICROGRAFIA 34 - Antofilita xisto. Aspectos textu <u>ra</u> is.	119
FOTOMICROGRAFIA 35 - Hornblenda-clorita-bronzita-xis-to.	119
FOTOMICROGRAFIA 36 - Hornblenda-clorita-bronzita-xisto.	119
FOTOMICROGRAFIA 37 - Bronzita-xisto.	119
FOTOMICROGRAFIA 38 - Harzburgito feldspático. Aspectos texturais.	137
FOTOMICROGRAFIA 39 - Harzburgito feldspático. Aspectos texturais.	137
FOTOMICROGRAFIA 40 - Meta harzburgito coronítico. As-pectos texturais.	137
FOTOMICROGRAFIA 41 - Meta harzburgito a espinélio. De-talhe.	137
FOTOMICROGRAFIA 42 - Meta harzburgito a clorita. Aspec-tos texturais.	138
FOTOMICROGRAFIA 43 - Meta harzburgito a clorita. Deta-lhe.	138
FOTOMICROGRAFIA 44 - Bronzitito feldspático. Aspectos texturais.	141
FOTOMICROGRAFIA 45 - Bronzitito feldspático. Aspectos texturais.	141

FOTOMICROGRAFIA 46 - Meta bronzititos. Aspectos textu rais.	141
FOTOMICROGRAFIA 47 - Meta olivina gabronorito coroní- tico. Aspectos texturais.	167
FOTOMICROGRAFIA 48 - Meta olivina gabronorito coroní- tico. Detalhe.	167
FOTOMICROGRAFIA 49 - Meta olivina gabronorito coroní- tico. Aspectos texturais.	167
FOTOMICROGRAFIA 50 - Meta olivina gabronorito coroní- tico. Detalhe.	167
FOTOMICROGRAFIA 51 - Meta olivina gabronorito. Aspec- tos texturais.	168
FOTOMICROGRAFIA 52 - Meta olivina gabronorito. Deta- lhe.	168
FOTOMICROGRAFIA 53 - Meta olivina gabronorito. Deta- lhe.	168
FOTOMICROGRAFIA 54 - Gabronorito. Aspectos texturais.	183
FOTOMICROGRAFIA 55 - Meta gabronorito. Aspectos tex- turais.	183
FOTOMICROGRAFIA 56 - Meta gabronorito. Aspectos tex- turais.	183

1. INTRODUÇÃO

Complexos máficos-ultramáficos são reconhecidos em praticamente todo o território nacional, contudo, no atual, estágio de conhecimento geológico, é no Estado de Goiás que se verificam as maiores concentrações de rochas máficas e ultramáficas, constituindo corpos com as mais variadas dimensões, desde os grandes complexos — Barro Alto, Niquelândia e Canabrava —, até corpos de pequenas dimensões, encaixados nos mais variados níveis estratigráficos (Berbert, 1977; Melfi *et alii*, 1980; Danni e Teixeira, 1981). Alguns dos grandes complexos máfico-ultramáficos já foram objeto de estudos, e começam a apresentar certo nível de conhecimento geológico; trabalhos específicos já constam na literatura, como os de Girardi (1974) e Girardi e Ulbrich (1980), referentes ao complexo de Piên, no Paraná; de Marini *et alii* (1977), Girardi *et alii* (1978) e Girardi e Kurat (1982), para o complexo de Canabrava, em Goiás; de Danni e Leonardos (1978 e 1980) e de Rivalenti *et alii* (1982), referentes ao complexo de Niquelândia, em Goiás; de Fuck *et alii* (1981) e Girardi *et alii* (1981), para o complexo de Barro Alto, em Goiás, e outros, visando a interpretação geral dos complexos dentro de contexto geológico regional, como os de Danni *et alii* (1982) e de Danni e Fuck (1981).

O mesmo não acontece, contudo, com os pequenos corpos que, de forma disseminada, aparecem apenas delimitados, pontilhando as folhas da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, e dos quais, com raras exceções, ainda pouco se conhece quanto à respectiva constituição e contexto geológico. Da escassa literatura publicada, concernente a estes últimos, citam-se os estudos referentes aos complexos máfico-ultramáficos de Passo do Ivo, em São Gabriel, Rio Grande do Sul, por Oliveira (1982); de Pedras Pretas, também no Rio Grande do Sul, por Rego (1980); do complexo de Americano do Brasil, em Goiás, por Nilson (1981) e dos corpos de Mangabal I e Mangabal II, por Pfrimer *et alii* (1981).

É intuito do presente trabalho, apresentar os resultados das pesquisas realizadas sobre os complexos máfico -

ultramáficos de Mangabal I e Mangabal II, pequenos corpos diferenciados que ocorrem na porção sul da Serra Dourada, próximo à cidade de Sanclerlândia, em Goiás. Estes complexos, juntamente aos de Americano do Brasil, Adelândia, Fronteira do Norte e outros de pequenas dimensões, constituem um cortejo de pequenos corpos máficos e ultramáficos dispostos ao sul da Serra Dourada (Fig. 1).

A presença de depósitos de sulfetos de níquel, cobre e cobalto, já constatada nos complexos de Americano do Brasil (Nilson e Santos, 1981) e em Mangabal II (Pfrimer *et alii*, 1981), passou a conferir ao conjunto desses complexos certa importância, tendo em vista suas potencialidades econômicas apesar das reduzidas dimensões, fator que também determinou pesquisas mais intensificadas quanto a esses complexos.

O estudo dos complexos máfico-ultramáficos de Mangabal I e de Mangabal II, pôde ser realizado graças a convênio estabelecido com a Metago-Metais de Goiás S/A, que detinha, na época, concessão de pesquisa destas áreas, desenvolvendo amplo programa de prospecção mineral, visando detectar mineralizações em sulfetos de níquel e cobre.

Os trabalhos tiveram início em julho de 1977, com viagem ao campo para reconhecimento das áreas, e coleta de amostras de superfície, visando a análise preliminar dos principais tipos petrográficos constituintes dos complexos.

Na análise preliminar, verificou-se que as rochas constituintes dos complexos apresentavam feições texturais e mineralógicas interessantes para estudo, estando pouco transformadas (alteradas, serpentinizadas), e que, muitas, preservavam feições ígneas reliquiais, que poderiam permitir a interpretação do contexto geológico dos corpos, até, eventualmente, sua reconstituição ígnea original, apesar da relativa escassez de afloramentos nas áreas em questão.

Após estas constatações, os trabalhos evoluíram de forma mais sistemática, exigindo novas e repetidas viagens à área. Durante os trabalhos de campo, contamos com o geólogo Amadeus Achilles Pfrimer, da Metago S/A, cujas válidas observações e extremo conhecimento da área, permitiram profícuo in -

- 1 - MANGABAL-I
- 2 - MANGABAL-II
- 3 - AMERICANO DO BRASIL
- 4 - FRONTEIRA DO NORTE
- 5 - ADELÂNDIA
- 6 - AGUAS CLARAS-I
- 7 - AGUAS CLARAS-II
- 8 - GONGOMÉ-RETIRO
- 9 - SANTA ROSA
- 10 - FAZENDA PARAISO
- 11 - ÁGUA FRIA
- 12 - CAVACO E FURNAS
- 13 - FAZENDA TATUÍ
- 14 - SANTA LUZIA

Cinturão metamórfico proterozóico

Embasamento síalico

Complexos máfico-ultramáficos

— Estrada principal
- - Estrada secundária

ESCALA PRINCIPAL

0 4 8 12 16 20 km

FIG. 1 - Mapa de localização dos complexos máficos e ultramáficos que ocorrem na porção sul da Serra Dourada, em Goiânia, Goiás (simplificado de Pfrimer *et alii*, 1981). Os vários complexos encontram-se identificados e localizados conforme a numeração da legenda, destacando-se no mapa, a área de ocorrência dos complexos estudados: Mangabal I e Mangabal II. O cinturão metamórfico proterozóico corresponde, na área, ao Grupo Araxá; o embasamento síalico, ao complexo Basal Goiano, conforme discutido no cap.3, referente à geologia regional da área.

tercâmbio de idéias e hipóteses relativas à geologia da área em estudo. Para os trabalhos de campo, foram colocados à nossa disposição pela Metago S/A os veículos adequados à circulação nas áreas, assim como contamos com auxiliares, encarregados do transporte das amostras coletadas, de grande valia, considerado seu número, volume e peso.

Paralelamente, desenvolviam-se os trabalhos de laboratório, com o estudo das amostras coletadas nas várias viagens ao campo, o que ampliou o conhecimento relativo aos diferentes tipos petrográficos presentes nos complexos, os quais puderam ser melhor caracterizados e compreendidos, após a análise de amostras de testemunhos de vários furos de sondagem realizados pela Metago S/A, e colocados à disposição para estudo.

Os mapas geológicos, existentes para os complexos até o início do nosso trabalho, constantemente atualizados pelo geólogo Amadeus Achilles Pfrimer, foram-nos franqueados pela Metago S/A, tendo-nos servido de base para interpretação e detalhamento contínuo, à medida que os estudos prosseguiram e tornavam-se mais completos, consubstanciando-se na sua configuração atual.

No presente trabalho dar-se-á especial enfoque à caracterização dos complexos de Mangabal I e Mangabal II, no que concerne aos tipos petrográficos presentes, à possível sequência de fracionamento e resultante empilhamento estratigráfico original dos complexos e às transformações devidas aos efeitos tectono-metamórficos subsequentes. Como parte final da pesquisa, serão tecidas algumas considerações quanto ao possível enquadramento geológico regional.

1.1. Localização e vias de acesso

Os complexos de Mangabal I e Mangabal II localizam-se no Município de Sanclerlândia, cidade situada a cerca de 135 Km a noroeste de Goiânia, Estado de Goiás.

Mangabal I encontra-se a sudoeste de Sanclerlândia, aproximadamente à distância de 8 Km, e é cortado pela estrada de Sanclerlândia-Anicuns; Mangabal II dispõe-se imediatamente a sudoeste, aproximadamente a 3 Km do primeiro (Fig. 1).

O acesso a Sancilerlândia, a partir de Goiânia, é feito através de rodovia pavimentada (GO 020 e GO 060) até Anicuns, prosseguindo-se por rodovia não pavimentada, até a cidade de Sancilerlândia. O acesso aos complexos, a partir de Sancilerlândia, bem como a circulação dentro dos mesmos, é totalmente feita por estradas de terra secundárias ou provisórias, de difícil trânsito em períodos de chuva.

2. METODOLOGIA

Para a realização do presente trabalho foi utilizada a seguinte metodologia:

2.1. Estudos Ópticos

Os estudos ópticos de minerais transparentes foram efetuados em microscópios Ortholux-Pol marca Leitz, e Standard RP, marca Zeiss. Análises modais foram obtidas por meio de contador de pontos, utilizando-se em geral 1.000 pontos por secção delgada, conforme método descrito por Chayes (1949). Platina universal, marca Leitz, de quatro eixos, foi utilizada para a medida de ângulos 2V de piroxênios, anfibólios e olivinas, e para a determinação da orientação cristalográfica das lamelas de exsolução em piroxênios, realizada diretamente, ou por projeção estereográfica.

2.2. Análises químicas de minerais

A parte principal do programa de determinação de quimismo mineral foi realizada pela autora, junto ao Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, utilizando instrumentação da "Applied Research Laboratories", modelo EMX-SM, equipado com três espectrômetros dispersivos e três pares de cristais (LiF/ADP, LiF/ADP, LiF/RAP). As condições de instrumentação foram as seguintes: potencial de aceleração - 15 Kv; corrente de amostra 0,03 μ A; diâmetro do feixe eletrônico 1 μ , aproximadamente. Para dosagem de elementos que apresentam efeitos de volatilização (Na e K), o diâmetro do feixe eletrônico foi ampliado para 20 μ aproximadamente. Os padrões utilizados foram os pertencentes à coleção do citado Laboratório. Sempre que possível, procurou-se usar, como padrão, espécimes mineralógicos de composição, o mais semelhante possível à da amostra a ser analisada.

Os dados analíticos foram submetidos a correções instrumentais - "drift e background" -, bem como aos demais fatores de efeito diferencial de matriz (absorção atômica, nú

mero atômico e fluorescência secundária), segundo o método de Bence e Albee (1968).

Durante todo o trabalho analítico, deu-se particular atenção ao fator flutuação ("drift"), efetuando-se leituras periódicas dos padrões utilizados para os elementos em análise. A precisão dos resultados é estimada em torno de 3% para os elementos maiores, e cerca de 5% para os menores.

Os valores analíticos listados nas tabelas, correspondem sempre à média aritmética de várias determinações, seja ela a média de várias determinações num mesmo grão (5 a 6 pontos por grão), seja ela a média de várias determinações de vários grãos do mesmo mineral por amostra (cerca de 15 a 20 grãos por amostra, com 5 a 6 pontos por grão), em função da homogeneidade apresentada pelo mineral na amostra. Cuidados especiais foram tomados quanto à determinação de possível zoneamento nos cristais, com medidas nas bordas e em sua porção central.

No caso dos plagioclásios foram analisados somente os elementos Na, K, e Ca, pelo fato de refletirem adequadamente a composição dos feldspatos, particularmente os cálcicos, como é o caso dos feldspatos das amostras analisadas. Sua composição encontra-se expressa em função dos teores dos componentes moleculares de Albita (Ab), Anortita (An) e Ortoclásio (Or), calculados admitindo-se composição estequiométrica para esta fase.

Na análise de piroxênios, caso estes apresentassem lamelas de exsolução, utilizou-se o método descrito em Bohlen e Essene (1978) e em Boyd e Brown (1969), aumentando-se o diâmetro do feixe eletrônico até obter-se constância de contagens nos diversos pontos do grão, de forma a resultar uma análise química integrada das duas fases, representativa da composição química total do mineral. Em alguns casos, quando as lamelas apresentaram-se muito desenvolvidas, tal integração não foi possível. Embora a análise separada de lamela e hospedeiro tenha sido tentada, tal dado não pôde ser obtido, não havendo resolução satisfatória entre as duas fases. Tais piroxênios não foram analisados.

Parte das análises químicas de minerais foi realizada utilizando microsonda ARL-EMX automatizada, usando-se de detector de estado sólido ("solid state detector"), pelo método de dispersão de energia ("energy dispersive system"), da Universidade de Chicago-USA. Tal método tem a vantagem de analisar todos os elementos simultaneamente, fornecendo, destarte, a análise química total, por ponto analisado. O limite de detectabilidade é de 0,3% em peso, e a precisão é de 2% para os elementos maiores, caindo rapidamente para os elementos menores, que se aproximam, em abundância, ao limite de detectabilidade. As análises químicas obtidas por este método, encontram-se assinaladas por asterisco nas tabelas de análises químicas minerais.

As fórmulas estruturais, calculadas a partir das análises químicas, basearam-se na relação número de cátions / número de oxigênios, citada em Deer *et alii* (1977). No cálculo da fórmula estrutural de espinélios e ilmenitas, para os quais é necessário diferenciar porcentagens em peso de FeO e Fe_2O_3 , as quantidades relativas destes óxidos foram calculadas admitindo-se relações estequiométricas ideais, conforme descrito em Irvine (1965) e Carmichael (1967).

Com exceção de espinélios e ilmenitas, para os quais a diferenciação entre Fe^{2+} e Fe^{3+} é indispensável, todas as demais fórmulas estruturais foram calculadas admitindo-se $\text{Fe}_{\text{total}} = \text{FeO}$.

2.3. Análises químicas de rocha

O programa de análises químicas de rocha total foi realizado pela autora junto ao Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Os elementos: Mg, Fe, Al, Cr, Ni, Co, Cu, Mn, Ca, Na e K, foram dosados por espectrometria de absorção atômica (operando em condições de emissão de chama, para os elementos Na, K e Ca), utilizando-se um espectrofotômetro de absorção atômica marca Varian Techtron (modelo 1250). SiO_2 foi dosado por gravimetria; H_2O e CO_2 por perda ao fogo, e TiO_2 por colorimetria, utilizando espectrofotômetro modelo SC 90 da

Procyon, de fabricação nacional.

O método analítico utilizado para as análises químicas de rocha, encontra-se descrito em Trescases (1980) e em Oliveira (1980) e consiste, fundamentalmente, em dosar os elementos na solução da amostra em análise, utilizando soluções padrão complexas, com composição semelhante à da solução da amostra a ser analisada, eliminando, assim, os desvios devidos a efeitos de diferenças de matriz.

A composição da solução padrão é previamente estimada (calculada) a partir de dados mineralógicos (composição química estimada dos minerais constituintes da rocha), e de dados modais, como também de dados de análises existentes na literatura, referentes a rochas de semelhante natureza. A partir destas informações, diversas soluções padrão são preparadas, em função do quimismo apresentado pelos diferentes tipos petrográficos a serem analisados (Trescases, 1980). Padrão e amostra são igualmente diluídos, de forma a colocar a concentração dos elementos nas soluções, dentro da faixa de detecção ideal para o equipamento e condições analíticas a serem utilizadas.

3. TRABALHOS PRÉVIOS

A primeira referência quanto à existência de corpos máfico ultramáficos na extremidade sudoeste da Serra Dourada aparece em Danni *et alii* (1973). Neste trabalho, os Autores cartografaram corpos máfico-ultramáficos dispostos ao longo do flanco sul da Serra de Mangabal e ao longo do flanco sul da Serra de São João, aos quais denominaram de Maciço de Mangabal e Maciço de São João (atual Americano do Brasil), respectivamente. O Maciço de Mangabal é descrito como um corpo ovalado, com os eixos medindo aproximadamente 6 por 4 Km. Pelas dimensões e disposição do maciço no mapa geológico apresentado, in fere-se que o Maciço de Mangabal, descrito pelos Autores, engloba os dois complexos (Mangabal I e II), como um todo. Alguns tipos petrográficos representativos das rochas do Maciço são analisados, descrevendo-se a presença de gabros e hipersênio gabros, noritos, olivina noritos e troctolitos, dentre as rochas máficas. As rochas ultramáficas, metamorfizadas, são descritas como constituídas principalmente por associação de talco, clorita, serpentinas e magnetita, às vezes acompanhadas de carbonatos e antofilita, produtos de transformação de rochas ultrabásicas, interpretadas como antigos peridotitos. Para este maciço, citam os Autores ocorrer zonalidade petrológica, evidenciada por um núcleo constituído por rochas ultramáficas (peridotitos talcificados e serpentinizados, piroxenitos), envolvido por rochas básicas (gabro, norito, troctolito, etc.). Tais Autores interpretaram o maciço como intrusivo em sequência de xistos do Grupo Araxá e em gnaisses interpretados como também pertencentes ao Grupo Araxá.

Ribeiro *et alii* (1974) apresentam trabalho específico sobre o maciço de Mangabal I, o que indica que, nesta data, os dois complexos já se encontravam individualizados. Citam os Autores "... com a descoberta de outro corpo imediatamente a sudoeste, passou-se a nomeá-los Mangabal I e Mangabal II, respectivamente".

O maciço de Mangabal I é descrito como um corpo de forma arredondada, com diâmetro de 4 Km aproximadamente, limi

tado pelo arco formado pela Serra de Mangabal a W e N; por gnaisses regionais a E e por gnaisses regionais e xistos magnesianos a S. Mencionam os Autores ser a Serra de Mangabal constituída predominantemente por granada muscovita xistos, mergulhando esta litologia, com ângulos acentuados ($40-50^{\circ}$) se ja para SE, seja para S, em função do arqueamento estrutural da Serra, ressaltando ainda que estreita faixa de biotita-muscovita gnaisses finos, localmente com granada, ocorre sotoposta aos xistos granatíferos da Serra. Os gnaisses regionais são descritos como representados por biotita gnaisses e biotita hornblenda gnaisses, migmatíticos, localmente com granada, com lentes de plagioclásio anfíbolito. Analisando as relações de contato entre o corpo e as encaixantes, descrevem os Autores que a W o contato é encoberto, ocorrendo os gnaisses regionais topograficamente mais elevados que o corpo; a E e a N o contato é direto, ocorrendo hornblenda gnaisses; a NW o contato é encoberto, e a S, o contato é por falha, com gnaisses regionais e xistos magnesianos. Ressaltam os Autores que observações de campo indicam claramente que as rochas do maciço não estão em contato direto com os granada muscovita xistos; entre ambas as litologias ocorrem sempre hornblenda gnaisses. Os gnaisses a muscovita-biotita e granada, os micaxistos granatíferos e os xistos magnesianos são correlacionados pelos Autores como pertencentes ao Grupo Araxá, segundo Danni *et alii* (op. cit.); os biotita hornblenda gnaisses migmatíticos são posicionados como estratigraficamente inferiores, e interpretados como provavelmente pertencentes ao Complexo Basal de Almeida (1967). Esta interpretação difere de Danni *et alii* (op. cit.), situando o maciço como que alojado em rochas do Complexo Basal Goiano.

Quanto ao maciço, Ribeiro *et alii* (1974) interpretam-no como um corpo diferenciado, constituído por rochas máficas (gabros, noritos, troctólitos, etc.) e ultramáficas, estas amplamente transformadas numa massa de serpentina-tremolita-clorita-talco-carbonato-opacos, com restos de olivina, olivina e piroxênios ou ainda somente piroxênios, interpretados como antigos dunitos, peridotitos (lherzolitos) e piroxenitos

(websteritos). O corpo é interpretado como um lopólito, com a sequência de rochas ultramáficas sotoposta à dos gabros.

Na carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - Folha Goiânia (Schobbenhaus Filho *et alii*, 1975), os complexos de Mangabal I e II encontram-se representados como "Rochas intrusivas do pré-cambriano indiferenciado", sem maior detalhamento.

Berbert (1977), numa análise sobre as rochas básico-ultrabásicas no Brasil e suas potencialidades econômicas, apresenta uma proposta de classificação dos complexos desta natureza, diferenciando seis tipos de complexos, em função de sua associação litológica, tamanho e gênese. Distingue os grupos:

- 1) Dunitos e peridotitos serpentinizados do tipo Alpino Morro Feio;
- 2) Associação gabo-piroxenito-peridotito em grandes maciços, tipo Tocantins ou Niquelândia;
- 3) Associação piroxenito-gnaisses gábricos do tipo Goianira-Trindade;
- 4) Complexos estratiformes - Campo Formoso;
- 5) Associação dunito-piroxenito-sienito alcalino ; diques e lamprófiros e "pipes" kimberlíticos;
- 6) Complexos de classificação incerta.

Os complexos de Mangabal I e Mangabal II, são englobados por este Autor no tipo 6 - Complexos de classificação incerta. Ressalta o Autor que estes corpos diferem dos demais grupos devido à existência de sulfetos, possivelmente econômicos, destacando ainda que, embora apresentem características que se aproximam dos grupos 2 e 3 (sobretudo a 2), a presença de sulfetos até então não identificados nos demais, os individualiza.

Danni e Fuck (1981) e Danni *et alii* (1982) apresentam análise das principais feições geológicas dos compartimentos tectono estratigráficos que constituiriam o embasamento das faixas de dobramentos situados na borda ocidental do Craton do São Francisco. O embasamento é entendido por estes Autores, como o conjunto de unidades arqueanas (e proterozóicas inferiores) reconhecidas genericamente como Complexo Basal Goiano ou pré-cambriano indiferenciado (Almeida, 1968, Barbo-

sa *et alii*, 1969) que constituiria o substrato regional de ex tensas sequências metassedimentares (Grupo Araxá, Araí, Bambuí...) datadas do Proterozóico Médio a superior. Segundo estes Autores, os complexos de Mangabal I e II (bem como os de Americano do Brasil, Adelândia, Fronteira do Norte), são interpretados como corpos formados no Proterozóico inferior, intrusivos no bloco granulítico de Goiás, um dos compartimentos tectono-estratigráfico reconhecido pelos Autores como constituinte do embasamento.

Danni e Teixeira (1981) propõem uma sistematização das associações de rochas máficas e ultramáficas precambrianas do Estado de Goiás, levando em consideração as principais características geológicas, tipologia e ambiência tectônica. Os complexos de Mangabal I e II são interpretados pelos Autores como "Intrusões em sills e stocks toleíticos diferenciados", integrantes da faixa granulítica de Goiás, apesar de ressaltarem não estar seguramente definido o posicionamento estratigráfico destas intrusões.

Pfimer *et alii* (1981) apresentam uma análise preliminar da geologia e das mineralizações dos complexos máfico-ultramáficos de Mangabal I e II, destacando os principais tipos petrográficos constituintes dos complexos, tecendo considerações quanto ao tipo de fracionamento responsável pela sequência de litologias reconhecidas nos complexos, bem como às transformações devidas a processos tectono-metamórficos subsequentes. Alguns aspectos das mineralizações em sulfetos de níquel, cobre e cobalto são analisados, no que concerne à mineralogia, às feições texturais primárias, à forma e ao controle das mineralizações.

4. GEOLOGIA REGIONAL

A interpretação da geologia regional no atual estágio de conhecimento geológico da porção central do Estado de Goiás, é assunto razoavelmente complexo e polêmico.

Se tomarmos como referência as informações geológicas contidas na Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - folha Goiânia (Schobbenhaus Filho *et alii*, 1975), que condensariam os dados existentes até aquela data, notar-se-á que a evolução dos conhecimentos geológicos para este Estado sofreu sensíveis modificações nestes últimos 5-6 anos.

As principais unidades pré-cambrianas então descritas, e abaixo resumidas, ordenar-se-iam segundo o seguinte esquema:

a) Pré-cambriano indiferenciado ou Complexo Basal da região central de Goiás (Almeida, 1968), constituído por grande variedade de rochas gnáissicas, predominando biotita gnaisses, hornblenda gnaisses, gnaisses graníticos, gnaisses leucocráticos com muscovita, sillimanita gnaisses, migmatitos, granulitos, leptinitos e lentes de anfibolito. Esta unidade migmatizada e completamente dobrada, representaria o embasamento da área, incluindo as rochas mais antigas da região.

b) O Grupo Araxá (Barbosa, 1955), que constituiria a cobertura metamórfica complexamente dobrada sobre as unidades do pré-cambriano indiferenciado. Segundo Almeida (1968) a sedimentação deste Grupo, em ambiente geossinclinal, seguida de metamorfismo, tectonismo e magmatismo, teria ocorrido durante o ciclo Uruaçuano (900-1300 m.a.); sendo que esse sistema de dobramentos Araxá ter-se-ia desenvolvido às bordas da área cratônica do São Francisco.

c) Após a orogênese Araxá desenvolveram-se em condições miogeossinclinais, unidades litoestratigráficas representadas pelos Grupos Bambuí e Cuiabá, durante o ciclo Brasileiro (450-650 m.a.), o ciclo mais jovem que afetou a Plataforma Brasileira. O Grupo Bambuí estaria incluído na faixa orogênica Brasília, e o Cuiabá, na faixa orogênica ou miogeossinclínio Paraguaia-Araguaia, ambas definidas por Almeida (1967).

Como grande esquema geral das unidades pré-cambria nas reconhecidas no Estado, este, acima resumido, ainda per-siste, porém, se já problemático na época, com a evolução dos conhecimentos geológicos tornou-se ainda mais complexo, seja pelas redefinições dos limites cartográficos das unidades já conhecidas, seja pelas discussões do próprio empilhamento es-tratigráfico, seja pelas propostas de criação de novas unidades, até então não diferenciadas. Basta lembrar que, segundo Fuck e Marini (1981) "... extensas áreas de ocorrência de anfibolitos, além de outras rochas meta-ígneas e metassedimentares em Goiás Velho, Crixás, Hidrolina e Pilar de Goiás, foram individualizadas como "Greenstone belts" arqueanos, e retiradas da faixa dobrada proterozóica". Tal referência diz respeito ao Grupo Araxá.

De modo geral, discussões dos problemas concernentes à geologia regional do Estado de Goiás constam em praticamente todos os trabalhos mais recentes, destacando-se os de Marini *et alii* (1978), Fuck e Marini (1981), Saboia e Teixeira (1980), entre outros.

Em função dos novos conhecimentos geológicos adquiridos, e com especial enfoque dirigido ao embasamento das fai-xas dobradas, Danni e Fuck (1981) e Danni *et alii* (1982), pro-põem uma possível divisão do embasamento em diferentes unidades tectono-estratigráficas, em função das principais feições geológicas apresentadas pelas várias unidades reconhecidas no embasamento. Conforme o que já foi exposto, atribuem ao "embasamento" as rochas de distintos tipos de terrenos que consti-tuem o substrato regional de extensas sequências metassedimentares (Grupos Araxá, Araí, Bambuí, etc.), datadas do Proterozóico Médio a Superior. É de Danni *et alii* (1982) o resumo transcrito abaixo, que, de forma integrada, destaca as principais unidades reconhecidas no embasamento da região central do Brasil, que seria constituído por:

"...a) Terrenos granito gnáissicos constituídos do-minantemente por gnaisses de composição granodiorítica a tona-lítica, cortados por diques de anfibolito, mostrando vários nú-cleos graníticos localmente envolvidos por sequências vulcano

-sedimentares do tipo "greenstone belt".

b) Cinturões arqueanos de rochas verdes, apresentando na base lavas komatíticas com abundantes texturas tipo "spinifex", seguidas de basaltos almofadados e de sedimentos químicos, tais como chert, calcário e pelitos grafitosos, frequentemente intercalados com vulcânicas intermediárias a ácidas; o metamorfismo é de fácies xisto verde.

c) Cinturão móvel granulítico incluindo os complexos granulitizados de Barro Alto, Niquelândia e Canabrava. O Proterozóico Inferior é representado por: a) sequências sedimentares sobrepostas aos terrenos granito-greenstone, localmente intrudidas por granitos estaníferos; b) plutões gabro-anortosíticos; c) intrusões máfico-ultramáficas alojadas nos terrenos granulíticos".

Esta proposta de compartimentação do embasamento, é ainda de difícil aplicação, pois, de modo geral, as unidades propostas não possuem seus limites cartográficos bem estabelecidos, com exceção de algumas áreas específicas, mais minuciosamente detalhadas, como é o caso das faixas de "Greenstone belts". Problemas associados, de ordem prática, são ressaltados pelos próprios autores: "... entre as muitas dificuldades ainda não contornadas na distinção entre o Grupo Araxá e seu embasamento, a principal reside no desconhecimento de critérios que possibilitem diferenciar terrenos gnáissicos e migmatíticos desse Grupo, daqueles efetivamente pertencentes ao embasamento. Na verdade, esse problema tem constituído tema de muita controvérsia e tem influenciado distintas concepções cartográficas. A mais generalizada consiste em correlacionar as áreas gnáissicas-migmatíticas ao embasamento (complexo Basal) e as regiões de formações xistosas ao Grupo Araxá s.l." (Danni e Fuck, 1981, pg. 131).

Dentro do quadro exposto, tendo em vista os inúmeros pontos ainda polêmicos, o contexto regional no qual se inserem os complexos de Mangabal I e Mangabal II será mantido de forma extremamente genérica, dentro daquilo que se pode objetivamente reconhecer.

Na área de ocorrência dos complexos reconhecem-se essencialmente duas unidades distintas:

A primeira, exposta ao longo da Serra de Mangabal, é constituída predominantemente por granada-muscovita-xistos, com intercalações de quartzitos micaáceos e níveis restritos de anfibolitos. Tal sequência, que representaria originalmente um pacote sedimentar pelítico-arenoso, é interpretada como pertencentes ao Grupo Araxá, do proterozóico médio. Sua distribuição, na área de interesse, encontra-se representada na Figura 1, sob a legenda de cinturão metamórfico proterozóico.

A segunda unidade, na qual estão encaixados os complexos em estudo, é representada por um substrato siálico, constituído predominantemente por gnaisses, com ocorrência local de migmatitos, de lentes de rochas calcossilicatadas, de anfibolitos e de estreitas faixas de talco xistos que, no conjunto, são tidos como pertencentes ao Complexo Basal. A distribuição deste substrato siálico, nos termos regionais concernentes a este trabalho, está representada na Fig. 1, na qual pode-se adicionalmente observar que todo o conjunto de pequenos corpos máficos-ultramáficos encontra-se igualmente incluso neste substrato siálico.

4.1. Geocronologia

Dados geocronológicos, que poderiam fornecer subsídios para a interpretação da complexa história geológica da região, são particularmente escassos na área de ocorrência dos complexos em estudo, como pode ser analisado em Tassinari *et alii* (1981). Por este motivo, durante a elaboração do presente trabalho, deu-se início a programa de estudos geocronológicos junto ao Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP, visando a determinação, pelos métodos radiométricos disponíveis (Rb-Sr e K-Ar), das idades tanto das rochas dos complexos em estudo, como das rochas do embasamento siálico (гнаisses encaixantes). Dos resultados preliminares obtidos até o momento, puderam ser extraídas as seguintes considerações:

Pelo método K-Ar, do conjunto de amostras em vias de preparação, 3 encontram-se concluídas, e seus dados analíticos apresentados na Tabela 1. As análises foram efetuadas em minerais separados, segundo a técnica e precisão experimental descritas por Amaral *et alii* (1966).

Tabela 1

IDADE K-Ar DE ROCHAS DO COMPLEXO DE MANGABAL I E GNAISSES ENCAIXANTES

Nº de campo	Nº de laboratório SPK	Rocha	Mineral	% K	Ar ⁴⁰ rad. 10 ⁻⁵ ccSTP/g	Ar ⁴⁰ atm. %	Idade (m.a.)
MANG 10/11	4682	metanorito	plagioclásio	2,60	0,62	50,2	815±25
MANG 10/9	4687	gnaisse	muscovita	8,15	22,96	5,2	610 ± 9
MANG 2/8	4675	metagabro	hornblenda	1,45	4,11	9,0	612 ± 8

Constantes empregadas no cálculo:

$$\lambda_{\text{total}} = 0,530 \cdot 10^{-9} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda_e = 0,585 \cdot 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\% \text{ atm. K}^{40} \text{ em K}^{\text{tot.}} = 0,0119$$

Como pode ser observado na Tabela 1, as referidas amostras apresentam idades caracteristicamente do Ciclo Brasileiro. Contudo, estas idades devem ser entendidas como valores mínimos, referentes ao último evento térmico que afetou a área e, conseqüentemente, ao fechamento do retículo cristalino do mineral. A idade de 815±25 m.a., pouco mais elevada que as outras duas amostras, apresentada pelo plagioclásio da amostra Mang 10/11, é a menos confiável, devido à grande contaminação de Ar atmosférico. As idades apresentadas pela muscovita (amostra Mang 10/9) e pela hornblenda (amostra Mang 2/8) são praticamente idênticas, fazendo supor que o fluxo térmico neste evento tenha superado a casa dos 400°C, suficiente inclusive para provocar a liberação do Ar do anfibólio.

Para datações pelo método Rb-Sr, as análises estão sendo realizadas em rocha total, objetivando a construção de gráficos isocrônicos Rb⁸⁷/Sr⁸⁶ versus Sr⁸⁷/Sr⁸⁶, que podem revelar, em condições ideais, inclusive a época da primeira cristalização.

Diversas tentativas de datação de rochas dos complexos pelo método Rb-Sr foram realizadas. Contudo, a desfavorabilidade composicional destas rochas para datações por este método, não permitiu a obtenção de dados conclusivos. Métodos outros, como Sm/Nd, possivelmente solucionem este problema ainda pendente.

No que concerne às datações de rochas do embasamento siálico, pelo método Rb/Sr, várias amostras de gnaisses encaixantes foram analisadas, entretanto, os trabalhos realizados até o momento têm caráter preliminar e são importantes para definir a sistemática de um programa mais abrangente de determinações radiométricas na área. Os dados obtidos, embora parciais, evidenciam a presença de rochas pré-brasileiras, com idades entre 1.000 e 1.100 m.a. Também são frequentes idades ao redor de 600 m.a., provavelmente resultantes de rehomogeneização isotópica do sistema, de rochas mais antigas, no ciclo Brasileiro. Idades da ordem de 1.000-1.100 m.a. também foram obtidas em gnaisses provenientes de São Luiz de Montes Belos, região mais a sul da área estudada (Umberto Cordani e Colombo Tassinari, informação verbal), contudo, na área em estudo, tais idades ainda não se encontram devidamente caracterizadas.

Em vista desses elementos, a interpretação de que o substrato siálico constituiria o Complexo Basal, com caráter genérico, é essencialmente circunstancial, enquanto persistir ausência de dados conclusivos que permitam sua melhor caracterização. Não se exclui a possibilidade de futuramente o Complexo Basal, na área, vir a ser subdividido em diferentes compartimentos, porém tal tentativa, na atual conjuntura, seria mera especulação.

5. GEOLOGIA LOCAL

Aspectos da geologia local dos corpos máfico-ultramáficos em estudo, encontram-se apresentados em Ribeiro *et alii* (1974), para o complexo de Mangabal I, e por Pfrimer *et alii* (1981), para ambos os complexos conforme o exposto no capítulo 3 - Trabalhos Prévios.

As feições geológicas descritas a seguir, refletem o resultado da integração e da pesquisa que empreendemos para estas áreas.

5.1. Mangabal I - Geologia local

O complexo de Mangabal I ocupa uma área de aproximadamente 7 Km², apresentando distribuição de litologias dispostas, de modo geral, na direção NE-SW, flexionando para E-W, em arranjo semelhante a um pequeno arco, concordante com a flexura da Serra de Mangabal.

Seu relevo apresenta-se bastante aplainado, ocorrendo vastas extensões planas e alguns morrotes de encostas suaves. Praticamente toda a vegetação original foi substituída por pastagens, restando somente algumas manchas com vegetação mais densa (FOTO nº 1). Na área, as rochas afloram sob a forma de blocos *in situ*, mais abundantes no topo das pequenas elevações (FOTO nº 2). De forma geral, blocos disseminados em solo avermelhado, ocorrem em quase toda a área, permitindo acompanhar de forma quase contínua, a distribuição das diferentes litologias no terreno, com exceção de algumas partes desprovidas de afloramentos.

O mapa geológico do complexo de Mangabal I está apresentado na Fig. 2, cuja configuração atual é fruto da integração de dados de superfície, da sub-superfície, de dados geoquímicos e geofísicos, conforme consta do apresentado por Pfrimer *et alii* (1981), com algumas modificações, que serão analisadas ulteriormente.

FOTO 1 - Vista panorâmica parcial do complexo de Mangabal I.

A foto foi tirada aproximadamente no centro do complexo (próximo ao ponto de coleta da amostra 1/6, indicado no mapa de localização de amostras - Fig. 4). olhando-se na direção NW, e avistando-se, ao fundo, a Serra de Mangabal. A parte mais elevada, na foto, de vegetação mais densa, representa a Serra de Mangabal, constituída por micaxistos, vindo logo abaixo, estreita faixa de hornblenda gnaisses (do embasamento siálico). A zona de transição entre as rochas do complexo e a faixa de hornblenda gnaisses ocorre aproximadamente no sopé da Serra, contudo, devido ao avançado estágio de alteração apresentado por estas rochas, as relações de contato não puderam ser objetivamente reconhecidas. Na foto, grande parte da área de vegetação rala, constitui uma porção do complexo. Como pode ser observado, a área é bastante aplainada.

FOTO 2 - Aspecto dos afloramentos no complexo de Mangabal I.

Afloramento de gabronoritos, no complexo de Mangabal I, no topo de pequena elevação. Este tipo de afloramento é característico da área, onde os blocos ocorrem de forma dispersa, porém *in loco*, permitindo acompanhar a distribuição das diferentes litologias no complexo. Estas rochas apresentam-se praticamente inalteradas, com exceção de fina película de alteração.

O complexo encontra-se encaixado em rochas gnáissicas, em praticamente todo o seu perímetro, exceção feita a seus limites na parte sul, onde ocorrem faixas intercaladas de talco xisto.

Os gnaisses que limitam o corpo em sua parte arqueada (limites a SW, W, NW, N, NE), são rochas de granulação média, de composição diorítica a quartzo diorítica, com estruturas de isotropas a bandadas, constituídos por plagioclásio (andesina), hornblenda verde e quartzo, localmente granatíferos, com biotita e epídoto subordinados, totalmente desprovidas de feldspato potássico. Estes gnaisses, doravante designados por *hornblenda gnaisses*, e igualmente denominados e diferenciados no mapa geológico (Fig. 2), constituem uma faixa litológica bastante uniforme em toda sua extensão, que de certa forma separa as rochas do complexo, dos xistos que constituem a Serra de Mangabal, adiante descritos.

Os gnaisses da borda sul do complexo, apresentam, em sua maioria, composições tendendo a granodiorítica (quartzo dioríticas a granodioríticas). São rochas de granulação média, com bandamento não muito evidenciado, constituídas predominantemente por plagioclásio (andesina), hornblenda verde, quartzo, epídoto e microclínio, com biotita subordinada. Em algumas amostras, assemelham-se aos hornblenda gnaisses da borda norte, apresentando às vezes feições migmatíticas. Feições cataclásticas são geralmente observadas em amostras representativas destes gnaisses. Estreitas faixas de talco xistos ocorrem inseridas nestes gnaisses, com direção geral NE - SW. No mapa da Fig. 2, esses gnaisses da borda sul do complexo, encontram-se designados como *hornblenda gnaisses com feições migmatíticas e cataclásticas*. Localmente, próximo aos contatos do maciço, ainda em sua borda sul, em seu canto SSW, ocorrem gnaisses de composição tendendo a granítica, bastante enriquecidos em feldspato potássico. São constituídos predominantemente por microclínio, plagioclásio e quartzo, com hornblenda, muscovita, biotita e epídoto em porcentagens subordinadas. Próximo ao contato com o complexo, apresentam texturas cataclásticas.

A área de afloramento desses gnaisses encontra - se delimitada no mapa da Fig. 2, sob a designação de *granito gnaisses*.

A Serra de Mangabal é constituída predominantemente por sequência de muscovita granada xistos de granulação média a grossa, nos quais a granada desenvolve porfiroblastos centimétricos. Apesar do avançado estágio de alteração, a presença de cianita é ainda reconhecida em amostras desses xis - tos. Lentes mais quartzíticas, e variações mais biotíticas e/ou muscovíticas, granatíferas ou não, podem ocorrer intercaladadas na sequência. As litologias que constituem a Serra de Mangabal apresentam mergulhos acentuados (de 40 a 50°), para SE ou S, variando em função do arqueamento da Serra.

As relações de contato entre a faixa de *hornblenda gnaisses*, que bordeja o maciço em sua parte norte, e os xis - tos da Serra de Mangabal apresentam-se encobertas por espesso manto de alteração, que impede sua observação.

Da mesma forma, as relações de contato entre os diferentes tipos de rochas gnáissicas encaixantes do complexo acima descritas e diferenciadas, também não puderam ser objetivamente estabelecidas. A escassez de afloramentos, e a relativa similaridade petrográfica entre os diversos tipos de gnaisses, particularmente quando alterados, são fatores que dificultam a caracterização das relações de contato entre os gnaisses presentes na área.

No que concerne às relações de contato entre as rochas gnáissicas e as rochas do complexo, estas apresentam-se, de modo geral, encobertas por manto de alteração, sendo que não puderam ser objetivamente estabelecidas, com exceção dos contatos da borda sul do corpo. Nesta borda, as observações de campo (aspectos morfológicos e presença de faixa de rochas intensamente catacladas) associadas a evidências geofísicas, indicam contatos de natureza tectônica, por falha. Dados geofísicos sugerem contatos igualmente tectônicos para os demais limites do complexo (Amadeus A. Pfrimer, informação verbal).

No complexo, as litologias aflorantes são predominantemente representadas por rochas gabróicas. Litologias ultramáficas são menos abundantes e ocorrem em áreas mais res - tritas.

De forma geral, as rochas do complexo apresentam - se recristalizadas, contudo grande parte preserva feições tex turais e mineralógicas ígneas, reliquias, o que facilita o reconhecimento da distribuição das diferentes litologias na área em apreço. A preservação de feições ígneas reliquias permitiu a distinção, dentre as litologias gabróicas afloran - tes, de dois tipos petrográficos distintos: olivina gabronori - tos e gabronoritos. Ambos os tipos, quando recristalizados , evoluem a meta gabros. As rochas ultramáficas, que constituem o terceiro tipo litológico principal reconhecido no complexo, ocorrem, em superfície, bastante transformadas, tendo sido me lhor caracterizadas em amostras de testemunhos de sondagem nos quais os termos ultramáficos originais, portadores de feições ígneas, reliquias, encontram-se melhor preservados.

Característica marcante dos tipos petrográficos aci ma citados, que constituem as principais litologias do comple - xo, é o fato de serem portadoras, em sua grande maioria, de feições ígneas reliquias. Mesmo quando recristalizadas, es - tas feições ainda são discerníveis. De modo geral não há de - senvolvimento de foliações concomitantemente à recristaliza - ção.

A presença de rochas nitidamente foliadas, portado - ras, portanto, de feições texturais e estruturais contrastan - tes das apresentadas pelos tipos litológicos acima descritos, é observada ao longo de faixas bem delimitadas que seccionam áreas de litologias "não foliadas". Tais faixas são geralmen - te constituídas por antofilita xistos, e por um conjunto de rochas miloníticas e cataclásticas de natureza diversa. Den - tro do contexto da área, estas faixas de rochas foliadas são interpretadas como decorrentes de processos tectônicos. Dados geofísicos indicam serem correspondentes a zonas de falhamento (Amadeus A. Pfrimer, informação verbal).

No que concerne à obtenção de dados de caráter estrutural, a área em apreço é extremamente desfavorável, face ao tipo de afloramentos (blocos disseminados e afloramentos restritos e descontínuos). Algumas poucas medidas puderam ser efetuadas, indicando que as litologias mergulham para SE, a ângulos relativamente baixos.

Algumas informações de caráter estrutural podem, entretanto, ser extraídas a partir da análise das sequências litológicas atravessadas pelos furos de sondagem existentes para a área, correlacionáveis às litologias aflorantes.

Nas Figs. 2A, 2B e 2C, encontram-se representados os perfis geológicos esquemáticos correspondentes às seções A-A', B-B' e C-C', respectivamente, todos de direção norte-sul, conforme marcados no mapa geológico (Fig. 2). Embora esses perfis não correspondam a seções perpendiculares à direção geral das camadas, tais seções, e sua direção, foram escolhidos por corresponderem às seções atravessadas pelos furos de sondagem de n°s 26, 15 e 16, respectivamente (Fig. 4), a partir das quais algumas indicações de caráter estrutural podem ser obtidas e analisadas pormenorizadamente, como se segue.

A descrição petrográfica das litologias constituintes do complexo e dos furos de sondagem será apresentada no capítulo 6. Na análise abaixo, interessa-nos apenas diferenciar olivina gabronoritos, gabronoritos, rochas ultramáficas não foliadas e rochas foliadas.

Na seção A-A' (Fig. 2A) encontra-se representada a sequência atravessada pelo furo n° 26, locado sobre o ponto A' com inclinação de 45° para norte e com 120 metros de extensão. Neste furo, os primeiros 20 metros são representados por solo e rochas alteradas, com má recuperação da amostragem, de forma que a litologia original é totalmente especulativa. No intervalo de 20 a 44 metros, ocorrem rochas nitidamente foliadas, de natureza ultramáfica, passando, então, a uma sequência de rochas de natureza ultramáfica porém não foliadas, que se estendem até 80 metros aproximadamente. Um pequeno intervalo (76m a 81 m) de rochas foliadas separa a sequência ultramáfica

fica da sequência de olivina gabronoritos, que ocorre no intervalo entre 81 e 95 metros, seguida sem descontinuidades tectônicas por uma sequência de gabronoritos, que se prolonga até o fim do furo.

Associando-se os dados de sub-superfície, aos de superfície, no perfil A-A' (Fig. 2A), podem ser tecidas as seguintes considerações:

a) a inclinação da reta a-a' poderia indicar o mergulho aparente do plano de contato entre a sequência de gabronoritos e a de olivina gabronoritos, contudo devido à zona de fratura (-f-, Fig. 2A), tal valor pode não ser representativo (a zona de fratura, f, pode indicar eventual presença de falha);

b) a faixa de olivina gabronoritos apresenta-se acunhada, estreitando-se em profundidade, a menos que exista uma falha em -f-. Em superfície, os olivina gabronoritos estão em contato com a faixa de rochas foliadas (em b, Fig. 2A). Em sub-superfície, a faixa de olivina gabronoritos, após 2 metros de rochas foliadas (-f-, Fig. 2A), é seguida por uma sequência de rochas ultramáficas não foliadas, cuja presença não é observada em superfície. Esquemáticamente, neste perfil, a sequência de rochas ultramáficas não foliadas, aparece como uma cunha, imbricada entre olivina gabronoritos e a faixa de rochas foliadas;

c) ligando-se os pontos b-b', que representam os limites de ocorrência de rochas foliadas em superfície e em sub-superfície, respectivamente, pode-se inferir um mergulho aparente de 20° para a falha, cuja existência é apontada pelos dados geofísicos, conforme já foi referido;

d) em superfície, a faixa de rochas foliadas estende-se por mais 88 metros em direção ao ponto A', seguida de uma sequência de gabronoritos (ponto c). Em sub-superfície, devido à má recuperação da amostragem neste intervalo, nada se pôde analisar.

Na Fig. 2B, encontra-se esquematizado o perfil geológico ao longo da seção B-B', no qual figura a sequência atravessada pelo furo de sondagem nº 15, locado sobre o ponto B',

com inclinação de 45° para norte, com 117 metros de extensão. No furo, os primeiros 15 metros de amostragem não foram recuperados. No intervalo de 15 a 30 metros ocorre uma sequência de rochas de natureza ultramáfica, intensamente catacladas e foliadas. Depois dos 30 metros, estendendo-se até 58 metros aproximadamente, o furo atravessa uma sequência de rochas ultramáficas não foliadas, nem fraturadas. Uma pequena zona de rochas foliadas (Fig. 2B, f), separa a sequência ultramáfica da sequência de olivina gabronoritos, que se inicia aos 59 metros e se estende até o final do furo. Veios de natureza granítica de 1 a 2 metros de espessura interceptam a sequência de olivina gabronoritos, com contatos bruscos.

Ao se analisar a seção B-B' (Fig. 2B), partindo-se do ponto B em direção a B', podem ser ressaltados os seguintes aspectos:

a) nada se pode concluir nessa seção quanto às relações estruturais entre as faixas de gabronorito e de olivina gabronorito (Fig. 2B, ponto b), visto o furo 15 não ter interceptado o contato entre estas duas litologias;

b) os olivina gabronoritos, em superfície, estendem-se do ponto b até encontrar a faixa de rochas foliadas (ponto c). Em sub-superfície, após pequeno intervalo de rochas foliadas (de aproximadamente 1 a 2 metros, indicado em -f-, Fig. 2B), a sequência de olivina gabronoritos passa à sequência de rochas ultramáficas não foliadas. Para o plano de contato entre a sequência de olivina gabronoritos e a sequência de rochas ultramáficas não foliadas, um mergulho aparente da ordem de 21° pode ser inferido;

c) analogamente ao observado no esquema da Fig. 2A, também na Fig. 2B encontra-se uma cunha de rochas ultramáficas não foliadas, que ocorre entre a faixa de olivina gabronoritos e a faixa de rochas foliadas;

d) da mesma forma que o realizado no perfil anterior, ligando-se os pontos c-c', que representam os limites de ocorrência de rochas foliadas em superfície e em sub-superfície, respectivamente, pode-se inferir um ângulo de mergulho aparente de aproximadamente 10° para o plano de falha;

e) a faixa de rochas foliadas em direção ao ponto

B' intercepta, em superfície, uma faixa de gabronoritos (em d), sendo que dados de sub-superfície não fornecem evidências complementares quanto a essa transição, haja vista a má recuperação das amostras no trecho inicial da sondagem.

Na Fig. 2C, encontra-se esquematizado o perfil geológico ao longo da seção C-C', no qual consta o furo de sondagem nº 16, locado sobre o ponto C₁ com inclinação de 60° para sul e extensão total de 130 metros.

Para essa seção, quaisquer interpretações possíveis tornam-se bastante especulativas, tendo em vista o intenso fraturamento apresentado quer pelas amostras dos testemunhos de sondagem, quer pelas amostras de superfície.

A par do intenso fraturamento, com vários intervalos de zonas foliadas, que provavelmente representam zonas de deslocamentos tectônicos, as observações tornam-se mais difíceis, uma vez que inúmeras injeções de material de natureza granítica interceptam praticamente toda a sequência atravessada pelo furo. Tais injeções apresentam-se quer como veios de natureza granítica, com contatos bruscos, quer como enxame de veios e vênulas de natureza quartzosa que, particularmente quando introduzidos em rochas de natureza gabrônica produzem modificações mineralógicas e texturais nas rochas adjacentes, gerando zonas metassomáticas complexas. Destaca-se que a presença de veios de natureza granítica foi particularmente observada nesta seção geológica, que se localiza próximo às rochas gnáissicas encaixantes na borda sul do corpo, não ocorrendo nos demais furos analisados.

O que se destaca é o fato do furo de sondagem atravessar, em sua sequência inicial, amplo intervalo de rochas de natureza ultramáfica (90 metros, aproximadamente), e, em sua parte final, apresentar litologias de natureza gabrônica. Estas, apesar de intensamente transformadas pelas injeções de veios de composição granítica/quartzosa, e, em sua maioria, recristalizadas, parecem corresponder à sequência de olivina gabronoritos, sendo sua derivação inferida a partir da interpretação de feições texturais reliquiais ainda preservadas em algumas amostras menos transformadas. Esses olivina gabrono -

ritos são correlacionáveis à faixa de olivina gabronoritos que aflora mais ao norte, marcada pelos pontos c e d, no esquema da Fig. 2C. Na parte final do furo 16 após um intervalo de rochas foliadas ocorre pequeno trecho de gabronoritos.

Interpretações aproximativas, que permitam avaliar possíveis ângulos de mergulho entre as litologias, neste perfil, encontram-se representadas na Fig. 2C, e comentadas a seguir. Partindo-se do ponto C, em direção ao ponto C', observa-se:

a) o contato entre os gabronoritos e os olivina gabronoritos (ponto c) não foi devidamente caracterizado pelo furo 16;

b) a linha d-d' marca o contato entre olivina gabronoritos e rochas ultramáficas em superfície e em sub-superfície, respectivamente, resultando um ângulo de mergulho aparente da ordem de 19° entre as duas litologias;

c) ligando-se os pontos e, representativo de zona de falha em superfície (Fig. 2) e o ponto e', representativo de faixa de rochas ultramáficas intensamente foliadas em sub-superfície, obtém-se um ângulo de 25° para um hipotético plano de falha, nesta secção.

Integrando as observações parciais, descritas a partir das Figs. 2A, 2B e 2C, e a distribuição das litologias no mapa geológico (Fig. 2), foi elaborado em perfil esquemático geral, que atravessa todo o complexo. Tal perfil estende-se dos pontos D a D' (Cf. Fig. 2) com direção N45W, aproximadamente perpendicular à direção geral das camadas, e encontra-se apresentado na Fig. 2D. Tal secção foi escolhida por passar próximo ao ponto de locação dos furos de sondagem de nº 15 e 16, que puderam, assim, ser representados neste perfil geral.

Da análise integrada dos dados do mapa geológico (Fig. 2), dos dados dos perfis parciais (Figs. 2A, 2B e 2C) e do perfil geral esquemático (Fig. 2D), várias conclusões podem ser obtidas para este complexo e enumeradas a seguir:

1) no complexo, numa primeira aproximação, três tipos litológicos principais aparecem como relevantes: gabronoritos, olivina gabronoritos e rochas ultramáficas. Essas litologias, como evidenciado no mapa geológico (Fig. 2), e no perfil geral (Fig. 2D), ocorrem de forma repetida no complexo;

LEGENDA (Figs. 2A, 2B, 2C e 2D)

GRUPO ARAXÁ

Micaxistos

ROCHAS DO COMPLEXO

Gabra noritos

Olivina gabra noritos

Rochas ultramáficas não foliadas

Rochas ultramáficas catacladas

Faixa de rochas intensamente foliadas

EMBASAMENTO (Complexo Basal)

Hornblenda gnaisses

Hornblenda gnaisses com feições migmatíticas e cataclásticas

F Falha

F ? Falha inferida

Contato inferido

? Contato suposto

f Zona de fratura

21° Ângulo de mergulho

B₁, C₁ Localização dos furos de sondagem

Fig. 2A

Fig. 2B

Fig. 2C

Fig. 2D

FIGURAS 2A, 2B, 2C e 2D - Perfis geológicos das secções A-A'; B-B'; C-C' e D-D', conforme indicados no mapa geológico (Figura 2). Ver texto para detalhes e discussões.

2) a repetição das faixas de olivina gabronoritos e de gabronoritos é bem evidenciada, tanto no mapa geológico (Fig. 2), como no perfil geral (Fig. 2D). De sul para norte as faixas repetem-se três vezes. Na parte norte do complexo, apresentam direção NNE, aproximadamente, flexionando para E-W, em direção à parte sul do complexo;

3) a repetição das faixas de litologia ultramáfica não é bem evidenciada no mapa geológico (Fig. 2), no qual a litologia em questão ocorre predominantemente na parte sul do complexo, e em pequena área, a norte do mesmo. Contudo, tanto nos perfis parciais (Figs. 2A, 2B e 2C), como no perfil geral (Fig. 2D), a repetição desta unidade litológica é claramente evidenciada. Cunhas de litologia ultramáfica são sempre observadas por um lado, em contato com olivina gabronoritos, e, por outro lado, seccionadas por zonas de rochas foliadas (zonas de falha). A repetição desta unidade litológica é ressaltada no perfil geral (Fig. 2D), no qual se observa que também essa litologia repete-se por três vezes, de modo semelhante ao descrito para as demais litologias;

4) outro aspecto que se destaca na análise integrada dos dados, é o ordenamento litológico de tal repetição. Associando-se os dados da Fig. 2, aos da Fig. 2D, verifica-se o seguinte ordenamento: gabronoritos, olivina gabronoritos, rochas ultramáficas não foliadas/falha (cf. Figs. 2A, 2B, 2C, 2D e Fig. 2). Essa sequência repete-se por três vezes, do ponto D, até o ponto D', de forma extremamente semelhante. Ressalta-se a semelhança entre os perfis representados nas Figs. 2A e 2B, que pertencem a seções litológicas distintas da área, particularmente quando correlacionados ao perfil geral, da Fig. 2D;

5) o ângulo de mergulho do plano de falha, indicado no perfil geral (Fig. 2D), cujo valor foi calculado a partir dos perfis parciais (Figs. 2A e 2B), indica baixos valores de mergulho, da ordem de 20° a 30° , para SE.

6) Embora os valores dos ângulos de mergulho para os planos de contato entre os diferentes tipos litológicos (Fig. 2D), calculados a partir dos perfis parciais, sejam bas-

tante aproximativos, devem corresponder a ângulos da ordem de 20 a 30°. Indubitavelmente, o mergulho das camadas é para SE. Tal relação estrutural, coloca litologias ultramáficas sobrepostas a olivina gabronoritos, a estes, por sua vez, sobrepostos a gabronoritos.

Os aspectos aqui discutidos para o complexo de Mangabal I serão retomados no capítulo final, integrando todos os dados então expostos.

As modificações por nós introduzidas no mapa geológico apresentado por Pfrimer *et alii* (1981), como citado no início deste item, referem-se aos limites da faixa de *hornblenda gnaisses*, estendidos mais para sul, na parte oeste da área, como evidenciado por amostragem efetuada posteriormente à publicação daquele mapa. O contato entre os *hornblenda gnaisses* e os *hornblenda gnaisses com feições migmatíticas e cataclásticas*, encontra-se marcado, no mapa da Fig. 2, como contato suposto. Outra modificação introduzida, refere-se à área de ocorrência de rochas ultramáficas, representadas por uma única simbologia, em Pfrimer *et alii* (1981), e aqui diferenciada em área de rochas ultramáficas não foliadas, e faixas de rochas foliadas.

5.2. Mangabal II: Geologia local

O complexo máfico-ultramáfico de Mangabal II apresenta formato alongado na direção NE-SW, com aproximadamente 8,5 Km de extensão, por 5,5 Km de largura, aparentemente condicionado pela inflexão da Serra de Mangabal (Fig. 1).

De modo geral, o complexo apresenta relevo suavemente ondulado, com espessa cobertura de latossolo. Interrompendo a monótona suavidade do terreno, dispõe-se, em sua região central, a Serra de São Francisco, com direção NE-SW, sustentada por espessa sequência de rochas calcossilicatadas, onde estão concentradas as exposições litológicas mais importantes do complexo. Nas demais áreas, os afloramentos são extremamente escassos, ocorrendo sob a forma de blocos e matacões

dispersos, descontínuos, além de existirem extensas áreas totalmente planas, virtualmente desprovidas de afloramentos (FOTO nº 3). O mapa geológico do complexo de Mangabal II (Fig. 3), é resultante da integração de dados de superfície, de sub-superfície, e de dados de caráter geoquímico e geofísico, conforme apresentado por Pfrimer *et alii* (1981).

Os dados analisados a seguir são, por um lado, derivados de observações de superfície que, embora restritas, são extremamente informativas para a interpretação geológica da área e, por outro, derivados de observações de amostras de testemunhos de vários furos de sondagem.

FOTO 3 - Vista panorâmica parcial do complexo de Mangabal II.

A foto foi tirada a meia encosta da Serra de São Francisco (aproximadamente no ponto de coleta da amostra 20/9, locada no mapa da Fig. 11) olhando-se em direção a NW. Pode-se observar, ao fundo, a extensão da Serra de Mangabal. Na foto, a vasta área plana, de vegetação rala praticamente desprovida de afloramentos, representa parte do complexo, cujos limites estendem-se até o sopé da Serra de Mangabal.

Em sua borda NW, o complexo encontra-se encaixado em uma seqüência de rochas calcossilicatadas, as quais constituem uma faixa que se prolonga, de forma descontínua, na borda norte do corpo. Restrito segmento de rochas calcossilicatadas é também observado na borda SE do complexo. A seqüência de rochas calcossilicatadas é representada por rochas de granulação fina, com estruturas nitidamente bandadas e texturas granoblásticas, constituídas por epídoto, clinopitoxênio hedembergítico, quartzo, microclínio, escapolita e plagioclásio, podendo apresentar granada e hornblenda em algumas bandas.

Na borda SSW a W, o complexo encontra-se encaixado em rochas gnáissicas de composição diorítica a quartzo diorítica. Rochas de mesma natureza, como segmentos descontínuos, intercalados aos de rochas calcossilicatadas, são também observadas, como encaixantes do complexo, na borda norte do corpo. Estes gnaisses são constituídos de plagioclásio (andesina), hornblenda verde, quartzo, epídoto e biotita, localmente granatíferos, e encontram-se individualizados no mapa da Fig. 3, especificados como *hornblenda gnaisses*. Estes gnaisses possuem as mesmas características (composicional, textural e estrutural) dos descritos para o Complexo de Mangabal I.

O complexo, em sua borda S-SE, encontra-se encaixado em rochas gnáissicas de composição tendendo a granodiorítica. São rochas de granulação média, localmente bandadas, constituídas de plagioclásio (andesina), hornblenda verde, quartzo, epídoto e microclínio, com biotita subordinada. Feições migmatíticas e cataclásticas são observadas, particularmente próximo à zona de contato com as rochas do complexo. Esses gnaisses encontram-se individualizados e especificados no mapa da Fig. 3, como *hornblenda gnaisses com feições migmatíticas e cataclásticas*, com as mesmas características dos descritos para o Complexo de Mangabal I.

Os mica xistos do Grupo Araxá que ocorrem no canto NW do mapa geológico (Fig. 3), constituem extensão, a sul, da seqüência de micaxistos constituintes da Serra de Mangabal, sendo portadores das mesmas características, já descritas no item (5.1.).

L E G E N D A

(geologia segundo Pfrimer et alii, 1981)

Fig.3-MAPA GEOLÓGICO DO COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DE MANGABAL II.

As relações de contato entre as diversas litologias regionais supracitadas, presentes na área, não puderam ser estabelecidas, por estarem prejudicadas por espesso manto de alteração. Do mesmo modo, as relações de contato entre as rochas do complexo e as rochas encaixantes apresentam-se encobertas. Dados de caráter geofísico apontam contatos de natureza tectônica entre o corpo e as rochas encaixantes (Amadeus A. Pfrimer, informação verbal).

Dentro do complexo, os afloramentos ao longo da Serra de São Francisco têm especial importância, por exporem as relações de contato entre as rochas do complexo propriamente ditas, e a sequência de rochas calcossilicatadas. Xenólitos de rochas calcossilicatadas inclusos em rochas gabróicas; apófises gabróicas injetadas ao longo dos planos de bandamento das rochas calcossilicatadas e zona de rochas com feições híbridas, presentes nos referidos afloramentos, são evidências sugestivas de caráter intrusivo, para o magma do qual se originou o complexo. As rochas calcossilicatadas, dentro do complexo, representariam possíveis restos das encaixantes do topo.

Na zona de transição, entre as rochas do complexo e a sequência de rochas calcossilicatadas, são comumente observados meta gabros com escapolita, geralmente bandados, com alternância de camadas ora predominantemente feldspáticas, ora predominantemente piroxeníticas com marcante presença de escapolita em ambas as camadas.

Nas demais áreas do complexo, os principais tipos litológicos aflorantes são representados por meta gabros. Essas rochas geralmente apresentam estruturas isótropas, sem bandamento ou orientação preferencial de seus constituintes minerais.

Localmente, blocos de meta gabros apresentam bandamento composicional, e, por vezes, são portadores de feições semelhantes às de "slump structures" (Wager e Brown, 1967).

Blocos de meta gabros com escapolita, semelhantes aos descritos para os afloramentos ao longo da Serra de São

Francisco, são frequentes, particularmente na área compreendida no quadrante NE do complexo.

No quadrante NW do complexo observa-se a ocorrência de metapiro Xenitos de granulação média a grossa, nos quais são observados restos de ortopiroxênios e clinopiroxênios prismáticos imersos em matriz de hornblenda e/ou plagioclásio. Este tipo litológico parece estar restrito à área delimitada na Fig. 3, não tendo sido reconhecido nas demais partes do complexo, nem mesmo nas amostras de testemunhos dos vários furos de sondagem analisados.

A ocorrência esporádica de blocos de rochas com texturas ígneas reliquias ainda preservadas, evidencia a presença de tipos petrográficos relacionados a olivina gabronoritos, gabronoritos e meta ultramafitos no complexo. A existência dos tipos petrográficos citados é confirmada pela análise de amostras de testemunhos de sondagem (descrições no capítulo 6).

As limitadas exposições litológicas não permitiram detalhar a distribuição dos diferentes tipos petrográficos na área, fato este que levou a agrupar, sob uma mesma simbologia, diferentes tipos de rochas de natureza gabróica, o mesmo ocorrendo para as litologias de natureza ultramáfica (Fig. 3).

Dados de caráter estrutural dificilmente puderam ser obtidos neste complexo. Algumas medidas foram efetuadas, e encontram-se indicadas no mapa (Fig. 3).

Faixas de rochas foliadas, tal como as presentes em Mangabal I, não foram reconhecidas em superfície. Entretanto, a presença de rochas miloníticas e cataclásticas é frequentemente observada no campo.

Vários perfis geológicos parciais foram elaborados a partir dos dados dos diversos furos de sondagem, correlacionando-os aos dados de superfície, contudo, nenhuma informação coerente pôde ser extraída. O intenso fraturamento observado em praticamente todas as sequências litológicas atravessadas pelos diversos furos, com a presença de vários intervalos de rochas foliadas (representativas de prováveis zonas de falha); a conspícua presença de veios de natureza granítica que interceptam grande parte das sequências analisadas, são evidências

indicativas que as sequências litológicas originais encontram-se disruptas e deslocadas de sua posição original, devido a processos tectônicos. Os contatos litológicos, quando observados, são, em sua maioria de natureza tectônica, marcados por espessas zonas de rochas foliadas. Esses fatores associados à escassez de afloramentos, impõem aspectos altamente especulativos na interpretação dos vários perfis parciais elaborados, que, por não fornecerem dados estruturais coerentes, não serão aqui apresentados.

5.3. Considerações adicionais

A partir dos dados até aqui expostos, serão tecidas algumas considerações e serão fornecidas informações adicionais, relativas aos dois complexos em estudo.

Os complexos de Mangabal I e Mangabal II constituem corpos de dimensões relativamente reduzidas (com aproximadamente 7 Km² e 46 Km², respectivamente), encaixados em rochas de semelhante substrato siálico (Fig. 1), e distando cerca de 3 Km entre si. Evidências geológicas e dados geofísicos, não indicam qualquer interligação entre eles (Amadeus A. Pfrimer, informação verbal), constituindo, portanto, dois corpos separados. Dados petrográficos, analisados no capítulo 6, corroboram esta informação.

Em Mangabal I não ocorre sequência de rochas calcossilicatadas tal como reconhecida em Mangabal II, entretanto, alguns blocos de rochas desta natureza foram encontrados em sua borda norte (Amadeus A. Pfrimer, informação verbal) sem constituir, no entanto, unidades mapeáveis. Também ao longo das faixas de rochas foliadas (zonas de falha, Fig. 2), foram encontradas rochas finamente bandadas com mineralogia compatível à de rochas calcossilicatadas; nestas faixas, metabasitos com escapolita foram pontualmente reconhecidos.

A presença de veios de natureza granítica foi frequentemente observada nos diversos furos de sondagem analisados referentes ao complexo de Mangabal II. Em Mangabal I, veios desta natureza são pouco frequentes; sua presença foi evidenciada na sequência atravessada pelo furo nº 16, próximo aos contatos deste complexo com as rochas gnáissicas encaixantes, em sua borda sul.

6. CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

6.1. Considerações gerais

Este tópico introdutório à caracterização petrográfica das rochas constituintes dos complexos visa destacar alguns pontos que nortearam a sequência de apresentação da caracterização petrográfica das diferentes litologias, bem como o significado da terminologia e da nomenclatura adotada.

A caracterização dos diferentes tipos petrográficos é resultado da análise de aproximadamente 1.000 seções delgadas, englobando amostras de superfície e de testemunhos de sondagem, associada a observações de campo.

A descrição petrográfica das rochas constituintes dos complexos de Mangabal I e Mangabal II será apresentada separadamente, face à presença de litologias peculiares em cada um deles, embora tenham sido reconhecidos tipos petrográficos semelhantes em ambos os complexos.

Para cada complexo será inicialmente apresentada a descrição dos tipos petrográficos *não foliados*, abrangendo a descrição das litologias que conservam ou permitem o reconhecimento e a interpretação de feições ígneas reliquias, mesmo quando recristalizados.

Dentro desse grupo serão inicialmente descritos os diferentes tipos ígneos, reliquias, caracterizados e definidos em termos de *cumulatos*.

Para cada tipo ígneo reliquiar, assim definido, serão descritas, em prosseguimento, suas transformações mineralógicas e texturais, devidas aos sucessivos reequilíbrios paragenéticos, tal como reconhecidos em sua forma atual.

As características texturais e mineralógicas apresentadas pelos tipos petrográficos *foliados* (rochas xistosas, miloníticas, etc.), serão apresentadas posteriormente. Nessas rochas pouco resta das características texturais e mineralógicas originais, com desenvolvimento de feições estruturais, texturais e associações mineralógicas próprias.

Visto que na descrição petrográfica dos diferentes

tipos litológicos constituintes dos complexos será utilizada uma terminologia especial, neste tópico introdutório, tal terminologia e seu significado, serão analisados.

Inicialmente, será apresentada a terminologia relacionada a *cumulatos*, que se aplicará à descrição e caracterização dos tipos petrográficos ígneos reliquiais presentes nos complexos. A classificação e nomenclatura a ser adotada para a designação destes tipos petrográficos será igualmente analisada e comentada.

Neste tópico introdutório, alguns aspectos relacionados aos reequilíbrios pós-ígneos serão também considerados, de forma a introduzir o significado dos termos "corona" e "processo de coronitização", que serão igualmente utilizados na descrição petrográfica das rochas dos complexos.

6.1.1. Cumulatos

As características texturais e mineralógicas apresentadas pelos termos ígneos reliquiais das rochas constituintes dos complexos, tanto na sequência ultramáfica, como na máfica, são compatíveis com as descritas para cumulatos — designação introduzida por Wager *et alii* (1960), aplicada como nome genérico para rochas formadas pela deposição e acúmulo de cristais formados e sucessivamente segregados de uma câmara magmática. A descrição dos termos reliquiais será realizada utilizando tal terminologia, por ser a que melhor expressa as feições texturais e mineralógicas deste tipo de rochas.

Os modelos de formação de rochas cumuláticas, bem como a terminologia e nomenclatura utilizada em sua caracterização, é amplamente analisada e discutida por Wager *et alii* (1960), Wager e Brown (1967), Jackson (1961, 1967, 1971), McCallum *et alii* (1980), e revista por Irvine (1982).

A terminologia a ser utilizada segue, de forma geral, a introduzida por Wager *et alii* (1960), analisada e discutida por Jackson (1967), porém aplicada aqui em caráter essencialmente descritivo, como discutido por Irvine (1982), desvinculando-a do contexto genético originalmente ligado a esses termos.

6.1.1.1. Terminologia

A terminologia utilizada e seu significado são analisadas a seguir.

Na constituição das rochas cumuláticas, distinguem-se os seguintes componentes: *cristais cumulus* (= fase cumulus = minerais cumulus), que representariam as partículas (ou fases) cristalinas que teriam nucleado e se desenvolvido no magma, posteriormente segregadas e depositadas na base da câmara magmática, ou na superfície da pilha de cristais que eventualmente já tiver se desenvolvido. O termo *líquido intercumulus* significa o líquido que envolveria as fases cumulus quando de sua deposição, ocupando os interstícios existentes entre as partículas cumulus. Sua composição não é necessariamente especificada; deve provavelmente ser semelhante à do líquido contemporâneo à cristalização das fases cumulus, porém tal composição pode ser modificada em função do modo de consolidação final da rocha. O termo *material intercumulus* (ou pós-cumulus) é utilizado significando o conjunto de fases minerais (intercumulus ou pós-cumulus) que agora ocupam os interstícios entre as fases cumulus.

Ortocumulatos, *adecumulatos* e *mesocumulatos* são tipos de rochas cumuláticas descritos por Wager *et alii* (1960), com características distintas, interpretadas em função das diferentes formas pelas quais as rochas atingiram sua consolidação final. *Ortocumulatos* correspondem a tipo de rochas cumuláticas nas quais o material intercumulus está presente em grande porcentagem. Nessas rochas distinguem-se fases idiomorfas e subidiomorfas (fases cumulus) englobadas poiquiliticamente por cristais alotriomórficos de natureza distinta daquela das fases cumulus (material intercumulus). Zoneamento, tanto nas fases cumulus como nas intercumulus e feições de reabsorção parcial da fase cumulus, são aspectos geralmente observados. De modo geral, ortocumulatos teriam completado sua solidificação pela cristalização do líquido intercumulus sobre, ou entre, os minerais cumulus. As fases cumulus e o líquido intercumulus original teriam constituído um sistema fechado, al

cançando sua solidificação final por zoneamento, modificação da composição do líquido e abaixamento da temperatura. Adcumulatos representam outro tipo de rochas cumuláticas, formadas essencialmente pelas fases cumulus, não zonadas, contendo pouco ou nenhum material intercumulus. Sua formação seria explicada pelo crescimento (alargamento) da partícula cumulus após sua deposição, por acreção de material de mesma composição à partícula cumulus original. Este mecanismo de crescimento é denominado por Wager *et alii* (1960) de crescimento adcumulático. Um adcumulato completaria sua solidificação a partir do líquido intercumulus o qual permaneceria em comunicação com o reservatório magmático sobrejacente, modificando gradativamente sua composição em resposta a mudanças nos gradientes de concentração, de forma a permitir o alargamento dos cristais cumulus com material de igual natureza, à mesma temperatura, até que o espaço intercumulus seja totalmente preenchido. Neste caso, adcumulatos seriam produzidos em sistemas localmente abertos, possibilitando difusão de componentes. Mesocumulatos seriam rochas com características intermediárias entre orto e adcumulatos. Não há valores fixos para diferenciar entre os três tipos; de modo geral estima-se que ortocumulatos apresentem por volta de 50% em volume ocupado por material intercumulus; adcumulatos, menos de 5% e mesocumulatos, valores intermediários.

6.1.1.2. Critérios de reconhecimento das feições descritas para cumulos aplicados às rochas dos complexos.

Para a interpretação das características ígneas relictuais das rochas dos complexos, foram selecionadas amostras cuja associação mineralógica e feições texturais estivessem preservadas no estágio magmático. Contudo, em amostras portadoras da associação olivina-plagioclásio, o desenvolvimento de coroa de reação entre estas duas fases (a ser analisado no item 6.1.2.) é sistemático, sempre presente, mesmo se em estágio incipiente. Na interpretação das feições ígneas, o efeito deste processo será abstraído.

Os principais critérios baseiam-se na associação mineralógica da rocha e nas relações texturais entre as fases minerais participantes da associação, principalmente o hábito.

De reconhecimento relativamente direto, é a distinção entre rochas com características tendendo a adcumulatos ou a ortocumulatos.

Adcumulatos apresentam normalmente mineralogia simples e são constituídos por fases minerais com pouco ou nenhum zoneamento. Nessas rochas é difícil discernir fases cumulus e intercumulus pois, em princípio, não há diferença entre elas. De certa forma, as feições texturais de adcumulatos são bastante restritas e mais interpretativas, caracterizando-se, dentro de sequências cumuláticas, pela ausência do conjunto de feições presentes em ortocumulatos. O hábito apresentado nessas rochas pelos cristais que correspondem às fases cumulus originais, alargadas por material de mesma natureza, pode ser em parte modificado pelo crescimento adcumulático, perdendo parte das características euedrais. Também, devido ao crescimento adcumulático, o contato entre os grãos passa a ser por interferência, gerando contatos entre as fases semelhantes aos descritos para texturas granoblásticas.

Ortocumulatos, por outro lado, apresentam mineralogia mais complexa, ocorrendo fases minerais com hábitos marcadamente contrastantes. As fases minerais com hábitos euedrais a subeuedrais são interpretadas como fases cumulus, e correspondem às fases de maior temperatura na associação. Associa - das a estas, ocorrem fases com hábitos totalmente anedrais, frequentemente desenvolvendo extensos cristais poiquilíticos, que englobam as fases cumulus, como que moldando-se nos interstícios existentes, e correspondendo às fases constituintes do material intercumulus. Nessas rochas é comum observar-se tanto feições de reabsorção parcial da fase cumulus, como a presença de zoneamento na fase cumulus. No caso de minerais zonados, a parte central não zonada (fase cumulus), geralmente conserva as características euedrais; as bordas zonadas são consideradas material intercumulus, e tendem a modificar a forma original do cristal.

Na suite de rochas estudadas, há tipos litológicos geralmente ortocumuláticos, com variações adcumuláticas, e se quências normalmente adcumuláticas com variações tendendo a ortocumulatos. Podem portanto existir termos intermediários, que nada fazem que refletir variações no conteúdo de material intercumulus (variações a mesocumulatos).

6.1.1.3. Classificação e nomenclatura

"... Few igneous rocks have generated as much seman tic confusion as those from layered intrusions" (McCallum , et alii, 1980, pg. 64).

A análise de trabalhos que abordam o problema da classificação e nomenclatura de rochas cumuláticas (Wager et alii, 1960; Jackson, 1967; McCallum et alii, 1980; Irvine , 1982, entre outros), revela não haver ainda consenso entre os diversos pesquisadores, a respeito da classificação e da no - menclatura mais apropriada na designação das rochas cumuláti - cas.

O fato deve-se à própria natureza dessas rochas , considerando-se que a composição das fases cumulus e intercu - mulus, é, em primeira instância, independente. Variações alea tórias na porcentagem relativa entre partículas cūmulus e ma terial intercumulus, associadas a possíveis variações na natu reza e nas porcentagens relativas dos minerais que constituem o material intercumulus, podem produzir tipos petrográficos que, em termos classificatórios modais, recebem diferentes de signações.

Admitamos, por exemplo, uma rocha cumulática, cons tituída por olivina, como fase cumulus, tendo clinopiroxênio, ortopiroxênio e plagioclásio como minerais constituintes do material intercumulus.

Tendo-se em mente que as rochas cumuláticas podem apresentar variações desde tipos adcumuláticos até ortocumulá ticos, e que tais variações podem ser observadas em pequena es cala, tal rocha, em termos classificatórios modais, poderá ser

designada, por exemplo, pelos seguintes nomes (nomenclatura segundo Streckeisen, 1973):

- a) se a secção analisada apresentar características adcumuláticas, tal rocha será designada por *dunito*;
- b) se, na secção analisada, o plagioclásio intercumulus estiver ausente ou em percentagem inferior a 10%, tal amostra poderá ser denominada de *harzburgito* (caso a secção apresente essencialmente ortopiroxênio como fase intercumulus); de *werhlito* (caso o clinopiroxênio seja a fase intercumulus presente), ou de *lherzolito* (se a secção apresentar ambos os piroxênios como material intercumulus em percentagem aproximadamente semelhante);
- c) se o plagioclásio ocorrer na amostra como fase intercumulus significativa (acima de 10%), tal rocha pertenceria, por exemplo, ao grupo dos mela-gabros.

Tendo em vista a pluralidade de nomes gerada a partir de classificações estritamente modais, alguns autores propuseram outros critérios classificatórios, como o de designar a rocha em função da natureza da(s) fase(s) cumulus, acrescida do termo cumulado. No exemplo acima, tal rocha seria designada por *olivina cumulado*. Porém, como o termo *olivina cumulado* não se enquadra dentro do conjunto de nomes que constituem a nomenclatura usual de rochas ígneas, alguns autores propõem manter o critério classificatório, isto é, a natureza das fases cumulus, e designar a rocha essencialmente em função dessa natureza denominando-a, porém, pela nomenclatura proposta pela IUGS (Streckeisen, 1973). No exemplo em pauta, tal rocha seria simplesmente denominada de *dunito* (por ser olivina, a única fase cumulus).

Este exemplo demonstra a problemática subjacente na designação específica desse tipo de rochas. É a esta pluralidade de nomes a que McCallum *et alii* (1980) se referem, na citação transcrita no início do item 6.1.1.3.

Neste texto será adotada a classificação e nomenclatura abaixo discutida, que nos pareceu a mais apropriada de forma a conciliar a natureza cumulática das rochas ígneas re-

liquiares presentes nos complexos e os nomes convencionalmente utilizados na designação de rochas ígneas (seguindo a nomenclatura de Streckeisen, 1973). Dois critérios foram simultaneamente utilizados e encontram-se abaixo discutidos e enumerados abaixo.

Critério 1 - Designação das rochas em termos cumuláticos.

As rochas ígneas reliquiares foram inicialmente classificadas em função da natureza das fases cumulus. Cada tipo de rocha cumulática foi então classificada e nomeada através da indicação do(s) nome(s) da(s) fase(s) cumulus que a constituem, acrescido do termo cumulado (no exemplo acima, tal rocha seria designada como olivina cumulado).

Critério 2 - Designação em termos modais

De modo a correlacionar a designação da rocha em termos cumuláticos (item 1) com seu nome em termos classificatórios modais, foram aplicados os seguintes critérios:

- 2.a. Os diferentes tipos de rochas cumuláticas acima caracterizados foram agrupados em cumulos ultramáficos (quando portadores de fases cumulus de natureza essencialmente máfica) e em cumulos máficos (quando portadores de fases cumulus de natureza máfica e félsica). Para os cumulos ultramáficos adotou-se a nomenclatura convencional de rochas ultramáficas; para os cumulos máficos, a nomenclatura convencional de rochas ígneas máficas (independentemente do índice de coloração apresentado pela rocha cumulática, critério classificatório utilizado na classificação de Streckeisen, 1973). No exemplo em pauta, o olivina cumulado seria designado em função da porcentagem modal de seus constituintes, adotando-se, porém, nomenclatura de rochas ultramáficas. Isto porque a única fase cumulus é de natureza máfica.
- 2.b. Para cada tipo de rocha cumulática, caracterizada em (1), foram realizadas análises modais de várias amostras representativas de mesmo tipo cumulático. O resultado dessas análises foi projetado em diagramas classificatórios

convencionais de rochas ultramáficas, caso a rocha correspondesse a cumulo ultramáfico; ou de rochas máficas, caso a rocha correspondesse a cumulo máfico, conforme analisado em (2.a.).

- 2.c. As várias análises modais de mesmo tipo de rocha cumulática, quando projetadas em diagrama classificatório apropriado, normalmente apresentaram certa dispersão, não se concentrando em um só campo classificatório devido aos fatores já analisados no exemplo apresentado no início do item 6.1.1.3. Em termos classificatórios modais, diferentes nomes poderiam ser selecionados para um mesmo tipo de rocha cumulática. Do conjunto de possíveis nomes, selecionou-se o mais representativo do tipo de rocha cumulática analisado, isto é, o mais frequentemente observado. Este nome passou a ser adotado como nome genérico representativo de um conjunto de tipos petrográficos que, embora em termos modais possam ter diferentes designações, pertencem a um mesmo tipo de rocha cumulática.

No presente texto, os termos ígneos reliquiais se não referidos e designados conforme os nomes resultantes da aplicação dos critérios (1) e (2). Seus respectivos equivalentes recristalizados serão diferenciados pelo prefixo meta.

6.1.2. Coronas

Alguns aspectos relativos aos reequilíbrios pós-ígneos serão analisados neste tópico introdutório, por serem importantes para a descrição petrográfica a ser apresentada, especificamente os relacionados ao conceito e significado dos termos *corona* e *processo de coronitização*, abaixo analisados.

A presença de coronas é reconhecida em praticamente todas as rochas constituintes do complexo, portadoras da associação olivina-plagioclásio.

Inúmeras descrições de "coroas de reação" (coronas) em rochas de composição máfica e/ou ultramáfica, com as mesmas características das reconhecidas nas rochas dos complexos em

estudo (descritas a partir do item 6.2.), são encontradas na literatura geológica, em trabalhos específicos, destacando-se os de Shand (1945), Murthy (1958), Mason (1967), Grieve e Gittins (1975), Esbensen (1978), Lamoen (1979), entre outros.

Independente dos aspectos ainda polêmicos (de caráter químico e genético, a serem analisados no capítulo 9) um ponto importante, diretamente relacionado à descrição petrográfica a ser apresentada, é o fato de existir consenso entre os diversos autores que este tipo de "coroas de reação" forma-se por processos sub-solidus. Segundo os diversos autores, a associação mineralógica e os aspectos texturais apresentados por essas "coroas de reação", excluem sua formação a partir de processos ígneos propriamente ditos, isto é, por reação entre cristal e líquido magmático. Murthy (1958) propõe a aplicação do termo "corona" visando especificar as "coroas de reação" formadas por processos "sub solidus", de forma a diferenciá-las das bordas de reação de origem ígnea.

Neste texto, o termo corona será então adotado conforme o conceito introduzido por Murthy (1958), aplicado na descrição de coroas de reação formadas por processos pós-ígneos, sub-solidus, em concordância com as opiniões emitidas pelos diversos pesquisadores.

Ao processo formador de coronas designou-se, neste texto, de processo de coronitização, haja vista a constância da formação de coronas (presentes em praticamente todas as amostras portadoras da associação olivina-plagioclásio), e o caráter repetitivo das características mineralógicas e texturais apresentadas pelas coronas, quer em rochas máficas, quer em rochas de natureza ultramáfica.

Nas amostras analisadas, o processo de coronitização (expressão da instabilidade da associação olivina-plagioclásio em estágios pós-ígneos) apresenta desde estágios incipientes, até estágios mais evoluídos, e parece prosseguir até que uma das fases, olivina ou plagioclásio, seja totalmente eliminada da associação.

Na descrição petrográfica a seguir, as coronas que ocorrem nos diferentes tipos litológicos portadores desta fei

ção serão tratadas pormenorizadamente, com a análise detalhada das transformações que se processam com a evolução do processo de coronitização.

6.2. Mangabal I - Caracterização petrográfica

A caracterização dos tipos petrográficos constituintes do complexo de Mangabal I baseia-se no estudo de amostras de superfície e de amostras de testemunhos de sondagem dos furos de n^{os} 15, 16 e 26.

No mapa de locação de amostras (Fig. 4), encontra-se indicado o ponto de coleta de amostras selecionadas, bem como o ponto de locação dos furos de sondagem realizados na área. Cada sondagem encontra-se especificada por sua numeração (furos 15, 16 e 26) e por sua respectiva inclinação (N, sondagem inclinada para norte; S, para sul).

Descrição pormenorizada das seqüências litológicas atravessadas pelos furos de sondagem, bem como da amostragem realizada para cada furo, encontra-se apresentada nas Figs. 5, 6 e 7, para as sondagens de n^{os} 15, 16 e 26, respectivamente.

No texto, a citação do quimismo mineral tem caráter genérico. O conjunto de análises químicas das fases minerais analisadas é apresentado no final da descrição petrográfica de cada tipo litológico, respectivamente.

A seqüência seguida na apresentação dos diferentes tipos petrográficos, segue a exposta à pg. 40.

Fig.4 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS DO COMPLEXO DE MANGABAL-I

Fig. 5 - DESCRIÇÃO DO FURO 15 - MANGABAL I

FIG. 5 - Descrição da sondagem de nº 15 - Mangabal I

Na figura encontra-se esquematizada a sequência atravessada pelo furo 15, com a especificação dos tipos litológicos presentes e da amostragem realizada.

Nesta figura encontra-se também incluída a indicação das amostras para as quais foram realizadas análises químicas minerais. Alguns dados químicos de fases minerais referentes a amostras de tipos petrográficos ígneos, reliquiais, encontram-se especificados, sendo que esses dados, quando incluídos em coluna hachurada, referem-se à composição química de fases cumulus e, quando em coluna não hachurada, à composição química de fases intercumulus.

Fig. 6 - DESCRIÇÃO DO FURO 16 - MANGABAL I

FIG. 6 - Descrição da sondagem de nº 16 - Mangabal I

Na figura encontra-se esquematizada a sequência atravessada pelo furo 16, com a especificação dos tipos litológicos presentes e da amostragem realizada.

