

*Original de
Maísa*



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**O CORPO MÁFICO - ULTRAMÁFICO DA
FAZENDA MIRABELA, IPIAÚ - BA:
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA,
GEOQUÍMICA, TIPOLOGIA E IMPLICAÇÕES
METALOGENÉTICAS**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
MAISA BASTOS ABRAM

ORIENTADORA: PROF^a MARIA DA GLÓRIA DA SILVA

SALVADOR - BAHIA

1993

O Corpo Máfico-Ultramáfico da Faz. Mirabela, Ipiaú-BA: Caracterização Petrográfica, Geoquímica, Tipologia e Implicações Metalogenéticas

por

Maisa Bastos Abram

DISSERTAÇÃO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau

MESTRE EM CIÊNCIAS

GEOLOGIA

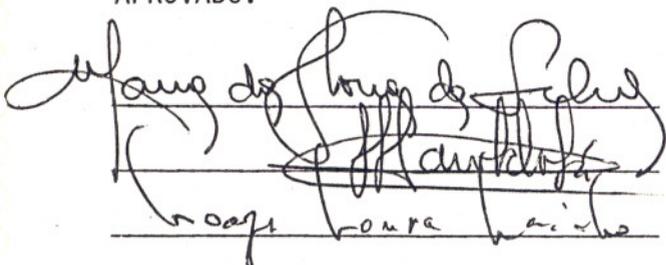
à

Câmara de Ensino de Pós-Graduação e Pesquisa

da

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

APROVADO:



Moacyr Moura Marinho
José Haroldo da Silva Sã

COMISSÃO EXAMINADORA:

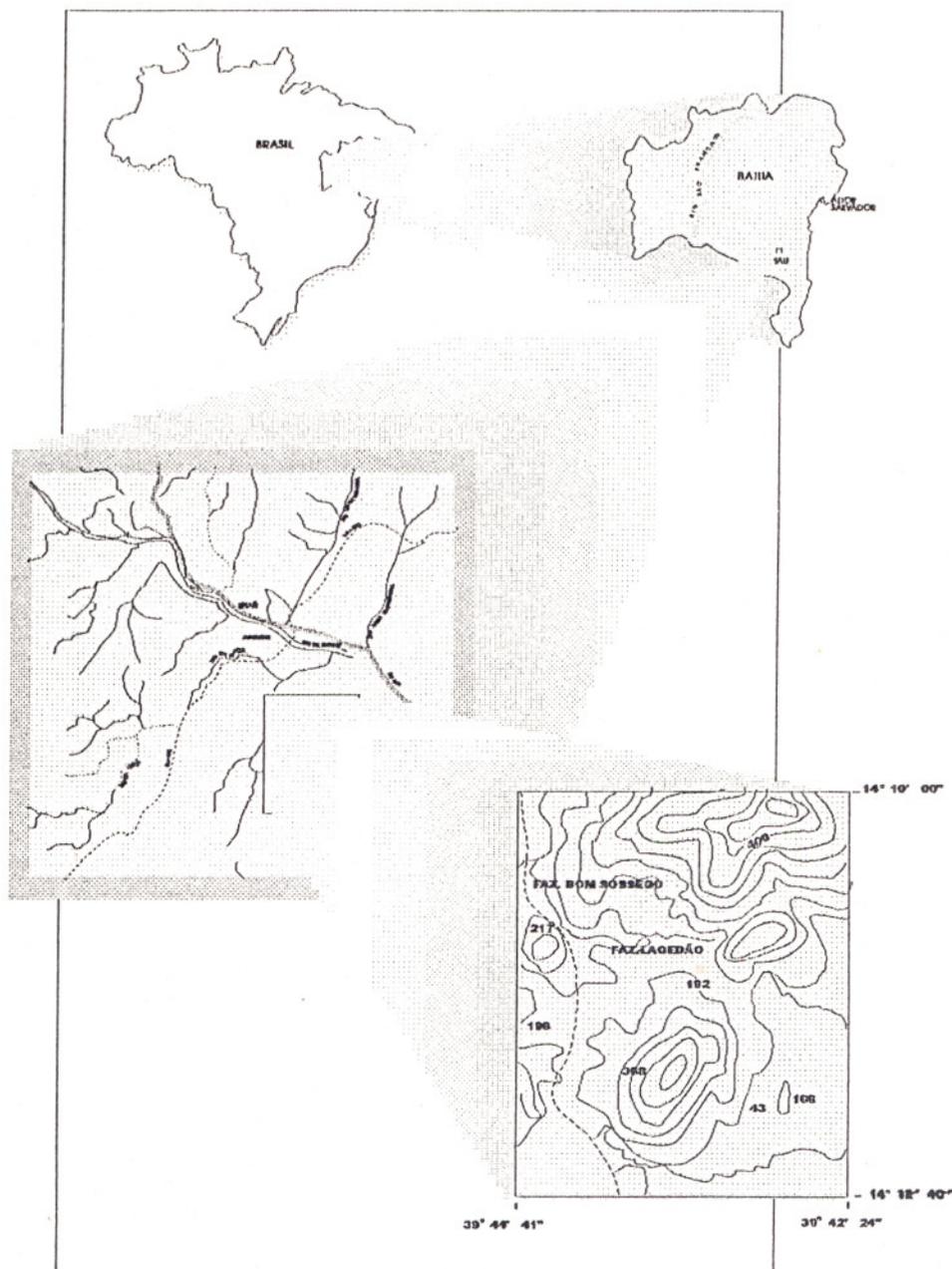
(Dra. Maria da Glória da Silva-Orientadora)