Demais convenções, conforme descrito na legenda da Fig. 5.

Fig. 7 - DESCRIÇÃO DO FURO 26 - MANGABAL I

FIG. 7 - Descrição da sondagem de nº 26 - Mangabal I

Na figura encontra-se esquematizada a sequência atravessada pelo furo nº 26, com a especificação dos tipos litológicos presentes e da amostragem realizada.

Demais convenções, conforme legenda da Fig. 5.

6.2.1. Classificação geral dos tipos petrográficos ígneos reliquiais em função da natureza das fases cumulus (rochas não foliadas).

As rochas constituintes desse complexo foram classificadas em dois tipos principais de cumulatos em função da natureza dos minerais cumulus, a saber:

- a) cumulatos ultramáficos
- b) cumulatos máficos

a) Os cumulatos ultramáficos englobam todas as rochas que apresentam como fase cumulus principal, característica, a olivina magnesiânica. Nestes cumulatos é comum a presença de cromo-espinélio como fase cumulus associada. Nas amostras analisadas, essa fase ocorre em quantidades subordinadas (estimada em 2 a 3% em volume), longe de constituir a fase cumulus principal (cromititos) como ocorre em alguns complexos estratiformes descritos na literatura (Irvine, 1975, Cameron, 1977).

Estes cumulatos serão designados genericamente como *olivina-cromo espinélio cumulatos*.

b) Nos cumulatos máficos o plagioclásio participa como fase cumulus normalmente em porcentagens elevadas, da ordem de 50-60% em volume. Dois tipos de cumulatos máficos foram diferenciados em função da fase cumulus associada ao plagioclásio, a saber:

- b.1. *Olivina-plagioclásio cumulatos*, caracterizados por apresentarem olivina magnesiânica e plagioclásio como fases cumulus,
- b.2. *Piroxênio-plagioclásio cumulatos*, caracterizados por apresentarem piroxênio e plagioclásio como fases cumulus.

Estes constituem os principais tipos de cumulatos reconhecidos na área, que serão analisados em maiores detalhes na descrição petrográfica subsequente.

Além desses tipos de cumulatos, há ainda ocorrências restritas na área, de lentes de rochas constituídas por minerais opacos (óxidos). Tais litologias sugerem a existência

de níveis nos quais as principais fases cumulus são óxidos e não silicatos. Contudo, essas rochas têm distribuição muito limitada e encontram-se muito transformadas. A análise à luz refletida indica serem predominantemente constituídas de ilmenita (que deve constituir a fase cumulus) com lamelas de exsolução de hematita e, como fase intercumulus, titanomagnetita, e alguma fase silicatada não identificada.

6.2.2. Olivina-cromo espinélio cumulatos (cumulatos ultramáficos) e posteriores transformações.

Nesses cumulatos a olivina magnesiânica constitui a fase cumulus principal, acompanhada por cromo-espinélio, em porcentagem muito subordinada (2 a 3%), variável de amostra para amostra.

De modo geral ocorrem desde adcumulatos até ortocumulatos ultramáficos, existindo as diversas gradações entre esses dois extremos; sendo que os mais comuns são de rochas tendendo a ortocumulatos.

O material intercumulus é geralmente representado por piroxênios (ortopiroxênios e clinopiroxênios) e plagioclásio, que ocorrem em porcentagens relativas bastante variáveis. Comumente, o plagioclásio é a fase intercumulus mais abundante.

Análises modais foram efetuadas em amostras selecionadas, portadoras de maior número de feições reliquiais, de forma a permitir a representação destes cumulatos em diagramas classificatórios. As análises modais constam da Tabela nº 2 e encontram-se representadas na Fig. 8, em função das porcentagens relativas de olivina, piroxênios e plagioclásio.

Conforme se observa na Fig. 8, muitas amostras, em termos modais, fogem da classificação de ultramáficas, tendendo a mela gabros. Este problema advém essencialmente da maior ou menor quantidade de plagioclásio intercumulus, como já discutido no item 6.1.1.3.

TABELA 2
ANÁLISES MODAIS DE OLIVINA-CROMO-ESPINÉLIO CUMULATOS DE MANGABAL I

Amostra	Olivina	Ortopiroxênio intercumulus	Clinopiroxênio intercumulus	Plagioclásio intercumulus	Ortopiroxênio coronítico	Anfibólio coronítico	Cromo espinélio	Opacos
26/16	49,5	4,1	5,7	11,1	6,8	20,6	0,8	1,4
26/21	53,4	12,2	4,9	10,1	4,6	12,6	1,2	1,0
15/1	78,0	8,0	1,0	-	2,0	9,0	1,5	0,5
15/3	82,7	2,5	-	2,9	3,1	6,1	1,6	1,1
15/4	71,3	6,7	-	11,4	5,8	1,9	2,1	0,8
15/6	62,4	6,5	-	10,4	4,9	14,1	1,7	-
15/2	78,0	5,0	3,0	2,1	2,0	6,4	1,5	2,0
16/9	83,0	4,1	1,0	1,9	1,4	6,6	1,5	0,5

FIG. 8 - Análises modais de olivina cromoespinélio cumulos projetada em diagrama classificatório de Streckeisen (1973).

6.2.2.1. Peridotitos feldspáticos (olivina-cromo espinélio cumulatos).

De forma a uniformizar a terminologia para designar este tipo de cumulatos e conciliar seu caráter de cumulado ultramáfico à nomenclatura indicada pelos dados modais, esse tipo petrográfico será denominado genericamente de *peridotito feldspático*, visto ser constituído, de forma geral, por olivina e cromo espinélio, por piroxênios (ortopiroxênios e/ou clinopiroxênios) em porcentagens sempre subordinadas à da olivina, e por feldspato (plagioclásio), fase intercumulus frequente e abundante. O termo mela gabro não será utilizado, por obscurecer o caráter ultramáfico intrínseco das rochas constituintes dessa litologia.

Os peridotitos feldspáticos, acima definidos, são rochas de granulação fina, isótropas, ultramelanocráticas, com variações a melanocráticas em função da porcentagem de plagioclásio intercumulus presente na rocha.

Neste tipo petrográfico a olivina constitui a fase cumulus principal, ocorrendo sob a forma de cristais ovalados de dimensões variáveis, normalmente entre 1 e 3 mm, podendo alcançar maiores dimensões. Em tipos mais adcumuláticos seu hábito pode ser modificado, gerando limites por interferência entre os grãos (Fotomicrografia 3). Em tipos mais ortocumuláticos, com abundante material intercumulus, é comum os cristais de olivina apresentarem bordas reentrantes quando englobadas por piroxênios intercumulus, indicando reação pós cumulus entre a fase cumulus e o líquido intercumulus (Fotomicrografia 4). Na sequência ultramáfica, a olivina apresenta composições variando em torno de Fo80 (Fo82 a Fo77), não apresentando zoneamento. Análises químicas desta fase encontram-se na Tabela 3A, conforme o tipo petrográfico especificado na Tabela 3.

O espinélio cromífero ocorre normalmente em pequenos cristais arredondados, às vezes com tendências euedrais. Este mineral ocorre tanto incluso em olivina, como entre os cristais de olivina, imerso no material intercumulus. Os cromo espinélios inclusos em olivina (Fotomicrografia 2) são ge-

ralmente opacos e com dimensões (0,05 a 0,02 mm) menores que os inclusos no material intercumulus (0,1 a 0,2 mm). Neste caso tendem a apresentar-se translúcidos, com coloração casta - nho-avermelhada (Fotomicrografia 2 e 6). A variação de composição química dos cromo espinélios pode ser observada na tabela 3B, conforme o tipo petrográfico especificado na Tabela 3.

As fases intercumulus apresentam-se geralmente sob a forma de extensos cristais anedrais que englobam poiquiliticamente vários cristais da fase cumulus atingindo dimensões sub centimétricas, bem evidenciadas em tipos ortocumulatos (Fotomicrografia 1 e 4).

Piroxênios apresentam forte coloração acastanhada provavelmente devida a diminutas inclusões de minerais opacos. Ortopiroxênios apresentam composições no campo das bronzitas, e clinopiroxênios, de augitas magnesianas. Análises químicas dessas fases encontram-se listadas nas tabelas 3C e 3D, respectivamente, conforme o tipo petrográfico especificado na Tabela 3.

O plagioclásio, fase intercumulus mais frequente, também ocorre de forma poiquilítica, apresentando composição em torno de An_{64} , podendo ter seu quimismo modificado pelo desenvolvimento, mesmo que incipiente, das coronas. As análises químicas de plagioclásios constam da Tabela 3E.

Em algumas amostras reconhece-se a presença de flogopita, também com características de fase intercumulus. Análises químicas desta fase constam da Tabela 3 - K, conforme especificado na Tabela 3.

Sulfetos (pentlandita e pirrotita, com calcopirita subordinada) ocorrem como fases associadas, em porcentagens bastante subordinadas. A presença de ilmenita como fase intercumulus, é também observada nas amostras desta litologia.

Mesmo em amostras nas quais os caracteres ígneos encontram-se mais preservados, podem ser reconhecidas evidências de transformações pós ígneas, mesmo que incipientes, como é o caso das coronas entre olivina e plagioclásio (Fotomicrografia 2).

Serpentinitização parcial, incipiente, de olivinas,

Fotomicrografia 1 - Amostra 15/6. Peridotito feldspático

Aspectos texturais gerais, mostrando cristais de olivina e de cromo espinélios (fases cumulus) imersos em cristal poiquilítico de plagioclásio (material intercumulus). A coronitização é incipiente, sendo porém já reconhecíveis as duas faixas coroníticas.

Polarizadores parcialmente cruzados. Aumento 25 x.

Fotomicrografia 2 - Amostra 15/6. Peridotito feldspático

Detalhe da corona que se desenvolve entre olivina e plagioclásio, ainda em estágio incipiente. Cristal de olivina com cristais de cromo espinélio inclusos (opacos). Bordejando a olivina, as duas faixas coroníticas.

Polarizadores parcialmente cruzados. Aumento 128 x.

Fotomicrografia 3 - Amostra 15/6. Peridotito feldspático

Outro aspecto textural de mesma amostra, em parte da secção com feições adcumuláticas. Vários cristais de olivina apresentam-se em contato mútuo, gerando limites por interferência, decorrentes de crescimento adcumulático.

Polarizadores parcialmente cruzados. Aumento 50,4 x.

Fotomicrografia 4 - Amostra 15/6. Peridotito feldspático.

Vários cristais de olivina e cromo espinélios (fase cumulus), imersos em cristal poiquilítico de piroxênios (ortopiroxênio), que constitui, nesta parte da secção, o material intercumulus. Notar a coloração acastanhada do piroxênio, e os contatos reentrantes da olivina em contato com o piroxênio, indicando relação de reação entre estas duas fases. Os opacos são cromo espinélios.

Polarizadores descruzados. Aumento 39 x.

1

2

3

4

pode ser observada ao longo de fraturas nesse mineral, assim como efeitos de alteração do plagioclásio, com fraturas de expanção relacionadas à serpentinitização.

6.2.2.2. Meta peridotitos coroníticos

Meta peridotitos a espinélio

A formação de coronas a partir de peridotitos feldspáticos é muito favorecida visto a olivina constituir fase cumulus principal e o plagioclásio ser fase intercumulus frequente e abundante. O contato mútuo entre estas duas fases é assim favorecido nesta litologia.

Este processo, expressão da instabilidade da associação olivina-plagioclásio, estende-se até a exaustão do plagioclásio visto a olivina ser a fase em excesso neste tipo litológico.

Nas amostras analisadas a sequência do processo de coronitização pode ser acompanhada, desde a fase incipiente, até a total eliminação do plagioclásio da paragênese.

De forma a diferenciar os tipos petrográficos que ocorrem neste estágio de reequilíbrio mineralógico, serão de nominados de *meta peridotitos coroníticos*, os tipos petrográficos que apresentam estágios de coronitização desde incipientes até mais evoluídos, porém ainda com plagioclásio na associação. Neste caso, o processo não evoluiu totalmente, havendo ainda produtos e reagentes na associação. O termo *meta-peridotito a espinélio* (referindo-se ao espinélio verde da série espinélio-hernicita, formado por este processo, independentemente da presença de cromo-espinélio), será utilizado para designar os tipos petrográficos resultantes da evolução total deste processo, que leva a formação de paragêneses com espinélio verde e sem plagioclásio.

Iniciando com o desenvolvimento de pequena borda, cujos componentes não são bem identificados, a coroa gradativamente se desenvolve, com a formação e caracterização das duas camadas que a constituem (Fotomicrografia 5): a camada mais interna, constituída de pequenos prismas de ortopiroxênios, e a segunda camada, que se inicia em contato com o ortopiroxênio da primeira camada, estendendo-se para o plagioclá -

sio, constituída de anfibólio incolor a verde claro, de composição pargasítica, com intercrescimentos simplectíticos de espinélio verde claro (Fotomicrografia 6 e 8). No final do processo, o lugar ocupado originalmente pelo plagioclásio, passa a ser preenchido por um agregado de pequenos cristais de anfibólio, granulares ou fibrosos, incolores a levemente esverdeados, carregados de inclusões vermiculares de espinélio verde simplectítico. Envolvendo a olivina, uma pequena borda de ortopiroxênios prismáticos a separa do anfibólio simplectítico (Fotomicrografia 9 e 10). Durante o desenvolvimento das coronas nota-se que o espinélio é mais abundante próximo à interface anfibólio-plagioclásio, isto é, ele se concentra preferencialmente na faixa de anfibólio mais próxima ao plagioclásio (Fotomicrografia 8). Em amostras nas quais o processo de coronitização evoluiu até completo esgotamento do plagioclásio, o espinélio chega a constituir uma fase individualizada, liberado do anfibólio, ocorrendo como pequenos grãos arredondados, verdes, isótipos, concentrando-se principalmente nas zonas de coalescência das coronas (Fotomicrografias 11 e 12). Essas amostras apresentam a associação ortopiroxênios granulares, em torno da olivina; anfibólios, em cristais de dimensões discretas e liberados das inclusões simplectíticas; o espinélio verde, como que "exsolvido" do anfibólio, em pequenos grãos. A presença de carbonato (dolomita) é geralmente observada nestas amostras (Fotomicrografia 12). A associação espinélio verde-dolomita-ortopiroxênio-anfibólio pargasítico e, às vezes, magnetita, é comumente observada nas partes mais externas da coroa, particularmente nas zonas de coalescência de diversas coronas.

O desenvolvimento de pequenas coronas em torno de cromo espinélios e ilmenitas é às vezes reconhecida. De difícil observação, devido às pequenas dimensões, parece ser constituída por hornblenda acastanhada. Esta feição é bastante restrita, ocorrendo somente em algumas amostras.

No final do processo a seguinte paragênese é observada: olivina magnesiana (fase em excesso na rocha original); ortopiroxênios coroníticos, produtos do processo de coronitização, assim como anfibólio pargasítico e espinélios verdes (simplectíticos ou individualizados).

Fotomicrografia 5 - Amostra 26/16

Metaperidotito coronítico. Aspecto textural geral da evolução do processo coronítico. Os diversos cristais de olivina englobados em plagioclásio poiquilítico apresentam, ao seu redor, as coronas, que gradativamente consomem o plagioclásio da associação.

Polarizadores descruzados. Aumento 20 x.

Fotomicrografia 6 - Amostra 26/16

Meta peridotito coronítico - detalhe da corona.

Cristais de olivina, com cromo espinélios inclusos, bordejados pelas camadas coroníticas. A primeira camada, junto à olivina, é constituída por cristais prismáticos de ortopiroxênio; a segunda, de anfibólio pargasítico e espinélio verde simplectítico, que inicia em contato com a primeira camada e se estende, adentrando o plagioclásio, cujos restos podem ainda ser observados (mineral acastanhado no centro da foto).

Polarizadores descruzados. Aumento 200 x.

Fotomicrografia 7 - Amostra 26/16

Metaperidotito coronítico. Parte da amostra na qual ocorre ortopiroxênio como fase intercumulus, em vez de plagioclásio. Neste caso não ocorre nenhuma reação sub sólidos entre olivina e piroxênio.

Polarizadores parcialmente cruzados. Aumento 20 x.

Fotomicrografia 8 - Amostra 26/16

Detalhe da corona em metaperidotito coronítico. A olivina, cristal no canto NW, é bordejada pela camada de ortopiroxênio coronítico, após a qual ocorre a faixa de anfibólio simplectítico, carregada de inclusões vermiculares de espinélio, que ressaltam por diferenças de relêvo. Notar a concentração do espinélio verde nas porções mais externas da faixa de anfibólio coronítico.

Polarizadores parcialmente cruzados. Aumento 156 x.

5

6

7

8

Fotomicrografia 9 - Amostra 26/15

Metaperidotito a espinélio. Aspectos texturais gerais de meta peridotito a espinélio. Cristais de olivina e cromo espinélio disseminados em matriz constituída por material coronítico (ortopiroxênio bordejando a olivina, e anfibólio com intercrescimentos simplectíticos de espinélio). Não há plagioclásio nesta amostra. Polarizadores descruzados. Aumento 20 x.

Fotomicrografia 10 - Amostra 26/15

Detalhe da fotomicrografia anterior, ressaltando a constituição de material coronítico. Polarizadores descruzados. Aumento 50,5 x.

Fotomicrografia 11 - Amostra 26/15

Detalhe de parte da corona, mostrando a concentração de espinélio verde nas zonas de coalescência entre coronas. Nestas amostras o espinélio é facilmente reconhecível, formando "cordões" de espinélios verdes granulares nas junções das coronas. Polarizadores descruzados. Aumento 250 x.

Fotomicrografia 12 - Amostra 26/15

Detalhe da associação mineralógica em metaperidotitos a espinélio. Espinélio verde, em grãos individualizados; dolomita, em cristais com clivagens romboédricas (associada a espinélio verde); anfibólio incolor e ortopiroxênio (pequenos grãos de relêvo mais alto, junto ao carbonato). Polarizadores descruzados. Aumento 39 x.

9

10

11

12

As demais fases, ortopiroxênios e/ou clinopiroxênios intercumulus, caso presentes originalmente na rocha, continuam como tais (Fotomicrografia 7). Plagioclásio é a fase totalmente eliminada da associação. A esta paragênese, acrescenta-se a presença de dolomita nas amostras com total evolução do processo de coronitização.

Texturalmente, abstraindo-se a substituição do plagioclásio pelo material coronítico, as rochas apresentam características muito semelhantes às rochas ígneas das quais se derivaram.

As análises químicas de minerais de amostras representativas de meta peridotitos coroníticos e de meta peridotitos a espinélio encontram-se relacionadas na Tabela 3.

Na Tabela 13 encontra-se listada a análise química de rocha total representativa de meta peridotito coronítico (amostra 10.6).

6.2.2.3. Meta peridotitos a clorita

Os meta peridotitos a clorita caracterizam-se por apresentar a seguinte associação mineralógica: olivina magnesiânica, clorita magnesiânica, anfibólios incolores a levemente esverdeados, ortopiroxênio e minerais opacos, com ausência de plagioclásio e espinélio verde na associação.

Evidências texturais e mineralógicas apresentadas pelas diversas amostras deste tipo petrográfico, indicam que os meta peridotitos a clorita derivam-se dos meta peridotitos coroníticos, ou a espinélio (Fotomicrografias 13 e 14).

As olivinas já existiam na associação original. Sua persistência na nova paragênese, bem como a natureza das fases minerais associadas, indicam ser, a olivina, uma fase estável nessa nova associação. Análises químicas de olivinas em meta peridotitos a clorita encontram-se listadas na Tabela 3A, conforme especificado na Tabela 3.

A clorita magnesiânica desenvolve-se sob a forma de pequenas placas milimétricas dispostas caoticamente, mais abundantes nas áreas antes ocupadas pelo material coronítico. Um

aspecto peculiar é o seu desenvolvimento preferencial nas zonas que deveriam corresponder, nos meta peridotitos coroníticos ou a espinélio, às zonas de coalescência das coronas, que são justamente as áreas nas quais concentrava-se o espinélio verde.

Conforme indicado pelas análises químicas dessa fase mineral listadas na Tabela 3H. a clorita magnesiânica presente nessa associação corresponde ao termo clinoclóro.

Os anfibólios apresentam-se sob a forma de agregados granulares de pequenos cristais não orientados, incolores a levemente esverdeados, tendendo, às vezes, a microporfiroblastos. Neste tipo petrográfico apresentam-se totalmente livres das inclusões simplectíticas de espinélio verde (fase ausente nesta associação), fases intimamente associadas nos meta peridotitos coroníticos ou a espinélio.

Análises químicas (listadas na Tabela 3I) indicam que os anfibólios presentes nos meta peridotitos a clorita, apresentam composições químicas variáveis, de hornblenda paragonítica a magnésio hornblenda.

Dois tipos de ortopiroxênios podiam ser distinguidos nos meta peridotitos coroníticos, ou a espinélio: os ortopiroxênios granulares, formados pelo processo de coronização, e os ortopiroxênios de derivação ígnea, poiquilíticos, acastanhados. Nos meta peridotitos a clorita, os ortopiroxênios granulares não apresentam mais sua distribuição original, ocorrendo em porcentagem bastante reduzida (indicando terem sido consumidos na formação da clorita), e ocorrem disseminados na massa de anfibólio-clorita.

Os ortopiroxênios de derivação ígnea, originalmente com forte coloração acastanhada, apresentam-se recristalizados, livres de quaisquer inclusões, com tonalidades levemente rosadas. Não há sinais de alteração (talcificação ou serpentinização) nestes minerais. Análises químicas de ortopiroxênios em meta peridotitos a clorita encontram-se listadas na Tabela 3J.

Os clinopiroxênios eventualmente existentes na paragonese original apresentam-se totalmente transformados em agregados de anfibólios, pontilhados de minerais opacos prova

velmente derivados das inclusões existentes no clinopiroxênio original.

No que concerne aos cromo espinélios presentes nos tipos petrográficos dos quais os meta peridotitos a clorita se derivaram, nota-se que, quando inclusos em olivinas, permanecem com feições semelhantes às originais. Os cromo espinélios externos às olivinas, originalmente translúcidos com coloração castanho avermelhada, não são mais reconhecidos.

Na associação desenvolvida neste tipo petrográfico ocorrem minerais opacos com morfologia semelhante àquela apresentada pelos cromo espinélios externos às olivinas, sendo possível que estas fases opacas correspondam a "ferrit-cromit", termo introduzido por Spangerberg (1943, in Beeson e Jackson, 1969, pg. 1084) para substâncias de composição intermediária, entre cromita e magnetita, indicando cromo espinélios nos quais ocorreu a substituição dos componentes Mg e Al^3 por Fe^{2+} e Fe^{3+} . A transformação de cromo espinélio em "ferrit-cromit" é comumente citada em rochas desta natureza (Beeson e Jackson, 1969; Hamlyn, 1975; Bliss e MacLean, 1975).

As análises químicas de minerais de meta peridotitos a clorita encontram-se relacionadas na Tabela 3, com a indicação das amostras analisadas.

Análises químicas de rocha total de amostras representativas de meta peridotitos a clorita encontram-se listadas na Tabela 13.

6.2.3. Olivina-plagioclásio cumulatos (cumulatos máficos) e posteriores transformações.

Os olivina-plagioclásio cumulatos caracterizam-se por apresentar plagioclásio e olivina magnesiânica como fases cumulus.

O material intercumulus ocorre em porcentagens variáveis e é constituído geralmente por piroxênios (ortopiroxênios e clinopiroxênios), que se desenvolvem como extensos cristais anedrais, poiquilíticos, como que moldando-se entre as fases cumulus. O plagioclásio apresenta-se normalmente zonado,

Fotomicrografia 13 - Amostra 26/14

Metaperidotito a clorita. Aspectos texturais gerais de meta peridotitos a clorita. Os cristais de olivina (relevo maior, brancos) ocorrem disseminados em matriz constituída predominantemente de anfibólios incolores a levemente esverdeados, e de cristais caóticos de clorita magnesiана. Ortopiroxênios granulares bordejam os cristais de olivina. Os cristais granulares opacos devem corresponder a "ferrit-cromit", conforme exposto no texto.

Polarizadores descruzados. Aumento 20 x.

Fotomicrografia 14 - Amostra 26/14

Metaperidotito a clorita (detalhe). Detalhe da fotomicrografia 13, destacando a associação mineralógica de meta peridotitos a clorita: olivinas (às vezes ainda com cromo espinélio incluído), ortopiroxênios, em cristais granulares bordejando a olivina ou disseminados na massa de anfibólios a cloritas; clorita magnesiана, em placas disseminadas caoticamente e anfibólios incolores a levemente esverdeados, em agregados granulares que constituem a maior parte da matriz desta rocha.

Polarizadores descruzados. Aumento 50,4 x.

13

14

TABELA 3
AMOSTRAS E FASES MINERAIS ANALISADAS EM PERIDOTITOS FELDSPÁTICOS, META PERIDOTITOS CORONÍTICOS, A ESPINÉLIO E CLORÍTICOS

Amostra	Tipo petrográfico	Olivina+	Cromo+ espinélio	Opx i	Cpx i	Plag	Opx c	Anf c	Espinélio c	Clor	Anf	Opx	Mica	Ilmenita	Magnetita	Sulfetos
26/21	peridotito feldspático coronítico incipiente	x	o	x	x	x	x	o	o							
15/4	Idem	x	o	-	-	x	o	o	o							
16/9	Idem	x	o	x	x	x	o	o	o							
15/1	Idem. Adcumulático	x	o	-	-	-	-	-	-							
15/6	meta peridotito coroní- tico	x	o	x	-	x	x	o	o							
26/16	Idem	x	x	x	x	x	x	x	o				x	-	-	-
26/19	meta peridotito a espi- nélio	x	o	x	x		x	x	o							
26/15	Idem	x	x	x	-		x	x	o				x	x	-	x
26/14	meta peridotito a clo- rita	x								x	x	x				
26/24	Idem	x	x							x	x	x	x	x	-	x
26/18	Idem	x	x							x	x	x	x	x	x	x
26/11	Idem	x								x	x	x				
26/23	Idem	x								o	o	o				
16/1	Idem	x								-	x					
16/6	Idem	x								x	x	x				
ANÁLISES QUÍMICAS LISTADAS NAS TABELAS		3-A	3-B	3-C	3-D	3-E	3-F	3-G	com 3-B	3-H	3-I	3-J	3-K	3-L	3-M	3-N

Relação das fases minerais analisadas em amostras de peridotitos feldspáticos, meta peridotitos coroníticos, a espinélio e de meta peridotitos a clorita do complexo de Mangabal I.

Na tabela encontram-se relacionadas as amostras analisadas(primeira coluna),o respectivo tipo petrográfico(segunda coluna)e as fa ses minerais analisadas em cada amostra(demais colunas),conforme simbologia especificada na tabela.

Os minerais: mica, ilmenita, magnetita e sulfetos, foram analisados somente nas amostras 26/16, 26/15, 26/24 e 26/18. Sua presen-ça(ou ausência) nas demais amostras não é especificada.

As análises químicas das diversas fases minerais analisadas encontram-se listadas nas Tabelas de nºs 3-A a 3-N, conforme indicado na última linha da Tabela 3. Nas análises químicas,os valores em branco representam elementos em quantidades não detectadas,e as análises marcadas por(*) indicam análises pontuais, obtidas pelo método de dispersão de energia(EDS).

x = fase analisada; o = fase presente,não analisada; - = fase ausente na amostra; em branco = fase ausente na paragênese.

Opx = Ortopiroxênio; Cpx = Clinopiroxênio; Plag = Plagioclásio; Anf = Anfibólio; Clor = Clorita; i = intercumulus; c = coronítico
+ = fases cumulus. Amostras numeradas 26/n; 15/n e 16/n: amostras referentes aos furos de sondagem de números 26, 15 e 16, respec-
tivamente.

TABELA 3-A

ANÁLISES QUÍMICAS DE OLIVINAS DE PERIDOTITOS FELDSPÁTICOS E DERIVADOS																	
AMOSTRA	26/21	15/4	16/9	15/1	15/6	26/16a*	26/16b	26/16c*	26/19	26/15*	26/14	26/24*	26/18*	26/11	26/23	16/1	16/6
SiO ₂	39,52	39,24	38,07	39,22	39,23	38,26	38,42	40,09	38,40	38,38	38,05	38,77	38,84	38,83	38,26	39,34	38,87
FeO	16,71	17,02	20,98	16,51	17,28	20,05	20,72	19,38	20,01	21,06	19,86	19,17	18,79	17,75	18,42	17,58	17,76
MnO	0,21	0,17	0,29	0,33	0,25		0,27	0,23	0,28		0,30			0,29	0,24	0,21	0,25
NiO	0,32	0,33	0,27	0,24	0,25		0,23	0,22	0,24		0,29			0,26	0,23	0,28	0,29
MgO	43,93	42,89	40,53	43,09	42,74	41,51	40,02	39,62	41,00	39,90	40,97	41,90	42,40	42,88	41,89	42,61	42,02
CaO	0,07	0,03	0,04	0,01	0,01		0,03		0,04		0,05			0,03	0,04	0,03	0,03
Total	100,76	99,68	100,18	99,40	99,76	99,82	99,69	99,54	99,98	99,34	99,23	99,84	100,03	100,04	99,08	100,05	99,22
FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 4 OXIGÊNIOS																	
Si	0,994	0,999	0,985	0,999	0,999	0,987	0,996	1,029	0,990	0,997	0,986	0,994	0,993	0,990	0,989	1,000	0,999
Fe	0,352	0,362	0,454	0,352	0,368	0,432	0,449	0,415	0,431	0,458	0,430	0,410	0,401	0,378	0,398	0,374	0,382
Mn	0,004	0,004	0,006	0,007	0,005		0,006	0,005	0,006		0,007			0,006	0,005	0,004	0,005
Ni	0,006	0,007	0,006	0,005	0,005		0,005	0,004	0,005		0,006			0,005	0,005	0,005	0,006
Mg	1,647	1,628	1,563	1,637	1,623	1,595	1,547	1,515	1,576	1,547	1,583	1,601	1,614	1,629	1,614	1,615	1,609
Ca	0,001	0,001	0,001	0,003	0,001		0,001		0,001		0,001			0,001	0,001	0,001	0,001
X _{Fe}	17,6	18,2	22,5	17,7	18,5	21,3	22,4	21,5	21,5	22,8	21,4	20,4	19,9	18,8	19,8	18,8	19,2
X _{Mg}	82,4	81,8	77,5	82,3	81,5	78,7	77,6	78,5	78,5	77,2	78,6	79,6	80,1	81,2	80,2	81,2	80,8

*Análises obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS).

TABELA 3-B

ANÁLISES QUÍMICAS DE CROMO ESPINÉLIOS*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
TiO ₂	1,17	0,80	3,20	1,02	0,90	1,98	0,72	2,11								
Al ₂ O ₃	22,36	24,89	14,89	24,10	20,49	7,10	24,69	9,69	32,56	33,72	32,78	38,57	37,51	37,85	31,22	0,38
Cr ₂ O ₃	23,65	23,76	20,93	22,54	22,22	17,66	24,17	16,80	32,52	31,30	32,57	25,69	27,19	26,63	32,43	33,70
V ₂ O ₃	0,56	0,48	0,79	0,54	0,49	0,65	0,50	0,52				0,36		0,35		
Fe ₂ O ₃	18,68	16,93	24,91	17,41	22,68	38,97	16,45	36,57	2,39	2,87	2,07	2,08	2,71	2,24	2,56	2,23
FeO	28,18	28,33	31,06	28,26	28,62	30,05	27,90	29,84	23,87	25,90	24,01	22,00	22,22	21,57	23,94	24,01
MnO																
MgO	4,83	5,46	3,70	5,24	4,68	2,67	5,52	3,00	8,70	9,36	8,66	10,34	10,27	10,56	8,56	
CaO																9,03
Total	99,43	100,65	99,48	99,11	100,08	99,08	99,95	98,53	100,04	100,47	100,09	99,04	99,90	99,20	99,08	100,43

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 32 OXIGÊNIOS

Ti	0,127	0,155	0,662	0,204	0,175	0,437	0,139	0,448							0,074	0,072
Al	6,952	7,522	4,826	7,404	6,394	2,440	7,504	3,283	9,314	9,542	9,384	10,762	10,440	10,562	9,067	9,548
Cr	4,952	4,809	4,529	4,643	4,644	4,044	4,930	3,801	6,248	5,939	6,237	4,811	5,078	4,982	6,311	5,902
V	0,127	0,092	0,165	0,125	0,095	0,139	0,039	0,104				0,057		0,057		
Fe ³	3,715	3,268	5,157	3,420	4,517	8,505	3,194	7,914	0,438	0,519	0,379	0,370	0,482	0,399	0,474	0,405
Fe ²	6,222	6,073	7,140	6,165	6,330	7,285	6,016	7,171	4,847	4,656	4,867	4,356	4,383	4,270	4,933	4,832
Mn																
Mg	1,905	2,081	1,521	2,039	1,845	1,150	2,124	1,279	3,153	3,344	3,133	3,644	3,617	3,730	3,141	3,241
Ca																
X _{Fe}	76,5	74,5	82,4	75,1	77,4	86,4	73,9	84,9	60,6	58,2	60,8	54,5	54,8	53,4	61,1	59,8
X _{Mg}	23,5	25,5	17,6	24,9	22,6	13,6	26,1	15,1	39,4	41,8	39,2	45,5	45,2	46,6	38,9	40,2
Al/R	44,5	48,2	33,3	47,9	41,1	16,3	48,0	21,9	58,2	59,6	58,7	67,5	65,3	66,2	57,2	60,2
Cr/R	31,7	30,8	31,2	30,0	29,9	27,0	31,5	25,3	39,1	37,1	39,0	30,2	31,7	31,2	39,8	37,2
Fe ³ /R	23,8	21,0	35,5	22,1	29,0	56,7	20,5	52,8	2,7	3,2	2,5	2,3	3,0	2,5	3,0	2,6
$\frac{Cr}{Cr+Al}$	41,6	39,0	48,4	38,5	42,0	62,4	39,6	53,6	40,1	38,4	39,9	30,9	32,7	32,0	41,0	38,2

$$R = Al + Cr + Fe^3$$

Análises de nº 1 a 16, referentes à AMOSTRA 26/16a, sendo: (1 a 4) cromo espinélio incluso em olivina; (5 a 8) Idem; (9 a 11) cromo espinélio avermelhado na coroa; (12 a 14) Idem; (15 e 16) Idem.

*Todas as análises de cromo espinélios foram obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS)

TABELA 3-B (continuação)

	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
TiO ₂	1,93	11,82	1,91	1,62	1,51	1,51	1,27	0,53	1,67	2,28	0,81						
Al ₂ O ₃	7,38	10,36	7,74	7,63	10,28	10,60	11,14	25,19	6,93	4,44	34,54	32,04	32,09	1,89	1,95		0,35
Cr ₂ O ₃	17,65	20,37	17,12	17,55	21,95	21,38	21,80	30,78	17,04	15,52	28,03	22,78	22,62	5,42	4,15	28,81	29,19
V ₂ O ₃	1,01	0,60	1,11	1,00	0,54	0,70	0,50		0,92	0,64	0,39			16,74	16,23	23,02	24,01
Fe ₂ O ₃	58,02	13,94	38,17	38,63	31,92	32,72	31,97	10,11	40,56	43,60	13,26	11,34	11,50	0,36	0,40		0,48
FeO	31,09	38,93	31,23	30,78	30,29	31,04	30,92	28,56	30,77	31,13	29,05	26,32	26,39	42,64	45,03	14,53	12,46
MnO		0,59												31,28	31,42	26,60	27,68
MgO	1,98	2,94	1,95	2,06	2,63	2,43	2,34	5,20	2,18	1,82	4,71	6,83	6,82	1,84	1,79	5,78	5,97
CaO																	
Total	99,06	99,55	99,23	99,27	99,12	100,38	99,94	100,37	100,07	99,43	99,79	99,31	99,42	100,17	100,97	99,57	100,14
FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 32 OXIGENIOS																	
Ti	0,420	2,492	0,417	0,354	0,323	0,319	0,269	0,102	0,364	0,498	0,156			0,421	0,421		0,061
Al	2,532	3,424	2,647	2,607	3,449	3,518	3,704	7,610	2,360	1,529	7,233	9,391	9,403	1,860	1,435	8,625	8,650
Cr	4,061	4,516	3,927	4,022	4,941	4,756	4,860	6,237	3,887	3,627	5,761	4,486	4,448	3,860	3,746	4,602	4,779
V	0,233	0,135	0,258	0,230	0,123	0,155	0,112		0,208	0,142	0,094			0,070	0,105		0,091
Fe ³	8,333	2,942	8,335	8,432	6,840	6,931	6,785	1,949	8,817	9,706	2,599	2,123	2,149	9,368	9,873	2,773	2,359
Fe ²	7,562	9,124	7,574	7,463	7,208	7,301	7,286	6,117	7,427	7,698	6,325	5,473	5,478	7,632	7,650	5,638	5,822
Mn		0,140															
Mg	0,858	1,228	0,842	0,891	1,115	1,018	0,983	1,985	0,937	0,800	1,832	2,527	2,522	0,789	0,770	2,179	2,238
Ca																	
X _{Fe}	89,8	88,1	90,0	89,3	86,6	87,7	88,1	75,5	88,8	90,6	77,6	68,4	68,5	90,6	90,9	72,1	72,2
X _{Mg}	10,2	11,8	10,0	10,7	13,4	12,2	11,9	24,5	11,2	9,4	22,4	31,6	31,5	9,4	9,1	27,9	27,8
Al/R	16,9	31,5	17,7	17,3	22,6	23,1	24,1	48,2	15,7	10,3	46,4	58,7	58,8	12,3	9,5	53,9	54,8
Cr/R	27,2	41,5	26,3	26,7	32,4	31,3	34,7	39,5	25,8	24,4	36,9	28,0	27,8	25,6	24,9	28,8	30,3
Fe ³ /R	55,8	27,0	55,9	56,0	44,9	45,6	44,2	12,3	58,5	65,3	16,7	13,3	13,4	62,1	65,6	17,3	14,9
Cr	61,6	56,9	59,7	60,6	58,9	57,5	56,7	45,0	62,2	70,3	44,3	32,3	32,1	67,5	72,3	34,8	35,6
Cr+Al																	

$$R = Al + Cr + Fe^3$$

Análises de nº 17 a 24, referentes à AMOSTRA 26/15, sendo: (17 a 20) cromo espinélio incluído em olivina; (21 a 23) idem; (24) 3 análises iguais. Cromo espinélio avermelhado incluído em anfibólio. Análises de nº 25 a 36, referentes à AMOSTRA 26/24, sendo: (25 a 27) cromo espinélio incluído em olivina; (28 e 29) idem; (30 a 33) idem; (34 a 36 página seguinte) cromo espinélio opaco, com anfibólio e clorita.

TABELA 3-B (continuação)

	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
TiO ₂							0,56	0,34							
Al ₂ O ₃	33,31	32,61	33,57	34,77	34,28	33,62	30,52	31,24	31,84	50,73	49,84	48,60	30,94	30,83	30,47
Cr ₂ O ₃	22,36	21,88	22,18	22,27	22,02	21,96	22,97	23,19	23,72	11,18	12,93	12,37	26,43	26,10	27,44
V ₂ O ₃							0,34								
Fe ₂ O ₃	10,54	12,46	10,54	9,90	10,38	11,34	11,98	11,50	11,18	4,95	4,79	5,91	9,26	10,06	9,90
FeO	26,03	25,88	26,89	26,24	25,59	25,38	26,24	26,60	26,89	19,34	20,49	19,48	25,38	25,16	25,38
MnO							0,68								
MgO	7,19	7,33	6,75	7,43	7,67	7,75	6,76	6,82	6,62	13,48	12,85	13,08	7,36	7,55	7,64
CaO							0,68								
Total	99,43	100,16	99,93	100,61	99,94	100,05	100,05	99,69	100,25	99,68	100,90	99,44	99,37	99,70	100,83
FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 32 OXIGÊNIOS															
Ti							0,105								
Al	9,689	9,446	9,730	9,938	9,846	9,688	8,959	9,151	9,279	13,214	12,954	12,827	9,075	8,998	8,827
Cr	4,356	4,251	4,318	4,255	4,249	4,228	4,524	4,576	4,639	1,964	2,252	2,178	5,194	5,125	5,343
V							0,060								
Fe ³	1,956	2,303	1,952	1,807	1,905	2,084	2,247	2,153	2,082	0,822	0,794	0,995	1,731	1,877	1,830
Fe ²	5,363	5,314	5,530	5,319	5,216	5,182	5,468	5,533	5,561	3,569	3,775	3,644	5,269	5,214	5,210
Mn							0,135								
Mg	2,637	2,686	2,470	2,681	2,784	2,818	2,502	2,527	2,439	4,431	4,225	4,356	2,731	2,786	2,790
Ca															
X _{Fe}	67,0	66,4	69,1	66,5	65,2	64,8	68,6	68,6	69,5	44,6	47,2	45,6	65,8	65,2	65,1
X _{Mg}	33,0	33,6	30,9	33,5	34,8	35,2	31,4	31,4	30,5	55,4	52,8	54,4	34,2	34,8	34,9
Al/R	60,6	59,0	60,8	62,1	61,5	60,6	57,0	57,6	58,0	82,6	81,0	80,2	56,7	56,3	55,2
Cr/R	27,2	26,6	27,0	26,6	26,6	26,4	28,8	28,8	29,0	12,3	14,0	13,6	32,5	32,0	33,4
Fe ³ /R	12,2	14,4	12,2	11,3	11,9	13,0	14,2	13,6	13,0	5,1	5,0	6,2	10,8	11,7	11,4
$\frac{Cr}{Cr+Al}$	31,0	31,0	30,7	30,0	30,1	30,4	33,6	33,3	33,3	13,0	14,8	14,5	36,4	36,3	37,7

$$R = Al + Cr + Fe^3$$

Análises 37 a 48 referentes à AMOSTRA 26/18, sendo (37 a 39) cromo espinélio incluído em olivina; (40 a 42) Idem; (43 a 45) cromo espinélio incluído em anfibólio; (46 a 48) Idem.

TABELA 3-C

ANÁLISES QUÍMICAS DE ORTOPIROXÊNIOS INTERCUMULUS

AMOSTRA	26/21	16/9	15/6	26/16a	26/16c	26/19	26/15*
SiO ₂	55,77	53,93	55,06	55,69	56,52	55,18	53,73
Al ₂ O ₃	1,73	2,71	2,22	1,35	1,26	1,26	2,41
TiO ₂	0,28	0,60	0,36	0,25	0,22	0,22	
Cr ₂ O ₃	0,21	0,25	0,28	0,15	0,16	0,13	
FeO	10,62	12,42	11,03	11,82	12,01	12,02	12,69
MnO	0,25	0,27	0,24	0,31	0,33	0,31	
MgO	30,00	29,24	30,94	29,81	28,34	30,20	29,90
CaO	1,10	1,49	0,69	1,19	1,07	0,90	0,73
Na ₂ O	0,04	0,05	0,03	0,06	0,03	0,04	
K ₂ O							
Total	100,33	100,96	100,85	100,63	99,94	100,27	99,46

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 6 OXIGÊNIOS

Si	1,959	1,907	1,939	1,963	2,000	1,954	1,922
Al	0,041	0,093	0,071	0,037		0,046	0,078

$$[T] = 2,00$$

Al	0,031	0,020	0,021	0,019	0,052	0,007	0,024
Ti	0,007	0,016	0,009	0,006	0,005	0,006	
Cr	0,006	0,007	0,007	0,004	0,004	0,004	
Fe	0,312	0,367	0,323	0,348	0,355	0,356	0,380
Mn	0,007	0,008	0,007	0,009	0,010	0,009	
Mg	1,588	1,541	1,616	1,566	1,494	1,594	1,595
Ca	0,042	0,056	0,026	0,045	0,040	0,034	0,028
Na	0,003	0,003	0,002	0,004	0,002	0,002	
K							

[M]	1,996	2,018	2,011	2,003	1,962	2,013	2,027
-----	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

X _{Fe}	16,4	19,2	16,7	18,2	19,2	18,2	19,2
X _{Mg}	83,6	80,8	83,3	81,8	80,8	81,7	80,8
Ca	2,1	2,8	1,3	2,3	2,1	1,7	1,4
Fe	16,1	18,7	16,4	17,8	18,8	17,9	19,0
Mg	81,8	78,5	82,2	79,9	79,1	80,3	79,6

*Análise obtida pelo método de dispersão de energia (EDS).

TABELA 3-D
ANÁLISES DE CLINOPIROXÊNIOS INTERCUMULUS

AMOSTRA	26/21	16/9	26/19	26/16b
SiO ₂	50,19	51,68	51,74	51,25
Al ₂ O ₃	5,05	3,69	4,15	4,72
TiO ₂	1,02	1,50	0,63	0,80
Cr ₂ O ₃	0,93	0,68	0,86	0,94
FeO	6,56	6,08	4,46	5,56
MnO	0,17	0,25	0,15	0,19
MgO	16,61	16,95	17,91	17,20
CaO	19,56	19,52	19,33	19,14
Na ₂ O	0,54	0,60	0,77	0,64
K ₂ O				
Total	100,63	100,75	100,00	100,44

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 6 OXIGÊNIOS

Si	1,838	1,882	1,884	1,866
Al	0,162	0,118	0,116	0,133
[T] = 2,00				
Al	0,056	0,040	0,062	0,069
Ti	0,028	0,041	0,017	0,022
Cr	0,027	0,014	0,024	0,027
Fe	0,201	0,185	0,136	0,169
Mn	0,005	0,007	0,005	0,006
Mg	0,907	0,920	0,982	0,934
Ca	0,768	0,762	0,754	0,747
Na	0,039	0,042	0,054	0,045
K				
[M]	2,031	2,011	2,024	2,019
X _{Fe}	18,1	16,7	12,2	15,3
X _{Mg}	81,9	83,3	87,8	84,7
Ca	40,9	40,8	40,3	40,4
Fe	10,7	9,9	7,3	9,1
Mg	48,4	49,3	52,5	50,5

TABELA 3-E

ANÁLISES QUÍMICAS DE PLAGIOCLÁSIOS

AMOSTRA	An MÁXIMO	An MÍNIMO	OBSERVAÇÃO
26/21	An ₆₄ Ab ₃₅ Or _{.5}	An ₆₁ Ab ₃₈ Or _{.5}	pouco zonado pouco coronitizado
15/4	An _{64/63} Ab _{35/36} Or _{.5}	An _{61/60}	pouco zonado pouco coronitizado
16/9	An ₆₀ Ab _{39.5} Or _{.5}	An ₅₃ Ab ₄₇ Or _{.5}	coronítico
15/6	An _{62/63} Ab _{37/36} Or _{.5}	An ₆₁	coronitização incipiente
26/16	An ₆₂ Ab ₃₇ Or _{.5}	An ₅₈ Ab ₄₂ Or _{.5}	residual

TABELA 3-F
ANÁLISES QUÍMICAS DE ORTOPIROXÊNIO CORONÍTICOS-META PERIDOTITOS
CORONÍTICOS

AMOSTRA	26/21	15/6	26/16a*	26/16c	26/19	26/15*
SiO ₂	56,78	55,74	54,10	57,03	56,21	53,73
Al ₂ O ₃	1,02	1,29	2,04	0,88	1,18	2,41
TiO ₂	0,03	0,04		0,03	0,01	
Cr ₂ O ₃	0,04	0,03				
FeO	10,52	11,23	13,15	12,38	11,49	12,69
MnO	0,31	0,35		0,29	0,31	
MgO	32,24	31,86	30,26	29,62	31,86	29,90
CaO	0,19	0,22	0,23	0,07	0,15	0,73
Na ₂ O	0,01	0,02			0,01	
K ₂ O						
Total	101,14	100,62	99,78	100,34	101,33	99,46

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 6 OXIGÊNIO

Si	1,971	1,955	1,930	2,007	1,958	1,922
Al	0,029	0,045	0,070		0,042	0,078

[T] = 2,00

Al	0,388	0,008	0,016	0,036	0,007	0,024
Ti	0,001	0,001		0,001	0,002	
Cr	0,001	0,001			0,001	
Fe	0,306	0,329	0,392	0,364	0,335	0,380
Mn	0,009	0,010		0,008	0,009	
Mg	1,668	1,656	1,608	1,553	1,654	1,595
Ca	0,007	0,008	0,009	0,003	0,006	0,028
Na	0,001	0,001			0,001	

K

[M]	2,381	2,014	2,025	1,965	2,015	2,027
-----	-------	-------	-------	-------	-------	-------

X _{Fe}	15,5	16,6	19,6	18,9	16,8	19,2
-----------------	------	------	------	------	------	------

X _{Mg}	84,5	83,4	80,4	81,1	83,2	80,8
-----------------	------	------	------	------	------	------

Ca	0,3	0,4	0,4	0,2	0,3	1,4
----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Fe	15,5	16,6	19,6	18,9	16,8	19,0
----	------	------	------	------	------	------

Mg	84,2	83,1	80,0	80,9	82,9	79,6
----	------	------	------	------	------	------

*Análises obtidas pelo método de dispersão de energia(EDS).

TABELA 3-G
ANFIBÓLIOS EM META PERIDOTITOS CORONÍTICOS, OU A ESPINÉLIO

	1*	2*	3*	4	5	6	7*	8*	9*	10*	11*	12*
SiO ₂	42,24	41,37	43,91	44,37	43,77	44,28	43,53	43,17	43,44	42,76	41,07	42,78
Al ₂ O ₃	17,44	18,50	18,12	14,96	15,38	15,23	13,80	13,21	13,21	15,66	15,41	15,63
TiO ₂			0,13	0,10	0,12	0,13		0,49	0,57			
Cr ₂ O ₃												
FeO	5,59	6,30	6,53	6,92	7,23	7,14	6,94	6,96	6,77	7,20	6,82	6,80
MgO	16,50	15,79	16,06	17,52	17,56	17,75	17,12	17,63	16,96	17,28	16,55	17,15
CaO	10,96	10,72	10,42	11,31	11,28	11,40	11,11	11,08	11,11	10,70	12,57	10,96
Na ₂ O	2,74	3,04	3,13	3,02	3,18	3,09	3,10	2,78	2,66	3,34	3,08	3,22
K ₂ O		0,28	0,34	0,24	0,24	0,27				0,21	0,31	0,33
Total	95,47	96,00	98,79	98,45	98,76	99,29	95,52	95,32	94,72	97,14	95,82	96,87

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 23 OXIGÊNIOS

Si	6,111	5,989	6,160	6,282	6,196	6,229	6,343	6,320	6,384	6,154	6,039	6,168
Al	1,889	2,011	1,840	1,718	1,804	1,771	1,657	1,680	1,616	1,846	1,961	1,832
[T] = 8,00												
Al	1,085	1,145	1,155	0,778	0,761	0,754	0,718	0,600	0,672	0,810	0,710	0,823
Ti			0,013	0,010	0,013	0,013		0,054	0,063			
Cr												
Fe	0,676	0,763	0,765	0,819	0,856	0,840	0,848	0,852	0,832	0,866	0,839	0,820
Mg	3,557	3,408	3,356	3,698	3,705	3,722	3,726	3,847	3,714	3,707	3,628	3,686
Ca	1,698	1,664	1,565	1,715	1,711	1,717	1,738	1,737	1,750	1,649	1,980	1,694
Na		0,020	0,146									
[M]	7,016	7,000	7,000	7,020	7,046	7,046	7,030	7,090	7,031	7,032	7,157	7,023
Na	0,769	0,835	0,705	0,827	0,873	0,841	0,879	0,790	0,759	0,931	0,878	0,900
K		0,052	0,061	0,044	0,044	0,049				0,039	0,058	0,062
[A]	0,769	0,887	0,766	0,871	0,917	0,890	0,879	0,790	0,759	0,970	0,936	0,962
Na + K	0,769	0,907	0,912	0,871	0,917	0,890	0,879	0,790	0,759	0,970	0,936	0,962
X _{Fe}	16,0	18,3	18,5	18,1	18,7	18,4	18,5	18,1	18,3	18,9	18,8	18,2
X _{Mg}	84,0	81,7	81,5	81,9	81,3	81,6	81,5	81,9	81,7	81,8	81,2	81,8

Análises de 1 a 3 = AMOSTRA 26/16 - meta peridotito coronítico

Análises de 4 a 6 = AMOSTRA 26/19 - meta peridotito a espinélio

Análises de 7 a 12 = AMOSTRA 26/15 - meta peridotito a espinélio

*Análises obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS).

TABELA 3-H

ANÁLISES QUÍMICAS DE CLORITAS DE META PERIDOTITOS A CLORITA

Amostra	26/14	26/24	26/24*	26/18*	26/11	16/6
SiO ₂	29,90	28,91	29,18	29,51	31,09	30,20
Al ₂ O ₃	19,08	21,06	20,88	21,32	17,64	18,85
Cr ₂ O ₃		0,36				
FeO	5,97	5,62	5,72	5,38	5,19	5,52
MgO	31,34	30,38	30,08	29,98	32,90	32,21
CaO						
Na ₂ O						
K ₂ O						
Total	86,30	86,33	85,85	86,20	86,82	86,79

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 28 OXIGÊNIOS

Si	5,763	5,565	5,639	5,663	5,932	5,778
Al	2,337	2,435	2,361	2,337	2,068	2,222
[T] = 8,00						
Al	2,099	2,342	2,394	2,485	1,899	2,029
Cr		0,055				
Fe	0,963	0,904	0,924	0,864	0,829	0,884
Mg	9,006	8,718	8,665	8,576	9,358	9,184
Ca						
Na						
K						
[M]	12,068	12,019	12,983	11,925	12,086	12,097
X _{Fe}	9,6	9,4	9,6	9,2	8,1	8,8
X _{Mg}	90,4	90,6	90,4	90,8	91,8	91,2

*Análises obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS).

TABELA 3-1

ANFIBÓLIOS EM META PERIDOTITOS A CLORITA

Amostra	1	2	3	4*	5*	6*	7*	8*	9*	10*	11*	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	45,71	45,06	45,45	44,89	45,31	43,65	44,20	44,36	43,29	43,82	42,87	50,34	51,30	48,79	44,24	43,62	45,04	44,76	44,38	45,92
Al ₂ O ₃	13,46	13,63	13,65	14,05	14,04	13,62	13,45	15,01	14,27	14,13	14,01	8,37	7,14	7,51	14,29	17,42	15,37	13,20	15,95	13,85
TiO ₂	0,09	0,20	0,09			0,54	0,33					0,10	0,10	0,30	0,20		0,04	0,30	0,04	0,32
Cr ₂ O ₃																				
FeO	7,32	7,33	7,30	6,68	6,65	7,07	6,69	5,06	6,89	7,48	7,03	5,42	5,70	5,74	6,73	10,44	10,27	7,19	10,58	6,94
MnO																				
MgO	18,12	17,92	18,07	17,73	17,86	17,37	17,74	18,50	17,34	17,87	18,86	20,79	20,82	20,11	17,90	23,14	23,74	18,42	23,71	18,42
CaO	11,13	11,30	11,21	11,33	11,26	11,28	11,62	11,95	11,75	10,49	11,38	11,99	11,84	11,39	11,00	0,67	0,66	10,98	0,83	11,30
Na ₂ O	2,76	2,86	2,77	2,30	2,56	2,64	2,82	2,82	2,34	2,20	2,42	1,47	1,48	1,41	2,80	3,12	2,86	2,63	2,96	2,67
K ₂ O	0,17	0,20	0,18			0,37	0,22	0,22	0,25		0,23	0,17	0,18	0,16	0,15	0,01		0,19	0,05	0,17
Total	98,77	98,51	98,72	96,98	97,68	97,22	97,07	97,92	96,13	95,99	96,80	98,66	98,55	95,43	97,30	98,43	98,58	97,69	98,50	99,59

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 23 OXIGENIOS

Si	6,442	6,383	6,412	6,414	6,427	6,263	6,352	6,200	6,285	6,344	6,195	6,995	7,134	7,023	6,321	6,079	6,325	6,385	6,186	6,406
Al	1,558	1,617	1,588	1,586	1,573	1,737	1,648	1,800	1,715	1,656	1,805	1,005	0,866	0,977	1,679	1,921	1,675	1,615	1,814	1,594

[T] = 8,00

Al	0,677	0,658	0,676	0,781	0,774	0,565	0,630	0,673	0,727	0,755	0,581	0,366	0,303	0,298	0,728	0,941	0,834	0,604	0,806	0,682
Ti	0,010	0,021	0,010			0,058	0,035					0,010	0,011	0,033	0,021		0,004	0,032	0,004	0,053
Cr																				
Fe	0,863	0,868	0,862	0,797	0,788	0,849	0,804	0,848	0,836	0,905	0,848	0,630	0,662	0,691	0,804	1,217	1,190	0,858	1,233	0,809
Mn																				
Mg	3,807	3,783	3,801	3,773	3,773	3,714	3,801	3,852	3,751	3,855	4,059	4,306	4,314	4,316	3,811	4,807	4,903	3,917	4,926	3,829
Ca	1,681	1,716	1,695	1,733	1,711	1,733	1,790	1,788	1,828	1,627	1,762	1,785	1,765	1,757	1,683	0,100	0,098	1,678	0,124	1,689
Na						0,081														
[M]	7,038	7,046	7,044	7,084	7,046	7,000	7,060	7,161	7,142	7,142	7,250	7,097	7,055	7,095	7,047	7,065	7,029	7,089	7,093	7,042
Na	0,755	0,785	0,758	0,636	0,706	0,652	0,785	0,765	0,660	0,618	0,678	0,397	0,398	0,395	0,774	0,842	0,769	0,727	0,799	0,721
K	0,031	0,037	0,033			0,067	0,040	0,040	0,046		0,042	0,031	0,033	0,030	0,027	0,001		0,035	0,009	0,030
[A]	0,786	0,822	0,791	0,636	0,706	0,719	0,825	0,805	0,706	0,618	0,720	0,428	0,431	0,425	0,801	0,843	0,769	0,762	0,808	0,751
Na + K	0,786	0,822	0,791	0,636	0,706	0,800	0,825	0,805	0,706	0,618	0,720	0,428	0,431	0,425	0,801	0,843	0,769	0,762	0,808	0,751
X _{Fe}	18,5	18,6	18,5	17,4	17,3	18,6	17,5	18,0	18,2	19,0	17,3	12,7	13,3	13,8	17,4	20,2	19,5	17,9	20,0	17,4
X _{Mg}	81,5	81,4	81,5	82,6	82,7	81,4	82,5	82,0	81,8	81,0	82,7	87,3	86,7	86,2	82,6	79,8	80,5	82,1	80,0	82,6

Análises de 1 a 3 = AMOSTRA 26/14; Análises de 4 a 7 = AMOSTRA 26/24; Análises de 8 a 11 = AMOSTRA 26/18;

Análises de 12 a 14=AMOSTRA 26/11; Análises de 15 a 16=AMOSTRA 16/1; Análises de 17 a 20 = AMOSTRA 16/6.

*Análises obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS).

TABELA 3-J

ORTOPIROXÊNIOS EM META PERIDOTITOS A CLORITA

Amostra	26/14	26/24*	26/18	26/11a	26/11b	16/6
SiO ₂	55,92	54,10	54,42	54,99	54,99	56,11
Al ₂ O ₃	1,34	2,37	2,34	1,55	1,44	1,44
TiO ₂			0,37	0,33	0,29	
Cr ₂ O ₃				0,27	0,27	
FeO	12,98	11,83	12,32	11,31	11,43	12,51
MnO		0,35	0,33	0,33		
MgO	31,65	30,07	29,98	30,95	30,97	32,02
CaO	0,15	0,60	0,73	0,70	0,51	0,11
Na ₂ O				0,01	0,01	0,02
K ₂ O						
Total	102,04	99,31	100,16	100,43	100,22	102,23

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 6 OXIGÊNIOS

Si	1,946	1,932	1,929	1,939	1,943	1,944
Al	0,054	0,068	0,071	0,061	0,057	0,056
[T] = 2,00						
Al	0,001	0,031	0,026	0,003	0,003	0,002
Ti			0,009	0,009	0,008	
Cr				0,007	0,007	
Fe	0,378	0,353	0,365	0,334	0,338	0,362
Mn		0,011		0,010	0,010	
Mg	1,642	1,600	1,584	1,626	1,631	1,654
Ca	0,005	0,023	0,028	0,026	0,019	0,004
Na				0,001	0,001	0,001
K						
[M]	2,026	2,018	2,012	2,017	2,016	2,024
X _{Fe}	18,7	18,1	18,7	17,1	17,2	18,0
X _{Mg}	81,3	81,9	81,3	82,9	82,8	82,0
Ca	0,2	1,2	1,4	1,3	0,9	0,2
Fe	18,7	17,9	18,5	16,8	17,0	17,9
Mg	81,1	81,0	80,1	81,9	82,1	82,0

*Análise obtida pelo método de dispersão de energia (EDS).

TABELA 3-K
ANÁLISES QUÍMICAS DE MICAS*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	36,83	38,17	37,54	37,59	38,28	37,74	38,08	37,48	38,49	39,20	39,72	38,87	38,85	38,07
Al ₂ O ₃	15,99	15,41	15,81	18,89	18,78	19,27	18,24	19,65	17,52	17,86	17,76	16,60	17,63	16,50
TiO ₂	4,44	3,55	3,94	0,65			0,50	0,51	0,94	0,46	0,35	0,70	1,07	0,64
FeO	6,00	5,95	6,17	5,08	4,94	4,78	5,12	5,11	4,60	4,62	4,65	4,17	4,37	4,20
MnO														
MgO	20,56	20,35	20,11	22,18	22,06	22,19	22,30	22,03	23,27	23,73	23,11	24,19	23,72	23,53
CaO			0,36	0,36		0,34						0,56	0,45	
Na ₂ O		0,89	0,49	1,19	0,85		1,74	1,44	1,80	1,19	1,14	0,94	1,15	0,80
K ₂ O	8,96	8,88	8,97	8,81	8,72	9,51	7,40	7,44	7,61	8,05	7,92	8,08	8,49	8,08
Total	92,77	93,21	93,39	94,65	93,63	93,83	93,38	93,66	94,24	95,11	94,93	93,92	95,74	91,81

Fórmula estrutural calculada em base a 22 oxigênios

Si	5,402	5,570	5,480	5,332	5,498	5,425	5,472	5,364	5,462	5,523	5,596	5,511	5,462	5,554
Al	2,598	2,430	2,520	2,668	2,502	2,575	2,528	2,636	2,538	2,477	2,404	2,489	2,538	2,416

[T] = 8,00

Al	0,166	0,220	0,200	0,497	0,678	0,690	0,561	0,678	0,392	0,488	0,545	0,286	0,383	0,391
Ti	0,490	0,389	0,433	0,069			0,054	0,055	0,100	0,040	0,037	0,074	0,113	0,070
Fe	0,737	0,726	0,754	0,604	0,594	0,575	0,615	0,611	0,546	0,543	0,548	0,495	0,513	0,512

Mn

Mg	4,495	4,427	4,377	4,700	4,723	4,753	4,777	4,699	4,922	4,980	4,851	5,113	4,969	5,117
----	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

[Y]

	5,888	5,762	5,764	5,870	5,995	6,018	6,007	6,043	5,960	6,060	5,981	5,968	5,978	6,090
--	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

Ca			0,056	0,054		0,053					0,046	0,054	0,068	
----	--	--	-------	-------	--	-------	--	--	--	--	-------	-------	-------	--

Na		0,252	0,138	0,327	0,235		0,484	0,399	0,495	0,326	0,311	0,259	0,312	0,226
----	--	-------	-------	-------	-------	--	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

K	1,676	1,652	1,670	1,597	1,597	1,745	1,357	1,358	1,872	1,447	1,424	1,461	1,523	1,504
---	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

[X]

	1,676	1,904	1,864	1,978	1,832	1,798	1,841	1,757	1,872	1,773	1,781	1,774	1,903	1,730
--	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

$\frac{100 \text{ Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}}$ 14 14 15 12 12 11 12 12 10 10 10 9 10 9

Análises de 1 a 3, referentes à AMOSTRA 26/16; Análises de 4 a 8, referentes à AMOSTRA 26/15; Análises de 9 a 11, referentes à AMOSTRA 26/24; Análises de 12 a 14, referentes à AMOSTRA 26/18.

*Todas as análises foram obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS).

TABELA 3-L

ANÁLISES QUÍMICAS DE ILMENITAS*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	0,40		0,43	0,50	0,46		0,36	0,36		0,52	0,30	0,43		1,00		0,56	0,31	
TiO ₂	51,24	51,10	51,67	50,73	51,71	51,58	50,83	51,08	51,67	51,03	50,66	50,63	51,59	49,55	51,06	49,56	51,45	50,93
Al ₂ O ₃	0,50	0,44	0,35	0,50	0,58	0,53				0,51		0,36		0,61		0,57		
Fe ₂ O ₃	3,67	4,79	3,67	4,79	2,71	5,03	6,07	5,03	4,23	3,51	6,95	6,95	5,03	7,98	5,59	7,11	4,47	6,87
FeO	39,97	39,18	39,83	39,26	38,55	38,25	38,11	38,68	39,69	39,47	37,60	36,88	38,18	35,02	38,97	36,88	38,83	37,32
MnO	0,68	0,63	0,67	0,75	0,65	0,61	0,54		0,50					0,55		0,69	0,42	0,44
MgO	3,35	3,44	3,63	3,51	3,85	4,26	4,19	4,33	3,83	3,94	4,50	4,87	4,62	5,04	3,91	4,31	4,16	4,51
CaO																		
Total	99,81	99,58	100,25	100,04	99,51	100,26	100,10	99,48	99,92	98,98	100,01	100,12	99,42	99,75	99,53	99,68	99,64	100,07

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 6 OXIGÊNIOS

Al	0,030	0,023	0,017	0,029	0,035	0,029				0,029		0,017		0,035		0,035		
Fe ³	0,136	0,178	0,135	0,177	0,100	0,187	0,223	0,183	0,154	0,130	0,252	0,251	0,183	0,291	0,208	0,259	0,165	0,253
Ti	1,896	1,899	1,903	1,873	1,911	1,892	1,870	1,890	1,916	1,896	1,865	1,852	1,908	1,804	1,896	1,826	1,902	1,873
Si	0,021		0,021	0,023	0,021		0,017	0,018		0,024	0,015	0,020		0,049		0,026	0,015	
Fe ²	1,645	1,619	1,632	1,610	1,625	1,558	1,559	1,592	1,635	1,629	1,536	1,498	1,569	1,417	1,608	1,511	1,595	1,526
Mn	0,026	0,026	0,026	0,029	0,026	0,023	0,023		0,020					0,023		0,026	0,017	0,017
Mg	0,245	0,253	0,265	0,256	0,281	0,310	0,306	0,316	0,281	0,291	0,326	0,353	0,340	0,364	0,288	0,315	0,304	0,329
Ca																		
Mg	13	13	14	14	15	16	16	16	15	15	18	19	18	20	15	17	16	18
Mn	1	1	1	1	1	1	1	0	1	0	0	0	0	1	0	1	1	1
Fe ²	84	85	85	85	84	83	83	84	84	85	82	81	82	79	85	82	83	81
Mg	13	13	13	13	14	16	15	16	14	15	16	18	17	19	14	16	15	17
Fe ³	3	5	4	5	3	4	6	4	4	3	7	6	5	7	6	7	4	6
Fe ²	84	82	83	82	83	79	79	80	82	82	77	76	78	74	80	77	81	77

* As análises de ilmenitas foram obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS)

Análises de 1 a 7 = AMOSTRA 26/15; Análises de 8 a 14 = AMOSTRA 26/24; Análises de 15 a 18 = AMOSTRA 26/18.

TABELA 3-M
ANÁLISES QUÍMICAS DE MAGNETITAS*

	1	2
Al ₂ O ₃	0,83	0,38
TiO ₂		
Cr ₂ O ₃		
Fe ₂ O ₃	68,83	69,15
V ₂ O ₃		
FeO	29,98	30,05
MnO		
MgO	0,89	0,75
CaO		
Total	100,53	100,33

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 32 OXIGÊNIOS

Ti		
Al	0,291	0,146
Cr		
Fe ³	15,708	15,853
V		
Fe ²	7,599	7,652
Mn		
Mg	0,401	0,348
Ca		
XFe	95	96
XMg	5	4

* Análises químicas obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS).

Análises 1 e 2 = AMOSTRA 26/18.

TABELA 3-N
ANÁLISES QUÍMICAS DE SULFETOS*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
S	35,65	35,38	32,76	33,63	32,64	32,56	33,37	34,10	33,72	34,88
Fe	63,63	64,44	36,47	34,15	36,29	33,97	37,63	31,48	37,26	31,44
Co			1,50		0,97					
Ni			29,00	14,63	29,42	12,38	28,53	2,89	26,98	
Cu				17,03		21,12		31,19	1,26	33,66
Total	99,28	99,82	99,73	99,44	99,32	100,03	99,53	99,65	99,22	99,68

FRAÇÃO DE ELEMENTOS

S	0,494	0,489	0,466	0,482	0,446	0,469	0,475	0,491	0,478	0,499
Fe	0,506	0,511	0,298	0,281	0,297	0,281	0,306	0,260	0,303	0,258
Co			0,012		0,007					
Ni			0,225	0,114	0,229	0,097	0,221	0,023	0,209	
Cu				0,123		0,153		0,227	0,009	0,243

MINERAIS (PROPORÇÃO METAIS/S NO MINERAL)

	Fe _x S*	Fe _x S*	Pnt1	Pnt1 + Ccpi	Pnt1	(Pnt1+ Fe _x S)	+ Ccpi	Pnt1	Ccpi	Pnt1 + Ccpi	Ccpi
S	1	1	8	8	2	8	8	2	8	2	2
Fe	1,024	1,045	5,116	5,356	1	5,100	6,282	1	5,154	1,059	5,113
Co			0,206			0,120					
Ni			3,863	3,864		3,931	4,760		3,722	0,094	3,635
Cu					1		1		0,925		1

TABELA 3-N(continuação)

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
S	35,88	36,18	31,84	33,69	36,35	36,37	33,53	33,51	33,83	32,95
Fe	63,80	63,83	38,47	33,96	63,72	56,84	33,16	34,06	34,02	33,97
Co										
Ni			22,49	26,52			16,70	21,31	17,96	32,44
Cu			7,19	5,43		6,58	15,80	10,59	13,96	
Total	99,68	100,01	99,99	99,60	100,07	99,79	99,16	99,47	99,77	99,36

FRAÇÃO DE ELEMENTOS

S	0,495	0,497	0,456	0,479	0,498	0,503	0,481	0,478	0,482	0,470
Fe	0,505	0,503	0,316	0,277	0,502	0,451	0,273	0,279	0,278	0,278
Co										
Ni			0,176	0,206			0,131	0,166	0,140	0,252
Cu			0,052	0,039		0,046	0,114	0,076	0,100	

MINERAIS (PROPORÇÃO METAIS/S NO MINERAL)

	Fe _x S	Fe _x S	(Pnt1+ Fe _x S)	+Ccpi	Pnt1 + Ccpi	Fe _x S	Po(?)	(Pnt1+ Fe _x S)	Ccpi	Pnt1+ Ccpi	Pnt1+ Ccpi	Pnt1
S	1	1	8	2	8	2	1	1	8	2	8	2
Fe	1,020	1,012	6,000	1	4,748	1	1,008	0,897	5,027	1	4,981	1
Co												
Ni			4,000		4,110			4,142		4,073	3,972	
Cu				1		1	0,091		1		1	1

*Análises químicas obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS)

Análises (1 a 6) = AMOSTRA 26/15; Análises (7 a 12) = AMOSTRA 26/24; Análises (13 a 20) = AMOSTRA 26/18.

OBSERVAÇÕES: Pnt1 = pentlandita; Ccpi = calcopirita; Po = pirrotita; Fe_xS (pirrotita?; troilita ?; mackinawita ?).

sendo a parte zonada deste mineral considerada como material intercumulus. Anfibólio marron, mica flogopita e opacos ocorrem esporadicamente, representando sequência de cristalização do líquido intercumulus.

As amostras analisadas apresentam, em sua maioria, características mais relacionadas a ortocumulatos, existindo variações a mesocumulatos.

Pelos resultados das análises modais (Tabela 4) e sua distribuição em diagrama classificatório (Fig. 9), verifica-se que os olivina-plagioclásio cumulatos abrangem campo ocupado por olivina gabronoritos, com maior concentração de pontos no campo de termos leucocráticos.

6.2.3.1. Olivina gabronoritos (olivina-plagioclásio cumulatos)

De modo a uniformizar a nomenclatura dos olivina - plagioclásio cumulatos e conciliar sua natureza cumulática à nomenclatura indicada pelos dados modais, esse tipo petrográfico será designado, ao longo desse texto de *olivina gabronorito*. Esse nome será utilizado de forma geral, indicando olivina-plagioclásio cumulatos que em termos modais abrangem variações petrográficas de olivina gabronoritos a leuco olivina gabronoritos.

Os olivina gabronoritos, conforme acima definidos, são rochas de granulação média, nos quais ressaltam as ripas de plagioclásio, geralmente de dimensões sub centimétricas, de coloração arroxeada, caoticamente orientadas.

Este tipo petrográfico caracteriza-se pela presença de olivina e plagioclásio como fases cumulus. As olivinas apresentam formas ovaladas, com dimensões variáveis (entre 1 e 2 mm). Quando inclusas em piroxênios, apresentam bordas reentrantes, indicativas de reação entre este mineral e o líquido intercumulus. Sua composição varia de Fo₇₅ a Fo₇₁. Análises químicas de olivinas, nesta litologia, encontram-se listadas na Tabela 5A, conforme especificado na Tabela 5.

Plagioclásios apresentam-se ripiformes, com dimensões sub centimétricas, geralmente zonados. Sua porção cen-

TABELA 4

ANÁLISES MODAIS DE OLIVINA-PLAGIOCLÁSIO CUMULATOS DE MANGABAL I

	1.1	10.1.A	10.1.B	10.1.A1	10.12	10.13	10.13a	10.15
Plagioclásio	56,5	55,2	48,7	43,4	66,6	58,0	49,2	38,4
Olivina	9,6	8,8	4,5	1,0	10,0	1,2	1,4	19,4
Ortopiroxênio intercumulus	10,9	7,6	1,0	2,4	2,8	2,3	1,3	15,4
Clinopiroxênio intercumulus	3,9	3,0	6,2	19,2	11,8	15,3	13,1	1,4
Ortopiroxênio coronítico	5,2	9,4	17,0	11,0	2,2	7,4	5,6	7,8
Anfibólio coronítico	8,4	9,8	17,2	8,2	3,4	7,4	3,0	13,4
Anfibólio intercumulus	4,2	4,0	2,4	13,6	2,0	4,6	5,6	4,0
Mica intercumulus	0,3	0,1	-	0,6	0,1	1,6	0,1	0,1
Opacos	1,0	2,1	3,0	0,6	1,1	2,1	0,6	0,1

FIG. 9 - Projeção das análises modais de olivina plagioclásio cumulatatos em diagrama classificatório de Streckeisen (1973).

tral, não zonada, apresenta-se geralmente turva, pontilhada de diminutas inclusões que delimitam formas prismáticas. As bordas zonadas geralmente não apresentam este tipo de turvamento, estendendo-se até haver interferência com outros cristais, gerando contatos por interferência.

Os cristais de plagioclásio apresentam-se geminados, com geminação polissintética tipo "Lei da Albita" e "Lei do Periclínio", bem desenvolvidas. A composição do núcleo é mais cálcica, normalmente em torno de An_{63-60} , notando-se zoneamento normal em direção às bordas do grão, chegando a valores da ordem de An_{55-57} . Análises químicas de plagioclásios, encontram-se listadas na Tabela 5B, conforme especificado na Tabela 5.

A fase intercumulus é constituída por ortopiroxênios (bronzitas) e clinopiroxênios (augitas), com hábitos poiquilíticos (Fotomicrografias 15 e 16). A presença de finas lamelas de exsolução é observada em algumas amostras; ortopiroxênios apresentam lamelas de clinopiroxênio paralelas a (100); como também clinopiroxênios podem apresentar lamelas de ortopiroxênios paralelas a (100). Nessa litologia as lamelas são extremamente finas e reconhecidas por diferenças ópticas, correspondendo às descritas como "tipo Bushveld" (Deer *et alii*, 1978). Análises químicas destas fases constam das Tabelas 5C e 5D, respectivamente.

Hornblenda marrom, mica flogopita e opacos ocorrem esporadicamente, também como fases intercumulus. Dentre os minerais opacos foram reconhecidos mais comumente pirrotita, calcopirita e ilmenita, esta com feições intercumulus.

Sinais das transformações subseqüentes são evidentes em quase todas as amostras, tais como o desenvolvimento de coronas entre olivina e plagioclásio (Fotomicrografias 17 e 18), como também entre ilmenita e plagioclásio. Ligeira serpentinização é observada ao longo de fraturas em olivinas.

Na Tabela 5 encontram-se relacionadas as fases minerais de amostras de olivina gabronoritos analisadas quimicamente, e, na Tabela 13 encontram-se listadas análises químicas de rocha total, representativas desta litologia.

Fotomicrografia 15 - Olivina gabronorito - estágio coronítico incipiente. Aspectos texturais gerais. Cristais de olivina, parte inclusos em piroxênio, parte envolvidos pela corona. Os piroxênios, com coloração escura e clivagem, apresentam feições intercumulus, com nítidas terminações em cunha. Todo o cristal de piroxênios é um só, em continuidade óptica. Notar que as coroas de reação só se desenvolvem quando olivina e plagioclásio encontram-se em contato direto, não havendo evidências de reação entre plagioclásio e piroxênio. Os plagioclásios constituem o fundo branco; o ligeiro tom acinzentado corresponde aos núcleos dos plagioclásios, turvos.

Polarizadores descruzados. Aumento 37,5 x.

Fotomicrografia 16 - Idem fotomicrografia 15, porém a polarizadores cruzados, de forma a ressaltar o hábito dos plagioclásios. Polarizadores cruzados. Aumento 37,5 x.

Fotomicrografia 17 - Detalhe da corona em olivina gabronoritos. Cristal de olivina, parte incluso em piroxênio (acastanhado, com clivagens) parte envolvida pela corona. Nesta foto notam-se claramente as duas camadas formadoras da corona: a primeira, mais próxima à olivina, (clara, de relevo alto), de ortopiroxênios, a segunda com tons esverdeados, de anfibólio e espinélio simplectítico.

Polarizadores descruzados. Aumento 39 x.

Fotomicrografia 18 - Idem a fotomicrografia 17, com polarizadores cruzados, de forma a ressaltar o aspecto da corona a polarizadores cruzados.

Aumento 39 x.

15

16

17

18

6.2.3.2. Meta olivina gabronoritos coroníticos

Meta olivina gabronoritos a espinélio

O desenvolvimento de coronas em olivina gabronoritos ocorre de forma semelhante à descrita para peridotitos feldspáticos. Nessa litologia, entretanto, a olivina ocorre em menor porcentagem relativamente ao plagioclásio, sendo, por tanto, a fase que tende a ser eliminada da associação com a evolução do processo de coronitização, persistindo o plagioclásio.

Os termos petrográficos correspondentes a esse re-equilíbrio pós-ígneo serão denominados de *meta olivina gabronoritos coroníticos*, quando ainda apresentarem olivina na associação, e serão designados como *meta olivina gabronoritos a espinélio* aqueles nos quais o processo de coronitização evoluiu, levando à eliminação da olivina na associação e apresentando espinélio verde como fase individualizada.

Nas amostras analisadas, as coronas já apresentam certo grau de evolução, com as duas camadas coroníticas já definidas. Também nesta litologia o espinélio verde tende a se concentrar próximo à zona de transição entre o anfibólio e o plagioclásio, existindo pequena faixa de anfibólio livre de onclusões próximo à transição anfibólio-ortopiroxênio coronítico (Fotomicrografias 19 e 22).

A evolução do processo leva à consumação da olivina, sendo seu lugar ocupado por um agregado granular de pequenos cristais de ortopiroxênio, caoticamente orientados. Estes agregados granulares ocorrem imersos e bordejados por ampla faixa de anfibólio incolor a esverdeado, carregado de inclusões de espinélio, particularmente próximo ao plagioclásio. Nestas amostras, a olivina encontra-se totalmente substituída (Fotomicrografias 21 e 22).

A presença de pequena corona constituída por hornblenda marrom entre ilmenita e plagioclásio é também observada nestas rochas, com características semelhantes às coronas descritas por Lamoen (1979).

Dessa forma, a associação mineralógica desenvolvida em meta olivina gabronoritos coroníticos ou a espinélio é

Fotomicrografia 19 - Meta olivina gabronorito coronítico. Detalhe de corona mostrando resto de olivina, ocupando o núcleo; a camada de ortopiroxênios, mais desenvolvida, bordejando a olivina e a faixa de anfibólio com espinélio simplectítico, próximo ao plagioclásio. Polarizadores descruzados. Aumento 39 x.

Fotomicrografia 20 - Idem a fotomicrografia 19, com polarizadores cruza-dos, de forma a evidenciar o hábito dos constituintes da corona. Aumento 39 x.

Fotomicrografia 21 - Meta olivina gabronorito a espinélio. Nestas amostras a olivina encontra-se totalmente consumida e, em seu lugar, ocorre agregado granular de ortopiroxênios. O núcleo da corona, com relevo maior, é totalmente constituído de ortopiroxênios, a borda externa, de anfibólio e espinélio. Polarizadores descruzados. Aumento 50 x.

Fotomicrografia 22 - Detalhe da corona em meta olivina gabronoritos a espinélio, mostrando a distribuição do espinélio nas coronas. O espinélio concentra-se preferencialmente na borda externa da corona, particularmente na junção de coronas, onde ocorre como cristais granulares bem caracterizados. Polarizadores descruzados. Aumento 156 x.

19

20

21

22

essencialmente reflexo de reequilíbrios pós-ígneos, sub solidus, resultantes da reação entre olivina e plagioclásio (processo de coronitização) e, muito subordinadamente, por reação entre ilmenita e plagioclásio. A nova paragênese estabelecida é constituída por: a) plagioclásio, remanescente do processo de coronitização; b) os produtos do processo de coronitização: ortopiroxênios coroníticos, anfibólio pargasítico e espinélio verde (da série espinélio-hercinita); e, c) ortopiroxênios, clinopiroxênios e demais fases minerais constituintes do material intercumulus presentes na rocha original.

Análises químicas de fases minerais presentes em meta olivina gabronoritos coroníticos e a espinélio encontram-se relacionadas na Tabela 5.

Análises químicas de rocha total representativas de amostras deste tipo petrográfico encontram-se listadas na Tabela 13.

6.2.3.3. Meta olivina gabronoritos

Os olivina gabronoritos ou a espinélio, com texturas cumuláticas reliquias ainda bem definidas e portadores de coronas, constituídas por uma borda externa de anfibólio pargasítico e espinélio verde e núcleo constituído por agregado de ortopiroxênios granulares, constituem o ponto de partida para um novo reequilíbrio mineralógico nesta litologia. O produto final deste novo reequilíbrio mineralógico leva à formação de meta gabros, nos quais todos os constituintes máficos da rocha original apresentam-se transformados em anfibólios. Os plagioclásios, originalmente ripiformes com composições labradoríticas, apresentam-se agora granoblásticos, com composições mais sódicas (andesíticas), totalmente límpidos, perdendo seu aspecto turvo original. Macroscopicamente essas rochas apresentam texturas granoblásticas, sem nenhuma orientação preferencial de seus constituintes minerais. De coloração cinza esverdeada e granulação média, perdem totalmente as características texturais da rocha original, impostas pelos plagioclásios ripiformes então presentes.

Esses termos petrográficos serão denominados de *meta olivina gabronoritos*, especificando-se dessa forma, sua derivação.

O termo "meta gabro l.s." será mantido como termo genérico designativo de rochas de semelhante natureza cuja derivação não pôde ser perfeitamente estabelecida.

A sequência de transformações, desde a rocha coronítica até o meta olivina gabronorito correspondente pôde ser acompanhada em alguns casos. Essa transformação parece ocorrer de forma estática, não produzindo texturas orientadas e, de certa forma, refletindo a distribuição mineralógica reliquiar (Fotomicrografias 23 e 24). Em amostras parcialmente recristalizadas, observam-se áreas com plagioclásio granoblástico e plagioclásio ripiforme reliquiar associado; os piroxênios intercumulus são agora transformados em agregados de anfibólio verde claro, que conservam, num todo, o aspecto textural original, pois apresentam-se sob formas poiquilíticas, com terminações em cunha. As coronas são também substituídas por anfibólios. Comumente observa-se um agregado central, constituído por ortoanfibólios incolores (geralmente gedritas), englobado por agregado de anfibólios verde claros, que se desenvolvem bordejando os ortoanfibólios (Fotomicrografias 25 e 26).

A associação ortoanfibólio incolor ocupando núcleos de agregados de anfibólios verdes é feição repetitiva, e parece refletir a distribuição das fases na antiga corona: o ortoanfibólio incolor substituiria o antigo agregado de ortopiroxênios do núcleo da corona, o agregado de hornblenda verde claro, ocuparia o lugar do antigo intercrescimento simplectítico de hornblenda pargasítica e espinélio.

Com o aumento do grau de recristalização, estes aspectos texturais são parcialmente obliterados. Os termos mais comumente observados são então constituídos por plagioclásio granoblástico, de composição andesítica (20 a 40% em volume), por anfibólio verde claro (60 a 70% em volume), com composição de hornblendas magnesianas e por ortoanfibólios incolores, geralmente gedrita, que se desenvolvem como pequenos prismas bem individualizados, disseminados e em menor porcen-

tagem. Como minerais acessórios é frequente a presença de rutilo em pequenos grãos arredondados, associados aos anfíbios. Pirita e calcopirita ocorrem em quantidades muito subordinadas.

Muitas amostras parecem representar paragéneses não reequilibradas, transicionais. Tal fato reflete-se em variações no quimismo tanto de plagioclásios (desde os mais sódicos, andesíticos, até os mais reliquiais, labradoríticos), como também no quimismo de anfíbios, que apresentam composições relativamente variáveis. No entanto a presença de dois anfíbios; um cálcico (hornblenda, l.s.), e outro pobre em cálcio (um ortoanfíbio, geralmente gedrita), juntamente ao plagioclásio andesítico, é caracteristicamente observada nestas rochas transicionais.

As análises químicas de minerais de meta olivina gabronorito encontram-se relacionadas na Tabela 5, e correspondem a amostras portadoras de texturas as mais granoblásticas, selecionadas de forma a obter-se a paragénese final, reequilibrada. Nestas amostras nota-se o desenvolvimento de cristais de anfíbios (orto e clinofanfíbios) com tendências prismáticas, associados a plagioclásio granoblástico.

Na Tabela 13 encontram-se listadas as análises químicas de rocha total de amostras representativas de meta olivina gabronoritos.

6.2.4. Piroxênio-plagioclásio cumulatos (cumulatos máficos) e posteriores transformações

Caracterizam-se os piroxênio-plagioclásio cumulatos por apresentarem piroxênio e plagioclásio como fases cumulus. Olivina é totalmente ausente nesta litologia.

Neste tipo petrográfico o ortopiroxênio constitui uma fase cumulus ferromagnésiana, com características texturais (hábito) totalmente contrastantes com aquelas apresentadas por este mineral em litologias nas quais ocorre como fase intercumulus. Plagioclásio, fase cumulus associada, apresenta hábito prismático, ripiforme.

Fotomicrografia 23 - Meta olivina gabronorito parcialmente recristalizado. Os constituintes máficos originais das amostras coroníticas, ou a espinélio, encontram-se totalmente transformados em anfibólios verdes (cálcicos), ocorrendo ortoanfibólios (incolores) associados. As transformações mineralógicas parecem ter ocorrido de forma estática, preservando as texturas reliquias do estágio anterior. O plagioclásio ainda não perdeu totalmente o turvamento, fato que sucede quando de sua recristalização.

Polarizadores descruzados. Aumento 39 x.

Fotomicrografia 24 - Idem amostra acima, com polarizadores cruzados, de forma a ressaltar os seguintes aspectos texturais : plagioclásios ainda parcialmente ripiformes e anfibólios constituindo uma massa de pequenos cristais prismáticos.

Polarizadores cruzados. Aumento 39 x.

Fotomicrografia 25 - Meta olivina gabronorito recristalizado. Rocha com textura granoblástica, onde se observa que o plagioclásio já se apresenta granoblástico, com composição de andesina. Dois tipos de anfibólios são geralmente reconhecidos: um verde, correspondendo a anfibólio cálcico (magnésio hornblenda) outro incolor, correspondendo a ortoanfibólio, geralmente gedrita. A presença de anfibólio incolor bordejado por anfibólio verde é feição repetitiva, e parece refletir a distribuição coronítica original.

Polarizadores descruzados. Aumento 39 x.

Fotomicrografia 26 - Idem fotomicrografia 25, com polarizadores cruzados, de forma a evidenciar as texturas apresentadas por este tipo petrográfico.

Aumento 39 x.

23

24

25

26

TABELA 5 - Mangabal I

LISTAGEM DE AMOSTRAS E FASES MINERAIS ANALISADAS EM OLIVINA GABRO NORITOS E DERIVADOS

AMOSTRAS	Tipo Petrográfico	Olivina cumulus	Plagioclásio cumulus	Ortopiroxênio intercumulus	Clinopiroxênio intercumulus	Ortopiroxênio coronítico	Anfibólio coronítico	Espinélio coronítico	Plagioclásio	Anfibólio
10.1.A2	Meta Olivina Gabro Norito coronítico	x	x	x	x	x	o	o		
10.12	Idem	x	x	x	x	x	o	o		
10.13	Idem	x	x	x	x	x	o	o		
15.12	Idem	x	x	x	-	x	o	o		
26.31	Idem	x	x	x	x	x	o	o		
10.1.B1	Idem	x	x	-	-	x	x	x		
10.15 A	Idem	x	x	x	x	-	o	o		
10.15 S	Idem	x	x	-	-	x	x	o		
15.7	Meta Olivina Gabro Norito								x	x
15.16	Idem								x	x
26.27	Idem								x	x
Análises químicas listadas nas tabelas números		5A	5B	5C	5D	5E	5F	5G	5H	5I

x = fase mineral analisada; o = fase presente, não analisada; - = fase ausente na amostra; em branco = fase ausente na paragenese.

Amostras numeradas 26.n; 15.n e 16.n relativas aos furos 26, 15 e 16 respectivamente; demais amostras, de superfície.

Relação das fases minerais analisadas em amostras de olivina gabronoritos, meta olivina gabronoritos coroníticos ou a espinélio, e de meta olivina gabronoritos do complexo de Mangabal I.

Na tabela encontram-se relacionadas as amostras analisadas (primeira coluna), o respectivo tipo petrográfico (segunda coluna) e as fases minerais analisadas (demais colunas), conforme simbologia especificada na tabela.

As análises químicas das diversas fases minerais analisadas encontram-se listadas nas Tabelas de nºs 5A a 5I, conforme indicado na última linha da Tabela 5. Nas análises químicas os valores em branco representam elementos em quantidades não detectadas.

TABELA 5A
ANÁLISES QUÍMICAS DE OLIVINAS EM OLIVINA GABRONORITOS CORONÍTICOS

AMOSTRAS	10.1.A	10.12	10.13	15.12	26.31	10.1.B	10.15A	10.15S
SiO ₂	37,45	37,82	37,50	38,29	36,97	38,10	37,65	38,70
FeO	25,78	24,32	26,12	22,32	25,41	25,60	22,77	23,36
MnO	0,36	0,38	0,33	0,32	0,30	0,24	0,30	0,24
NiO	0,09	0,11	0,13	0,19	0,19	0,20	0,12	0,19
MgO	36,07	37,32	35,87	39,16	36,71	36,30	38,77	38,01
CaO	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,01	0,03	0,01
Total	99,79	99,99	99,99	100,32	99,61	100,46	99,64	100,51

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 4 OXIGÊNIOS

Si	0,994	0,995	0,995	0,994	0,993	1,001	0,987	1,004
Fe	0,572	0,535	0,580	0,485	0,565	0,563	0,499	0,507
Mn	0,008	0,008	0,007	0,007	0,006	0,005	0,006	0,005
Ni	0,002	0,002	0,003	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004
Mg	1,427	1,463	1,419	1,515	1,455	1,422	1,516	1,471
Ca	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
X _{Fe}	28,6	26,8	29,0	24,2	28,0	28,4	24,7	25,6
X _{Mg}	71,4	73,2	71,0	75,8	72,0	71,6	75,3	74,4

TABELA 5B
COMPOSIÇÃO DE PLAGIOCLÁSIOS EM OLIVINA GABRONORITOS

AMOSTRAS	NÚCLEO		BORDAS
10.1.A	An ₆₃ Ab ₃₆ Or _{.5}	An ₅₅ Ab ₄₂ Or _{.6}	a An ₅₃ Ab ₄₅ Or _{.7}
10/12	An ₆₃ Ab ₃₅ Or ₁	An ₅₈ Ab ₄₀ Or ₁	a An ₅₆ Ab ₄₃ Or ₁
10.13	An ₆₃ Ab ₃₆ Or _{.5}	An ₅₇ Ab ₄₂ Or _{.5}	a An ₅₄ Ab ₄₆ Or _{.8}
15.12	An ₆₄ Ab ₃₄ Or _{.7}	An ₅₈ Ab ₄₁ Or _{.8}	
26/31	An ₆₁ Ab ₃₈ Or ₁	An ₅₉ Ab ₄₆ Or _{.8}	a An ₅₃ Ab ₃₈ Or _{.1.}
10.1.B	An ₆₄ Ab ₃₅ Or _{.5}	An ₅₅ Ab ₄₄ Or _{.5}	
10/15A e S	An ₆₄ Ab ₃₅ Or _{.5}	An ₅₈ Ab ₄₁ Or _{.5}	a An ₅₅ Ab ₄₅ Or _{.8}

TABELA 5C

ANÁLISES DE ORTOPIROXÊNIOS INTERCUMULUS DE OLIVINA GABRONORITOS

AMOSTRA	10.1.A	10/12	10/13	15/12	26/31	10/15
SiO ₂	53,86	53,54	52,12	54,09	54,29	53,98
Al ₂ O ₃	1,86	2,93	4,52	3,47	2,80	2,99
TiO ₂	0,03	0,31	0,44	0,39	0,36	0,32
Cr ₂ O ₃	0,03	0,05	0,18	0,02	0,36	0,05
FeO	18,73	15,28	15,72	14,22	14,16	12,85
MnO	0,44	0,36	0,30	0,28	0,32	0,31
MgO	25,99	26,76	26,18	28,02	27,39	28,12
CaO	1,35	1,30	1,46	0,82	1,49	1,57
Na ₂ O	0,04	0,03	0,05	0,02	0,04	0,04
K ₂ O						
Total	102,33	100,56	100,97	101,33	101,21	100,23

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 6 OXIGÊNIOS

Si	1,931	1,921	1,871	1,912	1,926	1,922
Al	0,069	0,079	0,129	0,088	0,074	0,078
[T]=2,00						
Al	0,009	0,045	0,062	0,056	0,043	0,048
Ti	0,001	0,008	0,012	0,010	0,009	0,008
Cr	0,001	0,001	0,005	0,001	0,010	0,001
Fe	0,561	0,458	0,472	0,420	0,420	0,383
Mn	0,013	0,011	0,009	0,008	0,010	0,009
Mg	1,389	1,431	1,401	1,476	1,449	1,493
Ca	0,052	0,050	0,056	0,031	0,056	0,060
Na	0,003	0,002	0,003	0,001	0,002	0,003
K						
[M]	2,029	2,006	2,020	2,003	1,999	2,005
X _{Fe}	28,8	24,2	25,2	22,1	22,5	20,4
X _{Mg}	71,2	75,7	74,8	77,9	77,5	79,6
Ca	2,6	2,5	2,9	1,6	2,9	3,1
Fe	28,0	23,6	24,4	21,8	21,8	19,8
Mg	69,4	73,8	72,6	76,6	75,3	77,1

TABELA 5D

CLINOPIROXÊNIOS INTERCUMULUS EM OLIVINA GABRONORITOS

AMOSTRAS	10.1.A	10/12	10/13	26/31	10.15A
SiO ₂	51,52	50,33	51,03	52,44	51,92
Al ₂ O ₃	3,84	4,23	4,15	3,89	4,07
TiO ₂	0,75	0,81	1,15	0,84	0,84
Cr ₂ O ₃	0,62	0,55	0,30	0,72	0,12
FeO	7,99	8,13	7,28	7,48	6,33
MnO	0,24	0,18	0,19	0,21	0,19
MgO	16,69	16,63	16,54	16,58	17,33
CaO	18,26	18,55	18,52	18,58	19,57
Na ₂ O	0,56	0,50	0,62	0,63	0,59
K ₂ O					
Total	100,47	99,91	99,78	101,37	100,96

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 6 OXIGÊNIOS

Si	1,889	1,860	1,880	1,900	1,884
Al	0,111	0,140	0,120	0,100	0,116
[T] = 2,00					
Al	0,055	0,044	0,060	0,066	0,058
Ti	0,021	0,022	0,032	0,023	0,023
Cr	0,018	0,012	0,009	0,020	0,003
Fe	0,245	0,251	0,224	0,227	0,192
Mn	0,007	0,006	0,006	0,006	0,006
Mg	0,912	0,916	0,908	0,896	0,938
Ca	0,718	0,734	0,731	0,721	0,761
Na	0,039	0,036	0,044	0,044	0,041
K					
[M]	2,015	2,021	2,014	2,003	2,022
X _{Fe}	21,1	21,5	19,8	20,2	17,0
X _{Mg}	78,8	78,5	80,2	79,8	83,0
Ca	38,3	38,6	39,2	39,1	40,3
Fe	13,1	13,2	12,0	12,3	10,2
Mg	48,6	48,2	48,8	48,6	49,6

TABELA 5E

Amostra	ORTOPIROXÊNIOS CORONÍTICOS				DE OLIVINA GABRONORITOS		
	10.1.A	10/12	10/13	15/12	26/31	10.1.B	10/15S
SiO ₂	54,94	55,30	54,78	56,14	56,21	56,00	55,63
Al ₂ O ₃	0,88	1,11	0,73	0,65	0,95	0,94	1,20
TiO ₂	0,04		0,05		0,04	0,04	0,06
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02				0,01	0,02
FeO	15,73	14,64	16,09	13,13	15,10	15,50	14,55
MnO	0,41	0,32	0,29	0,26	0,33	0,18	0,27
MgO	28,03	28,72	28,01	29,89	29,40	27,80	28,91
CaO	0,21	0,24	0,23	0,20	0,18	0,16	0,15
Na ₂ O	0,01				0,01		
K ₂ O							
Total	100,26	100,35	100,18	100,30	100,23	100,63	100,79

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 6 OXIGÊNIOS

Si	1,973	1,973	1,972	1,988	1,970	1,994	1,972
Al	0,027	0,027	0,028	0,012	0,030	0,006	0,028
[T] = 2,00							
Al	0,010	0,019	0,003	0,015	0,009	0,034	0,022
Ti	0,001		0,001		0,001	0,001	0,002
Cr							0,001
Fe	0,472	0,437	0,484	0,389	0,443	0,462	0,431
Mn	0,012	0,009	0,009	0,008	0,010	0,005	0,008
Mg	1,500	1,527	1,503	1,577	1,536	1,475	1,527
Ca	0,008	0,009	0,009	0,007	0,007	0,006	0,006
Na	0,001				0,001		
K							
[M]	2,005	2,001	2,010	1,996	2,006	1,983	1,997
X _{Fe}	23,9	22,2	24,3	19,8	22,4	23,9	22,0
X _{Mg}	76,1	77,8	75,6	80,2	77,6	76,1	78,0
Ca	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3
Fe	23,8	22,1	24,2	19,7	22,3	23,8	22,3
Mg	75,8	77,4	75,3	79,9	77,3	75,9	77,4

TABELA 5F
ANFIBÓLIO CORONÍTICO DE META OLIVINA GABRONORITO CORONÍTICO OU A ESPINÉLIO

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	43,20	42,50	43,80	41,80	42,60	43,70	43,50	42,90	43,90	43,90
TiO ₂	0,40	0,56	0,40	0,31	0,14	0,06	0,08	0,33	0,07	0,07
Al ₂ O ₃	16,90	17,30	16,70	17,70	16,90	16,80	16,40	16,60	17,20	16,50
Cr ₂ O ₃	0,05	0,01	0,04	0,03				0,06	0,07	
FeO	9,20	9,70	9,10	9,20	9,20	7,40	7,60	7,60	7,20	7,20
MnO	0,08	0,11	0,03	0,14	0,08	0,06	0,09	0,10	0,07	0,11
MgO	13,40	13,30	13,90	12,80	13,70	15,50	15,70	16,20	15,10	15,50
CaO	10,40	10,30	10,60	10,30	10,50	11,50	11,20	11,30	11,20	11,50
Na ₂ O	2,61	2,80	2,53	2,66	2,63	2,79	2,93	2,82	2,65	2,75
K ₂ O	0,49	0,45	0,51	0,58	0,48	0,29	0,31	0,32	0,41	0,33
Total	96,73	97,03	97,61	95,52	96,23	98,10	97,81	98,23	97,85	97,86

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 23 OXIGÊNIOS

Si	6,262	6,167	6,283	6,152	6,215	6,210	6,215	6,112	6,237	6,252
Al	1,738	1,833	1,717	1,848	1,785	1,790	1,785	1,888	1,763	1,748
[T] = 8,00										
Al	1,149	1,126	1,106	1,223	1,121	1,025	0,977	0,900	1,118	1,022
Ti	0,043	0,061	0,043	0,035	0,015	0,007	0,009	0,035	0,007	0,007
Cr	0,006	0,001	0,005	0,004				0,007	0,007	
Fe	1,116	1,177	1,092	1,133	1,122	0,880	0,908	0,906	0,856	0,858
Mn	0,010	0,013	0,004	0,017	0,010	0,008	0,010	0,012	0,008	0,013
Mg	2,894	2,876	2,972	2,807	2,978	3,283	3,343	3,440	3,197	3,290
Ca	1,615	1,601	1,629	1,624	1,642	1,751	1,714	1,725	1,705	1,755
Na	0,167	0,145	0,149	0,157	0,112	0,046	0,039	-	0,102	0,055
[M]	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,025	7,000	7,000
Na	0,566	0,643	0,554	0,602	0,632	0,722	0,773	0,779	0,628	0,704
K	0,091	0,083	0,093	0,109	0,089	0,053	0,056	0,058	0,075	0,060
[A]	0,657	0,726	0,647	0,711	0,721	0,775	0,829	0,837	0,703	0,764
Na + K	0,824	0,871	0,796	0,868	0,833	0,821	0,868	0,837	0,805	0,819
X _{Fe}	28	29	27	29	27	21,1	21,4	20,8	21,1	20,7
X _{Mg}	72	71	73	71	73	78,9	78,6	79,2	78,9	79,3

Análises de 1 a 5 = AMOSTRA 10.1.B

Análises de 6 a 10 = AMOSTRA 10.155

TABELA 5G
ANÁLISES DE ESPINÉLIO EM META OLIVINA GABRONORITO A ESPINÉLIO

	1	2	3	4	5
TiO ₂					
Al ₂ O ₃	61,90	61,80	62,01	61,59	61,69
Cr ₂ O ₃	1,65	1,66	1,76	1,57	1,74
V ₂ O ₃					
Fe ₂ O ₃	1,60	1,50	1,74	2,06	1,68
FeO	23,05	23,13	22,88	22,63	22,98
MnO					
MgO	12,40	12,29	12,60	12,61	12,40
CaO					
Total	100,60	100,38	100,99	100,46	100,49

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 32 OXIGÊNIOS

Ti					
Al	15,468	15,481	15,429	15,408	15,441
Cr	0,277	0,278	0,294	0,263	0,291
V					
Fe ³⁺	0,255	0,240	0,276	0,329	0,268
Fe ²⁺	4,083	4,108	4,036	4,013	4,077
Mn					
Mg	3,917	3,892	3,964	3,987	3,923
Ca					
X _{Fe}	49	48,6	49,5	49,8	49
X _{Mg}	51	51,4	50,5	50,2	51
Al/R	96,6	96,7	96,4	96,3	96,5
Cr/R	1,7	1,7	1,8	1,6	1,8
Fe ³ /R	1,6	1,5	1,7	2,0	1,7
$\frac{Cr}{Cr+Al}$	1,7	1,7	1,8	1,7	1,8

$$R = Al + Cr + Fe^{3+}$$

Análises de 1 a 5 = AMOSTRA 10.1.B

TABELA 5H

COMPOSIÇÃO DE PLAGIOCLÁSIOS EM META OLIVINA GABRONORITOS

AMOSTRA	PLAGIOCLÁSIOS RELIQUIARES	PLAGIOCLÁSIOS GRANOBLÁSTICOS
15.7	An ₆₃ Ab ₃₅ Or ₁ (poucos)	An ₅₈ Ab ₄₁ Or ₁
15/16	An ₆₂ Ab ₃₆ Or ₁ (raros)	An ₄₉ Ab ₅₀ Or ₁ a An ₄₄ Ab ₅₅ Or ₁
26/27	---	An ₄₇ Ab ₅₂ Or ₁ a An ₄₁ Ab ₅₈ Or ₁ (intervalo An ₄₂ - An ₄₆ , mais comum)

TABELA 51
ANÁLISES QUÍMICAS DE ANFIBÓLIOS EM META OLIVINA GABRONORITOS

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	46,34	45,30	44,37	46,95	46,94	47,05	46,45	45,90	45,60	45,69
Al ₂ O ₃	15,07	16,91	19,68	14,61	14,90	15,24	16,81	14,95	15,64	15,64
TiO ₂	0,30	0,32	0,07	0,33	0,39	0,20	0,21	0,45	0,48	0,58
FeO	6,78	6,87	11,09	7,49	7,58	13,62	13,69	8,73	8,78	9,00
MgO	16,25	15,51	20,81	16,48	15,95	20,24	19,91	14,79	14,91	15,08
CaO	11,05	11,60	0,57	10,71	10,93	0,71	0,64	10,43	10,36	10,49
Na ₂ O	1,93	2,30	2,19	2,03	1,84	1,82	1,96	2,15	2,16	2,21
K ₂ O	0,16	0,20		0,16	0,13			0,16	0,16	0,16
Total	97,87	98,74	98,79	98,77	98,67	98,88	99,66	97,57	98,10	98,86

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 23 OXIGÊNIOS

Si	6,519	6,338	6,122	6,559	6,562	6,542	6,411	6,531	6,456	6,431
Al	1,481	1,662	1,878	1,441	1,438	1,458	1,589	1,469	1,544	1,569
[T] = 8,00										
Al	1,018	1,126	1,322	0,964	1,016	1,038	1,145	1,037	1,066	1,025
Ti	0,032	0,034	0,007	0,035	0,041	0,020	0,021	0,048	0,051	0,061
Fe	0,797	0,803	1,280	0,875	0,886	1,583	1,580	1,038	1,039	1,060
Mg	3,407	3,235	4,280	3,432	3,323	4,194	4,095	3,138	3,147	3,164
Ca	1,665	1,739	0,084	1,603	1,638	0,105	0,094	1,590	1,571	1,581
Na	0,081	0,063	0,027	0,091	0,096	0,060	0,065	0,149	0,126	0,109
[M]	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000
Na	0,444	0,488	0,560	0,459	0,403	0,431	0,459	0,445	0,467	0,492
K	0,029	0,036		0,028	0,023			0,029	0,029	0,029
[A]	0,473	0,524	0,560	0,487	0,426	0,431	0,459	0,474	0,496	0,521
Na + K	0,554	0,524	0,587	0,578	0,522	0,491	0,524	0,623	0,622	0,630
X _{Fe}	19	20	23	20,3	21,1	27,4	27,8	24,9	24,8	25
X _{Mg}	81	80	77	79,7	78,9	72,6	72,2	75,1	75,2	75

Análises de 1 a 3 = amostra 15/7; Análises 4 e 5 = amostra 15/16; Análises de 6 a 10 = amostra 26/27

O clinopiroxênio, nesta litologia, ocorre comumente como fase intercumulus, contudo, em algumas amostras apresenta-se sob a forma de cristais discretos, com tendências euedrais, associado a ortopiroxênio e plagioclásio, estes sempre como fases cumulus.

De modo geral, as características dessas rochas aproximam-se às de adcumulatos: zoneamento fraco a ausente, fases intercumulus em pequena porcentagem ou mesmo ausentes (Fotomicrografias 27 e 29).

6.2.4.1. Gabronoritos (piroxênio-plagioclásio cumulatos)

Os termos ígneos reliquiais referentes a esse tipo petrográfico serão designados por *gabronoritos*, termo genérico derivado dos dados de análises modais (Tabela 6), representados no diagrama classificatório da Fig. 10, independentemente das características texturais apresentadas pelos clinopiroxênios nas amostras analisadas.

Os gabronoritos acima definidos são rochas de granulção média, com coloração acastanhada, geralmente isotropas.

Nessas rochas os ortopiroxênios apresentam hábito nitidamente prismático alongado, com bordas ligeiramente arredondadas, atingindo dimensões sub-centimétricas a centimétricas (geralmente entre 0,4 a 0,7 mm), perfeitamente individualizados (Fotomicrografias 27 e 29) e são portadores de lamelas de exsolução de clinopiroxênio paralelas a (100), correspondendo aos descritos como "ortopiroxênios tipo Bushveld" (Deer *et alii*, 1978) (Fotomicrografia 28).

A composição química dos ortopiroxênios varia de bronzita a hiperstênio. Análises químicas dessa fase mineral encontram-se listadas na Tabela 7A, conforme especificado na Tabela 7.

Os plagioclásios apresentam hábito prismático, ocorrendo como cristais rípiiformes de dimensões variáveis, geralmente sub-centimétricas. De modo geral não apresentam zoneamento composicional, entretanto, nesses minerais é possível di

TABELA 6

Amostra	ANÁLISES MODAIS DE PIROXÊNIO-PLAGIOCLÁSIO CUMULATOS DE MANGABAL I				
	Plagioclásio	Ortopiroxênio	Clinopiroxênio	Anfibólio	Opacos
26/33	40,6	43,4	16,0	-	-
26/37	55,5	40,5	3,0	-	-
1/6	40,0	31,6	19,4	8,8	0,2
1/3	27,0	30,4	41,0	7,6	4,0
10/2	45,6	12,2	34,6	2,4	5,2
10/11	54,1	12,1	27,8	3,4	2,6

FIG. 10 - Projeção das análises modais de piroxênio plagioclásio cumulatos em diagrama classificatório de Streckeisen (1973),

Fotomicrografia 27 - Amostra 26/40. Gabronorito.

Aspectos texturais gerais de gabronoritos, constituídos essencialmente por cristais prismáticos alongados, de ortopiroxênios, e por cristais ripiformes de plagioclásio. Os plagioclásios normalmente não apresentam zoneamento, diferenciando-se nestes minerais, uma porção central, turva (que delimita formas prismáticas) e bordas sem turvamento, que se estendem desenvolvendo contatos por interferência com os demais cristais. Notar a ausência de material intercumulus, característica de tipos adcumuláticos.

Polarizadores parcialmente cruzados. Aumento 20 x.

Fotomicrografia 28 - Amostra 26/40. Gabronorito.

Detalhe de cristal de ortopiroxênio, de coloração acastanhada, mostrando lamelas de exsolução de clino piroxênio paralelas a (100), correspondendo a "ortopiroxênios tipo Bushveld" de Deer *et alii*, 1978.

Polarizadores cruzados. Aumento 156 x.

Fotomicrografia 29 - Amostra 26/33. Gabronorito.

A amostra corresponde a gabronorito, com ortopiroxênios e plagioclásios como fases cumulus, porém apresenta, pontualmente, núcleos de ortopiroxênios granulares envolvidos por anfibólio simplectítico, semelhantes aos observados em amostras portadoras de feições coroníticas, que poderiam indicar antigos cristais de olivina. Na sequência atravessada pelo furo nº 26 (Fig. 7), essa amostra (26/33) é interpretada como amostra de transição entre a sequência de olivina gabronoritos e a sequência de gabronoritos.

Polarizadores descruzados. Aumento 20 x.

27

28

29

ferenciar uma área central, normalmente turva, e bordas sem turvamento.

Nessas rochas os plagioclásios desenvolvem contatos por interferência com as demais fases cristalinas, sugerindo provável crescimento adcumulático para esta fase.

Composicionalmente, correspondem a labradoritas (An_{60}). Análises químicas dessa fase encontram-se listadas na Tabela 7B, conforme especificado na Tabela 7.

Os clinopiroxênios ocorrem com características texturais variáveis nesse tipo litológico. Na maior parte das amostras analisadas, ocorrem nitidamente como fases intercumulus englobando poiquiliticamente as fases cumulus (ortopiroxênio e plagioclásio), quando então apresentam-se carregados de inclusões de opacos que lhes conferem forte coloração acastanhada. Em algumas amostras, entretanto, o clinopiroxênio tende a ocorrer de forma granular, desenvolvendo cristais subidiomórficos, associados às fases cumulus. Nessas amostras, o clinopiroxênio apresenta lamelas de exsolução de ortopiroxênio paralelas a (100), correspondendo a "clinopiroxênio tipo Bushveld" (Deer *et alii*, 1978).

A variação das características texturais apresentada pelos clinopiroxênios nessa litologia sugere devam ocorrer variações petrográficas, desde termos mais noríticos, até termos gabronoríticos. Gabros não foram reconhecidos.

Minerais opacos são pouco frequentes nesse tipo litológico, tendo-se observado a presença de ilmenita, com características intercumulus, e sulfetos (calcopirita, pirrotita e pentlandita), em porcentagens muito subordinadas.

Feição observada em algumas amostras desse tipo petrográfico é a existência de certo paralelismo dos minerais prismáticos (tanto plagioclásios, como piroxênios), evidenciando a presença de laminação ígnea nessas rochas ("igneous lamination" de Wager e Brown, 1967, pg. 22).

Análises químicas de rocha total de amostras representativas de gabronotitos encontram-se listadas na Tabela 13.

6.2.4.2. Meta gabronoritos

Os reequilíbrios mineralógicos subsequentes modificam sensivelmente a paragênese original dos gabronoritos transformando-os em meta gabros. Os piroxênios transformam-se em anfibólios, os plagioclásios, originalmente mais cálcicos e ripiformes, tornam-se mais sódicos, adquirindo texturas granoblásticas.

Tal como observado em meta olivina gabronoritos, também nesta litologia a transformação é gradativa, havendo muitas amostras em estágios intermediários, com paragêneses ainda não reequilibradas. Os aspectos texturais reliquiais não são muito bem preservados nesta litologia, perdendo-se rapidamente as feições originais subjacentes.

Meta gabros cuja derivação a partir de gabronoritos é bem estabelecida serão denominados de *meta gabronoritos*, mantendo-se o termo "meta gabro l.s." para rochas de semelhante natureza porém de derivação incerta (analisados no item 6.2.6).

Nas amostras analisadas somente puderam ser reconhecidos meta gabronoritos em estágios de transformação incipiente a intermediário (Fotomicrografias 30 e 31). O desenvolvimento de cristais de anfibólio a partir de reação entre piroxênios e plagioclásio pode ser observada, contudo, amostras representativas do produto final, reequilibradas, não foram caracterizadas. Confrontando-se com a associação mineralógica apresentada por meta gabronoritos descritos e caracterizados para o complexo de Mangabal II, analisados mais adiante, a paragênese final deve apresentar: plagioclásio, com composições andesíticas; anfibólios, um ou dois tipos de anfibólio (ortoanfibólios e/ou clinoanfibólios), rutilo e quartzo, esta última fase ocorrendo como pequenas gotas inclusas em hornblendas. Paragêneses dessa natureza são reconhecidas em várias amostras do complexo de Mangabal I (Fotomicrografias 32 e 33), contudo sua derivação é incerta e por isso são mantidas como meta gabros l.s..

Confrontando-se as associações mineralógicas de

Fotomicrografia 30 - Meta gabronorito. Amostra do meta gabronorito com recristalização parcial, incompleta, no qual parte do ortopiroxênio apresenta-se transformado em anfibólio, e o plagioclásio ainda conserva hábito prismático e turvamento. As características reliquias ainda são discerníveis.

Polarizadores descruzados. Aumento 20 x.

Fotomicrografia 31 - Meta gabronorito. Também amostra com reequilíbrio parcial, na qual se nota a associação de anfibólio incolor-anfibólio verde, presente em algumas amostras de derivadas de gabronoritos. As texturas ainda conservam características reliquias.

Polarizadores descruzados. Aumento 39 x.

Fotomicrografia 32 - Meta gabro l.s. (meta gabronorito?). Tipo litológico comumente encontrado no complexo, porém de derivação não estabelecida. Provavelmente derivado de gabronoritos, devido à conspícua presença de quartzo na associação, apresenta cristais de anfibólio verde, com inclusões de cristais de quartzo e plagioclásio granoblástico, (andesina). Não possui mais texturas reliquias.

Polarizadores descruzados. Aumento 20 x.

Fotomicrografia 33 - Meta gabro l.s. (meta gabronorito?). Amostra semelhante à anterior. Provavelmente derivada de gabronoritos, apresentando anfibólio verde com inclusões de quartzo e plagioclásio granoblástico.

Polarizadores descruzados. Aumento 50 x.

30

31

32

33

meta olivina gabronoritos e de meta gabronoritos, respectivamente, tudo indica que a presença de quartzo livre na associação sirva de elemento discriminador, de forma a diferenciar meta olivina gabronoritos ("meta gabros" derivados de litologias originalmente portadoras de minerais insaturados em sílica) de meta gabronoritos ("meta gabros" derivados de litologias originalmente sem minerais insaturados).

Análises químicas minerais para meta gabronoritos não foram realizados visto não haver amostras favoráveis para análise, ou seja, amostras portadoras da paragênese final, reequilibrada. A quase totalidade dos meta gabronoritos apresenta transformações intermediárias; os mais recrystalizados correspondem a amostras próximas a zonas de fraturamento e contaminadas devido à introdução de veios de material de composição granítica, que modificam sensivelmente a associação mineralógica, provocando conspícuo desenvolvimento de biotita. A interpretação da sequência de transformações para esse tipo petrográfico será extrapolada a partir dos dados existentes para os gabronoritos do complexo de Mangabal II, nos quais as transformações posteriores puderam ser melhor caracterizadas.

6.2.5. Rochas foliadas

Nesse item serão analisados os tipos petrográficos que, macroscopicamente, apresentam sinais de foliação, xistossidade, fraturamento (milonitos e cataclasitos) e que, microscopicamente, apresentam feições texturais diversas daquelas apresentadas pelas rochas não foliadas, descritas nos itens anteriores.

Na área em apreço as rochas foliadas têm ocorrência de certa forma delimitada e ocorrem particularmente ao longo de zonas de falhamento (Fig. 2) e em zona de fraturamento, sendo estas melhor observadas nas sequências atravessadas pelos furos de sondagem de n°s 15, 16 e 26 (Figs. 5, 6 e 7, respectivamente).

Embora correlacionáveis em alguns casos a litologias já descritas para este complexo, são analisadas à parte,

TABELA 7
LISTAGEM DAS AMOSTRAS E FASES ANALISADAS EM GABRO NORITOS
MANGABAL I

Amostra	Tipo Petrográfico	Ortopiroxênio (cumulus)	Plagioclásio (cumulus)	Clinopiroxênio (intercumulus)
26/33	Gabro norito	x	x	-
26/37	Gabro norito (termo mais norítico)	x	x	-
26/40	Idem	x	x	o
16/21	Idem	x	x	o
1/6	Gabro norito	x	x	x
Análises químicas listadas nas tabelas		7A	7B	7C (com 7A)

Relação das fases minerais analisadas em amostras de gabronoritos do complexo de Mangabal I.

Na tabela encontram-se relacionadas as amostras analisadas (primeira coluna), o respectivo tipo petrográfico (segunda coluna) e as fases minerais analisadas (demais colunas) conforme simbologia especificada na tabela.

As análises químicas das diversas fases minerais analisadas encontram-se listadas nas tabelas de N°s 7A a 7C conforme indicado na última linha da tabela 7. Nas análises químicas, os valores em branco representam elementos em quantidades não detectadas.

Amostras numeradas 26/n e 16/n relativas aos furos 26 e 16, respectivamente. Demais amostras, de superfície.

x = fases minerais analisadas; o = fase presente, não analisada; - = fase ausente na amostra; em branco = fase ausente na paragênese.

TABELAS 7-A e C
ANÁLISES QUÍMICAS DE ORTOPIROXÊNIOS E CLINOPIROXÊNIOS

Amostra	26/33	26/37	26/40	16/21	1/6	1/6(7C)
SiO ₂	53,17	54,08	53,94	52,89	53,22	51,87
Al ₂ O ₃	2,87	2,59	2,66	2,15	2,37	3,82
TiO ₂	0,31	0,20	0,42	0,47	0,27	0,56
Cr ₂ O ₃	0,36	0,25	0,25	0,09	0,12	0,18
FeO	15,74	14,42	15,12	19,95	14,75	7,67
MnO	0,27	0,26	0,33	0,53	0,32	0,17
MgO	26,69	26,36	26,89	22,82	27,50	16,45
CaO	1,20	1,33	1,27	1,13	1,81	19,17
Na ₂ O	0,08	0,06	0,02	0,05	0,02	0,41
K ₂ O						
Total	100,66	99,55	100,90	100,08	100,38	100,30

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 6 OXIGÊNIOS

Si	1,912	1,950	1,928	1,949	1,915	1,903
Al	0,088	0,050	0,072	0,051	0,085	0,097

$$[T] = 2,00$$

Al	0,033	0,060	0,040	0,042	0,015	0,068
Ti	0,008	0,005	0,011	0,013	0,007	0,015
Cr	0,010	0,007	0,007	0,003	0,003	0,005
Fe	0,473	0,435	0,452	0,615	0,444	0,235
Mn	0,008	0,008	0,010	0,016	0,009	0,005
Mg	1,431	1,417	1,432	1,253	1,475	0,899
Ca	0,046	0,051	0,049	0,044	0,069	0,753
Na	0,005	0,004	0,001	0,004	0,001	0,029

K

[M]	2,014	1,987	2,002	1,990	2,023	2,009
X _{Fe}	24,8	23,5	24,0	32,9	23,1	20,7
X _{Mg}	75,2	76,5	76,0	67,1	76,9	79,3
Ca	2,3	2,7	2,5	2,3	3,4	39,9
Fe	24,3	22,8	23,4	32,2	22,3	12,5
Mg	73,4	74,5	74,1	65,5	74,2	47,6

TABELA 7-B

COMPOSIÇÃO DE PLAGIOCLÁSIOS EM GABRO NORITOS

Amostra	Núcleo	Borda
26/33	An ₆₀ Ab ₃₉ Or _{.9}	An ₅₇ Ab ₄₂ Or ₁
26/37	An ₆₀ Ab ₃₉ Or _{.8}	An ₅₇ Ab ₄₂ Or _{.8}
26/40	An ₆₀ Ab ₃₉ Or ₁	An ₅₈ Ab ₄₁ Or ₁
16/21	An ₅₆ Ab ₄₃ Or ₁	An ₄₈ Ab ₅₁ Or ₁
1/6	An ₆₀ Ab ₃₉ Or ₁	An ₅₆ Ab ₄₃ Or ₁

visto que o quimismo da rocha original pode ter sido modificado pela eventual introdução (ou remoção) de material ao longo das zonas de fraturas, gerando associações mineralógicas distintas das já descritas.

Alguns tipos de rochas foliadas serão analisadas, selecionando-se os mais significativos, mais abundantes e melhor caracterizáveis.

6.2.5.1. Antofilita xistos

Os antofilita xistos são rochas nitidamente foliadas, de coloração cinza esverdeada, bastante alteradas em amostras de superfície e melhor preservadas em amostras de testemunhos de sondagem.

Sua ocorrência é característica ao longo de zonas de falhamento ou de fraturamento. Nas sequências atravessadas pelos furos de sondagem (furos 16 e 26, Figs. 6 e 7, respectivamente), faixas de antofilita xistos são observadas seccionando sequências litológicas ultramáficas, marcando zonas de fratura e/ou falhamento. Em superfície, distribuem-se ao longo de faixas bem delimitadas, como que balizando as zonas de falhamento (ver Fig. 2).

Essas rochas são constituídas predominantemente por antofilita, em prismas milimétricos; por hornblenda verde clara, em porcentagens variáveis e, subordinadamente, podem ainda apresentar biotita, clorita e opacos. Aspecto textural peculiar dessas rochas é o fato dos prismas de antofilita não apresentarem nenhuma orientação preferencial e nenhum sinal de deformação, desenvolvendo-se caoticamente, disseminados na rocha (Fotomicrografia 34).

A composição química da antofilita é apresentada na Tabela 8-C (amostra 26/1), e análises químicas de rocha total, de amostras de antofilita xistos, encontram-se listadas na Tabela 13.

6.2.5.2. Hornblenda-clorita-bronzita-xistos

Bronzita-xistos

Os hornblenda-clorita-bronzita-xistos e os bronzita-xistos constituem um conjunto de rochas ultramáficas foliadas (xistosas), reconhecidas tanto em amostras de superfície como em amostras de testemunhos de sondagem.

Em superfície ocorrem pontualmente, associadas a meta peridotitos a clorita (principal litologia ultramáfica aflorante - Figs. 2 e 4) e apresentam-se bastante alteradas, tendo sido melhor caracterizadas em amostras de testemunhos de sondagem (Furo nº 26, amostras nºs 6 a 10, Fig. 7), nas quais encontram-se melhor preservadas.

Sua ocorrência é também vinculada a zonas de fraturamento e/ou falhamento. Em superfície, associam-se a rochas ultramáficas cataclasadas e no Furo 26, estas rochas ocorrem em continuidade à faixa de antofilita xistos (ver Fig. 7).

Os hornblenda-clorita-bronzita-xistos são constituídos por hornblenda verde clara, por clorita magnesiânica em finas palhetas e por cristais de ortopiroxênio (bronzita), com opacos subordinados. Olivina pode ou não ocorrer na associação. Quando presente apresenta-se estirada (como porfiroclastos). A foliação é marcada pela orientação de cloritas e hornblendas, que ocorrem em porcentagens variáveis. Característica marcante dessas rochas é o desenvolvimento do ortopiroxênio. Esse mineral ocorre como porfiroblastos sub-centimétricos a centimétricos, caoticamente distribuídos na matriz de clorita e anfibólio. Suas características ópticas e texturais são totalmente distintas das apresentadas pelos ortopiroxênios de origem ígnea. Nessas amostras, este mineral desenvolve cristais porfiroblásticos anédricos, totalmente límpidos, livres de quaisquer lamelas de exsolução (Fotomicrografia 36). Também quimicamente diferem dos ortopiroxênios de origem ígnea (análises na Tabela 8B, conforme especificado na Tabela 8).

O desenvolvimento de ortopiroxênios é marcante, podendo chegar a constituir a quase totalidade da rocha, com alguma clorita e anfibólio associado (Fotomicrografia 37). Es-

sas rochas são então designadas de bronzita-xistos. Aspecto textural sensível, nessas amostras, é o fato dos ortopiroxênios não apresentarem nenhuma orientação preferencial e nenhum sinal de deformação.

A análise comparativa de várias amostras com estas características texturais e mineralógicas, mostra haver um aumento gradual de ortopiroxênio desde os hornblenda-clorita - bronzita-xistos até os bronzita xistos.

Em algumas amostras de hornblenda-clorita-bronzita -xistos pode-se observar a presença de restos de peridotitos feldspáticos, ainda preservados como que sob a forma de porfiroclastos (Fotomicrografia 35). Essas evidências são sugestivas que esses xistos derivaram dos peridotitos feldspáticos (ou de seus equivalentes recristalizados já descritos) e que prováveis modificações químicas devem ter acompanhado as transformações mineralógicas, de forma a substituir a olivina (presente nos peridotitos feldspáticos ou de seus derivados) por ortopiroxênio (bronzita).

Na Tabela 8 encontram-se relacionadas as fases minerais analisadas em amostras de anfibólio-clorita-bronzita -xistos. As amostras de n^os 1/11 e 10/16 ainda apresentam restos de olivina na associação, na amostra 26/6, esta fase é totalmente ausente.

Análises químicas de rocha total encontram-se listadas na Tabela 13 (amostras n^os 10/16 e 1/11).

6.2.5.3. Milonitos e cataclasitos

Rochas com texturas miloníticas ou cataclásticas são comumente reconhecidas ao longo das faixas de falhamento e/ou fraturamento.

Rochas ultramáficas com texturas cataclásticas são observadas tanto em amostras de superfície como em amostras de furos de sondagem. Nestas amostras, particularmente olivinas e piroxênios apresentam-se fortemente fraturados. Milonitos ultramáficos foram caracterizados em amostras do furo n^o 26 (amostras 26/5 e 26/25, Fig. 7) nos quais porfiroclastos de

Fotomicrografia 34 - Antofilita xisto.

Rocha constituída predominantemente por cristais prismáticos de antofilita, disseminados caoticamente na rocha. Hornblenda verde clara e clorita podem estar presentes na associação, constituindo a matriz, em pequena porcentagem.

Polarizadores cruzados. Aumento 20 x.

Fotomicrografia 35 - Hornblenda-clorita-bronzita-xisto (amostra 10/16).

A rocha corresponde a hornblenda-clorita-bronzita - xisto, caracterizada pelo desenvolvimento de porfiroblastos de bronzita, em matriz de clorita e anfibólio. Nesta amostra ainda persistem relictos de peridotito feldspático (parte assinalada no canto superior a direita da foto), que ocorrem na rocha como "porfiroclastos". No caso, trata-se de um cristal de olivina, englobado poiquiliticamente por ortopiroxênio de origem ígnea, com forte coloração acastanhada, totalmente distinto dos porfiroblastos de bronzita que se desenvolvem no restante da amostra.

Polarizadores parcialmente cruzados. Aumento 20 x.

Fotomicrografia 36 - Hornblenda-clorita-bronzita-xisto.

Rocha constituída por porfiroblastos de bronzita que se desenvolvem caoticamente, disseminados em matriz constituída por clorita magnesiânica e anfibólio.

Polarizadores parcialmente cruzados. Aumento 20 x.

Fotomicrografia 37 - Bronzita-xisto.

Rocha constituída essencialmente por cristais de bronzita. Praticamente pouca ou nenhuma clorita e/ou anfibólio ocorrem nesta amostra.

Polarizadores parcialmente cruzados. Aumento 20 x.

34

35

36

37

olivina, às vezes com porções dos piroxênios ígneos envolventes, apresentam-se estirados, microgranulados e envolvidos em fina matriz de clorita e anfibólio recristalizados.

Dentre as rochas gabróicas, gabronoritos com texturas cataclásticas e/ou miloníticas são os mais frequentemente observados. Nessas rochas, tanto os plagioclásios como os piroxênios apresentam-se microgranulados, às vezes estirados . Olivina gabronoritos cataclásticos e/ou miloníticos raramente foram observados, provavelmente transformados em meta gabros *l.s.*

6.2.6. Outros tipos petrográfico

Dentre os demais tipos petrográficos reconhecidos no complexo de Mangabal I, destacam-se ainda os abaixo descritos.

6.2.6.1. Meta gabros *lato sensu* (*l.s.*)

O termo meta gabro *l.s.* engloba um conjunto de rochas gabróicas constituídas predominantemente por plagioclásio (andesina) e hornblenda verde, em porcentagens relativas variáveis podendo ainda apresentar quartzo, biotita, rutilo e opacos em porcentagens subordinadas na associação.

De modo geral são rochas de granulação fina a média, isótropas, de coloração cinza esverdeada, portadoras de texturas totalmente granoblásticas, sem nenhuma evidência de feições texturais reliquias.

Observações em amostras de furos de sondagem (particularmente da sequência gabróica do furo 16, Fig. 6), mostram o desenvolvimento de meta gabros, às vezes bandados, ao longo de zonas de fratura e/ou falhamento. Os meta gabros resultantes são extremamente semelhantes, independente do tipo de rocha gabróica original. Quando há introdução de veios de material de natureza granítica, observa-se o desenvolvimento de meta gabros com biotita, mais abundantes próximo aos contatos do veio com as rochas gabróicas. Injeções de veios de

TABELA 8

LISTAGEM DAS AMOSTRAS E FASES ANALISADAS EM ROCHAS FOLIADAS

Amostra	Tipo Petrográfico	Olivina	Ortopiroxênio	Anfibólio	Clorita
26/5	milonito ultramáfico	x	o	o	o
1/11	anfibólio-clorita-bronzita-xisto	x	x	o	o
10/16	idem	x	x	x	x
26/6	idem		x	x	x
26/1	antofilita-xisto			x	
Análises químicas listadas nas tabelas		8A	8B	8C	8D

x = fase analisada; o = fase presente, não analisada; - = fase ausente na amostra; em branco = fase ausente na paragênese.

Amostras numeradas 26/n, relativas ao furo de sondagem nº 26; demais amostras, de superfície.

Relação das fases minerais analisadas em amostras de rochas foliadas do complexo de Mangabal I

Na tabela encontram-se relacionadas as amostras analisadas (primeira coluna), o respectivo tipo petrográfico (segunda coluna) e as fases minerais analisadas (nas demais colunas) conforme simbologia especificada na tabela.

As análises químicas das diversas fases minerais encontram-se listadas nas Tabelas 8A a 8D, conforme indicado na última linha da Tabela 8. Nas análises químicas, os valores em branco representam elementos em quantidades não detectadas. As amostras 1/11 e 10/16 ainda contêm relictos de olivina na associação, conforme exposto no texto (item 6.2.5.2).

TABELA 8-A

ANÁLISES QUÍMICAS DE OLIVINAS

Amostra	26/5	1/11	10/16
SiO ₂	39,10	38,12	38,10
FeO	17,95	23,58	20,91
MnO	0,32	0,38	0,38
NiO	0,32	0,26	0,21
MgO	42,60	37,70	39,76
CaO	0,02	0,01	0,01
Total	100,31	100,05	99,36

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 4 OXIGÊNIOS

Si	0,995	0,998	0,993
Fe	0,382	0,516	0,456
Mn	0,007	0,008	0,008
Ni	0,006	0,005	0,004
Mg	1,615	1,472	1,545
Ca	0,001	0,003	0,001
X _{Fe}	19,1	26,0	22,8
X _{Mg}	80,9	74,0	77,2

TABELA 8-B
ANÁLISES QUÍMICAS DE ORTOPIROXÊNIOS

Amostra	26/6	1/11	10/16
SiO ₂	56,40	54,54	56,32
Al ₂ O ₃	0,65	1,67	1,08
TiO ₂	0,09	0,04	0,08
Cr ₂ O ₃	0,08	0,05	0,04
FeO	9,96	14,78	12,71
MnO	0,22	0,29	0,34
MgO	32,62	28,98	30,75
CaO	0,14	0,14	0,15
Na ₂ O	0,01		0,01
K ₂ O			
Total	100,17	100,49	101,49

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 6 OXIGÊNIOS

Si	1,974	1,947	1,969
Al	0,026	0,053	0,031
[T] = 2,00			
Al	0,001	0,017	0,013
Ti	0,002	0,001	0,002
Cr	0,002	0,002	0,001
Fe	0,291	0,441	0,372
Mn	0,006	0,008	0,010
Mg	1,701	1,542	1,602
Ca	0,005	0,005	0,006
Na	0,001		0,001
K			
[M]	2,010	2,016	2,007
X _{Fe}	14,6	22,2	18,8
X _{Mg}	85,4	77,8	81,2
Ca	0,3	0,2	0,3
Fe	14,6	22,2	18,8
Mg	85,1	77,6	80,9

TABELA 8-C
ANÁLISE QUÍMICA DE ANFIBÓLIOS

Amostra	26/6	26/1	10/16a	10/16b	10/16c	10/16d
SiO ₂	54,43	56,91	50,03	48,59	49,82	49,48
Al ₂ O ₃	4,82	1,48	8,44	8,07	7,99	8,17
TiO ₂		0,06	0,31	0,29	0,35	0,30
FeO	4,52	11,97	6,43	6,54	6,57	6,51
MgO	21,54	26,82	20,08	19,81	19,86	19,91
CaO	12,00	0,56	11,60	11,17	11,47	11,41
Na ₂ O	0,86	0,14	1,66	1,09	1,48	1,40
K ₂ O	0,10		0,14	0,08	0,11	0,11
Total	98,27	97,92	98,68	95,64	97,66	97,29

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 23 OXIGÊNIOS

Si	7,495	7,827	6,979	6,987	7,022	6,998
Al	0,505	0,173	1,021	1,013	0,978	1,002
[T] = 8,00						
Al	0,278	0,066	0,366	0,354	0,350	0,359
Ti		0,006	0,033	0,032	0,037	0,032
Fe	0,521	1,376	0,750	0,786	0,774	0,770
Mg	4,422	5,497	4,176	4,246	4,172	4,198
Ca	1,771	0,081	1,733	1,721	1,731	1,729
Na	0,008					
[M]	7,000	7,026	7,058	7,139	7,064	7,088
Na	0,221	0,036	0,448	0,305	0,405	0,385
K	0,018		0,025	0,015	0,020	0,020
[A]	0,239	0,036	0,473	0,320	0,425	0,405
Na+K	0,247	0,036	0,473	0,320	0,425	0,405
X _{Fe}	10,5	20,0	15,2	15,6	15,6	15,5
X _{Mg}	89,5	80,0	84,8	84,4	84,4	84,5

TABELA 8-D
ANÁLISES QUÍMICAS DE CLORITAS

Amostra	26/6	26/6	10/16
SiO ₂	31,11	30,91	30,37
Al ₂ O ₃	17,91	17,78	17,83
Cr ₂ O ₃			
FeO	5,09	5,20	5,79
MgO	32,78	32,75	32,22
CaO			
Na ₂ O			
K ₂ O			
Total	86,89	86,64	86,21

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 28 OXIGÊNIOS

Si	5,925	5,911	5,860
Al	2,075	2,089	2,140
[T] = 8,00			
Al	1,947	1,918	1,913
Cr			
Fe	0,811	0,832	0,934
Mg	9,306	9,334	9,264
Ca			
Na			
K			
[M]	12,064	12,084	12,111
X _{Fe}	8,0	8,2	9,2
X _{Mg}	92,0	91,8	90,8

natureza quartzosa também transformam as rochas gabróicas originais em meta gabros com quartzo livre na associação. Tais evidências mostram que meta gabros de composição mineralógica semelhante podem ser derivados de distintos tipos de rochas gabróicas originais, por efeitos de contaminação. É por esse motivo que o termo meta gabro l.s. é mantido, de forma a designar rochas de natureza semelhante, nas quais a ausência de feições reliquias nada permite inferir quanto à sua derivação.

Dentro do grupo dos meta gabros l.s., incluem-se também os meta gabros com escapolita, cuja presença foi esporadicamente observada em amostras de superfície, coletadas ao longo das faixas de rochas foliadas. Essas rochas apresentam associação mineralógica semelhante à dos meta gabros l.s., já descritos, apresentando, adicionalmente, escapolita na associação. Também nessas rochas as texturas são totalmente granoblásticas, nada sendo inferido quanto à sua derivação.

6.2.6.2. Rochas de veios

A natureza dos veios que cortam as sequências litológicas constituintes do complexo, baseiam-se essencialmente em observações de amostras de furos de sondagem, não tendo sido observados em afloramentos de superfície.

Em sua maioria, os veios apresentam natureza granítica, apresentando microclínio, quartzo e plagioclásio com muscovita e biotita em porcentagens subordinadas. Microclínio constitui a fase predominante, ocorrendo como megacristais.

Veios de natureza quartzosa foram observados no furo 16, injetados, sob a forma de veios e vênulas, em sequência de meta gabros l.s.

6.3. Mangabal II - Caracterização petrográfica

Os afloramentos do complexo de Mangabal II, conforme já exposto no item 5.2. Geologia Local, são bastante res- tritos e, em sua maioria, são representados por meta gabros l.s. Compensando esta deficiência, maior número de furos de sonda- gem existe para essa área.

A caracterização dos tipos petrográficos constitu- intes desse complexo, baseia-se no estudo de amostras de teste- munhos de 11 furos de sondagem e na análise de amostras de superfície.

No mapa de localização de amostras (Fig. 11), en- contra-se indicado o ponto de coleta de amostras de superfí- cie, bem como o ponto de locação dos diversos furos de sonda- gem analisados, com a indicação do número de sondagem e res- pectiva inclinação (N= sondagem inclinada para norte; S= son- dagem inclinada para Sul e V= sondagem vertical). Os dados pertinentes aos furos de sondagem encontram-se abaixo especi- ficados.

Furo nº	Coordenadas	Extensão (m)	Inclinação	Amostragem nº
1	4W/278S	140,90	45°N	4W/n (n=1 a 30)
3	108W/374S	147,50	45°N	108/n (n=1 a 64)
4	40W/334S	122,15	45°N	40W/n (n=1 a 12)
5	188W/200S	134,55	45°S	188/n (n=1 a 57)
6	188W/196S	134,05	45°S	196/n (n=1 a 43)
7	188W/210S	129,50	75°N	210/n (n=1 a 38)
8	180W/200S	122,50	V	200/n (n=1 a 54)
18	108W/362S	128,70	45°S	18/n (n=1 a 24)
19	100W/366S	114,05	45°N	19/n (n=1 a 13)
22	172W/190S	64,50	V	22/n (n=1 a 7)
23	172W/188S	52,30	V	23/n (n=1 a 6)

De modo geral, as sequências atravessadas pelos di- versos furos de sondagem analisados, apresentam vários interva- los de rochas foliadas, possivelmente representativos de zo-

nas de fraturamento e/ou falhamento, com numerosos veios de rochas de natureza granítica nelas injetados. As sequências analisadas, em sua maior parte, são fragmentárias, descontínuas e provavelmente deslocadas, não fornecendo informações seguras quanto ao seu relacionamento e à natureza das transições litológicas originais.

De forma a não estender a parte descritiva com informações repetitivas, somente alguns furos de sondagem, de interesse específico na caracterização dos tipos petrográficos constituintes do complexo, serão apresentados, tendo-se selecionado os furos de nºs 3, 6 e 1 (Figs. 12, 13 e 14, respectivamente), representativos dos tipos petrográficos ultramáficos (furo 3) e dos tipos petrográficos máficos (furos 6 e 1), reconhecidos nos demais furos de sondagem analisados.

Como ocorre em Mangabal I, também nesse complexo foram caracterizados tipos petrográficos ígneos reliquiais e equivalentes recristalizados. As transformações pós-ígneas são, em geral, as mesmas reconhecidas em Mangabal I. Desta forma, na descrição dos tipos petrográficos constituintes do complexo de Mangabal II, aplicar-se-ão os mesmos critérios utilizados na descrição dos tipos petrográficos do primeiro complexo (analisado no item 6.1. Considerações gerais).

Para este complexo, a descrição dos diversos tipos petrográficos será efetuada de forma mais específica e condensada, pois muitos tipos litológicos são semelhantes aos já descritos para Mangabal I. As principais diferenças entre os tipos petrográficos dos dois complexos referem-se à natureza dos tipos ígneos reliquiais, particularmente aos constituintes da sequência ultramáfica, que serão descritos mais pormenorizadamente.

6.3.1. Classificação geral dos tipos petrográficos ígneos reliquiais, em função da natureza das fases cumulus (rochas não foliadas).

O estudo efetuado permitiu distinguir as seguintes sequências:

- a) uma sequência ultramáfica constituída por dois

Fig. 12 - DESCRIÇÃO DO FURO 3 - MANGABAL II

FIG. 12 - Mangabal II. Descrição do furo de sondagem nº 3.

Na figura encontra-se representada a sequência atravessada pelo furo nº 3; os 40 m iniciais não estão representados devido à má recuperação e avançado estágio de alteração das rochas neste intervalo. Na última coluna encontra-se discriminada a amostragem realizada com a respectiva numeração e tipo petrográfico.

Fig. 13 - DESCRIÇÃO DO FURO 6 - MANGABAL II

FIG. 13 - Mangabal II. Descrição do furo de sondagem nº 6.

Na figura encontra-se representada a seqüência atravessada pelo furo 6, com indicação da amostragem realizada e das amostras para as quais foram realizadas análises químicas.

Fig. 14 - DESCRIÇÃO DO FURO 1 - MANGABAL II

FIG. 14 - Mangabal II. Descrição do furo de sondagem nº 1.

Na figura encontra-se representada a sequência atravessada pelo furo nº 1, com a indicação das amostras coletadas e respectivo tipo petrográfico.

tipos de cumulos ultramáficos: olivina-cromo espinélio cumulos e bronzita cumulos, e seus equivalentes recristalizados. Os olivina-cromo espinélio cumulos, como o próprio nome indica, apresentam estas duas fases minerais como fases cumulus; os bronzita cumulos apresentam unicamente ortopiroxênio (bronzita) como fase cumulus;

b) uma sequência máfica constituída por olivina - plagioclásio cumulos e equivalentes recristalizados. Caracterizam-se por apresentarem olivina magnesiânica e plagioclásio como fases cumulus e apresentam grande semelhança aos já descritos para Mangabal I;

c) uma sequência máfica constituída por piroxênio-plagioclásio cumulos e equivalentes recristalizados, caracterizada por apresentar piroxênio e plagioclásio como fases cumulus, também semelhantes aos descritos para Mangabal I.

Além destes tipos petrográficos, algumas litologias reconhecidas na área não se enquadram nas descrições acima, sendo analisadas separadamente, no item 6.3.6.

6.3.2. Sequência ultramáfica

Sequências ultramáficas foram reconhecidas ao longo dos furos de sondagem de n.ºs 3, 8, 18, 22 e 23 (amostras numeradas 108/n, 180/n, 18/n, 22/n e 23/n, respectivamente). Devido ao caráter repetitivo, somente a sequência do furo n.º 3 está apresentada (Fig. 12).

Neste complexo a sequência ultramáfica constitui principal litologia portadora de sulfetos (predominantemente pentlandita e pirrotita, com calcopirita subordinada). Esses minerais ocorrem geralmente de forma disseminada ao longo da sequência ultramáfica. Localmente observam-se intervalos com maior concentração de sulfetos, particularmente em segmentos da sequência ultramáfica, nas quais as litologias apresentam granulação grosseira a pegmatóide.

A análise da sequência ultramáfica dos vários furos de sondagem indica ser esta constituída por dois tipos de rochas cumuláticas: um tipo relacionado a olivina-cromo espinélio cumulos, e outro a bronzita cumulos, descritos a seguir.

6.3.2.1. Olivina-cromo espinélios cumulatos (cumulatos ultramáficos) e posteriores transformações.

Caracterizam-se esses cumulatos por apresentarem olivina magnesiânica e cromo espinélio como fases cumulus. Nessa litologia a olivina chega a desenvolver cristais sub-centimétricos a centimétricos; os cromo espinélios, em pequenos cristais sub-eudrais, ocorrem em porcentagem restrita (2 a 3% em volume), tanto inclusos em olivinas como imersos no material intercumulus, quando então apresentam-se translúcidos, com coloração acastanhada.

Ortopiroxênios constituem a principal fase intercumulus, com plagioclásio e clinopiroxênio, em porcentagens subordinadas.

Os ortopiroxênios, nessa litologia, apresentam-se como extensos cristais anedrais, de coloração acastanhada, com cristais de olivina inclusos. Nesse caso, as olivinas apresentam bordas reentrantes, indicando forte reabsorção, em razão de reações peritéticas entre esta fase e o líquido intercumulus então existente. Resulta, assim, uma rocha constituída por extensos cristais anedrais, às vezes centimétricos, de ortopiroxênios com olivinas inclusas. Plagioclásio ocorre como fase intercumulus, em porcentagens subordinadas, embora sempre presente, sendo o clinopiroxênio fase pouco frequente a ausente no material intercumulus (Fotomicrografias n^os 38 e 39).

6.3.2.1.1. Harzburgitos feldspáticos (olivina-cromo espinélio cumulatos).

Os termos ígneos reliquiais dos olivina-cromo espinélio cumulatos do complexo de Mangabal II, em termos classificatórios modais, serão designados genericamente por *harzburgitos feldspáticos*, face à nítida predominância de ortopiroxênio (em relação a clinopiroxênio), no material intercumulus, associado à olivina (fase cumulus principal). Embora a porcentagem de feldspato seja restrita, tal adjetivação será mantida, pois essa fase está geralmente presente no material in

tercumulus e tem importância nas reações que se processam nos reequilíbrios mineralógicos pós ígneos (Fotomicrografias 39 e 40).

Macroscopicamente, os harzburgitos feldspáticos são rochas de granulação média a grossa, variando em função das dimensões dos cristais de ortopiroxênio na rocha, facilmente reconhecidos em amostras de mão.

Análises químicas de fases minerais constituintes de harzburgitos feldspáticos encontram-se listadas nas tabelas de nºs 9A a 9J, conforme especificado na Tabela 9.

Análises químicas de rocha total de amostras referentes a esse tipo petrográfico, encontram-se listadas na Tabela 14.

6.3.2.1.2. Meta harzburgitos coroníticos

Meta harzburgitos a espinélio

A ocorrência de coronas em harzburgitos feldspáticos é sistematicamente observada sempre que olivina e plagioclásio encontram-se em contato, desenvolvendo as mesmas feições mineralógicas e texturais já descritas para as coronas formadas a partir dos peridotitos feldspáticos de Mangabal I. Nos harzburgitos feldspáticos, contudo, grande parte das olivinas encontra-se englobada em ortopiroxênios ígneos e a formação de coronas, nesse caso, pode ser localmente inibida.

Também nesse complexo o processo de coronitização apresenta diferentes estágios de evolução, ocorrendo desde amostras nas quais o plagioclásio ainda persiste na associação e que serão denominadas de *meta harzburgitos coroníticos* (Fotomicrografia nº 40), até aquelas nas quais o plagioclásio é fase totalmente eliminada, com pleno desenvolvimento da associação coronítica, que serão então designadas como *meta harzburgitos a espinélio* (Fotomicrografia nº 41).

Meta harzburgitos a espinélio são frequentemente observados nesse complexo. Essas rochas apresentam, além das fases ígneas remanescentes (olivina, ortopiroxênio ígneo e cromo espinélio, de modo geral), a associação ortopiroxênio coronítico, anfibólio coronítico (de composição pargasítica) e es

pinélio verde (da série espinélio-hercinita) muito bem caracterizada. As fases ocorrem individualizadas, sob a forma de pequenos grãos, não mais como intercrescimentos simplectíticos. A presença de dolomita é comumente observada nessa associação (Fotomicrografia nº 41).

Análises químicas de fases minerais de amostras de meta harzburgitos coroníticos e a espinélio encontram-se listadas nas tabelas de nºs 9A a 9J, conforme especificado na Tabela 9, e análises químicas de rocha total de amostras representativas desses tipos petrográficos são apresentadas na Tabela 14.

6.3.2.1.3. Meta harzburgitos a clorita

Os *meta harzburgitos a clorita* caracterizam-se por apresentarem a seguinte associação mineralógica: olivina magnesiânica, ortopiroxênio granular, anfibólio granular, clorita magnesiânica em finas palhetas disseminadas caoticamente na rocha e minerais opacos (Fotomicrografias nºs 42 e 43). Espinélio verde e plagioclásio são fases totalmente ausentes na associação.

O conjunto de feições texturais e mineralógicas, apresentado pelas diversas amostras analisadas, evidencia que os meta harzburgitos a clorita derivam-se dos meta harzburgitos coroníticos ou a espinélio, de forma semelhante à descrita para o meta peridotitos a clorita de Mangabal I.

Nos meta harzburgitos a clorita, como espinélios inclusos em olivinas são ainda reconhecidos, persistindo com suas feições originais. Os como espinélios originalmente imersos no material intercumulus (translúcidos, de coloração acastanhada) não são mais observados. É provável que parte dos minerais opacos reconhecidos na nova associação (com hábito semelhante ao dos como espinélios externos às olivinas, acastanhados) correspondem a "ferrit cromit", termo cujo significado já foi analisado no item 6.2.2.3., que representariam tipo de espinélio derivado dos como espinélios acastanhados.

Análises químicas de fases minerais de amostras de

Fotomicrografia 38 - Harzburgito feldspático.

Cristal de olivina (cumulus) com cromo espinélio incluído (opaco), englobada por cristais de ortopiroxênios acastanhados, poiquiliticos.

Polarizadores descruzados. Aumento 20 x.

Fotomicrografia 39 - Harzburgito feldspático.

Cristal de olivina (cumulus) englobado por ortopiroxênios poiquiliticos, com os quais apresenta relação de reação, evidenciada pelas bordas reentrantes na olivina. Plagioclásio também constitui fase intercumulus nestas rochas (no canto superior, à direita da foto). Nos casos em que plagioclásio e olivina encontram-se separados, não há desenvolvimento de coronas. Polarizadores cruzados. Aumento 39 x.

Fotomicrografia 40 - Meta harzburgito coronítico.

Desenvolvimento de coronas em meta harzburgitos coroníticos, em áreas nas quais olivina e plagioclásio encontram-se em contato. O desenvolvimento das coronas segue a mesma evolução descrita para Mangabal I. Polarizadores descruzados. Aumento 39 x.

Fotomicrografia 41 - Meta harzburgitos a espinélio.

Meta harzburgitos a espinélio, produtos da evolução total do processo de coronitização, apresentam a associação de espinélio verde, em agregados granulares (como que exsolvidos dos anfibólitos, nos quais ocorriam como intercrescimentos), anfibólio pargasítico, também em cristais granulares, e ortopiroxênio granular. Dolomita é comumente observada na associação. Polarizadores descruzados. Aumento 156 x.

38

39

40

41

Fotomicrografia 42 - Meta harzburgito a clorita.

Cristais de olivina imersos em matriz constituída por clorita (clinocloro), anfibólio e ortopiroxênio. Polarizadores cruzados. Aumento 39 x.

Fotomicrografia 43 - Meta harzburgito a clorita (detalhe).

Detalhe da associação clorita (relevo baixo); anfibólio (relevo médio) e ortopiroxênio (relevo alto), desenvolvida em meta harzburgitos a clorita. Polarizadores descruzados. Aumento 156 x.

meta harzburgitos a clorita encontram-se listadas nas Tabelas de n^os 9A a 9J, conforme especificado na Tabela 9. Análises químicas de rocha total de amostras representativas desse tipo petrográfico são apresentadas na Tabela 14.

6.3.2.2. Bronzita cumulos (cumulos ultramáficos) e posteriores transformações.

Na sequência ultramáfica, a transição entre olivina-cromo espinélio cumulos e bronzita cumulos é marcada pela mudança brusca na natureza da fase cumulus, desaparecendo olivina e cromo espinélio e ocorrendo, em substituição, o ortopiroxênio (bronzita). Normalmente observa-se um aumento gradativo de ortopiroxênio intercumulus nos olivina-cromo espinélio cumulos, em direção à transição entre essas litologias, até passar-se a bronzita cumulos, onde o ortopiroxênio passa a ser a fase cumulus.

Os bronzita cumulos, que constituem o segundo tipo de cumulo ultramáfico constituinte da sequência ultramáfica desse complexo, caracterizam-se por apresentar cristais prismáticos, idiomorfos de dimensões sub-centimétricas a centimétricas de ortopiroxênios, às vezes com finas lamelas de exsolução de clinopiroxênio paralelas a (100), representativos da fase cumulus.

O material intercumulus é constituído predominantemente por plagioclásio, que se desenvolve de forma poiquilítica, englobando vários cristais de ortopiroxênio cumulus. Clinopiroxênio, biotita e opacos ocorrem esporadicamente como fases intercumulus. Olivina e cromo espinélios são fases totalmente ausentes neste tipo litológico.

6.3.2.2.1. Bronzitos feldspáticos (bronzita cumulos).

Os termos ígneos reliquiais representativos dos bronzita cumulos serão designados de *bronzitos feldspáticos*, termo genérico que melhor expressa a constituição desses cumulos.

Os bronzititos feldspáticos são rochas de granulação média a grossa, nas quais os prismas de ortopiroxênios, imersos em matriz de plagioclásio de coloração levemente arroxeada, são nitidamente reconhecidos em amostras de mão.

Os ortopiroxênios, nessa litologia, desenvolvem cristais prismáticos alongados, de dimensões sub-centimétricas a centimétricas, apresentando hábito eudral, as vezes com bordas ligeiramente arredondadas. Em alguns cristais nota-se a presença de finas lamelas de exsolução de clinopiroxênio paralelas a (100), correspondendo aos "ortopiroxênios tipo Bushveld" de Deer *et alii* (1978).

Os ortopiroxênios geralmente ocupam 80 a 90% em volume da rocha. O restante é constituído por material intercumulus, predominando o plagioclásio, que se desenvolve sob a forma de extensos cristais anédricos que englobam poiquiliticamente vários cristais de ortopiroxênio (Fotomicrografias nºs 44 e 45).

Análises químicas de fases minerais presentes em bronzititos feldspáticos encontram-se listadas nas tabelas de nºs 9C e 9D, conforme especificado na Tabela 9, e análises químicas de rocha total de amostras representativas desse tipo petrográfico estão apresentadas na Tabela 14.

6.3.2.2.2. Meta bronzititos

Meta bronzititos foram esporadicamente observados nas amostras analisadas. De modo geral, ocorrem próximo a zonas de fratura e/ou falhamento (ver Fig. 12), e apresentam incipiente desenvolvimento de foliação. Visto a conspícua injeção de veios de material de natureza granítica, comumente observada neste complexo ao longo de zonas de rochas foliadas, é provável que o quimismo da rocha original tenha sido modificado por soluções percolantes ao longo dessas zonas, gerando associações mineralógicas próprias (fato evidenciado pela conspícua presença de biotita); provavelmente distintas das que seriam produzidas por reequilíbrios mineralógicos de bronzititos feldspáticos não contaminados.

Fotomicrografia 44 - Bronzitito feldspático.

Cristais euédricos de bronzita (fase cumulus), englobados por plagioclásio poiquilítico. Os ortopiroxênios podem apresentar finas lamelas de exsolução de clinopiroxênio paralelas a (100).

Polarizadores parcialmente cruzados. Aumento 20 x.

Fotomicrografia 45 - Bronzitito feldspático.

Tipo de bronzitito feldspático mais comumente observado, com cristais de ortopiroxênios edificando o arcabouço da rocha, e pouco plagioclásio intercumulus.

Polarizadores parcialmente cruzados. Aumento 20 x.

Fotomicrografia 46 - Meta bronzititos.

Os reequilíbrios mineralógicos em meta bronzititos feldspáticos geram rochas constituídas essencialmente por anfibólios. Antofilita é comumente observada sob a forma de prismas bem desenvolvidos, disseminados na rocha, e anfibólio cálcico, em forma de agregados granulares. O mineral de aspecto fibroso, que serve de fundo aos prismas de antofilita, (canto SE da foto) é ortopiroxênio parcialmente anfibolitizado.

Polarizadores cruzados. Aumento 20 x.

44

45

46

Os aspectos abaixo descritos, referentes a meta bronzititos tem caráter mais interpretativo e genérico, e baseiam-se nas feições mineralógicas e texturais de algumas poucas amostras de meta bronzititos, que ocorrem mais distantes das zonas de rochas foliadas. Essas amostras, contudo, apresentam recristalização parcial, ainda preservando relictos de fases minerais da rocha original.

De modo geral, os meta bronzititos caracterizam-se pela conspícua formação de anfibólios que se desenvolvem às expensas da associação mineralógica originalmente presente nos bronzititos feldspáticos.

Nas amostras analisadas observa-se comumente a associação de anfibólios cálcicos de coloração verde clara, em agregados granulares, com anfibólios pobres em cálcio (comumente antofilita), incolores, que se desenvolvem sob a forma de cristais prismáticos, caoticamente disseminados na rocha (Fotomicrografia nº 46).

A transformação de ortopiroxênio em anfibólios é observada em algumas amostras, como por exemplo o mineral de aspecto fibroso que ocupa a parte SE da Fotomicrografia 46 (que na foto, serve como mineral de fundo a cristais prismáticos de antofilita), e que corresponde a cristal de ortopiroxênio ígneo parcialmente anfibolitizado. Em outras amostras de natureza semelhante, o ortopiroxênio parece persistir na associação como fase estável, ocorrendo como pequenos grãos recristalizados associados aos anfibólios.

O plagioclásio é fase ausente neste tipo litológico.

As texturas apresentadas pelos meta bronzititos na da preservam das feições reliquias originais, apresentando, de modo geral, agregados de prismas de anfibólios entrelaçados e caoticamente orientados. Macroscopicamente, são rochas de coloração esverdeada, isotropas.

Análises químicas de fases minerais de meta bronzitito parcialmente recristalizado encontram-se listadas nas tabelas 9C e 9E, conforme especificado na Tabela 9, e análise química de rocha total de amostra representativa desse tipo petrográfico é apresentada na Tabela 14 (amostra 108/12).

TABELA 9

AMOSTRAS E FASES MINERAIS ANALISADAS EM HARZBURGITOS FELDSPÁTICOS (E DERIVADOS) E EM BRONZITITOS FELDSPÁTICOS (E DERIVADOS)

AMOSTRA	TIPO PETROGRÁFICO	OLIVINA	CRÔMO ESPINÉLIO	ORTOPIROXÊNIO	PLAGIOCLÁSIO	ANFIBÓLIO	ESPINÉLIO VERDE CORONÍTICO	CLORITA	MICA	ILMENITA	MAGNETITA	SULFETOS
108/41	meta harzburgito coronítico		x(4 a 24)	x (1,2) intercumulus (3)coronítico	x	x (1 a 8)	x (1 a 3)		-	x (1 a 8)	-	x(1 a 18)
18/8	meta harzburgito a espinélio	x(2)	x(25 a 29) e(33 a 51)	x (4) intercumulus (5)coronítico		x(9 a 19)	x(30 a 32) e(52 - 53)		-	x(9 a 17)	-	x(19 a 33)
180/54	meta harzburgito coronítico	x(3,4)	x(54 a 68)	x (6 e 7) intercumulus (8)coronítico	x	x(20 a 23)	o		x(1 a 6)	x(18 a 26)	x (1 a 8)	x(34 a 42)
180/51	harzburgito feldspático	x(5)	o	x (9) intercumulus	-	-	o		-	-	o	o
108/8	meta harzburgito a clorita	-		x(10) recristalizado		x(24 a 32)		x	-	-	x(9 a 14)	x(43 a 56)
108/14	bronzitito feldspático			x(11)cumulus	x	-			-	-	-	-
108/12	meta bronzitito par- cialmente recrista- lizado			(12, 13) cumulus (14, 15) recristalizado		x(33 a 42)			-	x(27 a 29)	x(15 a 17)	x(57 a 73)
18/5	meta harzburgito (parte pegmatóide)			-	x	o			x(7 a 11)	x(30 a 33)	-	x(74 a 97)
Análises químicas listadas nas tabelas:				9C	9D	9E	com TAB.9B	9F	9G	9H	9I	9J

Na tabela encontram-se relacionadas as amostras analisadas(primeira coluna), o respectivo tipo petrográfico(segunda coluna) e as fases minerais analisadas (demais colunas) conforme simbologia especificada na tabela.

As análises químicas das diversas fases minerais analisadas encontram-se listadas nas tabelas de N°s 9A a 9J conforme indicado na última linha da Tabela 9. Nas análises químicas, os valores em branco representam elementos em quantidades não detectadas.

x = fases minerais analisadas; o = fase presente, não analisada; - = fase ausente na amostra; em branco = fase ausente na parágênese.

TABELA 9-A

ANÁLISES QUÍMICAS DE OLIVINAS DE HARZBURGITOS FELDSPÁTICOS E DERIVADOS

	1*	2*	3*	4*	5
SiO ₂	37,44	38,70	38,02	39,79	38,27
FeO	19,18	18,69	20,87	20,89	21,33
MnO					0,33
NiO					0,31
MgO	43,18	41,74	40,61	38,36	39,79
CaO					0,03
Total	99,80	99,13	99,50	99,04	100,05

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 4 OXIGÊNIOS

Si	0,965	0,997	0,988	0,999	0,992
Fe	0,413	0,402	0,453	0,455	0,463
Mn					0,007
Ni					0,006
Mg	1,658	1,602	1,572	1,545	1,538
Ca					0,001
X _{Fe}	20,0	20,1	22,4	22,8	23,1
X _{Mg}	80,0	79,9	77,6	77,2	76,9

Análise 1 = AMOSTRA 108/41;

Analises 3 e 4 = AMOSTRA 180/54

Análise 2 = AMOSTRA 18/8;

Análise 5 = AMOSTRA 180/51

*Análises obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS)

TABELA 9-B
ANÁLISES QUÍMICAS DE CROMO ESPINÉLIOS E ESPINÉLIOS VERDES*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
TiO ₂								2,49	2,29	2,57	2,31	0,38	0,34	0
Al ₂ O ₃	63,26	64,13	63,13	50,72	49,47	51,21	51,96	18,57	17,99	17,06	17,34	26,37	26,28	26,54
Cr ₂ O ₃				11,34	13,13	11,82	11,03	26,68	26,87	27,07	25,69	26,69	26,96	27,37
V ₂ O ₃								0,82	0,56	0,45	0,80	1,41	1,42	0,81
Fe ₂ O ₃	2,06	2,21	2,26	5,73	4,63	4,44	5,25	16,61	17,89	18,20	19,64	12,55	11,74	11,39
FeO	19,67	19,92	19,76	16,36	18,12	16,97	17,50	29,87	29,62	30,05	29,55	26,46	27,51	27,83
MnO												0,92		
MgO	14,51	14,75	14,46	15,17	14,07	14,99	14,99	4,59	4,59	4,34	4,58	6,08	5,81	5,24
CaO				0,23										
Total	99,50	100,80	99,61	99,56	99,42	99,43	100,73	99,63	99,78	99,74	99,91	100,86	100,06	99,18

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 32 OXIGÊNIOS

Ti								0,499	0,450	0,518	0,468	0,071	0,066	0
Al	15,674	15,655	15,642	13,092	12,928	13,223	13,258	5,848	5,666	5,409	5,484	7,854	7,896	8,056
Cr				1,963	2,292	2,045	1,886	5,636	5,698	5,765	5,452	5,331	5,430	5,571
V								0,177	0,129	0,097	0,161	0,285	0,291	0,167
Fe ³⁺	0,326	0,345	0,358	0,944	0,773	0,732	0,856	3,340	3,605	3,692	3,936	2,386	2,251	2,206
Fe ²⁺	3,455	3,448	3,471	2,994	3,358	3,106	3,170	6,672	6,632	6,769	6,629	5,586	5,859	5,988
Mn												0,196		
Mg	4,544	4,552	4,529	4,950	4,651	4,894	4,830	1,827	1,819	1,749	1,839	2,289	2,207	2,012
Ca				0,055										
X _{Fe}	43,2	43,1	43,4	37,7	42,0	38,8	39,6	78,5	78,5	79,5	78,3	70,9	72,6	74,9
X _{Mg}	56,8	56,9	56,6	62,3	58,0	61,2	60,4	21,5	21,5	20,5	21,7	29,1	27,4	25,1
Al/R	98,0	97,9	97,8	81,8	80,8	82,6	82,9	39,5	37,9	36,4	36,8	50,4	50,7	50,9
Cr/R	0	0	0	12,3	14,3	12,8	11,8	38,0	38,0	38,8	36,7	34,2	34,9	35,2
Fe ³ /R	2,0	2,1	2,2	5,9	4,8	4,6	5,4	22,5	24,1	24,8	26,5	15,4	14,4	13,9
$\frac{Cr}{Cr+Al}$	0	0	0	13,0	15,1	13,4	12,5	49,1	50,1	51,6	49,8	40,4	40,7	40,9

$$R = Al + Cr + Fe^3$$

Análises de 1 a 14 = AMOSTRA 108/41, sendo (1 a 3), espinélios verdes; (4 a 14), cromo espinélio incluso em anfibólio.

*Todas as análises de cromo espinélios e espinélios verdes foram obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS).

TABELA 9-B (continuação)

	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
TiO ₂	2,69	4,76	2,56	2,68	0,20	2,58	2,40				1,50	1,81	1,50	
Al ₂ O ₃	6,01	5,33	6,14	5,93	6,23	5,44	5,70	41,56	37,48	42,98	3,86	3,72	3,46	48,23
Cr ₂ O ₃	15,31	14,68	15,02	14,53	16,09	14,42	15,01	20,07	22,51	18,31	9,92	10,40	10,95	13,00
V ₂ O ₃	0,57	1,07	0,79	1,33	0,75	0,76	0,69				0,81	1,31	1,22	
Fe ₂ O ₃	41,60	38,38	42,48	41,84	45,82	42,48	42,64	5,27	6,71	5,91	50,87	49,89	50,34	5,85
FeO	32,06	32,69	30,20	30,77	29,34	31,56	31,49	23,80	24,01	22,33	30,32	31,51	31,11	22,25
MnO				0,64										
MgO	1,83	2,45	2,97	2,18	2,25	1,76	1,99	9,76	9,05	10,82	1,73	1,33	1,37	11,52
CaO														
Total	100,07	99,36	100,16	99,90	100,68	99,00	99,22	100,46	99,76	100,35	99,01	99,97	99,95	100,85
FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 32 OXIGÊNIOS														
Ti	0,589	1,046	0,554	0,576	0,043	0,568	0,525				0,337	0,403	0,334	
Al	2,059	1,836	2,078	2,026	2,119	1,880	1,961	11,393	10,552	11,650	1,360	1,302	1,214	12,718
Cr	3,521	3,387	3,429	3,354	3,670	3,370	3,466	3,686	4,244	3,327	2,340	2,440	2,571	2,298
V	0,133	0,249	0,173	0,314	0,173	0,177	0,175				0,194	0,310	0,289	
Fe ³⁺	9,109	8,436	9,212	9,153	9,951	9,438	9,348	0,921	1,204	1,023	11,431	11,142	11,257	0,984
Fe ²⁺	7,795	7,981	7,273	7,476	7,076	7,787	7,667	4,621	4,789	4,292	7,568	7,815	7,727	4,160
Mn				0,157										
Mg	0,794	1,065	1,281	0,943	0,968	0,780	0,858	3,379	3,211	3,708	0,770	0,588	0,607	3,840
Ca														
X _{Fe}	90,8	88,2	85,0	88,8	88,0	90,9	89,9	57,8	59,9	53,6	90,7	93,0	92,7	52,0
X _{Mg}	9,2	11,8	15,0	11,2	12,0	9,1	10,1	42,2	40,1	46,4	9,3	7,0	7,3	48,0
Al/R	14,0	13,4	14,1	13,9	13,5	12,8	13,3	71,2	65,9	72,8	9,0	8,8	8,0	79,5
Cr/R	24,0	24,8	23,3	23,1	23,3	22,9	23,5	23,0	26,5	20,8	15,5	16,4	17,1	14,4
Fe ³ /R	62,0	61,8	62,6	63,0	63,2	64,5	63,2	5,8	7,6	6,4	75,5	74,8	74,9	6,1
$\frac{Cr}{Cr+Al}$	63,1	64,8	62,3	62,3	63,4	64,2	63,9	24,4	28,7	22,2	63,2	65,2	67,9	15,3

R = Al + Cr + Fe³

Análises de 15 a 24 = AMOSTRA 108/41, sendo (15 a 21), cromo espinélio incluído em olivina; Análises de 25 a 28 = AMOSTRA 18/8, sendo (25 a 28) cromo espinélio incluído em olivina.

TABELA 9-B (continuação)

	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
TiO ₂							1,34	1,29	1,26	1,08	0,96	0,79	2,71	0,98
Al ₂ O ₃	47,43	58,02	57,85	56,91	35,30	36,49	5,57	5,90	6,27	4,34	5,02	4,14	4,37	5,28
Cr ₂ O ₃	13,90	5,03	4,74	6,18	20,86	21,36	14,94	15,37	16,33	13,15	15,67	14,81	15,11	14,22
V ₂ O ₃							0,47		0,46	0,56	0,56		0,51	0,54
Fe ₂ O ₃	4,69	3,67	4,00	3,67	10,87	9,44	45,18	44,68	43,58	48,15	46,15	48,36	43,28	46,58
FeO	22,26	17,54	17,76	18,12	25,19	25,46	29,89	29,89	30,91	29,28	29,19	29,82	32,07	29,08
MnO					0,60					0,62				0,79
MgO	11,15	15,35	15,16	14,91	7,77	8,20	2,29	2,23	1,88	1,84	2,54	1,85	1,52	2,00
CaO														
Total	99,43	99,61	99,51	99,79	100,59	100,95	99,68	99,36	100,69	99,02	100,09	99,77	99,57	99,47
FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 32 OXIGENIOS														
Ti							0,295	0,283	0,274	0,241	0,210	0,176	0,604	0,217
Al	12,702	14,566	14,562	14,354	10,045	10,272	1,917	2,036	2,136	1,521	1,716	1,411	1,529	1,830
Cr	2,495	0,845	0,796	1,055	3,980	4,032	3,451	3,556	3,730	3,089	3,606	3,458	3,520	3,303
V							0,109		0,108	0,143	0,140		0,107	0,127
Fe ³⁺	0,803	0,589	0,642	0,591	1,975	1,696	9,933	9,841	9,478	10,765	10,118	10,749	9,636	10,305
Fe ²⁺	4,226	3,123	3,172	3,241	5,082	5,081	7,298	7,311	7,465	7,272	7,107	7,361	7,929	7,145
Mn					0,123					0,155				0,196
Mg	3,774	4,877	4,828	4,759	2,795	2,919	0,997	0,973	0,809	0,814	1,103	0,815	0,675	0,876
Ca														
X _{Fe}	52,8	39,0	39,7	40,5	64,5	63,5	88,0	88,3	90,2	89,9	86,6	90,0	92,2	89,0
X _{Mg}	47,2	61,0	60,3	59,5	35,5	36,5	12,0	11,7	9,8	10,1	13,4	10,0	7,8	11,0
Al/R	79,4	91,0	91,0	89,7	62,8	64,2	12,5	13,2	13,9	9,9	11,1	9,2	10,4	11,8
Cr/R	15,6	5,3	5,0	6,6	24,9	25,2	22,6	23,0	24,3	20,1	23,4	22,1	24,0	21,4
Fe ³ /R	5,0	3,7	4,0	3,7	12,3	10,6	64,9	63,8	61,8	70,0	65,5	68,7	65,6	66,8
Cr/(Cr+Al)	16,4	5,5	5,2	6,8	28,4	28,2	64,3	63,6	63,6	67,0	67,7	70,6	69,7	64,3

$$R = Al + Cr + Fe^3$$

Análises de 29 a 42 = AMOSTRA 18/8, sendo (29), cromo espinélio incluído em olivina; (30 a 32), espinélio verde associado a anfibólio e dolomita; (33 a 42), cromo espinélio incluído em olivina.

TABELA 9-B (continuação)

	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56
TiO ₂	1,10					1,00	0,43	0,36						
Al ₂ O ₃	4,66	30,84	31,78	34,27	31,81	34,51	35,86	35,32	35,86	57,11	59,97	5,15	4,94	5,72
Cr ₂ O ₃	14,59	26,10	25,89	24,77	24,90	24,23	22,69	24,83	24,33	4,45	3,71	7,02	7,47	6,92
V ₂ O ₃	0,53					0,68	0,47	0,55	0,57			18,36	19,92	18,73
Fe ₂ O ₃	47,05	9,74	9,58	8,16	10,12	5,29	7,03	5,96	5,92			1,16	0,54	0,45
FeO	29,72	24,77	23,87	22,97	24,88	25,80	24,59	25,22	25,01	7,03	2,56	31,74	30,41	30,73
MnO			0,76	0,85						12,80	17,83	34,08	33,34	34,17
MgO	2,18	7,69	8,03	8,82	7,79	8,13	8,73	8,43	8,26	18,35	15,33	0,80	1,46	1,05
CaO												1,60	1,52	1,60
Total	99,93	99,14	99,91	99,84	99,50	99,64	99,80	100,67	99,95	99,74	99,40	99,91	99,60	99,37
FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 32 OXIGÊNIOS														
Ti	0,243					0,182	0,072	0,065				1,120	1,075	1,250
Al	1,612	9,043	9,210	9,777	9,258	9,882	10,184	9,984	10,184	14,155	14,981	2,392	2,548	2,371
Cr	3,386	5,133	5,018	4,737	4,861	4,654	4,311	4,705	4,632	0,733	0,611	4,196	4,556	4,303
V	0,123					0,131	0,087	0,107	0,110			0,269	0,125	0,105
Fe ³⁺	10,392	1,824	1,771	1,486	1,881	0,966	1,273	1,075	1,074	1,112	0,408	6,908	6,621	6,721
Fe ²⁺	7,289	5,149	4,900	4,645	5,134	5,239	4,949	5,052	5,034	2,250	3,159	8,235	8,062	8,299
Mn			0,162	0,174								0,196	0,358	0,258
Mg	0,954	2,851	2,937	3,180	2,866	2,943	3,125	3,012	2,966	5,750	4,841	0,689	0,655	0,693
Ca														
X _{Fe}	88,4	64,4	62,5	59,4	64,2	64,0	61,3	62,6	62,9	28,1	39,5	92,3	92,5	92,3
X _{Mg}	11,6	35,6	37,5	40,6	35,8	36,0	38,7	37,4	37,1	71,9	60,5	7,7	7,5	7,7
Al/R	10,5	56,5	57,6	61,1	57,9	63,7	64,6	63,3	64,1	88,5	93,6	17,7	18,6	17,7
Cr/R	22,0	32,1	31,4	29,6	30,4	30,0	27,3	29,8	29,1	4,6	3,8	31,1	33,2	32,1
Fe ³⁺ /R	67,5	11,4	11,0	9,3	11,7	6,3	8,1	6,9	6,8	6,9	2,6	51,2	48,2	50,2
$\frac{Cr}{Cr+Al}$	67,7	36,2	35,3	32,6	34,4	32,0	29,7	32,0	31,3	4,9	3,9	63,7	64,1	64,5

$$R = Al + Cr + Fe^3$$

Análises de 43 a 53 = AMOSTRA 18/8, sendo (43), cromo espinélio incluído em olivina; (44 a 47), cromo espinélio incluído em corôna; (48 a 51), cromo espinélio incluído em ortopiroxênio; (52 e 53), espinélio verde associado a anfibólio e dolomita; Análises de 54 a 56 = AMOSTRA 180/54, cromo espinélio incluído em olivina.