(Dr. José Haroldo da Silva Sã)

(Dr. Moacyr Moura Marinho)

Data: 19/07/93

Grau conferido em: 19/07/1993



**O CORPO MÁFICO/ULTRAMÁFICO
DA FAZENDA MIRABELA, IPIAÚ - BA :
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA, GEOQUÍMICA
TIPOLOGIA E IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS**

RESUMO

O corpo da Fazenda Mirabela (CFM) é uma intrusão máfico-ultramáfica estratificada, com uma área de exposição aflorante de cerca de 9 km², situada na porção sul/sudeste do Estado da Bahia, próximo à cidade de Ipiaú.

Encontra-se encaixado na porção SE do embasamento do cráton do São Francisco, em rochas arqueanas a proterozóicas dos chamados Domínios Ipiaú e Jequié-Mutuípe, definidos por Barbosa & Fontelles (1989) como uma associação supracrustal, representada por charnoquitos, rochas quartzo-feldspáticas intercaladas com metabasitos e formações ferríferas, polideformadas e metamorfizadas nas fácies anfíbolito a granulito.

Apresenta-se muito pouco deformado, com bandamento críptico e cíclico e texturas primárias de acumulação preservadas, sendo possível dividi-lo em 4 zonas litoestratigráficas: (i) Zona Inferior, composta por olivina cumulos e olivina-ortopiroxênio cumulos (serpentinóis, dunitos e peridotitos); (ii) Zona Intermediária, composta por ortopiroxênio cumulos (ortopiroxenitos e cpx noritos) e clinopiroxênio-ortopiroxênio cumulos (websteritos e gabronoritos); (iii) Zona Superior, composta por gabronoritos; e (iv) Zona de Borda, com relações de campo não muito claras, representada por gabronoritos finos que parecem, em alguns casos, representar uma margem resfriada.

No CFM, o fracionamento mineral se deu segundo a seguinte ordem: olivina - (Cr-espinélio) - ortopiroxênio - clinopiroxênio - plagioclásio - (magnetita/ilmenita). O fracionamento foi controlado, nas porções basais, pela olivina, e nas porções litoestratigraficamente superiores, pelos piroxênios.

Aspectos petrográficos e mineraloquímicos indicam que o CFM se resfriou lentamente, o que permitiu o desenvolvimento de algumas feições de reequilíbrio subsólido (crescimento adcumulático, lamelas de exsolução de cpx no opx, intercrescimento entre clinopiroxênios, desmisturações, coroas de reação entre olivina e plagioclásio). Entretanto, alguns destes reequilíbrios podem representar reequilíbrios metamórficos que, por sua vez, não chegaram a modificar as texturas e o quimismo primário do CFM.

A litogeoquímica reflete o processo de acumulação e revela um decréscimo nos percentuais em MgO da base para o topo, confirmando a litoestratigrafia sugerida para o corpo. A presença marcante do ortopiroxênio e o seu quimismo (teores decrescentes em MgO (En 88 a 45%), dos membros mais ultramáficos para os mais máficos), assim como a projeção das análises químicas no diagrama A-F-M e Al-F-M indicam para o corpo uma natureza toleítica.