TABELA 9-B (continuação)

	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68
TiO ₂	1,85	0,44	1,44	1,75	1,73							
Al ₂ O ₃	15,88	35,75	24,55	24,58	24,60	38,74	37,36	38,26	34,54	0,41	0,51	1,08
Cr ₂ O ₃	22,10	19,67	25,75	25,02	24,83	26,13	26,45	26,46	28,41	33,11	34,20	22,65
V ₂ O ₃	0,69	0,87	0,40									26,05
Fe ₂ O ₃	24,98	8,78	14,21	14,21	14,53	2,24	3,03	2,40	0,38	0,47	0,41	
FeO	30,00	26,53	27,25	26,82	26,10	24,09	23,80	23,94	3,27	2,56	2,87	16,42
MnO	0,58				0,70				24,51	25,24	25,02	30,32
MgO	3,35	7,32	6,43	6,72	6,72	9,30	9,19	9,31	8,38	8,00	8,23	4,10
CaO												
Total	99,43	99,36	100,03	99,10	99,21	100,50	99,83	100,37	99,49	99,42	99,23	100,62
FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 32 OXIGÊNIOS												
Ti	0,382	0,073	0,277	0,341	0,340					0,074	0,088	0,212
Al	5,136	10,286	7,415	7,459	7,458	10,742	10,476	10,638	9,879	9,559	9,817	6,972
Cr	4,793	3,780	5,200	5,106	5,044	4,862	4,980	4,936	5,450	5,735	5,392	5,378
V	0,152	0,176	0,092						0,073	0,088	0,088	
Fe ³⁺	5,155	1,612	2,738	2,754	2,816	0,396	0,544	0,426	0,598	0,470	0,527	3,226
Fe ²⁺	6,878	5,407	5,832	5,772	5,617	4,735	4,737	4,723	4,970	5,162	5,099	6,616
Mn	0,135				0,155							
Mg	1,370	2,666	2,446	2,568	2,569	3,265	3,263	3,277	3,030	2,912	2,989	1,596
Ca												
X _{Fe}	83,4	67,0	70,5	69,2	68,6	59,2	59,2	59,0	62,1	63,9	63,0	80,6
X _{Mg}	16,6	33,0	29,5	30,8	31,4	40,8	40,8	41,0	37,9	36,1	37,0	19,4
Al/R	34,0	65,6	48,3	48,7	48,7	67,1	65,5	66,5	62,0	60,6	62,4	44,8
Cr/R	31,8	24,1	33,9	33,3	32,9	30,4	31,1	30,9	34,2	36,4	34,3	34,5
Fe ³ /R	34,2	10,3	17,8	18,0	18,4	2,5	3,4	2,6	3,8	3,0	3,3	20,7
$\frac{Cr}{Cr+Al}$	48,3	26,9	41,2	40,6	40,3	31,2	32,2	31,7	35,6	37,5	35,5	43,5

$$R = Al + Cr + Fe^3$$

Análises de 57 a 68 = AMOSTRA 180/54, sendo (57 e 58), cromo espinélio incluído em olivina; (59 a 61), cromo espinélio incluído em ortopiroxênio intercumulus; (62 a 64), cromo espinélio incluído em anfibólio; (65 a 67), cromo espinélio incluído em mica; (68), cromo espinélio incluído em olivina.

ANÁLISES QUÍMICAS DE ORTOPIROXÊNIO

	1*	2*	3*	4*	5*	6*	7*	8*	9	10*	11	12*	13*	14*	15*
SiO ₂	53,12	52,61	55,72	54,06	54,93	53,25	52,50	55,21	53,66	54,92	53,13	54,20	53,04	54,80	55,83
Al ₂ O ₃	2,49	2,78	1,26	3,34	1,47	2,69	3,46	0,90	2,46	1,69	2,86	2,49	2,43	1,38	1,35
TiO ₂		0,44				0,58			0,38		0,40		1,63		
Cr ₂ O ₃						0,37			0,41		0,45				
FeO	11,70	11,29	12,05	10,94	11,98	13,13	13,08	13,51	12,85	11,16	12,83	13,25	14,10	12,28	12,28
MnO		0,62							0,31		0,36			0,36	
MgO	31,20	30,48	30,94	29,78	30,33	28,25	28,91	29,74	29,14	32,21	29,13	28,89	29,01	30,31	31,32
CaO	0,92	1,07		1,13		1,23	1,22		1,24		1,26	1,15	0,64		
Na ₂ O		0,67			0,52				0,08		0,08			0,45	
K ₂ O															
Total	99,49	99,96	99,98	99,25	99,23	99,50	99,17	99,36	100,52	99,99	100,50	99,98	100,85	99,58	100,79

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 6 OXIGÊNIO

Si	1,897	1,879	1,968	1,922	1,960	1,914	1,882	1,977	1,910	1,937	1,895	1,934	1,888	1,955	1,959
Al	0,103	0,117	0,032	0,078	0,040	0,086	0,118	0,023	0,090	0,063	0,105	0,066	0,102	0,045	0,041
[T]	2,00														
Al	0,002		0,021	0,062	0,022	0,028	0,028	0,015	0,013	0,007	0,015	0,039		0,013	0,015
Ti		0,012				0,016			0,010		0,011		0,044		
Cr						0,011			0,011		0,013				
Fe	0,549	0,337	0,356	0,325	0,357	0,394	0,392	0,404	0,382	0,329	0,381	0,395	0,420	0,366	0,360
Mn		0,019							0,009		0,011			0,011	
Mg	1,663	1,622	1,629	1,577	1,612	1,512	1,545	1,586	1,546	1,692	1,546	1,536	1,539	1,611	1,638
Ca	0,035	0,041		0,043		0,047	0,047		0,047		0,049	0,044	0,025		
Na		0,047			0,036				0,005		0,002			0,031	
K															
[M]	2,049	2,078	2,006	2,007	2,027	2,008	2,012	2,005	2,023	2,028	2,028	2,014	2,028	2,032	2,013
X _{Fe}	17,4	17,2	17,9	17,1	18,1	20,7	20,2	20,3	19,8	16,3	19,8	20,4	21,4	18,5	18,0
X _{Mg}	82,6	82,8	82,1	82,9	81,9	79,3	79,8	79,7	80,2	83,7	80,2	79,6	78,6	81,5	82,0
Ca	1,7	2,0	0	2,2	0	2,4	2,4	0	2,4	0	2,5	2,2	1,2	0	0
Fe	17,1	16,8	17,9	16,7	18,1	20,2	19,8	20,3	19,3	16,3	19,3	20,0	21,2	18,5	18,0
Mg	81,2	81,1	82,1	81,0	81,9	77,4	77,9	79,7	78,3	83,7	78,2	77,8	77,6	81,5	82,0

* Análises químicas obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS).

Análises 1 e 2 = AMOSTRA 108/41, ortopiroxênio intercumulus; Análise 3 = AMOSTRA 108/41, ortopiroxênio coronítico; Análise 4 = AMOSTRA 18/8, ortopiroxênio intercumulus; Análise 5 = AMOSTRA 18/8, ortopiroxênio coronítico; Análises 6 e 7 = AMOSTRA 180/54, ortopiroxênio intercumulus; Análise 8 = AMOSTRA 180/54, ortopiroxênio coronítico; Análise 9 = AMOSTRA 180/51, ortopiroxênio intercumulus; Análise 10 = AMOSTRA 108/8, ortopiroxênio recristalizado de associação clorítica; Análise 11 = AMOSTRA 108/14, ortopiroxênio cumulus de bronzitito feldspático; Análises 12 e 13 = AMOSTRA 108/12, ortopiroxênios cumulus de meta bronzitito; Análises 14 e 15 = AMOSTRA 108/12, ortopiroxênio recristalizado de meta bronzitito.

TABELA 9-D
ANÁLISES QUÍMICAS DE PLAGIOCLÁSIOS

Amostra	An máximo	An mínimo
108/41*	An ₅₉ Ab ₄₁ Or.	An ₃₀ Ab ₇₀ Or.
180/54*	An _{59,5} Ab _{40,5} Or.	An ₅₇ Ab ₄₃ Or.
108/14	An ₆₄ Ab ₃₆ Or ₀	An ₆₀ Ab ₄₀ Or ₀
18/5*	An ₅₇ Ab ₄₃ Or ₀	An ₅₂ Ab ₄₈ Or ₀

* Análises obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS)

TABELA 9-E
ANÁLISES QUÍMICAS DE ANFIBÓLIOS*

	MANGABAL II													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	42,63	41,03	41,85	42,65	42,31	42,85	42,40	41,89	41,27	40,08	45,40	43,41	42,49	41,71
Al ₂ O ₃	15,70	19,45	15,42	16,23	18,62	17,70	18,39	18,59	17,74	18,45	12,70	13,46	16,78	16,66
TiO ₂		0,35	2,47						0,69	0,40	0,96	0,84	1,34	1,22
Cr ₂ O ₃											0,55	0,78		
FeO	6,55	6,85	6,85	6,54	7,17	7,07	8,24	7,46	8,16	8,65	7,07	7,47	8,17	7,25
MnO														
MgO	18,66	16,23	17,11	18,03	15,74	16,50	15,36	16,02	14,89	14,30	16,75	16,27	14,00	16,23
CaO	10,64	10,71	11,32	10,35	10,72	10,50	10,39	10,43	10,73	10,64	10,76	10,63	11,46	10,92
Na ₂ O	3,32	2,76	2,80	3,11	2,93	3,03	3,20	3,17	3,03	2,80	2,57	2,39	2,75	2,78
K ₂ O		0,31	0,60	0,38		0,31		0,23	0,30	0,22	0,26	0,28	0,41	0,37
Total	97,50	97,69	98,41	97,29	97,49	97,96	97,98	97,79	96,81	95,54	97,02	95,52	97,20	97,13
FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 23 OXIGÊNIOS														
Si	6,095	5,853	5,976	6,106	6,033	6,087	6,045	5,980	5,986	5,904	6,511	6,343	6,112	6,001
Al	1,905	2,147	2,024	1,894	1,967	1,913	1,955	2,020	2,014	2,096	1,489	1,657	1,888	1,999
[T] = 8,00														
Al	0,740	1,123	0,571	0,843	1,161	1,050	1,134	1,108	1,018	1,106	0,658	0,664	0,969	0,829
Ti		0,038	0,264						0,075	0,044	0,103	0,092	0,146	0,132
Cr											0,062	0,090		
Fe	0,782	0,816	0,816	0,782	0,854	0,839	0,981	0,889	0,989	1,065	0,847	0,914	0,987	0,873
Mn														
Mg	3,975	3,450	3,641	3,845	3,342	3,492	3,262	3,408	3,218	3,137	3,578	3,547	3,013	3,485
Ca	1,629	1,636	1,732	1,587	1,637	1,598	1,587	1,594	1,667	1,679	1,653	1,666	1,774	1,686
Na						0,021	0,036		0,033		0,099	0,027	0,111	
[M]	7,126	7,063	7,024	7,057	6,994	7,000	7,000	6,999	7,000	7,031	7,000	7,000	7,000	7,000
Na	0,920	0,763	0,774	0,862	0,809	0,814	0,849	0,878	0,819	0,800	0,615	0,650	0,658	0,775
K		0,057	0,107	0,069		0,057		0,042	0,056	0,041	0,047	0,052	0,075	0,068
[A]	0,920	0,820	0,881	0,931	0,809	0,871	0,849	0,920	0,875	0,841	0,662	0,702	0,733	0,843
Na+K	0,920	0,820	0,881	0,931	0,809	0,892	0,885	0,920	0,908	0,841	0,761	0,729	0,844	0,843
X _{Fe}	16,4	19,2	18,3	16,9	20,3	19,4	23,2	20,7	23,5	25,3	19,1	20,5	24,7	20,0
X _{Mg}	83,6	80,8	81,7	83,1	79,7	80,6	76,8	79,3	76,5	74,7	80,9	79,5	75,3	80,0

Análises de 1 a 8 = AMOSTRA 108/41; Análises de 9 a 14 = AMOSTRA 18/8.

*Todas as análises foram obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS).

TABELA 9-E (continuação)

	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	41,33	40,70	40,83	41,79	41,93	40,77	41,75	40,74	41,45	48,66	49,46	49,61	49,72	48,48
Al ₂ O ₃	19,43	18,91	19,24	18,83	18,37	19,14	17,90	17,62	18,77	8,65	9,01	8,52	8,51	8,75
TiO ₂								1,25						
Cr ₂ O ₃								0,42						
FeO	8,17	7,71	8,07	7,88	7,40	6,23	6,31	7,14	6,68	5,87	5,65	5,70	4,82	6,07
MnO														
MgO	14,64	14,37	13,98	15,82	15,43	14,94	15,57	15,04	15,72	20,96	20,34	21,03	20,98	20,41
CaO	10,60	10,95	10,49	10,81	11,13	11,06	10,90	10,66	10,29	11,73	11,62	11,42	11,77	11,85
Na ₂ O	2,62	2,42	2,74	2,87	2,80	3,42	3,37	3,73	3,64	1,88	1,91	1,51	1,89	1,43
K ₂ O				0,35	0,20	0,29	0,31	0,25	0,19	0,27			0,30	
Total	96,77	95,06	95,37	98,35	97,26	95,85	96,30	96,85	96,75	98,03	97,99	97,79	98,00	96,99
FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 23 OXIGÊNIOS														
Si	5,958	5,971	5,975	5,946	6,016	5,927	6,037	5,910	5,968	6,852	6,930	6,953	6,957	6,885
Al	2,042	2,029	2,025	2,054	1,984	2,073	1,963	2,090	2,032	1,148	1,070	1,047	1,042	1,115
[T] = 8,00														
Al	1,259	1,240	1,293	1,104	1,123	1,206	1,087	0,921	1,152	0,287	0,417	0,359	0,360	0,349
Ti								0,136						
Cr								0,048						
Fe	0,984	0,946	0,988	0,937	0,888	0,758	0,763	0,865	0,804	0,692	0,730	0,667	0,563	0,720
Mn														
Mg	3,145	3,143	3,050	3,356	3,299	3,238	3,399	3,251	3,370	4,400	4,246	4,389	4,374	4,316
Ca	1,637	1,721	1,645	1,649	1,711	1,723	1,689	1,656	1,587	1,770	1,743	1,713	1,763	1,802
Na			0,024			0,075	0,065	0,123	0,087					
[M]	7,025	7,050	7,000	7,046	7,021	7,000	7,000	7,000	7,000	7,149	7,068	7,128	7,061	7,187
Na	0,733	0,688	0,755	0,791	0,779	0,888	0,882	0,925	0,932	0,514	0,518	0,410	0,514	0,395
K				0,063	0,037	0,053	0,056	0,046	0,036	0,048			0,053	
[A]	0,733	0,688	0,755	0,854	0,816	0,941	0,938	0,971	0,968	0,562	0,518	0,410	0,567	0,395
Na+K	0,733	0,688	0,779	0,854	0,816	1,016	1,000	1,094	1,055	0,562	0,518	0,410	0,567	0,395
X _{Fe}	23,8	23,1	24,5	21,8	21,2	19,0	18,3	21,0	19,3	13,6	13,5	13,2	11,4	14,3
X _{Mg}	76,2	76,9	75,5	78,2	78,8	81,0	81,7	79,0	80,7	86,4	86,5	86,8	88,6	85,7

Análises de 15 a 19 = AMOSTRA 18/8; Análises de 20 a 23 = AMOSTRA 180/54; Análises de 24 a 28 = AMOSTRA 108/8.

TABELA 9-1. (continuação)

	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
SiO ₂	50,34	48,75	48,02	47,64	46,44	45,39	46,83	45,18	46,39	46,80	46,20	45,15	56,06	55,81
Al ₂ O ₃	8,90	9,03	8,49	9,33	12,71	12,31	10,45	11,60	11,34	11,47	12,10	12,27	2,16	2,60
TiO ₂		0,46		0,39	0,42	0,61	0,49	0,60	0,77	0,36		0,34		
Cr ₂ O ₃														
FeO	5,73	5,84	5,89	6,03	7,97	8,12	8,85	8,32	8,33	8,63	8,21	7,41	12,15	12,50
MnO														
MgO	20,91	20,24	20,13	19,85	16,85	17,02	17,94	17,61	17,45	17,95	17,38	17,06	26,25	25,50
CaO	11,13	11,17	11,68	11,42	11,43	11,10	9,94	10,23	10,14	10,62	11,73	11,56	0,24	0,58
Na ₂ O	1,59	1,77	1,78	1,80	1,80	1,66	1,57	1,91	1,90	1,81	2,04	1,88		0,76
K ₂ O		0,23				0,27		0,25				0,29		
Total	98,60	97,49	95,99	96,46	97,61	96,48	96,07	95,70	96,32	97,63	97,66	96,47	96,87	97,75
FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 23 OXIGÊNIOS														
Si	6,981	6,878	6,895	6,808	6,604	6,551	6,767	6,554	6,682	6,665	6,595	6,506	7,791	7,731
Al	1,019	1,122	1,105	1,192	1,396	1,449	1,233	1,446	1,318	1,335	1,405	1,494	0,209	0,269
[T] = 8,00														
Al	0,433	0,380	0,332	0,379	0,734	0,648	0,545	0,536	0,607	0,590	0,631	0,590	0,145	0,155
Ti		0,049		0,042	0,045	0,065	0,053	0,066	0,083	0,038		0,036		
Cr														
Fe	0,663	0,689	0,706	0,720	0,948	0,981	1,070	1,010	1,004	1,027	0,980	0,893	1,412	1,448
Mn														
Mg	4,324	4,253	4,306	4,224	3,571	3,665	3,864	3,809	3,747	3,809	3,699	3,665	5,438	5,266
Ca	1,656	1,688	1,796	1,748	1,741	1,717	1,539	1,676	1,565	1,620	1,794	1,786	0,036	0,085
Na												0,030		0,046
[N]	7,076	7,059	7,140	7,113	7,039	7,076	7,071	7,097	7,006	7,084	7,104	7,000	7,031	7,000
Na	0,426	0,483	0,495	0,498	0,495	0,467	0,440	0,537	0,531	0,501	0,564	0,494		0,158
K		0,041				0,050		0,046				0,054		
[A]	0,426	0,524	0,495	0,498	0,495	0,517	0,440	0,583	0,531	0,501	0,564	0,548		0,158
Na+K	0,426	0,524	0,495	0,498	0,495	0,517	0,440	0,583	0,531	0,501	0,564	0,578		0,204
X _{Fe}	13,3	13,9	14,1	14,6	21,0	21,1	21,7	21,0	21,1	21,2	20,9	19,6	20,6	21,6
X _{Mg}	86,7	86,1	85,9	85,4	79,0	78,9	78,3	79,0	78,9	78,8	79,1	80,4	79,4	78,4

Análises de 29 a 32 = AMOSTRA 108/8; Análises de 33 a 42 = AMOSTRA 108/12.

TABELA 9-F

ANÁLISE QUÍMICA DE CLORITA
AMOSTRA 108/8

SiO ₂	29,74
Al ₂ O ₃	20,40
FeO	4,85
MgO	32,37
CaO	
Na ₂ O	
K ₂ O	
Total	87,35

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 28 OXIGÊNIOS

Si	5,633
Al	2,367
[T] = 8,00	
Al	2,186
Fe	0,768
Mg	9,136
Ca	
Na	
K	
[M]	12,090
X _{Fe}	8,0
X _{Mg}	92,0

TABELA 9-G
ANÁLISES QUÍMICAS DAS MICAS*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	38,09	38,68	38,11	38,34	38,11	37,83	37,64	37,27	38,15	38,69	37,99
Al ₂ O ₃	17,26	17,27	16,25	17,16	17,03	17,36	18,09	18,13	17,65	17,83	17,94
TiO ₂	3,48	3,11	3,59	3,52	3,20	2,90	3,25	3,04	2,61	2,90	2,10
Cr ₂ O ₃				0,40	0,58	0,88					
FeO	6,29	6,20	6,43	5,93	6,18	5,88	12,85	12,29	12,39	12,02	12,12
MnO											
MgO	21,02	21,83	21,06	21,14	20,40	21,61	15,80	15,89	16,32	16,66	16,35
CaO		0,30						0,44			0,30
Na ₂ O					0,79	1,31		0,93			
K ₂ O	9,16	8,75	9,51	9,64	8,67	8,37	8,55	8,36	8,57	8,31	8,39
Total	95,93	96,14	94,93	96,23	95,01	96,14	96,18	96,35	95,70	96,42	95,18

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 22 OXIGÊNIOS

Si	5,473	5,449	5,474	5,422	5,452	5,352	5,451	5,399	5,536	5,547	5,534
Al	2,527	2,551	2,526	2,578	2,548	2,648	2,549	2,601	2,464	2,453	2,466
[T] = 8											
Al	0,349	0,316	0,224	0,299	0,522	0,247	0,539	0,496	0,556	0,560	0,614
Ti	0,370	0,329	0,388	0,374	0,344	0,309	0,354	0,331	0,285	0,313	0,230
Cr				0,045	0,065	0,098					
Fe ²⁺	0,743	0,730	0,772	0,700	0,739	0,695	1,557	1,490	1,504	1,441	1,477
Mn											
Mg	4,428	4,581	4,506	4,453	4,363	4,557	3,411	3,431	3,530	3,559	3,550
[Y]											
	5,890	5,956	5,890	5,871	5,833	5,906	5,861	5,748	5,875	5,873	5,871
Ca		0,046						0,068			0,046
Na					0,219	0,359		0,262			
K	1,658	1,572	1,743	1,739	1,581	1,511	1,580	1,545	1,586	1,520	1,559
[X]											
	1,658	1,618	1,743	1,739	1,800	1,870	1,580	1,875	1,586	1,520	1,605
100 Fe / Fe+Mg											
	14	14	15	14	14	13	31	30	29	28	29

*Análises químicas obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS).
Análises de 1 a 6 = Amostra 180/54; Análises de 7 a 11 = Amostra 18/5.

TABELA 9-H
ANÁLISES QUÍMICAS DE ILMENITAS*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂						0,81	0,58	0,50						0,42	0,83		0,64
TiO ₂	52,43	53,05	53,08	50,84	50,86	50,36	50,00	50,71	50,32	50,27	53,17	52,37	51,74	50,68	50,20	51,16	51,27
Al ₂ O ₃	0,87	0,43	0,76		0,49	0,77	0,78	1,13	0,38	0,45	0,45	0,39	0,63		0,99	0,51	0,48
Fe ₂ O ₃	1,76	1,09	1,28	5,59	4,66	3,71	5,11	4,31	6,15	6,55	0,80	1,92	3,11	5,03	5,59	5,11	3,15
Cr ₂ O ₃						0,92	0,81							0,66	0,92		
FeO	40,41	41,56	41,67	39,90	38,97	39,00	38,90	39,18	39,04	38,46	41,84	40,69	40,77	38,47	37,39	38,47	39,40
MnO	0,76		0,69		0,46	0,48			0,42	0,63	0,60	0,82	0,48		0,52		
MgO	3,36	3,46	3,03	3,26	3,58	3,82	3,78	3,77	3,27	3,44	3,03	3,14	2,94	4,27	4,29	4,25	4,21
CaO																	
Total	99,59	99,59	100,51	99,59	99,02	99,87	99,96	99,60	99,58	99,80	99,89	99,33	99,67	99,53	100,73	99,50	99,19

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 6 OXIGENIOS

Al	0,036	0,023	0,041		0,029	0,041	0,041	0,065	0,241	0,024	0,024	0,024	0,036		0,058	0,030	0,030
Fe ³⁺	0,065	0,041	0,047	0,208	0,173	0,005	0,188	0,006	0,226	0,243	0,029	0,071	0,113	0,189	0,203	0,189	0,118
Ti	1,949	1,967	1,956	1,896	1,899	1,856	1,844	1,868	1,875	1,866	1,973	1,952	1,926	1,873	1,820	1,891	1,897
Si						0,038	0,026	0,023						0,021	0,041		0,030
Cr						0,035	0,029							0,024	0,035		
Fe ²⁺	1,670	1,713	1,705	1,654	1,618	1,596	1,593	1,604	1,616	1,587	1,727	1,687	1,687	1,580	1,507	1,581	1,619
Mn	0,033		0,029		0,018	0,017			0,018	0,027	0,024	0,032	0,021		0,020		
Mg	0,247	0,255	0,221	0,241	0,263	0,280	0,277	0,277	0,241	0,252	0,222	0,232	0,217	0,313	0,307	0,310	0,307
Ca																	
Mg	13	13	11	13	14	15	15	15	13	14	11	12	11	17	17	16	16
Mn	2	0	2	0	1	1	0	0	1	1	1	2	1	0	1	0	0
Fe ²	86	87	87	87	85	84	85	85	86	85	88	86	88	83	83	84	84
Mg	13	13	12	12	12	13	14	14	12	13	11	12	11	16	16	16	16
Fe ³	2	1	1	5	5	4	5	4	6	6	1	2	3	5	5	5	3
Fe ²	86	86	87	83	82	82	81	82	82	81	88	86	86	79	79	79	81

*Análises químicas de ilmenitas foram obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS).

Análises de (1 a 3), (4,5) e (6-8) = AMOSTRA 108/41; Análises (9-10), (11-13) e (14 a 17) = AMOSTRA 18/8.

TABELA 9-H(continuação)

Amostra	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
SiO ₂																
TiO ₂	51,99	51,43	50,76	50,91	51,44	52,18	52,60	51,58	51,84	50,12	49,56	50,09	50,35	51,18	50,22	50,87
Al ₂ O ₃	0,34		0,58	0,52						0,47	0,52	1,81	0,55	0,53	0,55	0,38
Fe ₂ O ₃	2,24	3,83	4,47	4,95	3,03	2,87	1,20	2,95	2,63	7,51	7,50	6,07	4,31	2,56	4,95	3,51
Cr ₂ O ₃																
FeO	40,55	39,69	38,61	39,04	40,62	39,33	41,13	40,19	40,05	38,04	37,60	37,24	43,28	44,29	43,14	43,64
MnO	1,64	1,47	2,28	1,93	1,87	1,61	2,47	2,38	2,74			0,44	0,40		0,45	0,41
MgO	2,59	2,90	2,67	3,27	2,12	3,35	2,06	2,17	2,15	3,97	3,90	4,16	0,90	0,96	0,91	0,97
CaO																
Total	99,35	99,32	99,37	99,62	99,08	99,34	99,46	99,27	99,41	100,11	99,08	99,81	99,79	99,52	100,22	99,78

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 6 OXIGENIOS

Al	0,018		0,036	0,030						0,029	0,030	0,105	0,030	0,030	0,030	0,024
Fe ³	0,084	0,144	0,167	0,184	0,115	0,107	0,042	0,108	0,096	0,277	0,280	0,222	0,163	0,097	0,187	0,132
Ti	1,949	1,928	1,898	1,893	1,943	1,946	1,979	1,946	1,952	1,847	1,845	1,836	1,903	1,936	1,892	1,921
Si																
Cr																
Fe ²	1,688	1,653	1,605	1,572	1,704	1,630	1,720	1,684	1,675	1,558	1,556	1,517	1,819	1,864	1,807	1,831
Mn	0,069	0,060	0,096	0,080	0,078	0,068	0,105	0,100	0,117			0,017	0,018		0,018	0,018
Mg	0,192	0,216	0,197	0,241	0,160	0,247	0,153	0,163	0,159	0,289	0,289	0,302	0,066	0,073	0,066	0,072
Ca																
Mg	10	11	10	13	8	13	8	8	8	16	16	16	3	4	4	4
Mn	4	3	5	4	4	4	5	5	6	0	0	1	1	0	1	1
Fe ²	86	86	85	83	88	83	87	87	86	84	84	83	96	96	95	95
Mg	10	11	10	13	8	13	8	9	8	15	15	16	3	4	3	4
Fe ³	2	4	5	4	8	3	1	3	3	7	7	6	4	2	5	3
Fe ²	88	85	85	83	84	84	91	89	89	78	78	78	93	94	92	93

Análises de 18 a 26 = AMOSTRA 180/54;; Análises de 27 a 29 = AMOSTRA 108/12; Análises de 30 a 33 = AMOSTRA 18/5.

TABELA 9-1

ANÁLISES QUÍMICAS DE MAGNETITAS

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Al ₂ O ₃		0,68	0,81		0,80		0,40	0,57	1,10	1,21	0,98	0,92	0,97	1,08	1,26	1,20	1,39
FeO																	
Cr ₂ O ₃									1,01	1,10	1,18	2,05	2,05	1,68	1,64	1,65	1,77
Fe ₂ O ₃	68,75	68,32	67,70	69,35	68,78	68,85	69,34	68,30	66,91	66,75	66,78	66,07	66,10	66,37	65,64	66,04	65,48
V ₂ O ₅															0,37		0,42
FeO	29,51	29,74	29,84	30,43	30,09	31,00	29,93	29,08	29,67	29,48	29,87	29,46	29,23	29,23	28,98	29,23	29,48
MnO																	
MgO	0,81	0,84	0,68	0,45	0,94		0,88	1,16	0,96	1,09	0,81	1,07	1,22	1,24	1,32	1,19	1,17
CaO																	
Total	99,07	99,58	99,03	100,23	100,61	99,85	100,55	99,11	99,65	99,63	99,62	99,57	99,57	99,60	99,21	99,31	99,71

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 32 OXIGÊNIOS

Ti																	
Al		0,243	0,293		0,402		0,142	0,207	0,396	0,432	0,353	0,330	0,348	0,388	0,440	0,433	0,510
Cr									0,242	0,264	0,283	0,495	0,494	0,403	0,404	0,396	0,437
Fe ³	16,000	15,757	15,710	16,000	15,598	16,000	15,857	15,793	15,362	15,304	15,364	15,175	15,158	15,209	15,082	15,171	14,943
V															0,073		0,109
Fe ²	7,626	7,617	7,687	7,796	7,578	8,000	7,602	7,468	7,564	7,506	7,631	7,514	7,445	7,438	7,394	7,459	7,472
Mn																	
Mg	0,374	0,383	0,311	0,204	0,422		0,398	0,532	0,436	0,494	0,369	0,486	0,555	0,562	0,606	0,541	0,528
Ca																	
XFe	95	95	96	97	95	100	95	93	95	94	95	94	93	93	92	93	93
XMg	5	5	4	3	5	0	5	7	5	6	5	6	7	7	8	7	7

* Análises químicas obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS).

Análises (1 a 4) e (5 e 6) = AMOSTRA 180/54; (7 e 8) = AMOSTRA 180/54 (produto de serpentinização); (9 a 11) e (12 a 14) = AMOSTRA 108/8; (15 a 17) = AMOSTRA 108/12.

TABELA 9-J

ANÁLISES QUÍMICAS DE SULFETOS*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
S	37,50	37,80	36,72	37,25	36,18	36,54	34,61	35,30	35,58	36,40	35,82	36,31	36,12	37,05	36,10	35,44
Fe	62,14	62,36	49,28	61,78	29,66	28,55	32,54	32,37	29,48	29,06	29,31	63,04	63,71	62,30	31,22	31,19
Co																
Ni			13,71				32,20	32,83								
Cu					34,15	35,00			34,05	33,73	34,50				32,15	32,69
Total	99,64	100,16	99,71	99,03	99,99	100,09	99,35	100,50	99,11	99,19	99,63	99,35	99,83	99,35	99,47	99,32

FRAÇÃO DE ELEMENTOS

S	0,513	0,514	0,507	0,512	0,513	0,518	0,488	0,491	0,511	0,519	0,511	0,501	0,497	0,509	0,514	0,507
Fe	0,487	0,486	0,390	0,488	0,242	0,232	0,263	0,259	0,243	0,238	0,240	0,499	0,503	0,491	0,255	0,256
Co																
Ni			0,102				0,248	0,250								
Cu					0,245	0,250			0,247	0,243	0,248				0,231	0,236

MINERAIS (PROPORÇÃO METAIS/S NO MINERAL)

	PIRROTITA				CALCOPIRITA		PENTLANDITA		CALCOPIRITA			PIRROTITA (?)			CALCOPIRITA	
S	1	1	1	1	2	2	8	8	2	2	2	1	1	1	2	2
Fe	0,949	0,945	0,769	0,953	0,943	0,896	4,311	4,220	0,951	0,917	0,939	0,996	1,012	0,964	0,992	1,009
Co																
Ni			0,201				4,066	4,073								
Cu					0,943	0,965			0,967	0,936	0,971				0,899	0,931

*Todas as análises de sulfetos foram obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS).

Análises (1 a 4), (5,6), (7,8), (9 a 11), (12 a 14), (15,16) = AMOSTRA 108/41

TABELA 9-J (continuação)

	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
S	36,24	36,69	36,60	38,50	34,43	33,48	33,40	38,27	38,45	35,31	35,42	35,31	33,90	35,66	35,51	38,67
Fe	31,46	31,73	45,77	61,10	31,52	29,29	30,54	60,90	61,67	31,63	31,11	30,96	31,23	31,56	31,18	60,65
Co						0,79	0,65									
Ni			17,68		34,03	36,38	35,35						34,90			
Cu	31,59	31,03								32,72	33,38	33,65		31,86	32,11	
Total	99,24	99,45	100,05	99,61	99,98	99,94	99,94	99,17	99,12	99,66	99,91	99,92	100,03	99,08	98,80	99,32

FRAÇÃO DE ELEMENTOS

S	0,516	0,510	0,505	0,523	0,484	0,474	0,473	0,523	0,520	0,504	0,505	0,504	0,478	0,510	0,510	0,526
Fe	0,257	0,258	0,362	0,477	0,254	0,238	0,249	0,477	0,479	0,250	0,254	0,253	0,253	0,259	0,257	0,474
Co						0,006	0,005									
Ni			0,133		0,262	0,282	0,273						0,269			
Cu	0,227	0,222								0,236	0,240	0,242		0,230	0,233	

MINERAIS (PROPORÇÃO METAIS/S NO MINERAL)

	CALCOPIRITA		PIRROTITA		PENTLANDITA			PIRROTITA		CALCOPIRITA			PENTLANDITA	CALCOPIRITA		PIRROTITA
S	2	2	1	1	8	8	8	1	1	2	2	2	8	2	2	1
Fe	0,996	0,992	0,712	0,912	4,198	4,017	4,211	0,912	0,921	1,028	1,006	1,004	4,234	1,015	1,008	0,901
Co						0,101	0,085									
Ni			0,263		4,331	4,759	4,617						4,502			
Cu	0,830	0,854								0,936	0,950	0,960		0,902	0,914	

Análises (17,18) = AMOSTRA 108/41; Análises (19,20), (21 a 23), (24,25), (26 a 28), (29 a 32) = AMOSTRA 18/8.

TABELA 9-J (continuação)

	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
S	38,34	35,92	35,51	33,63	32,64	33,54	33,11	33,26	34,44	32,97	37,26	34,33	33,69	34,41	55,37	54,91
Fe	60,89	63,62	64,30	33,16	34,11	33,83	34,36	34,28	33,01	34,48	31,20	28,61	28,37	28,25	43,78	44,10
Co				1,05	1,57	1,70	1,45	1,45	1,19	1,32						
Ni				28,30	31,50	30,29	30,96	30,89	21,00	31,22	30,89	36,44	37,33	36,71		
Cu				3,25					10,38							
Total	99,23	99,51	99,81	99,39	99,82	99,36	99,88	99,88	100,02	99,99	99,35	99,38	99,36	99,40	99,15	99,01

FRAÇÃO DE ELEMENTOS

S	0,523	0,497	0,490	0,478	0,464	0,476	0,469	0,471	0,487	0,467	0,517	0,486	0,479	0,487	0,688	0,684
Fe	0,477	0,503	0,509	0,270	0,278	0,276	0,279	0,278	0,268	0,280	0,248	0,232	0,231	0,229	0,312	0,315
Co				0,008	0,012	0,013	0,011	0,011	0,009	0,010						
Ni				0,220	0,245	0,235	0,240	0,239	0,162	0,242	0,234	0,282	0,290	0,284		
Cu				0,023					0,074							

MINERAIS (PROPORÇÃO METAIS/S NO MINERAL)

	PIRROTITA (?)			PENTLANDITA								PIRITA			
	1	1	1	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	2	2
S															
Fe	0,912	1,012	1,039	4,518	4,793	4,638	4,759	4,722	4,402	4,796	3,837	3,819	3,858	3,762	0,907
Co				0,134	0,207	0,218	0,187	0,187	0,148	0,171					0,921
Ni				3,682	4,224	3,949	4,094	4,059	2,661	4,145	3,621	4,642	4,843	4,665	
Cu				0,385					1,216						

Análise (33) = AMOSTRA 18/8; Análises (34,35), (36 a 42) = AMOSTRA 180/54; Análises (43 a 46); (47,48) = AMOSTRA 108/8

TABELA 9-J (continuação)

	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64
S	54,07	40,56	40,60	40,83	35,89	35,95	35,81	37,37	34,62	35,15	34,93	39,41	38,94	39,38	39,28	33,98
Fe	43,97	59,20	58,60	58,62	29,73	29,53	28,98	28,47	30,65	30,88	31,20	61,26	60,94	59,69	59,26	28,70
Co	1,70															
Ni																0,64
Cu					34,50	33,84	34,48	33,98	34,34	32,99	33,68				1,38	36,13
Total	99,74	99,76	99,20	99,45	100,12	99,32	99,27	99,82	99,61	99,02	99,81	100,67	99,88	99,07	99,92	99,45

FRAÇÃO DE ELEMENTOS

S	0,674	0,544	0,547	0,548	0,510	0,513	0,512	0,526	0,498	0,505	0,500	0,528	0,527	0,534	0,530	0,482
Fe	0,314	0,456	0,453	0,452	0,242	0,242	0,238	0,231	0,253	0,255	0,256	0,471	0,473	0,466	0,459	0,233
Co	0,011															
Ni																0,005
Cu					0,247	0,244	0,249	0,242	0,249	0,240	0,243				0,010	0,280

MINERAIS (PROPORÇÃO METAIS/S NO MINERAL)

	PIRITA		PIRROTITA		CALCOPIRITA						PIRROTITA				PENTLANDITA
S	2	1	1	1	2	2	2	2	2	2	1	1	1	1	8
Fe	0,932	0,838	0,828	0,825	0,950	0,943	0,930	0,878	1,016	1,009	1,024	0,892	0,897	0,873	0,866
Co	0,033														3,867
Ni															0,083
Cu					0,968	0,951	0,973	0,920	1,000	0,950	0,972				0,019

Análise (49), (50 a 52); (53 a 56) = AMOSTRA 108/8; Análises (57 a 59), (60 a 63) e (64) = AMOSTRA 108/12

TABELA 9-J (continuação)

	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80
S	33,41	33,92	52,89	52,92	53,21	33,51	33,87	39,39	38,72	38,85	39,21	39,03	39,73	39,34	33,60	33,47
Fe	29,16	28,43	46,15	46,39	46,83	29,39	30,13	59,91	61,07	58,81	59,54	59,26	59,64	59,29	29,08	28,45
Co		0,68				2,72	2,85									
Ni	30,72	36,91	0,68	0,56		34,22	32,54			2,33	1,24	1,78	0,62	0,86	37,22	37,20
Cu																
Total	99,29	99,94	99,72	99,87	100,04	99,84	99,39	99,30	99,79	99,99	99,99	100,07	99,99	99,49	99,90	99,12

FRAÇÃO DE ELEMENTOS

S	0,476	0,479	0,663	0,662	0,666	0,475	0,480	0,534	0,525	0,526	0,529	0,527	0,535	0,533	0,476	0,477
Fe	0,238	0,231	0,332	0,333	0,333	0,239	0,245	0,466	0,475	0,457	0,461	0,459	0,461	0,461	0,236	0,233
Co		0,005				0,021	0,022									
Ni	0,286	0,285	0,005	0,004		0,265	0,252			0,017	0,009	0,013	0,004	0,006	0,288	0,290

MINERAIS (PROPORÇÃO METAIS/S NO MINERAL)

	PENTLANDITA			PIRITA			PENTLANDITA			PIRROTITA					PENTLANDITA	
S	8	8	2	2	2	8	8	1	1	1	1	1	1	1	8	8
Fe	4,000	3,858	1,001	1,006	1,000	4,025	4,083	0,872	0,905	0,869	0,871	0,871	0,862	0,865	3,966	3,908
Co		0,083				0,354	0,366									
Ni	4,807	4,760	0,015	0,012		4,463	4,200			0,032	0,017	0,025	0,007	0,011	4,840	4,864
Cu																

Análises (65 e 66), (67 a 69), (70 a 73) = AMOSTRA 108/12; Análises (74 a 78), (79, 80) = AMOSTRA 18/5

TABELA 9-J (continuação)

	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97
S	33,06	33,77	33,34	33,48	35,37	34,97	35,30	34,84	53,22	55,23	53,10	52,66	53,62	52,25	34,05	34,07	39,15
Fe	28,19	28,57	29,54	29,43	31,07	30,60	30,96	31,13	46,26	43,95	45,22	45,07	45,89	44,74	27,71	28,56	59,36
Co	0,94	0,70								0,73	0,88	1,27		2,18		0,97	0,72
Ni	38,35	36,56	37,30	37,27													
Cu					33,78	33,88	32,76	33,44							37,94	36,20	
Total	100,81	99,60	100,18	100,18	100,22	99,45	99,02	99,41	99,48	99,91	99,20	99,00	99,51	99,17	99,70	99,80	99,23

FRAÇÃO DE ELEMENTOS

S	0,466	0,479	0,472	0,473	0,504	0,502	0,508	0,501	0,666	0,673	0,667	0,665	0,671	0,661	0,482	0,482	0,532
Fe	0,231	0,233	0,240	0,239	0,254	0,253	0,255	0,257	0,333	0,322	0,327	0,327	0,329	0,324	0,225	0,231	0,463
Co	0,007	0,005								0,005	0,006	0,008		0,015		0,007	
Ni	0,296	0,283	0,288	0,287											0,293	0,279	0,005
Cu					0,242	0,245	0,237	0,242									

MINERAIS (PROPORÇÃO METAIS/S NO MINERAL)

	PENTLANDITA				CALCOPIRITA				PIRITA				PENTLANDITA		PIRROTITA	
S	8	8	8	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	8	8
Fe	3,966	3,891	4,068	4,042	1,010	1,008	1,004	1,026	1	0,957	0,981	0,983	0,981	0,981	3,734	3,834
Co	0,120	0,083								0,015	0,018	0,024		0,045		0,116
Ni	5,082	4,727	4,881	4,854												
Cu					0,960	0,976	0,933	0,966							4,863	4,631

Análises (81 a 84), (85 a 88), (89 a 94), (95,96), (97) = AMOSTRA 18/5.

6.3.3. Sequência relacionada a olivina-plagioclásio cumulos e equivalentes recristalizados.

No complexo de Mangabal II, amostras relacionadas a olivina-plagioclásio cumulos e equivalentes recristalizados, foram pontualmente observadas em amostras de superfície (Fig. 11), tendo sido particularmente caracterizadas na sequência atravessada pelo furo de sondagem de nº 6 (Fig. 13, amostras numeradas 196/n) que apresentam sequência de olivina-plagioclásio cumulos e equivalentes recristalizados em praticamente toda sua extensão.

6.3.3.1. Olivina gabronoritos (olivina-plagioclásio cumulos)

6.3.3.2. Meta olivina gabronoritos coroníticos

Meta olivina gabronoritos a espinélio

6.3.3.3. Meta olivina gabronoritos

As litologias relacionadas a olivina-plagioclásio cumulos do complexo de Mangabal II são extremamente semelhantes às descritas para o complexo de Mangabal I.

Os mesmos termos ígneos reliquiais - *olivina gabronoritos* (Fotomicrografias nºs 47 e 48), e a mesma sequência de transformações pós-ígneas, gerando subsequentemente *meta olivina gabronoritos coroníticos*, *meta olivina gabronoritos a espinélio* (Fotomicrografias nºs 49 e 50) e *meta olivina gabronoritos* (Fotomicrografias 51, 52 e 53) são igualmente conhecidos para esta litologia, neste complexo.

Por apresentarem as mesmas características mineralógicas e texturais, não julgamos necessário repetir as mesmas descrições e considerações já efetuadas, quando da descrição destes tipos petrográficos para o complexo de Mangabal I.

Análises químicas de fases minerais, analisadas em amostras de olivina gabronoritos e equivalentes recristalizados, encontram-se listadas nas tabelas de nºs 10A a 10H, conforme especificado na Tabela 10. Análises químicas de rocha total de amostras representativas desse tipo litológico são apresentadas na Tabela 14.

Fotomicrografia 47 - Amostra 196/21.

Meta olivina gabro coronítico - feições texturais gerais. Nesta amostra notam-se cristais de olivina ocupando núcleos de coronas, já bastante desenvolvidas. Os plagioclásios são marcadamente ripiformes, zonados. Piroxênios (orto e clinopiroxênios) constituem as fases intercumulus, moldando-se nos interstícios entre as fases cumulus, com nítidas terminações angulares, em cúspide.

Polarizadores cruzados. Aumento 20 x.

Fotomicrografia 48 - Amostra 196/21.

Detalhe das coronas na amostra anterior. Cristais de olivina, ocupando o núcleo da corona, e as duas camadas que a constituem: a mais interna, próxima à olivina, de ortopiroxênio, e a mais externa, de anfibólio com intercrescimento simplectítico de espinélio.

Polarizadores parcialmente cruzados. Aumento 50,4 x.

Fotomicrografia 49 - Fotomicrografia 196/9.

Meta olivina gabronorito a espinélio - feições texturais gerais. A amostra ainda conserva as feições texturais originais (plagioclásios ripiformes e piroxênios intercumulus), contudo não existe mais olivina nesta amostra, tendo sido substituída por um agregado granular de ortopiroxênios, envolvidos por anfibólio simplectítico.

Polarizadores parcialmente cruzados. Aumento 20 x.

Fotomicrografia 50 - Amostra 196/9.

Meta olivina gabro norito a espinélio - detalhe da foto anterior, mostrando a corona totalmente desenvolvida: núcleo constituído por ortopiroxênios granulares e borda de anfibólio e espinélio simplectítico.

Polarizadores parcialmente cruzados. Aumento 50,4 x.

47

48

49

50

Fotomicrografia 51 - Amostra 196/13.

Meta olivina gabronorito. Amostra constituída por plagioclásio granoblástico (andesina); anfibólio verde granoblástico (magnésio hornblenda) e anfibólio incolor (ortoanfibólio, da série das gedritas). A distribuição de ortoanfibólios incolores, bordejados por anfibólio verde, é feição comumente observada em meta olivina gabronoritos.

Polarizadores descruzados. Aumento 20 x.

Fotomicrografia 52 - Amostra 196/13.

Detalhe da distribuição dos anfibólios em meta olivina gabronoritos. Os anfibólios incolores formam núcleos bordejados por anfibólios verdes. Notar a ausência de quartzo na associação.

Polarizadores parcialmente cruzados. Aumento 50,4 x.

Fotomicrografia 53 - Idem a fotomicrografia nº 52, a cores.

Polarizadores descruzados. Aumento 39 x.

51

52

53

TABELA 10

RELAÇÃO DAS AMOSTRAS E FASES MINERAIS ANALISADAS EM OLIVINA GABRO NORITOS E DERIVADOS - MANGABAL II

RELAÇÃO DAS AMOSTRAS E FASES MINERAIS ANALISADAS EM OLIVINA GABRO NORITOS E DERIVADOS - MANGABAL II									
Amostra	Tipo petrográfico	Olivina	Plagioclásio	Piroxênios	Anfibólio	Mica	Ilmenita	Magnetita	Sulfetos
20/10	Meta olivina gabro norito coroníticos	x	x	x (1,2-Ortopiroxênio e clinopiroxênio intercumulus) (4-ortopiroxênio coronítico)	o	o	o	-	-
2/11		x	x	-	o	-	-	-	o
196/21		x	x	x (3-ortopiroxênio intercumulus) (5-ortopiroxênio coronítico)	x (1 a 3)	x (1 a 6)	x (1 a 5)	x (1 a 4)	-
196/33	Meta olivina gabro noritos (amostras de transição, com feições parcialmente reliquias)		x	x (6-ortopiroxênio coronítico)	x (4 a 7)	x(7 a 9)	x (6 a 14)	-	x (1 a 7)
196/9			x	-	x(8 a 18)	x(10 a 12)	x(15 a 22)	x (5 e 6)	x (8 e 9)
196/10	Meta olivina gabro norito (granoblástico)		x		x(19 a 23)	x(13 e 14)	x(23 e 24)	-	x (10)
196/13			x		x(24 a 38)	x(15 a 18)	-	-	x(11 a 15)
Análises listadas nas Tabelas		10-A	10-B	10-C	10-D	10-E	10-F	10-G	10-H

x = fase mineral analisada; o = fase presente, não analisada; - = fase ausente na amostra; em branco = fase ausente na paragenese.

Amostras numeradas 196/n relativas ao furo nº 6 (Figura 13); demais amostras, de superfície.

Relação das fases minerais analisadas em amostras de olivina gabro noritos, de meta olivina gabronoritos coroníticos e a espinelio, e de meta olivina gabronoritos do complexo de Mangabal II.

Na tabela encontram-se relacionadas as amostras analisadas (primeira coluna), o respectivo tipo petrográfico (segunda coluna) e as fases minerais analisadas (demais colunas), conforme simbologia especificada na tabela.

As análises químicas das diversas fases minerais analisadas encontram-se listadas nas Tabelas de nºs 10-A a 10-H, conforme indicado na última linha da Tabela 10. A numeração, quando especificada, indica o número da(s) análise(s) química(s) da fase analisada na respectiva tabela.

Nas análises químicas, os valores em branco representam elementos em quantidades não detectadas, e as análises marcadas por (*) indicam análises pontuais, obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS).

TABELA 10-A

ANÁLISES QUÍMICAS DE OLIVINAS EM OLIVINA GABRO NORITOS
MANGABAL II

Amostra	20/10	2/11	196/21*
SiO ₂	39,02	37,18	37,35
FeO	19,83	26,39	26,20
MnO	0,30	0,39	
NiO	0,17	0,12	
MgO	41,51	35,39	35,99
CaO	0,03	0,05	
Total	100,85	99,52	99,54

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 4 OXIGÊNIOS

Si	0,995	0,994	0,995
Fe	0,423	0,590	0,583
Mn	0,006	0,009	
Ni	0,003	0,003	
Mg	1,577	1,410	1,428
Ca	0,001	0,001	
X _{Fe}	21,1	29,5	29,0
X _{Mg}	78,2	70,5	71,0

*Análise química obtida pelo método de dispersão de energia (EDS)

TABELA 10-B

COMPOSIÇÃO DE PLAGIOCLÁSIOS EM OLIVINA GABRO NORITO E DERIVADOS

Amostra	Núcleo	Borda	
20/10	An ₇₃ Ab ₂₆ Or _{.6}	An ₆₆ Ab ₃₃ Or ₁	(pouco zonado)
2/11	An ₆₅ Ab ₃₃ Or ₁	An ₅₇ Ab ₄₄ Or ₁	
196/21*	An ₆₄ Ab ₃₅ Or ₁	An ₅₅ Ab ₄₅ Or ₁	
	An ₆₂ Ab ₃₇ Or ₁		
196/33*	An ₆₀ Ab ₃₉ Or ₁	An ₅₅ Ab ₄₅ Or ₁	
	An ₅₈ Ab ₄₁ Or ₁	An ₅₄ Ab ₄₅ Or ₁	
196/9*	An ₆₂ Ab ₃₇ Or ₁	An ₅₇ Ab ₄₂ Or ₁	
	An ₆₁ Ab ₃₉ Or ₁		
	reliquiar	reliquiar	recristalizado
196/10*	An ₆₂ Ab ₃₇ Or ₁	An ₅₈ Ab ₄₁ Or ₁	An ₅₃ Ab ₄₆ Or ₁
			An ₄₃ Ab ₅₃ Or ₁
	recristalizado		
196/13*	An ₄₂ Ab ₅₇ Or ₁		
	An ₄₀ Ab ₅₉ Or ₁		
	An ₃₈ Ab ₆₂ Or ₁		

*Análises obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS).

TABELA 10-C
ANÁLISES QUÍMICAS DE PIROXÊNIOS
MANGABAL II

	1	2	3*	4	5*	6*
SiO ₂	54,02	52,14	53,46	55,60	54,23	53,70
Al ₂ O ₃	2,62	3,84	2,33	0,66	0,96	1,16
TiO ₂	0,22	0,61		0,04		
Cr ₂ O ₃	0,02	0,22				
FeO	12,32	6,95	16,97	12,14	16,38	17,24
MnO	0,21	0,15		0,26		
MgO	28,89	16,48	26,74	30,75	27,72	27,32
CaO	0,80	19,83	1,12	0,22		
Na ₂ O	0,01	0,37				
K ₂ O						
Total	99,11	100,59	100,62	99,67	99,29	99,42
FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 6 OXIGÊNIOS						
Si	1,936	1,903	1,929	1,976	1,970	1,958
Al	0,064	0,097	0,071	0,024	0,030	0,042
[T] = 2,00						
Al	0,046	0,068	0,028	0,003	0,011	0,008
Ti	0,006	0,017		0,001		
Cr	0,001	0,006				
Fe	0,369	0,212	0,512	0,361	0,497	0,525
Mn	0,006	0,005		0,008		
Mg	1,543	0,896	1,438	1,629	1,500	1,484
Ca	0,031	0,775	0,043	0,008		
Na	0,001	0,026				
K						
[M]	2,003	2,005	2,021	2,010	2,008	2,017
X _{Fe}	19,3	19,1	26,8	18,1	24,9	26,1
X _{Mg}	80,7	80,9	73,8	81,9	75,1	73,9
Ca	1,6	41,1	2,2	0,4	0	0
Fe	19,0	11,3	25,7	18,1	24,9	26,1
Mg	79,4	47,6	72,1	81,5	75,1	73,9

Análise 1 = AMOSTRA 20/10, ortopiroxênio intercumulus; Análise 2 = AMOSTRA 20/10, clinopiroxênio intercumulus; Análise 3 = AMOSTRA 196/21, ortopiroxênio intercumulus; Análise 4 = AMOSTRA 20/10, ortopiroxênio coronítico; Análise 5 = AMOSTRA 196/21, idem; Análise 6 = AMOSTRA 196/33, idem

*Análises obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS).

TABELA 10-D
ANÁLISES QUÍMICAS DE ANFIBÓLIOS*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	41,17	40,89	41,69	42,29	40,76	41,73	41,28	43,51	43,68	43,58	43,06	42,18	43,56
Al ₂ O ₃	16,48	17,31	16,95	17,25	19,22	19,39	19,53	16,37	16,41	16,17	18,48	18,21	18,47
TiO ₂													
Cr ₂ O ₃													
FeO	9,03	9,25	10,02	9,10	9,07	9,85	8,89	9,00	9,46	9,43	13,68	13,93	13,45
MnO													
MgO	14,82	14,38	15,06	13,99	12,80	12,40	13,28	14,75	14,53	14,91	18,31	18,65	19,12
CaO	11,45	11,00	11,13	11,03	10,93	10,48	10,77	10,68	10,47	10,73	0,62	0,58	0,59
Na ₂ O	2,53	2,80	2,50	2,30	2,18	2,28	2,15	1,66	1,79	1,61	2,39	2,17	1,98
K ₂ O	0,21		0,31	0,35	0,33	0,24	0,37	0,45	0,31	0,45			
Total	95,74	95,64	97,65	96,31	95,34	96,37	96,27	96,42	96,65	96,88	96,54	95,72	97,17

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 23 OXIGÊNIOS

Si	6,069	6,026	6,042	6,164	6,001	6,072	6,002	6,301	6,313	6,295	6,170	6,112	6,212
Al	1,931	1,974	1,958	1,836	1,999	1,928	1,998	1,699	1,687	1,705	1,830	1,888	1,788

[T] = 8,00

Al	0,933	1,033	0,936	1,127	1,335	1,398	1,349	1,096	1,110	1,048	1,290	1,222	1,283
Ti													
Cr													
Fe	1,119	1,140	1,214	1,109	1,116	1,198	1,082	1,090	1,143	1,139	1,639	1,688	1,587
Mn													
Mg	3,257	3,159	3,254	3,040	2,809	2,690	2,879	3,184	3,131	3,212	3,911	4,028	4,022
Ca	1,809	1,737	1,728	1,722	1,725	1,634	1,673	1,657	1,623	1,661	0,096	0,089	0,089
Na					0,015	0,080	0,017						0,019

[M]	7,118	7,069	7,132	7,000	7,000	7,000	7,000	7,027	7,007	7,060	6,936	7,027	7,000
Na	0,732	0,801	0,702	0,647	0,606	0,567	0,591	0,466	0,504	0,451	0,665	0,610	0,522
K	0,040		0,057	0,065	0,071	0,080	0,063	0,082	0,058	0,082			

[A]	0,763	0,801	0,759	0,712	0,677	0,611	0,654	0,548	0,562	0,533	0,665	0,610	0,522
Na+K	0,763	0,801	0,759	0,713	0,692	0,691	0,671	0,548	0,562	0,533	0,665	0,610	0,541
X _{Fe}	25,6	26,5	27,2	26,7	28,4	30,8	27,3	25,5	26,7	26,2	29,5	29,5	28,3
X _{Mg}	74,4	73,5	72,8	73,3	71,6	69,2	72,7	74,5	73,3	73,8	70,5	70,5	71,7

Análises de 1 a 3 = AMOSTRA 196/21, meta olivina gabro norito coronítico; Análises de 4 a 7 = AMOSTRA 196/33, meta olivina gabro norito (amostra de transição entre meta olivina gabro norito coronítico e meta olivina gabro norito); Análises de 8 a 10 = AMOSTRA 196/9, meta olivina gabro (anfíbólio verde, cálcico); Análises de 11 a 13 = AMOSTRA 196/9, meta olivina gabro (anfíbólio incolor, gedrita).

*Análises obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS).

TABELA 10-D (continuação)

	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	42,29	42,91	42,59	43,01	43,56	45,65	45,15	45,76	44,04	44,79	44,99	43,97	44,29
Al ₂ O ₃	18,51	17,12	18,23	17,97	17,49	16,14	15,79	15,87	15,38	15,88	14,58	14,98	15,25
TiO ₂													
Cr ₂ O ₃												0,65	
FeO	9,20	8,69	8,57	9,01	9,26	14,26	14,60	14,52	9,96	9,97	10,35	10,58	10,32
MnO													
MgO	13,60	14,25	13,95	13,73	14,39	18,96	19,56	19,34	14,41	14,63	14,95	14,37	14,16
CaO	10,73	10,78	11,21	10,79	10,34	0,50	0,41	0,45	10,21	10,51	10,58	10,32	10,54
Na ₂ O	1,98	1,44	2,21	1,88	2,21	1,69	1,62	1,18	1,31	1,58	1,64	1,76	2,01
K ₂ O	0,28	0,27	0,44	0,31	0,41							0,27	
Total	96,58	95,45	97,20	96,70	97,67	97,20	97,13	97,12	95,31	97,37	97,09	96,90	96,57
FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 23 OXIGÊNIOS													
Si	6,123	6,258	6,130	6,207	6,233	6,475	6,404	6,491	6,440	6,451	6,482	6,376	6,427
Al	1,877	1,742	1,870	1,793	1,767	1,525	1,596	1,509	1,560	1,549	1,518	1,624	1,573
[T] = 8,00													
Al	1,281	1,200	1,222	1,264	1,183	1,173	1,043	1,144	1,090	1,132	0,958	0,937	1,035
Ti												0,072	
Cr													
Fe	1,114	1,059	1,032	1,088	1,109	1,690	1,730	1,720	1,213	1,194	1,246	1,283	1,252
Mn													
Mg	2,935	3,099	2,993	2,954	3,070	4,006	4,133	4,086	3,141	3,123	3,212	3,104	3,062
Ca	1,664	1,684	1,728	1,668	1,585	0,076	0,063	0,068	1,599	1,613	1,633	1,603	1,637
Na	0,006		0,025	0,026	0,053	0,055	0,031						0,014
[M]													
Na	7,000	7,042	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,018	7,043	7,062	7,049	6,999	7,000
K	0,549	0,407	0,592	0,500	0,561	0,410	0,414	0,326	0,372	0,438	0,460	0,495	0,551
	0,052	0,050	0,080	0,057	0,075							0,051	
[A]													
Na+K	0,601	0,457	0,672	0,557	0,636	0,410	0,414	0,326	0,372	0,438	0,460	0,546	0,551
X _{Fe}	0,607	0,457	0,697	0,583	0,689	0,465	0,445	0,326	0,372	0,438	0,460	0,546	0,565
X _{Mg}	27,5	25,5	25,6	26,9	26,5	29,7	29,5	29,6	27,9	27,7	28,0	29,2	29,0
	72,5	74,5	74,4	73,1	73,5	70,3	70,5	70,4	72,1	72,3	72,0	70,8	71,0

Análises de 14 a 18 = AMOSTRA 196/9, meta olivina gabro norito (anfíbólio verde, cálcico); Análises de 19 a 21 = AMOSTRA 196/10, meta olivina gabro norito (anfíbólio incolor, gedrita); Análises 22 e 23 = AMOSTRA 196/10, meta olivina gabro norito (anfíbólio verde, cálcico); Análises de 24 a 26 = AMOSTRA 196/13, meta olivina gabro norito (anfíbólio verde, cálcico).

TABELA 10-D (continuação)

	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
SiO ₂	44,88	43,90	44,11	50,75	48,75	48,67	49,36	44,87	44,27	44,90	44,58	44,49
Al ₂ O ₃	14,74	16,40	16,15	8,32	11,17	11,66	11,37	14,83	14,95	15,08	14,88	15,33
TiO ₂	0,44	0,47	0,55									
Cr ₂ O ₃												
FeO	10,85	10,40	9,87	15,46	14,55	14,24	14,99	10,55	10,36	10,10	10,49	10,49
MnO				0,47								
MgO	14,65	13,70	13,78	21,47	20,42	21,05	20,55	14,41	14,21	14,60	13,70	14,44
CaO	10,41	10,24	10,49	0,49	0,54	0,82	0,69	10,39	10,27	10,54	10,11	10,25
Na ₂ O	1,23	1,41	1,56	0,50	0,98	0,79		1,42	1,45	1,49	1,22	1,65
K ₂ O	0,27	0,44	0,20									0,19
Total	97,47	96,96	96,71	97,46	96,41	97,22	96,97	96,47	95,52	96,70	95,02	96,82
FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 23 OXIGÊNIOS												
Si	6,455	6,341	6,371	7,182	6,948	6,873	6,977	6,501	6,476	6,479	6,542	6,433
Al	1,545	1,659	1,629	0,818	1,052	1,127	1,023	1,499	1,524	1,521	1,458	1,567
[T] = 8,00												
Al	0,954	1,133	1,119	0,569	0,824	0,814	0,870	1,032	1,054	1,043	1,115	1,045
Ti	0,047	0,051	0,059									
Cr												
Fe	1,305	1,256	1,192	1,828	1,734	1,682	1,772	1,278	1,267	1,219	1,287	1,268
Mn				0,057								
Mg	3,141	2,949	2,966	4,526	4,337	4,430	4,330	3,111	3,098	3,139	3,005	3,111
Ca	1,605	1,585	1,623	0,075	0,082	0,124	0,105	1,613	1,610	1,629	1,590	1,588
Na		0,026	0,041	0,023								0,035
[M]												
Na	7,052	7,000	7,000	7,055	7,000	7,050	7,077	7,034	7,029	7,030	6,997	7,012
K	0,343	0,369	0,395	0,138	0,249	0,215		0,398	0,412	0,417	0,347	0,461
[A]												
Na+K	0,393	0,449	0,432	0,138	0,249	0,215		0,398	0,412	0,417	0,347	0,496
X _{Fe}	29,4	29,9	28,7	28,8	28,6	27,5	29,0	29,1	29,0	28,0	30,0	29,0
X _{Mg}	70,6	70,1	71,3	71,2	71,4	72,5	71,0	70,9	71,0	72,0	70,0	71,0

Análises 27 a 29 = AMOSTRA 196/13, meta olivina gabro norito (anfíbólio verde, cálcico); Análises 30 a 33 = AMOSTRA 196/13, meta olivina gabro norito (anfíbólio incolor, gedrita - antofilita); Análises 34 a 38 = AMOSTRA 196/13 - meta olivina gabro norito (anfíbólio verde, cálcico).

TABELA 10-E
ANÁLISES QUÍMICAS DE MICAS*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	36,16	36,71	36,50	36,36	36,64	37,13	36,57	35,74	36,89
Al ₂ O ₃	15,79	15,94	16,01	17,71	17,96	17,35	20,73	20,44	20,83
TiO ₂	4,45	4,30	3,88	2,63	2,81	2,93	1,37	1,00	1,16
FeO	13,24	13,52	13,29	8,60	8,84	8,78	9,39	10,95	9,03
MnO									
MgO	15,14	15,77	15,25	18,21	18,56	19,02	18,55	18,89	18,38
CaO		0,32					0,27	0,29	
Na ₂ O							0,76	0,58	0,97
K ₂ O	9,44	9,24	9,62	9,22	9,00	8,97	8,17	6,47	7,93
Total	94,22	95,79	94,55	93,23	93,32	94,79	95,81	94,35	95,18

Fórmula estrutural calculada em base a 22 oxigênios

Si	5,427	5,416	5,458	5,435	5,372	5,383	5,238	5,193	5,294
Al	2,573	2,584	2,542	2,565	2,628	2,617	2,762	2,807	2,706
[T] = 8,00									
Al	0,219	0,188	0,280	0,514	0,475	0,432	0,738	0,693	0,818
Ti	0,502	0,477	0,437	0,292	0,310	0,325	0,148	0,109	0,125
Fe	1,661	1,668	1,663	1,061	1,034	1,063	1,125	1,330	1,084
Mn									
Mg	3,387	3,467	3,398	4,001	4,056	4,103	3,960	4,090	3,932
[Y]	5,769	5,800	5,778	5,868	5,875	5,923	5,971	6,222	5,959
Ca		0,051					0,042	0,045	
Na							0,211	0,163	0,269
K	1,807	1,739	1,836	1,734	1,633	1,659	1,492	1,198	1,452
[X]	1,807	1,790	1,836	1,734	1,633	1,659	1,745	1,406	1,721
$\frac{100 \text{ Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}}$	33	33	33	21	21	21	22	24	22

Análises de 1 a 6 = AMOSTRA 196/21; Análises de 7 a 9 = AMOSTRA 196/33

*Análises obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS).

Tabela 10-E (continuação)

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	37,24	36,38	36,96	38,09	37,79	38,58	38,56	37,96	38,22
Al ₂ O ₃	18,72	18,64	18,62	19,20	19,08	19,14	18,75	18,77	19,00
TiO ₂	2,32	2,70	2,59	1,65	1,59	1,53	1,29	1,32	1,62
FeO	12,02	12,77	12,82	8,45	8,53	9,68	8,82	9,89	8,97
MnO									
MgO	16,65	16,71	16,36	18,49	18,65	17,68	17,01	17,99	17,86
CaO				0,43					
Na ₂ O									
K ₂ O	9,04	8,55	8,78	8,34	8,66	8,79	9,32	9,16	9,53
Total	95,99	95,75	96,14	94,66	94,30	95,40	93,75	95,08	95,20
Fórmula estrutural calculada em base a 22 oxigênios									
Si	5,400	5,306	5,369	5,477	5,464	5,534	5,623	5,493	5,508
Al	2,600	2,694	2,631	2,523	2,536	2,466	2,377	2,507	2,492
[T] = 8,00									
Al	0,599	0,511	0,557	0,730	0,716	0,770	0,844	0,695	0,736
Fe	0,253	0,296	0,283	0,179	0,173	0,165	0,142	0,143	0,175
Mn	1,458	1,558	1,557	1,016	1,032	1,161	1,075	1,198	1,081
Mg	3,600	3,633	3,543	3,963	4,013	3,781	3,697	3,881	3,836
[Y]	5,910	5,998	5,940	5,888	5,934	5,877	5,758	5,917	5,828
Ca				0,065					
Na									
K	1,672	1,591	1,626	1,529	1,597	1,609	1,733	1,690	1,752
[X]	1,672	1,591	1,626	1,594	1,597	1,609	1,733	1,690	1,752
$\frac{100 \text{ Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}}$	29	30	30	20	20	23	22	23	22

Análises de 10 à 12 = AMOSTRA 196/9;

Análises 13 e 14 = AMOSTRA 196/10;

Análises de 15 a 18 = AMOSTRA 196/13

TABELA 10-F
ANÁLISES QUÍMICAS DE ILMENITAS*

Amostra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂												
TiO ₂	50,65	51,00	50,21	48,55	47,88	49,04	48,78	49,43	48,46	49,36	48,48	48,50
Al ₂ O ₃												
Fe ₂ O ₃	5,75	4,15	5,27	8,78	9,58	7,83	8,46	8,46	10,86	8,94	9,11	8,98
FeO	43,14	44,07	42,64	41,05	40,19	39,55	39,19	39,04	37,74	39,90	38,82	38,90
MnO			0,53	0,50					0,54			
MgO	1,37	0,99	1,12	1,17	1,62	2,59	2,63	3,05	2,98	2,56	2,66	2,65
CuO												
Total	100,91	100,21	99,77	100,05	99,27	99,01	99,06	99,98	100,58	100,76	99,07	99,03

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 6 OXIGÊNIOS

Al												
Fe ³	0,146	0,157	0,200	0,332	0,364	0,296	0,320	0,315	0,403	0,332	0,344	0,333
Ti	1,927	1,922	1,900	1,834	1,818	1,852	1,840	1,842	1,798	1,834	1,828	1,833
Si												
Fe ²	1,824	1,846	1,794	1,725	1,696	1,659	1,644	1,616	1,558	1,647	1,629	1,637
Mn			0,021	0,021					0,021			
Mg	0,103	0,075	0,085	0,088	0,121	0,193	0,196	0,226	0,220	0,187	0,199	0,197
Ca												
Mg	5	4	4	5	7	10	11	12	12	10	11	11
Mn	0	0	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0
Fe ²	95	96	95	94	93	90	89	88	87	90	89	89
Mg	5	4	4	4	6	10	10	11	11	9	10	10
Fe ³	5	4	5	8	9	7	8	8	10	8	9	8
Fe ²	90	92	91	87	85	83	82	81	79	83	81	82

Análises de 1 a 5 = AMOSTRA 196/21; Análises de 6 a 12 = AMOSTRA 196/33

*Análises químicas obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS).

Tabela 10-F (continuação)

Amostra	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂												
TiO ₂	50,01	49,65	49,87	49,69	49,08	49,36	48,87	48,56	49,82	49,95	47,00	47,63
Al ₂ O ₃			1,39	0,83	0,57	0,42	0,50	0,58		0,55	0,68	0,42
Fe ₂ O ₃	7,66	7,19	3,67	4,55	5,91	5,59	6,39	6,71	5,65	4,15	9,90	9,26
FeO	38,97	39,62	43,43	43,72	41,05	41,13	40,98	40,70	41,74	42,20	40,41	41,63
MnO	0,52				1,74	2,21	1,80	2,03	1,98	1,98		
MgO	3,13	2,84	0,83	0,55	0,73	0,62	0,68	0,52	0,57	0,41	1,05	0,69
CaO												
Total	100,29	99,30	99,19	99,34	99,08	99,33	99,22	99,10	99,76	99,24	99,04	99,63

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 6 OXIGÊNIOS

Al			0,079	0,048	0,036	0,024	0,030	0,036		0,030	0,043	0,024
Fe ³	0,285	0,270	0,139	0,176	0,225	0,213	0,243	0,256	0,215	0,158	0,377	0,352
Ti	1,858	1,865	1,891	1,888	1,869	1,881	1,863	1,853	1,893	1,905	1,790	1,811
Si												
Fe ²	1,608	1,655	1,830	1,845	1,738	1,741	1,735	1,726	1,764	1,789	1,710	1,760
Mn	0,021				0,076	0,094	0,076	0,088	0,086	0,085		
Mg	0,228	0,210	0,061	0,042	0,055	0,046	0,052	0,040	0,043	0,030	0,079	0,052
Ca												
Mg	12	11	3	2	3	2	3	2	2	2	4	3
Mn	1	0	0	0	4	5	4	5	5	4	0	0
Fe ²	87	89	97	98	93	92	93	93	93	94	96	97
Mg	12	10	3	2	3	2	3	3	2	2	4	3
Fe ³	7	7	4	4	6	6	6	6	6	4	10	9
Fe ²	31	33	93	94	91	92	91	91	92	94	86	88

Análises 13 e 14 = AMOSTRA 196/33; Análises de 15 a 22 = AMOSTRA 196/9; Análises 23 e 24 = AMOSTRA 196/10

TABELA 10-G

ANÁLISES QUÍMICAS DE MAGNETITAS*

	1	2	3	4	5	6
Al ₂ O ₃	0,89	0,92	1,25	0,85	0,63	0,76
TiO ₂						
Cr ₂ O ₃						
Fe ₂ O ₃	67,55	67,39	67,23	67,23	68,67	67,87
V ₂ O ₃	0,98	1,00	1,18	0,94		
FeO	30,41	30,05	30,27	30,20	29,69	30,20
MnO						
MgO	0,60	0,81	0,82	0,62	0,67	0,49
CaO					0,31	
Total	100,43	100,17	100,75	99,98	99,97	99,32

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 32 OXIGÊNIOS

Ti						
Al	0,329	0,329	0,435	0,294	0,220	0,259
Cr						
Fe ³	15,452	15,416	15,274	15,485	15,780	15,741
V	0,219	0,256	0,290	0,221		
Fe ²	7,726	7,635	7,637	7,724	7,578	7,778
Mn						
Mg	0,274	0,365	0,363	0,276	0,312	0,222
Ca					0,110	
XFe	96	95	95	96	95	97
XMg	4	5	5	4	5	3

* Análises químicas obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS).

Análises 1 à 4 = AMOSTRA 196/21; 5 e 6 = AMOSTRA 196/9.

TABELA 10-H
ANÁLISES QUÍMICAS DE SULFETOS*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
S	34,78	34,89	34,62	39,07	39,07	38,59	52,01	53,78	53,75	53,04	54,38	54,08	53,90	36,27	36,73
Fe	30,75	30,99	31,83	59,56	60,99	60,06	44,79	45,87	45,92	46,03	45,26	45,58	45,93	31,67	30,46
Co															
Ni				0,72	0,92	1,03	2,44								
Cu	33,73	33,57	33,09											31,84	31,91
Total	99,26	99,45	99,54	99,35	100,98	99,68	99,24	99,65	99,67	99,07	99,64	99,66	99,83	99,78	99,10

FRAÇÃO DE ELEMENTOS

S	0,501	0,499	0,497	0,530	0,524	0,524	0,658	0,671	0,670	0,667	0,677	0,674	0,671	0,515	0,520
Fe	0,254	0,256	0,263	0,464	0,470	0,469	0,325	0,329	0,330	0,333	0,323	0,326	0,328	0,258	0,248
Co															
Ni				0,005	0,006	0,007	0,017								
Cu	0,245	0,245	0,239											0,227	0,231

MINERAIS (PROPORÇÃO METAIS/S NO MINERAL)

	CALCOPIRITA			PIRROTITA			PIRITA						CALCOPIRITA	
S	2	2	2	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2
Fe	1,014	1,026	1,058	0,876	0,897	0,895	0,988	0,981	0,985	0,999	0,954	0,967	0,978	1,002
Co														0,954
Ni				0,009	0,011	0,013	0,052							
Cu	0,978	0,982	0,961											0,882

* Todas as análises foram obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS).

Análises (1 a 7) = AMOSTRA 196/33; Análises (8,9) = AMOSTRA 196/9; Análise (10) = AMOSTRA 196/10; Análises (11 a 15) = AMOSTRA 196/13.

6.3.4. Sequência máfica relacionada a piroxênio-plagioclásio cumulatos e equivalentes recrystalizados.

Litologias relacionadas a piroxênio-plagioclásio cumulatos e equivalentes recrystalizados são pontualmente reconhecidas em amostras de superfície (Fig. 11), entretanto, intervalos relacionados a esse tipo litológico são reconhecidos em praticamente todos os furos de sondagem analisados, destacando-se a sequência atravessada pelo furo de sondagem de nº 1 (Fig. 14, amostras numeradas 4W/n), que apresenta piroxênio-plagioclásio cumulatos ou seus equivalentes recrystalizados em praticamente toda sua extensão.

6.3.4.1. Gabronoritos (piroxênio-plagioclásio cumulatos)

6.3.4.2. Meta gabronoritos

As litologias relacionadas a piroxênio-plagioclásio cumulatos do complexo de Mangabal II apresentam feições texturais e mineralógicas semelhantes às descritas para este tipo litológico, no complexo de Mangabal I.

Os tipos ígneos reliquiais (piroxênio-plagioclásio cumulatos são também reconhecidos neste complexo, sendo igualmente representados por *gabronoritos* (Fotomicrografia nº 54). *Meta gabronoritos*, equivalentes recrystalizados de gabronoritos, são frequentemente observados nas amostras de testemunhos dos furos de sondagem analisados, a partir das quais as transformações que ocorrem, desde gabronoritos até meta gabronoritos, puderam ser melhor caracterizadas (Fotomicrografias nºs 55 e 56). Neste complexo, os meta gabronoritos apresentam, de forma geral, a seguinte associação mineralógica: plagioclásio granoblástico, de composição andesítica; anfibólios, geralmente um cálcico, verde, monoclinico e outro pobre em cálcio, incolor, ortorrômbico; quartzo, geralmente como pequenas gotas inclusas em hornblenda verde. Rutilo, ilmenita, magnetita e sulfetos (calcopirita, pirita, pirrotita e pentlandita), ocorrem como minerais acessórios.

Fotomicrografia 54 - Gabronorito.

Cristais de ortopiroxênios prismáticos associados a plagioclásios ripiformes, em gabronoritos com aspectos adcumuláticos.

Polarizadores cruzados. Aumento 20 x.

Fotomicrografia 55 - Meta gabronorito. Amostra 4W/10.

Transformação de gabronoritos e meta gabronoritos. A paragênese original produz nova associação, com anfibólio cálcico (hornblenda verde), às vezes associada a anfibólio incolor (geralmente antofilita), plagioclásio granoblástico e quartzo, que ocorre como inclusões no anfibólio.

Polarizadores descruzados. Aumento 62,5 x.

Fotomicrografia 56 - Meta gabronorito. Amostra 4W/25.

Meta gabronorito constituído por anfibólio verde, com inúmeras inclusões de quartzo e plagioclásio granoblástico. Evidencia-se o caráter estático da transformação, que ainda preserva feições ígneas reliquias.

Polarizadores descruzados. Aumento 39 x.

183

54

55

56

Também neste complexo a presença de quartzo livre na associação mineralógica de meta gabronoritos e sua ausência em meta olivina gabronoritos, é aspecto comumente observado.

Análises químicas de fases minerais de amostras de gabronoritos e equivalentes recristalizados encontram-se listadas nas tabelas de n^{os} 11A a 11G, conforme especificado na Tabela 11, e análises químicas de rocha total de amostras representativas desses tipos petrográficos são apresentadas na Tabela 14.

6.3.5. Rochas foliadas

A ocorrência de rochas foliadas no complexo de Mangabal II é frequentemente observada, seja em blocos de rochas aflorantes, seja nas sequências atravessadas pelos diversos furos de sondagem analisados, atestando intensa atuação de processos tectônicos na área. Os tipos de rochas foliadas mais comumente observadas encontram-se abaixo descritos.

6.3.5.1. Antofilita xistos

Faixas aflorantes de antofilita xistos, tal como observadas em Mangabal I (ver Fig. 2), não foram reconhecidas nesse complexo, entretanto a presença de antofilita xistos é comumente observada em amostras de testemunhos de sondagem. Essas rochas ocorrem associadas a sequências litológicas de natureza ultramáfica e desenvolvem-se ao longo de zonas de fraturamento e/ou falhamento, neste tipo litológico.

Sua constituição mineralógica é semelhante à dos antofilita xistos já descritos em Mangabal I, predominando antofilita, com hornblenda verde clara, clorita magnésiana e opacos, em porcentagens subordinadas. Texturalmente, a mesma distribuição caótica de prismas de antofilita disseminados na rocha, é igualmente observada.

TABELA 11

LISTAGEM DAS AMOSTRAS E FASES MINERAIS ANALISADAS EM GABRO NORITOS E DERIVADOS - MANGABAL II

Amostra	Tipo Petrográfico	Ortopiroxênio	Plagioclásio	Anfibólios Verde Incolor	Quartzo	Mica	Ilmenita	Magnetita	Sulfetos
180/29	gabro norito	x (1 a 3)	x			x (1 a 3)		x (1 e 2)	x(1 a 18)
196/40	gabro norito	x (4 - 5)	x			x (4 a 8)		-	x(19 a 24)
4W/16	gabro norito	x (6 a 8)	x			x(9 a 12)	x (1 a 5)	-	x(25 a 33)
4W/27	meta gabro norito (transição)	x(9 a 11)	x	x (1 a 6) (7 a 9)		x(13 a 15)	x (6 a 11)	x(3 a 8)	x(34,35)
4W/10	meta gabro norito		x	x (12 a 14) (10 a 11) (18) (15 a 17)	o	x(16 a 18)		-	x(36 a 47)
4W/25	meta gabro norito		x	x(19 a 26)	o	x(19 a 22)	x(12 a 14)	x(9 a 11)	x(48 - 51)
4W/30	meta gabro norito		x	x(27 a 30) (31 a 33)	o	x(23 a 26)	x(15 a 18)	x(12 a 14)	-
Análises químicas listadas nas tabelas		11-A	11-B	11-C		11-D	11-E	11-F	11-G

x ou numerada = fase analisada; o = fase presente, não analisada; em branco = fase ausente na paragênese.- ausente na amostra.

Amostras numeradas 180/n; 196/n; 4W/n relativas aos furos 8, 6 e 1, respectivamente.

Relação das fases minerais analisadas em amostras de gabro noritos e de meta gabronoritos do complexo de Mangabal II.

Na tabela encontram-se relacionadas as amostras analisadas (primeira coluna), os respectivos tipos petrográficos (segunda coluna), e as fases minerais analisadas (demais colunas), conforme simbologia especificada na tabela.

As análises químicas das diversas fases minerais analisadas encontram-se listadas nas Tabelas de nºs 11-A a 11-G, conforme indicado na última linha da Tabela 11. A numeração, quando especificada, indica o número da(s) análise(s) da fase analisada na respectiva tabela.

Nas análises químicas, os valores em branco representam elementos em quantidades não detectadas, e as análises marcadas por(*) indicam análises pontuais, obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS).

TABELA 11-A
ANÁLISES QUÍMICAS DE ORTOPIROXENIOS*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	51,95	53,66	51,70	53,18	53,16	52,70	52,04	53,47	52,68	53,18	52,36
Al ₂ O ₃	3,30	2,54	2,96	2,21	2,46	4,98	3,83	3,96	2,73	2,07	2,08
TiO ₂							0,34				
Cr ₂ O ₃							0,38	0,47			
FeO	16,22	17,11	18,62	17,40	18,54	13,15	13,80	14,42	21,57	21,20	22,25
MnO			0,51	0,51					0,42		0,64
MgO	27,38	26,60	24,70	25,05	25,27	27,46	27,56	27,20	22,79	21,91	22,26
CaO	0,46	0,83	0,81	1,50	0,88	0,98	1,08	0,74	0,33	0,88	0,52
Na ₂ O											
K ₂ O											
Total	99,31	100,75	99,30	99,86	100,31	99,26	99,02	100,26	100,53	99,24	100,11
FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 6 OXIGENIOS											
Si	1,894	1,932	1,912	1,943	1,936	1,892	1,886	1,910	1,940	1,978	1,949
Al	0,106	0,068	0,088	0,057	0,064	0,108	0,114	0,090	0,060	0,022	0,051
[T] = 2,00											
Al	0,036	0,040	0,041	0,038	0,041	0,103	0,049	0,077	0,059	0,068	0,040
Ti							0,009				
Cr							0,011	0,013			
Fe	0,494	0,515	0,575	0,532	0,565	0,395	0,418	0,431	0,664	0,659	0,692
Mn			0,016	0,016					0,013		0,020
Mg	1,487	1,427	1,360	1,364	1,372	1,469	1,488	1,449	1,251	1,214	1,234
Ca	0,018	0,032	0,032	0,059	0,034	0,038	0,042	0,029	0,013	0,035	0,021
Na											
K											
[M]	2,035	2,014	2,024	2,009	2,012	2,005	2,017	1,999	2,000	1,976	2,007
X _{Fe}	24,9	26,5	29,7	28,0	29,2	21,2	21,9	22,9	34,7	35,2	35,9
X _{Mg}	75,1	73,5	70,3	72,0	70,8	78,8	78,1	77,1	65,3	64,9	64,1
Ca	1,0	1,6	1,6	3,0	1,7	2,0	2,1	1,5	0,7	1,8	1,1
Fe	24,6	26,1	29,2	27,2	28,7	20,8	21,5	22,6	34,5	34,5	35,5
Mg	74,4	72,3	69,2	69,8	69,6	77,3	76,4	75,9	64,9	63,6	63,4

Análises de 1 a 3 = AMOSTRA 180/29 (núcleo a borda); Análises 4 e 5 = AMOSTRA 196/40, idem; Análises 6 a 8 = AMOSTRA 4W/16, idem; Análises de 9 a 11 = AMOSTRA 4W/27, idem.

*Todas as análises químicas foram obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS).

ANÁLISES QUÍMICAS DE PLAGIOCLÁSIOS*

Amostra	Núcleo	Borda	
180/29	An ₆₀ Ab ₄₀ Or ₀	An ₅₅ Ab ₄₅ Or ₁	
	An ₅₈ Ab ₄₀ Or ₁		
196/40	An ₅₉ Ab ₄₁ Or ₀	An ₅₀ Ab ₄₉ Or ₁	
	An ₅₆ Ab ₄₄ Or ₀		
4W/16	An ₆₃ Ab ₃₇ Or ₀	An ₅₆ Ab ₄₄ Or ₀	
	An ₆₁ Ab ₃₉ Or ₀		
4W/27	An ₆₁ Ab ₃₈ Or ₁	An ₅₄ Ab ₄₅ Or ₀₋₁	Recristalizados
	An ₅₈ Ab ₄₁ Or ₀₋₁	An ₄₈ Ab ₅₂ Or ₀₋₁	An ₄₃ Ab ₅₇ Or ₁
	Reliquiar		An ₄₀ Ab ₅₈ Or ₁
4W/10	An ₅₅ Ab ₄₅ Or ₀₋₁		Recristalizados
			An ₅₄ Ab ₄₅ Or ₀₋₁
4W/25	An ₅₈ Ab ₄₁ Or ₁		An ₄₃ Ab ₄₅ Or ₀₋₁ a
			An ₄₀ Ab ₅₉ Or ₀₋₁
4W/30			An ₄₈ Ab ₅₁ Or ₁ a
			An ₄₃ Ab ₄₆ Or ₁

*Análises químicas obtidas pelo método de dispersão de energia(EDS)

TABELA 11-C
ANÁLISES QUÍMICAS DE ANFIBÓLIOS*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	48,36	48,85	46,85	47,81	48,59	46,58	54,85	53,82	54,87	53,96	53,06	46,09	46,32	45,11	52,26	51,35
Al ₂ O ₃	9,60	9,40	10,17	9,27	9,07	11,41	1,43	1,98	1,50	4,09	5,46	14,00	14,30	15,45	7,42	7,00
TiO ₂																
Cr ₂ O ₃																
FeO	10,72	9,93	10,73	11,83	10,34	10,74	19,99	17,72	18,95	15,04	15,01	9,83	9,63	9,79	15,50	15,97
MnO							0,37									
MgO	14,49	15,24	14,02	15,19	14,93	13,60	19,99	20,04	20,30	22,28	21,81	13,97	14,39	13,47	20,98	20,96
CaO	10,98	10,38	10,46	9,49	10,89	11,11	0,60	0,26	0,56	0,39	0,43	10,41	10,23	10,63	0,55	0,35
Na ₂ O	1,07	0,67	0,71	0,77	0,93	1,16					0,61	1,46	1,90	1,95	1,06	0,97
K ₂ O	0,26	0,27	0,38	0,25		0,23						0,25	0,21			
Total	95,48	94,74	93,31	94,63	94,75	94,83	97,23	93,83	96,19	95,75	96,38	96,01	97,04	96,40	97,78	96,60

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 23 OXIGÊNIOS

Si	7,075	7,144	7,012	7,066	7,132	6,877	7,900	7,929	7,932	7,692	7,539	6,679	6,641	6,522	7,351	7,336
Al	0,925	0,856	0,988	0,934	0,868	1,123	0,100	0,071	0,068	0,308	0,461	1,321	1,359	1,478	0,649	0,664

[T] = 8,00

Al	0,730	0,763	0,806	0,681	0,702	0,863	0,141	0,273	0,188	0,379	0,454	1,070	1,057	1,155	0,582	0,515
Ti																
Cr																
Fe	1,311	1,215	1,343	1,463	1,270	1,326	2,407	2,183	2,291	1,793	1,734	1,192	1,162	1,183	1,823	1,908
Mn							0,046									
Mg	3,158	3,322	3,217	3,346	3,266	2,995	4,289	4,400	4,375	4,734	4,618	3,019	3,076	2,903	4,399	4,464
Ca	1,721	1,627	1,678	1,503	1,712	1,757	0,092	0,041	0,086	0,059	0,064	1,616	1,571	1,646	0,083	0,053
Na	0,080	0,073	0,046	0,007	0,050	0,059				0,035	0,130	0,103	0,134	0,113	0,113	0,060

[M]	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	6,975	6,897	6,940	6,621	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000
Na	0,224	0,118	0,159	0,213	0,214	0,274					0,033	0,308	0,389	0,433	0,176	0,208
K	0,049	0,050	0,072	0,048		0,044						0,045	0,039			

[A]	0,273	0,168	0,231	0,261	0,214	0,318				0	0,033	0,353	0,428	0,433	0,176	0,208
Na+K	0,353	0,241	0,277	0,268	0,264	0,377	0	0	0	0,035	0,163	0,456	0,562	0,546	0,289	0,268
X _{Fe}	29,3	26,8	30,0	30,4	28,0	30,7	35,9	33,2	34,4	27,5	27,9	28,3	27,4	29,0	29,3	29,9
X _{Mg}	70,7	73,2	70,0	69,6	72,0	69,3	64,1	66,8	65,6	72,5	72,1	71,7	72,6	71,0	70,7	70,1

Análises de 1 a 9 = AMOSTRA 4W/27; Análises de 10 a 18 = AMOSTRA 4W/10; Análises de 19 a 26 = AMOSTRA 4W/25; Análises de 27 a 33 = AMOSTRA 4W/30.

*Todas as análises químicas foram obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS).

TABELA 11-C (continuação)

	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
SiO ₂	52,22	45,55	46,19	47,18	46,51	46,00	44,19	46,12	44,32	43,61	42,52	42,67	40,99	40,67	50,29	53,41	53,63
Al ₂ O ₃	0,86	15,09	11,64	11,05	10,87	12,98	16,04	12,76	14,15	14,83	15,84	15,55	17,79	18,27	5,76	2,58	2,80
TiO ₂				0,40		0,39	0,37		0,75	0,36		0,36	0,67	0,63			
Cr ₂ O ₃																	
FeO	14,84	9,37	12,78	12,19	11,38	11,51	12,51	11,67	12,57	11,94	15,92	16,43	16,22	16,91	20,08	21,39	21,55
Mn															0,56	0,56	0,39
MgO	20,42	13,43	14,57	14,32	14,41	13,34	12,16	13,05	12,33	11,73	10,36	10,46	8,66	7,98	16,47	18,70	18,79
CaO	0,35	10,65	9,21	10,26	10,72	10,46	10,32	10,47	10,29	10,43	9,35	9,63	9,61	10,11	2,97	0,71	0,55
Na ₂ O	0,62	1,96	1,19	1,53	1,22	1,95	1,81	1,39	1,89	1,48	2,16	2,00	2,18	2,62	0,89		0,62
K ₂ O		0,22				0,34	0,38		0,45	0,35	0,32	0,24	0,57	0,39	0,24		
Total	95,30	96,27	95,58	96,93	95,11	96,97	97,78	95,46	96,75	94,83	96,47	97,40	96,71	97,57	97,26	97,89	98,83

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 23 OXIGÊNIOS

Si	7,489	6,586	6,791	6,846	6,862	6,681	6,395	6,775	6,500	6,497	6,345	6,325	6,134	6,064	7,340	7,735	7,673
Al	0,511	1,414	1,209	1,154	1,138	1,319	1,605	1,225	1,500	1,503	1,655	1,675	1,866	1,936	0,660	0,265	0,327
[T] = 8,00																	
Al	0,648	1,158	0,808	0,736	0,751	0,903	1,130	0,984	0,946	1,100	1,132	1,042	1,267	1,275	0,330	0,175	0,146
Ti				0,044		0,042	0,040		0,082	0,040		0,040	0,075	0,071			
Cr																	
Fe	1,780	1,132	1,577	1,479	1,405	1,398	1,514	1,434	1,542	1,488	1,987	2,043	2,030	2,103	2,451	2,656	2,578
Mn															0,063	0,068	0,047
Mg	4,365	2,892	3,184	3,097	3,169	2,997	2,622	2,858	2,694	2,605	2,305	2,312	1,932	1,773	3,534	4,036	4,006
Ca	0,053	1,649	1,450	1,595	1,696	1,628	1,600	1,647	1,618	1,665	1,496	1,530	1,540	1,615	0,464	0,111	0,084
Na	0,154	0,168		0,049		0,032	0,094	0,077	0,118	0,102	0,080	0,033	0,156	0,163	0,158		0,139
[N]	7,000	7,000	7,019	7,000	7,021	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,046	7,000
Na	0,018	0,381	0,340	0,380	0,348	0,518	0,414	0,319	0,415	0,355	0,544	0,543	0,477	0,594	0,094		0,032
K		0,041				0,063	0,071		0,084	0,067	0,060	0,046	0,109	0,074	0,045		
[A]	0,018	0,422	0,340	0,380	0,348	0,581	0,485	0,319	0,499	0,422	0,604	0,589	0,586	0,668	0,139		0,032
Na+K	0,172	0,590	0,340	0,429	0,348	0,613	0,579	0,396	0,617	0,524	0,684	0,622	0,742	0,831	0,297	0	0,171
X _{Fe}	29,0	28,1	33,1	32,3	30,7	32,6	36,6	33,4	36,4	36,4	46,3	46,9	48,8	45,7	40,6	39,7	39,2
X _{Mg}	71,0	71,9	66,9	67,7	69,3	67,4	63,4	66,6	63,6	63,6	53,7	53,1	51,2	54,3	59,4	60,3	60,8

TABELA 11-D
ANÁLISES QUÍMICAS DE MICAS*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	38,34	38,08	38,09	37,98	38,48	37,44	38,26	38,02	37,61	37,58	37,27	37,75
Al ₂ O ₃	17,16	17,44	16,83	19,21	18,12	18,55	18,61	17,98	17,12	17,59	17,36	17,33
TiO ₂	2,93	2,98	2,89	2,65	2,96	2,54	2,10	2,38	2,42	2,42	2,60	2,26
FeO	9,73	10,60	11,33	10,24	10,42	10,39	9,88	10,55	13,21	13,09	12,50	13,31
MnO												
MgO	17,58	17,33	17,14	16,36	16,44	16,53	16,78	17,04	17,69	16,93	17,28	16,84
CaO		0,35			0,44							
Na ₂ O									0,31		0,35	
K ₂ O	9,97	9,51	9,40	8,88	8,95	9,03	8,69	8,68	8,56	9,04	9,25	9,23
Total	95,71	96,29	95,68	95,32	95,81	94,48	95,32	95,65	96,92	96,65	96,61	96,73
Fórmula estrutural calculada em base a 22 oxigênios												
Si	5,544	5,488	5,539	5,477	5,538	5,470	5,560	5,533	5,432	5,444	5,378	5,476
Al	2,456	2,512	2,461	2,523	2,462	2,530	2,440	2,467	2,568	2,556	2,622	2,524
[T] = 8,00												
Al	0,468	0,450	0,423	0,741	0,612	0,664	0,748	0,616	0,345	0,447	0,331	0,439
Ti	0,319	0,324	0,317	0,287	0,320	0,279	0,229	0,260	0,275	0,263	0,282	0,246
Fe	1,177	1,278	1,378	1,235	1,255	1,270	1,200	1,285	1,594	1,586	1,508	1,615
Mn												
Mg	3,790	3,724	3,714	3,517	3,527	3,600	3,633	3,697	3,808	3,656	3,716	3,641
[Y]	5,754	5,776	5,832	5,780	5,714	5,813	5,810	5,858	6,022	5,952	5,837	5,941
Ca		0,056			0,067				0,049		0,054	
Na												
K	1,840	1,749	1,742	1,644	1,644	1,682	1,612	1,612	1,576	1,671	1,704	1,707
[X]	1,840	1,805	1,742	1,644	1,711	1,682	1,612	1,612	1,625	1,671	1,758	1,707
$\frac{100 \cdot Fe}{Fe+Mg}$	23	25	27	26	26	26	25	26	29	30	29	31

Análises de 1 a 3 = AMOSTRA 180/29;

Análises de 4 a 8 = AMOSTRA 196/40;

Análises de 9 a 12 = AMOSTRA 4W/16.

*Análises obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS).

Tabela 11-D(continuação)

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	37,05	37,20	37,10	39,34	39,19	39,91	38,95	38,35	38,00	38,47	35,59	36,32	35,69	35,51
Al ₂ O ₃	16,53	16,96	17,72	19,53	19,64	19,73	19,04	19,33	19,90	19,35	18,13	19,27	17,68	18,22
TiO ₂	3,84	3,99	3,32	1,27	1,26	2,67	1,65	2,16	2,05	1,61	1,54	1,35	1,85	1,16
FeO	15,22	14,71	13,60	8,51	9,27	8,00	11,65	11,76	11,09	11,48	18,83	19,08	19,54	19,68
MnO														
MgO	13,49	13,53	14,22	17,15	17,74	17,62	15,26	15,28	15,21	15,45	12,01	11,89	11,41	11,70
CaO	0,31													
Na ₂ O													0,33	
K ₂ O	8,78	9,17	9,13	8,79	8,79	8,54	9,11	8,95	8,97	8,80	8,51	8,65	9,02	8,93
Total	95,21	95,56	95,09	95,19	95,79	95,47	95,66	95,83	95,22	95,16	94,61	96,56	95,52	95,20

Fórmula estrutural calculada em base a 22 oxigênios

Si	5,513	5,503	5,481	5,625	5,575	5,631	5,635	5,534	5,503	5,576	5,413	5,401	5,419	5,404
Al	2,487	2,497	2,519	2,375	2,425	2,369	2,365	2,466	2,497	2,424	2,587	2,599	2,581	2,596

[T] = 8,00

Al	0,411	0,461	0,567	0,913	0,868	0,912	0,886	0,822	0,900	0,881	0,663	0,778	0,584	0,670
Ti	0,428	0,444	0,369	0,137	0,315	0,177	0,179	0,234	0,223	0,175	0,176	0,150	0,211	0,133
Fe	1,893	1,819	1,681	1,017	1,102	0,957	1,407	1,419	1,353	1,392	2,396	2,373	2,481	2,504

Mn

Mg	2,992	2,983	3,131	3,650	3,740	3,704	3,285	3,287	3,283	3,336	2,719	2,635	2,583	2,653
----	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

[Y]	5,724	5,707	5,748	5,717	6,025	5,750	5,757	5,762	5,759	5,784	5,954	5,936	5,859	5,960
-----	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

Ca	0,050			0,146									0,054	
----	-------	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--

Na

K	1,666	1,731	1,720	1,603	1,596	1,629	1,648	1,648	1,657	1,627	1,652	1,641	1,748	1,734
---	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

[X]	1,710	1,731	1,720	1,749	1,596	1,629	1,648	1,648	1,657	1,627	1,652	1,641	1,802	1,734
-----	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

$\frac{100 \text{ Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}}$	39	38	35	22	22	20	30	30	29	29	46	47	49	49
--	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----

Análises de 13 a 15 = AMOSTRA 4W/27; Análises de 16 a 18 = 4W/10; Análises de 19 a 22 = AMOSTRA 4W/25

Análises de 23 a 26 = AMOSTRA 4W/30

TABELA 11-E

Amostra	ANÁLISES QUÍMICAS DE ILMENITAS*																	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂			0,34	0,49		0,37	0,41	0,86	1,68	0,33	0,75	0,33	0,55	0,66	0,42	0,74	0,75	0,56
TiO ₂	44,96	46,58	47,64	46,79	47,76	47,87	42,29	47,51	48,09	50,26	45,91	46,66	46,57	47,38	47,86	47,82	48,62	48,68
Al ₂ O ₃		0,36	0,44			0,73	0,60	0,79	0,99	0,45	0,78	0,54	0,67	0,67	0,49	0,87	0,76	0,70
Fe ₂ O ₃	15,49	10,38	7,83	10,70	8,30	8,78	18,68	11,02	4,32	3,83	9,74	10,54	9,58	8,94	7,83	6,23	5,59	4,55
Cr ₂ O ₃	0,56																	
V ₂ O ₃		0,71	0,69	0,78	0,96													
FeO	37,75	39,55	41,56	40,62	41,27	41,20	36,59	37,32	42,44	43,14	40,05	39,76	40,19	40,26	41,27	41,20	39,26	41,77
MnO	0,45	0,51				0,62		0,49		0,48	0,56	0,47	0,66	0,70	0,85	1,62	3,61	1,88
MgO	1,31	1,03	0,93	1,16	0,98	0,95	1,09	1,32	1,52	1,10	0,84	1,19	0,97	1,39	0,81	0,57	0,94	0,45
CaO																		
Total	100,52	99,20	99,43	100,54	99,27	100,52	99,66	99,31	99,04	99,59	99,29	99,49	99,19	100,00	99,53	99,80	99,53	99,36

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 6 OXIGÊNIOS

Al		0,018	0,024															
Fe ³	0,584	0,396	0,297	0,402	0,317	0,329	0,503	0,207	0,157	0,145	0,371	0,400	0,365	0,336	0,297	0,236	0,212	0,170
Ti	1,696	1,777	1,809	1,760	1,823	1,796	1,706	1,090	1,813	1,900	1,744	1,770	1,772	1,781	1,815	1,807	1,846	1,851
Si			0,015	0,024		0,018	0,022	0,028	0,078	0,015	0,036	0,015	0,027	0,033	0,021	0,036	0,021	0,027
Cr	0,024																	
V		0,030	0,030	0,030	0,036													
Fe ²	1,581	1,677	1,754	1,697	1,750	1,718	1,642	0,519	1,777	1,812	1,693	1,676	1,699	1,682	1,739	1,731	1,658	1,766
Mn	0,018	0,021				0,027		0,007		0,021	0,024	0,021	0,027	0,030	0,036	0,069	0,155	0,079
Mg	0,096	0,079	0,070	0,087	0,073	0,069	0,087	0,033	0,114	0,081	0,064	0,088	0,073	0,102	0,060	0,042	0,070	0,033
Ca																		
Mg	6	5	4	5	4	4	5	6	6	4	4	5	4	6	3	2	4	2
Mn	1	1	0	0	0	1	0	1	0	1	1	1	2	2	2	4	8	4
Fe ²	93	94	96	95	96	95	95	93	94	95	95	94	94	92	95	94	88	94
Mg	5	4	4	5	4	4	4	5	6	4	3	5	4	5	3	2	4	2
Fe ²	80	86	89	85	88	88	78	84	90	92	87	85	87	86	89	92	90	94
Fe ³	15	10	7	10	8	8	18	11	4	4	10	10	9	9	8	6	6	4

Análises de 1 a 5 = AMOSTRA 4W/16; Análises de 6 a 11 = AMOSTRA 4W/27; Análises de 12 a 14 = AMOSTRA 4W/25 e Análises de 15 a 18 = AMOSTRA 4W/30.

* Análises obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS).

TABELA 11-F

ANÁLISES QUÍMICAS DE MAGNETITAS*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Al ₂ O ₃	0,79	0,92	1,21	1,22	1,61	1,12	1,61	1,33	0,79	0,94	1,07	1,04	1,17	1,01
TiO ₂					0,61			0,59						
Cr ₂ O ₃							0,47					0,45	0,52	0,36
Fe ₂ O ₃	68,14	67,98	67,55	66,59	66,12	67,39	66,12	65,32	68,35	68,03	68,19	66,12	65,80	66,44
V ₂ O ₃	0,39		0,87	1,04	0,78	1,00	0,91	0,74		0,66		1,37	1,30	1,24
FeO	29,00	30,33	30,27	30,56	31,06	30,49	30,05	30,41	29,91	29,69	29,55	30,70	30,63	30,20
MnO														
MgO	1,17	0,52	0,80	0,46	0,67	0,62	0,84	0,71	0,80	1,05	1,04	0,37	0,38	0,63
CaO	0,26													
Total	99,75	99,75	100,70	99,87	100,85	100,62	100,00	99,10	99,85	100,37	99,85	100,05	99,80	99,88

FÓRMULA ESTRUTURAL CALCULADA EM BASE A 32 OXIGÊNIOS

Ti					0,127			0,129						
Al	0,282	0,237	0,435	0,440	0,579	0,401	0,583	0,479	0,294	0,328	0,366	0,367	0,405	0,367
Cr							0,109					0,110	0,110	0,073
Fe ³	15,623	15,669	15,347	15,303	14,986	15,380	15,089	15,078	15,706	15,526	15,634	15,193	15,154	15,266
V	0,095		0,218	0,257	0,181	0,219	0,219	0,184		0,146		0,330	0,331	0,294
Fe ²	7,385	7,763	7,637	7,798	7,819	7,727	7,618	7,797	7,633	7,526	7,524	7,835	7,834	7,706
Mn														
Mg	0,531	0,237	0,363	0,202	0,308	0,273	0,382	0,332	0,367	0,474	0,476	0,165	0,166	0,294
Ca	0,084													
XFe	93	97	95	97	96	96	95	96	95	94	94	98	98	96
XMg	7	3	5	3	4	4	5	4	5	6	6	2	2	4

* Análises químicas obtidas pelo método de dispersão de energia (EDS).

Análises (1 e 2) = AMOSTRA 180/29; (3 à 6) e (7 e 8) = AMOSTRA 4W/27; (9 à 11) = AMOSTRA 4W/25; (12 à 14) = AMOSTRA 4W/30.

TABELA 11-G
ANÁLISES QUÍMICAS DE SULFETOS*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
S	34,69	35,16	34,66	35,35	39,18	39,44	38,92	33,02	33,10	39,28	39,42	38,70	35,01	34,41	33,08	32,79	33,69
Fe	31,53	30,75	30,95	30,01	60,74	59,73	59,10	28,11	27,67	59,95	60,54	60,82	31,13	31,30	29,51	29,38	5,86
Co								1,10	0,72								
Ni					1,02	0,72	1,37	37,79	37,72	0,83	0,72						
Cu	33,81	34,11	33,64	33,69											37,10	37,36	
Zn													33,53	33,87			0,88
Total	100,03	100,02	99,25	99,05	100,94	99,89	99,39	100,02	99,21	100,06	100,68	99,52	99,67	99,58	99,69	99,53	99,54

FRAÇÃO DE ELEMENTOS

S	0,496	0,502	0,499	0,508	0,524	0,532	0,529	0,469	0,473	0,529	0,528	0,526	0,502	0,495	0,471	0,468	0,506
Fe	0,259	0,252	0,256	0,247	0,468	0,463	0,461	0,229	0,227	0,464	0,466	0,474	0,256	0,259	0,241	0,241	0,050
Co								0,008	0,006								
Ni					0,007	0,005	0,010	0,293	0,294	0,006	0,005				0,288	0,291	
Cu	0,244	0,246	0,245	0,244													
Zn													0,242	0,245			0,007
																	0,436

MINERAIS (PROPORÇÃO METAIS/S NO MINERAL)

	CALCOPIRITA				PIRROTITA			PENTLANDITA		CALCOPIRITA						BIENITA	
S	2	2	2	2	1	1	1	8	8	1	1	1	2	2	8	8	1
Fe	1,044	1,004	1,026	0,973	0,894	0,870	0,871	3,906	3,839	0,877	0,883	0,901	1,020	1,046	4,093	4,119	0,099
Co								0,136	0,101								
Ni					0,013	0,009	0,019	4,998	4,973	0,011	0,009				4,892	4,974	
Cu	0,983	0,980	0,982	0,961													
Zn													0,964	0,990			0,014
																	0,861

*Análises obtidas pelo método de dispersão de energia

Análises (1 a 4), (5 a 7), (8,9), (10 a 12), (13,14), (15,16), (17-18)=AMOSTRA 180/29;

TABELA 11-G (continuação)

	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
S	34,13	34,58	34,87	34,26	38,15	38,82	38,69	39,02	39,39	38,65	33,17	33,14	35,30	35,39	39,64	39,28	39,24
Fe	5,20	31,69	31,72	31,69	60,93	61,25	60,83	59,62	60,63	60,53	29,09	29,71	31,64	31,70	60,37	59,86	59,12
Co																	
Ni											0,85	1,06					
Cu	0,74	32,74	33,59	33,79				0,62	0,73	0,64	36,90	36,93		0,78	0,61	1,02	1,00
Zn	59,11												32,95	32,87			
Total	99,18	99,01	100,18	99,74	99,08	100,07	99,52	99,26	100,75	99,82	100,01	100,84	99,89	100,75	100,61	100,16	99,37

FRAÇÃO DE ELEMENTOS

S	0,513	0,499	0,498	0,493	0,522	0,525	0,525	0,530	0,528	0,525	0,471	0,467	0,504	0,501	0,531	0,529	0,526
Fe	0,045	0,262	0,260	0,262	0,478	0,475	0,475	0,465	0,467	0,470	0,237	0,240	0,259	0,258	0,464	0,463	0,467
Co											0,006	0,008					
Ni								0,005	0,005	0,005	0,286	0,284		0,006	0,004	0,007	0,007
Cu	0,006	0,239	0,241	0,245										0,006	0,004	0,007	0,007
Zn	0,436												0,237	0,235			

MINERAIS (PROPORÇÃO METAIS/S NO MINERAL)

	BLENDA		CALCOPIRITA				PIRROTITA				PENTLANDITA		CALCOPIRITA		PIRROTITA		
S	1	2	2	2	1	1	1	1	1	1	8	8	2	2	1	1	1
Fe	0,088	1,050	1,044	1,063	0,916	0,905	0,905	0,880	0,884	0,895	4,025	4,111	1,028	1,030	0,874	0,875	0,888
Co											0,102	0,137					
Ni								0,011	0,010	0,010	4,858	4,865		0,023	0,008	0,013	0,013
Cu	0,012	0,958	0,968	0,994										0,023	0,008	0,013	0,013
Zn	0,958												0,950	0,938			

Análises (19 a 21), (22 a 24) = AMOSTRA 196/40; Análises (25 a 27), (28,29), (30,31), (32,33) = AMOSTRA 4W/16;
 Análise (34) = AMOSTRA 4W/27.

TABELA 11-G (continuação)

	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51
S	39,16	39,02	38,60	39,13	38,56	52,55	51,90	52,49	33,18	33,48	32,87	38,29	38,13	53,06	52,79	40,32	39,01
Fe	58,33	59,90	59,71	59,15	59,73	47,11	46,70	47,24	30,06	29,01	29,19	60,15	59,86	46,53	46,47	59,37	59,51
Co							0,91										
Ni	1,59	0,68	0,91	1,03	1,23				36,04	37,40	37,29	0,99	1,04			0,94	1,35
Cu																	
Zn																	
Total	99,08	99,60	99,22	99,40	99,62	99,66	99,51	99,73	99,28	99,89	99,35	99,44	99,03	99,59	99,26	100,63	99,87

FRAÇÃO DE ELEMENTOS

S	0,526	0,529	0,526	0,531	0,524	0,660	0,655	0,659	0,473	0,475	0,470	0,522	0,522	0,665	0,664	0,532	0,523
Fe	0,462	0,466	0,467	0,461	0,466	0,340	0,338	0,341	0,246	0,236	0,239	0,471	0,470	0,335	0,336	0,461	0,462
Co							0,006										
Ni	0,012	0,005	0,006	0,003	0,009				0,281	0,289	0,291	0,007	0,007			0,006	0,010
Cu																	
Zn																	

MINERAIS (PROPORÇÃO METAIS/S NO MINERAL)

	PIRROTITA					PIRITA			PENTLANDITA			PIRROTITA		PIRITA		PIRROTITA	
S	1	1	1	1	1	2	2	2	8	8	8	1	1	2	2	1	1
Fe	0,878	0,881	0,888	0,868	0,890	1,030	1,032	1,035	4,161	3,975	4,070	0,902	0,900	1,007	1,012	0,866	0,883
Co							0,018										
Ni	0,023	0,009	0,011	0,006	0,017				4,753	4,871	4,961	0,013	0,013			0,011	0,019
Cu																	
Zn																	

Análises (34 e 35) = AMOSTRA 4W/27; Análises (36 a 39), (40 a 42), (43 a 45), (46,47) = AMOSTRA 4W/10

6.3.5.2. Rochas gabróicas deformadas

A presença de rochas de natureza gabróica intensamente fraturadas e deformadas é frequentemente observada neste complexo, quer em amostras de superfície, quer em amostras de testemunhos de sondagem. Em sua maioria, são representadas por meta gabros, constituídos predominantemente por plagioclásio e hornblenda verde, com feições cataclásticas e miloníticas marcantes, e ocorrem ao longo de zonas de fraturamento e/ou falhamento em sequências litológicas máficas. Localmente essas rochas apresentam complexo de bandamento, particularmente nas zonas onde houve injeção de veios de material de natureza granítica que, adicionalmente, causam conspícuo desenvolvimento de biotita nos meta gabros adjacentes.

Em praticamente todos os furos de sondagem analisados são reconhecidos extensos intervalos de rochas gabróicas deformadas. Os efeitos causados pela intensa deformação, provavelmente acompanhados de modificações na composição química original da rocha, devido a efeitos de contaminação, obliteram totalmente as feições mineralógicas e/ou texturais originais dessas rochas, nada permitindo inferir quanto ao respectivo tipo petrográfico original, do qual se derivam. Por esse motivo, essas rochas são também englobadas sob o termo meta gabros *l.s.* (item 6.3.6.4.). Rochas cataclásticas ou miloníticas, ainda portadoras de fases minerais da rocha original, são pontualmente reconhecidas e são representadas em sua maioria por gabronoritos miloníticos ou cataclásticos.

6.3.6. Outros tipos petrográficos

Dentre os demais tipos petrográficos reconhecidos no complexo de Mangabal II, destacam-se ainda os abaixo descritos.

6.3.6.1. Meta gabros com escapolita

Conforme já exposto no item 5.2. Geologia Local, a ocorrência de meta gabros com escapolita é frequentemente ob-

servada nesse complexo, tendo sido particularmente caracterizada na zona de transição entre as rochas do complexo propriamente ditas e as rochas calcossilicatadas, que representam as encaixantes do topo da intrusão.

De modo geral, os meta gabros com escapolita apresentam granulação variável, geralmente média a grossa, e tendem a apresentar coloração arroxeadas, imposta pela coloração do plagioclásio. Neste complexo, essas rochas podem apresentar estruturas isótropas ou bandadas. Nesse caso, o bandamento é marcado pela alternância de bandas, ora mais ricas em minerais máficos, ora predominantemente feldspáticas. As bandas têm dimensões variáveis, desde sub-centimétricas até decimétricas.

Os meta gabros com escapolita são constituídos por plagioclásio (às vezes parcialmente escapolitizado), por escapolita e por piroxênios em avançado estágio de anfibolitização, com epídoto e minerais opacos (comumente ilmenita e calcopirita), em porcentagens subordinadas. A textura predominante é granoblástica, contudo, em algumas amostras, o plagioclásio ainda retém hábito tabular e os piroxênios ainda tendem a formas prismáticas alongadas.

6.3.6.2. Metapiroxenitos

Os metapiroxenitos constituem tipo litológico reconhecido em restrita área, na parte noroeste do complexo (ver Fig. 3). Rochas relacionadas a esse tipo litológico não foram reconhecidas nas demais áreas do complexo, como também não foram observadas nas amostras de testemunhos de sondagem dos vários furos de sondagem analisados.

De modo geral, os metapiroxenitos apresentam granulação variável, desde fina até grossa. Embora bastante transformados (anfibolitizados e alterados), ainda preservam resquícios de sua composição original, reconhecendo-se a presença de cristais prismáticos de ortopiroxênios e de clinopiroxênios, imersos em matriz de plagioclásio e anfibólio acastanhado. Em função dos aspectos texturais apresentados,

os piroxênios devem representar as fases cumulus originais dessa litologia; o plagioclásio apresenta características de fase intercumulus. O anfibólio também ocorre de forma poiquilítica, englobando vários cristais de piroxênios, sugestiva de caráter intercumulus, também para esta fase mineral, contudo, esta feição não pôde ser devidamente caracterizada, face ao avançado estágio de anfibolitização e de alteração das amostras analisadas.

6.3.6.3. Rochas gabróicas com bandamento rítmico

Dentre os vários blocos de meta gabros l.s., que constituem as principais litologias aflorantes do complexo de Mangabal II, foram observados, pontualmente, matacões de rochas gabróicas, com nítido bandamento rítmico (amostras 2.5, 20.5 e 20.6 - rochas gabróicas bandadas da Fig. 11). A descrição dessas rochas é apresentada em item próprio, face à peculiaridade de suas características mineralógicas, texturais e estruturais que, num todo, não foram observadas nos demais tipos petrográficos já descritos.

As rochas gabróicas com bandamento rítmico caracterizam-se pela alternância de dois tipos de bandas, abaixo descritas e genericamente diferenciadas como tipo A e tipo B.

As bandas tipo A são representadas por faixas de rochas isótropas, de granulação fina a média, constituídas por plagioclásio (ripiforme, zonado, parcialmente escapolitizado) e por clinopiroxênios (granulares, parcialmente anfibolitizados). Epidoto e opacos, (comumente ilmenita), são minerais acessórios.

Os aspectos texturais correspondem aos de rochas ígneas; composicionalmente são semelhantes aos meta gabros com escapolita.

As bandas tipo B são representadas por faixas de rochas com fino bandamento rítmico (milimétrico), marcado pela alternância de finos estratos, ora predominantemente piroxeníticos (de clinopiroxênio granular, parcialmente anfibolitizado), ora predominantemente feldspáticos (constituídos por pe-

quenos cristais ripiformes de plagioclásio, às vezes orientados, com ilmenita, epídoto e escapolita subordinados). Nestas faixas o bandamento rítmico é geralmente regular, paralelo, sendo que localmente apresentam pequenas dobras isoclinais, confinadas a determinados trechos da faixa, sem continuidade lateral.

Desta forma, os matacões de rochas gabróicas bandadas são constituídos por faixas de rochas com fino bandamento rítmico, milimétrico, nas quais se alternam estratos, ora predominantemente piroxeníticos, ora predominantemente feldspáticos (bandas tipo B), intercaladas a faixas de rochas isotrópicas, semelhantes a meta gabros com escapolita (bandas tipo A). A espessura das bandas é variável, geralmente centimétrica a decimétrica.

Apesar das transformações pós ígneas superimpostas, as feições texturais e mineralógicas, ainda preservadas, são sugestivas de origem ígnea, para o bandamento apresentado por estas rochas (seja o bandamento rítmico milimétrico, seja a alternância dos dois tipos de bandas descritas). As pequenas dobras isoclinais, nestas rochas, assemelham-se às descritas como "slump structures" por Wager e Brown (1967).

6.3.6.4. Meta gabros *l.s.*

Também nesse complexo o termo meta gabo *l.s.* é aplicado na designação de rochas gabróicas recristalizadas, de derivação indeterminada, conforme já analisado na descrição dos meta gabros *l.s.* de Mangabal I (item 6.2.6.1.).

No complexo de Mangabal II, essas rochas são particularmente abundantes, face ao intenso fraturamento e à conspícua introdução de veios de material de natureza granítica, que obliteraram as feições mineralógicas e texturais originais, impedindo o reconhecimento do tipo petrográfico do qual se derivaram.

6.3.6.5. Rochas de veios

Praticamente todas as sequências litológicas atravessadas pelos furos de sondagem analisados apresentam-se sec

cionadas por veios de espessura e natureza variáveis.

Dentre eles, os mais comumente observados correspondem a veios de rochas de composição granítica, constituídos predominantemente por microclínio (em megacristais), plagioclásio e quartzo, com muscovita e biotita como minerais acessórios. Em algumas amostras, essas rochas apresentam texturas cataclásticas.

Outro tipo de veio observado somente no complexo de Mangabal II é representado por rochas de composição anfibolítica, de granulação fina, isótropas. Essas rochas são predominantemente constituídas por plagioclásio e hornblenda verde, com ilmenita em porcentagens significativas, e biotita, epidoto e apatita, como minerais acessórios. Em algumas amostras de rochas de veios desta natureza foi observado o desenvolvimento de porfiroblastos de granada. Essas rochas apresentam texturas granoblásticas, às vezes cataclásticas.

Esses veios são geralmente pouco espessos e menos abundantes, relativamente aos veios de natureza granítica. Em alguns casos, veios de natureza anfibolítica ocorrem seccionando os de natureza granítica.

6.3.7. Considerações adicionais

Algumas considerações e correlações relativas aos tipos petrográficos descritos para os dois complexos serão abaixo analisadas, tanto no que concerne aos tipos ígneos reliquiais, como seus equivalentes recristalizados.

Para o complexo de Mangabal I, tendo-se em vista o caráter repetitivo da amostragem de superfície e de sub superfície, tudo indica que os principais tipos petrográficos constituintes desse complexo tenham sido reconhecidos.

A constituição do complexo de Mangabal II tem caráter mais especulativo. Por um lado, devido a problemas de afloramento e de amostragem, não se pode assegurar que todos os tipos petrográficos constituintes desse complexo tenham sido identificados; por outro lado, conforme já exposto, não se pode precisar qual a correlação entre as sequências litológicas descritas.

A análise dos tipos ígneos reliquiais indica que, embora existam litologias extremamente semelhantes (olivina ga bronoritos, por exemplo), outras correlacionáveis (gabronoritos), há tipos petrográficos não comuns a ambos os complexos, particularmente os constituintes da sequência ultramáfica de Mangabal II. Tal observação sugere que os dois complexos cons tituíram corpos distintos, originalmente separados, com evoluções ígneas próprias. As observações de caráter petrográfico corroboram, dessa forma, aos dados de caráter geofísico que indicam não existir qualquer interligação entre os dois corpos.

Independentemente dos aspectos acima citados, as litologias constituintes dos dois complexos apresentam essencialmente a mesma evolução pós ígnea. A mesma sequência de transformações é reconhecida em tipos litológicos equivalentes, gerando associações mineralógicas semelhantes e correlacionáveis. Todas as rochas foram submetidas, em princípio, às mesmas condições finais de pressão e temperatura. A presença de paragênese em diferentes estágios de recristalização, pode ser expressão direta de variações nas pressões parciais de CO_2 e H_2O no sistema, que controlariam a evolução dos reequilíbrios mineralógicos. Estes aspectos voltarão a ser analisados no capítulo 9.

7. QUIMISMO MINERAL

Neste capítulo efetuar-se-á uma análise geral das características químicas das principais fases minerais constituintes dos tipos petrográficos descritos no capítulo anterior.

A análise das características químicas das diversas fases minerais consideradas será apresentada de forma conjunta para os dois complexos, tendo em vista que os minerais de derivação ígnea são, de modo geral, os mesmos em ambos os complexos, e que, em ambos, os minerais produzidos pelos processos pós ígneos são similares e ocorrem em associações para genéticas correlacionáveis, em função da litologia considerada.

Na análise a seguir será especificado o contexto da fase mineral no tipo petrográfico considerado, discriminando-se, nos diagramas relacionados, o tipo petrográfico e a procedência da amostra (se pertencente ao complexo de Mangabal I ou ao de Mangabal II).

7.1. Olivinas

As olivinas constituem a principal fase cumulus nos peridotitos feldspáticos de Mangabal I e nos harzburgitos feldspáticos de Mangabal II, ocorrendo como fase cumulus associada a plagioclásio nos olivina gabronoritos, tipo petrográfico comum a ambos os complexos. Sua presença pode persistir nos equivalentes recristalizados das litologias acima, em função da evolução dos reequilíbrios mineralógicos que se processam durante os estágios pós ígneos.

A variação da composição química das olivinas ao longo dessas litologias encontra-se representada no diagrama da Fig. 15, obtido a partir dos dados listados nas tabelas 3-A, 5-A, 8-A, 9-A e 10-A. Nesse diagrama a composição das olivinas encontra-se plotada em função do número de cátions de Fe^{2+} e Mg na fórmula estrutural, permitindo avaliar o campo de variação química apresentado por essa fase em cumulos ul-

tramáficos e máficos, independentemente do nível estratigráfico da amostra na sequência original.

De forma geral, a composição das olivinas (expressa em função da porcentagem de molécula forsterítica) varia de Fo₈₃ a Fo₇₆ em cumulatos ultramáficos, estendendo-se a Fo₇₁ nos olivina gabronoritos (cumulatos máficos). O nítido aumento da molécula faialítica nas olivinas, dos termos ultramáficos aos máficos, é evidenciada no diagrama da Fig. 15, sendo característica marcante de complexos estratiformes diferenciados.

A variação de elementos menores (CaO, MnO, NiO) nas olivinas dos complexos em estudo é semelhante à descrita por Simkin e Smith (1970) e por Brown (1980) para olivinas de rochas ígneas plutônicas. A variação em NiO é decrescente e a de MnO é crescente, em função do aumento da molécula faialítica na olivina (Fig. 16). O conteúdo em CaO, geralmente inferior a 0,5% em peso (Tabelas 3-A, 5-A, 8-A, 9-A e 10-A) corresponde ao descrito para olivinas cristalizadas em ambiente plutônico.

7.2. Espinélios

Nas rochas constituintes dos complexos ocorrem tanto espinélios de derivação ígnea como espinélios formados por processos subsólidos, pós ígneos. Dentre os de derivação ígnea destacam-se os cromo-espinélios, presentes nos peridotitos feldspáticos de Mangabal I e nos harzburgitos feldspáticos de Mangabal II, nos quais ocorrem como fase cumulus associada a olivina. Dentre os originados por processos subsólidos destacam-se os espinélios verdes, produtos do processo de coronitização, que constituem fase mineral característica de meta peridotitos a espinélio, de meta harzburgitos a espinélio e de meta olivina gabronoritos a espinélio.

Nas rochas dos complexos, além dos tipos de espinélios acima discriminados, reconhece-se ainda a presença de magnetita. Esse mineral ocorre em porcentagem restrita em praticamente todos os tipos litológicos analisados, seja nos

FIG. 15 - Variação da composição química de olivinas de litologias ultramáficas a máficas dos complexos de Mangabal I e Mangabal II, expressa em função do número de cátions de Fe^{2+} e Mg na fórmula estrutural.

FIG. 16 - Variação de NiO e MnO em função do número de cations de Mg na fórmula estrutural (Fo%) em olivinas de litologias ultramáficas e máficas dos complexos de Mangabal I e Mangabal II.

termos ígneos reliquiais, seja em litologias recristalizadas. Suas características composicionais e texturais, contudo, não fornecem indicações seguras que permitam discriminar o processo que lhes deu origem (se ígneos ou pós-ígneos).

Na análise a seguir serão inicialmente descritas as características químicas dos cromo espinélios (item 7.2.1.), confrontando-as às dos espinélios verdes, os quais serão objeto de análise específica no item 7.2.2. As características químicas das magnetitas serão analisadas separadamente no item 7.2.3.

7.2.1. Cromo espinélios

Cromo espinélios são reconhecidos nos peridotitos feldspáticos de Mangabal I e nos harzburgitos feldspáticos de Mangabal II. Sua ocorrência restringe-se a litologias ultramáficas portadoras de olivina como fase cumulus associada, não tendo sido reconhecidos nos bronzititos feldspáticos de Mangabal II.

Nas sequências litológicas portadoras de cromo espinélios esses sempre ocorrem em pequena porcentagem (1 a 2% em volume) não havendo níveis de concentração preferencial dessa fase.

Em todas as amostras analisadas representativas dos termos mais reliquiais de tais sequências litológicas, os cromo espinélios inclusos em olivinas apresentam propriedades ópticas distintas dos cromo espinélios, também cumulus, que ocorrem disseminados e imersos nas fases intercumulus. Por ser tal variação sistemática, comum a todas as amostras analisadas, far-se-á distinção entre cromo espinélios inclusos em olivinas, que passaremos a designar por *espinélios intra olivinas*, e cromo espinélios não inclusos em olivinas, que ocorrem englobados nos minerais que constituem o material intercumulus, que passaremos a denominar *espinélios inter olivinas*.

Os espinélios *intra* olivinas ocorrem como pequenos cristais idiomorfos a sub-idiomorfos geralmente opacos, às vezes apresentando pequenas áreas ou pontos translúcidos casta-

nho-avermelhados. Os espinélios *inter* olivinas são geralmente translúcidos, apresentando várias tonalidades de castanho avermelhado, com dimensões variáveis, e sendo geralmente maiores e menos idiomorfos que os *intra* olivinas.

Durante o processo de coronitização, os cromo espinélios persistem e ocorrem associados aos espinélios verdes formados pelo processo de coronitização. Os três tipos de espinélios (*intra* olivinas, *inter* olivinas e espinélios verdes) são reconhecidos em meta peridotitos a espinélio e em meta harzburgitos a espinélio.

Nos meta peridotitos a clorita e nos meta harzburgitos a clorita, produtos de reequilíbrios mineralógicos subsequentes, os espinélios verdes desaparecem da associação, os espinélios *inter* olivinas, translúcidos, castanho avermelhados, não são mais reconhecidos, provavelmente transformados de "ferrit-cromit" (como já exposto no capítulo 6) e os espinélios *intra* olivinas, isolados do sistema, podem continuar presentes na nova associação.

Amostras de peridotitos feldspáticos e de harzburgitos feldspáticos em diferentes estágios de reequilíbrio mineralógico foram selecionadas de forma a avaliar as diferenças químicas entre esses três tipos de espinélios. Em cada seção estudada foram efetuadas análises químicas tanto de cromo espinélios *intra* olivinas, como de cromo espinélios *inter* olivinas, e, quando presentes na associação, de espinélios verdes.

As composições químicas de espinélios presentes nas amostras 18/8 (meta harzburgito a espinélio) e 180/54 (harzburgito feldspático com coronitização incipiente), nas quais foram analisados diversos grãos de espinélios *intra* olivinas, de espinélios *inter* olivinas e de espinélios verdes, encontram-se projetadas nas Figuras 17 e 18, respectivamente, de forma a exemplificar as variações químicas observadas entre essas fases a nível de seção delgada. As respectivas análises químicas encontram-se listadas na tabela 9B, com a indicação do tipo de espinélio analisado.

Nos diagramas das Figs. 17 e 18, cada símbolo re -

apresenta um determinado grão de espinélio, diferenciando-se espinélios *intra* olivinas, espinélios *inter* olivinas e espinélios verdes, conforme indicado na legenda das respectivas figuras. Nos diagramas, os diversos pontos projetados com igual simbologia representam distintas análises químicas pontuais, obtidas em distintos pontos de um mesmo grão de espinélio. No caso dos espinélios *inter* olivinas, encontra-se adicionalmente indicada a fase mineral na qual o cromo espinélio analisado encontra-se englobado.

Alguns aspectos de interesse específico nas discussões a seguir, evidenciados nos diagramas das Figs. 17 e 18, são abaixo analisados.

1) Um primeiro aspecto, de caráter geral, é a significativa variação composicional apresentada pelos espinélios presentes nessas amostras, considerando-se a restrita área analisada (correspondente, no caso, à de uma secção delgada).

2) Com enfoque nas variações composicionais apresentadas pelos cromo espinélios *intra* olivinas, os seguintes aspectos são observados:

a) nos diagramas da Fig. 17 (amostra 18/8), nota-se que alguns grãos de cromo espinélio *intra* olivinas são constituídos por duas fases de espinélio de composições químicas distintas. Tal é o caso dos grãos de cromo espinélios cujas análises encontram-se representadas por cruz e círculos abertos, respectivamente. Nos diagramas da Fig. 17, as duas fases encontram-se ligadas por uma linha tracejada. Tomando-se como referência o valor da razão $Mg/Mg+Fe$, abcissa comum a todos os diagramas da Fig. 17, esses cromo espinélios apresentam uma fase com razão $Mg/Mg+Fe$ mais elevada, mais rica em Al (Fig. 17b) e mais pobre em Fe^3 (Fig. 17c), e outra fase com razão $Mg/Mg+Fe$ mais baixa, mais rica em Fe^3 (Fig. 17c) e mais pobre em Al (Fig. 17b). As duas fases são portadoras de cromo em porcentagens respectivamente semelhantes (Fig. 17d). Ainda nesta amostra, um cromo espinélio (representado por triângulos na Fig. 17) apresenta composição química relativamente homogênea e constante no grão. Como pode ser observado nos diagramas da Fig. 17, a composição desse cromo espinélio é seme-

FIG. 17 - Variações composicionais de cromo espinélios e espinélios verdes em meta harzburgito a espinélio (amostra 18/8).

Os diagramas constantes da Fig. 17 representam seções do prisma composicional dos espinélios (Irvine, 1965, 1967) nos quais encontram-se projetadas as composições químicas de cromo espinélios e espinélios verdes da amostra 18/8 (meta harzburgito a espinélio). Nesses diagramas, cada símbolo representa um grão de um determinado tipo de espinélio, conforme especificado na legenda da Fig. 17d. Cada ponto representa a projeção de uma análise química pontual, sendo que os diversos pontos projetados com igual simbologia referem-se a distintas análises químicas pontuais, obtidas em distintos pontos de um mesmo grão de espinélio, obedecendo a simbologia da Fig. 17d. As linhas tracejadas ligam fases constituintes de um mesmo grão de espinélio. Ver texto para demais detalhes e considerações.

FIG. 18 - Variações composicionais de cromo espinélios em harzburgito feldspático com coronitização incipiente (amostra 180/54).

Os diagramas constantes da Fig. 18 representam seções do prisma composicional dos espinélios (Irvine, 1965, 1967) nos quais encontram-se projetadas as composições químicas de cromo espinélios da amostra 180/54 (harzburgito feldspático com coronitização incipiente). Nos diagramas cada símbolo representa um determinado tipo de espinélio, conforme especificado na legenda da Fig. 18d. Cada ponto representa a projeção de uma análise química pontual; os diversos pontos projetados com igual simbologia referem-se a distintas análises, obtidas em distintos pontos de um mesmo grão de espinélio, obedecendo a simbologia da Fig. 18d. A linha pontilhada indica o "trend" de variação química apresentada pelos espinélios *intra* olivinas.

Ver texto para demais detalhes e considerações.

lhante à apresentada pela fase rica em Fe^3 e pobre em Al, uma das fases constituintes dos cromo espinélios *intra* olivinas presentes nessa amostra, já analisados;

b) cada grão de cromo espinélio *intra* olivina da amostra 180/54, apresenta uma composição química própria, significativamente distintos entre si (Fig. 18);

c) ligando-se os pontos representativos da composição química dos cromo espinélios *intra* olivinas da amostra 180/54 (linha pontilhada nos diagramas da Fig. 18) define-se um "trend" cujo prolongamento intercepta os pontos composicionais representativos das fases constituintes dos cromo espinélios *intra* olivinas da amostra 18/8 (Fig. 17).

3) No que concerne às variações composicionais dos cromo espinélios *inter* olivinas, destacam-se os seguintes aspectos:

a) cada grão analisado constitui uma fase relativamente homogênea, de composição química própria;

b) de modo geral, os espinélios *inter* olivinas apresentam razão $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ mais elevada, sendo mais ricos em Al e mais pobres em Fe^3 relativamente aos cromo espinélios *intra* olivinas. O teor em cromo é semelhante nos dois tipos de espinélio. Estes aspectos são particularmente observados nos diagramas da Fig. 18 (amostra 180/54), nos quais os espinélios *inter* olivinas tendem a apresentar um "trend" de certa forma paralelo ao definido pelos espinélios *intra* olivinas, deslocado, porém, para valores mais elevados da razão $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$.

Na amostra 18/8 (Fig. 17) observa-se adicionalmente que a fase rica em Al e pobre em Fe^3 , uma das fases constituintes dos cromo espinélios *intra* olivina dessa amostra, pode apresentar semelhantes valores para a razão $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ e teores em Al semelhantes, ou mesmo superiores, aos apresentados pelos espinélios *inter* olivinas.

4) Os espinélios verdes (no caso presentes somente na amostra 18/8, Fig. 17), apresentam composições químicas características, que os individualizam dos demais. Esses espinélios são essencialmente aluminosos, com baixos teores de Fe^3 e Cr^3 . A razão $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ é relativamente variável, porém nitida

mente superior à apresentada pelos demais tipos de espinélios considerados. Em função de sua composição química, os espinélios verdes serão também referidos, ao longo deste texto, como espinélios aluminosos.

No conjunto de amostras analisadas, as variações composicionais relativas a cada tipo de espinélio considerado (*intra* olivinas, *inter* olivinas e espinélios verdes) são essencialmente semelhantes e correlacionáveis às descritas para os espinélios das amostras 18/8 e 180/54, sendo que as mesmas considerações acima tecidas podem ser extrapoladas para toda a suíte de cromo espinélios e espinélios verdes analisados.

Em função das semelhanças acima ressaltadas, e visto não haver diferenças químicas sensíveis entre espinélios de amostras do complexo de Mangabal I e de Mangabal II, os dados analíticos dos diferentes tipos de espinélios presentes nas amostras analisadas serão doravante elaborados e apresentados de forma integrada, sem discriminar a qual complexo se refere a amostra.

Na integração dos dados analíticos, as características químicas e os diferentes "trends" definidos pelos diversos tipos de espinélios analisados são particularmente evidenciados, permitindo uma melhor caracterização das variações composicionais de cada fase considerada. Conclusões complementares puderam ser adicionalmente extraídas, a partir de observações que somente na análise integrada dos dados analíticos disponíveis tornaram-se devidamente evidenciadas.

Nas tabelas 3, 5 e 9, encontram-se relacionadas as amostras (e respectivo tipo petrográfico) nas quais cromo espinélios e/ou espinélios verdes foram analisados. As análises químicas referentes a esses minerais encontram-se listadas nas tabelas 3-B, 5-G e 9-B, com a indicação do número da amostra e do respectivo tipo de espinélio analisado.

Nos diagramas das Figuras 19, 20 e 21 encontram-se projetados os dados analíticos dos espinélios, de forma integrada, visando destacar as principais diferenças entre as características químicas e os "trends" de variação de espiné -

lios *intra* olivinas, *inter* olivinas, e de espinélios verdes , que serão pormenorizadamente analisados a seguir.

Os diagramas constantes das Figs. 19, 20 e 21 representam secções do prisma composicional de espinélios (Irvine, 1965, 1967) nos quais os parâmetros são calculados a partir do número de cátions na fórmula estrutural. Os diagramas das Figs. 19a e 19b, correspondem a secções padrão do prisma composicional dos espinélios; os diagramas das Figs. 19c e 19d representam secções adicionais do prisma composicional, acrescidas às secções padrão de forma a complementar a análise das variações composicionais observadas nos espinélios analisados. A Fig. 20 constitui outra secção padrão do prisma composicional de espinélios, que leva em consideração a presença de Ti em substituição ao Fe^3 , e a Fig. 21, também secção padrão do prisma composicional de espinélios, analisa especificamente a variação química destes minerais em função da relação $\text{Cr} : \text{Al} : \text{Fe}^3$, isto é, em função da porcentagem do componente cromítico, aluminoso e ferrífero, respectivamente.

7.2.1.1. Cromo espinélios *intra* olivinas

Numa primeira aproximação, a composição do espinélio incluso em olivina deveria representar a composição do espinélio original, cristalizado no estágio magmático como fase cumulus, uma vez que, englobado em olivina, teria permanecido isolado do resto do sistema, protegido de eventuais reações pós cumulus, isto é, de toda a série de reações que podem ocorrer entre a fase cumulus e o líquido intercumulus então presente, até a consolidação final da rocha. Tal interpretação é considerada por vários autores, como Cameron (1975), Henderson (1975), Hamlyn e Keays (1979) e Henderson e Wood (1981).

Nas amostras analisadas, os espinélios *intra* olivinas apresentam composições químicas variáveis, tanto nas diferentes amostras, como em diferentes grãos de mesma amostra e, particularmente, num mesmo grão. Os diagramas elaborados a partir das análises químicas dessa fase (Figs. 19, 20 e 21)

FIG. 19 - Variações composicionais em cromo espinélios e em espinélios verdes dos complexos de Mangabal I e Mangabal II.

Os diagramas da Fig.19 correspondem a secções do prisma composicional dos espinélios (Irvine, 1965, 1967) nos quais as composições dos espinélios analisados encontram-se projetadas de forma conjunta, discriminando-se espinélios *intra* olivinas, *inter* olivinas e espinélios verdes, conforme le genda da Fig. 19d. Cada ponto representa a projeção de uma an álise química pontual da fase considerada. Nestes diagramas to dos os valores são calculados em função do número de cátions na fórmula estrutural. Ver texto para demais detalhes e consi derações.

FIG. 20 - Variações composicionais de cromo espinélios e espinélios verdes expressas em função da relação $Ti/Ti+Al+Cr$ e $Mg/Mg+Fe$.

Secção do prisma composicional de espinélios (Irvine, 1965, 1967) no qual é considerada a presença de Ti em substituição ao Fe^3 nesses minerais. Também nesse diagrama, cada ponto representa a projeção de uma análise química pontual (calculado em função do número de cátions na fórmula estrutural) diferenciando-se espinélios *intra* olivinas, *inter* olivinas e espinélios verdes, conforme simbologia expressa na figura. Ver texto para demais detalhes e considerações.

FIG. 21 - Variações composicionais de cromo espinélios e espinélios verdes expressas em função da relação Cr: Al: Fe^3 .

O diagrama da Fig. 21 representa a secção triangular do prisma composicional de cromo espinélios (Irvine, 1965, 1967) na qual a composição dos diferentes tipos de espinélios é analisada em função da fração molar do componente cromítico, aluminoso e ferrífero, respectivamente. Neste diagrama cada ponto refere-se à projeção de uma análise química pontual na fase considerada, e os pontos conectados por uma linha cheia, representam fases de composição química distinta presentes num mesmo grão de cromo espinélio *intra* olivina. A linha tracejada representa curva de *solvus* estimada, traçada acompanhando a distribuição dos pontos composicionais extremos apresentados pelas fases constituintes dos cromo espinélios *intra* olivinas. Ver texto para demais detalhes e considerações. A simbologia é a mesma da Fig. 20.

mostram o campo de variação química apresentado por estes espinélios.

Nos diagramas da Fig. 19 observa-se que a distribuição dos pontos representativos das composições químicas de cromo espinélios *intra* olivina (representados conforme a simbologia da Fig. 19d) definem um "trend" composicional próprio. Tomando-se como referência o parâmetro da abcissa (razão 100 Mg/Mg+Fe), comum a todos os diagramas desta figura, verifica-se que nestes espinélios, o valor dessa razão varia, de forma geral, entre 10 e 40. Os espinélios com razão Mg/Mg+Fe mais baixa são os mais ricos em Fe^3 (Fig. 19b) e os mais pobres em Al (Fig. 19c). O aumento do valor desta razão é acompanhado por enriquecimento em Al (Fig. 19c) e concomitante empobrecimento em Fe^3 (Fig. 19b). O conteúdo em Cr^3 (Fig. 19d) é aparentemente variável, observando-se um certo padrão de distribuição desse elemento nesses espinélios. Nos espinélios com razão Mg/Mg+Fe mais baixa, o conteúdo em cromo é baixo, aumentando gradativamente com o aumento da razão Mg/Mg+Fe , até atingir um máximo em espinélios com razão Mg/Mg+Fe próxima a 20, quando então o conteúdo em Cr^3 passa a decrescer gradativamente com o aumento da razão Mg/Mg+Fe .

A Fig. 19a mostra que a relação Cr/Cr+Al é mais elevada nos cromo espinélios de baixa razão Mg/Mg+Fe , decrescendo gradativamente com o aumento dessa razão. O "trend" apresentado pelos cromo espinélios no diagrama da Fig. 19a é reflexo do "trend" da Fig. 19c, isto é, os cromo espinélios com baixos valores da razão Mg/Mg+Fe são os mais pobres em Al e os mais ricos de Fe^3 ; com o aumento gradativo da razão Mg/Mg+Fe , o teor em Al aumenta e o de Fe^3 diminui. Consequentemente, a relação Cr/Cr+Al (expressa na Fig. 19a) será mais elevada nos cromo espinélios mais ricos em Fe^3 , devido à presença desse elemento em substituição ao Al.

O diagrama da Fig. 20 mostra nitidamente que TiO_2 ocorre essencialmente nos espinélios *intra* olivinas e que seu teor decresce rapidamente com o aumento da razão Mg/Mg+Fe .

O diagrama da Fig. 21 é particularmente elucidativo para a compreensão das variações composicionais apresenta-

das pelos cromo espinélios *intra* olivinas analisados. Por ser de particular importância a análise desse diagrama será efetuada de forma mais pormenorizada.

No diagrama da Fig. 21 encontram-se projetadas as composições dos espinélios analisados em função da fração molar dos componentes $(\text{Mg}, \text{Fe}) \text{Cr}_2\text{O}_4$, $(\text{Mg}, \text{Fe}) \text{Al}_2\text{O}_4$ e $(\text{Mg}, \text{Fe}) \text{Fe}_2\text{O}_4$, diferenciando-se espinélios *intra* olivinas, espinélios *inter* olivinas e espinélios verdes, obedecendo a mesma simbologia utilizada nos demais diagramas.

Nesse diagrama dentre os vários pontos composicionais projetados referentes a cromo espinélio *intra* olivinas, aqueles conectados por uma linha cheia correspondem a espinélios coexistentes num mesmo grão de cromo espinélio.

A distribuição dos pontos composicionais, nesse diagrama, tende a definir um *solvus*, mais amplo entre os componentes $(\text{Mg}, \text{Fe}) \text{Fe}_2\text{O}_4$ e $(\text{Mg}, \text{Fe}) \text{Al}_2\text{O}_4$, que se estreita gradativamente com o aumento do componente cromítico no sistema.

A linha tracejada no diagrama da Fig. 21, representa uma curva *solvus* estimada, que foi traçada em função da distribuição dos pontos composicionais mais extremos, pois esses representariam os termos extremos da exsolução.

Composições de espinélios,acompanhando curva de *solvus* semelhante à do diagrama da Fig. 21,são descritas por Purvis *et alii* (1972), para espinélios do complexo máfico ultramáfico de Carr Boyd, interpretadas como exsoluções; e particularmente semelhantes são as descritas por Steele *et alii* (1977),para espinélios do complexo de Fiskenaesset (Fig. 22). Esse último é descrito pelos Autores como um complexo máfico ultramáfico arqueano, deformado e recristalizado em grau hornblenda granulito a anfibolito alto. Nas rochas do complexo,os Autores descrevem ocorrer uma série de intercrescimentos (associações) de dois espinélios, cujas composições, plotadas em semelhante diagrama ternário, delimitam um *solvus* semelhante ao obtido a partir dos espinélios *intra* olivina analisados. Tais associações de espinélios são interpretadas por Steele *et alii* (op. cit.), como devidas a complexos reequilíbrios sub solidus, derivadas de uma fase original homogênea.

Estudos experimentais realizados por Turnock e Eugster (1962) demonstraram que no sistema $\text{FeFe}_2\text{O}_4\text{-FeAl}_2\text{O}_4$ ocorre completa miscibilidade a temperaturas elevadas, limitada por um *solvus* simétrico a temperaturas inferiores a 800°C . Segundo Irvine (1965), a temperaturas magmáticas ($1050\text{-}1200^\circ\text{C}$) ocorreria solução sólida entre os componentes do grupo dos espinélios.

Evans e Frost (1975) em análise da variação do químico de cromo espinélios formados durante o metamorfismo progressivo de serpentinitos, apresentam as composições de espinélios presentes em rochas ultramáficas portadoras da associação clorita magnesiânica-enstatita-olivina. A composição dos espinélios presentes nestas rochas, apresentadas pelos Autores em semelhante diagrama triangular, mostra semelhante lacuna composicional entre os termos $(\text{Mg, Fe})\text{Fe}_2\text{O}_4$ e $(\text{Mg, Fe})\text{Al}_2\text{O}_4$ para espinélios formados por processos metamórficos, sub solidus (Fig. 22).

Integrando as informações extraídas do conjunto de diagramas referentes às variações composicionais apresentadas pelos cromo espinélios *intra* olivinas (Figs. 17, 18, 19, 20 e 21), as seguintes considerações gerais podem ser tecidas:

1) Dos dados expostos, tudo indica que a composição do espinélio cumulus original deveria corresponder a composições *intra solvus*, estáveis a temperaturas magmáticas. Devido a variações nos parâmetros físicos (abaixamento de temperatura), tais composições tornar-se-iam instáveis, ocorrendo, em condições sub solidus, reequilíbrios químicos gradativos (exsoluções), levando à formação e coexistência de cromo espinélios ricos em Fe^3 e cromo espinélios ricos em Al, como observado nas amostras analisadas (Fig. 21). Alguns espinélios ainda apresentam composições *intra solvus*, provavelmente devido a diferenças na cinética dos reequilíbrios sub solidus. Este processo responderia, em princípio, pela significativa variação composicional apresentada pelos cromo espinélios *intra* olivinas analisados.

2) Devido aos complexos reequilíbrios sub solidus apresentados por esta fase, a composição química original do

FIG. 22 - Curvas de *solvus* para cromo espinélios.

No diagrama da Fig. 22 encontram-se representadas as curvas de *solvus* para cromo espinélios estimadas para os complexos de Mangabal I e II (este trabalho), para o complexo de Fiskenaesset (Steele *et alii*, 1977); para o complexo de Carr Boyd (Purvis *et alii*, 1972) e a curva que delimita a lacuna composicional apresentada por cromo espinélios metamórficos, extraída de Evans e Frost (1975), conforme análise do no texto.

espinélio *intra* olivina não pôde ser devidamente estabelecida. A variação dos pontos composicionais desta fase (particular - mente na Fig. 21) sugere a existência de discretas diferenças na composição química original destes espinélios, pelo menos em relação ao conteúdo em cromo, contudo, pouco mais pôde ser adicionalmente analisado.

3) As fases produzidas pelos reequilíbrios sub sólidos nesses espinélios apresentam características químicas e "trends" de variação significativamente distintos. Da Fig. 21 verifica-se que uma das fases tende a apresentar enriquecimento em Fe^3 , a outra, em Al^3 . Os demais diagramas completam a caracterização das variações composicionais apresentadas por essas duas fases, abaixo resumidas.

O "trend" composicional definido pelos cromo espinélios ricos em Fe^3 mostra que o enriquecimento nesse elemento é acompanhado pelo concomitante empobrecimento em Al^3 e Mg (razão $Mg/Mg+Fe$ decrescente). O cromo tende a apresentar partição semelhante entre as duas fases (Fig. 19d), sendo que a relação $Cr/Cr+Al$ é superior nos espinélios ricos em Fe^3 devido à presença desse elemento em substituição ao Al^3 . TiO_2 concentra-se preferencialmente nos espinélios ricos em Fe^3 , acompanhando provavelmente o Fe^2 , com o qual constitui a molécula ulvoespinélio. Esses espinélios apresentam, portanto, um "trend" de enriquecimento nas moléculas $FeFe_2O_4$ e Fe_2TiO_4 .

O "trend" composicional apresentado pelos cromo espinélios ricos em Al mostra que o enriquecimento em Al é acompanhado pelo concomitante empobrecimento em Fe^3 e Fe^2 (a razão $Mg/Mg+Fe$ é crescente com o aumento de Al). A partição do cromo é semelhante entre as duas fases, sendo que a relação $Cr/Cr+Al$ nesses espinélios é decrescente com o aumento da razão $(Mg/Mg+Fe)$ (Fig. 19a) face ao concomitante aumento de Al com a razão $Mg/Mg+Fe$. Das análises químicas (Tabelas 3-B, 5-G e 9-B) verifica-se que o conteúdo em TiO_2 é baixo a ausente nesses espinélios, visto esse elemento concentrar-se preferencialmente nos espinélios ricos em Fe^3 .

Os cromo espinélios ricos em Al mostram portanto um "trend" de enriquecimento na molécula de $MgAl_2O_4$.

7.2.1.2. Cromo espinélios *inter* olivinas

Conforme já exposto na introdução do item 7.2.1, os cromo espinélios *inter* olivinas correspondem a cristais de cromo espinélio cumulus não inclusos em olivinas, que ocorrem disseminados e englobados nas fases minerais que constituem o material intercumulus, geralmente translúcidos, com tonalidades castanho avermelhadas.

As características químicas e o "trend" composicional apresentado pelos espinélios *inter* olivinas dos complexos de Mangabal I e II são analisados a seguir, a partir das informações extraídas dos diagramas das Figs. 19, 20 e 21, nas quais as várias análises químicas referentes a essa fase mineral encontram-se projetadas de forma conjunta, conforme simbologia expressa na legenda das respectivas figuras.

As análises químicas desses minerais encontram-se listadas nas tabelas 3-B, 5-A e 9-B, com a indicação do tipo de espinélio analisado.

De forma geral, nos cromo espinélios *inter* olivinas a razão $Mg/Mg+Fe$ (abscissa comum aos diagramas das Figs. 19 e 20) apresenta valores entre 40 e 60. A variação da relação $Fe^3/Al+Cr+Fe^3$ é relativamente limitada (entre 5 e 20) decrescendo rapidamente com o aumento da razão $Mg/Mg+Fe$ (Fig. 19b), enquanto que a relação $Al/Al+Cr+Fe^3$ é relativamente elevada (entre 50 e 80) e crescente com o aumento da razão $Mg/Mg+Fe$ (Fig. 19c); a mesma variação é apresentada pela relação $Cr/Cr+Al$ (Fig. 19a). TiO_2 ocorre em porcentagem restrita, estando ausente em grande parte dos espinélios *inter* olivinas analisados (Fig. 20).

Também no caso de cromo espinélios *inter* olivinas o diagrama da Fig. 21 é particularmente elucidativo para a caracterização das variações composicionais apresentadas por este tipo de espinélio. Nesse diagrama, a distribuição dos pontos composicionais referentes a cromo espinélios *inter* olivinas indica que, nesses espinélios, predomina o componente aluminoso (geralmente entre 60 a 90); o componente cromítico ocorre em porcentagens variáveis porém significativas (entre 10 e

40) e o componente ferrífero ocorre em porcentagens bastante subordinadas (geralmente entre 5 a 10).

As variações composicionais apresentadas pelos cromo espinélios *inter* olivinas indicam portanto que esses espinélios apresentam composições predominantemente aluminosas, nos quais o enriquecimento em Al é acompanhado por enriquecimento em Mg e concomitante empobrecimento em Fe^3 e Fe^2 mostrando, portanto, um "trend" de enriquecimento na molécula $MgAl_2O_4$.

Do ponto de vista químico, o "trend" apresentado pelos cromo espinélios *inter* olivinas é semelhante ao apresentado pelos cromo espinélios *intra* olivinas ricos em Al, uma das fases produzidas pelos reequilíbrios sub solidus (exsoluções) nos espinélios *intra* olivinas (analisados no item 7.2.1.1.). Embora ambos apresentem composições predominantemente aluminosas, com "trends" de enriquecimento na molécula $MgAl_2O_4$, a análise comparativa entre os pontos composicionais desses dois tipos de espinélios considerados (Figs. 19, 20 e 21) evidencia que os cromo espinélios *inter* olivinas distinguem-se por apresentarem razão $Mg/Mg+Fe$ nitidamente mais elevada e maior enriquecimento em Al relativamente aos cromo espinélios *intra* olivinas ricos em Al, nos quais a razão $Mg/Mg+Fe$ e o enriquecimento em Al é comparativamente inferior e o conteúdo em Fe^3 nitidamente superior.

Num confronto geral entre as variações composicionais apresentadas por cromo espinélios *intra* olivinas e cromo espinélios *inter* olivinas, respectivamente, verifica-se que as principais diferenças composicionais entre os dois tipos de espinélios considerados são marcadas pelo nítido "trend" de enriquecimento no componente $MgAl_2O_4$, apresentado pelos cromo espinélios *inter* olivinas.

Como foi ressaltado na análise dos espinélios das amostras 18/8 e 180/54 (Figs. 17 e 18, respectivamente), cada grão de cromo espinélio *inter* olivina constitui uma fase relativamente homogênea de composição química própria, não indicando a ocorrência de exsoluções como observado nos cromo espinélios *intra* olivinas. Na análise integrada (Figs. 19, 20 e

21), cada grão de cromo espinélio *inter* olivina caracteriza-se por um determinado grau de enriquecimento no componente $MgAl_2O_4$, acompanhando o "trend" de variação definido por esses espinélios. A ausência de exsoluções sugere que suas composições químicas devem corresponder a composições *extra solvus* (Figs. 21 e 22).

Variações composicionais correlacionáveis às observadas nas amostras estudadas são descritas por Henderson (1975), Hamlyn e Keays (1979) e Henderson e Wood (1981) para cromo espinélios contidos em rochas cumuláticas com características semelhantes às dos complexos de Mangabal I e II. Resaltam-se principalmente as variações composicionais apontadas pelos Autores acima citados entre cromo espinélios inclusos em olivinas e cromo espinélios não inclusos em olivinas, marcadas por nítido "trend" de enriquecimento na molécula $MgAl_2O_4$ nos cromo espinélios não inclusos em olivinas. Tais variações são extremamente semelhantes às observadas entre cromo espinélios *intra* e *inter* olivinas presentes nas amostras estudadas que, conforme já analisado, também se caracterizam pelo nítido aumento da molécula de $MgAl_2O_4$ nos cromo espinélios *inter* olivinas.

Conforme analisado por Henderson (1975), Hamlyn e Keays (1979) e Henderson e Wood (1981), as variações composicionais apresentadas pelos cromo espinélios podem ser atribuídas, de forma geral, tanto a variações na composição original do cromo espinélio, derivadas portanto do estágio cumulus, como podem ser geradas por reequilíbrios químicos, seja no estágio pós-cumulus (por reações entre o cromo espinélio cumulus e o líquido intercumulus), seja no estágio sub solidus (por reequilíbrios entre o cromo espinélio e as fases minerais envolventes e/ou adjacentes).

No caso específico das variações composicionais apresentadas pelos cromo espinélios *intra* e *inter* olivinas, tais variações são interpretadas pelos Autores acima citados como decorrentes de reequilíbrios químicos no estágio pós-cumulus, isto é, o cromo espinélio cumulus teria sua composição original modificada no estágio pós-cumulus, por reações

com o líquido intercumulus então presente. O cromo espinélio *inter* olivina então produzido teria assim suas características químicas principais impostas e derivadas dos reequilíbrios que se processam neste estágio.

A possibilidade de modificações na composição original do cromo espinélio por reações com o líquido intercumulus é considerada por Irvine (1967) e Cameron (1975); a formação de cromo espinélios gradativamente mais aluminosos com o decorrer do processo de cristalização, enquanto não ocorre o fracionamento do plagioclásio é analisada por Rivalenti *et alii* (1978-79) e por Henderson (1975).

Dos dados expostos, e dentro do quadro petrográfico descrito para as amostras portadoras de cromo espinélios dos complexos de Mangabal I e II, as variações composicionais apresentadas pelos cromo espinélios *intra* e *inter* olivinas podem ser interpretadas por processos semelhantes aos acima analisados, sintetizados a seguir.

Os cromo espinélios originalmente formados no estágio magmático teriam composições relativamente homogêneas, devendo corresponder, em princípio, à composição dos cromo espinélios *intra* olivinas da amostra considerada.

Os cromo espinélios *inter* olivinas teriam sua composição resultante de reequilíbrios químicos nos estágios pós cumulus, em princípio por reações entre os cromo espinélio original e o líquido intercumulus então presente nos interstícios da pilha cristalina em desenvolvimento, no caso mais diferenciado, de forma a produzir cromo espinélios mais aluminosos.

O grau de enriquecimento no componente $MgAl_2O_4$ do cromo espinélio *inter* olivina resultante é essencialmente decorrente dos reequilíbrios químicos no estágio pós cumulus. Os diferentes graus de enriquecimento nesse componente, apresentados pelos distintos grãos de cromo espinélios *inter* olivinas de mesma amostra, podem ser devidos a diferentes graus de reação entre o cromo espinélio original e o líquido intercumulus (conforme discutido por Henderson e Wood, 1981), como podem ser devidos a reações entre o cromo espinélio original

e um líquido intercumulus de composição variável com o decorrer da cristalização das fases intercumulus, produzindo cromo espinélios *inter* olivinas gradativamente mais enriquecidos no componente $MgAl_2O_4$.

Difícilmente reequilíbrios sub solidus entre os cromo espinélios e as fases envolventes responderiam pelo enriquecimento simultâneo em Mg e Al, conforme discutido por Hamlyn e Keays (1979), uma das hipóteses aventadas para explicar tal variação composicional.

A análise das variações composicionais de cromo espinélios *inter* olivinas não será acompanhada por considerações adicionais, face aos aspectos altamente especulativos envolvidos, de difícil comprovação, particularmente no caso dos complexos em estudo, nos quais as transformações mineralógicas e texturais produzidas durante a atuação dos processos pós ígneos modificaram sensivelmente, tanto as feições químicas e texturais dos cromo espinélios, como as características das fases minerais a eles associadas.

7.2.1.3. Comparação com cromo espinélios de outros complexos

A composição dos cromo espinélios dos complexos de Mangabal I e Mangabal II encontra-se plotada no diagrama da Fig. 23, em função da relação $Cr/Cr+Al$ e $Mg/Mg+Fe$, na qual encontram-se representados, para fins comparativos, os campos de variação apresentados por cromo espinélios de intrusões ígneas estratiformes; de complexos alpinos; de complexos ígneos diferenciados arqueanos metamorfizados no fácies granulito a anfibolito alto (Messina, Sittapundi e Fiskenaesset) e de xenólitos de peridotitos a espinélio, respectivamente, extraídos de Windley *et alii* (1981). A composição dos espinélios verdes não se encontra plotada neste diagrama visto serem produtos de processos essencialmente pós ígneos, praticamente desprovidos de cromo em sua composição.

Nesse diagrama verifica-se que os cromo espinélios *intra* olivinas dos complexos em estudo tendem a se concentrar no campo de variação dos cromo espinélios do complexo de

FIG. 23 - Diagrama comparativo da composição dos cromo espinélios dos complexos de Mangabal I e Mangabal II (este trabalho), com cromo espinélios de outros tipos de complexos (dados extraídos de Windley *et alii*, 1981).

Fiskenaesset, definindo semelhante "trend" composicional. Os cromo espinélios *inter* olivinas apresentam maior espalhamento de seus pontos composicionais, contudo são similares aos cromo espinélios de Messina, outro complexo ígneo diferenciado, arqueano, metamorfisado no fácies granulito a anfibolito alto.

Num confronto geral, observa-se que os cromo espinélios contidos nas litologias ultramáficas dos complexos de Mangabal I e II, são quimicamente semelhantes aos cromo espinélios de outros complexos ígneos diferenciados e metamorfisados, com características distintas dos cromo espinélios de complexos estratiformes e alpinos, bem como de prováveis rochas do manto (xenólitos de peridotitos).

7.2.2. Espinélios verdes

Os espinélios verdes são formados por processos sub sólidos, pós ígneos, durante o processo de coronitização. Esses minerais ocorrem tanto nos meta peridotitos coroníticos ou a espinélio de Mangabal I, como nos meta harzburgitos coroníticos ou a espinélio de Mangabal II, desaparecendo da associação mineralógica desenvolvida em meta peridotitos a clorita e em meta harzburgitos a clorita, conforme descrito no capítulo 6. A presença de espinélios verdes é também observada em meta olivina gabronoritos coroníticos ou a espinélio, litologia comum a ambos os complexos, não sendo mais reconhecidos nos meta olivina gabronoritos derivados dos reequilíbrios mineralógicos subseqüentes nesse tipo litológico.

As análises químicas referentes a espinélios verdes encontram-se listadas nas Tabelas 5-G e 9-B, nas quais o tipo de espinélio analisado encontra-se especificado, e suas composições químicas encontram-se projetadas nas Figs. 19, 20 e 21, juntamente às dos demais tipos de espinélios analisados.

Da análise desses diagramas verifica-se que os espinélios verdes apresentam composições essencialmente aluminosas, variando entre os termos hercinita-espinélio s.s., podendo apresentar pequenos teores de Cr_2O_3 e/ou Fe_2O_3 em sua composição.

A formação de espinélios verdes nas associações estudadas é vinculada a reações que se processam num sub sistema constituído por olivina e plagioclásio, e independe, em princípio, da presença ou da natureza dos cromo espinélios de derivação ígnea. Em meta peridotitos e meta harzburgitos a espinélio, cromo espinélios de derivação ígnea e espinélios verdes podem ocorrer independentemente numa mesma amostra; em meta olivina gabronoritos a espinélio, os espinélios verdes também são formados, embora não ocorram cromo espinélios nesta litologia. Sua composição química é controlada pela reação entre olivina e plagioclásio, sendo portanto função da composição química das fases reagentes. O espinélio produzido por esta reação é predominantemente aluminoso, visto nem olivina nem

plagioclásio serem fases portadoras de cromo. A pequena porcentagem de Cr_2O_3 presente é provavelmente extraída do sistema que, num todo, contém esse elemento, e do qual o sub sistema olivina-plagioclásio não está isolado.

7.2.3. Magnetitas

A presença de magnetita é observada em praticamente todos os tipos litológicos constituintes dos complexos em estudo. Nos termos ígneos reliquiais essa fase ocorre esporadicamente, em porcentagens restritas, com feições texturais de mineral intercumulus; nas litologias recrystalizadas, a magnetita ocorre como mineral acessório, sem feições texturais particulares.

Essa fase mineral foi analisada em amostras de distintos tipos litológicos, conforme relacionado nas tabelas de n^{os} 3, 9, 10 e 11; as análises químicas encontram-se listadas nas tabelas de n^{os} 3-M, 9-I, 10-G e 11-F, conforme indicado na última linha das tabelas 3, 9, 10 e 11, respectivamente.

De modo geral, as características químicas das diversas magnetitas analisadas são bastante semelhantes, como pode ser observado no diagrama da Fig. 24, no qual os campos composicionais das magnetitas são comparados aos apresentados pelos demais minerais do grupo dos espinélios presentes nas rochas dos complexos, já analisados. Na Fig. 24, as curvas C_1 , C_2 e o campo C_3 representam os campos composicionais de espinélios intra olivinas, inter olivinas e espinélios verdes respectivamente, em função da relação $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ e $\text{Cr}/\text{Cr}+\text{Al}$. Em função desses parâmetros, a composição das magnetitas restringe-se ao campo tracejado indicado por C no diagrama; as curvas A_1 , A_2 e o campo A_3 representam os campos composicionais de espinélios intra olivinas, inter olivinas e espinélios verdes respectivamente, em função dos parâmetros $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ e $\text{Al}/\text{Al}+\text{Cr}+\text{Fe}^3$. O campo A representa o campo composicional das magnetitas em função desses parâmetros e, de mesma forma, F_1 , F_2 e F_3 representam os campos composicionais dos mesmos espinélios acima em função dos parâmetros $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ e $\text{Fe}^3/\text{Al}+\text{Cr}+\text{Fe}^3$.

FIG. 24 - Diagrama comparativo entre os campos composicionais de magnetitas, de cromo espinélios e de espinélios verdes dos complexos de Mangabal I e II.

O parâmetro da abcissa é constante e representa a razão $100 \text{ Mg} / \text{Mg} + \text{Fe}$, sendo que o parâmetro da ordenada (X) pode representar: a) a razão $\text{Cr} / \text{Cr} + \text{Al}$, com relação às curvas C_1 e C_2 e os campos C_3 e C, que representam os campos composicionais de espinélios *intra* olivinas, *inter* olivinas, espinélios verdes e de magnetitas, respectivamente; b) a razão $\text{Al} / \text{Al} + \text{Cr} + \text{Fe}^3$, com relação às curvas A_1 e A_2 e aos campos A_3 e A, campos composicionais de espinélios *intra* olivinas, *inter* olivinas, espinélios verdes e de magnetitas, respectivamente, em função destes parâmetros; e c) a razão $\text{Fe}^3 / \text{Al} + \text{Cr} + \text{Fe}^3$, para as curvas F_1 e os campos F_2 , F_3 e F, campos composicionais das mesmas fases acima em função desses parâmetros.

sendo que o campo F representa o campo composicional das magnetitas em função desses parâmetros.

Como se depreende da análise desse diagrama, as características químicas das magnetitas dos diversos tipos litológicos considerados são bastante homogêneas entre si e significativamente distintas das apresentadas pelos demais espinélios analisados, cuja ocorrência limita-se predominantemente a litologias ultramáficas.

Nos diagramas da Fig. 25 encontram-se ressaltados alguns aspectos composicionais observados em magnetitas de distintas litologias, conforme especificado na legenda da respectiva figura, na qual é analisada a variação dos elementos V, Cr e Al em função da razão $Fe/Fe+Mg$ apresentada pelas diversas magnetitas analisadas.

De modo geral os seguintes aspectos são evidenciados nos diagramas da Fig. 25:

a) as magnetitas de litologias ultramáficas não apresentam vanádio em sua composição. Esse elemento concentra-se preferencialmente em magnetitas de litologias relacionadas a olivina gabronoritos e a gabronoritos, sendo que nos gabronoritos (e equivalentes recristalizados) o conteúdo em V tende a aumentar com o aumento da razão $Fe/Fe+Mg$ (campo delimitado no diagrama). Há contudo nestas litologias, alguns grãos de magnetita sem V em sua constituição;

b) o cromo concentra-se em magnetitas de litologias ultramáficas e seu teor tende a decrescer com o aumento da razão $Fe/Fe+Mg$, na magnetita (campo delimitado no diagrama). Algumas magnetitas de litologias ultramáficas não apresentam esse elemento em sua constituição. As magnetitas de olivina gabronoritos (e equivalentes recristalizados) e de gabronoritos (e equivalentes recristalizados), praticamente não apresentam cromo;

c) o teor em Alumínio é praticamente semelhante nas magnetitas dos três tipos litológicos considerados. Nas litologias ultramáficas, o Al decresce com o aumento da razão $Fe/Fe+Mg$ e é constante nos outros dois tipos;

d) de forma geral, as magnetitas de gabronoritos

FIG. 25 - Variação de Vanádio, Cromo e Alumínio em magnetitas dos complexos de Mangabal I e II.

(e equivalentes recristalizados) estendem-se a valores mais elevados da razão $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$, enquanto que as magnetitas de litologias ultramáficas apresentam valores relativamente inferiores e as magnetitas de olivina gabronoritos e equivalentes recristalizados apresentam valores intermediários da razão $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ (ver diagrama para Al).

Os aspectos composicionais evidenciados nos diagramas da Fig. 25 podem ser observados numa mesma amostra, dentro de cada tipo litológico considerado, em função do grão de magnetita analisado, independentemente do grau de recristalização da amostra analisada. Em amostras com características ígneas reliquias, e em amostras do respectivo tipo litológico recristalizado, os mesmos tipos de magnetitas, com semelhantes variações composicionais podem ser igualmente reconhecidos. Desta forma, as características composicionais não fornecem indicações seguras que permitam diferenciar magnetitas derivadas de processos ígneos, daquelas produzidas por processos pós ígneos. Assim, a interpretação das características químicas e das variações composicionais apresentadas pelas magnetitas analisadas adquire aspectos de caráter especulativo, tendo em vista que os reequilíbrios mineralógicos produzidos nos estágios pós ígneos nas rochas dos complexos, tanto podem ter modificado as características químicas e texturais das magnetitas de derivação ígnea, como podem ter gerado essa fase por processos essencialmente sub solidus, por reações entre as fases minerais presentes na associação original. De modo geral, é possível que as magnetitas presentes em gabronoritos e em olivina gabronoritos, portadoras de vanádio, tenham derivação ígnea, visto esse elemento ocorrer em cromo espinélio (fases de origem ígnea) de litologias ultramáficas. Quanto às magnetitas com cromo, presentes em litologias ultramáficas, pouco se pode precisar, visto este elemento ocorrer em magnetitas tanto de derivação ígnea, como de derivação metamórfica. A tendência de decréscimo em Al e Cr, com o aumento da razão $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$, tendendo ao termo Fe_3O_4 , observada nas magnetitas de litologias ultramáficas, sugere origem ígnea para essa fase, contudo essa evidência, isoladamente, não é suficiente para levar a uma conclusão definitiva.

7.3. Piroxênios

Considerando-se os diferentes tipos petrográficos constituintes dos complexos, vários tipos de piroxênios podem ser reconhecidos, seja derivados de um mesmo processo ou de distintos processos genéticos. Por um lado, reconhece-se uma série de piroxênios de derivação ígnea que podem ocorrer, seja como fases cumulus, seja como fases intercumulus, em função da litologia considerada. Por outro lado, ocorrem piroxênios formados por processos sub sólidos, que se desenvolvem durante os diferentes reequilíbrios mineralógicos, ocorrendo em diferentes associações paragenéticas.

7.3.1. Piroxênios de origem ígnea

Nos diversos tipos petrográficos constituintes dos complexos, os piroxênios de origem ígnea apresentam a seguinte distribuição e características:

- a) em peridotitos feldspáticos (Mangabal I), harzburgitos feldspáticos (Mangabal II) e olivina gabronoritos (litologia comum a ambos os complexos), ocorrem ortopiroxênios e clinopiroxênios, ambos como fases intercumulus;
- b) em bronzititos feldspáticos (Mangabal II) e gabronoritos (litologia comum a ambos os complexos), ortopiroxênios constituem fase cumulus, e clinopiroxênios, fase intercumulus;
- c) em meta peridotitos e meta harzburgitos coronífticos ou a espinélio, e em meta olivina gabronoritos coronífticos ou a espinélio, tais piroxênios persistem na associação, conservando as feições químicas e texturais originais;
- d) em meta peridotitos e meta harzburgitos a clorita, bem como em meta olivina gabronoritos e metagabronoritos, os piroxênios ígneos desaparecem, com o desenvolvimento de novas associações paragenéticas.

As variações químicas, apresentadas por essas fases minerais nos diferentes tipos petrográficos acima citados, encontram-se representadas nos diagramas da Fig. 26, obtidos a

partir das análises químicas listadas nas tabelas 3-C, 3-D , 5-C, 5-D, 7-A e 7-C, referentes a piroxênios do complexo de Mangabal I, e das tabelas 9-C, 10-C e 11-A, relativas a piroxênios do complexo de Mangabal II.

Nesses diagramas observa-se que os ortopiroxênios intercumulus distribuem-se no campo das bronzitas e os clinopiroxênios intercumulus, nos campos do endiopsídio e da augita. Os ortopiroxênios cumulus, tanto de Mangabal I como de Mangabal II, variam de bronzitas a hiperstênio. A variação composicional, seja de piroxênios intercumulus, seja de piroxênios cumulus, apresenta "trend" de enriquecimento no componente FeSiO_3 dos termos ultramáficos em direção aos termos máficos, mais diferenciados, feição característica de complexos ígneos diferenciados.

No diagrama da Fig. 27 é comparado o "trend" de variação apresentado pelos piroxênios dos complexos de Mangabal I e II, com o definido por piroxênios de natureza ígnea (Bushveld e Skaergaard - conforme dados de Atkins, 1969) e com o apresentado por piroxênios de origem metamórfica (Broken Hill, Quairading e Piên, conforme apresentado por Girardi, 1974).

A análise desse diagrama mostra que o "trend" apresentado pelos piroxênios dos complexos em estudo acompanha aquele apresentado por piroxênios de origem ígnea; a lacuna de miscibilidade entre os "trends" de ortopiroxênios e clinopiroxênios é relativamente estreita quando comparada à apresentada pelos piroxênios reequilibrados, metamórficos:

Dados geotermométricos calculados utilizando-se as equações termodinâmicas desenvolvidas por Wood e Banno (1973) e Wells (1977) obtidos a partir de pares de ortopiroxênio e clinopiroxênios intercumulus de peridotitos feldspáticos e de olivina gabronoritos, encontram-se listados na Tabela nº 12.

FIG. 26 - Variação composicional de ortopyroxênios e clinopyroxênios dos complexos de Mangabal I (A) e de Mangabal II (B), expressa em função das porcentagens molares dos componentes CaSiO_3 , MgSiO_3 e FeSiO_3 .

FIG. 27 - Diagrama comparativo dos "trends" de variação de piroxênios dos complexos de Mangabal I e II (este trabalho), de Skaergaard e Bushveld (Atkins, 1969), de origem ígnea, e de Broken Hill, Quairading e Piên (Girardi, 1974), metamórficos.

TABELA 12

Dados geotermométricos de piroxênios, calculados utilizando as equações termodinâmicas de Wood e Banno (1973) e Wells (1977).

Amostra	Litologia	A(T°C)	B(T°C)
16.9	peridotito feldspático	1.083	1.082
26.16	peridotito feldspático	1.099	1.095
26.19	peridotito feldspático	1.096	1.091
10.12	olivina gabronoritos	1.067	1.103
26.31	olivina gabronoritos	1.084	1.112
10.13	olivina gabronoritos	1.067	1.111

A - geotermômetro de Wood e Banno (1973)

B - geotermômetro de Wells (1977)

O intervalo de temperaturas calculado é semelhante ao descrito por Wells (1977) para o complexo de Bushveld, ou seja, entre 1000 e 1150°C. De forma geral, os dados geotermométricos indicam que os piroxênios presentes nas amostras analisadas equilibraram-se a temperaturas magmáticas, fato concordante com as feições texturais apresentadas por essas fases nesses tipos petrográficos.

7.3.2. Piroxênios de estágios pós ígneos

No que concerne aos piroxênios, nos estágios pós ígneos ocorre essencialmente a formação ou a recristalização de ortopiroxênios.

Durante o processo de coronitização há a formação de ortopiroxênios nas litologias originalmente portadores da associação olivina-plagioclásio (peridotitos feldspáticos, harzburgitos feldspáticos e olivina gabronoritos). O ortopiroxênio (ortopiroxênio coronítico) forma-se por reação entre olivina e plagioclásio juntamente a anfibólio pargasítico e a espinélio verde, ocorrendo em meta olivina gabronoritos coroníticos ou a espinélio.

Os ortopiroxênios coroníticos apresentam caracte -

rísticas texturais e químicas distintas das apresentadas pelos ortopiroxênios de origem ígnea. Texturalmente são límpidos e granoblásticos. Quimicamente os ortopiroxênios são mais magnesianos e com teores de Al_2O_3 , CaO , TiO_2 e Cr_2O_3 inferiores relativamente aos de origem ígnea (conforme análises químicas listadas nas Tabelas 3-F, 5-E, 9-C e 10-C, e Figura 29, adiante analisada). A relação Fe:Mg dos ortopiroxênios coroníticos mostra nítida correspondência com a composição da olivina associada, como pode ser observado no diagrama da Fig. 28. Nesse diagrama a curva representa a partição de Fe e Mg entre olivinas e ortopiroxênios em equilíbrio, a temperaturas de $900^{\circ}C$ (Medaris, 1969). Como analisado pelo próprio Autor, tal diagrama não tem aplicação geotermométrica, sendo somente indicativo do estabelecimento do equilíbrio entre essas duas fases, visto a partição de Fe e Mg entre olivina e ortopiroxênio não apresentar variações significativas, em função da temperatura, no intervalo entre 900 e $1300^{\circ}C$.

Nos reequilíbrios mineralógicos subseqüentes ao processo de coronitização, os ortopiroxênios persistem somente em litologias ultramáficas, participando da paragênese de metaperidotitos a clorita e de meta harzburgitos a clorita, tendo sido ocasionalmente reconhecidos em algumas amostras de meta bronzititos. Em alguns tipos de rochas foliadas (hornblenda-clorita-bronzita-xistos), a presença de ortopiroxênio é marcante, sendo fase nitidamente desenvolvida por processos sub solidus.

Nos meta peridotitos e meta harzburgitos a clorita, bem como nos meta bronzititos e nos hornblenda-clorita-bronzita xistos e bronzita xistos, os ortopiroxênios apresentam-se recristalizados, límpidos e com texturas granoblásticas, não preservando eventuais feições texturais reliquias. Sua composição é função dos reequilíbrios mineralógicos entre as fases minerais que participam do tipo litológico considerado. De modo geral suas características químicas são distintas das apresentadas pelos ortopiroxênios de origem ígnea, conforme pode ser observado no diagrama da Fig. 29, no qual as composições químicas de ortopiroxênios formados em estágios pós-ígneos (Tabelas 3-F, 3-J, 5-E, 8-B, 9-C e 10-C) são confronta-

OLIVINAS E ORTOPIROXÊNIOS CORONÍTICOS DE:

+ Litologias ultramáficas (meta peridotitos
e meta harzburgitos) coroníticos

O Olivina gabro noritos coroníticos

FIG. 28 - Partição de Fe e Mg entre olivinas e ortopiroxênios coroníticos.