As feições petrográficas, os teores em En dos ortopiroxênios, Fo das olivinas, Al dos clinopiroxênios e espinélios, os padrões de distribuição dos ETR, as razões (La/Lu)_n e

outras características geoquímicas observadas no CFM são similares às descritas para complexos estratificados intrusivos toleíticos de ambientes continentais.

O CFM reúne características favoráveis a concentrações de Ni, Cu e possivelmente de EGP. Na transição entre a Zona Inferior e Intermediária ocorre um nível rico em sulfetos de Fe, Ni e Cu, com teores anômalos de EGP. Esse nível parece refletir um momento da evolução do corpo de alta fS_2 . Por outro lado, as condições de baixa fO_2 parecem ter inibido a formação de depósitos de cromita e outros óxidos (magnetita/ilmenita).

O CFM parece integrar um *trend* de corpos máfico-ultramáficos na porção sul do Estado da Bahia. Tendo em vista o seu caráter tipológico, o CFM reúne condições favoráveis a concentrações de Ni, Cu e possivelmente EGP. Uma eventual confirmação desse potencial abre novas perspectivas metalogenéticas para essa área.

ABSTRACT

The Fazenda Mirabela body (CFM) is a mafic-ultramafic stratified intrusion that outcrops at about 9 km², occurring in the southern/southeastern portion of the State of Bahia, close to the Ipiaú city.

This body is embedded in the São Francisco craton basement, in archaean and proterozoic rocks related to the called Ipiaú and Jequié-Mutuípe domains, defined by Barbosa & Fontelles (1989) like supracrustals associations, represented by charnockitic gnaisses, quartz-feldspathic rocks intercalated with metabasic rocks and iron formations, well deformed, amphibolitic and granulitic facies metamorphosed.

The Fazenda Mirabela body is weakly deformed, presents criptic and rhythmic bandement and well preserved cumulate textures. Comprises 4 lithostratigraphic zones: (i) Lower Zone, consisting of olivine cumulates and olivine-orthopyroxene cumulates (serpentinites, dunites and peridotites); (ii) Intermediate Zone, composed by orthopyroxene cumulates (orthopyroxenites and clinopyroxene norites) and clinopyroxene-orthopyroxene cumulates (websterites and gabbronorites); (iii) Upper Zone, composed by gabbronorites with typical gabbroic textures; and (iv) Border Zone, without clear field relationships, represented by fine gabbronorites that seems, in some cases, a chilled margin.

The mineral fractionation order in the Mirabela body follows: olivine - (Cr spinel) - orthopyroxene - clinopyroxene - plagioclase - (magnetite/ilmenite). The bulk rock geochemistry reveals that in the basal portion the fractionation was controlled by olivine and in the upper stratigraphic levels by pyroxenes.

The petrographic and mineral geochemistry aspects point out that the CFM had cooled slowly, leading to some subsolidus re-equilibrations (adcumulate growth, clinopyroxene exsolution lamellae in orthopyroxene, intergrowths between clinopyroxenes, spinel exolutions in orthopyroxene and plagioclase, reaction coronas between olivine and plagioclase). However, some of these re-equilibrations may represent a weak metamorphic event that hadn't modified the Mirabela textures and primary chemistry.

Bulk rock geochemistry reflects the cumulative process and reveals decreasing MgO towards the mafic rocks, confirming the lithostratigraphy proposed. The persisting presence of orthopyroxene and its chemistry (decreasing MgO contents from the ultramafic to mafic rocks), the plots in AFM and Al-F-M indicates that the Fazenda Mirabela body was originally derived from a tholeiitic magma.

The petrographic features, En contents of orthopyroxene, Fo contents of olivine, Al contents of clinopyroxene and spinel, REE distribution patterns, (La/Lu)_n ratios and others mineral and bulk rock geochemistry features observed in this body are similar to those described for intrusive stratified tholeiitic complexes of continental environments.

The Fazenda Mirabela body comprises suitable characteristics for Ni, Cu and possibly PGE concentrations. Associated with the transition between the Lower and Intermediate Zones, the Fazenda

Mirabela body (CFM) is characterized by one sulphide rich level and PGE anomalies. This sulphide rich level seems to reflect a high fS_2 evolution moment. On the other hand, low fO_2 conditions seems to have inhibited the formation of chromite and other oxide(magnetite/ilmenite) deposits.

This body seems to integrate a trend of mafic-ultramafic bodies in the southern portion of the Bahia State and opens new metallogenetic perspectives for this region, considering its tipology and suitable features for Ni, Cu and possibly PGE mineralizations.