No diagrama encontra-se expressa a variação da relação $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ (em porcentagem catiônica) de olivinas e ortopiroxênios coroníticos relacionados, de litologias ultramáficas e máficas conforme especificado na legenda. Os pontos projetados acompanham a curva que representa a partição de Fe e Mg entre olivinas e ortopiroxênios em equilíbrio, a temperaturas 900°C (extraída de Medaris, 1969).

das às composições químicas de ortopiroxênios de origem ígnea (Tabelas 3-C, 3-D, 5-C, 7-A, 9-C, 10-C e 11-A).

Da análise dos diagramas da Fig. 29 as seguintes considerações podem ser tecidas:

a) de modo geral, os ortopiroxênios de origem ígnea tendem a apresentar teores de Al_2O_3 , TiO_2 , Cr_2O_3 e CaO superiores aos apresentados pelos ortopiroxênios formados por processos pós-ígneos;

b) os ortopiroxênios coroníticos são os mais empobrecidos nesses elementos e tendem a apresentar valor da razão $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ superior à do ortopiroxênio ígneo presente na mesma amostra (fases coligadas nos diagramas da Fig. 29). Estes aspectos são melhor evidenciados no diagrama da Fig. 29A; no diagrama da Fig. 29B, somente alguns pontos composicionais encontram-se plotados face a esses elementos ocorrerem, nos ortopiroxênios coroníticos, em teores próximos ou inferiores ao limite de detectabilidade do método analítico utilizado (método de dispersão de energia). As características químicas dos ortopiroxênios coroníticos são decorrentes do processo que lhes dá origem. Como já exposto, esses minerais são produzidos pela reação entre olivina e plagioclásio, juntamente a anfibólio pargasítico e espinélio verde durante o processo de coronitização. O empobrecimento em TiO_2 e Cr_2O_3 é decorrente do fato das fases reagentes praticamente não conterem esses elementos em sua constituição; o valor da razão $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ é imposta pela partição de Fe e Mg entre olivina e ortopiroxênio em processos sub solidus, como já analisado no diagrama da Fig. 28. O menor teor em CaO e Al_2O_3 é decorrente da partição desses elementos entre o ortopiroxênio e as demais fases da associação coronítica: o CaO concentra-se preferencialmente no anfibólio pargasítico, e o Al_2O_3 no espinélio verde e no anfibólio pargasítico associado;

c) os ortopiroxênios recristalizados de meta peridotitos ou meta harzburgitos a clorita apresentam características químicas mais variáveis, geralmente intermediárias entre as apresentadas pelos piroxênios ígneos e os coroníticos. De modo geral, esses ortopiroxênios são mais aluminosos e

FIG. 29 - Variações composicionais em ortopiroxênios de origem ígnea e em ortopiroxênios formados por processos sub solidus, pós ígneos.

Nos diagramas da Fig. 29 encontra-se representada a variação do teor de Al₂O₃, TiO₂, Cr₂O₃ e CaO (em % em peso) em ortopiroxênios de distintas origens e litologias para o complexo de Mangabal I (A) e de Mangabal II (B), conforme especificado nas legendas dos respectivos diagramas. As linhas conectam ortopiroxênios presentes numa mesma amostra. Ver texto para demais análises e considerações.

mais cálcicos que os ortopiroxênios coroníticos porém não alcançam os teores apresentados pelos ortopiroxênios ígneos. São geralmente pobres em TiO_2 e Cr_2O_3 , porém, em algumas amostras, podem apresentar teores bastante elevados desses elementos.

As características químicas dos ortopiroxênios recrystalizados de meta peridotitos e meta harzburgitos a clorita são função de reequilíbrios químicos e mineralógicos mais amplos, que envolvem todas as fases participantes da associação paragenética da rocha original (meta peridotitos e meta harzburgitos feldspáticos, coroníticos ou a espinélio, respectivamente, conforme descrito no capítulo 6), distinto do que ocorre no processo coronítico, que envolve reequilíbrios mineralógicos essencialmente entre duas fases minerais da associação original. Desta forma, as características químicas dos ortopiroxênios recrystalizados serão função dos equilíbrios químicos que se estabelecerem entre o ortopiroxênio e as demais fases participantes da paragenese clorítica que, tendo campo de variação química mais amplo, produzirá ortopiroxênio com composições químicas mais variáveis, como observado no diagrama da Fig. 29, particularmente no que concerne às variações de TiO_2 e Cr_2O_3 nesses minerais.

d) no que concerne às características químicas de ortopiroxênios recrystalizados de rochas foliadas (hornblenda-clorita-bronzita-xistos e bronzita xistos) valem as mesmas observações acima tecidas para os ortopiroxênios recrystalizados de associações cloríticas. Também nesse caso as características químicas dos ortopiroxênios presentes nessas rochas são função dos reequilíbrios químicos entre as diversas fases minerais presentes na associação. Acresce-se que no caso das rochas foliadas, eventuais efeitos de contaminação química da rocha original podem produzir ortopiroxênios com características químicas bastante variáveis.

7.4. Feldspatos

Nas litologias constituintes dos complexos distinguem-se tanto plagioclásios de origem ígnea como plagioclásios recristalizados, formados durante os reequilíbrios sub-sólidos, pós ígneos.

Os feldspatos de origem ígnea ocorrem como fase intercumulus nos cumulatos ultramáficos (peridotitos feldspáticos, harzburgitos feldspáticos e bronzititos feldspáticos), e como fases cumulus nos cumulatos máficos (olivina gabronoritos e gabronoritos).

De forma geral, em cumulatos ultramáficos, o plagioclásio apresenta teores em torno de An_{64} (Tabelas 3-E e 9-D); em olivina gabronoritos, a parte central do plagioclásio (fase cumulus) apresenta teores variando de An_{64} a An_{61} (Tabelas 5-B e 10-B) e, em gabronoritos, o plagioclásio, também fase cumulus, apresenta teores de An_{60} a An_{56} (Tabelas 7-B e 11-B). Zoneamento ocorre tanto nos plagioclásios de termos ultramáficos (em parte obliterado pelo desenvolvimento de coronas), como nos termos máficos, sendo bem evidenciado nos olivina gabronoritos e pouco marcante nos gabronoritos. Mesmo as porções zonadas, embora menos cálcicas, ainda apresentam composições dentro do campo da labradorita.

O decréscimo da molécula anortítica do plagioclásio, dos termos ultramáficos a máficos, mais diferenciados, é evidenciado nos diagramas da Fig. 30 (adiante analisada), fenômeno típico de complexos ígneos diferenciados por processos de fracionamento magmático.

As transformações que ocorrem durante os processos pós ígneos causam, por um lado, a eliminação do plagioclásio em associações derivadas de litologias ultramáficas e, por outro, modificações químicas e texturais nos plagioclásios de litologias máficas.

Durante o processo de coronitização, a reação entre olivina e plagioclásio, em litologias ultramáficas, consome o plagioclásio formando a associação coronítica (ortopiroxênio, anfibólio pargasítico e espinélio verde). Em litolo -

gias máficas, o plagioclásio também apresenta semelhante reação com a olivina, contudo, sendo fase em excesso, persiste na associação coronítica, com características químicas e texturais semelhantes às originais.

Modificações texturais e químicas mais acentuadas são apresentadas pelos plagioclásios de meta olivina gabronoritos e de meta gabronoritos, que ocorrem associados a anfíbios. Originalmente ripiformes, turvos e com composições labradoríticas, transforma-se em minerais granoblásticos, limpidos, com composições andesíticas (análises químicas nas tabelas 5-H, 10-B, 11-B).

As características químicas apresentadas pelo plagioclásio nos diversos tipos petrográficos constituintes dos complexos de Mangabal I e de Mangabal II encontram-se representadas nos diagramas da Fig. 30 (Figs. 30A e 30B, respectivamente) com a indicação do caráter textural do plagioclásio (se intercumulus, cumulus, reliquiar ou recristalizado) na amostra analisada. Com relação a esses diagramas os seguintes aspectos são ressaltados:

a) nos cumulatos ultramáficos (peridotitos feldspáticos, harzburgitos feldspáticos e bronzititos feldspáticos) nos quais o plagioclásio ocorre como fase intercumulus, cada ponto composicional projetado representa o teor de An máximo na amostra. Os teores mínimos não foram representados no diagrama, de forma a ressaltar o teor de An máximo alcançado por esta fase nesses cumulatos. Em algumas amostras de peridotitos e harzburgitos feldspáticos, o processo de coronitização (durante o qual o plagioclásio torna-se relativamente mais albitico) já apresenta estágios relativamente evoluídos. Dessa forma, é possível que alguns pontos composicionais projetados representem plagioclásios com composição química já modificada pelo processo coronítico;

b) nos cumulatos máficos (olivina gabronoritos e gabronoritos) cada ponto composicional projetado representa a composição da fase cumulus propriamente dita (parte central, turva, ripiforme do plagioclásio). As bordas apresentam zoneamento normal e representam material intercumulus. Sua composi

FIG. 30 - Variações composicionais do plagioclásio nos diferentes tipos petrográficos constituintes dos complexos de Mangabal I e Mangabal II. Ver texto para detalhes e considerações.

ção não se encontra representada nos diagramas;

c) nos meta olivina gabronoritos e meta gabronoritos encontram-se projetadas as composições de plagioclásios reliquiais e de plagioclásios granoblásticos (recristalizados) de forma a ressaltar as variações químicas que acompanham a formação desses tipos petrográficos. No caso dos plagioclásios recristalizados, todo o campo de variação composicional apresentado por esta fase na amostra analisada encontra-se representado nesses diagramas. As linhas tracejadas ligam plagioclásios reliquiais e granoblásticos presentes numa mesma amostra.

Em função dos aspectos acima ressaltados, a análise dos diagramas da Fig. 30 mostra que a variação composicional do plagioclásio intercumulus nos cumulos ultramáficos ($An_{64}-An_{60}$) é semelhante à apresentada pelos plagioclásios dos olivina gabronoritos, nos quais o plagioclásio ocorre como fase cumulus, havendo nítido decréscimo no teor de An entre plagioclásios cumulus de olivina gabronoritos ($An_{64}-An_{61}$ aproximadamente) e plagioclásios cumulus de gabronoritos ($An_{61}-An_{56}$ aproximadamente). Nos meta olivina gabronoritos e meta gabronoritos os plagioclásios reliquiais, quando presentes, ainda apresentam composições labradoríticas, enquanto que os plagioclásios granoblásticos, recristalizados, apresentam composições predominantemente no campo da andesina.

7.5. Anfibólios

Anfibólios de origem ígnea ocorrem esporadicamente como fases intercumulus nas rochas ígneas reliquiais presentes nos complexos. A ocorrência de anfibólios torna-se marcante nas associações mineralógicas formadas durante os reequilíbrios que se processam em estágios pós ígneos. Face à importância desses minerais nas diversas paragêneses desenvolvidas em estágios pós ígneos, suas características químicas e variações composicionais serão objeto de análise pormenorizada.

Alguns aspectos de caráter cristaloquímico serão inicialmente considerados de forma a permitir a análise das

variações composicionais apresentadas pelos anfibólios presentes nas rochas em estudo em termos de nomenclatura e quimismo.

Em termos gerais, os anfibólios constituem um grupo mineral com características cristaloquímicas bastante complexas, acarretando dificuldades em sua classificação. Leake (1978) apresenta proposta de classificação geral para este grupo mineral cuja nomenclatura será utilizada ao longo desse texto, embora adaptações e aproximações se tornem necessárias para sua aplicação, conforme analisado a seguir.

A fórmula geral do grupo dos anfibólios pode ser representada como:

onde [T] representa as posições tetraédricas, em número de 8, ocupadas por Si e Al, (Cr³, Fe³ e Ti⁴ podem ocupar T, se necessário); [C] representa as posições octaédricas menores — M(1), M(2) e M(3) — em número de 5, ocupadas por Mg, Fe², Al³, Mn (Cr³, Fe³, Ti⁴); [B] corresponde às posições octaédricas M(4), em número de 2, ocupadas por Ca, Na, Fe², Mg e Mn, e [A] corresponde às posições (A), ocupadas por Na e K, cuja ocupação varia de 0,0 (vacância) a 1,0 inclusive.

As fórmulas estruturais dos diversos anfibólios analisados foram calculadas em base a 23 oxigênios (base anidra) admitindo-se Fe_{total} = FeO. A não estimativa (ou sub estimativa) da quantidade de Fe₂O₃ na composição química do mineral causa uma super estimativa da proporção de cátions na fórmula estrutural resultante. Tal fato é mais sensível em anfibólios cálcicos, nos quais o Fe³ pode representar até 50% do Fe_{total}, menor em gedritas, nas quais o Fe³ pode chegar a 25% do Fe_{total} e praticamente nulo em antofilitas e cummingtonitas (Stout, 1972).

Levando-se em consideração as observações acima, no cálculo da fórmula estrutural dos anfibólios analisados foram inicialmente preenchidas as posições (T), (C) e (B). O excedente a 15 cátions, excluindo-se Na e K, foi admitido como devido à presença de Fe³ não computada no cálculo e alocado às posições (C). Dessa forma, as posições (A) não são ocupadas

por cátions como Ca, Fe^{2+} ou Mg (improvável embora não impossível, segundo Robinson *et alii*, 1971), restringindo a ocupação dessas posições exclusivamente a Na e K.

A partir da fórmula estrutural assim calculada, os anfibólios são classificados e designados conforme a classificação proposta por Leake (1978). Nessa classificação os anfibólios são inicialmente divididos em 4 grupos principais, em função do número de átomos $(\text{Ca} + \text{Na})_B$ e de $(\text{Na})_B$, a saber:

- 1) $(\text{Ca} + \text{Na})_B < 1,34$ = grupo dos anfibólios mangano-ferro-magnesianos
- 2) $(\text{Ca} + \text{Na})_B \geq 1,34$; $(\text{Na})_B < 0,67$ = grupo dos anfibólios cálcicos
- 3) $(\text{Ca} + \text{Na})_B \geq 1,34$; $0,67 \leq (\text{Na})_B < 1,34$ = grupo dos anfibólios sódico-cálcicos.
- 4) $(\text{Na})_B \geq 1,34$ = grupo dos anfibólios alcalinos

As análises químicas efetuadas e as respectivas propriedades ópticas mostram que os anfibólios presentes nas rochas em estudo restringem-se a representantes dos dois primeiros grupos, cujas subseqüentes subdivisões e nomenclatura encontra-se representada nos diagramas da Fig. 31, respectivamente.

A suíte de anfibólios analisada é predominantemente magnesiana e portanto o efeito da presença do Fe^{3+} no computo da fórmula estrutural não deve acarretar grandes desvios, embora certamente existentes. O valor da razão $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$, um dos parâmetros classificatórios de Leake (1978) conforme consta da Fig. 31, calculada admitindo-se $\text{Fe}_{\text{total}} = \text{FeO}$, corresponde ao valor mínimo dessa razão. Se parte do Fe_{total} for Fe^{3+} , tal valor tenderá a aumentar. A soma dos cátions $(\text{Na} + \text{K})$, na maioria das análises, reflete a ocupação de (A) embora, em alguns casos, parte do número de cátions de Na tenha sido utilizado para completar as posições B.

7.5.1. Anfibólitos ígneos

A ocorrência de anfibólitos de origem ígnea é esporadicamente observada nos termos ígneos reliquiais das litologias constituintes dos complexos em estudo.

Em peridotitos feldspáticos e em harzburgitos feldspáticos, como em olivinas gabronoritos, os anfibólitos ígneos, quando presentes, desenvolvem cristais anedrais de coloração acastanhada, e ocorrem em porcentagem bastante subordinada, associados às demais fases constituintes do material intercumulus dessas rochas.

Nos gabronoritos, geralmente tipos adcumuláticos, os anfibólitos podem ocasionalmente ocorrer como fases intercumulus em porcentagens significativas. Nesse caso, esses minerais desenvolvem cristais poiquilíticos que englobam vários cristais de ortopiroxênios e plagioclásios (fases cumulus nesse tipo petrográfico). A presença de feições de reabsorção parcial do ortopiroxênio, quando incluso em anfibólio poiquilítico, evidencia ocorrer relação de reação entre essas duas fases minerais. Nessas rochas os anfibólitos apresentam sistematicamente forte coloração acastanhada, particularmente acentuada devido à presença de inúmeras inclusões de finas agulhas e palhetas de minerais opacos.

As características químicas dos anfibólitos de origem ígnea não puderam ser devidamente estabelecidas devido a problemas analíticos (fases quimicamente heterogêneas, parcialmente transformadas devido aos processos pós ígneos e com inúmeras inclusões de minerais opacos). Os dados analíticos parciais (não apresentados) indicam que os anfibólitos ígneos devem corresponder a hornblendas pargasíticas ferrosas ou a pargasitas ferrosas).

7.5.2. Anfibólitos de estágios pós ígneos

Os reequilíbrios mineralógicos que se processam em estágios pós ígneos desenvolvem associações portadoras de anfibólio em praticamente todas as litologias constituintes dos

complexos, sejam ultramáficas ou máficas, em diferentes paragéneses dependentes da composição da rocha original.

Anfibólios formam-se em rochas originalmente portadoras da associação olivina-plagioclásio como produtos das reações que se desenvolvem durante o processo de coronitização. Esses minerais ocorrem associados a ortopiroxênios coroníticos e espinélio verde tanto em meta peridotitos e meta harzburgitos coroníticos ou a espinélio, como em meta olivina gabronoritos coroníticos ou a espinélio.

Em meta peridotitos e meta harzburgitos a clorita, produtos de reequilíbrios subseqüentes, os anfibólios ocorrem associados a clorita magnesiânica, ortopiroxênio e olivina. Em meta olivina gabronoritos, a paragénese então desenvolvida apresenta dois anfibólios (um rico em cálcio, outro pobre em cálcio) e plagioclásio.

Meta bronzititos também desenvolvem associações portadoras de anfibólios, geralmente um rico e outro pobre em cálcio, associados a ortopiroxênios recristalizados. De mesma forma a paragénese de meta gabronoritos apresenta um ou dois tipos de anfibólios, plagioclásio e quartzo.

Nas tabelas 3-G, 3-I, 5-F, 5-I, 8-C, 9-E, 10-D e 11-C encontram-se listadas as análises químicas dos diversos anfibólios analisados nas diferentes litologias e paragéneses conforme especificado nas tabelas de n^{os} 3, 5, 8, 9, 10 e 11, respectivamente.

7.5.2.1. Anfibólios cálcicos

Nas associações desenvolvidas pelo processo de coronitização somente um tipo de anfibólio é produzido, correspondendo a anfibólio cálcico. Nos demais tipos petrográficos recristalizados, os anfibólios cálcicos ocorrem em distintas associações mineralógicas, em função do tipo litológico considerado, podendo coexistir com anfibólio pobre em cálcio, conforme já exposto na introdução do item 7.5.2.

Os diagramas da Fig. 32 apresentam a variação da composição química dos anfibólios cálcicos analisados, expres

sa em função dos parâmetros $(Na+K)_A$ e Al^{IV} , e foram adaptados de forma a permitir a visualização integrada da variação apresentada pelos anfibólios em termos químicos e classificatórios.

A análise dos diagramas mostra que os anfibólios desenvolvidos durante o processo de coronitização (campo delimitado por uma linha tracejada) apresentam composições variando de pargasitas a hornblendas pargasíticas, seja em litologias ultramáficas (Figs. 32A e 32B) seja em litologias máficas (Figs. 32C e 32D). Os demais pontos composicionais representam anfibólios desenvolvidos durante reequilíbrios mineralógicos subsequentes, ou anfibólios de rochas foliadas.

Em todas as litologias, os anfibólios cálcicos apresentam "trend" de variação composicional marcado por decréscimo simultâneo de $(Na+K)$ e Al^{IV} , gradando, de modo geral, a hornblendas pargasíticas e edeníticas, edenita a magnésio hornblenda. Os anfibólios de rochas foliadas (amostra 26.1 e 26.6 - Fig. 32A) chegam até termos tremolíticos.

O "trend" de variação química apresentado pelos anfibólios cálcicos em conjunto (Fig. 32F), mostra que a relação $(Na+K):Al^{IV}$ é significativamente diferente da relação 1:1, correspondente a substituições edeníticas, aproximando-se da relação 1:2, correspondente a substituições pargasíticas, porém com tendências a apresentar a relação $(Na+K):Al^{IV} > 1:2$ o que sugere ocorrer um maior número de substituições tscherma-kíticas concomitantemente a cada substituição edenítica. Este comportamento foi também descrito por Robinson *et alii* (1971) para anfibólios cálcicos.

A variação de Fe e Mg em função de Al^{VI} (em número de cátions na fórmula estrutural do anfibólio) das amostras 10.15 (meta olivina gabronorito coronítico - Mang. I); 108/12 (meta bronzitito - Mang. II); 108.8 (meta harzburgito a clorita - Mang. II); 18.8 (meta harzburgito a espinélio - Mang. II); 108/41 (meta harzburgito coronítico - Mang. II); 10.1.B (meta olivina gabronorito - Mang. I); 4W/25 (meta gabronorito - Mang. II) e 196/21, 33 e 9 (meta olivina gabronoritos de Mangabal II) é apresentada nos diagramas da Fig. 33, de forma a exemplificar o

FIG. 32 - Variações composicionais de anfibólios cálcicos em litologias ultramáficas e máficas dos complexos de Mangabal I e II.

A variação composicional dos anfibólios cálcicos é apresentada nos diagramas das figuras 32A a 32F, sendo:

Fig. 32A - anfibólios cálcicos de litologias ultramáficas do complexo de Mangabal I;

Fig. 32B - idem de Mangabal II;

Fig. 32C - anfibólios cálcicos de litologias recristalizadas relacionadas a meta olivina gabronoritos de Mangabal I;

Fig. 32D - idem de Mangabal II;

Fig. 32E - anfibólios cálcicos de meta gabronoritos de Mangabal II;

Fig. 32F - variação de $(Na+K)$ e Al^{IV} para o conjunto dos anfibólios cálcicos.

A variação encontra-se expressa em função dos parâmetros $(Na+K)$ e Al^{IV} (número de cátions na fórmula estrutural) sendo que nos diagramas foram demarcados os campos composicionais segundo a classificação e nomenclatura de Leake (1978). Cada símbolo representa uma amostra, cujo tipo petrográfico encontra-se indicado na legenda do respectivo diagrama. Cada ponto projetado representa uma análise química pontual de anfibólio. Distintos pontos com igual simbologia referem-se a distintas análises químicas pontuais de anfibólios de mesma amostra.

O campo tracejado nos diagramas A, B, C e D delimita as composições de anfibólios coroníticos. Os demais pontos referem-se a anfibólios desenvolvidos durante os reequilíbrios mineralógicos subsequentes ou a anfibólios de rochas foliadas, conforme especificado na legenda do respectivo diagrama.

comportamento diferencial de Fe e Mg com o aumento de Al^{VI} na fórmula estrutural. Semelhante comportamento é apresentado pelos anfibólios das demais amostras analisadas, não inclusos na Fig. 33.

Os diagramas da Fig. 33 evidenciam que o número de cátions de Mg decresce com o aumento de Al^{VI} na fórmula estrutural do anfibólio, enquanto que o número de cátions de Fe mantem-se praticamente constante. Esse comportamento mostra que o Al^{VI} ocupa preferencialmente as posições ocupadas pelo Mg na estrutura cristalina do anfibólio, indicando que as substituições tschermakíticas nos anfibólios cálcicos são predominantemente representadas por substituições $MgSi \rightleftharpoons Al^{VI}Al^{IV}$ e não por substituições $FeSi \rightleftharpoons Al^{VI}Al^{IV}$.

Essa substituição preferencial reflete-se diretamente no valor da razão $Mg/Mg+Fe$, que deve variar em função do número de substituições $MgSi \rightleftharpoons Al^{VI}Al^{IV}$ no anfibólio. Esse comportamento está de acordo com o descrito por Robinson *et alii* (1982) para anfibólios cálcicos em geral.

A presença de outros elementos, como Ti^4 , Cr^3 e Fe^3 também deve modificar o valor da razão $Mg/Mg+Fe$. Na elaboração dos diagramas da Fig. 33 foram selecionadas análises com pouco ou nenhum Ti e Cr, de forma a minimizar os desvios causados por esses elementos, porém pouco se pode precisar a respeito de Fe^3 .

7.5.2.2. Ortoanfibólios

Associações a dois anfibólios, um rico e outro pobre em cálcio são observadas em assembléias recristalizadas derivadas seja de litologias ultramáficas, seja de litologias máficas. As características ópticas e químicas indicam que os anfibólios pobres em cálcio presentes nas amostras analisadas representam termos do grupo dos ortoanfibólios (Fig. 31B).

A ocorrência de ortoanfibólio como fase mineral predominante é observada em antofilita xistos, rochas foliadas características de zonas de fratura ou falhamentos, como já analisado no capítulo 6.

FIG. 33 - Variação de Fe e Mg em função de Al^{VI} em anfibólios cálcicos. Nos diagramas encontra-se representada a variação de Fe e Mg em função de Al^{VI} (número de cátions na fórmula estrutural) de anfibólios cálcicos de distintos tipos litológicos. Nesses diagramas, cada símbolo refere-se a composições de anfibólios de uma mesma amostra. Ver texto, para demais detalhes e considerações.

A composição dos ortoanfibólios analisados e sua variação em termos químicos e classificatórios é apresentada nos diagramas da Fig. 34, com especificação do número da amostra analisada e respectivo tipo petrográfico.

A distribuição dos pontos composicionais nos diagramas da Fig. 34 mostra, que em litologias originalmente portadoras de olivina, tende a ocorrer gedrita como o ortoanfibólio associado ao anfibólio cálcico, enquanto que em meta bronxitos e meta gabronoritos é antofilita o ortoanfibólio associado.

No diagrama da Fig. 35 verifica-se que também nos ortoanfibólios a relação $(Na+K):Al^{IV}$ afasta-se da proporção 1:1 (indicativa de substituições "edeníticas"), havendo alguns pontos que acompanham a reta indicativa de substituições "pargasíticas" (relação 1:2), porém a grande maioria dos pontos distribue-se entre as retas que indicam substituições na proporção 1:3 a 1:4, indicando a ocorrência de um maior número de substituições "tschermakíticas" concomitantemente a cada substituição "edenítica" no ortoanfibólio. Segundo Robinson *et alii* (1971) a maioria dos ortoanfibólios apresenta variações composicionais indicativas de substituições $(Na+K):Al^{IV}$ na proporção 1:4. (reta também assinalada no diagrama da Fig. 35). Em função dessas evidências, Robinson *et alii* (1971) consideram que os ortoanfibólios constituem uma série aparentemente contínua a temperaturas elevadas entre os termos:

onde $R^{2+} = Mg, Fe^{2+}, Mn \text{ e } Ca$

$\square$ = vacância

demonstrando não ocorrerem gedritas com composições correspondentes às da fórmula teórica ideal, fato constatado nos ortoanfibólios de Mangabal I e II.

De forma semelhante à descrita para os anfibólios cálcicos, também nos ortoanfibólios os termos mais aluminosos

FIG. 34 - Ortoanfibiólitos de litologias máficas e ultramáficas recrystalizadas dos complexos de Mangabal I e II, conforme a classificação de Leake (1978).

Cada símbolo refere-se a uma determinada amostra, cujo tipo petrográfico, encontra-se especificado na legenda da figura. Cada ponto projetado representa uma análise química pontual, sendo que os vários pontos de igual simbologia indicam anfibiólitos presentes em mesma amostra. Ver texto, para demais detalhes e considerações.

FIG. 35 - Variações composicionais de ortoanfíbólios em função da relação $(\text{Na}+\text{K})_A$ e Al^{IV} .

As retas representam variações composicionais devidas a substituições "edeníticas" (relação 1:1); a substituições "pargasíticas" (relação 1:2); a substituições comumente observadas em ortoanfíbólios (relação 1:4), determinada por Robinson *et alii* (1971). Os ortoanfíbólios analisados situam-se entre as retas que indicam substituições na proporção 1:3 e 1:4, com alguns pontos entre as retas correspondentes a substituições 1:2 e 1:3. Tal distribuição indica que deve ocorrer um maior número de substituições "tschermakíticas" para cada substituição "edenítica" no ortoanfíbólio.

tendem a apresentar valores da razão $Mg/Mg+Fe$ inferiores relativamente aos termos menos aluminosos, indicando substituição preferencial de Mg por Al^{VI} . Esta substituição preferencial em ortoanfibólios é ressaltada por Stout (1972); Robinson *et alii* (1971) e Robinson *et alii* (1982).

A presença de uma lacuna de miscibilidade nos termos de composição intermediária da série antofilita-gedrita é evidenciada por Robinson *et alii* (1971), Stout (1972) e Robinson *et alii* (1982). O *solvus* estimado por Robinson *et alii* (1971) encontra-se reproduzido no diagrama da Fig. 36, no qual foram plotados os pontos composicionais dos ortoanfibólios analisados. Em nenhuma amostra estudada foi constatada a coexistência de dois tipos de ortoanfibólios, como também nos ortoanfibólios analisados não foi observada a presença de lamelas de exsolução, embora sua existência seja possível a nível submicroscópico. Pelas composições químicas apresentadas, tudo indica que os ortoanfibólios desenvolvidos nas rochas dos complexos tenham composições *hiper solvus*, indicando temperaturas de formação relativamente elevadas, tomando-se como referência a temperatura de fechamento do *solvus*, estimada por Robinson *et alii* (1971), em torno de $600^{\circ}C$.

7.5.2.3. Associações a dois anfibólios

Associações mineralógicas portadoras de ortoanfibólios (da série antofilita-gedrita, analisados no item 7.5.2.2) e de clinoanfibólios (anfibólios cálcicos, analisados no item 7.5.2.1) são comumente observadas em meta olivina gabronoritos e em meta bronzititos, sendo ocasionalmente observadas em meta peridotitos e meta harzburgitos a clorita. Os meta gabronoritos comumente apresentam associações com dois tipos de anfibólios havendo contudo amostras portadoras somente de anfibólio cálcico. Nas rochas foliadas predominam ortoanfibólio e não serão consideradas na análise a seguir.

Nos diagramas da Fig. 37 encontram-se plotados pares de anfibólios (ortoanfibólio e clinoanfibólio) presentes em mesma amostra em função dos parâmetros $Ca/(Ca+R^2)_{M(4)}$ e

FIG. 36 - Variação da composição de ortoanfibólios em função da temperatura.

No diagrama encontra-se reproduzido o *solvus* estimado por Robinson *et alii* (1971), que limita a solução sólida contínua entre antofilita e gedrita a temperaturas relativamente elevadas, da ordem de 600-700°C. Os pontos projetados representam composições de ortoanfibólios presentes nas rochas dos complexos em estudo. Cada símbolo refere-se a anfibólios de uma mesma amostra, cujo tipo petrográfico encontra-se indicado na legenda da figura. Ver texto, para demais análises e considerações.

Al^{IV} , conforme especificado nas respectivas legendas. Nos anfibólios cálcicos, o parâmetro da ordenada apresenta valores próximos a 0,8, indicando que as posições M(4) não são totalmente preenchidas por Ca, devendo ocorrer Fe e/ou Mg nessas posições. Esses anfibólios, no caso, devem conter componente pobre em cálcio, em sua composição. De mesma forma, o valor do parâmetro da ordenada indica que os ortoanfibólios associados apresentam Ca em M(4), e portanto devem conter anfibólio rico em cálcio, em sua composição. Comparativamente, a proporção de componente pobre em cálcio contido nos anfibólios cálcicos é relativamente superior à proporção do componente cálcico contido no ortoanfibólio associado.

No caso de anfibólios da série actinolita-cummingtonita, Cameron (1975) demonstra experimentalmente que a solubilidade do componente pobre em cálcio (cummingtonita) no anfibólio cálcico (actinolita) aumenta gradativamente com a temperatura (de 4 a 15 mol por cento de cummingtonita, no intervalo de 500 a 600°C), enquanto que a porcentagem do componente cálcico (actinolita) na cummingtonita mantém-se relativamente constante (em torno de 10 mol por cento de actinolita) no intervalo de temperatura considerado. Em anfibólios da série tremolita-pargasita, Oba (1980) descreve que os anfibólios cálcicos sintetizados a temperaturas mais elevadas apresentam maior conteúdo em componente pobre em cálcio (cummingtonita) relativamente aos obtidos a temperaturas inferiores. Dos dados expostos, as relações evidenciadas nos diagramas da Fig. 37 podem refletir associações de anfibólios formados a temperaturas relativamente elevadas, nas quais o grau de saturação do componente pobre em cálcio no anfibólio cálcico é relativamente superior ao do componente rico em cálcio no ortoanfibólio associado.

Um aspecto já apontado na Fig. 34, ressaltado também nos diagramas da Fig. 37, é a ocorrência de ortoanfibólios com composições no campo das gedritas, em associações derivadas de tipos litológicos originalmente portadores de olivina, enquanto que nos demais tipos litológicos, os ortoanfibólios da associação apresentam composições no campo das antofilitas.

FIG. 37 - Variação da composição química de ortoanfíbólios e anfíbólios cálcicos associados.

A variação da composição de anfíbólios cálcicos e de ortoanfíbólios associados encontra-se expressa em função da relação $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{R}^{2+})_{\text{M}(4)}$ e Al^{IV} , que reflete a porcentagem de componente cálcico e componente ferro-magnésiano presente na composição dos anfíbólios. Cada símbolo relaciona os anfíbólios presentes numa mesma amostra, cuja numeração e tipo petrográfico encontra-se discriminado na legenda das respectivas figuras. As linhas unem orto e clinofanfíbólios presentes em mesma associação mineralógica. Ver texto para demais considerações.

A distribuição dos cátions Ca, Fe e Mg entre pares de anfibólios encontra-se representada no diagrama da Fig. 38, na qual encontra-se também plotado o campo aproximadamente ocupado por anfibólios pargasíticos de litologias ultramáficas e de litologias máficas (campo tracejado P₁ e P₂, respectivamente).

Evidencia-se nesse diagrama que, de forma semelhante ao que ocorre nos piroxênios, o anfibólio cálcico apresenta relação $Mg/Mg+Fe$ superior à apresentada pelo respectivo ortofanfibólio associado, seja antofilita ou gedrita. O efeito da presença de Fe^{3+} , em maior quantidade nos anfibólios cálcicos, só tenderá a salientar tal tendência. Outro aspecto observado nesse diagrama, embora menos evidenciado devido ao limitado número de análises, é o fato das "tie-lines" que ligam antofilita ao respectivo anfibólio cálcico associado, terem inclinação diferente (maior) das que ligam gedrita ao anfibólio cálcico associado, indicando composições mais magnesianas para as antofilitas, relativamente às gedritas. Conforme já analisado, o valor da razão $Mg/Mg+Fe$ apresentada pelos termos mais aluminosos é relativamente inferior ao apresentado pelos termos menos ou não aluminosos, devido à substituição preferencial de Mg por Al^{VI} na estrutura cristalina. Essas substituições preferenciais respondem pelo relativo enriquecimento em Mg nas antofilitas.

A distribuição dos pontos composicionais dos anfibólios no diagrama da Fig. 38 apresenta "trend" de gradativo enriquecimento em Fe, dos termos ultramáficos aos máficos. Embora contidos em litologias recristalizadas, os anfibólios parecem refletir o "trend" apresentado pelos piroxênios ígneos presentes nas rochas dos complexos (Fig. 26) ou seja, os anfibólios de litologias ultramáficas são os mais magnesianos (campo P₁, círculos cheios e triângulos); os termos intermediários, já com certo enriquecimento em Fe, são representados por anfibólios de litologias derivadas de olivina gabronoritos (campo P₂, e círculos vazios), e os anfibólios mais enriquecidos em Fe ocorrem em litologias derivadas de gabronoritos (quadrados).

FIG. 38 - Distribuição de Ca, Fe e Mg em ortoanfibólios e anfibólios cálcicos associados.

Cada símbolo representa um tipo litológico, conforme especificado na legenda da figura; as linhas unem ortoanfibólios e anfibólios cálcicos presentes em mesma amostra. Os campos delimitados por uma linha tracejada, representam os campos composicionais de pargasitas de rochas ultramáficas (P₁) e de rochas máficas (P₂), desenvolvidas no estágio coronítico.

7.6. Cloritas

Cloritas ocorrem em meta peridotitos a clorita (Mangabal I) e em meta harzburgitos a clorita (Mangabal II), nos quais constituem a principal fase aluminosa da associação mineralógica desses tipos petrográficos. A presença de clorita é também observada em hornblenda-clorita-bronzita xistos (rochas foliadas), em porcentagens subordinadas.

As análises químicas dessa fase mineral encontram-se listadas nas tabelas 3-H, 8-D e 9-F.

Composicionalmente, correspondem ao termo clinocloro, segundo a classificação de Hey (1954, in Deer *et alii*, 1977, pg. 233), caracterizadas pelos parâmetros $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg) < 0,2$, $(Fe^{2+}+Fe^{3+}) < 2,4$ e Si entre 5,6 e 6,2 (número de átomos na fórmula estrutural).

As cloritas presentes nas associações analisadas apresentam teor de Al^{IV} entre 2,1 e 2,4, pouco superior ao contido no clinocloro ideal ($Mg_{10}Al_2Al_2Si_6O_{10}(OH)_8$). O aumento do Al^{IV} em cloritas magnesianas com o aumento do grau metamórfico é analisado por Frost (1975), observando teores máximos de Al^{IV} da ordem de 2,4 para cloritas coexistentes com olivina-enstatita-espínélio. O aumento do teor de Al_2O_3 em cloritas magnesianas, com o aumento da temperatura, a pressões superiores a 4 Kbar (P_{H_2O}), é também descrito por Jenkins (1981), a partir de dados experimentais.

A relação Fe: Mg da clorita mostra forte correlação com a da olivina (Fig. 39), definindo um K_d clorita-olivina de 0,4, semelhante ao obtido por Frost (1975) em rochas com semelhante associação mineralógica. A partição de Fe e Mg entre olivina e as demais fases minerais participantes da associação clorítica encontra-se também representada no diagrama da Fig. 39, na qual verifica-se que um valor da ordem de 0,9 pode ser estimado para o K_d ortopiroxênio-olivina, valor normalmente observado para pares de ortopiroxênio-olivina em diferentes paragêneses metamórficas, sugerindo que a distribuição desses elementos nesses minerais é pouco sensível a variações de temperatura (Frost, 1975). No caso dos anfibólios, a

FIG. 39 - Partição de Fe e Mg entre olivina e clinoclóro.

A partição de Fe e Mg entre olivina e clinoclóro é ressaltada nesse diagrama, obtendo-se um valor de 0,4 para o K_d clorita-olivina. Semelhante relação para as demais fases minerais participantes da associação encontra-se também representada no diagrama, de forma a fornecer uma comparação dos valores do coeficiente de partição entre ortopiroxênio, clinopiroxênio e ortoanfibólio com olivina.

relação Fe: Mg apresenta valores relativamente variáveis (esse parâmetro, como já analisado no item anterior, varia em função do número de substituições tschermarkíticas no anfibólio). De forma geral, observa-se que o K_d anfibólio-olivina tende a apresentar valores próximos, pouco inferiores ao K_d ortopiroxênio-olivina, enquanto que o K_d ortoanfibólio-olivina tende a apresentar valores semelhantes, porém superiores aos definidos pelo K_d ortopiroxênio-olivina.

7.7. Micas

A presença de mineral micáceo é observada em praticamente todos os tipos litológicos constituintes dos complexos, sempre em porcentagens subordinadas. Nos termos ígneos reliquiais, esses minerais ocorrem associados às demais fases que constituem o material intercumulus; nos equivalentes recrystalizados, a presença de micas incolores é ocasionalmente observada na associação.

Nas rochas próximas a zonas de fratura e/ou falhamento, nas quais houve introdução de veios de natureza granítica, a presença de mineral micáceo acastanhado é mais pronunciada, contudo, sua formação é localizada e vinculada a efeitos de contaminação. Essas micas não serão consideradas na análise a seguir.

As amostras e respectivo tipo petrográfico nas quais essa fase mineral foi analisada encontram-se relacionadas nas tabelas 3, 9, 10 e 11; sendo que as respectivas análises químicas encontram-se listadas nas tabelas 3-K, 9-G, 10-E e 11-D.

No diagrama da Fig. 40 verifica-se que, de forma geral, as micas analisadas apresentam composições no campo das flogopitas, segundo a classificação apresentada por Deer *et alii* (1977, pg. 212). As flogopitas de litologias ultramáficas apresentam as composições mais magnesianas, apresentando valores da razão Fe/Fe+Mg em torno de 0,1. Nos olivina gabronoritos e equivalentes recrystalizados as micas apresentam razão Fe/Fe+Mg entre 0,2 e 0,3, ainda no campo das flogopitas. Nos gabronoritos e equivalentes recrystalizados, as micas apresen

FIG. 40 - Variações composicionais das micas nos diferentes tipos litológicos constituintes dos complexos.

tam maior variação composicional, variando de flogopitas a biotitas com o aumento da razão $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ que, nesse tipo litológico, chega a alcançar valores da ordem de 0,5 (Fig. 40).

7.8. Ilmenitas

A presença de ilmenitas é comumente observada nas rochas ígneas reliquias, nas quais ocorre como mineral intercumulus, em porcentagens subordinadas. Nos tipos litológicos recristalizados, a ilmenita ocorre como mineral acessório nas diversas paragêneses então desenvolvidas pelos processos pós ígneos.

Nas Tabelas 3-L, 9-H, 10-F e 11-E encontram-se listadas as análises químicas de ilmenitas de amostras representativas de diferentes tipos petrográficos, conforme especificado nas tabelas 3, 9, 10 e 11, respectivamente.

No que concerne às variações composicionais apresentadas por esse mineral nos diversos tipos litológicos (Fig. 41), destacam-se os seguintes aspectos:

a) as ilmenitas de litologias ultramáficas são predominantemente constituídas pelo componente FeTiO_3 , com MgTiO_3 variando de 10 a 20 mol % e Fe_2O_3 em porcentagem subordinada, geralmente abaixo de 10 mol % (Fig. 41A). O componente MnTiO_3 ocorre em porcentagem restrita, comumente de 1 a 2 mol % (Fig. 41B). O "trend" apresentado por essas ilmenitas mostra que o aumento no componente FeTiO_3 é acompanhado pelo concomitante decréscimo dos componentes MgTi_3 e Fe_2O_3 , sendo que o componente MgTiO_3 , nessas ilmenitas, é predominante em relação ao componente Fe_2O_3 . Os diagramas 41A e 41B mostram que as ilmenitas de litologias ultramáficas apresentam maior porcentagem do componente MgTiO_3 relativamente às ilmenitas presentes nos demais tipos litológicos;

b) nos olivina gabro noritos e equivalentes recristalizados, as ilmenitas são também predominantemente constituídas pelo componente FeTiO_2 , com MgTiO_3 e Fe_2O_3 em porcentagens subordinadas (ambos variando de 2 a 10 mol % - Fig. 41A) e com porcentagens restritas de MnTiO_3 (de 1 a 2 mol % - Fig. 41B).

41B). O "trend" composicional apresentado pelas ilmenitas nesse tipo litológico é semelhante ao das ilmenitas de litologias ultramáficas, isto é, o aumento no componente FeTiO_3 é acompanhado pelo decréscimo dos componentes MgTiO_3 e Fe_2O_3 . Contudo, nessas ilmenitas, estes dois últimos componentes ocorrem em porcentagens semelhantes (Fig. 41A). Relativamente às ilmenitas presentes nos demais tipos litológicos, essas ilmenitas apresentam porcentagens intermediárias do componente MgTiO_3 (Figs. 41A e B).

c) as ilmenitas de gabronoritos e equivalentes re-cristalizados apresentam composições variando entre os termos FeTiO_3 e Fe_2O_3 , predominando o primeiro componente (Fig. 41A). O componente MgTiO_3 ocorre em porcentagens restritas (até 5 mol %, Fig. 41A). MnTiO_3 também participa em porcentagem restrita, geralmente entre 1 a 5 mol % (Fig. 41-B). O "trend" apresentado por essas ilmenitas mostra que as variações composicionais devem-se essencialmente a variações entre os componentes FeTiO_3 e Fe_2O_3 ; os demais componentes são subordinados e permanecem relativamente constantes. Essas ilmenitas são as que apresentam menores porcentagens do componente MgTiO_3 da suíte analisada (Fig. 41A e B), e que tendem a composições mais ricas em Fe_2O_3 (Fig. 41A).

As variações composicionais apresentadas pelas ilmenitas analisadas são compatíveis às descritas por Haggerty (1976) para ilmenitas de suítes básicas, nas quais a maior parte apresenta composições entre os termos FeTiO_3 - Fe_2O_3 (predominando FeTiO_3) ressaltando o aumento do componente MgTiO_3 nas ilmenitas de suítes ultramáficas.

Nas amostras estudadas, as ilmenitas apresentam semelhante variação, destacando-se que o componente MgTiO_3 ocorre em maior porcentagem nas ilmenitas de litologias ultramáficas, decrescendo nas ilmenitas de olivina gabronoritos e atingindo os menores valores nas ilmenitas de gabronoritos, as quais apresentam então composição variando essencialmente entre os termos FeTiO_3 e Fe_2O_3 e com Fe_2O_3 crescendo na mesma sequência de decréscimo do componente MgTiO_3 .

FIG. 41 - Variações composicionais de ilmenitas nos diferentes tipos litológicos constituintes dos complexos.

Nos diagramas encontra-se representada a variação composicional das ilmenitas, expressa em função da porcentagem molar dos componentes MgTiO_3 (geikielita) - Fe_2O_3 (hematita) - FeTiO_3 (ilmenita) - (diagrama A), e de MgTiO_3 - FeTiO_3 - MnTiO_3 (pirofanita) - (diagrama B). Cada ponto projetado representa uma análise química pontual.

7.9. Sulfetos

Em Mangabal I os minerais do grupo dos sulfetos ocorrem em quantidade bastante limitada, sendo um pouco mais abundantes nas litologias ultramáficas constituintes deste complexo (peridotitos feldspáticos e equivalentes recristalizados), sendo que os dados analíticos disponíveis (Tabela 3 e 3-N) restringem-se os sulfetos dessas litologias ultramáficas.

Nas amostras analisadas, os sulfetos ocorrem como agregados, em sua maioria constituídos por três distintas fases sulfetadas. Os agregados apresentam geralmente formas globulares e ocorrem disseminados na rocha, ocupando os interstícios intercumulus.

Nos agregados predomina uma fase fortemente anisótropa, com propriedades ópticas semelhantes à da pirrotita, contudo, as análises químicas referentes a essa fase (Tabela 3-N, análises 1, 2, 11, 12 e 15) mostram que a razão metal/S apresenta valores próximos ou mesmo superiores a 1,0, podendo tratar-se de troilita (FeS -hexagonal) ou de mackinawita (FeS_{1-x} -tetragonal), minerais opticamente semelhantes à pirrotita (Fe_xS -hexagonal ou monoclinica) (Uytenbogaardt e Burke, 1971).

Associados à fase anisótropa, ocorrem grãos de pentlandita e calcopirita. As análises químicas dos grãos de pentlandita mostram uma variação composicional bastante ampla, como pode ser observado nos diagramas da Fig. 42 (diagramas 42-A e 42-B) e nas análises químicas de n°s 3, 4, 5, 6, 7, 9, 13, 14, 17, 18, 19 e 20 da Tabela 3-N. De modo geral, embora ocorram pontos composicionais representativos de pentlandita (Figs. 42-A e 42-B; análises 3, 5, 7 e 20), a maioria dos pontos projeta-se em posições intermediárias entre a pentlandita e a calcopirita (Fig. 42-A e 42-B; análises 4, 6, 7, 9, 13, 14, 17, 18 e 19 - Tabela 3-N), sendo que alguns pontos apresentam também certo desvio em direção ao ponto composicional da pirrotita (?) (Fig. 42-A e 42-B - análises 6, 13 e 17 - Tabela 3-N). Tais resultados podem ser causados pela presença de lamelas extremamente finas de calcopirita na pentlandita, aspecto textural observado em alguns grãos de pentlandita, em -

tretanto, a presença de eventuais lamelas de pirrotita (?) na pentlandita não pode ser observada com os métodos analíticos utilizados, não excluindo-se sua eventual presença, em dimensões sub microscópicas.

Em função dos resultados analíticos e das feições texturais observadas, as análises químicas das pentlanditas que mostram resultados analíticos compatíveis com misturas das fases minerais foram recalculadas, admitindo-se que todo o Cu presente nas análises químicas esteja contido na calcopirita, em proporções estequiométricas (1Cu:1Fe:2S). Após a extração da calcopirita, a fração de elementos restante pode mostrar razão metal/S próxima a 9:8, compatível com a da pentlandita (análises 4, 7, 9, 14, 18 e 19), indicando tratar-se de misturas de calcopirita e pentlandita, ou pode apresentar razão metal/S superior à razão 9:8, indicando a possível participação de Fe_xS (pirrotita?, troilita?, mackinawita?) no grão de pentlandita analisado (análises 6, 13 e 17 - Tabela 3-N, por exemplo).

Tais resultados são apresentados na coluna inferior da Tabela 3-N, na qual o possível mineral e a proporção metal/S encontra-se calculada, e na qual verifica-se que, após a extração da calcopirita, a relação Fe/Ni das pentlanditas calculadas (pentlanditas das análises 4, 7, 9, 14, 18 e 19) aproxima-se da razão Fe/Ni das pentlanditas das análises 3, 5, 7 e 20 (Tabela 3-N, grãos estequiometricamente homogêneos), cujo valor varia entre 0,53 e 0,58 (em % atômica). Nessa associação, a pentlandita é a eventual fase portadora de cobalto (da ordem de 1% em peso - Tabela 3-N).

No que concerne à calcopirita, essa fase, além de ocorrer como finas lamelas na pentlandita, pode desenvolver cristais anedrais próprios, associados tanto à fase anisótropa (pirrotita?) como à pentlandita, apresentando composições químicas uniformes, próximas às estequiométricas (análises 8 e 10 da Tabela 3-N e Figs. 42-A e 42-B).

Em Mangabal II, a ocorrência de sulfetos é observada em praticamente todos os tipos litológicos presentes, sendo particularmente abundantes na seqüência ultramáfica consti

FIG. 42 - Variações composicionais dos sulfetos presentes nos complexos de Mangabal I e II representadas nos diagramas ternários Fe-Ni-S (Fig. 42-A e 42-B) e Cu-Fe-S (Fig. 42-C e 42-D), em % em peso. Os diagramas A e B referem-se a sulfetos presentes em litologias ultramáficas de Mangabal I e II; os diagramas C e D, a sulfetos em litologias máficas de Mangabal II. Abreviações: pentl = pentlandita; ccp = calcopirita; pi = pirita; po = pirrotita.

tuínte do complexo (harzburgitos feldspáticos, bronzititos feldspáticos e respectivos equivalentes recristalizados).

Nas litologias máficas (olivina gabronoritos, gabronoritos e respectivos equivalentes recristalizados), os sulfetos ocorrem em porcentagem restrita, variável de amostra para amostra, comumente como agregados de calcopirita, pirrotita, pentlandita e pirita disseminados na rocha. Nas amostras não foliadas nota-se que os agregados sulfetados apresentam comumente contornos ovalados a globulares, ocupando interstícios intercumulus.

Nos gabronoritos e derivados (Tabela 11-G) os agregados apresentam calcopirita, pirrotita, pentlandita e pirita, nos quais calcopirita e pirrotita constituem as fases predominantes. A pentlandita apresenta razão Fe/Ni da ordem de 0,44-0,46, sendo a eventual fase portadora de Co em porcentagens restritas, da ordem de 1% em peso (Tabela 11-G). A pirrotita apresenta razão metal/S da ordem de 0,88 a 0,90, podendo apresentar entre 1% a 1,5% de Ni. Calcopirita e pirita apresentam composições próximas às estequiométricas.

Nos olivina gabronoritos e equivalentes recristalizados, os agregados sulfetados são também constituídos por associações de calcopirita, pirrotita, pentlandita, e pirita em porcentagens diversas, com predominância de calcopirita e pirrotita. As análises químicas disponíveis (Tabela 10-H) mostram que a pirrotita apresenta razão metal/S da ordem de 0,89, sendo eventual fase portadora de Ni (da ordem de 1% em peso); calcopirita e pirita apresentam composições próximas às estequiométricas.

Dentro do contexto de Mangabal II, as seqüências ultramáficas (harzburgitos feldspáticos, bronzititos feldspáticos e respectivos equivalentes recristalizados) são indubitavelmente as litologias portadoras das maiores concentrações de minerais de sulfetos. Entretanto, mesmo nessas seqüências, essas concentrações ocorrem de forma muito heterogênea, variando, ao longo da seqüência, de simples disseminações a zonas de alta concentração em sulfetos.

Nessas litologias ultramáficas, de modo geral, as

fases sulfetadas ocorrem como agregados polifásicos, nos quais pirrotita e pentlandita constituem as fases mais abundantes, com calcopirita e pirita em porcentagens bastante subordinadas. Quando disseminados na rocha, os agregados sulfetados tendem a apresentar formas nodulares a globulares, distribuídos nos interstícios intercumulus. Em amostras com maior concentração em sulfetos, essas fases chegam localmente a ocupar todo o espaço intercumulus, como que cimentando as fases cumulus silicatadas, em arranjo semelhante a "net texture" (Stanton, 1972, Naldrett, 1979). Em várias amostras são também observados intercrescimentos entre sulfetos e silicatos. Tais intercrescimentos são caracterizados por ortopiroxênio intercumulus rico em inclusões vermiculares de calcopirita e pirrotita, em arranjo semelhante a um intercrescimento mirmequítico.

As análises químicas das fases sulfetadas (Tabela 9-J) mostram que as pirrotitas apresentam, em sua maioria, razão metal/S entre 0,8-0,9, contudo, em algumas amostras (amostras 108/41, 108/8, 180/54 - Tabela 9-J), tal razão alcança valores próximos ou superiores a 1,0, sugerindo eventual presença de troilita ou mackinawita na associação sulfetada de tais amostras. As pirrotitas podem apresentar Ni em sua composição, geralmente em porcentagens bastante restritas, da ordem de 1% e 2% em peso. A presença de finas lamelas de pentlandita em pirrotita é esporadicamente observada em algumas amostras. Tais lamelas se originam ao longo da interface entre grãos de pentlandita e pirrotita contíguos, e adentram a pirrotita sob a forma de chamas.

As pentlanditas dos agregados sulfetados presentes nesses tipos litológicos apresentam razão Fe/Ni da ordem de 0,45 a 0,53, sendo eventuais fases portadoras de Co (da ordem de 1% a 2% em peso). Calcopirita e pirita, fases em menor porcentagem na associação, apresentam composições próximas às estequiométricas, sendo que a pirita pode ocasionalmente apresentar 1% a 2% em peso de Co em sua composição (Tabela 9-J).

De forma geral, o conjunto de amostras analisado mostra que os agregados sulfetados presentes nos diferentes tipos litológicos do complexo de Mangabal II são constituídos essencialmente pelas mesmas fases minerais (pirrotita, pentlan-

dita, calcopirita e pirita) entretanto, a proporção relativa entre essas fases varia em função do tipo litológico considerado, ou seja, nas litologias ultramáficas predominam pirrotita e pentlandita, enquanto que nas litologias máficas passam a predominar calcopirita e pirita ou pirrotita, com pentlandita subordinada.

A variação química das fases sulfetadas presentes nos distintos tipos litológicos constituintes do complexo de Mangabal II pode ser analisada a partir dos diagramas da Fig. 42, nos quais verifica-se que as pentlanditas das litologias ultramáficas (Fig. 42-B) apresentam maior variação composicional do que as pentlanditas de litologias máficas, (Fig. 42-D), o mesmo sendo observado com relação ao campo composicional da pirrotita, com maior variação nas litologias ultramáficas (Fig. 42-A e 42-B) que nas litologias máficas (Fig. 42-C e 42-D). As pirritas e calcopiritas, seja nas litologias ultramáficas, seja nas máficas, apresentam campo composicional semelhante e igualmente restrito (Fig. 42-A e 42-C).

Conforme analisado por Craig e Kullerud (1969) e Craig e Scott (1974), e dentro das restrições devidas às limitações analíticas, as associações sulfetadas presentes nas rochas dos complexos em estudo são compatíveis com as associações previstas pelas relações de fase nos sistemas Fe-Ni-S, Fe-Cu-S e Fe-Cu-Ni-S no campo de temperaturas baixas, sendo associações comumente observadas em depósitos de sulfetos de Ni e Cu associados a complexos máfico ultramáfico diferenciados, e consideradas como de origem magmática. A estimativa da temperatura do reequilíbrio final dos sulfetos é dependente da natureza da fase Fe_xS (pirrotita hexagonal?, pirrotita monoclinica?, troilita?, mackinawita?) cuja exata determinação não pode ser resolvida através dos métodos analíticos utilizados.

A par das considerações de caráter químico-mineralógicas, a concentração preferencial dos sulfetos nas seqüências basais (ultramáficas) dos complexos, a forma globular dos agregados sulfetados disseminados, e a conspícua presença de sulfetos preenchendo os interstícios intercumulus entre as fases silicatadas da rocha ("net textures"), feições texturais

comumente observadas nas amostras não foliadas das sequências ultramáficas de Mangabal II, são evidências adicionais apontadas por Nardrett (1973, 1979) como indicativas de origem magmática para as fases sulfetadas.

Muito embora a origem das concentrações sulfetadas presentes nos complexos em estudo não esteja devidamente estabelecida, e tendo em mente que muitas das feições originais devem ter sido modificadas pelos processos tectônicos pós-ígneos (causando remobilizações e modificações mineralógicas e texturais), os aspectos acima citados sugerem que os sulfetos originam-se a partir da separação (imiscibilidade de líquidos), segregação e cristalização de um líquido sulfetado a temperaturas elevadas. As fases sulfetadas então cristalizadas a alta temperatura teriam sofrido subsequentes reequilíbrios, até gerar associações estáveis a temperaturas relativamente baixas, correspondentes às associações ora observadas nas rochas dos complexos.

7.10. Outros minerais

Dentre os demais minerais presentes nas rochas dos complexos destaca-se a presença de *dolomita* reconhecida em amostras portadoras de associações coroníticas ou a espinélio, sendo particularmente observada em meta peridotitos a espinélio e em meta harzburgitos a espinélio; *rutílo*, observado em meta olivina gabronoritos e em meta gabronoritos, e de *quartzo*, fase participante da associação mineralógica desenvolvida nos metagabronoritos.

Mineral do grupo da serpentina e magnetita ocorrem como produtos de alteração da olivina, sendo a serpentinização, em termos gerais, processo bastante incipiente no conjunto de amostras analisado.

8. COMPOSIÇÃO QUÍMICA DAS ROCHAS CONSTITUINTES DOS COMPLEXOS

Análises químicas de rochas constituintes dos complexos foram efetuadas de forma a avaliar o quimismo apresentado pelos principais tipos petrográficos constituintes dos complexos, englobando desde termos ígneos reliquiais até seus equivalentes recristalizados. A descrição das amostras e as respectivas análises químicas encontram-se listadas nas Tabelas 13 e 14, para cada complexo, respectivamente.

8.1. Características químicas

A variação química apresentada pelos diferentes tipos petrográficos analisados pode ser avaliada a partir dos diagramas da Fig. 43, nos quais os dados analíticos encontram-se projetados em função do parâmetro $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}$ (em porcentagem e peso).

Numa primeira análise verifica-se que, de forma geral, os diferentes tipos petrográficos apresentam características químicas próprias, que os individualizam e distinguem.

Peridotitos feldspáticos e equivalentes recristalizados (Mangabal I) e harzburgitos feldspáticos e equivalentes recristalizados (Mangabal II) apresentam semelhante campo de variação química, particularmente no que concerne elementos maiores. Tal semelhança é esperada pois ambos representam mesmo tipo de cumulado (olivina-cromo espinélio cumulado). Ambos apresentam variação semelhante da relação $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}$, entre 0,30 e 0,40; os peridotitos feldspáticos tendem a exibir teores mais elevados em CaO e Al_2O_3 e menores em SiO_2 , relativamente aos harzburgitos feldspáticos. Essa diferença é reflexo da natureza e da abundância das fases intercumulus, ou seja, plagioclásio nos peridotitos feldspáticos, e ortopiroxênio nos harzburgitos feldspáticos.

Bronzititos feldspáticos e equivalentes recristalizados (Mangabal II), distinguem-se pelo teor de SiO_2 nitidamente maior que o apresentado pelos tipos ultramáficos acima analisados. No que concerne elementos maiores, são, no restante, semelhantes aos harzburgitos feldspáticos.

TABELA 13

ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHA TOTAL - MANGABAL I

OLIVINA GABRONORITOS E DERIVADOS

GABRONORITOS E DERIVADOS

	1.1	10.1.A1	10.1.A2	10.1.B1	10.1.B2	10.12	10.13	10.15	1.3	1.6
O ₂	46,74	47,66	47,65	48,41	47,76	48,64	48,52	46,08	50,50	51,83
2O ₃	19,84	20,36	19,79	17,59	20,10	21,72	18,46	16,63	9,23	16,65
O ₂	0,99	0,60	0,66	0,79	0,70	0,62	0,54	0,54	0,45	0,28
SO*	9,90	8,75	8,66	8,16	8,20	7,13	6,76	9,90	11,64	8,62
IO	0,13	0,13	0,15	0,13	0,12	0,11	0,13	0,13	0,18	0,18
3O	9,85	10,21	9,66	10,06	10,40	9,32	9,40	14,19	14,62	11,78
10	8,84	9,42	9,77	10,41	9,60	9,58	11,43	8,45	11,02	10,10
12O	3,05	3,27	3,17	3,01	3,61	3,26	2,99	2,69	1,28	2,17
2O	0,17	0,12	0,13	0,12	0,12	0,14	0,12	0,11	0,18	0,18
.f**	0,26	0,24	0,20	0,38	0,22	0,32	0,65	0,47	0,37	0,26
total	99,77	100,76	99,84	99,06	100,83	100,84	99,00	99,19	99,37	99,93
Cr(ppm)	185	301	171	321	232	246	691	191	102	485
Ni	149	157	134	149	141	141	149	306	141	110
Cu	96	127	447	136	88	80	80	343	407	136
Co	94	78	102	86	86	78	78	94	94	55
$\frac{\text{FeO}}{\text{FeO}+\text{MgO}}$	0,50	0,46	0,47	0,45	0,44	0,43	0,42	0,41	0,44	0,42

GABRONORITOS E DERIVADOS

PERIDOTITOS FELDSPÁTICOS E DERIVADOS

ANTOFILITA XISTOS

	10.2	10.11	1.8	1.10	10.6	1.11	10.16	10.3	10.10	10.14
SiO ₂	51,93	52,35	43,05	41,68	42,41	43,95	39,70	54,37	52,48	50,14
Al ₂ O ₃	11,68	14,39	9,42	7,72	8,28	8,01	5,68	3,20	7,08	5,15
TiO ₂	0,35	0,29	0,46	0,30	0,49	0,64	0,69	0,38	0,58	0,88
FeO*	9,67	8,59	13,50	12,33	14,28	13,12	15,52	11,77	9,19	14,62
MnO	0,15	0,13	0,14	0,17	0,13	0,17	0,18	0,21	0,15	0,35
MgO	13,90	12,18	22,42	28,52	22,58	25,14	27,55	20,32	19,20	16,03
CaO	10,24	9,57	4,69	4,13	4,34	5,07	5,69	2,11	7,66	9,40
Na ₂ O	1,60	2,18	0,67	0,36	0,45	0,93	0,42	0,24	0,83	0,40
K ₂ O	0,15	0,13	0,20	0,07	0,08	0,10	0,07	0,02	0,07	0,06
p.f**	0,48	0,16	5,30	5,06	5,96	2,39	5,05	2,09	2,43	2,09
Total	100,06	99,92	99,85	100,34	99,00	99,52	100,55	94,71	99,67	99,12
Cr(ppm)	485	403	1272	738	1224	1053	1402	848	1539	431
Ni	110	55	1021	1045	1147	1155	12296	173	565	330
Cu	64	48	231	120	351	104	144	80	80	48
Co	78	102	134	118	118	126	157	94	134	118
$\frac{\text{FeO}}{\text{FeO}+\text{MgO}}$	0,41	0,41	0,37	0,30	0,39	0,34	0,36	0,36	0,32	0,47

* Fe total = FeO

**p.f = perda ao fogo

AMOSTRAS: 1.1; 10.12; 10.13; 10.15 - Olivina gabronoritos; 10.1.A1 e 10.1.A2 - meta olivina gabronoritos coroníticos.

AMOSTRAS: 10.1.B1 e 10.1.B2 - meta olivina gabronoritos; 1.3; 1.6; 10.2; 10.11 - gabronoritos; 10.6 - peridotito feldspático.

AMOSTRAS: 1.8; 1.10 - meta peridotitos a clorita; 1.11; 10.16 - meta peridotitos a clorita com foliação incipiente.

AMOSTRAS: 10.3 e 10.10 - antofilita xistos; 10.14 - antofilita-hornblenda xisto.

TABELA 14
ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHA TOTAL - MANGABAL II

	OLIVINA GABRONORITOS E DERIVADOS									GABRONORITOS E DERIVADOS				
	196/7	196/9	196/10	196/13	196/21	196/27	196/28	196/33	2.11	196/40	196/42	4W/1	4W/16	4W/23
SiO ₂	48,36	47,29	47,71	47,71	47,95	48,38	47,08	48,20	48,01	51,25	49,97	49,79	47,37	49,91
Al ₂ O ₃	20,84	19,74	20,06	20,55	19,22	21,26	20,60	21,20	20,22	20,96	19,44	18,80	18,86	18,82
TiO ₂	0,68	0,63	0,52	0,70	0,74	0,65	0,86	0,51	0,73	0,46	0,57	0,62	1,66	0,84
FeO*	7,33	8,98	8,10	8,03	8,98	7,29	8,90	7,20	8,07	5,32	8,59	9,06	10,82	8,64
MnO	0,13	0,12	0,13	0,12	0,13	0,13	0,12	0,08	0,12	0,08	0,10	0,99	0,13	0,13
MgO	9,25	10,41	10,31	9,79	10,12	8,73	9,95	9,151	9,18	7,88	7,27	8,07	6,55	6,68
CaO	9,64	8,59	9,36	9,31	9,21	9,94	8,63	10,07	9,87	10,32	9,31	8,83	9,41	10,23
Na ₂ O	3,37	2,78	2,93	3,18	2,87	3,26	2,95	3,50	3,16	3,35	3,36	3,21	3,17	3,78
K ₂ O	0,17	0,13	0,15	0,17	0,13	0,16	0,15	0,14	0,18	0,07	0,27	0,69	0,19	0,18
p.f**	0,96	1,05	1,21	0,87	0,25	0,84	1,13	0,42	0,31	0,51	1,77	0,71	0,96	0,55
Total	100,73	99,72	100,48	100,43	99,60	100,64	100,37	100,83	99,85	100,20	100,65	100,77	99,12	99,76
Cr (ppm)	41	403	68	54	68	41	41	54	48	116	102	356	178	157
Ni	125	94	141	149	141	400	149	125	125	78	110	817	94	70
Cu	88	56	135	118	151	48	24	135	103	191	175	399	112	128
Co	78	55	133	110	149	47	23	133	102	78	102	110	86	86
$\frac{\text{FeO}}{\text{FeO}+\text{MgO}}$	0,44	0,46	0,44	0,45	0,47	0,45	0,47	0,43	0,47	0,40	0,54	0,53	0,62	0,56
	GABRONORITOS E DERIVADOS									HARZBURGITOS FELDSPÁTICOS E DERIVADOS				
	4W/25	180/6	180/25	180/29	108/1	108/26	108/27	2.9	2.8	108/8	108/28	108/29	108/30	108/31
SiO ₂	49,91	51,51	51,24	51,44	51,19	50,80	49,47	51,63	50,21	43,00	46,04	46,89	48,40	49,17
Al ₂ O ₃	19,11	19,06	19,22	16,56	13,58	19,22	19,28	16,48	17,61	6,73	6,82	3,81	5,07	4,59
TiO ₂	1,48	0,40	0,40	0,44	0,40	0,71	0,81	0,78	1,06	0,32	0,48	0,69	0,66	0,68
FeO*	9,09	5,14	7,20	8,74	11,20	8,67	7,65	8,39	10,23	14,88	14,58	16,11	15,40	14,70
MnO	0,14	0,10	0,11	0,12	0,23	0,13	0,13	0,16	0,19	0,16	0,18	0,20	0,20	0,21
MgO	6,63	7,52	9,13	11,38	13,65	8,45	7,82	8,06	6,99	25,63	23,96	23,63	23,80	24,57
CaO	9,31	11,04	10,04	8,42	7,79	8,27	9,04	10,78	9,07	2,98	3,98	5,23	3,33	3,31
Na ₂ O	3,55	3,55	2,73	2,57	1,72	2,95	3,61	2,61	3,75	0,36	0,54	0,47	0,65	0,44
K ₂ O	0,25	0,28	0,12	0,17	0,08	0,28	0,31	0,19	0,27	0,03	0,07	0,17	0,16	0,10
p.f**	0,55	1,28	0,36	0,43	0,79	0,53	1,13	0,42	1,30	4,76	2,36	1,39	0,78	0,89
Total	100,02	99,88	100,55	100,27	100,63	100,01	99,52	99,50	100,68	98,85	99,01	98,59	98,45	98,60
Cr (ppm)	164	143	520	451	821	239	142	136	136	807	1779	8812	1779	1929
Ni	78	78	306	534	235	432	322	55	78	4275	2734	4754	2436	1226
Cu	183	127	391	351	143	631	367	72	239	2013	1110	1358	799	247
Co	86	63	94	86	94	78	63	70	78	180	188	196	157	125
$\frac{\text{FeO}}{\text{FeO}+\text{MgO}}$	0,58	0,40	0,44	0,43	0,45	0,50	0,49	0,51	0,59	0,37	0,38	0,40	0,39	0,37

TABELA 14 (continuação)

	HARZBURGITOS FELDSPÁTICOS E DERIVADOS										BRONZITITOS FELDSPÁTICOS E DERIVADOS		
	108/41	108/46	108/47	108/50	108/52	108/56	108/49	2.10	2.17	20.12	108/12	108/13	108/14
SiO ₂	42,52	40,88	41,35	48,27	48,72	44,28	42,12	44,20	43,00	45,86	51,96	52,60	52,44
Al ₂ O ₃	7,10	4,40	8,25	4,99	5,19	8,68	5,00	7,00	5,62	5,28	5,11	4,95	6,37
TiO ₂	0,61	0,50	0,69	0,69	1,30	0,73	0,51	0,38	0,63	0,48	0,51	0,64	0,79
FeO*	14,53	15,42	13,58	15,37	14,00	12,85	14,00	14,53	15,35	13,89	12,09	11,96	11,67
MnO	0,15	0,18	0,09	0,21	0,20	0,13	0,19	0,18	0,21	0,20	0,19	0,20	0,19
MgO	26,28	25,32	26,02	23,10	22,68	19,61	27,22	25,70	27,66	26,05	22,90	23,12	21,85
CaO	4,48	3,17	4,76	3,60	3,95	6,57	2,59	3,91	3,04	3,20	2,85	4,91	3,52
Na ₂ O	1,01	0,61	1,12	0,76	0,76	1,43	0,13	0,47	0,25	0,14	0,54	0,45	0,66
K ₂ O	0,15	0,43	0,11	0,38	0,13	1,65	0,02	0,06	0,04	0,03	0,53	0,46	0,36
p.f.**	2,21	1,95	3,32	1,07	1,32	2,39	5,88	2,41	3,94	3,32	1,80	1,04	1,07
Total	99,04	98,92	99,29	98,44	98,25	98,32	97,66	98,84	99,74	98,45	98,48	100,33	98,92
Cr(ppm)	1744	1895	1772	1655	1587	1566	1799	1662	2606	2504	875	889	869
Ni	5005	3685	2350	2326	2585	2436	1186	1037	1296	1281	762	817	1202
Cu	3131	1845	1102	1198	1541	1214	48	128	72	72	487	231	1461
Co	149	173	180	165	102	180	165	149	173	125	86	110	118
$\frac{\text{FeO}}{\text{FeO}+\text{MgO}}$	0,35	0,38	0,34	0,40	0,38	0,39	0,34	0,36	0,35	0,35	0,34	0,34	0,35

*Fe total como FeO

**p.f = perda ao fogo

Numeração: 196/n - referente ao furo 6;

4W/n - referente ao furo 1;

180/n - referente ao furo 8;

108/n - referente ao furo 3;

Demais, de superfície.

AMOSTRAS: 196/21 e 2.11 = olivina gabronoritos;

196/7; 196/28; 196/33 = meta olivina gabronoritos coroníticos ou a espinélio;

196/9; 196/10; 196/13; 196/27 = meta olivina gabronoritos;

196/40; 4W/16; 180/25; 180/29; 108/1; 2.9 = gabronoritos;

196/42; 4W/1; 4W/23; 4W/25; 180/6; 108/26; 108/27; 2.8 = meta gabronoritos;

108/29; 108/30; 108/31; 108/50; 108/52; 108/56 = harzburgitos feldspáticos (com coronitização incipiente);

108/41; 108/46 = meta harzburgitos a espinélio;

108/8; 108/28; 108/47; 180/49; 2.10; 2.17; 20.12 = meta harzburgitos a clorita;

108/14 = bronzitito feldspático;

108/12; 108/13 = meta bronzitito.

Fig. 43A

FIG. 43 - Diagramas de variação para as rochas constituintes dos complexos de Mangabal I e II. Fig. 43A: variação dos óxidos (em porcentagem e peso); Fig. 43B: variação de Cu, Co, Ni, Cr e da razão Cu/Cu+Ni (em p.p.m.) (legenda na Fig. 43B).

Fig. 43B

O campo das rochas gabróicas, relativamente ao das rochas ultramáficas, é marcado pelo nítido e concomitante aumento nos teores dos óxidos Al_2O_3 , CaO e Na_2O , que evidencia a participação do plagioclásio na constituição dessas rochas.

Nesse grupo, os olivina gabronoritos e derivados apresentam quimismo bastante homogêneo. A relação $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}$ varia geralmente entre 0,42 e 0,48, com teores de SiO_2 sempre inferiores a 50% em peso, o que os distingue dos gabronoritos.

Os gabronoritos e derivados são os tipos petrográficos que apresentam maior variação química, dentre as amostras analisadas. Ocupam, em parte, campo semelhante ao dos olivina gabronoritos, dos quais se diferenciam por apresentar teor de SiO_2 nitidamente superior, ocorrendo termos mais diferenciados, caracterizados por apresentarem teores mais elevados em FeO , TiO_2 , Na_2O e K_2O , crescentes com o aumento da relação $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}$. O teor em MgO é decrescente nessas rochas; Al_2O_3 e CaO permanecem relativamente constantes.

O teor médio em cromo (Fig. 43B) nas amostras de peridotitos feldspáticos e de harzburgitos feldspáticos analisados varia entre 1.200 e 2.000 p.p.m. Tal concentração é pouco inferior à citada por Goles (1967) para rochas ultramáficas (da ordem de 2.400 p.p.m.), aproximando-se do teor citado por Turekian e Carr (1961, in Goles, op. cit.), da ordem de 1.840 ± 60 p.p.m., em dunitos.

Em bronzititos feldspáticos (e derivados), a concentração em cromo (da ordem de 800-900 p.p.m.) é nitidamente inferior à presente nas litologias ultramáficas acima citadas, face à ausência de cromo espinélios nessa litologia. A presença de cromo nessas rochas deve estar vinculada à presença de cromo contido em piroxênios. Comportamento semelhante é citado por Girardi (1974) para o complexo de Piên, Paraná, no qual os metapiroxenitos apresentam teores em cromo (500-1.000 p.p.m.), relativamente inferiores aos apresentados pelos meta peridotitos associados (2.000-4.000 p.p.m.).

A concentração em cromo cai bruscamente nas rochas gabróicas, nas quais os cromo espinélios estão ausentes. Nesses

tipos litológicos a presença de cromo deve estar vinculada à presença de piroxênios na associação, visto olivina e plagioclásio não serem portadores desse elemento. Esse aspecto reflete-se nos menores teores em cromo apresentados pelos olivina gabronoritos, nos quais os piroxênios ocorrem em menor quantidade relativamente aos gabronoritos. O teor médio em cromo presente nos gabronoritos varia entre 150-200 p.p.m., valor pouco inferior ao citado por Coleman (1977, pg. 75) para gabros dos complexos ofiolíticos (623 p.p.m.).

Níquel encontra-se sensivelmente concentrado nas amostras de sequências ultramáficas. Esse elemento, além de estar contido em olivinas, ocorre também em sulfetos (em pentlanditas, predominantemente) os quais têm sua maior concentração nas sequências ultramáficas, particularmente nas pertencentes ao complexo de Mangabal II. São essas amostras as que apresentam teores em Ni nitidamente mais elevados que a média (de 1.000 a 1.500 p.p.m.) citada por Góes (op. cit.) para rochas ultramáficas. O teor em Ni cai bruscamente nas amostras de rochas máficas, diminuindo gradativamente com o aumento da relação $FeO/FeO+MgO$.

A presença de cobre e cobalto, de forma semelhante ao níquel, também é vinculada à ocorrência de sulfetos, visto serem esses minerais as principais fases portadoras desses elementos. As maiores concentrações desses elementos são observadas em amostras de sequências ultramáficas, particularmente do complexo de Mangabal II, onde os sulfetos são mais abundantes.

O teor médio em cobalto citado por Góes (op. cit.) para rochas ultramáficas, da ordem de 110 p.p.m., é inferior ao verificado nas amostras de sequências ultramáficas portadoras de sulfetos (harzburgitos feldspáticos, particularmente) diminuindo nas sequências máficas, nas quais atinge valor médio da ordem de 80 p.p.m. semelhante ao citado para gabros (86 p.p.m.) por Coleman (op. cit.). O cobre atinge valores bastante elevados em amostras de harzburgitos feldspáticos portadoras de sulfetos. A concentração desse elemento diminui sensivelmente nos olivina gabronoritos, apresentando valores relativamente elevados nos gabronoritos. A ocorrência de calcopi-

rita em detrimento de sulfetos de outra natureza é comumente observada nos gabronoritos dos complexos, e quimicamente sugerido pelo aumento do cobre nessas rochas, com concomitante de créscimo em níquel e cobalto. O aumento da relação $Cu/Cu + Ni$ (Fig. 43 B) em litologias mais diferenciadas é fato comumente observado em corpos máficos ultramáficos mineralizados em sulfetos de Ni e Cu e Co de derivação ígnea (Naldrett, 1973).

A variação química apresentada pelas amostras de rochas foliadas (amostras 10.3, 10.10 e 10.14 — Mangabal I) não se enquadra adequadamente no campo de variação apresentado pelos demais tipos litológicos, sugerindo que essas rochas tenham tido seu quimismo original modificado. As amostras 10.3 e 10.10 (antofilita xistos) acompanham de certa forma o quimismo de peridotitos feldspáticos, sendo contudo enriquecidas em sílica; a amostra 10.14 (antofilita-hornblenda xisto) apresenta composição química bastante diversa da apresentada pelos demais tipos litológicos analisados.

8.2. Comparação com outros complexos

Nos diagramas da Fig. 44 encontra-se representado o campo de variação química apresentado pelas rochas dos complexos em estudo em função da porcentagem catiônica de Fe-Mg-Alcalis (Fig. 44A) e Fe-Mg-Ca (Fig. 44B), comparativamente ao campo de variação apresentado pelos tipos litológicos constituintes dos complexos de Skaergaard e de Bushveld (extraídos de Bowes *et alii*, 1970) como exemplos representativos de complexos estratiformes. Nos diagramas das Figs. 45 e 46 é con-frontado o quimismo das amostras analisadas com o apresentado por litologias constituintes de sequências cumuláticas de complexos ofiolíticos, analisados por Coleman (1977).

Confrontando-se os dados analíticos representados nos diagramas das Figs. 44 e 45 verifica-se que os campos composicionais apresentados pelas amostras dos complexos de Mangabal apresentam, em conjunto, campo distinto do apresentado por rochas de sequências cumuláticas de ofiolitos (Fig. 45). Apesar de abranger somente restrito campo de variação e de

constituirão corpos de dimensões bastante reduzidas, quando confrontados com Skaergaard e Bushveld, as rochas dos complexos em estudo apresentam variações composicionais compatíveis com as apresentadas por esse tipo de complexos estratiformes (Fig. 44).

A tendência de enriquecimento em Fe dos termos ultramáficos para os máficos, fato já evidenciado nos diagramas da Fig. 33, é também observada nos diagramas 44A e 45B, acompanhando, em parte, o "trend" definido pelas rochas dos complexos estratiformes.

FIG. 44 - Campo de composição das rochas dos complexos de Mangabal I e II em função da porcentagem catiônica de Fe-Mg-alcalis e Fe-Mg-Ca.
 Comparação do campo de composição das rochas dos complexos em estudo com o dos complexos de Skaergaard e Bushveld (extraídos de Bowes *et alii*, 1970).

FIG. 45 - Campo de variação composicional das rochas dos complexos de Mangabal I e II comparado ao apresentado por cumulatos máficos e ultramáficos de complexos ofiolíticos.

Os campos composicionais são confrontados em função dos parâmetros SiO_2 e $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ (em porcentagem, em peso) (Fig. 45A); em função da relação percentual (em porcentagem, em peso) dos óxidos $\text{FeO}-\text{MgO}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (Fig. 45B) e $\text{FeO}-\text{MgO}-\text{CaO}$ (Fig. 45C). Nos diagramas encontram-se também representados: o campo de harzburgitos e dunitos metamórficos de complexos ofiolíticos (Diagramas A, B e C); de basaltos do "Mid Atlantic Ridge" (MAR) e de komatitos (Fig. 45B e C) e o "trend" do "liquidus" de Skaergaard (campos composicionais extraídos de Coleman, 1977). Demais simbologias conforme Fig. 44.

9. CONSIDERAÇÕES PETROLÓGICAS

As considerações de caráter petrológico para os complexos de Mangabal I e Mangabal II serão desenvolvidas analisando-se inicialmente os aspectos relacionados aos processos ígneos que lhes deram origem e, em prosseguimento, serão analisadas as transformações mineralógicas produzidas pelos processos pós ígneos subseqüentes, que modificaram as paragêneses originais, dando origem à diversidade de tipos petrográficos descritos no capítulo 6.

9.1. Considerações petrológicas relacionadas à evolução magmática dos complexos de Mangabal I e II.

Os complexos em estudo, apesar de tectonicamente deformados e parcialmente recristalizados, ainda preservam evidências e feições reliquias que permitem tecer considerações quanto à derivação original dos corpos, analisada a seguir.

9.1.1. O caráter intrusivo dos corpos

Conforme já exposto no item 5.2., o caráter intrusivo do magma é sugerido pelos afloramentos ao longo da Serra de São Francisco, no complexo de Mangabal II, pelas relações de contato entre as rochas encaixantes calcossilicadas e as rochas do complexo. Embora evidências de caráter intrusivo não tenham sido diretamente observadas no complexo de Mangabal I, a semelhança entre os corpos, o contexto geológico e a proximidade geográfica levam a crer, como primeira hipótese, que tanto Mangabal I como Mangabal II são complexos derivados de magma intrusivo, encaixados no mesmo embasamento siálico.

Também para Americano do Brasil, outro complexo máfico ultramáfico diferenciado, encaixado no mesmo embasamento siálico (Fig. 1), é sugerido caráter intrusivo para o magma que lhe deu origem (Nilson, 1981).

9.1.2. Processo de diferenciação - empilhamento estratigráfico

Numa análise geral, os complexos em estudo apresentam características correlacionáveis às descritas em complexos diferenciados estratiformes, embora apresentem dimensões bastante restritas, quando comparados aos exemplos clássicos descritos na literatura (Skaergaard, Bushveld, Stillwater, por exemplo). A nível de amostra, como já exposto, os tipos petrográficos ígneos reliquiais apresentam texturas cumuláticas, correlacionáveis às descritas em rochas de complexos ígneos diferenciados, formados por fracionamento magmático; em termos de seqüências cumuláticas constituintes dos complexos, cada seqüência (camada ou estrato) caracteriza-se por apresentar de terminada associação de fases minerais cumulus; o contato (transição) entre os diferentes estratos (ou camadas) é marcado pela mudança abrupta na natureza da(s) fase(s) cumulus, correspondendo ao "phase layering" de Hess (1960, em Jackson, 1967). Dentro de cada estrato (ou camada) as fases minerais cumulus, geralmente termos de soluções sólidas, apresentam variação críptica ("cryptic variation" de Wager et alii, 1967, pg. 6), de forma mais ou menos evidenciada. Feições como laminação ígnea ("igneous lamination" - Wager e Brown, 1967, pg. 23) e "slump structures" (Wager e Brown, op. cit. - pg. 78) são também reconhecidas nas seqüências mais diferenciadas (gabronoritos) dos complexos em estudo. É particularmente nessas litologias que se observa a presença de bandamento rítmico ("rhythmic layering" - Wager e Brown, 1967, pg. 21), marcado pela alternância de finas camadas de plagioclásios e de piroxênios. Os olivina gabronoritos, em ambos os complexos, constituem rochas isotropas, não orientadas, formando uma seqüência (ou estrato) homogênea, sem evidências de bandamento. Igualmente sem bandamento é a seqüência ultramáfica de Mangabal I (peridotitos feldspáticos). Em Mangabal II, a seqüência ultramáfica é constituída por dois tipos litológicos (harzburgitos feldspáticos e bronzititos feldspáticos) que parecem alternar-se ao longo da seqüência ultramáfica, sendo a transição entre ambos marcada pela mudança abrupta na natu-

reza das fases cumulus (olivina e cromoespinélio nos harzburgitos feldspáticos, e bronzita nos bronzititos feldspáticos).

O conjunto de feições acima descritas é comumente reconhecido em complexos diferenciados produzidos pela cristalização fracionada de magmas basálticos, nos quais o aparecimento e desaparecimento das fases cumulus marcaria a seqüência de evolução do processo de cristalização fracionada do magma.

9.1.2.1. Mangabal I - processo de diferenciação - empilhamento estratigráfico original.

Para Mangabal I, em função da natureza dos tipos petrográficos constituintes do complexo e suas inter-relações, conforme observadas no campo ou a partir dos furos de sondagem de n.ºs 15, 16 e 26 (Figs. 5, 6 e 7, respectivamente, analisados nos itens 5.1 e 6.2) e associando-se os dados de caráter químico, seja de minerais (capítulo 7) seja de rocha total (capítulo 8), pode-se estabelecer a seqüência de aparecimento e desaparecimento das fases cumulus constante na Fig. 46, analisada a seguir.

A presença de cromo espinélio restringe-se aos peridotitos feldspáticos, nos quais ocorre como fase cumulus em porcentagens da ordem de 2% em volume. Olivina aparece como fase cumulus, juntamente ao cromo espinélio, na seqüência ultramáfica, e continua sua cristalização nos olivina gabronoritos quando então desaparece. Os ortopiroxênios ocorrem como fase intercumulus nos peridotitos feldspáticos e nos olivina gabronoritos, passando a constituir fase cumulus nos gabronoritos. O plagioclásio, fase intercumulus nos peridotitos feldspáticos constitui fase cumulus nas demais litologias. Clinopiroxênios e óxidos constituem fases intercumulus nas seqüências estudadas.

O aparecimento e desaparecimento das fases cumulus é brusca. No respectivo intervalo de cristalização, cada fase cumulus apresenta variação críptica, isto é, os minerais ferro magnesianos apresentam enriquecimento em ferro e os plagioclásios tornam-se gradativamente mais albiticos, da seqüência

Fig. 46 - Mangabal I - Seqüência de aparecimento e desaparecimento das fases cumulus e intercumulus, deduzida a partir de observações petrográficas e de dados de quimismo mineral.

ultramáfica para a seqüência dos olivina gabronoritos e destas, para a seqüência dos gabronoritos, como já analisado em detalhe no capítulo 7: quimismo mineral.

A variação críptica das fases cumulus pode ser observada nas figs. 5, 6 e 7, nas quais encontra-se indicada a composição das fases cumulus em diversos níveis estratigráficos dos furos 15, 16 e 26, respectivamente. Eventuais inversões no "trend" críptico podem ocorrer localmente, fato também observado nos complexos estratiformes clássicos, e interpretadas como possivelmente devidas a flutuações nos parâmetros físico-químicos durante a cristalização do magma naquele nível (Irvine, 1980a, b; Cameron, 1980). Na seqüência atravessada pelo furo 26 (Fig. 7), a olivina apresenta localmente esse tipo de inversão, retomando o "trend" de enriquecimento em ferro em direção aos olivina gabronoritos.

A natureza e a seqüência de fracionamento das fases cumulus no complexo de Mangabal I é compatível com o modelo de fracionamento do magma basáltico a baixas pressões (Presnall *et alii*, 1978; Morse, 1980). Na Fig. 47 encontram-se reproduzidos os diagramas de fase para os sistemas Forsterita (Fo) - Diopsídio (Di) - Anortita (An) e Forsterita (Fo) - Anortita (An) - Sílica (SiO_2), nos quais estão representadas as relações de fase nesses sistemas a diferentes valores de pressão total (Morse, 1980, pg. 359 e 364). De modo geral observa-se que, no sistema Fo-An-Di, o aumento da pressão total aumenta o campo do piroxênio e do espinélio, em detrimento do campo da olivina e do plagioclásio. O cotético Fo-An-Líquido, bastante amplo a baixas pressões é gradativamente eliminado com o aumento da pressão, desaparecendo, nesse sistema, a pressões da ordem de 5 Kbar (Fig. 47-A). As mesmas relações são extraídas do diagrama Fo-An- SiO_2 (Fig. 46-D), no qual o cotético Fo-An-Líquido presente a pressões baixas, é eliminado com o aumento da pressão total no sistema.

A presença de olivina-plagioclásio cumulosos, juntamente ao amplo campo de cristalização da olivina e do plagioclásio, e o baixo teor em Al_2O_3 nos ortopiroxênios (item 7.3.1.) são evidências indicativas de fracionamento de magmas basálticos a baixas pressões.

Fig. 47 - Diagramas de fase para o sistema Fo-Di-An e Fo-An-SiO₂ a diferentes valores de pressão total. Abreviações: An= anortita, Fo= forsterita, Di= diop-sídio, En= enstatita, Esp= espinélio, Cor= corin-don, Q= quartzo, L= líquido, R= ponto de reação pe-ritético, E= ponto eutético.

Dentro dos modelos de fracionamento de magmas basálticos a baixa pressão, uma possível seqüência de fracionamento que reproduziria a seqüência de rochas observadas no complexo de Mangabal I, encontra-se esquematizada na Fig. 48.

Numa primeira análise será abstraída a presença de cromo espinélio, cujo campo de estabilidade e relações com as demais fases minerais não se encontra devidamente representada no diagrama da Fig. 48, que se restringe a espinélios de composição aluminosa (a presença de cromo espinélio será analisada adiante). A seqüência de aparecimento e desaparecimento das fases cumulus esquematizadas na Fig. 46 pode ser obtida, em princípio, do fracionamento de qualquer líquido contido na área hachurada da Fig. 48. A partir de um líquido de composição (X), por exemplo, com o fracionamento da olivina, o líquido desloca-se em direção oposta ao vértice composicional da olivina, alcançando o cotético olivina-plagioclásio-líquido. A partir deste ponto ocorre o fracionamento de olivina e plagioclásio, e o líquido desloca-se então em direção ao ponto R (peritérico) no qual, por reação peritética, ocorre o desaparecimento da olivina, passando a fracionar ortopiroxênio e plagioclásio. Segundo McCallum *et alii* (1980), durante a cristalização cotética de olivina e plagioclásio, essas duas fases são fracionadas na proporção de 70-75% (em volume) de plagioclásio; 20-25% (em volume) de olivina; no cotético ortopiroxênio-plagioclásio, na proporção de 60-64% de plagioclásio para 36-40% de ortopiroxênio, aproximadamente.

Essa seqüência de fracionamento reproduziria, numa primeira aproximação, a seqüência de rochas reconhecidas em Mangabal I, a saber: a) olivina (cromo espinélio) cumulosos, (fracionado A - Fig. 48) representado pelos peridotitos feldspáticos, constituídos predominantemente por olivina cumulus; b) olivina-plagioclásio cumulosos (fracionado B - Fig. 48), representado pelos olivina gabronoritos, nos quais a proporção modal entre olivina e plagioclásio cumulus (estimada a partir das análises modais - Tabela 4-, considerando-se somente as proporções entre plagioclásio e olivina cumulus) é correlacionável à proporção cotética (70 a 80% de plagioclásio e 20 a 30% de

Fig. 48 - Possível seqüência de fracionamento que originaria as rochas de Mangabal I, analisada no sistema Fo-An-SiO₂.

No diagrama, a área hachurada representa a composição de líquidos que poderiam fornecer a seqüência de cumula - tos observada em Mangabal I; (X) representa a composição de um hipotético líquido original; (A), (B) e (C) representam os fracionados resultantes da cristalização fracionada desse líquido. D e R marcam pontos de reação peritética, e E, do ponto eutético.

olivina), evidenciada pela tendência leucocrática dessas rochas, geralmente leuco olivina gabronoritos, e c) piroxênio-plagioclásio cumulos (fracionado C - Fig. 48), representado pelos gabronoritos nos quais a proporção modal entre o plagioclásio cumulus e ortopiroxênio, em amostras de gabronoritos não bandadas, aproxima-se das proporções cotéticas (60-70% de plagioclásio para 30-40% de ortopiroxênio).

O campo de estabilidade e as relações de fase do cromo espinélio com olivina e piroxênios, são analisadas por Irvine (1967). Segundo esse Autor, a presença de Cr_2O_3 no líquido magmático, mesmo que em pequena quantidade, possibilita a formação de cromo espinélio nas fases iniciais da cristalização de magmas basálticos a baixa pressão. Durante a cristalização fracionada, cromo espinélio pode coprecipitar com olivina, numa proporção aproximada de 2% de cromo espinélio para 98% de olivina. De forma aproximada, a presença de cromo no líquido magmático expande o campo do espinélio que, adentrando o volume da olivina, permite a coprecipitação de olivina e cromo espinélio nas fases iniciais da cristalização fracionada. Com a formação do cromo espinélio e a evolução do fracionamento, o conteúdo em cromo, no líquido, decresce. Concomitantemente à redução do cromo no líquido, ocorre a retração do campo do espinélio até que, reduzido a valores mínimos, o campo do espinélio passa a ser o constante da Fig. 48, que representa o campo e as relações de fase de espinélios de composição essencialmente aluminosa.

Nas rochas de Mangabal I, a presença de cromo espinélios é constatada nos peridotitos feldspáticos, nos quais ocorrem como fases cumulus associados à olivina, e em proporções semelhantes às cotéticas citadas por Irvine (1967), indicando que esta fase deve ter fracionado juntamente à olivina, nas fases iniciais do fracionamento, constituindo os olivina - cromo espinélio cumulos.

Considerando-se a evolução do processo de cristalização fracionada e em função da composição do líquido original, o espinélio aluminoso poderia ser uma fase produzida pelo fracionamento, o qual, fracionado, não seria reabsorvido pe

las reações peritéticas em D (Fig. 48). Entretanto, em nenhuma amostra dos complexos foi observada a ocorrência de espinélio aluminoso com feições ígneas, cumulus, indicando que o fracionamento do líquido original não deve ter alcançado o cotético olivina-espinélio aluminoso-líquido. Este aspecto limita, numa primeira aproximação, a composição do líquido original à área hachurada da Fig. 48. Embora os dados disponíveis não permitam precisar as relações de volume entre os cumulos ultramáficos e os cumulos máficos, as evidências de campo sugerem que a sequência ultramáfica não deve ser muito mais espessa do que a dos olivina gabronoritos, o que permite inferir que a composição do líquido original, embora contida no volume da olivina, deve estar mais próxima ao cotético olivina - plagioclásio - líquido, que ao vértice composicional da olivina, o que implicaria em maior volume de cumulos ultramáficos.

Os estudos efetuados permitem deduzir que o complexo de Mangabal I certamente originou-se da cristalização fracionada de um magma basáltico a baixa pressão, sendo que o empilhamento estratigráfico original, produzido pelo processo de fracionamento, é representado por um estrato basal (sequência ultramáfica), constituído por olivina-cromo espinélio cumulos (peridotitos feldspáticos); por um estrato intermediário, representado pelos olivina-plagioclásio cumulos (olivina gabronoritos) e por um terceiro estrato, superior, constituído pelos piroxênio - plagioclásio cumulos (gabronoritos).

A atual distribuição das litologias no complexo de Mangabal I (analisada no item 5.1. - Figs. 2, 2A; 2B; 2C e 2D), com litologias ultramáficas sobrepostas a olivina gabronoritos e estes sobrepostos a gabronoritos, apresenta-se portanto invertida, se comparada à sequência estratigráfica original produzida pelos processos de fracionamento magmático.

Conforme analisado no item 5.1., esta sequência original invertida, repete-se por três vezes no corpo. Tal repetição tanto pode ser interpretada como derivada de processos magmáticos por repetição cíclica de unidades ("cyclic units" - Jackson, 1961), fato amplamente documentado em complexos estra

tiformes não deformados (Irvine, 1980b), como pode ter sido causada por processos tectônicos, do momento em que a atuação destes processos no complexo em estudo é evidenciada pela inversão estratigráfica da seqüência litológica original.

Embora as deformações tectônicas dificultem interpretações definitivas, algumas considerações podem ser tecidas no que concerne o possível processo responsável pela repetição da seqüência litológica original, (atualmente invertida), observada no complexo de Mangabal I.

Considerando-se o conjunto peridotitos feldspáticos - olivina gabronoritos - gabronoritos como uma "unidade", um primeiro aspecto a salientar é que em nenhum caso observou-se a passagem contínua (no caso por "phase layering") de uma "unidade" para outra, como seria de se esperar numa repetição cíclica de unidades derivada de processos magmáticos. Ao contrário, as evidências de campo e dos furos de sondagem mostram que a zona de transição (contato) entre as "unidades" é marcada por zonas de falhamento (Figs. 2, 2A, 2B, 2C e 2D), ou seja, a passagem entre os gabronoritos de uma "unidade" e os peridotitos feldspáticos de outra "unidade" é atualmente tectônica. Outro aspecto que ressalta é a constância no ordenamento dos tipos petrográficos nas três "unidades", ou seja, embora localmente seccionada, essencialmente a mesma seqüência (peridotitos feldspáticos - olivina gabronoritos - gabronoritos) é observada nas três "unidades" e, dentro das devidas restrições, aparentemente com espessuras semelhantes. Embora este aspecto não exclua uma possível derivação ígnea, tal constância não é feição comum em repetições cíclicas magmáticas, que normalmente tanto apresentam omissão de alguma camada nos ciclos sucessivos, como também a espessura das camadas é comumente variável nos distintos ciclos. Tendo em mente a extrema semelhança petrográfica, mineralógica e química entre os tipos petrográficos equivalentes constituintes das três "unidades", tal constância exigiria a repetição de semelhantes condições magmáticas e físico-químicas semelhantes, de forma a produzir a repetição de unidades idênticas entre si.

Considerando-se o contexto geológico do complexo de

Mangabal I (com litologias deformadas e recrystalizadas) e os aspectos acima apontados, tudo leva a crer que a repetição de unidades tenha origem tectônica. Infere-se, portanto, que deve ter atuado na área um conjunto de processos tectônicos responsáveis tanto pela inversão estrutural da seqüência estratigráfica original, quanto pela triplíce repetição desta seqüência, responsável pela atual configuração geológica das camadas no complexo.

9.1.2.2. Mangabal II - processo de diferenciação-possível empilhamento estratigráfico original.

Para o complexo de Mangabal II, a possível seqüência de aparecimento e desaparecimento das fases cumulus é mais especulativa, face às descontinuidades litológicas devidas a processos tectônicos. As observações extraídas das seqüências litológicas atravessadas pelos vários furos de sondagem analisados, associadas aos dados de quimismo mineral (capítulo 7) e de quimismo de rocha (capítulo 8), permitem inferir uma possível seqüência de fracionamento, esquematizada na Fig. 49.

A seqüência basal, ultramáfica, seria representada pelos olivina cromo espinélio cumulos (harzburgitos feldspáticos) que passam, localmente, a bronzita cumulos (bronzititos feldspáticos), pela mudança abrupta na natureza das fases cumulus. Nos furos analisados, os harzburgitos feldspáticos constituem seqüências mais espessas que as dos bronzititos feldspáticos, cuja formação é possivelmente devida a flutuações nos parâmetros físico-químicos do magma durante a cristalização da seqüência ultramáfica. Embora não haja evidências conclusivas, a análise das seqüências atravessadas pelos furos de sondagem sugere ocorrerem repetições cíclicas dessas duas unidades ao longo da seqüência ultramáfica, com harzburgitos feldspáticos predominantes.

As seqüências máficas, mais diferenciadas, em ordem crescente de diferenciação, seriam representadas pelos olivina-plagioclásio cumulos (olivina gabronoritos) seguidos

por piroxênio plagioclásio cumulatos (gabronoritos). Embora a transição entre a seqüência ultramáfica e a máfica não possa ter sido objetivamente estabelecida, tudo indica ocorrer um intervalo na cristalização da olivina: essa fase aparece na seqüência ultramáfica, nos harzburgitos feldspáticos, está ausente nos bronzititos feldspáticos e torna a ocorrer nos olivina gabronoritos, com composições mais ricas em ferro.

Embora vários tipos petrográficos correspondam aos reconhecidos em Mangabal I, indicando que o fracionamento do magma que deu origem a Mangabal II deva ter seguido em parte a mesma seqüência de fracionamento de Mangabal I, particularmente nos fracionados máficos, o esquema de fracionamento de Mangabal II deve ter sido mais complexo, como é evidenciado pela presença de bronzititos feldspáticos na seqüência ultramáfica. Vários fatores de caráter físico-químico podem ser responsáveis pela formação dos bronzititos feldspáticos, sendo contudo de difícil análise, particularmente visto não conhecer-se de forma contínua, o relacionamento entre as seqüências litológicas constituintes desse complexo.

De forma semelhante a Mangabal I, também esse complexo mostra evidências de fracionamento de magma basáltico a baixa pressão, como atestado pelo amplo intervalo de cristalização da olivina e do plagioclásio, e pelo fracionamento conjunto desses dois minerais nos olivina-plagioclásio cumulatos (olivina gabronoritos).

Das considerações expostas, também Mangabal II pode ser interpretado como um complexo originado a partir da cristalização fracionada de magma basáltico a baixa pressão, cujo empilhamento original seria representado por uma seqüência basal, ultramáfica (harzburgitos e bronzititos feldspáticos), por uma seqüência intermediária, de olivina-plagioclásio cumulatos (olivina gabronoritos) e por uma seqüência superior, representada por gabronoritos e gabros. Os processos tectônicos subsequentes seriam responsáveis pela atual configuração do complexo, com litologias deformadas e deslocadas, e pela intensa recristalização, particularmente observada nas seqüências de gabronoritos e gabros, em sua maioria transformados em metagabros.

Fig. 49 - Mangabal II - Possível seqüência de aparecimento e desaparecimento das fases cumulus e intercumulus, deduzida a partir de observações petrográficas e de dados de quimismo mineral.

9.1.3. Composição do magma original

Visto o caráter intrusivo dos corpos, seria altamente desejável reconhecer-se as rochas das bordas de resfriamento ("chilled border rocks", Jackson, 1967), a partir das quais obter-se-ia, em princípio, a composição do magma original. Nos complexos em estudo tais bordas não foram encontradas face ao atual contexto apresentado pelos complexos, com litologias recrystalizadas e intensamente tectonizadas. Contudo, a sequência mineralógica produzida pelo processo de fracionamento, com a conspícua cristalização de ortopiroxênio; a nítida relação de reação entre olivina e ortopiroxênio, e o "trend" de enriquecimento em ferro, evidenciado pelos minerais ferro-magnesianos com a evolução do processo de cristalização fracionada, são evidências sugestivas de um magma de composição basáltica toleítica, para o magma original dos complexos de Mangabal I e Mangabal II.

9.2. Considerações petrológicas relacionadas aos reequilíbrios pós-ígneos.

Conforme descrito na caracterização petrográfica das rochas constituintes dos complexos (capítulo 6), as associações mineralógicas desenvolvidas pelos reequilíbrios pós-ígneos nos tipos petrográficos não foliados mostram que a sequência de transformações subsolidus desenvolvida em tipos litológicos equivalentes é semelhante em ambos os complexos, gerando associações mineralógicas equivalentes e correlacionáveis. Tal fato evidencia semelhante evolução pós-ígneia para os dois complexos em estudo. Desta forma, nas considerações a seguir, as paragêneses desenvolvidas pelos processos pós-ígneos serão tratadas de forma conjunta para os dois complexos, com a especificação do tipo petrográfico considerado.

9.2.1. Considerações de caráter químico

Do ponto de vista químico, os principais componentes das rochas constituintes dos complexos são representados

FIG. 50 - Composição química das rochas de Mangabal I e Mangabal II projetada em planos do tetraedro $\text{CaO}-(\text{MgO}+\text{FeO})-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ (porcentagem molar).

FIG. 50 - continuação

pelos óxidos MgO , FeO , CaO , Al_2O_3 e SiO_2 . Considerando-se a relação de substituição mútua entre Fe e Mg , o quimismo das rochas dos complexos pode ser representado, numa primeira aproximação, pelo sistema $CaO-(MgO+FeO)-Al_2O_3-SiO_2$ (os efeitos causados pela presença de componentes não incluídos no sistema serão analisados a parte). Os campos de composição química dos principais tipos petrográficos constituintes dos complexos (Tabelas 13 e 14), projetados em planos de tetraedro $CaO-Al_2O_3-(MgO+FeO)-SiO_2$, encontram-se nos diagramas da Fig. 50, comentados a seguir.

No que concerne ao quimismo das rochas não foliadas, que corresponderiam às rochas cuja composição química original não teria sido modificada durante os processos pós-ígneos (abstraindo-se eventual acreção de H_2O e/ou CO_2 no sistema), verificam-se os seguintes aspectos:

a) os peridotitos feldspáticos e derivados, e os harzburgitos feldspáticos e derivados ocupam campo composicional semelhante, incluso no volume delimitado pelas fases forsterita-enstatita-diopsídio (Fig. 50-A), representativo do campo de rochas ultramáficas ultrabásicas (Evans, 1977). A semelhança química entre os termos ígneos reliquiais e seus equivalentes recristalizados evidencia a natureza isoquímica dos reequilíbrios sub-solidus;

b) os bronzititos feldspáticos e equivalentes recristalizados apresentam quimismo diverso do grupo anterior. Mais enriquecidos em sílica, seu campo composicional não está incluso no volume Fo-En-Di, correspondendo a rochas ultramáficas básicas. Também nesse tipo litológico os termos ígneos reliquiais e seus equivalentes recristalizados mostram quimismo semelhante, refletindo reequilíbrios isoquímicos;

c) os olivina gabronoritos e equivalentes recristalizados tanto de Mangabal I como de Mangabal II apresentam o mesmo campo de composição química, correlacionável ao das rochas máficas (Winkler, 1979). Ressalta-se o restrito campo composicional ocupado por essas rochas e a extrema semelhança entre os termos ígneos reliquiais e seus equivalentes recristalizados;

d) os gabronoritos e derivados apresentam campo composicional mais amplo, reflexo de maior campo de variação química das rochas originais representativas desse grupo litológico. Também esses tipos litológicos apresentam quimismo correspondente ao de rochas máficas, distinguindo-se dos olivina gabronoritos por apresentarem maior teor em sílica e menor conteúdo em alumina.

No que concerne o campo composicional apresentado pelas rochas foliadas, os antofilita xistos apresentam quimismo correlacionável ao de peridotitos ou harzburgitos feldspáticos, porém com relativo enriquecimento em sílica, sendo mesmo mais silicosos que os bronzititos feldspáticos. A ausência de litologias ígneas originais com quimismo equivalente ao dos antofilita xistos, e sua vinculação a zonas de falhamento e/ou fraturamento de seqüências ultramáficas (aspecto analisado no capítulo 6), são evidências sugestivas que os antofilita xistos devem derivar de rochas ultramáficas (peridotitos, harzburgitos ou bronzititos feldspáticos) cuja composição original foi modificada durante os processos pós-ígneos.

De forma geral, os diagramas analisados evidenciam que, apesar de ocorrerem algumas sobreposições, cada grupo litológico ocupa um determinado volume do tetraedro $\text{CaO} - (\text{MgO} + \text{FeO}) - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$. A correlação entre o quimismo e as associações será analisada a seguir.

9.2.2. Seqüência dos reequilíbrios pós-ígneos e paragêneses resultantes.

A seqüência das transformações pós-ígneas e as associações mineralógicas resultantes dos reequilíbrios mineralógicos em cada tipo litológico considerado, interpretada a partir da análise petrográfica, encontra-se esquematizada no quadro da Fig. 51, analisada a seguir.

Nos peridotitos feldspáticos, harzburgitos feldspáticos e nos olivina gabronoritos, o primeiro reequilíbrio mineralógico é representado pelo processo de coronitização, produzindo meta peridotitos, meta harzburgitos e meta olivina ga

A. ROCHAS NÃO FOLIADAS

Processo de coronitização

Associação mineralógica final

Mangabal I

Peridotitos feldspáticos

 $Ol + Plg + Opx_1 + Cpx + CrEsp$

Olivina gabronoritos

 $Plg + Ol + Opx_1 + Cpx$

Gabronoritos

 $Plg + Opx_1 + Cpx$

Meta peridotitos coroníticos

 $Ol + Opx_c + Anf_c + Esp_c + Plg + Opx_1 + Cpx_1 + CrEsp$

Meta oliv. gabronorito coronítico

 $Plg + Opx_c + Anf_c + Esp_c + Ol + Opx_1 + Cpx$

Meta peridotito a espinélio

 $Ol + Opx_c + Anf_c + Esp_c + Opx_1 + Cpx + CrEsp + Carb$

Meta olivina gabronoritos a olivina

 $Plg + Opx_c + Anf_c + Esp_c + Opx_1 + Cpx + Carb$

Meta peridotito a clorita

 $Ol + CCl + Anf_2 + Opx_r + CrEsp_2$

Meta olivina gabronorito

 $Plg + Anf - Ca^+ + Anf - Ca^- + Rut$

Meta gabronorito

 $Plg + Anf - Ca^+ + Anf - Ca^- + Qzo + Rut$

Mangabal II

Harzburgitos feldspáticos

 $Ol + Opx_1 + Cpx + Plg + CrEsp$

Bronzitos feldspáticos

 $Opx_1 + Plg + Cpx$

Olivina gabronoritos

 $Plg + Ol + Opx_1 + Cpx$

Gabronoritos

 $Plg + Opx_1 + Cpx$

Meta harzburgito coronítico

 $Ol + Opx_c + Anf_c + Esp_c + Plg + Opx_1 + Cpx_1 + CrEsp$

Meta olivina gabronorito coronítico

 $Plg + Opx_c + Anf_c + Esp_c + Ol + Opx_1 + Cpx_1$

Meta harzburgito a espinélio

 $Ol + Opx_c + Anf_c + Esp_c + Opx_1 + Cpx + CrEsp + Carb$

Meta olivina gabronorito a espinélio

 $Plg + Opx_c + Anf_c + Esp_c + Opx_1 + Cpx_1 + Carb$

Meta harzburgito a clorita

 $Ol + CCl + Anf_2 + Opx_r + CrEsp_2$

Meta bronzitito

 $Opx_r + Anf - Ca^+ + Anf - Ca^-$

Meta olivina gabronorito

 $Plg + Anf - Ca^+ + Anf - Ca^- + Rut$

Meta gabronorito

 $Plg + Anf - Ca^+ + Anf - Ca^- + Qzo + Rut$

B. ROCHAS FOLIADAS

Antofilita xistos

Bronzita xistos

 $Anto + Hornbl + CCl + Opacos$ $Opx_r + Hornbl + CCl$

Abreviações:

Ol = olivina
Plg = plagioclásio
Opx = ortopiroxênio
Cpx = clinopiroxênio

CrEsp = cromo-espinélio
Esp = espinélio (aluminoso)
Anf = anfíbólio
Anf + Ca⁺ = anfíbólio cálcico
Anf - Ca = ortoanfíbólio (da série antofilita - gedrita)
Anto = antofilita
Carb = carbonato (dolomita)
CCl = clorita (clinoclóro)
Rut = rutilo
Qzo = quartzo

Subscritos:

i = ígneo
c = coronítico
r = recristalizado

FIG. 51 - Sequência esquemática das paragêneses desenvolvidas pelos reequilíbrios pós-ígneos.

bronoritos coroníticos ou a espinélio, respectivamente, com -
forme esquematizado no quadro da Fig. 51.

O processo de coronitização é interpretado como um rearranjo mineralógico que reflete a instabilidade da associação olivina-plagioclásio sob as novas condições às quais as rochas teriam sido submetidas. Obviamente, todas as rochas dos complexos foram submetidas a essas novas condições, contudo tanto os bronzititos feldspáticos como os gabronoritos não registraram efeitos de reequilíbrios mineralógicos (entendidos como reações, com desenvolvimento de novas fases minerais) concomitantes ao processo de coronitização. Considerando-se que essas litologias apresentam a associação piroxênio-plagioclásio, tudo indica que a associação mineralógica dessas rochas permaneceu estável enquanto se processava a reação entre olivina e plagioclásio nas litologias portadoras dessas duas fases. Tal afirmativa baseia-se nas seguintes observações :

a) as rochas portadoras da associação olivina-plagioclásio também apresentam piroxênios (ortopiroxênios e/ou clinopiroxênio), também em contato com plagioclásio, contudo nenhuma reação é reconhecida entre essas fases; b) mesmo em associações portadoras de olivina e plagioclásio, quando a olivina apresenta-se isolada do plagioclásio por ortopiroxênio ígneo (como é o caso em muitas amostras de harzburgitos feldspáticos) a corona não se desenvolve, e piroxênio e plagioclásio permanecem em mútuo contato, sem reações particulares. Em função dessas evidências, no quadro da Fig. 51, a associação mineralógica dos bronzititos feldspáticos e dos gabronoritos é mantida igual à original na coluna que representa as transformações produzidas pelo processo de coronitização.

A formação de meta peridotitos a clorita, de meta harzburgitos a clorita e de meta olivina gabronoritos é interpretada como devida a reequilíbrios mineralógicos subsequentes ao estágio coronítico. Nessas litologias, essa transformação representa um segundo reequilíbrio mineralógico. A asso-ciação mineralógica então desenvolvida nessas rochas encontra-se indicada na coluna "associação mineralógica final" da Fig. 51 (os efeitos de alteração secundária, bastante incipientes, são abstraídos nessa análise).

Os meta bronzititos e os meta gabronoritos teriam sua formação devida a reequilíbrios mineralógicos em condições correlacionáveis às do segundo reequilíbrio das litologias portadoras de olivina. As transformações mineralógicas que produzem meta bronzititos e meta gabronoritos caracterizam-se pela transformação de piroxênios em anfibólios; as paragéneses resultantes encontram-se indicadas no quadro da Fig. 51.

No que concerne às rochas foliadas, somente a parágênese final encontra-se indicada no quadro da Fig. 51, cuja interpretação e correlação com as paragéneses dos demais tipos litológicos será analisada mais adiante.

Correlacionando-se o quimismo das rochas e as paragéneses minerais desenvolvidas, observa-se que o conjunto de rochas designadas genericamente por peridotitos feldspáticos (Mangal I, item 6.2.2.) e os harzburgitos feldspáticos (Mangal II) apresentam a mesma seqüência de reequilíbrios pós-ígneos, gerando associações mineralógicas equivalentes (Fig. 51), reflexo de rochas de composição semelhante (Fig. 50) submetidas a semelhantes condições físico-químicas. Nos bronzititos feldspáticos, a associação mineralógica desenvolvida pelos processos pós-ígneos (Fig. 51) é bastante diversa da desenvolvida nos harzburgitos feldspáticos associados. Tal diversidade, conforme será explicado adiante, é devida a diferenças na composição original das rochas em apreço (Fig. 50). Os olivina gabronoritos de ambos os complexos (Fig. 51) apresentam idêntica seqüência de transformações, produzindo paragéneses equivalentes, também reflexo de rochas de igual composição, (Fig. 50) submetidas a semelhantes condições físico-químicas. O mesmo pode ser extrapolado para os equivalentes recristalizados dos gabronoritos presentes em ambos os complexos. Os antofilitaxistos (rochas foliadas), apesar de apresentarem composição química similar à dos meta bronzititos, (Fig. 50) apresentam a associação mineralógica final diversa (Fig. 51), aspecto que será interpretado mais adiante.

9.2.3. Interpretação das associações mineralógicas

9.2.3.1. Associações minerais em litologias ultramáficas

Visto haver melhor correspondência entre as paragéneses naturais observadas e os dados teórico/experimentais para as associações de litologias ultramáficas, estas serão analisadas inicialmente, e servirão de base para posteriores interpretações e correlações.

O diagrama de fases constantes na Fig. 52 apresenta a seqüência de reações e de associações paragenéticas desenvolvidas no sistema $\text{MgO-CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ concernente ao sistema ultramáfico em função da temperatura e da pressão total, (admitindo-se $P_t = P_{\text{H}_2\text{O}}$). Para este fim foram integrados os dados teóricos e experimentais para os sistemas $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ e $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ extraídos de Evans e Trommsdorf (1970), Evans (1977) Fawcett e Yoder (1966), Jenkins (1981), Frost (1975, 1976), Turner (1981), Helgeson *et alii* (1978) e Delaney e Helgeson (1978).

As fases de interesse no sistema encontram-se listadas na Tabela nº 15 e representadas nos diagramas da Fig. 53, nos quais a composição das fases participantes encontra-se projetada no plano CaO-MgO-SiO_2 do tetraedro composicional $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$, e no plano $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ do tetraedro $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$, sub-sistemas relacionados ao sistema em análise. As equações das reações representadas no diagrama da Fig. 52 estão listadas na Tabela 16, obedecendo à mesma numeração.

No diagrama da Fig. 52, somente as associações paragenéticas relativas ao sistema $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ encontram-se representadas nos diferentes campos de pressão-temperatura; a fase aluminosa, coexistente nas diferentes associações, é representada por clorita (clinocloro), a temperaturas inferiores às das curvas 16 e 17; por cordierita, a temperaturas superiores às da curva 16 e pressões inferiores às da curva 15 (embora a ocorrência de cordierita em paragéneses naturais, nesse sistema, seja bastante discutível, como analisado por Frost, 1975), e por espinélio, a temperaturas superiores às da curva

FIG. 52 - Diagrama de fases para o sistema $\text{MgO-CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ referente a rochas ultramáficas, em função da temperatura e pressão total ($P_t = P_{\text{H}_2\text{O}}$). As curvas de n°s 1, 2, 3, 4, 5, 13 e 14 foram extraídas de Evans (1977); as de n°s 6, 7, 8, 9, 10, 11 e 12, locadas a partir dos dados de Helgeson *et alii* (1978) e de Delaney e Helgeson (1978) sendo que as curvas 8 e 9 foram incluídas no diagrama de forma a analisar as associações mineralógicas formadas em rochas foliadas, para as quais admite-se introdução de sílica no sistema. A locação da curva 10 (e das curvas 11 e 12, por consequência, que marca o limite superior do campo de estabilidade da antofilita em função da pressão total é ainda problemática, podendo ocorrer a pressões mais elevadas. As curvas 15, 16 e 17, relacionadas ao sistema aluminoso, foram extraídas de Fawcett e Yoder (1966) e Jenkins (1981), e as curvas 18, 19 e 20, relacionadas ao campo de estabilidade da associação forsterita-anortita, extraídas de Frost (1976), têm caráter sumamente qualitativo. As associações mineralógicas nos diferentes campos paragenéticos estão representadas apenas para o sistema $\text{MgO-CaO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$; quanto à fase aluminosa, a clorita (clinocloro) ocupa o campo de temperaturas baixas e se estende até as curvas (16) e (17); a cordierita ocupa o campo limitado pelas curvas (16) e (15) e o espinélio estende-se em condições superiores às das curvas (15) e (17). A numeração das curvas e as abreviações usadas são as mesmas das Tabelas 15 e 16. Ver texto para considerações adicionais..

TABELA Nº 15

Fases minerais participantes do sistema $\text{MgO-CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ pertinentes ao sistema ultramáfico e de interesse no campo de pressão e temperatura abrangido pelo diagrama da Fig. 52.

Mineral	Composição química	Abreviação
Talco	$\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	Ta
Antofilita	$\text{Mg}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Anto
Enstatita	MgSiO_3	En
Serpentina	(termo genérico)	Se
Crisotila	$\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	Cr
Antigorita	$\text{Mg}_{48}\text{Si}_{34}\text{O}_{85}(\text{OH})_{62}$	A
Forsterita	Mg_2SiO_4	Fo
Brucita	$\text{Mg}(\text{OH})_2$	Br
Tremolita	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Tr
Diopsídio	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	Di
Clinocloro	$\text{Mg}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8$	Ccl
Espinélio	MgAl_2O_4	Sp
Cordierita	$\text{Mg}_2\text{Si}_5\text{Al}_4\text{O}_{18} \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Co
Anortita	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	An
Quartzo	SiO_2	Qz

FIG. 53 - Representação das fases participantes do sistema $\text{MgO-CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ projetadas na face anidra dos tetraedros composicionais $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ e $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$, sub sistemas relacionados ao sistema em análise (em porcentagem molar). A área hachurada representa o campo de rochas ultrabásicas.

TABELA Nº 16

Equações das reações constantes do diagrama da Fig. 52 (abreviações: as mesmas da Tabela 15)

- (1) $15 \text{ Cr} + 1 \text{ Ta} = 1 \text{ A}$
- (2) $17 \text{ Cr} = 17 \text{ A} + 3 \text{ Br}$
- (3) $\text{A} + 20 \text{ Br} = 34 \text{ Fo} + \text{H}_2\text{O}$
- (4) $\text{A} + 8 \text{ Di} = 18 \text{ Fo} + 4 \text{ Tr} + 27 \text{ H}_2\text{O}$
- (5) $\text{A} = 18 \text{ Fo} + 4 \text{ Ta} + 27 \text{ H}_2\text{O}$
- (6) $9 \text{ Ta} + 4 \text{ Fo} = 5 \text{ Anto} + \text{H}_2\text{O}$
- (7) $\text{Anto} + \text{Fo} = 9 \text{ En} + \text{H}_2\text{O}$
- (8) $7 \text{ Ta} = 3 \text{ Anto} + \text{Qz} + \text{H}_2\text{O}$
- (9) $\text{Anto} = 7 \text{ En} + \text{Qz} + \text{H}_2\text{O}$
- (10) $\text{Anto} = 1 \text{ Ta} + 4 \text{ En}$
- (11) $\text{Ta} + \text{Fo} = 5 \text{ En} + \text{H}_2\text{O}$
- (12) $\text{Ta} = \text{En} + \text{Qz} + \text{H}_2\text{O}$
- (13) $\text{Tr} + \text{Fo} = 5 \text{ En} + 2 \text{ Di} + \text{H}_2\text{O}$
- (14) $\text{Tr} = 3 \text{ En} + 2 \text{ Di} + \text{Qz} + \text{H}_2\text{O}$
- (15) $\text{En} + \text{Sp} = \text{Fo} + \text{Co}$
- (16) $5 \text{ Cc1} = 10 \text{ Fo} + \text{Co} + 3 \text{ Sp} + 20 \text{ H}_2\text{O}$
- (17) $\text{Cc1} = \text{Fo} + 2 \text{ En} + \text{Sp} + 4 \text{ H}_2\text{O}$
- (18) $2 \text{ Fo} + \text{An} = 2 \text{ En} + \text{Di} + \text{Sp}$
- (19) $2 \text{ Tr} + 5 \text{ Sp} + \text{Di} = 8 \text{ Fo} + 5 \text{ An} + 2 \text{ H}_2\text{O}$
- (20) $\text{Tr} + 2 \text{ Sp} = 3 \text{ Fo} + \text{En} + 2 \text{ An} + \text{H}_2\text{O}$

17 e pressões superiores às da curva 15.

Tal distribuição de fases aluminosas, como a realizada, restringe-se a fases no sistema $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ o qual, por não incluir CaO , não permite investigar o campo de estabilidade do plagioclásio, fase aluminosa possível no sistema ultramáfico no campo de temperaturas elevadas. Um possível campo de estabilidade para a associação anortita-forsterita é apresentado de forma extremamente qualitativa e teórica no diagrama da Fig. 52, extraído de Frost (1976), e Evans (1977), no qual a curva (18) representaria o limite superior da associação forsterita-anortita em função da pressão total, e a curva (19) representaria seu limite inferior, em função da temperatura e em presença de H_2O no sistema.

Apesar dos aspectos altamente especulativos da locação dessas curvas (Frost, 1976), é fato objetivo que as rochas de natureza ultramáfica podem ser originalmente portadoras de plagioclásio em sua constituição (plagioclásio lherzólitos ou plagioclásio peridotitos, por exemplo), e que esta fase não ocorre em associações mineralógicas desenvolvidas no campo metamórfico, em presença de fase fluida hidratada. Devem portanto ocorrer reações responsáveis pela eliminação dessa fase com a diminuição da temperatura em presença de fase fluida, entretanto, a natureza dessas reações bem como o relacionamento entre as fases envolvidas ainda não se encontram devidamente estabelecidos.

Dentro das aproximações inerentes à interpretação de associações mineralógicas naturais com base em dados teórico-experimentais, as seguintes considerações podem ser tecidas, confrontando-se as associações paragenéticas expressas no diagrama da Fig. 52 com as observadas nas litologias ultramáficas dos complexos em estudo (Fig. 51):

1) A associação mineralógica original (derivada dos processos ígneos) dos peridotitos feldspáticos e dos harzburgitos feldspáticos representa, em termos sub-solidus, associação de alta temperatura, dentro do campo de estabilidade da associação forsterita-anortita (condições superiores à da curva 19). As transformações coroníticas representariam

as reações responsáveis pela eliminação do plagioclásio nessas rochas. Conforme já foi descrito, o processo de coronitização produz ortopiroxênio, pargasita (fase hidratada) e espinélio aluminoso, o que evidencia, por um lado, a presença de H_2O no sistema, e por outro a presença do campo de estabilidade, do espinélio em posição intermediária entre o da clorita (a temperaturas inferiores) e o do plagioclásio (a temperaturas superiores). As reações coroníticas, por se processarem em sistema de quimismo mais complexo, não correspondem às expressas no diagrama da Fig. 52 (curvas 18, 19 e 20), essencialmente teóricas e aplicadas a um sistema extremamente simplificado. Uma possível reação representativa das reações coroníticas nas rochas dos complexos será analisada mais adiante (item 9.2.3.3).

O desaparecimento do espinélio e a sensível diminuição da porcentagem modal de ortopiroxênio nas associações mineralógicas desenvolvidas nos meta peridotitos a clorita e nos meta harzburgitos a clorita mostra nitidamente a ocorrência da reação correspondente à curva (17): formação do clinocloro à expensas da associação Fo-En-Esp em presença de H_2O . A paragénese dessas rochas, interpretada com base no sistema simplificado, corresponde à associação estável no campo delimitado pelas curvas (7), (11), (17) e (16), constituída por Fo (olivina)-En (ortopiroxênio)-Tr (hornblenda)-clinocloro.

A persistência de ortopiroxênio e a ausência de talco na associação mineralógica produzida nesses tipos litológicos indica que os reequilíbrios estabeleceram-se em condições superiores às das curvas (7) e (11).

2) Os bronzititos feldspáticos apresentam associação mineralógica original constituída por ortopiroxênio-plagioclásio-clinopiroxênio, representando paragénese estável a alta temperatura, em condições superiores às da curva (13) em presença de H_2O . Os termos recrystalizados desse tipo litológico apresentam associação mineralógica constituída por anfibólio cálcico (magnésio hornblenda)-antofilita-ortopiroxênio (recrystalizado), como consta do quadro da Fig. 51. Embora a sequência de reações expressa na Fig. 52 não represente adequadamente as transformações responsáveis pela formação de tal

paragênese, a associação En (ortopiroxênio)-Tr (hornblenda) - Antofilita é estável no campo limitado pelas curvas (7) e (11), que representam o limite inferior de estabilidade do ortopiroxênio, em função da temperatura em presença de H_2O , e pelas curvas (9) e (10), que representam o limite superior do campo de estabilidade da antofilita. Essas curvas, confinam a estabilidade da associação desenvolvida nos meta bronzititos a um campo de pressão-temperatura similar ao da associação mineralógica presente nos meta peridotitos e meta harzburgitos a clorita.

3) No caso das rochas foliadas, o diagrama da Fig. 52 mostra que a associação mineralógica presente nos antofilita xistos (predominantemente antofilita, com hornblenda, clorita e opacos subordinados) tem seu limite inferior de estabilidade marcado pela curva (6), e seu limite superior limitado pela curva (9), admitindo-se introdução de sílica no sistema. A curva (10), ainda incerta, limitaria o campo da antofilita em função da pressão total no sistema. Nos bronzita xistos, outro tipo de rochas foliadas presente no complexo de Manga-bal I, a associação mineralógica caracteriza-se pelo desenvolvimento de porfiroblastos de ortopiroxênios, indicando que os reequilíbrios mineralógicos devem ter ocorrido em condições superiores às da curva (7), que representa a quebra de ortopiroxênio em presença de H_2O .

Conforme já analisado, a associação mineralógica desenvolvida nas rochas foliadas difere das associações presentes em rochas não foliadas, apresentando feições texturais e mineralógicas próprias. Dentro do contexto dos complexos, a vinculação dessas rochas a zonas de fraturamento e/ou falhamento e o relativo enriquecimento em sílica, como evidenciado seja pela paragênese mineral desenvolvida (Fig. 51), como pelas análises químicas (Fig. 50), indicam que a associação mineralógica, nessas rochas, desenvolveu-se num sistema aloquímico, com introdução e/ou remoção de determinados componentes no sistema. Embora não se possa precisar o conjunto de elementos introduzidos e/ou removidos, as paragêneses mineralógicas e os dados químicos mostram ter ocorrido no mínimo introdução de

FIG. 54 - Relações de estabilidade das fases minerais no sistema $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ em função de $\log m \text{SiO}_2$ e $1/T^\circ \text{K}$ a 1 Kbar de $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$. ($m \text{SiO}_2$ = concentração molal de sílica. Extraído de Hemley *et alii*, 1977).

sílica no sistema, propiciando a formação de fases minerais saturadas em sílica. Neste aspecto, Hemley *et alii* (1977) demonstram experimentalmente a possibilidade de transformação de forsterita em enstatita, e esta em antofilita, com o aumento da atividade de sílica a temperatura e pressão constante em presença de fase fluida constituída por H_2O ($P_t = P_{H_2O}$), cujos resultados encontram-se reproduzidos na Fig. 54.

Essa seqüência de transformações é particularmente observada no intervalo inicial atravessado pelo furo nº 26 (Fig. 7): a sondagem intercepta intervalo de antofilita xistos (amostras 1 e 2), correspondente a zona de falha (conforme esquematizado na Fig. 2-A); afastando-se gradativamente da zona de falha, segue-se intervalo com rochas ultramáficas miloníticas, com bronzita-clorita-hornblenda xistos e bronzita xistos (amostras 3 a 9), nos quais nota-se o conspícuo desenvolvimento de porfiroblastos de ortopiroxênio, passando-se então a metaperidotitos a clorita (amostras 10 a 14), portadores de olivina, sem evidências de foliação ou de eventuais efeitos de contaminação. Com base no diagrama da Fig. 54, essa seqüência de transformação pode ser interpretada como produzida pelo aumento da atividade da sílica no sistema.

Ao longo da zona de falha, uma maior introdução de fluído dos portadores de sílica e H_2O leva à formação de antofilita xistos. Afastando-se da zona de falha, a diminuição gradativa da atividade de sílica produz os bronzita xistos, passando então às rochas originais, portadoras de olivina, sem efeitos de contaminação. Como observado no diagrama da Fig. 54, tal seqüência de transformações, a $P_t = P_{H_2O} = 1$ Kbar, ocorre a temperaturas relativamente elevadas, da ordem de $700^\circ C$, compatíveis com as temperaturas de formação das associações mineralógicas finais desenvolvidas nos demais tipos litológicos já analisados.

Em termos gerais e numa primeira aproximação, a correlação entre as paragêneses observadas e os dados teórico/experimentais compilados da Fig. 52 permite extrair as seguintes conclusões:

a) a seqüência das associações mineralógicas desenvolvidas nos termos não foliados das litologias ultramáficas

corresponde a seqüência paragenética desenvolvida em condições de temperatura decrescente. As associações originais dessas rochas representariam as paragêneses de alta temperatura; as paragêneses finais teriam se estabelecido a temperaturas da ordem de 650-750°C, admitindo-se valores de pressão total limitados pela curva (10) e, numa primeira hipótese, admitindo-se que $P_T = P_{H_2O}$ (aspecto que será analisado no item 9.2.3.4);

b) as associações mineralógicas finais, tanto nas rochas não foliadas como nas foliadas, desenvolveram-se em semelhantes condições de temperatura e pressão; as diferenças paragenéticas sendo reflexo da atuação de processos aloquímicos no desenvolvimento das rochas foliadas;

c) as associações paragenéticas desenvolvidas nas litologias ultramáficas mostram que, dentro das devidas restrições, a seqüência de reações constante no diagrama da Fig. 52 expressa adequadamente a seqüência dos reequilíbrios mineralógicos (observados ou inferidos), que devem ter ocorrido nas rochas ultramáficas. Ressalta-se, contudo, que a paragênese original das rochas ultramáficas dos complexos contempla gioclásio (com teor médio, aproximado, de An_{60}), o que implica na presença de Na_2O no sistema, componente não considerado no diagrama da Fig. 52. Esse componente, com a desestabilização das associações olivina-plagioclásio e piroxênios-plagioclásio, passa a participar da constituição dos anfibólios. Dessa forma, nas associações desenvolvidas pelos processos pós-ígneos, o anfibólio cálcico presente não é representado por tremolita (fase teórico/experimental), mas por pargasita (particularmente nas associações coroníticas) e por magnésio hornblenda, como já foi analisado no item 7.5.2. Conforme destacado por Delaney e Helgeson (1978), o campo de estabilidade da pargasita estende-se a temperaturas muito superiores que o da tremolita, fato que pode modificar sensivelmente as relações de fase e a distribuição das curvas de equilíbrio das reações constantes na Fig. 52, principalmente no campo de temperaturas elevadas. Este aspecto tem particular importância por corresponder ao campo no qual ocorrem as reações coroníticas, como será analisado no item 9.2.3.3.

9.2.3.2. Associações minerais em litologias máficas

A interpretação das transformações mineralógicas e das paragêneses desenvolvidas pelos processos sub solidus em rochas de natureza máfica apresenta aspectos bastante complexos, em parte ainda especulativos. Nessas rochas, as transformações se processam em sistemas químicos mais complexos, envolvendo a interação simultânea de um maior número de componentes, sendo que as associações mineralógicas resultantes (como amplamente discutido por Robinson e Jaffe (1969), Grapes *et alii* (1977), Spear (1981), Thompson *et alii* (1982), Robinson *et alii* (1982), entre outros) são função, por um lado, da composição química da rocha original e, por outro, da interação de um conjunto de parâmetros (como f_{H_2O} , f_{O_2} , f_{CO_2} , a_{SiO_2} , por exemplo), cuja variação pode modificar sensivelmente a associação e a composição química das fases das paragêneses resultantes.

Face à complexidade química do sistema e à multiplicidade das variáveis envolvidas, as transições (relações de fase) caracterizam-se por uma série de reações multivariantes, contínuas, marcadas por modificações gradativas seja na composição química, seja na proporção modal das fases minerais da rocha na zona de transição, o que torna difícil racionalizar os resultados experimentais em diagramas pressão-temperatura, como realizado para o sistema ultramáfico.

Algumas considerações quanto às fases minerais, seu relacionamento e às variáveis físico-químicas relativas às transformações e as paragêneses desenvolvidas nas litologias máficas presentes nos complexos podem, entretanto, ser tecidas a partir dos dados existentes na literatura, destacando-se os analisados por Robinson *et alii* (1982) e Spear (1981).

Uma análise geral das relações de fase em associações portadoras de ortoanfibólios é apresentada por Robinson *et alii* (1982). Conforme analisado por esses Autores, os ortoanfibólios não ocorrem em rochas de fácies xisto verde; a formação desses minerais inicia-se no fácies anfibolito, em rochas de composição apropriada, estendendo-se a campos de tempera -

tura mais elevados. A seqüência paragenética desenvolvida pelo metamorfismo progressivo a partir de fácies anfibolito, analisada por Robinson *et alii* (1982) em diagramas ACF, encontra-se reproduzida na Fig. 55.

Os diagramas da Fig. 55-A mostram as relações de fase para associações no fácies anfibolito; os da Fig. 55-B, as relações de fase na transição do fácies anfibolito para o fácies piroxênio-granulito e os da Fig. 55-C, as associações no fácies granulito. Os diagramas 55-A-a, 55-B-a e 55-C-a referem-se a rochas com composições predominantemente magnesianas, enquanto que os diagramas 55-A-b, 55-B-b e 55-C-b a rochas de composições intermediárias a ricas em ferro, evidenciando a variação das fases minerais e das paragêneses desenvolvidas nos diferentes fácies, em função da variação da relação Fe:Mg da rocha original.

A natureza das fases minerais desenvolvidas pelos processos pós-ígneos nas litologias máficas dos complexos é compatível com a constante nos diagramas 55-A-a, 55-B-a e 55-C-a, aos quais restringiremos as discussões a seguir, visto em nenhum caso ter-se observado a presença de granada ou de estauroлита nesses tipos litológicos.

Como base para as considerações a seguir, a composição química dos olivina gabronoritos e derivados e dos gabronoritos e derivados (Tabelas 13 e 14) foi projetada em diagrama ACF (Fig. 56) equivalente ao da Fig. 55-A-a, simplificado, mantendo-se as principais linhas de junção ("tie-lines") que definem os diferentes campos paragenéticos numerados conforme consta na Fig. 55-A-a. No diagrama da Fig. 56 foram adicionalmente discriminados os pontos composicionais referentes à Tschermarkita (ponto Ts), à pargasita (ponto P), à magnésio-hornblenda (ponto H) e à tremolita (ponto Tr), anfibólios de interesse nas discussões a seguir e inclusos, na Fig. 55-A-a, no campo genérico da hornblenda. A série gedrita-antofilita, como consta também da Fig. 55-A-a, é contínua nessas condições metamórficas, indicando que os ortoanfibólios referem-se a fases super-solvus (como analisado no item 7.5.2.2). Ressalta-se, entretanto, que as paragêneses constantes dos dia-

FIG. 55 - Sequência de diagramas ACF representando as relações de fases no fácies anfibolito (Fig. 55-A), na transição do fácies anfibolito para granulito (Fig. 55-B) e no fácies granulito (Fig. 55-C). Os diagramas 55-A-a, 55-B-a e 55-C-a referem-se a rochas de composição predominantemente magnesiânica; os diagramas 55-A-b, 55-B-b e 55-C-b, a rochas de composição intermediária a ricas em ferro. No diagrama 55-A-a os números indicam os diferentes campos paragenéticos possíveis, em função da composição da rocha. Abreviações: Sill= sillimanita; Cord= cordierita; Pl= plagioclásio; Ep= epidoto; Aug= augita/diopside; Hbld= hornblenda; Anto= antofilita; Ged= gedrita; Opx= ortopiroxênio; Est= estauroлита; Gra= granada; Cum= eumingtonita (projeção em porcentagem catiônica).

gramas ACF da Fig. 55 relacionam associações minerais desenvolvidas em sistemas saturados ou com excesso de sílica. Os gabronoritos e derivados satisfazem essa condição, contudo, os olivina gabronoritos e equivalentes recristalizados apresentam fases minerais insaturadas em sua constituição, não representadas nesses diagramas, aspecto que será analisado adiante em maior detalhe.

Uma primeira análise de caráter genérico entre as associações mineralógicas presentes nas rochas máficas dos complexos e as expressas nos diagramas da Fig. 55 permite extrair as seguintes correlações:

1) Conforme esquematizado da Fig. 51, a associação original dos olivina gabronoritos é representada por plagioclásio-olivina-ortopiroxênio-clinopiroxênio. Tendo em vista o campo composicional ocupado pelos olivina gabronoritos e derivados (Fig. 56) e considerando o caráter insaturado desse tipo litológico, a associação original dessas rochas representa, em termos sub solidus, paragênese estável em condições do fácies granulito (Fig. 55-C-a).

Também no caso dos gabronoritos, litologia saturada e ocupando campo composicional mais amplo que o dos olivina gabronoritos (Fig. 56) a associação original (plagioclásio-ortopiroxênio-clinopiroxênio; Fig. 51) corresponde, em termos sub-sólidos, a paragênese estável no fácies granulito (Fig. 55-C-a).

2) A associação mineralógica desenvolvida pelos processos coroníticos nos olivina gabronoritos (1º reequilíbrio mineralógico, Fig. 51) não encontra equivalente apropriado nos diagramas da Fig. 55. Considerando-se que a associação plagioclásio-ortopiroxênio-clinopiroxênio, também presente nessas rochas, permanece estável enquanto se processam as transformações coroníticas, esses reequilíbrios devem se desenvolver em condições de temperatura e pressão ainda compatíveis com as do fácies granulito.

3) A associação mineralógica presente nos meta olivina gabronoritos (associação mineralógica final, Fig. 51) é representada, de forma genérica, por plagioclásio + hornblenda + ortoanfibólio ± rutilo/ilmenita. Sem maiores detalhes (dis-

FIG. 56 - Campo de composição química dos olivina gabronoritos e derivados e dos gabronoritos e derivados em diagrama ACF equivalente ao da Fig. 55-A-a. Os pontos Ts, P, H e Tr representam a projeção da composição dos anfibólios: tschermakita, pargasita, magnésio-hornblenda e tremolita, respectivamente. O ponto OT representa a projeção da composição química de olivina toleito citada por Spear (1981) (na projeção desse ponto, o teor em Fe_2O_3 da análise química original de Spear (1981) foi recalculado como FeO , de forma a uniformizar as projeções). As demais linhas e abreviações são as mesmas da Fig. 55-A-a (projeção em porcentagem catiônica).

cutidos adiante) e tendo em vista o quimismo dessas rochas (Fig. 56), essa associação corresponde à paragênese estável no fácies anfibolito (campo 4 - Fig. 56 ou 55-A-a).

Nos meta gabronoritos, a associação mineralógica final é representada por plagioclásio + hornblenda + quartzo + antofilita ± rutilo/ilmenita.

Numa primeira aproximação, a associação plagioclásio-hornblenda-quartzo desenvolve-se em rochas do fácies anfibolito com composições químicas contidas no campo 3 da Fig. 56 ou 55-A-a, à qual se associa antofilita, no caso de meta gabronoritos com composições contidas no campo 4 dos mesmos diagramas, como comumente observado nas rochas dos complexos.

Os meta gabronoritos contidos no campo 5 deveriam apresentar, conforme a Fig. 55-A-a, a associação ortoanfibólito + hornblenda ± quartzo, sem plagioclásio. Tal fato não é contudo o observado, pois essas rochas contêm plagioclásio mesmo que em baixa porcentagem modal. Este fato deve-se ao caráter genérico do diagrama, aspecto que será analisado mais adiante.

É provável que as associações representadas no diagrama da Fig. 55-B-a devam ocorrer nas rochas dos complexos porém como amostras em estágios transicionais, entre o original (ígneo), do fácies granulito, e o final, reequilibrado, do fácies anfibolito.

Essa primeira análise, mesmo que aproximada, mostra que as associações mineralógicas desenvolvidas nas litologias máficas dos complexos representam seqüência paragenética desenvolvida em condições de temperatura decrescente. A associação original corresponderia a paragênese de fácies granulito; a final, a paragênese de fácies anfibolito. O caráter "retrometamórfico" dos reequilíbrios pós-ígneos, já demonstrado pelas associações desenvolvidas nas litologias ultramáficas, então interpretado em termos de temperatura (diagrama de fases - Fig. 52) é assim corroborado pelas associações desenvolvidas nas litologias máficas associadas, agora expresso em termos de fácies metamórficas (conforme Fig. 55).

A par das conclusões de caráter geral extraídas da

Fig. 55, os dados analíticos disponíveis (análises químicas de minerais - Tabelas 5, 7, 10 e 11, e de rocha-total - Tabelas 13 e 14), e os resultados de investigações teórico/experimentais específicas permitem aprofundar alguns aspectos relativos às transformações mineralógicas observadas nas litologias máficas dos complexos, através dos quais é possível uma análise mais realística das transformações e paragêneses resultantes, e dos quais é possível extrair dados adicionais de interesse na interpretação dos fatores físico-químicos atuantes durante a evolução pós-ígneia dos complexos em estudo.

Neste aspecto têm particular interesse os estudos experimentais realizados por Spear (1981), que investigam as relações de fase em rochas de composição original correspondente à de olivina toleitos no campo de temperaturas de 500 a 900°C e de pressões de 1 a 5 Kbar ($P_T = P_{H_2O}$) a diferentes valores de f_{O_2} , nos quais é também investigada a influência da variação da atividade da sílica (a_{SiO_2}) nas associações resultantes. A composição química do olivina toleito utilizado por Spear (op. cit.) encontra-se representada no diagrama da Fig. 56 (ponto OT) e os resultados experimentais encontram-se reproduzidos no diagrama da Fig. 57 em função de T e $\log f_{O_2}$, a $P_T = P_{H_2O} = 1$ Kbar. O aumento da pressão no sistema desloca as curvas de equilíbrio para temperaturas pouco mais elevadas porém a relação entre as fases é mantida a mesma.

Embora as associações mineralógicas desenvolvidas nas diferentes condições investigadas por Spear (op. cit.) não envolvam a participação de ortoanfibólios (cujas formação, como expresso nas Figs. 55-A-a e 55-B-a é dependente da composição da rocha original), as demais transformações mineralógicas descritas permitem extrair informações de interesse na interpretação das paragêneses desenvolvidas nas litologias máficas em estudo, cujos aspectos principais serão analisados em maior detalhe a seguir.

1) Um primeiro aspecto que ressalta no diagrama da Fig. 57 é o fato das relações de fase em condições de f_{O_2} elevadas (tampão HM) serem bastante distintas das relações de fase em condições de f_{O_2} mais baixas (tampões QFM e WM). Destaca-se nesse particular a presença de quartzo e a ausência de ortopiroxênio e olivina nas

associações desenvolvidas em condições de f_{O_2} elevadas, enquanto que em condições de f_{O_2} baixas, ortopiroxênio e olivina são fases possíveis, sendo o quartzo a fase ausente; demonstrando que a presença de quartzo livre na associação é função não somente da composição da rocha original, mas também das condições de f_{O_2} atuantes durante as transformações mineralógicas.

Considerando a seqüência de fases minerais desenvolvidas nas litologias máficas dos complexos (Fig. 51) e ressaltando-se a presença de ilmenita, rutilo e magnetita como óxidos acessórios, pode-se concluir, com base no diagrama da Fig. 57, que as condições de f_{O_2} que atuaram durante os reequilíbrios pós-ígneos não devem ter sido superiores às da curva ilmenita/Ti-hematita, visto não ter sido observada a presença de Ti-hematita em nenhuma paragênese desenvolvida pelos processos pós-ígneos. A ocorrência de quartzo livre nos metabronoritos e a ausência dessa fase mineral nos meta olivina gabronoritos é, portanto, reflexo das diferenças na composição química original entre esses dois tipos litológicos, particularmente no que concerne ao teor em SiO_2 , mais elevado nos gabronoritos (Tabelas 13 e 14 e Fig. 50).

2. Como mostram os experimentos de Spear (op.cit.), o campo de estabilidade do anfibólio é bastante amplo, alcançando temperaturas da ordem de $900^{\circ}C$, quando então ocorre a quebra desse mineral, em rochas de semelhante composição, produzindo a associação plagioclásio + ortopiroxênio + clinopiroxênio + olivina + ilmenita. Dentro do campo paragenético da associação plagioclásio + anfibólio + ilmenita, o aumento da temperatura leva à formação de associações mineralógicas mais complexas, que passam a incluir clinopiroxênio + ortopiroxênio e clinopiroxênio + ortopiroxênio + olivina, quando alcançadas as condições apropriadas para o aparecimento dessas fases no sistema (Fig. 57). As transformações que levam à formação dessas associações são complexas, representadas por reações contínuas e multivariantes, durante as quais o anfibólio tem sua porcentagem modal diminuída e sua composição química modificada, tornando-se gradativamente mais enriquecido em Na, K, Al_{total} , Al^{IV} e Ti, com concomitante empobrecimento em Si,

ou seja, com o aumento da temperatura, o anfibólio tende a composições mais pargasíticas.

Nas rochas dos complexos, como analisado no item 7.5.2, os anfibólios cálcicos desenvolvidos pelas seqüências de transformações pós-ígneas mostram "trend" de variação marcado por nítido empobrecimento em $(Na + K)$, Al^{IV} e Al^{VI} , com concomitante enriquecimento em Si. Conforme mostram os diagramas da Fig. 32, os anfibólios das associações coroníticas são predominantemente pargasíticos; os reequilíbrios subsequentes produzem anfibólios cálcicos gradativamente menos pargasíticos tendendo, de modo geral, em direção ao ponto composicional da tremolita. Embora não se possa precisar em que momento o ortopiroxênio e/ou o clinopiroxênio presentes na paragênese original desaparecem da associação, as transformações químico/mineralógicas mostradas pelos anfibólios, interpretadas com base nas observações de Spear (1981), são plenamente compatíveis com o caráter "retrometamórfico" dos reequilíbrios mineralógicos verificados nos complexos.

3. Com relação ao efeito causado por diferenças no grau de saturação em sílica no sistema, ressalta Spear (1981) que os anfibólios formados em condições de excesso de sílica tendem a ser mais ricos em Si e mais pobres em Al e Na que os anfibólios formados em iguais condições porém sem excesso de sílica no sistema, demonstrando que o aumento da atividade da sílica (a_{SiO_2}) desloca a composição dos anfibólios para termos com menor conteúdo no componente pargasítico.

Nas rochas dos complexos, os efeitos causados pela variação na a_{SiO_2} analisados por Spear (1981) têm particular aplicação na interpretação das associações mineralógicas derivadas dos olivina gabronoritos e dos gabronoritos, tipos litológicos semelhantes, porém com grau de saturação em sílica nitidamente distinto (Tabelas 13 e 14 - Fig. 50).

Nos meta olivina gabronoritos coroníticos ou a espinélio, os anfibólios são predominantemente pargasíticos, e ocorrem associados a espinélio aluminoso, fase insaturada indicativa de baixo valor de a_{SiO_2} . Nos meta olivina gabronoritos, há certa diminuição na molécula pargasítica do anfibólio cálcico devida ao fato dos reequilíbrios mineralógicos subse-

qüentes ocorrerem a temperaturas decrescentes (como já analisado) contudo, mesmo nos termos mais recristalizados dos meta olivina gabronoritos, os anfibólios cálcicos ainda apresentam certa porcentagem de componente pargasítico, apresentando com posições de hornblendas edeníticas a magnésio hornblenda (Fig. 32-C e 32-D). Comparativamente, os anfibólios cálcicos presen tes nos meta gabronoritos (tipo litológico com quartzo livre na associação), alcançam composições mais tremolíticas (hornblenda tremolita), contendo, portanto, teores mais reduzidos de molécula pargasítica (Fig. 32-E), o que está portanto de acor do com os dados de Spear (1981).

As diferenças composicionais dos ortoanfibólios as sociados (gedritas nos meta olivina gabronoritos e antofilitas nos meta gabronoritos - item 7.5.2.3) admite semelhante ex plicação. Tendo em mente que os ortoanfibólios constituem sé-rie contínua nessas condições (Fig. 55-A), o baixo conteúdo em sílica nos meta olivina gabronoritos desloca a composição do ortoanfibólio para termos mais ricos em Al e Na e mais pobres em Si, produzindo ortoanfibólios com composições mais gedríti-cas, enquanto que nos meta gabronoritos, tipo petrográfico com excesso de sílica (como atestado pela presença de quartzo livre na associação) o maior valor de a_{SiO_2} desloca a composi-ção do ortoanfibólio associado para composições mais ricas em Si e mais pobres em Al e Na, isto é, para composições mais próximas à da antofilita.

Em função dos aspectos analisados, as linhas de conjunção ("tie-lines") da Fig. 56 (ou 55-A-a), diagramas aos quais as associações presentes nos meta olivina gabronoritos e meta gabronoritos foram inicialmente correlacionados, foram reinterpretadas e traçadas em função da composição química das fases presentes nas associações.

Os meta olivina gabronoritos, contidos no campo 4 da Fig. 56 não apresentam tschermakita (ponto Ts) como anfibólio cálcico, mas sim hornblendas pargasíticas a magnésio hornblendas (pontos P e H da Fig. 56); o ortoanfibólio associado tem composição predominantemente gedrítica. Esta paragênese é mostrada na Fig. 58 e designada de (4a) numa correlação com a

FIG. 58 - Diagrama ACF representativo das associações mineralógicas nos meta olivina gabronoritos e nos meta gabronoritos. O campo (4b) refere-se a paragéneses presentes nos meta olivina gabronoritos e o campo (4a) às paragéneses dos meta gabronoritos. Abreviações conforme Fig. 56.

associação paragenética do campo 4 da Fig. 55-A-a.

Os meta gabronoritos originalmente contidos nos campos 3, 4 e 5 da Fig. 56, também não apresentam tschermakita, mas sim hornblendas de composição variando de pargasítica a tremolítica. O ortoanfibólio associado, como já analisado, tem composições próximas às da antofilita. Em função dessas considerações, todos os meta gabronoritos passam a ser incluídos num só campo paragenético, indicado por (4B) na Fig. 58.

No que concerne ao plagioclásio, observa Spear (op. cit.) que no campo investigado experimentalmente (Fig. 57), as transformações que se processam com o aumento da temperatura levam a um aumento modal do plagioclásio na rocha resultante, contudo sua composição química, de modo geral, permanece constante, com teores médios em torno de An₄₂-An₅₈, o que de certa forma contraria as observações em anfibolitos naturais que geralmente mostram aumento no teor de An do plagioclásio com o aumento do grau metamórfico.

Nas rochas máficas dos complexos, considerando-se a associação mineralógica inicial (ígneia, original) e a final, observa-se que as transformações levam, por um lado, a uma redução da porcentagem modal do plagioclásio na rocha final, e, por outro, a uma diminuição do teor de An do plagioclásio, que passam de An₆₀₋₆₄ (em média) na rocha original, a An₄₀₋₅₀ (em média), nos termos finais recristalizados (Fig. 30).

A partir da análise das paragéneses desenvolvidas nas litologias máficas, associada à das litologias ultramáficas, e tomando-se como referência os dados experimentais constantes dos diagramas das Figs. 52, 55 e 57, foi elaborado o diagrama da Fig. 59 que apresenta, de forma esquemática, o provável relacionamento entre os diversos reequilíbrios mineralógicos nos distintos tipos litológicos presentes nos complexos, admitindo-se $P_T = P_{H_2O} = 5$ Kbar.

Para as litologias máficas (sistema máfico - parte superior do diagrama da Fig. 59) foi mantida a sequência de curvas que limitam o campo de estabilidade do clinopiroxênio (curva Cpx), do ortopiroxênio (curva Dpx), da olivina (curva Oliv.) e do anfibólio pargasítico (curva Anf.) conforme cons-

ta da Fig. 57, cuja seqüência (ordenamento) reproduz de forma aproximada a observada nas litologias máficas dos complexos. Para as litologias ultramáficas (sistema ultramáfico - metade inferior do diagrama da Fig. 59) somente as curvas de interesse específico foram representadas, ou seja, a curva (17), representativa da quebra do clinocloro; as curvas (6) e (9), representativas do limite de estabilidade da antofilita, e a curva (7), limite inferior de estabilidade do ortopiroxênio no sistema ultramáfico em presença de H_2O (ver Fig. 52).

No diagrama da Fig. 59, a curva Anf., locada no sistema máfico através dos dados de Spear (1981 - Fig. 57) foi extrapolada para o sistema ultramáfico, indicando um possível limite superior de estabilidade do anfibólio pargasítico em litologias ultramáficas; a curva de desaparecimento da olivina no sistema máfico com o decréscimo da temperatura (curva Oliv.) foi extrapolada para o sistema ultramáfico, representando o possível limite de estabilidade da associação olivina magnesiânica + plagioclásio em litologias ultrabásicas; a curva Opx, do sistema máfico, foi igualmente extrapolada para o sistema ultramáfico, indicando o possível limite de estabilidade da associação ortopiroxênio + plagioclásio em litologias ultramáficas, de particular interesse no caso dos bronzititos feldspáticos. As condições de temperatura da curva (7), representativa do limite inferior de estabilidade do ortopiroxênio em presença de H_2O em litologias ultramáficas, como já analisado, são consideradas como limite inferior de temperatura atingidas no complexo. O aparecimento do ortopiroxênio nas litologias máficas é admitido como limite entre o fácies granulito e anfibolito (Winkler, 1979; Robinson *et alii*, 1982) o que permite correlacionar os diagramas das Figs. 52 e 57 (em $T^{\circ}C$) e 55 (em fácies metamórficas).

Como esquematizado na Fig. 59, a associação mineralógica original dos olivina gabronoritos (plagioclásio-olivina-ortopiroxênio-clinopiroxênio) é estável em condições de temperaturas elevadas, dentro do campo de estabilidade da associação olivina + plagioclásio, limitado pela curva (Oliv). As reações coroníticas, nessa litologia, devem ocorrer em condi-

ções relacionadas às da curva (Oliv), que representa a desestabilização da associação olivina-plagioclásio nos olivina gabronoritos. Esse reequilíbrio, ainda em fácies granulito, produz os meta olivina gabronoritos coroníticos ou a espinélio, que devem persistir até alcançar a curva (Opx), que marca o limite de estabilidade da associação ortopiroxênio-plagioclásio. A partir dessa curva, com o decréscimo da temperatura, estabelecem-se os complexos reequilíbrios mineralógicos formadores dos meta olivina gabronoritos, que eliminam o clinopiroxênio e ortopiroxênio da associação, formando paragênese portadoras de hornblenda + ortoanfibólio + plagioclásio, em condições de fácies anfibolito.

Nos gabronoritos, a associação mineralógica original (plagioclásio + ortopiroxênio + clinopiroxênio) permanece estável no campo de temperaturas elevadas, até alcançar a curva (Opx), que limita o campo de estabilidade da associação ortopiroxênio-plagioclásio, a partir da qual ocorrem as transformações responsáveis pela formação dos meta gabronoritos.

Os peridotitos feldspáticos e os harzburgitos feldspáticos, embora em proporções diversas, apresentam essencialmente as mesmas fases minerais presentes nos olivina gabronoritos, permanecendo estáveis no campo de temperaturas elevadas até ocorrerem as transformações mineralógicas devidas às reações coroníticas. Essas reações são essencialmente as mesmas que ocorrem nos olivina gabronoritos, envolvendo as mesmas fases reagentes (olivina + plagioclásio) e gerando a mesma associação mineralógica (ortopiroxênio + anfibólio pargasítico + espinélio aluminoso). Face à semelhança no quimismo das fases envolvidas, essa reação, tanto nos olivina gabronoritos como nas litologias ultrabásicas, deve ocorrer em semelhante intervalo de temperatura e pressão. Por esse motivo, a curva (Oliv) do sistema máfico é extrapolada para o sistema ultramáfico, significando o limite inferior da associação olivina + plagioclásio nas litologias ultrabásicas. Visto a olivina nos peridotitos e harzburgitos feldspáticos ser mais magnesiânica, essa reação, nessas rochas, deve ocorrer a temperaturas pouco superiores que nos olivina gabronoritos, nos quais a olivina

FIG. 59 - Diagrama esquemático representativo do possível relacionamento entre os reequilíbrios mineralógicos observados nos diferentes tipos petrográficos dos complexos de Mangabal I e II.

A metade superior do diagrama refere-se a reequilíbrios no sistema máfico, e a metade inferior, a reequilíbrios no sistema ultramáfico. Para o sistema máfico encontram-se representadas as curvas (em linha cheia) que marcam as condições de aparecimento (ou desaparecimento) de clinopiroxênio (curva CPx), do ortopiroxênio (curva Opx), da olivina (curva Oliv) e do anfibólio pargasítico (curva Anf) em olivina toleitos (dados extraídos de Spear, 1981); as linhas tracejadas no sistema máfico limitam as condições de temperatura nas quais devem ter ocorrido os reequilíbrios mineralógicos finais, correspondendo a intervalo de temperatura entre as curvas (7) e (9) do sistema ultramáfico extrapoladas para o sistema máfico. Para o sistema ultramáfico encontram-se representadas as curvas de nºs 6, 7, 9, 17 e 13, extraídas da Fig. 52, tendo-se extrapolado, dos sistema máfico para o ultramáfico, as curvas Opx, Oliv e Anf. Essas curvas representariam, respectivamente, o limite de estabilidade da associação ortopiroxênio + plagioclásio, olivina + plagioclásio e o limite de estabilidade do anfibólio pargasítico no sistema ultramáfico. As linhas horizontais representam um determinado tipo petrográfico, conforme especificado pela simbologia. As condições nas quais devem ocorrer os principais reequilíbrios mineralógicos em cada tipo petrográfico considerado, encontram-se ressaltadas por um círculo. Ver texto para demais análises e considerações. Abreviações: (OGN)= olivina gabronoritos; (OGN)_c = olivina gabronoritos coroníticos ou a espinélio; (meta OGN)= meta olivina gabronoritos; (GN)= gabronoritos; (meta GN)= meta gabronoritos; (PF)= peridotito feldspático; (PF)_c = meta peridotitos coroníticos ou a espinélio; (meta PF)= meta peridotitos a clorita; (HF)= harzburgitos feldspáticos; (HF)_c = meta harzburgitos coroníticos ou a espinélio; (meta HF)= meta harzburgitos a clorita; (BF)= bronzititos feldspáticos; (meta BF)= meta bronzititos.

é relativamente menos magnesiânica. Essa reação, no sistema ultrabásico, leva à formação das associações coroníticas ou a espinélio, cuja estabilidade deve se estender até a curva (17). A temperaturas inferiores, desenvolvem-se os meta peridotitos e meta harzburgitos a clorita. A presença de ortopiroxênio recristalizado, com composições predominantemente magnesianas, coloca um limite inferior de temperatura para essas associações, correspondente à curva de quebra do ortopiroxênio nas litologias ultramáficas (curva 7 - Fig. 59 e 52). Tal limite é extrapolado para as litologias máficas (Fig. 59), colocando um limite inferior de temperatura para os reequilíbrios finais nas rochas dos complexos.

Nos bronzititos feldspáticos, a paragénese original (ortopiroxênio + plagioclásio + clinopiroxênio), de alta temperatura, permanece estável até alcançar a curva (Opx), (extrapolada do sistema máfico para o ultramáfico) o que limitaria o campo de estabilidade da associação desses dois minerais com o decréscimo da temperatura. A partir dessa curva, o plagioclásio presente nos bronzititos feldspáticos reage com o ortopiroxênio (e com clinopiroxênio), iniciando o conjunto de transformações que levam à formação dos meta bronzititos, nos quais a persistência de ortopiroxênio recristalizado também limita os reequilíbrios pós-ígneos às condições da curva (7) nas litologias ultramáficas.

Na Fig. 59 também encontra-se esquematizado o campo de estabilidade da paragénese dos antofilita xistos (rochas foliadas) limitada pelas curvas (6) e (9) e portanto desenvolvida em semelhantes condições de temperatura e pressão das paragêneses finais das demais litologias.

Como evidenciado pelo diagrama da Fig. 59, as associações presentes nos complexos mostram paragêneses de diferentes graus metamórficos, admitindo-se $P_T = P_{H_2O}$. As condições que permitem a persistência de tais paragêneses e seu significado no contexto dos complexos em estudo será interpretada no item 9.2.3.4. após a análise das possíveis reações representativas dos reequilíbrios coroníticos.

9.2.3.3. Reações coroníticas

A presença de coronas entre olivina e plagioclásio semelhantes às observadas nas rochas dos complexos em estudo é freqüentemente descrita em rochas de natureza gabrônica, em terrenos de fácies granulito a anfibolito, sendo que os processos formadores de tais coronas têm sido objeto de estudo de diversos pesquisadores, como Mason (1967), Grieve e Gittins (1975), Griffin e Heier (1973), Gardner e Robins (1974), Hamlyn (1980), Esbensen (1978), Emmett (1982), Lamoen (1979), Miller (1974), Sapountzis (1975), entre outros. De modo geral verifica-se que, embora os mecanismos responsáveis pelo desenvolvimento e estruturação das coronas ainda não estejam devidamente estabelecidos, há consenso entre os diversos pesquisadores de que as coronas formam-se por processos *sub solidus*, através da difusão iônica dos elementos em presença de fase fluida no sistema. As divergências persistem, entretanto, no que concerne ao desenvolvimento das coronas: se este se processaria num sistema aberto (no qual a introdução e/ou remoção de determinados elementos seria necessária para sua formação e desenvolvimento), ou num sistema fechado (exceção feita à fase fluida). Neste aspecto, cada Autor limita a validade a sua interpretação ao tipo particular do coronito por ele estudado, sem maiores generalizações.

No caso das coronas em estudo, algumas evidências tanto de caráter petrográfico, como de caráter químico, permitem tecer considerações quanto às prováveis transformações relacionadas ao processo coronítico, analisados a seguir.

Do ponto de vista petrográfico ressaltam os seguintes aspectos:

a) independente da presença e da natureza das demais fases minerais presentes na associação, as coronas se desenvolvem sempre que olivina e plagioclásio estejam em contato, evidenciando que sua formação independe da participação de outras fases minerais;

b) como descrito no capítulo 6, as coronas apresentam diferentes graus de evolução, desde a incipiente até as

totalmente evoluídas. A evolução do processo leva ao esgotamento do plagioclásio, nas coronas de litologias ultrabásicas (item 6.2.2. e 6.3.2., Fotomicrografias 9, 10, 11, 12, 40, 41), ou da olivina, nos olivina gabronoritos (itens 6.2.3. e 6.3.3., fotomicrografias 21, 22, 49, 50). O desenvolvimento parcial das coronas é provavelmente devido ao esgotamento de uma fase reagente. Numa primeira análise, a interrupção do processo seria devida ao esgotamento de H_2O (fase introduzida no sistema através da fase fluida e necessária para a formação da pargasita), considerando-se que todos os demais componentes estão presentes, contidos na associação original.

c) A evolução das coronas nos olivina gabronoritos é particularmente elucidativa para a interpretação das reações que devem ocorrer no processo de coronitização. Confrontando-se as coronas em diferentes estágios evolutivos (fotomicrografias 19 e 21, por exemplo), nota-se que o processo leva gradativamente à eliminação da olivina, culminando com sua total substituição por ortopiroxênio nos meta olivina gabronoritos a espinélio, nos quais as coronas passam a apresentar um núcleo constituído por um agregado granular de ortopiroxênio, bordado por uma faixa de anfibólio pargasítico fibroso; o espinélio aluminoso concentrando-se na parte mais externa da corona, próxima ao plagioclásio (Fotomicrografias 21-22). Essas coronas mostram claramente que o processo leva à substituição de olivina por ortopiroxênio, sendo necessário, para que tal transformação ocorra, a adição de sílica à olivina. Essas evidências indicam que deve haver liberação de sílica durante o processo coronítico, e que a sílica então liberada deve migrar através da corona e alcançar o núcleo de olivina, onde é consumida na formação de ortopiroxênio. Neste processo, a olivina funcionaria como "buffer" para a sílica; a difusão da sílica até o núcleo de olivina devendo ser facilitada pela estrutura fibro radiada da corona. Contrariamente à sílica, o Al tende a concentrar-se nas partes mais externas da corona, fato evidenciado pela abundância de espinélio aluminoso na interface anfibólio-plagioclásio.

Face à semelhança textural, mineralógica e química

das fases minerais envolvidas no processo coronítico, as considerações de caráter petrográfico, tecidas para as coronas em olivina gabronoritos, são igualmente extrapoladas para as coronas em peridotitos e harzburgitos feldspáticos.

Do ponto de vista químico, as seguintes considerações podem ser acrescidas:

d) os dados de quimismo mineral mostram que a relação Na:Ca na pargasita (Na:Ca $\sim$ 1:2) é semelhante à do plagioclásio presente tanto nos olivina gabronoritos como nos peridotitos e harzburgitos feldspáticos, considerando-se que o teor médio dos plagioclásios nesses tipos litológicos varia de An₆₄-An₆₀ (o que fornece uma relação Na:Ca de aproximadamente 1:2). Tal semelhança sugere que estes dois elementos estão presentes na rocha original numa relação apropriada para a formação do anfibólio, não havendo portanto necessidade da introdução ou remoção de Na e/ou Ca no sistema, para a evolução da corona.

e) confrontando-se o valor de X_{Mg} da olivina com o das fases produzidas pelo processo coronítico, verifica-se que X_{Mg} do ortopiroxênio coronítico é pouco superior ao da olivina, com a qual está em equilíbrio (item 7.3.2. e Fig. 28) ; que X_{Mg} do anfibólio, embora variável, é semelhante ou pouco superior que o X_{Mg} da olivina, e que, no espinélio, o valor de X_{Mg} é significativamente inferior ao da olivina. Considerando-se que o Fe e Mg são fornecidos pela olivina, nota-se haver uma redistribuição desses elementos nas fases produzidas pelo processo coronítico, de forma a manter uma coerência entre a relação Fe:Mg da olivina e a relação Fe:Mg nas fases formadas pelas transformações coroníticas. No caso, enquanto o ortopiroxênio e o anfibólio representam fases com ligeiro enriquecimento em Mg, o espinélio representa a fase nitidamente enriquecida em Fe. Em função dessas evidências não haveria necessidade da introdução (ou remoção) de Fe ou Mg no sistema para a evolução da corona, visto que a relação Fe:Mg das três fases coroníticas reconstituiria, em princípio, a relação apresentada pela olivina original.

f) As análises químicas de rocha total (Tabelas 13

e 14) mostram que os olivina gabronoritos em diferentes estágios de coronitização (desde incipiente até os meta olivina gabronoritos a espinélio) apresentam essencialmente a mesma composição química. Caso o processo de coronitização envolva necessariamente a introdução (ou remoção) de determinados componentes, para a sua evolução, seria de se esperar um determinado "trend" de variação química, com aumento (ou diminuição) na quantidade de determinados elementos que fosse proporcional ao "grau de evolução da coronitização" da rocha. Em todos os diagramas elaborados, dos quais somente alguns foram apresentados (Fig. 50), tal variação não foi observada, sugerindo o processo de coronitização ser essencialmente *isoquímico*. Face à semelhança do processo, tal hipótese é extrapolada para as litologias ultrabásicas, embora o campo de variação química original desses tipos litológicos não evidencie adequadamente o caráter isoquímico das transformações coroníticas (Fig. 50).

Os aspectos acima ressaltados permitem inferir que nas rochas dos complexos em estudo, as reações coroníticas deenvolveram-se por processos de difusão iônica de elementos num sistema essencialmente fechado, isto é, o sistema permanece aberto no que concerne à introdução da fase fluída, não havendo porém necessidade da introdução ou remoção de determinados elementos químicos no sistema para que tais reações ocorram.

Num sistema fechado é implícito o balanceamento químico final dos elementos difusos, o que permite representar as reações coroníticas através de equações envolvendo fases minerais em proporções estequiométricas apropriadas.

Em termos de reação, a corona pode ter sua formação explicada pela atuação conjunta de duas reações acopladas ("coupled reactions"):

(onde An = anortita; Ab = albita; Oliv = olivina; Parg. = pargasita; Esp = espinélio; Opx = ortopiroxênio).

A reação (21) leva à formação de pargasita e espinélio, com liberação de sílica. A sílica liberada é concomitantemente consumida pela reação (22), com a formação de ortopiroxênio.

Nestas reações, o esgotamento de qualquer fase reagente interrompe o desenvolvimento das coronas. Nas litologias ultrabásicas, as coronas se completam com o esgotamento do plagioclásio; nos olivina gabronoritos, com o esgotamento da olivina. O esgotamento de H_2O interrompe o processo coronítico em qualquer estágio, devendo ser o fator responsável pela presença de coronas em diferentes estágios de evolução.

A reação total do processo coronítico é representada pela reação (23), somatória de (21) e (22), na qual SiO_2 não figura, por ser produzido e concomitantemente consumido no processo.

Admitindo-se fases de composição magnesiânica, a reação (23) pode ser representada pela equação (23a) abaixo:

(V = volume molar, em cm^3/mol)

Numa primeira análise, verifica-se que a relação entre os volumes das fases produzidas pela reação coronítica (reação 23a, admitindo-se composições magnesianas) reproduz adequadamente a relação modal, observada entre as fases minerais constituintes das coronas estudadas, ou seja, a porcentagem modal do espinélio é significativamente menor que a do anfibólio pargasítico, cuja proporção é pouco superior à porcentagem modal do ortopiroxênio coronítico.

Embora não existam dados experimentais que permitam uma correta quantificação da reação coronítica, as condições de equilíbrio para a reação (23) podem ser estimadas teo

ricamente, a partir dos valores das propriedades termodinâmicas das fases envolvidas na reação.

Em função da composição química das fases minerais presentes nas coronas em estudo, as condições de equilíbrio se rão calculadas para a reação (23b), admitindo-se semelhante partição de Fe e Mg entre todas as fases minerais portadoras desses elementos, aproximação adotada visto não se conhecer o devido valor do coeficiente de partição desses elementos entre todas as fases ferromagnesianas participantes da reação.

Para efeito de cálculo, será considerada a reação inversa de (23b), de modo a manter as fases de maior temperatura, e H_2O , como produtos da reação.

O significado da notação e os valores das propriedades termodinâmicas utilizadas na determinação da equação de equilíbrio da reação (23b) encontram-se listados na Tabela 17.

Os valores das propriedades termodinâmicas para o plagioclásio de composição $An_{66}Ab_{33}$ foram calculados a partir dos valores de ΔH_f^0 , ΔS_f^0 e de ΔG_f^0 da Albita e da Anortita, tabelados em Helgeson *et alii* (1978), levando-se em consideração a entalpia em excesso (ΔH^{exc}), devida a solução sólida (mistura) dos dois componentes puros, segundo Newton *et alii* (1980).

Para as fases forsterita, faialita, enstatita, ferrossilita e espinélio magnesiano, foram utilizados os valores tabelados em Helgeson *et alii* (1978); para a hercinita, os valores citados em Robie *et alii* (1978) e para a Mg-pargasita,

TABELA 17 - Notação termodinâmica e propriedades termodinâmicas das fases participantes das reações coroníticas

T	= temperatura em graus Kelvin ($^{\circ}\text{K}$)
P	= pressão, em bar
V^{m}	= volume molar a 298,15 $^{\circ}\text{K}$ e 1 bar (em cm^3/mol)
S^{m}	= entropia molar (3 $^{\circ}$ Lei) a 298,15 $^{\circ}\text{K}$ e 1 bar
$\Delta S^{\text{m}}_{\text{f}}$	= entropia molar de formação a partir dos elementos a 298,15 $^{\circ}\text{K}$ e 1 bar
$\Delta H^{\text{m}}_{\text{f}}$	= entalpia molar de formação a partir dos elementos a 298,15 $^{\circ}\text{K}$ e 1 bar
$\Delta G^{\text{m}}_{\text{f}}$	= energia livre molar de formação a partir dos elementos a 298,15 $^{\circ}\text{K}$ e 1 bar
$G(I, P)$	= energia molar de Gibbs a T e P
$G^{\text{m}}_{\text{H}_2\text{O}}$	= energia molar de Gibbs da água a T e P (Fisher e Zen, 1971)
$f_{\text{H}_2\text{O}}$	= fugacidade de H_2O a T e P
K	= constante de equilíbrio
γ	= coeficiente de fugacidade

Mineral	$\Delta G^{\text{m}}_{\text{f}}$ (cal/mol)	$\Delta S^{\text{m}}_{\text{f}}$ (cal/mol $^{\circ}\text{K}$)	ΔV^{m} (cm^3/mol)	
Anortita (An) $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	-954,298	-179,44	100,79	(1)
Albita (Ab) $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	-886,308	-179,10	100,07	(1)
An ₆₆ Ab ₃₃	-921,842	-175,39	100,55	(4)
Forsterita (Fo) Mg_2SiO_4	-491,564	-95,42	43,79	(1)
Faialita (Fa) Fe_2SiO_4	-330,233	-80,15	46,39	(1)
Fo ₈₀ Fa ₂₀	-459,298	-92,366	44,31	(4)
Magnésio Pargasita (Mg-Pa) $\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Al}(\text{Al}_2\text{Si}_6)\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	-2.857,838	-578,155	273,5	(3)
Ferro-Pargasita (Fe-Pa) $\text{NaCa}_2\text{Fe}_4\text{Al}(\text{Al}_2\text{Si}_6)\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	-2.515,647	-539,66	279,89	(4)
Mg-Pa ₈₀ Fe-Pa ₂₀	-2.789,401	-570,456	274,778	(4)
Espinélio (Esp) MgAl_2O_4	-517,006	-100,137	39,71	(1)
Hernicita (Her) FeAl_2O_4	-442,350 ($\pm 2,031$)	-92,783	40,75	(2)
Esp ₈₀ Her ₂₀	-501,669	-98,666	39,918	(4)
Enstatita (En) MgSiO_3	-348,930	-69,651	31,276	(1)
Ferrosilita (Fs) FeSiO_3	-267,160	-61,963	32,952	(1)
En ₈₀ Fs ₂₀	-332,576	-68,113	31,606	(4)

(1) Dados de Helgeson *et alii* (1978)(2) Dados de Robie *et alii* (1978)

(3) Dados de Westrich e Holloway (1981)

(4) Calculado - ver texto

foram adotados os dados de Westrich e Holloway (1981). Para a Fe-pargasita, somente se encontram tabelados os valores de V^0 e S^0 (Helgeson *et alii*, 1978). O valor de ΔS_f^0 foi calculado utilizando os valores de $S_{\text{Fe-pargasita}}^0$ de Helgeson *et alii* (1978) e de S^0 dos elementos (Na, Ca, Fe, Al, Si, O_2 e H_2), tabelados em Robie *et alii* (1978). A obtenção de ΔG_f^0 para a Fe-pargasita baseou-se nos dados experimentais de Gilbert (1966), que fornecem as condições de equilíbrio para a quebra da Fe-Pargasita, em diferentes condições de T - P_{fluidos} - f_{O_2} . Dos dados de Gilbert (1966) foram extraídos os valores de T e de P_{fluidos} para a quebra dessa fase mineral em condições de f_{O_2} controladas pelo tampão Fe/FeO; o valor de f_{H_2O} , correspondente à P_{fluido} de equilíbrio (em condições de f_{O_2} controlados pelo tampão Fe/FeO), foi extraído de Eugster e Skippen (1967); o valor de ΔG_f^0 para a Fe-pargasita foi então calculado a partir das equações e dos valores de $G_{H_2O}^*$ fornecidos por Fisher e Zen (1971).