Dedico este trabalho a meus pais
Vilma e Isaac.

AGRADECIMENTOS

À professora Maria da Glória Silva (UFBA), pelo apoio, dedicação, orientação e participação ativa na elaboração deste trabalho.

Ao CNPq pelo apoio financeiro (projeto número 403842/90-5/GL/FV/PQ), que permitiu a elaboração de análises litogeoquímicas e mineraloquímicas.

À Companhia Bahiana de Pesquisa Mineral (CBPM) pelo acesso aos dados referentes ao Prospecto Fazenda Mirabela, aos testemunhos dos furos de sondagem e dados levantados pela Caraíba Metais S.A., pela concessão de amostras e sessões delgadas, pela complementação do estudo mineraloquímico através da liberação de uma sessão de microsonda e pela confecção de sessões delgadas-polidas.

Ao geólogo José Carlos Cunha (CBPM) pela atenção dispensada sempre que solicitado, pela contribuição com discussões, sugestões e críticas e pelo mapa geológico e dados de campo concedidos.

Ao professor José Haroldo da Silva Sá (UFBA) pelo apoio, sugestões e críticas e análises mineraloquímicas concedidas.

Ao professor Johildo S. Figueiredo Barbosa (UFBA) pelo apoio à uma das visitas ao campo.

À professora Sarah-Jane Barnes (Université du Quebec à Chicoutimi - Canadá), pela contribuição com discussões, críticas e sugestões.

Ao professor Manoel Jerônimo M. Cruz, pela orientação nos trabalhos de microsonda.

Ao curso de pós-graduação em geologia pelo apoio dispensado durante toda a realização deste trabalho, em especial a Gilzélío, Newton e Maria.

Ao desenhistas Norberto Lins dos Santos e Raimundo José Laranjeira Costa, pela confecção das figuras e à amiga Isa, pela digitação das tabelas.

À amiga e professora Alba, quem me iniciou nos trabalhos de pesquisa, pela dedicação, amizade, incentivo e estímulo.

Às pessoas incrivelmente especiais e amigas, colegas e ex- colegas dos cursos de Pós-graduação em Geologia e Geociências, pelo apoio e carinho.

Aos amigos e colegas que de alguma forma colaboraram para a realização deste trabalho, cuja citação pode incorrer, eventualmente, em esquecimentos momentâneos.

Em especial, aos meus pais Isaac e Vilma, irmãos Binha, Lô, Tina e Cau e companheiro e amigo Alexandre, sempre presentes nos momentos mais importantes de minha vida.

ÍNDICE

RESUMO	(i)
ABSTRACT	(ii)
DEDICAÇÃO	(iii)
AGRADECIMENTOS	(iv)
ÍNDICE	(v)
ÍNDICE DE FIGURAS	(vi)
ÍNDICE DE TABELAS	(vii)
ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS	(viii)

I - INTRODUÇÃO	1
I.1 Generalidades e Objetivo	2
I.2 Localização e Acesso	2
I.3 Trabalhos Anteriores	4
I.4 Metodologia de Trabalho	4
I.4.1 Levantamento bibliográfico	4
I.4.2 Levantamento de dados	5
I.4.3 Visitas ao campo	5
I.4.4 Estudos laboratoriais	5
I.4.4.1 Análises petrográficas	5
I.4.4.2 Litogeoquímica	6
I.4.4.3 Química mineral	6
II - ASPECTOS GEOLÓGICOS	7
II.1 Contexto Geológico Regional	8
II.2 Geologia do Corpo Máfico-Ultramáfico da Fazenda Mirabela	12
III - PETROGRAFIA	16
III.1 Introdução	17
III.2 Zona Inferior	19
III.2.1 Olivina Cumulatos	19
III.2.2 Olivina Ortopiroxênio Cumulatos	23
III.3 Zona Intermediária	27
III.3.1 Ortopiroxênio Cumulatos	27