Ressalta-se que o valor de ΔG_f^0 da Fe-pargasita, calculado a partir dos dados de Gilbert (1966), tem caráter bastante aproximativo e um provável erro deve estar associado a esse dado. Tal fato decorre particularmente das incertezas associadas aos dados experimentais adotados, visto os experimentos de Gilbert (1966) fornecerem os parâmetros físicos (T , P_{fluidos} e f_{O_2}), mas não os coeficientes das reações representativas da quebra da Fe-pargasita. Como a quebra da Fe-pargasita, em condições de f_{O_2} controladas pelo tampão Fe/FeO, fornece as mesmas fases minerais produzidas pela quebra da Mg-pargasita (Westrich e Holloway, 1981) admitiu-se, para efeito de cálculo, a ocorrência de semelhante reação em ambos os casos, ou seja, no caso da quebra da Fe-pargasita, a reação seria representada pela equação: $2 \text{ Fe - pargasita} = 1 \text{ Hercinita} + 2 \text{ faialita} + 3 \text{ hedembergita} + 2 \text{ nefelina} + 1 \text{ anortita} + H_2O$, correlacionável à reação de quebra da Mg-pargasita.

Para a fase fluida (H_2O) foram utilizados os valores de ΔG_f^0 , tabelados em Robie *et alii* (1978), e os valores de γ_{H_2O} foram extraídos de Ryzhenko e Volkov (1971).

No diagrama da Fig. 60 encontra-se projetada a cur

va de equilíbrio representativa da equação (23b), em função de T e P_T , admitindo-se $P_T = P_{H_2O}$, obtida a partir dos dados termodinâmicos. Para fins comparativos, foram também calculadas e projetadas na Fig. 60 as curvas de equilíbrio da reação (23a), representativa da reação coronítica envolvendo fases essencialmente magnesianas, e da reação (23c), envolvendo fases essencialmente ferrosas.

Foram também incluídas no diagrama da Fig. 60, as curvas de equilíbrio das reações (7), (17), (6) e (9) - (Fig. 52), calculadas a partir dos dados citados em Helgeson *et alii* (1978) e em Robie *et alii* (1978), que representam, respectivamente, as reações de quebra da enstatita e do clinocloro, em presença de H_2O , e as curvas que limitam o campo de estabilidade da antofilita (6 e 9).

As equações das reações representadas no diagrama da Fig. 60, expressas em função de $\log K$, encontram-se listadas na Tabela nº 18.

Do ponto de vista sub solidus, o diagrama da Fig. 60 mostra que a associação olivina-plagioclásio (An_{66}), em presença de fase fluida constituída por H_2O ($P_T = P_{H_2O}$) tem seu campo de estabilidade limitado pelas curvas (23a), para olivinas com composição da forsterita, a (23c), para olivinas com composição da faialita. No caso de olivinas com composição intermediária entre dois termos extremos, o limite de estabilidade da associação será marcado por uma curva intermediária entre (23a) e (23c), em função da relação Fe: Mg da olivina. No caso das coronas em estudo, admitindo-se olivinas com composição média de Fo_{80} , o limite de estabilidade é marcado pela curva (23b).

Tais reações, conforme representado na Fig. 60, ocorrem a temperaturas bastante elevadas que, particularmente no caso de olivinas com composições predominantemente magne -

TABELA 18 - Equações das reações (23-a), (23-b), (23-c), (6), (7), (9) e (17), expressas em função de log K. (Abreviações: mesmas da Fig. 52 e Fig. 60).

$$\log K = \log f_{\text{H}_2\text{O}} = - \frac{14007}{T} + 11,996 - 0,168 \frac{(P-1)}{T}$$

$$\log K = \log f_{\text{H}_2\text{O}} = - \frac{12882}{T} + 11,644 - 0,165 \frac{(P-1)}{T}$$

$$\log K = \log f_{\text{H}_2\text{O}} = - \frac{8393}{T} + 10,238 - 0,150 \frac{(P-1)}{T}$$

$$\log K = 4 \log f_{\text{H}_2\text{O}} = - \frac{18560}{T} + 31,480 + 0,416 \frac{(P-1)}{T}$$

$$\log K = \log f_{\text{H}_2\text{O}} = - \frac{4758}{T} + 7,778 + 0,139 \frac{(P-1)}{T}$$

$$\log K = \log f_{\text{H}_2\text{O}} = - \frac{4590}{T} + 7,416 + 0,0119 \frac{(P-1)}{T}$$

$$\log K = 4 \log f_{\text{H}_2\text{O}} = - \frac{14252}{T} + 26,296 + 0,320 \frac{(P-1)}{T}$$

FIG. 60 - Diagrama T-P para as reações coroníticas (23-a; 23-b; 23-c) e para as curvas representativas da quebra da enstatita (7); do clinoclóro (17) e da antofilita (6 e 9) (Abreviações conforme Tabelas 17 e 18).

sianas, excedem significativamente o campo de temperaturas abrangido pelos processos metamórficos crustais. Este fato indica que, no campo das transformações metamórficas, a associação olivina-plagioclásio é instável em presença de H_2O . Essas fases tenderão a reagir a partir do momento em que H_2O for introduzida no sistema, e tal reação se estenderá enquanto existir H_2O , e até que uma das fases reagentes seja totalmente eliminada da associação.

Numa primeira interpretação, admitindo-se $P_T = P_{H_2O}$, as coronas presentes nas rochas dos complexos em estudo podem ter-se desenvolvido a partir do momento em que houve introdução de H_2O no sistema, desestabilizando a associação olivina-plagioclásio gerada por processos ígneos. Nas rochas ultramáficas (peridotitos feldspáticos e harzburgitos feldspáticos), a paragénese desenvolvida pelo processo coronítico (Fig. 51), apresenta associação mineralógica compatível com a estável entre as curvas (33b) e (17), que marcam, respectivamente, as condições a partir das quais a associação olivina se torna instável em presença de H_2O (curva 23b), e o limite inferior de estabilidade da associação espinélio aluminoso + forsterita + enstatita (curva 17), associação presente nos meta peridotitos e meta harzburgitos a espinélio.

Face à semelhança das transformações mineralógicas envolvidas, a curva (23b) é admitida como limite de estabilidade da associação olivina-plagioclásio também nos olivina gabronoritos, entretanto, o limite inferior de estabilidade da associação coronítica nesse tipo litológico, a partir da qual desenvolvem-se os meta gabronoritos, permanece especulativo (conforme analisado no item 9.2.3.2.).

O significado da reação coronítica no contexto metamórfico dos complexos em estudo, será retomada no item 9.2.3.4., quando da análise integrada das paragêneses pós-ígneas.

A par das considerações de caráter sub solidus, referentes ao campo de estabilidade da associação olivina-plagioclásio em presença de H_2O , ressalta-se que, também nos pro

cessos ígneos a presença de H_2O influe no campo de estabilidade da associação dessas duas fases minerais. Conforme analisado por Morse (1980, pg. 389), olivina e plagioclásio não coexistem em presença de líquido magmático hidratado, com o qual reagem, formando, em seu lugar, anfibólio pargasítico. Tal evidência, segundo Morse (op. cit.), sugere que a cristalização cotética de olivina e plagioclásio somente é possível a partir de fundidos relativamente anidros a sub saturados em H_2O .

As evidências apontadas por Morse, (op. cit.), introduzem aspectos complementares, de importância na interpretação da evolução, tanto ígnea, como pós-ígnea, dos complexos em estudo.

Conforme descrito no capítulo 6, a ocorrência de olivina-plagioclásio cumulus (olivina gabronoritos) é significativa, constituindo um dos principais tipos petrográficos presentes em ambos os complexos. Tais rochas, como interpretado no item 9.1., representam o produto da cristalização cotética de olivina e plagioclásio, formado pelo processo de cristalização fracionada de magma basáltico a baixa pressão (item 9.1 e Fig. 48). Conforme analisado por Morse (op. cit.), a formação dessas rochas indicaria, adicionalmente, que o líquido do qual se derivaram deve ter sido relativamente anidro ou subsaturado em H_2O .

Em função das evidências acima consideradas, infere-se que a formação dos olivina-plagioclásio cumulus exclui conseqüentemente, a possibilidade de formação de anfibólio (pargasítico) como fase solidus primária (isto é, como fase cumulus, formada diretamente do líquido magmático, no processo da cristalização fracionada), posto que, ao cristalizar olivina e plagioclásio, o líquido teria um grau de saturação em H_2O , inferior ao necessário para a formação de anfibólio. Neste aspecto, o caráter subsaturado em H_2O do líquido magmático é de certa forma corroborado pelas características mineralógicas e texturais dos tipos petrográficos descritos para os complexos, pois, em nenhum deles foram observadas amostras portadoras de anfibólio pargasítico com feições texturais de fase

cumulus. A presença de anfibólio de derivação ígnea é esporadicamente observada em algumas amostras das rochas dos complexos, contudo, mesmo quando presente, esse anfibólio ocorre em porcentagem bastante restrita, e sempre associado ao material intercumulus, indicando que sua formação torna-se eventualmente possível com a evolução da cristalização do líquido intercumulus, quando então podem ser localmente alcançadas as condições de saturação em H_2O , favoráveis à cristalização de anfibólio ígneo, cuja composição, embora não devidamente estabelecida, deve corresponder à de hornblenda ferro-pargasítica ou de ferro-titano pargasita (item 7.5.1).

Dentro desse contexto, a eventual hipótese de se vincular a formação do anfibólio pargasítico das coronas a processos ígneos, torna-se de certa forma conflitante com os resultados da petrologia experimental citados por Morse (1980) pois, se a formação dos olivina-plagioclásio cumulosos implica em subsaturação em H_2O do líquido magmático, caso houvesse H_2O suficiente para a formação dos anfibólios pargasíticos (das coronas) durante a formação dessas rochas, os olivina-plagioclásio cumulosos provavelmente não teriam se formado.

A par dessa ambiguidade de caráter petrológico, a marcante diferença, seja na composição química, seja nos aspectos texturais, entre os anfibólios de derivação ígnea e os anfibólios pargasíticos das coronas é indicativa, por um lado, de que tais anfibólios formaram-se em episódios distintos, e, por outro lado, de que a formação das coronas (e no caso, não só do anfibólio pargasítico, mas também das demais fases minerais participantes da associação coronítica) não encontra explicação apropriada, se interpretada em função de reações vinculadas a processos ígneos.

Essas considerações têm particular importância pois, juntamente com as demais evidências de caráter mineralógico e textural consideradas a seguir, demonstram ser a formação das coronas, no âmbito dos complexos em estudo, um processo desvinculado dos processos ígneos, sendo sua formação devida a reequilíbrios sub solidus, em estágios pós-ígneos.

9.2.3.4. Interpretação dos reequilíbrios pós-ígneos. Influência do CO_2 e estimativa das condições de T e P dos reequilíbrios mineralógicos.

A interpretação dos reequilíbrios mineralógicos será realizada integrando-se evidências geológicas, petrográficas, paragenéticas e texturais, presentes tanto nas rochas dos complexos, como nas rochas encaixantes, cujos aspectos principais serão abaixo retomados e discutidos.

As considerações expostas a seguir de forma genérica, têm igual aplicação seja para Mangabal I, seja para Mangabal II, admitindo-se semelhante evolução pós-ígneia para ambos os complexos, conforme já discutido nos itens 9.2.1. e 9.2.2.

Do ponto de vista paragenético, a análise das associações mineralógicas desenvolvidas pelos reequilíbrios pós-ígneos nos diversos tipos litológicos constituintes dos complexos (itens 9.2.3.1. e 9.2.3.2.) mostrou que, nas *rochas não foliadas*, os reequilíbrios mineralógicos desenvolveram associações minerais que, admitindo-se $P_T = P_{\text{H}_2\text{O}}$, representam paragéneses de temperatura decrescente, sendo que as associações com feições ígneas reliquias não modificadas e as associações coroníticas ou a espinélio, seriam correlacionáveis a paragéneses do fácies granulito (Fig. 59), e as associações mais recristalizadas e mais hidratadas (dos meta peridotitos e meta harzburgitos a clorita, dos meta bronzititos, dos meta olivina gabronoritos e dos meta gabronoritos), a paragénese do fácies anfibolito (Fig. 59).

Os dados teórico-experimentais disponíveis permitiram estimar temperaturas da ordem de $700 \pm 50^\circ\text{C}$ para os reequilíbrios mineralógicos, nas rochas não foliadas (do fácies anfibolito), admitindo-se pressões da ordem de 5 a 7 Kbar, limitadas pela curva 10 da Fig. 52.

Tal análise evidenciou também que as associações mineralógicas presentes nas *rochas foliadas* (antofilita xistos e bronzita xistos) desenvolveram-se em campo análogo de pressão-temperatura dos meta peridotitos e meta harzburgitos a clorita (Fig. 52 e 54).

Para a interpretação dos reequilíbrios pós - ígneos dos complexos, e dentro do quadro paragenético acima resumido, vários aspectos serão considerados e discutidos a seguir.

I. Um primeiro refere-se à distribuição dos diferentes tipos petrográficos, — do ponto de vista paragenético, de "grau metamórfico"—, nos complexos em estudo.

A distribuição dos diferentes tipos petrográficos, nas áreas em estudo, mostra que, no âmbito dos complexos, não há zoneamento metamórfico, ou seja, "zonas com rochas do fácies granulito" e "zonas com rochas do fácies anfibolito". Ao contrário, tais assembléias paragenéticas ocorrem associadas, podendo ser observadas no intervalo atravessado por um único furo de sondagem (num intervalo de 100 metros, por exemplo — ver Figs. 5, 6, 7, 12, 13 e 14).

Por outro lado, um aspecto comumente observado é o fato das rochas com associações mais hidratadas e mais recristalizadas (correspondendo, no caso, às associações do fácies anfibolito — Fig. 59) desenvolverem-se predominantemente ao longo das zonas de fraturamento e/ou falhamento, enquanto que, nas partes do(s) complexo(s) menos atingidas pelas deformações tectônicas, os termos petrográficos tendem a apresentar associações mineralógicas menos recristalizadas e menos hidratadas, com feições texturais mais preservadas (correspondendo, no caso, às associações do fácies granulito — Fig. 59). Também nas partes mais externas dos complexos, isto é, nas partes mais próximas às rochas encaixantes, são comumente observados termos petrográficos mais recristalizados.

Tais evidências são indicativas de que as recristalizações foram mais intensas nas zonas onde houve maior facilidade de introdução de fase fluida no sistema que, no caso em pauta, envolve particularmente a introdução de H_2O — fase fluida necessária para a transformação de paragéneses desidratadas (associações ígneas) em paragéneses portadoras de fases hidratadas (associações do fácies anfibolito).

As evidências acima analisadas, a par das restritas dimensões dos complexos, permitem inferir que as condições de temperatura e de pressão total (pressão litostática) atuaram com intensidade semelhante em todas as rochas do(s)

complexo(s). Admitindo-se que os reequilíbrios mineralógicos estabeleceram-se em condições de T e P litostática constantes, a persistência de associações mineralógicas de diferentes "graus metamórficos" é indicativa de que a composição da fase fluida não deve ter sido homogênea e uniforme nas diferentes partes do(s) complexo(s), caso contrário, os reequilíbrios mineralógicos levariam à formação de associações paragenéticas finais uniformes (i.e., mesmo "grau metamórfico").

II. Ao lado dos aspectos acima considerados, que serão retomados adiante, as evidências de caráter textural são de especial importância na interpretação dos reequilíbrios pós-ígneos, cujos aspectos principais vêm abaixo discutidos.

O estudo detalhado das seções delgadas das rochas constituintes dos complexos mostrou que, em nenhuma amostra se observa a presença de coronas deformadas, ou seja, muito embora os complexos tenham sido deformados (cap. 5 e item 9.1.2.) e várias amostras portadoras de coronas tenham apresentado texturas com feições de deformação (feldspatos fraturados, localmente com extinção ondulante - Fotomicrografias 49 e 50), as coronas desenvolvidas nessas amostras não apresentam nenhuma evidência de deformação. Tal estudo ressaltou também que tanto nos antofilita xistos, como nos bronzita xistos (item 6.2.5 - Fotomicrografias 34, 35, 36 e 37), os minerais desenvolvem-se de forma caótica, sem orientações preferenciais, não apresentando evidências de deformações pós-cristalização.

Tais feições são indicativas de que as associações mineralógicas desenvolvidas pelos reequilíbrios pós-ígneos, seja nas rochas não foliadas, seja nas rochas foliadas, formaram-se *após* a atuação das deformações tectônicas às quais os complexos foram submetidos, pois é extremamente improvável que estruturas delicadas, como são as coroníticas, possam ter sobrevivido, indeformadas, a processos tectônicos deformantes.

Os aspectos acima ressaltados colocam importantes restrições no contexto dos complexos em estudo.

O fato das coronas se formarem após a atuação dos processos tectônicos responsáveis pela formação do(s) comple-

xo(s) é clara evidência que desvincula sua formação de reequilíbrios relacionados a processos ígneos, pois, caso as coronas tivessem se desenvolvido por processos sub solidus, deutéricos, relacionados aos estágios finais dos processos magmáticos, seria de se esperar que pelo menos parte das coronas presentes nas amostras estudadas apresentasse sinais da deformação imposta pelos processos tectônicos subseqüentes. (A formação de coronas por processos sub solidus, deutéricos, vinculada ao estágio final dos processos magmáticos é admitida por alguns Autores, como Griffin e Heier (1973) e Esbensen (1978), entretanto, no caso dos complexos em estudo, entre o estágio ígneo e a formação das coronas, interpõe-se uma fase de deformação tectônica, o que estabelece um hiato entre o processo ígneo e o coronítico).

Restringindo-se o desenvolvimento das associações coroníticas ou a espinélio (que, juntamente às rochas com feições ígneas reliquias, não transformadas, representariam as associações de fácies granulito - Fig. 59) ao estágio pós deformação, passa-se a ter associações, tanto do fácies granulito, como do fácies anfibolito, formadas, ambas em estágio pós deformação.

Ressalta-se, contudo, que nas amostras analisadas não há evidências que suportem a eventual hipótese das rochas dos complexos terem sido submetidas a dois eventos metamórficos subseqüentes, pós deformação (um primeiro, de fácies granulito, e um ulterior, de fácies anfibolito - Fig. 59).

No âmbito dos complexos, os tipos petrográficos com associações do fácies granulito (Fig. 59) são essencialmente os que apresentam associações ígneas reliquias não modificadas, ou associações coroníticas ou a espinélio. Entretanto, conforme analisado no item 9.2.3.3., a formação das associações coroníticas ou a espinélio nada mais é, em princípio, do que o reflexo da reação entre duas fases (olivina e plagioclásio) de derivação ígnea, cuja associação é desestabilizada quando da introdução de H_2O no sistema.

Associando-se as evidências expostas em (I) (que indicam que a composição da fase fluida não deve ter sido homogênea e uniforme no âmbito dos complexos quando dos reequi-

lábrios mineralógicos) às evidências texturais citadas em (II) (que restringem os reequilíbrios mineralógicos a estágios pós deformação), o desenvolvimento de associações coroníticas ou a espinélio, bem como a persistência de associações ígneas não modificadas, pode ser interpretada como meramente devida a variações na composição da fase fluida, quando dos reequilíbrios mineralógicos, não caracterizando, portanto, a atuação de um primeiro evento (de fácies granulito) na área, que, caso tivesse atuado, deveria estar igualmente registrado nas rochas encaixantes.

Cabe salientar igualmente, que também nas rochas encaixantes (seja nas rochas calcossilicatadas presentes em Mangabai II, seja nos gnaisses encaixantes de ambos os complexos, que serão adiante consideradas), tais evidências não foram constatadas.

III. A ocorrência de carbonato (dolomita) nas associações coroníticas e a espinélio, e a presença de inclusões fluidas constituídas praticamente por CO₂ puro, reconhecidas em cristais de *plagioclásio recristalizado* em amostras de olivina gabronoritos coroníticos e de meta gabronoritos (Dr. Rainer Schultz-Güttler - informação verbal) são evidências que atestam a presença de CO₂ na fase fluida, cuja efetiva participação deve ter controlado tanto a evolução dos reequilíbrios mineralógicos, como a natureza das paragêneses resultantes.

A integração dos dados e das evidências acima ex-postas e discutidos, leva a concluir que as diferentes asso-ciações mineralógicas ora reconhecidas nos complexos formaram-se como produto de reequilíbrios mineralógicos que se procesaram durante um mesmo episódio pós-tectônico (pós deforma-ção), com grande certeza vinculados a um mesmo evento metamórfico. Tais associações teriam se desenvolvido em condições de temperatura e pressão litostática praticamente constantes, e em presença de uma fase fluida constituída por misturas de H₂O e CO₂.

A coexistência de diferentes associações paragenéticas seria então devida a diferenças na composição da fase fluida presente quando do estabelecimento dos reequilíbrios mineralógicos.

A rápida transição dos termos petrográficos recris talizados, para termos com feições ígneas reliquias, mostra que a composição da fase fluida deve ter variado significativamente, mesmo se em pequena escala. Neste sentido, cada asso ciação mineralógica representa um determinado equilíbrio lo - cal, em mosaico, estabelecido entre as fases sólidas e uma fa se fluida com uma determinada composição, naquele ponto (domí nio), quando do estabelecimento do reequilíbrio mineralógico.

Com a introdução de mais uma variável no sistema (composição da fase fluida), torna-se necessária a fixação de algum parâmetro, de forma a obter-se uma estimativa das condi ções de temperatura e pressão atuantes por ocasião dos reequi líbrios mineralógicos, pois, neste contexto, a condição $P_T = P_{H_2O}$ não pode ser igualmente aplicada na interpretação das di ferentes associações mineralógicas resultantes dos reequilí - brios pós-ígneos.

A fixação deste parâmetro será efetuada em função de um modelo, que leva em consideração a possível variação da composição da fase fluida com a evolução dos reequilíbrios mi neralógicos, no âmbito dos complexos.

No contexto dos complexos, as faixas de rochas fo liadas são de particular importância, e serão tomadas como re ferencial para as considerações que faremos a seguir.

Como já descrito, nas seqüências ultramáficas, as faixas de rochas foliadas são predominantemente constituídas por antofilita xistos. Muito embora a formação desses xistos se processe num sistema aberto (como já discutido no item 9.2.3.1.), a introdução de H_2O é essencial para a formação des se tipo petrográfico, constituído essencialmente de minerais hidratados. O fato dessas rochas serem totalmente formadas por fases hidratadas, não apresentando quaisquer resquícios de possíveis minerais reliquias anidros (como piroxênios, oli vina - conforme considerações no item 6.2.5.) indica que nes sas zonas, os reequilíbrios mineralógicos estabeleceram-se em presença de uma fase fluida muito rica em H_2O . Neste caso, em que $P_{H_2O} \gg P_{CO_2}$, para essas faixas, a condição $P_T = P_{H_2O}$ ($=P_{lit}$) pode ser aplicada certa validade.

Sob essas condições ($P_T = P_{H_2O}$), a estabilidade da antofilita é limitada pelas curvas (6) e (9), conforme já analisado no item 9.2.3.1. (Fig. 52 e 60), indicando que durante o desenvolvimento dessas rochas, as condições de temperatura se mantiveram elevadas, no intervalo entre 680°C e 780°C , aproximadamente (Fig. 60), e as pressões limitadas pela curva 10 (Fig. 52). Caso as condições de temperatura fossem inferiores talco e serpentina desenvolver-se-iam nas faixas de rochas foliadas em litologias ultramáficas, como pode ser deduzido dos diagramas das Figs. 52 e 54.

Conforme demonstrado na análise das associações mineralógicas em litologias ultramáficas (item 9.2.3.1.), as condições de formação dos meta peridotitos e meta harzburgitos a clorita e dos antofilita xistos são muito semelhantes, ocupando um mesmo campo de temperaturas. De fato, o desenvolvimento de associações cloríticas (litologias ultramáficas não foliadas), ocorre predominantemente próximo às zonas de fraturamento e/ou falhamento, isto é, as associações cloríticas dão-se associadas às zonas de antofilita xistos, áreas nas quais admite-se a condição $P_T = P_{H_2O}$. Sendo essa vinculação válida, como sugerido pela distribuição desse tipo petrográfico, também para as associações cloríticas (igualmente constituídas por minerais predominantemente hidratados), poder-se-ia admitir a condição $P_T = P_{H_2O}$.

Nessa hipótese, a associação paragenética presente nos meta peridotitos e meta harzburgitos a clorita coloca um limite mínimo de temperatura para os reequilíbrios mineralógicos, marcado pela curva (7) (Fig. 52 e 60), que limita o campo de estabilidade do ortopiroxênio em litologias ultramáficas, nas condições em que $P_T = P_{H_2O}$.

Por correlação (ver Fig. 59), a formação dos meta bronzititos, dos meta olivina gabronoritos e dos meta gabronoritos, bem como das associações mineralógicas desenvolvidas nas faixas de fraturamento e/ou falhamento eventualmente desenvolvidas nesses tipos petrográficos (em sua maioria representados por meta gabros l.s., meta gabros foliados ou bandados, com bandamento metamórfico) deve ter ocorrido em semelhantes condições.

Em função das associações mineralógicas presentes nesses tipos petrográficos, e admitindo-se seu desenvolvimento em condições de $P_T = P_{H_2O}$ ($= P_{lit}$), pode-se definir que as condições de temperatura atuantes durante os reequilíbrios mineralógicos dos complexos restringiram-se ao intervalo compreendido entre 700 e 780°C (Fig. 60 e 52) e a pressões limitadas pela curva (10) (Fig. 52).

Todos os demais tipos petrográficos presentes nos complexos, portadores de feições texturais ou mineralógicas ígneas reliquias ou parcialmente recristalizados (ou seja, os peridotitos feldspáticos, os meta peridotitos coroníticos ou a espinélio; os harzburgitos feldspáticos e os meta harzburgitos coroníticos ou a espinélio; os olivina gabronoritos e os meta olivina gabronoritos coroníticos ou a espinélio, os gabronoritos e os bronzititos feldspáticos, bem como os termos petrográficos parcialmente recristalizados, em vias de recristalização total), representariam associações paragenéticas reequilibradas nas mesmas condições de T e de P_{lit} acima determinadas, porém em equilíbrio com uma fase fluida na qual P_{H_2O} deve ter sido inferior a P_T .

Tal interpretação é analisada a seguir, em função da possível modificação da composição da fase fluida, com a evolução dos reequilíbrios mineralógicos.

No modelo inferido, como já exposto, considerou-se que nas zonas de falhamento e/ou fraturamento, e nas rochas não foliadas adjacentes a essas zonas, os reequilíbrios mineralógicos estabeleceram-se em presença de uma fase fluida rica em H_2O , produzindo associações mais hidratadas e mais recristalizadas. Nestas partes admitiu-se que $P_T = P_{H_2O}$.

Com a fixação de H_2O nos minerais hidratados desenvolvidos pelos reequilíbrios mineralógicos nessas novas associações mineralógicas então formadas, deve ter ocorrido um gradativo empobrecimento em H_2O (e, conseqüentemente, um relativo enriquecimento em CO_2) na fase fluida então resultante.

Não havendo ulterior introdução de H_2O , a composição da fase fluida que então alcançará as rochas não foliadas, nas partes mais afastadas das zonas de fraturamento e/ou falha

mento, deverá apresentar valores de P_{H_2O} significativamente inferiores a P_T (ou P_{lit}).

Como já exposto, a transição entre associações mais hidratadas e mais recristalizadas, e associações menos hidratadas, mais reliquias, é relativamente rápida, indicando que a quantidade de H_2O na fase fluida que alcançou as rochas não foliadas do(s) complexo(s) deve ter sido bastante limitada.

Nessas condições, em que $P_{H_2O} < P_T$, as reações coroníticas podem dar-se a temperaturas significativamente inferiores às expressas pela curva (23-b) da Fig. 60, em função do valor de P_{H_2O} presente quando do estabelecimento dos reequilíbrios coroníticos.

Durante o processo coronítico, dependendo do valor de P_{H_2O} na fase fluida, podem desenvolver-se as associações a espinélio (resultantes de um maior grau de evolução do processo coronítico) ou as associações coroníticas (menor grau de evolução dos processos coroníticos). Ressalta-se que ambas as associações (seja a espinélio, seja coroníticas) devem ter-se desenvolvido em presença de uma fase fluida constituída por misturas de H_2O e CO_2 , pois a presença de espinélio nessas associações é limitada pela curva (17) (Fig. 52 e 60) excluindo, portanto, a possibilidade da formação das coronas em condições de $P_T = P_{H_2O}$ (nesse caso formar-se-iam associações cloríticas e não a espinélio). A variação entre associações a espinélio e associações coroníticas (em seus diversos estágios) deve ser entendida, portanto, como devida a variações discretas no valor de P_{H_2O} (relativamente maior nas associações a espinélio que nas coroníticas) numa fase fluida constituída por H_2O e CO_2).

Com a formação das coronas, o H_2O então presente nessa fase fluida é gradativamente extraído e fixado na parganita; a evolução do processo, envolve, portanto, um gradativo empobrecimento em P_{H_2O} e um concomitante enriquecimento em PCO_2 , na fase fluida resultante.

O processo de coronitização deve assim evoluir até o ponto em que o valor de P_{H_2O} na fase fluida não é mais suficiente para o prosseguimento da reação. O processo então se

interrompe (no estágio coronítico, ou a espinélio), restando uma fase fluida significativamente enriquecida em CO_2 .

Tal enriquecimento em CO_2 é evidenciado tanto pela presença de carbonato (dolomita) nas associações a espinélio, como pela natureza das inclusões fluidas presentes nos plagioclásios recristalizados, como exposto a seguir.

O fato da formação de dolomita restringir-se às áreas que correspondem às partes mais externas nas coronas (ver Fotomicrografias nº 12 e 41) de certa forma confirma o enriquecimento em CO_2 na fase fluida, com a evolução do processo coronítico. Com a fixação de H_2O na pargasita, a fase fluida então presente nas partes mais externas das coronas torna-se gradativamente enriquecida em CO_2 , devendo alcançar condições de P_{CO_2} favoráveis à formação de uma fase carbonatada. Pela localização da fase carbonatada, tais condições parecem ter sido alcançadas somente nas partes externas das coronas, indicando ser a fase fluida residual enriquecida em CO_2 .

Tal evidência é também corroborada pela composição e localização das inclusões fluidas. Como já citado, a presença de inclusões fluidas constituídas praticamente por CO_2 puro foi observada em grãos de plagioclásio *recristalizado*, particularmente em amostras de meta olivina gabronoritos coroníticos. Na estruturação das coronas, o plagioclásio recristalizado também se localiza nas "partes mais externas" da coroa.

O CO_2 presente nessas inclusões representaria, portanto, a composição da fase fluida *no final do processo coronítico* aprisionado no plagioclásio quando da recristalização desse mineral, durante esse processo.

Nesse estágio, o CO_2 passa praticamente a responder pela pressão total da fase fluida atuante no sistema, isto é, uma vez que $P_{\text{H}_2\text{O}}$ é reduzido a um mínimo, o valor de P_{CO_2} passa a representar o valor da pressão total atuante nos reequilíbrios mineralógicos, podendo-se portanto inferir-se $P_{\text{CO}_2} \approx P_T$.

Nesse contexto, as inclusões fluidas têm particular importância por fornecerem dados adicionais que, associados aos dados termométricos já estimados, possibilitam dedu-

zir as condições de P_T que devem ter atuado durante o estabelecimento de reequilíbrios mineralógicos das rochas dos complexos em estudo (Touret, 1977, 1981).

Estudos preliminares das inclusões fluidas presentes em amostras das rochas dos complexos (meta olivina gabronoritos coroníticos e meta gabronoritos parcialmente recristalizados) foram realizados pelo Dr. Rainer Schultz-Güttler (DMP-IG-USP) junto ao Laboratório de Inclusões Fluidas, Université de Paris VII (Prof. J. Touret), cujos resultados são abaixo apresentados e aplicados na determinação das condições de pressão atuante quando de reequilíbrios mineralógicos das rochas dos complexos.

O conjunto de dados microtermométricos determinados nas amostras estudadas mostra que a temperatura de homogeneização (T_h) da fase fluida contida nas inclusões apresenta uma variação de -27°C a -18°C , com um máximo entre $-22/-25^{\circ}\text{C}$.

Tais temperaturas de homogeneização indicam densidades para o CO_2 variando de $1,02 \text{ g/cm}^3$ ($T_h = -18^{\circ}\text{C}$) a $1,075 \text{ g/cm}^3$ ($T_h = -27^{\circ}\text{C}$), com densidades correspondentes à ordem de $1,05 \text{ g/cm}^3$ para as temperaturas no ponto de máxima ($T_h \sim -25^{\circ}\text{C}$) (dados extraídos de Hollister, 1981).

As curvas de isodensidade (isócoras) do CO_2 correspondentes às densidades da ordem de $1,10 \text{ g/cm}^3$, $1,05 \text{ g/cm}^3$ e $1,00 \text{ g/cm}^3$, encontram-se projetadas no diagrama da Fig. 61 representadas pelas curvas a, b e c (ou a', b' e c'), respectivamente (dados extraídos de Shmonov e Shmulovich, 1974), que definem um campo de pressão temperatura no qual o CO_2 pode apresentar tais densidades.

Transpondo-se para o mesmo diagrama da Fig. 61 as curvas de equilíbrio das reações (6), (9), (10), (7), (17) e (23-b) constantes da Fig. 60, verifica-se que a isócora do CO_2 , correspondente a densidade da ordem de $1,05 \text{ g/cm}^3$ (curva b ou b') intercepta o campo de temperaturas limitado pelas curvas (7) e (9) a pressões da ordem de 6 a $6,5 \text{ Kbar}$, aproximadamente, abaixo da curva (10) — limite de estabilidade da antofilita em função da pressão (Fig. 52).

Tal intersecção permite definir um campo de temperatura (balizado pelas curvas (7) e (9)) e de pressão (limita-

do pela curva 10 e pela isócora do CO_2 correspondente a densidade de $1,05 \text{ g/cm}^3$ - curva b') representativo das condições de temperatura e de pressão atuantes durante o estabelecimento dos reequilíbrios mineralógicos nas rochas dos complexos. Tal campo encontra-se representado pela área pontilhada do diagrama da Fig. 61.

Sob tais condições, as reações coroníticas devem ter ocorrido quando o valor de $P_{\text{H}_2\text{O}}$ na fase fluida atingiu valores da ordem de 1 Kbar, como indicado pela curva - e - (calculada segundo Althaus, 1968), representativa das condições de equilíbrio da curva (23-b) para valores de $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1 \text{ Kbar}$. Nessas condições, em que $P_{\text{H}_2\text{O}}$ representa em torno de 20% da fase fluida ($X_{\text{H}_2\text{O}} \sim 0,2$), a estabilidade da associação olivina + ortopiroxênio + espinélio, limitada pela curva (17) em condições de $P_T = P_{\text{H}_2\text{O}}$, estende-se até as condições definidas pela curva (17-b) da Fig. 61, indicando que, nas condições de T e de P_T abrangidas no campo pontilhado, e em presença de uma fase fluida com $P_{\text{H}_2\text{O}}$ da ordem de 1 Kbar ($X_{\text{H}_2\text{O}} \sim 0,2$) as associações coroníticas, ou a espinélio, encontram-se em seu pleno campo de estabilidade.

Da mesma forma, todas as curvas de equilíbrio que limitam o campo de estabilidade das associações mineralógicas presentes nos demais tipos petrográficos, com feições mineralógicas e texturais ígneas reliquias (ou seja, peridotitos, harzburgitos e bronzititos feldspáticos, olivina gabronoritos e gabronoritos - ver Fig. 59), em condições de $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_T$, e admitindo-se $X_{\text{H}_2\text{O}}$ da ordem de 0,2, passam a ocorrer a temperaturas significativamente inferiores, estabilizando, assim, as associações mineralógicas das quais são ainda portadoras, e que seriam instabilizadas em presença de uma fase fluida mais rica em H_2O . (Tais curvas não se encontram representadas na Fig. 61 por não se dispor das equações termodinâmicas representativas de tais reações, aspecto já discutido no item 9.2.3.2.).

Como resultado da análise paragenética efetuada, e face à coerência dos resultados obtidos integrando-se dados

FIG. 61 - Diagrama T-P_{fluidos} com a projeção das curvas de equilíbrio das reações de interesse para o estabelecimento das condições em que se processaram os reequilíbrios mineralógicos das rochas dos complexos.

No diagrama, as curvas (6), (7), (9), (10), (17) e (23-b), em linha cheia, representam as condições de equilíbrio das respectivas reações, em condições de $P_T = P_{\text{fluidos}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$. As curvas (d), (e) e (f) (em linha tracejada) representam as condições de equilíbrio da reação coronítica, (23-b), quando $P_{\text{H}_2\text{O}}$ na fase fluida corresponde a 2 Kbar, 1 Kbar e 0,5 Kbar, respectivamente. As curvas (17-a) e (17-b), em linha tracejada, marcam as condições de equilíbrio da reação (17) quando $X_{\text{H}_2\text{O}}$, na fase fluida, corresponde a 30% ($X_{\text{H}_2\text{O}} = 0,3$) e 20% ($X_{\text{H}_2\text{O}} = 0,2$) da pressão total, respectivamente.

As curvas a, b e c (ou a', b' e c') representam as curvas de isodensidade (isócoras) do CO_2 , correspondentes a densidades de 1,10 g/cm³, 1,05 g/cm³ e 1,00 g/cm³, respectivamente.

O campo pontilhado, representa as possíveis condições de temperatura e de pressão em que ocorreram os reequilíbrios mineralógicos das rochas dos complexos.

Ver texto para demais análises e considerações.

termobarométricos derivados de fontes independentes (equações termodinâmicas das principais reações por um lado, e dados das inclusões fluidas, por outro), e tendo em mente as aproximações inerentes aos dados teórico-experimentais utilizados, pode-se concluir que as condições atuantes durante os reequilíbrios mineralógicos dos complexos devem ter permanecido restritas às indicadas pela área pontilhada da Fig. 61, isto é, a temperaturas da ordem de 700-780°C e a pressões (P_T ou P_{lit}) mínimas da ordem de 6 - 6,5 Kbar. As diferentes paragêneses ora reconhecidas nas rochas dos complexos são então devidas a variações na composição da fase fluida presente quando do estabelecimento dos reequilíbrios.

Tais condições de temperatura e pressão, segundo Winkler (1979), correspondem ao campo de metamorfismo de alto grau.

Como ficou demonstrado pelas evidências texturais, os reequilíbrios mineralógicos devem ter ocorrido após a fase de deformação tectônica responsável pela deformação dos complexos, ou seja, o pico do metamorfismo teria sido subsequente à fase de deformação. O evento tectônico, bem como o evento térmico, com grande certeza, devem estar vinculados a um mesmo evento metamórfico.

As associações mineralógicas presentes nas rochas encaixantes são relacionáveis a paragêneses estáveis em condições metamórficas de alto grau (Winkler, 1979), do mesmo modo que as registradas nas rochas dos complexos.

As rochas calcossilicatadas, reconhecidas predominantemente em Mangabal II, pontualmente em Mangabal I e (presentes também fora da área dos complexos), apresentam texturas granoblásticas, sendo predominantemente constituídas por clinopiroxênio verde (da série diopsídio-hedembergita), epidoto, quartzo e microclínio, com granada, plagioclásio e escapolita em quantidades subordinadas, tendo opacos, apatita e titanita como minerais acessórios. Essas rochas não preservam nenhuma evidência textural e/ou mineralógica que permita interpretar a natureza das transformações mineralógicas às quais foram submetidas.

A conspícua presença de epídoto, e a escassez em carbonato, fase geralmente ausente nas amostras analisadas, indica que as associações mineralógicas ora presentes nessas rochas desenvolveram-se em presença de uma fase fluida rica em H_2O , na qual o CO_2 deve ter participado em porcentagens extremamente limitadas. Nessas condições, a associação mineralógica presente nessas rochas constitui paragênese estável nas condições de temperatura e pressão de alto grau (Mueller e Saxena, 1977).

As rochas gnaissicas encaixantes, conforme já descrito nos itens 5.1. e 5.2., apresentam texturas granoblásticas, sendo constituídas essencialmente por plagioclásio (andesina) e hornblenda verde, podendo ainda apresentar quantidades subordinadas de granada, epídoto, mica, quartzo ou microclínio, em função do tipo de gnaiss considerado (ver itens 5.1 e 5.2). Em nenhuma amostra dessas rochas foi constatada a presença de minerais reliquiais, particularmente de ortopiroxênio, fase que certamente teria se formado em rochas dessa natureza, caso um evento de fácies granulito tivesse atuado na área.

De modo geral, as associações mineralógicas presentes nas rochas gnaissicas, (particularmente a associação plagioclásio + hornblenda + granada + quartzo), são correlacionáveis às associações paragenéticas indicadas na Fig. 55-A-b, apresentando, portanto, o mesmo grau metamórfico dos metaolivina gabronoritos e dos meta gabronoritos, cujas paragêneses são correlacionáveis às da Fig. 55-A-a (ver item 9.2.3.2).

Conclui-se, portanto, que tanto as rochas dos complexos, como as rochas encaixantes, apresentam associações mineralógicas de mesmo grau metamórfico, correspondentes a paragêneses de alto grau (Winkler, 1979). A serpentinização, observada em algumas amostras de rochas dos complexos, é bastante incipiente, e muito provavelmente vinculada a processos de alteração secundária.

10. CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

A evolução dos complexos pode ser visualizada em duas etapas distintas: uma primeira, relacionada com a evolução ígnea dos corpos, e uma subsequente, desenvolvida em estágios pós-ígneos, responsável pelas deformações tectônicas ora observadas nos corpos e pela recristalização dos complexos.

Os principais aspectos referentes à evolução ígnea dos complexos vêm abaixo resumidos.

Tanto Mangabal I como Mangabal II são corpos derivados da diferenciação de um magma basáltico intrusivo, que se alojou num determinado nível do substrato siálico representando predominantemente, na área, por rochas gnaissícas e rochas calcossilicatadas, tidas como pertencentes ao Complexo Basal Goiano.

Muito embora certamente vinculado a um mesmo evento magmático, as evidências geofísicas e os dados petrográficos indicam que os dois complexos derivaram-se de câmaras magmáticas originalmente separadas, com evolução magmática própria. Pelas dimensões ora apresentadas, Mangabal II deve ter ocupado um volume magmático significativamente superior a Mangabal I.

Ambos os complexos apresentam feições correlacionáveis às descritas para complexos ígneos estratiformes, salientando-se:

- a nível de amostra, a presença de texturas cumuláticas nos tipos petrográficos ígneos reliquiores, nos quais os minerais cumulus representariam as fases fracionadas do líquido magmático, e o material intercumulus, o produto da cristalização do líquido intercumulus;

- a nível de estruturação dos complexos, os corpos apresentam seqüências diferenciadas, sendo cada seqüência [es

trato) caracterizada por uma determinada associação de fases cumulus. A transição entre diferentes seqüências (estratos) é marcada pela mudança abrupta na natureza da(s) fase(s) cumulus. Feições como laminação ígnea e bandamento rítmico são localmente observadas.

Em Mangabal I foram reconhecidas três seqüências cumuláticas principais, caracterizadas e definidas em função da natureza das fases cumulus presentes em cada seqüência, a saber:

- uma seqüência ultramáfica, representada pelos olivina-cromo espinélio cumulosos, caracterizada por apresentar olivina e cromo espinélio como fases cumulus, e apresentando ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio como principais fases intercumulus. Esses cumulosos foram designados genericamente por peridotitos feldspáticos.

- uma seqüência máfica representada pelos olivina-plagioclásio cumulosos, caracterizados por apresentar olivina e plagioclásio como fases cumulus, tendo ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio (bordas zonadas), como principais fases intercumulus. Esses cumulosos foram denominados genericamente por olivina gabronoritos.

- uma seqüência máfica constituída pelos piroxênio-plagioclásio cumulosos, em que plagioclásio e ortopiroxênio constituem as fases cumulus, e clinopiroxênio, opacos e plagioclásio (bordas zonadas), o material intercumulus. Esses cumulosos foram chamados genericamente de gabronoritos.

A transição de olivina-cromo espinélio cumulosos para olivina-plagioclásio cumulosos e destes para piroxênio-plagioclásio cumulosos é marcada pela mudança abrupta na natureza das fases cumulus.

A variação na composição química das principais fases minerais ígneas nesses cumulosos é abaixo resumida.

O cromo espinélio restringe-se aos peridotitos feldspáticos, apresentando composições intermediárias entre os termos cromítico, aluminoso e ferrífero.

A olivina apresenta composições variando de Fo₈₃ a Fo₇₆ nos cumulos ultramáficos, estendendo-se até Fo₇₁ nos olivina gabronoritos.

O plagioclásio apresenta composições em torno de An₆₄ nos peridotitos feldspáticos (onde ocorre como fase intercumulus), passando a fase cumulus nos cumulos máficos, onde apresenta composições que variam de An₆₄ a An₆₀ nos olivina gabronoritos, e de An₆₀ a An₅₆ nos gabronoritos.

Os ortopiroxênios constituem fases intercumulus nos cumulos ultramáficos e nos olivina gabronoritos, nos quais os ortopiroxênios apresentam composições no campo das bronzitas, passando a fase cumulus nos gabronoritos, onde apresentam composições variando de bronzita a hiperstênio.

Os clinopiroxênios constituem fase intercumulus em todos os cumulos; sua composição varia de endiopsídio a augitas, apresentando "trend" de enriquecimento em ferro, dos cumulos ultramáficos para os máficos.

A variação química das fases minerais atesta que, da seqüência ultramáfica (peridotitos feldspáticos) para a seqüência dos olivina gabronoritos e destes para os gabronoritos, os minerais ferromagnesianos tornam-se gradativamente mais enriquecidos em ferro e os plagioclásios tornam-se gradativamente enriquecidos na molécula albitica.

Em função da natureza e da seqüência de fracionamento das fases cumulus, o seguinte empilhamento estratigráfico original é interpretado para Mangabal I:

- a seqüência basal seria representada pelos cumulos ultramáficos (peridotitos feldspáticos), seguida pela seqüência máfica dos olivina gabronoritos, da posição intermediária, e, no topo, pela seqüência máfica dos gabronoritos.

Tal seqüência de fracionamento, como demonstrado pelos estudos experimentais, pode ser produzida pela cristalização fracionada de magmas basálticos a baixa pressão. A presença de ortopiroxênio nos fracionados, a relação de reação entre olivina e ortopiroxênio e o "trend" de enriquecimento em ferro apresentado pelos minerais ferromagnesianos, com a evo-

lução do processo de fracionamento, indicam que a composição do magma original deve corresponder à de basalto toleítico.

Em Mangabal II destacam-se os seguintes tipos de rochas cumuláticas:

- olivina-cromo espinélio cumulatitos, caracteriza - dos por apresentarem essas duas espécies minerais como fases cumulus, tendo ortopiroxênio e plagioclásio como principais fa - ses intercumulus. Face à abundância de ortopiroxênio e à rela - tiva escassez de clinopiroxênio no material intercumulus, es - ses cumulatitos foram designados genericamente como harzburgi - tos feldspáticos;

- bronzita-cumulatitos, constituídos por ortopiroxê - nio (bronzita) como fase cumulus e por plagioclásio como fase intercumulus principal, designados genericamente por bronziti - tos feldspáticos;

- olivina-plagioclásio cumulatitos, portadores das mesmas feições dos descritos para Mangabal I, igualmente de - signados como olivina gabronoritos;

- piroxênio-plagioclásio cumulatitos, também com as mesmas características dos descritos para Mangabal I, designa - dos genericamente como gabronoritos.

Além desses tipos petrográficos, foi ainda observa - da a presença de metapiroxenitos, constituídos por cristais de ortopiroxênio e clinopiroxênio, imersos em matriz de plagio - clásio e anfibólio. A ocorrência dessas rochas é limitada , não se conhecendo o relacionamento desse tipo petrográfico com os acima descritos.

A composição química das principais fases minerais presentes nesses cumulatitos apresenta a seguinte variação:

- os cromo espinélios, cuja ocorrência restringe - se aos harzburgitos feldspáticos, apresentam composições va - riáveis, tendo composições intermediárias aos termos cromíti - co, aluminoso e ferrífero;

- a olivina apresenta composições variando de Fo83 a Fo77 , nos harzburgitos feldspáticos, e de Fo76 a Fo71, nos

olivina gabronoritos;

- o ortopiroxênio apresenta composições no campo das bronzitas, apresentando "trend" de enriquecimento em ferro de harzburgitos feldspáticos para bronzititos feldspáticos, destes para olivina gabronoritos e destes finalmente para gabronoritos;

- o plagioclásio, nos harzburgitos e bronzititos feldspáticos, apresenta composições em torno de An_{64} , sendo que nos olivina gabronoritos, apresenta composições variando de An_{64} a An_{61} (fase cumulus) e nos gabronoritos, de An_{62} a An_{56} ;

- os clinopiroxênios, fase intercumulus esporadicamente observada, apresentam composições no campo das augitas.

O seguinte empilhamento estratigráfico original é interpretado para Mangabal II:

A parte basal seria representada pela seqüência ultramáfica na qual predominam os olivina-cromo espinelio cumulatados, com os bronzita cumulatados subordinados. Esses dois tipos de cumulatados ultramáficos parecem alternar-se ao longo da seqüência ultramáfica, sendo a transição entre eles marcada pela mudança abrupta na natureza da(s) fase(s) cumulus. Acima da seqüência ultramáfica dispõe-se a seqüência máfica dos olivina-plagioclásio cumulatados, de posição intermediária, marcada pelo aparecimento do plagioclásio como fase cumulus, à qual se sucede a seqüência máfica dos piroxênio-plagioclásio cumulatados, que representariam os estratos superiores da intrusão.

Apesar de certamente mais complexo, o esquema de fracionamento que produziu Mangabal II deve ter sido semelhante ao de Mangabal I, inferindo-se que também Mangabal II apresenta um complexo produzido a partir do processo de cristalização fracionada, a baixa pressão, de um magma basáltico toleítico.

Importantes concentrações em sulfetos são observadas em Mangabal II, particularmente associadas às seqüências

ultramáficas constituintes desse complexo.

As fases sulfetadas são representadas por agregados de pentlandita, pirrotita, calcopirita e pirita, os quais ocorrem tanto de forma disseminada, quanto preenchendo os interstícios intercumulus, como que cimentando as fases cumulus silicatadas.

Muito embora a origem dos sulfetos não se encontre devidamente estabelecida, a concentração preferencial dos sulfetos ao longo da seqüência ultramáfica, a par das feições texturais e mineralógicas apresentadas por esses minerais, são evidências sugestivas da origem magmática para essas fases.

A segunda etapa da evolução dos complexos máficos-ultramáficos de Mangabal I e Mangabal II é marcada pela atuação de processos tectônico/metamórficos, responsáveis pela atual configuração geológica dos corpos e pelo estabelecimento dos reequilíbrios mineralógicos que levaram à recristalização das rochas geradas pelos processos ígneos.

No que concerne aos processos tectônicos, pouco se pode precisar quanto ao tipo de deformação à qual os complexos foram submetidos, face ao escasso registro de feições estruturais apropriadas.

Cabe salientar, entretanto, que a atual distribuição das diferentes unidades litológicas no complexo de Mangabal I mostra evidências de que os processos tectônicos levaram à inversão da seqüência estratigráfica original, derivada dos processos ígneos nesse complexo, colocando os peridotitos feldspáticos sobrepostos aos olivina gabronoritos e estes sobrepostos aos gabronoritos.

No que concerne aos reequilíbrios mineralógicos, pôde-se estabelecer que ambos os complexos apresentam semelhante evolução pós-ígneia, tendo sido submetidos a condições semelhantes de temperatura e de pressão.

Nesse evento, cada tipo litológico ígneo original

foi modificado, gerando equivalentes recristalizados, portadores de diferentes assembleias mineralógicas, em função da composição da fase fluida presente quando do estabelecimento dos reequilíbrios mineralógicos.

Os principais equivalentes recristalizados e respectiva associação mineralógica são abaixo sintetizados.

Os equivalentes recristalizados dos peridotitos feldspáticos (Mangabal I) são representados pelos meta peridotitos coroníticos, meta peridotitos a espinélio e meta peridotitos a clorita.

- os meta peridotitos coroníticos caracterizam-se pela presença de coronas, desenvolvidas entre olivina e plagioclásio, sempre que esses minerais se apresentam em contato. As coronas, produto da reação entre esses dois minerais, são constituídas por uma camada interna, em contato com a olivina, de pequenos cristais prismáticos de ortopiroxênio, dispostos radialmente à superfície da olivina, seguida por uma camada mais externa de anfibólio pargasítico fibroso, com inclusões symplectíticas de espinélio verde, aluminoso, mais próximo ao plagioclásio. Neste tipo petrográfico as coronas não tiveram evolução plena, restando ainda plagioclásio na associação. As demais feições, texturais e mineralógicas, permanecem semelhantes ao termo ígneo original.

- os meta peridotitos a espinélio apresentam a associação coronítica completamente desenvolvida, levando à eliminação do plagioclásio. A associação mineralógica característica dessas rochas é representada por olivina-ortopiroxênio-pargasita-espinélio aluminoso, podendo apresentar ortopiroxênio e clinopiroxênio de derivação ígnea, caso ocorram na rocha original. A presença de dolomita é comumente observada nessas rochas.

- os meta peridotitos a clorita caracterizam-se pela associação olivina-ortopiroxênio-clinoclór-a-anfibólio (Mg-hornblenda).

Os equivalentes recrystalizados dos harzburgitos feldspáticos (Mangabal II) são representados pelos meta harzburgitos coroníticos, meta harzburgitos a espinélio e meta harzburgitos a clorita.

Esses tipos petrográficos apresentam essencialmente as mesmas características dos respectivos meta peridotitos.

Os equivalentes recrystalizados dos bronzititos feldspáticos correspondem aos meta bronzititos, constituídos por ortopiroxênio recrystalizado, antofilita e anfibólio cálcico (Mg-hornblenda).

Os equivalentes recrystalizados dos olivina gabronoritos (Mangabal I e II) são representados pelos meta olivina gabronoritos coroníticos, meta olivina gabronoritos a espinélio e meta olivina gabronoritos.

- os meta olivina gabronoritos coroníticos apresentam desenvolvimento parcial das coronas (com feições mineralógicas e texturais semelhantes às descritas para os meta peridotitos coroníticos), restando ainda olivina na associação. A assembléia mineralógica apresentada por essas rochas é então representada por plagioclásio-olivina (remanescente) - ortopiroxênio, pargasita e espinélio aluminoso, produtos da reação coronítica. Ortopiroxênio e clinopiroxênio de derivação ígnea podem ocorrer caso estejam presentes na rocha original.

- os meta olivina gabronoritos a espinélio apresentam evolução completa das coronas, com eliminação total da olivina na associação. Essas rochas apresentam a seguinte associação: plagioclásio, ortopiroxênio, pargasita, espinélio verde. Ortopiroxênio e clinopiroxênios de derivação ígnea podem ocorrer, caso estejam presentes na associação ígnea original.

- os meta olivina gabronoritos correspondem aos termos recrystalizados constituídos por plagioclásio (andesina)-gedrita-anfibólio (Mg-hornblenda) - rutilo/ilmenita.

Os equivalentes recrystalizados dos gabronoritos são representados pelos meta gabronoritos, constituídos por

plagioclásio recristalizado-antofilita-quartzo e hornblenda (Mg-hornblenda) com rutilo/ilmenita como acessórios.

Além dos tipos petrográficos acima descritos, destaca-se ainda a presença de antofilita xistos e de bronzita xistos. Os antofilita xistos são constituídos predominantemente por antofilita, com clorita, opacos e hornblenda em porcentagens subordinadas. Os bronzita xistos, caracterizam-se pela conspícua presença de porfiroblastos de ortopiroxênio, desenvolvidos em matriz de clorita e anfibólio. Esses tipos petrográficos desenvolvem-se ao longo das zonas de fraturamento e/ou falhamento, não preservando feições mineralógicas e/ou texturais reliquias.

A análise paragenética, baseada num possível modelo evolutivo da fase fluida com o decorrer dos reequilíbrios mineralógicos, associada a dados de inclusões fluidas, permitiu estabelecer que as rochas dos complexos foram submetidas a metamorfismo de alto grau, a temperaturas da ordem de 700°C - 780°C e a pressões mínimas de 6,0 a 6,5 Kbar.

Nestas condições de temperatura e de pressão, nas zonas em que os reequilíbrios se estabeleceram em presença de uma fase fluida rica em H_2O , desenvolveram-se os tipos petrográficos com as paragéneses mais recristalizadas e mais hidratadas (antofilita xistos, meta harzburgitos a clorita, meta peridotitos a clorita, meta bronzititos, meta olivina gabronoritos e meta gabronoritos); nas partes nas quais a fase fluida apresentou composições mais ricas em CO_2 , desenvolveram-se as associações coroníticas (meta harzburgitos, meta peridotitos e meta olivina gabronoritos coroníticos ou a espinélio) ou persistiram os tipos ígneos, com feições ígneas não modificadas (bronzititos feldspáticos e gabronoritos).

Nas condições de temperatura e pressão acima explicitadas, a estabilização da associação coronítica é possível quando a porcentagem de H_2O na fase fluida é reduzida a valores próximos a 20% da pressão total, isto é, quando $X_{\text{H}_2\text{O}} \sim 0,2$.

A associação mineralógica presente nas rochas em caixantes apresenta grau metamórfico semelhante ao registrado nas rochas dos complexos.

Muito embora com caráter especulativo, algumas considerações podem ser aventadas no que tange a possível classificação dos complexos de Mangabal I e Mangabal II.

Nesse sentido, dois aspectos principais devem ser levados em consideração: por um lado, a natureza intrusiva e as características estratiformes registradas nos complexos, e por outro, a deformação e recristalização subsequente.

Numa primeira interpretação, em função de suas características estratiformes, tais corpos poderiam ser interpretados como complexos posicionados numa área cratônica estável e envolvidos num evento diastrófico posterior.

Por outro lado, como enfatizado por Robins e Gardner (1974) e Naldrett (1981), corpos intrusivos com características estratiformes não se limitam a áreas cratônicas estáveis, podendo se desenvolver também em ambientes tectônicos instáveis, como é o caso dos complexos posicionados durante o decorrer de um ciclo orogenético. Esses corpos, posicionados (intrudidos e diferenciados) e deformados durante um mesmo evento orogenético, são classificados como complexos sinorogênicos (Naldrett, 1981). Tal definição tem também sido relacionada a interpretações geotectônicas regionais. Por exemplo, no Maine, Boone (1974 - in Naldrett, 1981), advoga sua formação devido a colisão continental; Robins e Gardner (1974) defendem para a província de Seiland, na Noruega, a presença de uma zona de subdução de placas com geração de magma basáltico em profundidade.

As características desse tipo de complexos são particularmente detalhadas por Robins e Gardner (1974), exemplificados pelos corpos intrusivos sinorogênicos pertencentes à província petrográfica de Seiland, no norte da Noruega. Resaltam os Autores, entretanto, que as características desses

complexos, sinorogenéticos, em pouco diferem daquelas de corpos posicionados em áreas cratônicas estáveis. A distinção, na verdade, deve ser efetuada principalmente através de um conjunto de dados, tanto dos complexos como das rochas encaixantes, incluindo entre outros, dados geocronológicos e estruturais pormenorizados.

No caso de Mangabal I e Mangabal II, o contexto regional da área dos complexos, bem como as relações estratigráficas entre as diferentes unidades presentes, não se encontra ainda devidamente estabelecido, e portanto, o ambiente tectônico dos complexos permanece indeterminado. Tendo em mente a complexidade geológica da área, e as dificuldades encontradas na diferenciação de unidades do Complexo Basal Goiano e do Grupo Araxá, destaca-se a importância da obtenção de dados geocronológicos, seja das rochas dos complexos, seja das rochas regionais, que poderia fornecer subsídios fundamentais na elucidação do contexto geológico da área. No atual estágio de conhecimento geológico da área, e enquanto tais dados não forem disponíveis, ambas as possibilidades acima mencionadas permanecem como classificações possíveis.

BIBLIOGRAFIA

- Almeida, F.F.M. de [1967] - Observações sobre o pré-cambriano da região central de Goiás. Bol. Paran. Geoc., nº 26 , Curitiba, 19-22.
- Almeida, F.F.M. de [1968] - Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico superior. Anais Acad. Bras. Ciênc. 40(suplem.): 285-295.
- Althaus, E. [1968] - Der Einfluß des Wassers auf metamorphe mineralreaktionen. N.Jb.Mineral.Mh. vol. 9:289-306.
- Amaral, G., Cordani, U.G., Kawashita, K., Reynolds, J.H. [1966] - Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. Geoch.Cosmoch. Acta, vol. 30: 159-189.
- Atkins, F.B. [1969] - Piroxenes of the Bushveld intrusion , South Africa. J. Petrol., vol. 10(2): 222-249.
- Barbosa, O. [1955] - Guia das excursões do IX Congresso da Sociedade Brasileira de Geologia. Noticiário nº 3, Sociedade Brasileira de Geologia, Rio de Janeiro.
- Barbosa, O., Baptista, M.B., Dyer, R.C., Braun, O.P.G. e Costa, J.C. [1969] - Geologia e inventário dos recursos minerais do projeto Brasília. DNPM-Prospect, Rio de Janeiro [inédito], 225 pp.
- Beeson, M.H. e Jackson, E.D. - [1969] - Chemical composition of altered chromites from the Stillwater complex, Montana . Am. Min., vol. 54: 1084-1100.
- Bence, A.E. e Albee, A.L. [1968] - Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. J. Geol., 76: 382-403.
- Berbert, C.O. - [1977] - Rochas básico-ultrabásicas no Brasil e suas potencialidades econômicas. IIª. semana de Estudos Geológicos do Paraná, CEGEP-U.F.Paraná, 1-51.
- Bliss, N.W. e MacLean, W.H. [1975] - The paragenesis of zoned chromite from central Manitoba. Geoch. Cosmoch. Acta , vol. 39: 973-990.
- Bohlen, S.R. e Essene, E.J. - [1978] - Igneous pyroxenes from metamorphosed anorthosite massifs. Contrib. Mineral. Petrol. 65: 433-442.

- Boyd, F.R. e Brown, G.M. (1969) - Electron probe study of pyroxene exsolution. in Pyroxenes and amphiboles: crystal chemistry and phase petrology. Min. Soc. Am. Spec. Paper, nº 2: 211-216.
- Bowes, D.R., Skinner, W.R. e Wright, A.E. (1970) - Petrochemical comparison of the Bushveld igneous complex with some other mafic complexes. The Geol. Soc. of South. Africa, Sp. Public., 1: 425-440.
- Brown, Jr. G.E. (1980) - Olivines and silicate spinels. In Ribbe, P.H. ed. - Orthosilicates - Reviews in Mineralogy vol. 5, Miner. Soc. Am., 275-298.
- Cameron, E.N. (1975) - Postcumulus and subsolidus equilibration of chromite and coexisting silicates in the Eastern Bushveld complex. Geoch. Cosmoch. Acta, vol. 39: 1021 - 1033.
- Cameron, K.L. (1975) - An experimental study of actinolite-cummingtonite phase relations with notes on the synthesis of Fe-rich anthophyllite. Amer. Miner. 60: 375-390.
- Cameron, E.N. (1977) - Chromite in the central sector of the eastern Bushveld Complex, South Africa. Am. Min. vol. 62: 1082-1096.
- Cameron, E.N. (1980) - Evolution of the lower critical zone, Central sector, eastern Bushveld complex, and its chromite deposits. Econ. Geol. 75: 845-871.
- Carmichael, I.S.E. (1967) - The iron-titanium oxides of salic volcanics rocks and their associated ferromagnesian silicates. Contrib. Miner. Petrol., vol. 14: 36-64.
- Chayes, F. (1949) - A simple point-counter for thin section analyses. Amer. Min., 134: 1-11.
- Coleman, R.G. (1977) - Ophiolites - Springer-Verlag, N. York, 229 pp.
- Craig, J.R. e Kullerud, G. (1969) - Phase relations in the Cu-Fe-Ni-S system and their application to magmatic ore deposits. Em Wilson, H.D.B. (ed.) Magmatic ore deposits. Econ. Geol. Monogr. 4: 344-358.
- Craig, J.R. e Scott, S.D. (1974) - Sulfide phase equilibria. Em P.H. Ribbe (ed.) Sulfide Mineralogy. Mineral. Soc. Am. Short Course Notes. pp. CS-1-CS-91.

- Danni, J.C.M., Dardenne, M.A., Fuck, R.A. e Ribeiro, M.J.
(1973) - Geologia da extremidade sudoeste da Serra Dourada. Rev. Bras. Geoc., vol. 3: 160-180.
- Danni, J.C.M. e Leonardos, O.H. (1978) - As sequências granu-
líticas anortosíticas-anfibolíticas e ultramáficas da re-
gião de Niquelândia, GO. XXX Congr. Bras. Geol., Recife,
vol. 3: 582-597.
- Danni, J.C.M. e Leonardos, O.H. (1980) - The Niquelândia mafic
-ultramafic granulites and gabbro-anorthosite metavolcan-
ic associations (inédito).
- Danni, J.C.M. e Fuck, R.A. (1981) - Unidades tectono-estrati-
gráficas do embasamento das faixas dobradas da margem oci-
dental do craton do São Francisco. Anais do Simpósio so-
bre o craton do São Francisco e suas faixas marginais .
Soc. Bras. Geol., Bahia, pg. 130-140.
- Danni, J.C.M. e Teixeira, N.A. (1981) - Características e sis-
tematização das associações de rochas máficas e ultramã-
ficas precambrianas do Estado de Goiás. Ata do 1º Sim.de
Geol. do Centro-Oeste, Goiânia, S.B.G., 376-403.
- Danni, J.C.M., Fuck, R.A. e Leonardos, O.H. (1982) - Archean
and lower Proterozoic units in central Brazil. Geol.
Radschau, vol. 71(1): 291-317.
- Deer, W.A., Howie, R.A. e Zussman, J. (1977) - An introduction
to the rock-forming minerals. Longman, London 528 pg.
- Deer, W.A., Howie, R.A. e Zussman, J. (1978) - Single-chain
silicates. John Wiley Sons. N.York
- Delaney, J.M. e Helgeson, H.C. (1978) - Calculation of the ther-
modynamic consequences of dehydration in subducting
oceanic crust to 100 Kb and $> 800^{\circ}\text{C}$. Am. Journ. Sci, 278:
638-686.
- Emmett, T.F. (1982) - The petrography and geochemistry of
corona-bearing dolerites from the Jotun Nappe, Central
Southern Norway. Min. Mag. 46: 43-48.
- Esbensen, K.H. (1978) - Coronites from the Fongen gabbro com-
plex, Trondheim Region, Norway: role of water in the
olivine-plagioclase reaction. N.Jb. Miner. Abh. 132(2) :
113-135.

- Eugster, H.P. e Skippen, G.B. (1967) - Igneous and metamorphic reactions involving gas equilibria. Em Abelson, P.H. ed. *Researches in Geochemistry*, vol. 2, N.York, John Wiley & Sons, 492-520.
- Evans, B.W. e Frost, B.R. (1975) - Chrome spinel in progressive metamorphism - a preliminary analysis. *Geoch. Cosmoch. Acta*, vol. 39: 959-972.
- Evans, B.W. e Trommsdorf, V. (1970) - Regional metamorphism of ultramafic rocks in the Central Alps: parageneses in the systems $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 50: 481-492.
- Evans, B.W. (1977) - Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* v. 5: 397 - 447.
- Fawcett, J.J. e Yoder Jr., H.S. (1966) - Phase relationships of chlorites in the system $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Am. Min.* 51: 353-380.
- Fisher, J.R. e Zen, E. (1971) - Thermochemical calculations from hydrothermal phase equilibrium data and the free energy of H_2O^* . *Am. Journ. Sci.*, vol. 270: 297-314.
- Frost, B.R. (1975) - Contact metamorphism of serpentinite, chloritic blackwall and rodingite at Paddy - Go - Easy Pass, Central Cascades, Washington. *Jour. Petrol.* 16: 272-313.
- Frost, B.R. (1976) - Limits to the assemblage forsterite-anorthite as inferred from peridotite hornfelses, Icicle Creek, Washington. *Am. Min.* 61: 732-750.
- Fuck, R.A. e Marini, O.J. (1981) - O Grupo Araxá e unidades homotaxiais. *Anais do Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas faixas marginais*. Salvador, S.B.G., 118-130.
- Fuck, R.A., Danni, J.C.M., Winge, M., Andrade, G.F. de, Barreira, C.F., Leonardos, O.H. e Kuyumjian, R.M. (1981) - Geologia da região de Goianésia, GO. *Acta do 1º Simp. de Geol. do Centro-Oeste, Goiânia, Soc. Bras. Geol.*, 447-469.
- Gardner, P.M. e Robins, B. (1974) - The olivine-plagioclase reaction: geological evidence from the Seiland petrographic province. *Contr. Min. Petrol.* 44: 149-156.

- Gilbert, M.C. (1966) - Synthesis and stability relations of the hornblende ferropargasite. *Am. Journ.Sci.*, vol. 264: 698-742.
- Girardi, V.A.V. (1974) - Petrologia do complexo básico-ultrabásico de Piên, PR. Tese de Livre-Docência, IG-USP (inédito), 146 pg.
- Girardi, V.A.V., Kawashita, K., Basei, M.A.S. e Cordani, U.G. (1978) - Algumas considerações sobre a evolução geológica da região de Cana Brava, a partir de dados geocronológicos. *Anais do XXX Congr. Bras. Geol., Recife. Soc.Bras. Geol.*, 337-348.
- Girardi, V.A.V. e Ulbrich, H.H.G.J. (1980) - Origin and evolution of the Piên mafic-ultramafic complex, Southern Brazil. *Journ. Geol.*, vol. 88(3): 251-269.
- Girardi, V.A.V., Rivalenti, G., Siena, F. e Sinigoi, S. (1981) - Precambrian Barro Alto Complex of Goiás, Brazil: bulk Geochemistry and phase equilibria. *N.Jb. Miner. Abh.* - 142(3): 270-291.
- Girardi, V.A.V. e Kurat, G. (1982) - Precambrian mafic and ultramafic rocks of the Cana Brava Complex, Brazil : mineral compositions and evolution. *Anais do ISAP, Salvador, Bahia* (no prelo).
- Goles, G.G. (1967) - Trace elements in ultramafic rocks. In Wyllie, P.J. ed. - *Ultramafic and related rocks*, N. York, 353-362.
- Grapes, R.H., Hashimoto, S. e Miyashita, S. (1977) - Amphiboles of a metagabbro - amphibolite sequence, Hidaka metamorphic belt, Hokkaido. *Journ. Petrol.* v. 18, part 2 , 285-318.
- Grieve, R.A. e Gittins, J. (1975) - Composition and formation of coronas in the Hadlington gabbro, Ontario, Canada. *Can. J. Earth. Sci.* 12: 289-299.
- Griffin, W.L. e Heier, K.S. (1973) - Petrological implications of some corona structures. *Lithos*, 6: 315-335.
- Haggerty, S.E. (1976) - Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In Rumble, D. (ed.) *Oxide Minerals - Short course notes*. Vol. 3, Mineral. Soc, Am., Washington.

- Hamlyn, P.R. [1975] - Chromite alteration in the Panton Sill, East Kimberley Region, Western Australia. *Min. Mag.*, vol. 40: 181-192.
- Hamlyn, P. [1980] - Equilibration history and phase chemistry of the Panton Sill, Western Australia. *Am. Journ. Sci.* 280: 631-668.
- Hamlyn, P.R. e Keays, R.R. [1979] - Origin of chromite compositional variation in the Panton Sill, Western Australia. *Contr. Min. Petrol.* 69: 75-82.
- Helgeson, H.C., Delaney, J.M., Nesbitt, H.W. e Bird, D.K. [1978] - Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *Am. Journ. Sci.* vol. 278-A, 229 pp.
- Helgeson, H.G., Decany, J.M., Nesbitt, H.W. e Bird, D.K. (1978) - Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *Am. Journ. Science.* Vol. 278-A, 229 p.
- Henderson, P. [1975] - Reaction trends shown by chrome-spinels of the Rhum layered intrusion. *Geoch. Cosmoch. Acta*, vol. 39: 1035-1044.
- Henderson, P. e Wood, R.J. [1981] - Reaction relations of chrome-spinels in igneous rocks - further evidence from the layered intrusions of Rhum and Mull, Inner Hebrides, Scotland. *Contr. Min. Petrol.* 78: 225-229.
- Hemley, J.J., Montoya, J.W., Shaw, D.R. e Luce, R.W. [1977] - Mineral equilibria in the $MgO-SiO_2-H_2O$ system: II talc-antigorite-forsterite-anthophyllite-enstatite stability relations and some geologic implications in the system. *Amer. Journ. Sci.*, Vol. 277: 353-383.
- Hollister, L.S. (1981) - Information intrinsically available from fluid inclusions. In L.S. Hollister e M.L. Crawford (ed), *Short Course in fluid inclusions: applications to petrology*. Mineralogical Association of Canada, Calgary, Alta, p. 1 a 12.
- Irvine, T.N. [1965] - Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I. Theory. *Can. Journ. of Earth Science*, vol. 2: 648-672.

- Irvine, T.N. (1967) - Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2. Petrological applications. Can. Journ. of Earth Sciences, vol. 4: 71-103.
- Irvine, T.N. (1975) - Crystallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions. II. Origin of chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores. Geoch. Cosmoch. Acta, vol. 39: 991-1020.
- Irvine, T.N. (1980a) - Magmatic density currents and cumulus processes. Am. Journ. Sci., Vol. 280-A: 1-58.
- Irvine, T.N. (1980b) - Magmatic infiltration metasomatism, double-diffusive fractional crystallization, and adcumulus growth in the Muskox intrusion and other layered intrusions. In Hargraves, R.B. ed. - Physics of magmatic processes. Princenton University Press. New Jersey, pg. 325-384.
- Irvine, T.N. (1982) - Terminology for layered intrusions. Journ. Petrol., vol. 23: 127-162.
- Jackson, E.D. (1961) - Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 385: 1-106.
- Jackson, E.D. (1967) - Ultramafic cumulates in the Stillwater, Great Dike and related rocks. In Wyllie, P.J. ed. - Ultramafic and related rocks. John Willey and Sons, 20-38.
- Jackson, E.D. (1971) - The origin of ultramafic rocks by cumulus processes. Fortsch. Mineral. 48: 128-174.
- Jenkins, D.M. (1981) - Experimental phase relations of hydrous peridotites modelled in the system $H_2O-CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$. Contr. Min. Petrol., 77: 166-176.
- Lamoen, H. van (1979) - Coronas in olivine gabbro and iron ores from Susimaki and Riuttamaa, Finland. Contr. Min. Petrol. 68: 259-268.
- Leake, B.E. (1978) - Nomenclature of amphiboles. Am. Min. 63: 1023-1052.
- Marini, O.J., Fuck, R.A., Dardenne, M.A. e Faria, A.de (1977) - Contribuição à geologia do pré-cambriano da porção central de Goiás. Rev. Bras. de Geol., vol. 7: 304-324.

- Marini, O.J., Fuck, R.A., Dardenne, M.A., Teixeira, N.A. (1978) Dobramentos da borda oeste do craton do São Francisco . Anais da reunião preparatória para o simpósio sobre o craton do São Francisco e suas faixas marginais. Salvador, SBG, pg. 155-204.
- Mason, R. (1967) - Electron-probe microanalysis of coronas in a troctolite from Sulitjelma, Norway. Min. Mag. vol.36: 505-514.
- McCallum, I.S., Raedeke, L.D. e Mathez, E.A. (1980) - Investigations of the Stillwater complex: Part I. Stratigraphy and structure of the banded zone. Amer. Journ. Sci. , 280-A: 59-87.
- Medaris, L-G. (1969) - Partitioning of Fe^{2+} and Mg^{2+} between coexistant syntetic olivine and ortopyroxene. Am. Journ. Sci., 267: 945-968.
- Melfi, A.J., Trescases, J.J., Oliveira, S.M.B. de (1980) - Les laterites nickeliferes du Brésil. Cah. ORSTOM, Ser. Geol. XI(1): 15-42.
- Miller, C. (1974) - Reactions rims between olivine and plagioclase in metaperidotites, Oztal Alps, Austria. Contr. Min. Petrol. 43: 333-342.
- Morse, S.A. (1980)-Basalts and phase diagrams. An introduction to the quantitative use of phase diagrams in igneous petrology. Springer-Verlag. N.York, 493 pp.
- Mueller, R.F, e Saxena, S.K. (1977) - Chemical Petrology. Springer-Verlag, New York. Inc. 395 p.
- Murthy, M.V.N. (1958) - Coronites from India and their bearing on the origin of coronas. Bull. Geol. Soc. Am. vol. 68 : 23-38.
- Naldrett, A.J. (1973) - Nickel sulphide deposits. Their classification and genesis, with special emphasis on deposits of volcanic association. Canadian Minnig. Metall. Bull., vo. 66, nº 739: 45-63.
- Naldrett, A.J. (1979) Partition of Fe, Co, Ni and Cu between liquid and basaltic melts and the composition of Ni-Cu sulfide deposits - a reply and further discussion. Econ. Geol. 74: 1520-1528.

- Naldrett, A.J. (1981) - Nickel sulfide deposits: classification, composition and genesis. *Econ. Geol.*, 75th Anniv. vol., 628-685.
- Newton, R.C., Charlu, T.V. e Kleppa, O.J. (1980) - Thermochemistry of the high structural state plagioclases. *Geochim. et Cosmoch. Acta*, Vol. 44: 933-941.
- Nilson, A.A. (1981) Geologia e Petrologia dos cumulatos dos complexos máfico-ultramáficos de Americano do Brasil, Goiás, Brasil. Resumos do 1º Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia, Goiás. *Soc. Bras. Geol.*, p. 18.
- Nilson, A.A. e Santos, M.M. dos (1981) - Mineralogia, gequímica e gênese dos sulfetos de cobre e níquel do depósito de Americano do Brasil, Goiás, Brasil. Resumos do 1º Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia, Goiás. *Soc. Bras. Geol.*, p. 18.
- Oba, T. (1980) - Phase relations in the tremolite-pargasite join. *Contrib. Mineral. Petrol.* 71: 247-256
- Oliveira, S.M.B. de (1980) - Alteração intempérica das rochas ultrabásicas de Santa Fé (GO) e gênese do depósito níquelífero. Tese de doutoramento, IG-USP (inédito), 216 pp.
- Oliveira, M.T.G. de (1982) - Petrologia do maciço máfico-ultramáfico Passo do Ivo, São Gabriel, Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldinense*, vol. 6(11): 131-218.
- Pfrimer, A.A., Candia, M.A.F. e Teixeira, N.A (1981) - Geologia e mineralizações de níquel-cobre-cobalto dos complexos máfico-ultramáficos de Mangabal I e II. Ata do 1º Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia, Goiás. *Soc. Bras. Geol.*, 495-518.
- Presnall, D.C., Dixon, S.A., Dixon, J.R., O'Donnell, T.H., Brenner, N.L., Schrock, R.L. e Dyws, D.W. (1978) - Liquidus phase relations on the join diopside-forsterite - anortite from 1 atm. to 20 kbar: their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma. *Contr. Min. Petrol.* 66: 203-220.
- Purvis, A.C., Nesbitt, R.W. e Hallberg, J.A. (1972) - The geology of part of the Carr Boyd rocks complex and its associated nickel mineralization, Western Australia. *Econ. Geol.* vol. 67: 1093-1113.

- Rego, I.T.S.F. do (1980) - Complexo básico-ultrabásico de Pedras Pretas, Rio Grande do Sul: aspectos petrológicos e geoquímicos. Tese de mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (inédito) 110 pp.
- Ribeiro, M.J., Pfrimer, A.A., Sã, C.M.G. de (1974) - Geologia e geoquímica de semi-detálhe do maciço máfico-ultramáfi-co de Mangabal I, Sanclerlândia, GO. Ata do 28º Congr. Bras. Geol., Porto Alegre, RS, 239-249.
- Rivalenti, G. Garutti, G., Rossi, A. e Sinigoi, S. (1978-79)- Spinel as petrogenetic indicators in the Ivrea-Verbano basic complex (Italian, Western Alps). In Proc. of 2nd Symp. Ivrea-Verbano. Mem. Sci. Geol., vol. 33: 161-171.
- Rivalenti, G., Girardi, V.A.V., Sinigoi, S., Rossi, A., Siena, F. (1982) - The Niquelandia mafic-ultramafic complex of central Goiás, Brazil: petrological considerations (inédito).
- Robie, R.A., Hemingway, B.S. e Fisher, J.R. (1978) - Thermo - dynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar (10^5 Pascal) pressure and at higher temperatures. Geol. Survey Bull., 1452, 456 pp.
- Robins, B. e Gardner, P.M. (1974) - Synorogenic layered basic intrusions in the Seiland petrographic province , Finmark. Norges Geol. Unders. 312: 91-130.
- Robinson, P. e Jaffe, H.W. (1969) - Chemographic exploration of amphibole assemblages from central Massachusetts and southwestern New Hampshire. Miner. Soc. Amer. Spec. Pap., 2: 251-274.
- Robinson, P., Ross, M. e Jaffe, H.W. (1971) - Composition of the anthophyllite-gedrite series, comparisons of gedrite and hornblende, and the anthophyllite-gedrite solvus. Am. Miner., vol. 56, pg. 1005-1041.
- Robinson, P., Spear, F.S., Schumacher, J.C., Laird, J. , Klein, C., Evans, B.W. e Doolan, B.L. (1982) - Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. In Veylen, D.R. e Ribbe, P.H. (eds.) - Amphiboles: petrology and experimental phase relations. Reviews in Mineralogy. Vol. 9B. Mineral. Soc. Amer. , Washington.

- Ryzhenko, B.N. e Volkov, V.P. (1971) - Fugacity coefficients of some gases in a broad range of temperatures and pressures. *Geochem. Intern.*, 468-481.
- Saboia, L.A. de e Teixeira, N.A. (1980) - Lavas ultrabásicas da unidade basal do greenstone belt de Crixás (GO): uma nova classe de rochas ultramáficas no Estado de Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, vol. 10 nº 1: 28-42.
- Sack, R.O. (1980) - Some constraints on the thermodynamic mixing properties of Fe-Mg orthopyroxenes and olivines. *Contr. Min. Petrol.*, vol. 71: 257-269.
- Sapountzis, E. S. (1975) - Coronas from the Thessaloniki gabbros (North Greece). *Contr. Min. Petrol.* 51: 197-203.
- Schobbenhaus Filho, C., Oguino, K., Ribeiro, C.L., Oliva, L.A., e Takanohashi, J.T. (1975) - Carta Geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Goiânia (SE-22). DNPM. Brasília, 87 pp.
- Shand, S.J. (1945) - Coronas and coronites. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 56: 247-266.
- Shmonov, V.M. e Shmulovich, K.I. (1974) - Molar volumes and equations of state for CO₂ at 100-1000°C and 2.000-10.000 bars. *Akad. Nauk. USSR, Dokl.* 212: 936-938.
- Simkin, T. e Smith, J.V. (1970) - Minor element distribution in olivine. *Journ. Geol.* 78: 304-325.
- Spear, F.S. (1981) - An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Am. Journ. Science*, Vol. 281: 697-734.
- Stanton, R.L. (1972) - Ore petrology. McGraw-Hill Book Co. 713 p.
- Steele, I.M., Bishop, F.C., Smith, J.V. e Windley, B.F. (1977) - The Fiskenaesset complex, West Greenland. Part III. Chemistry of silicate and oxide minerals from oxide-bearing rocks, mostly from Qeqertarssuatsiaq. *Grønlands Geol. Undessogelse Bull.* 124, 38pp.
- Stout, J.H. (1971) - Four coexisting amphiboles from Telemark, Norway. *Am. Min.* vol. 56, 212-224.
- Stout, J.H. (1972) - Phase petrology and mineral chemistry of coexisting amphiboles from Telemak, Norway. *Journ. Petrol.* vol. 13(1): 99-145.

- Streckeisen, A.L. (1973) Classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, vol. 18: 26-30.
- Tassinari, C.C.G., Siga Jr., O. e Teixeira, W. (1981) - Panorama geocronológico do centro-oeste brasileiro: soluções, problemáticas e sugestões. Ata do 1º Simpósio de Geol. do Centro Oeste. Goiania Soc. Bras. Geol., 93-116.
- Thompson, J.B., Laird, J., Thompson, A.B. (1982) Reactions in amphibolite, greenschist and Blueschist. *Jour. of Petrol.* vol. 23: 1-27.
- Touret, J. (1977) - The significance of fluid inclusions in metamorphic rocks. In D.G. Fraser (ed.). *Thermodynamics in Geology*. D. Reidel Publishing Company, 203-227.
- Touret, J. (1981) - Fluid inclusions in high-grade metamorphic rocks. In L.S. Hollister e M.L. Crawford (ed.), *Short Course in fluid inclusions: applications to petrology*. Mineralogical Association of Canada, Calgary, Alta., 182-208.
- Trescases, J.J. (1980) - Análise química por espectrometria de absorção atômica. XXXI Congresso Bras. de Geol., Camboriú, Boletim 04 - Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à geologia Soc. Bras. Geol., 27-46.
- Turner, F.J. (1981) - Metamorphic Petrology-mineralogical, field and tectonic aspects. *International Series in the earth & planetary sciences* - McGraw-Hill Book company. 524 pg.
- Turnock, A.C. e Eugster, H.P. (1962)- Fe-Al oxides: phase relationships below 1000°C. *J. Petrol.* 3: 533-565
- Uytenbogaardt, W. e Burke, E.A.J. (1971) - Tables for microscopie identification of ore minerals. Elsevier Publishing Co. N. York, 430 p.
- Wager, L.R., Brown, G.M. e Wadsworth, W.J. (1960) - Types of igneous cumulates. *Jour. Petrol.* 1: 77-85.
- Wager, L.R. e Brown, G.M. (1967) - Layered igneous rocks. W.H. Freeman - ed. S. Francisco N.4, 588 pp.
- Wells, P.R.A. (1977) - Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contr. Min. Petrol.* vol. 62: 129-139.

- Westrich, H.R. e Holloway, J.R. (1981) - Experimental dehy -
dration of pargasite and calculation of its entropy and
Gibbs energy. Am. Journ. Sci., vol. 281: 922-934.
- Windley, B.F., Bishop, F.C. e Smith, J.V. (1981) - Metamorphic
layered igneous complexes in archean granulite-gnaiss
belts. Ann. Rev. Earth. Planet. Sci. vol. 9, 175-198.
- Winkler, H.G.F. (1979) - Petrogenesis of metamorphic rocks -
Springer Verlag. N. York, 348 pp.
- Wood, B.J. e Banno, S. (1973) - Garnet-orthopyroxene and ortho
pyroxene-clinopyroxene relationships in simple and
complex systems. Contr. Min. Petrol. 42: 109-124.

AGRADECIMENTOS

Queremos deixar aqui expressos os nossos sinceros agradecimentos às pessoas e entidades que, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização do presente trabalho.

Em primeiro lugar agradecemos ao Dr. Vicente Antonio Vitório Girardi, Professor Adjunto do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, orientador desta tese, que nos entusiasmou na escolha do tema, relevando sua importância, e que, com sua experiência pessoal e conhecimentos científicos, em especial no campo das rochas máficas e ultramáficas, contribuiu com críticas e sugestões, tornando possível a superação dos problemas com que nos defrontamos.

A METAGO-Metais de Goiás S/A que, ciente do interesse científico do projeto, nos facultou estudar a área, colocando à nossa disposição veículos e pessoal auxiliar para os trabalhos de campo, bem como nos franqueou o acesso a informações e dados que foram de fundamental importância. Aos geólogos Amadeus Achilles Pfrimer e Noevaldo Araujo Teixeira, da Metago S/A, agradecemos as valiosas discussões sobre a geologia da área.

Ao Professor Dr. Rainer Schultz-Güttler, a quem, além de várias análises por microsonda eletrônica, devemos ainda o estudo das inclusões fluidas, realizado junto ao Laboratório da Universidade de Paris VII, bem como a orientação no tratamento dos dados termodinâmicos, que muito enriqueceram este trabalho.

Ao Professor José Carlos Gaspar, a quem devemos as análises químicas de minerais obtidas pelo método de dispersão de energia, realizadas junto à Universidade de Chicago (USA), agradecemos pela inestimável colaboração e pelo interesse que nos demonstrou no decorrer de todo o trabalho.

Ao Professor Dr. José Moacyr Vianna Coutinho, que nos auxiliou no estudo das secções delgadas, com sua prestimo

sa, reconhecida e espontânea colaboração que sempre demonstrou para com os seus ex-alunos.

Ao Professor Dr. João Moreschi, pela contribuição na análise das secções polidas, particularmente na caracterização dos minerais de sulfetos.

Ao Professor Excelso Ruberti, que, com paciência inesgotável, nos acompanhou nos trabalhos na microsonda eletrônica.

Ao Dr. Jean Jacques Trescases, que nos instruiu no método e nos orientou em todo o trabalho analítico realizado junto ao Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências, na obtenção das análises químicas de rocha total.

Aos Professores Dr. Umberto Giuseppe Cordani e Dr. Koji Kawashita, e aos funcionários do Centro de Pesquisas Geocronológicas, pela execução das determinações radiométricas.

Ao Professor Antonio Carlos Artur, pelo auxílio nas interpretações geocronológicas da área.

Ao Professor Dr. Evaristo Ribeiro Filho, agradecemos a dedicação na obtenção de várias fotomicrografias que ilustram esta tese.

À Senhora Melany Thereza Isauk e Senhor Cláudio Hopp, pela confecção das secções delgadas.

À Senhorita Itacy Kroehne, pela elaboração dos mapas e diagramas, e ao Senhor Jaime de Souza Marcos pela execução das cópias fotográficas.

À Senhora Marta José da Silva, pelo trabalho de dactilografia, e ao Senhor José Ponchirolli, pela elaboração das tabelas.

À equipe da Seção Gráfica, particularmente ao Senhor Jaime Alves da Silva, que cuidou da impressão do texto.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, e à Financiadora de Estudos e Projetos, que nos concederam os imprescindíveis auxílios financeiros.

A todos que prestaram sua colaboração, a Autora deseja expressar seu profundo reconhecimento.