III.3.2 Clinopiroxênio Ortopiroxênio Cumulatos -----	31
III.4 Zona Superior-----	35
III.4.1 Gabronoritos -----	35
III.5 Zona de Borda e Diques-----	38
III.6 Encaixantes-----	41
III.7 Discussões-----	43
IV - QUÍMICA MINERAL -----	47
IV.1 Introdução -----	48
IV.2 Olivina -----	49
IV.3 Ortopiroxênio -----	52
IV.4 Clinopiroxênio -----	56
IV.5 Plagioclásio -----	58
IV.6 Espinélio de Cromo -----	59
IV.7 Anfibólios -----	60
IV.8 Micas -----	61
IV.9 Coroa de Reação entre Olivina-Plagioclásio -----	64
IV.10 O Equilíbrio entre os Piroxênios -----	66
IV.11 Geotermometria -----	68
IV.11.1 O Geotermômetro de Sack -----	69
IV.11.2 O Geotermômetro de Wood & Banno -----	71
IV.11.3 O Geotermômetro de Wells -----	72
IV.11.4 O Geotermômetro de Kretz -----	73
IV.11.5 Discussão dos resultados obtidos -----	73
IV.12 Considerações sobre as Condições de Pressão -----	78
IV.13 Discussões -----	79
V - LITOGEOQUÍMICA -----	81
V.1 Introdução -----	82
V.2 Elementos Maiores -----	82
V.3 Elementos Traços -----	94
V.4 Elementos Terras Raras -----	98
V.5 Discussões -----	104

VI - CARACTERIZAÇÃO TIPOLOGICA DO CFM	106
VI.1 Introdução	107
VI.2 Corpos Relacionados à Atividade Vulcânica	107
VI.3 Corpos Tipo Alpino	108
VI.4 Corpos Tipo Alaska	110
VI.5 Corpos Máfico-Ultramáficos de Natureza Alcalina, em Complexos Anelares e Pipes Kimberlíticos	111
VI.6 Intrusões Estratificadas de Grande, Médio e Pequeno Porte e Sills Relacionados a Derrames Basálticos Continentais	112
VII - IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS	115
VII.1 Generalidades	116
VII.2 A Questão do Cromo	116
VII.3A Questão dos Sulfetos	117
VIII - CONCLUSÕES	123
IX - BIBLIOGRAFIA	127
X - ANEXOS	138

ÍNDICE DE FIGURAS

I - INTRODUÇÃO

Fig. I.1 - Mapa de localização do Corpo Máfico-Ultramáfico da Fazenda Mirabela ----- 3

II - ASPECTOS GEOLÓGICOS

Fig.II.1 - O Cráton do São Francisco (Inda *et al.* 1984) -----10

Fig.II.2 - Geologia da Porção Sudeste do Estado da Bahia (adaptado de Barbosa 1986) -----11

Fig.II.3 - Mapa Geológico do corpo máfico-ultramáfico da fazenda Mirabela (adaptado de Cunha *et al.* 1991) -----14

III - PETROGRAFIA

Fig.III.1 - Mapa de localização das amostras (modificado de Cunha *et al.* 1991) -----18

Fig.III.2 - Coluna litoestratigráfica esquemática sugerida para o CFM -----20

Fig.III.3 - Classificação composicional dos litotipos, segundo Streckeisen (1973) -----22

IV - QUÍMICA MINERAL

Fig.IV.1 - Teores em MgO versus NiO para as olivinas do CFM (Fleet *et al.* 1977) -----53

Fig.IV.2 - Variação dos percentuais em En nos ortopiroxênios do CFM -----55

Fig.IV.3 - Distribuição composicional dos ortopiroxênios em rochas ultramáficas de corpos alpinos (Dick 1977), intrusões estratificadas, a exemplo de Bushveld (Atkins 1969), e no CFM -----56

Fig.IV.4 - Variação composicional dos piroxênios do CFM dentro do quadrilátero dos piroxênios (Poldervaart & Hess 1951) -----57

Fig.IV.5 - Razões Cr/(Cr+Al) versus Mg/(Mg+Fe) nos espinélios de Cr do CFM -----60

Fig.IV.6 - Classificação dos anfibólios encontrados no CFM, segundo Leake (1978) -----62

Fig.IV.7 - Anfibólios do CFM no diagrama proposto por Leake (1965) -----63

Fig.IV.8 - Variação composicional das micas no CFM, dentro do quadrilátero flogopita-anita-siderofilita-eastonita proposto por Speer (1984) -----64

Fig.IV.9 - Razão $\frac{X_{Mg}^{opx}}{1 - X_{Mg}^{opx}}$ versus $\frac{X_{Mg}^{cpx}}{1 - X_{Mg}^{cpx}}$ para os ol cumulos -----69

Fig.IV.10 - Razão $\frac{X_{Mg}^{opx}}{1 - X_{Mg}^{opx}}$ versus $\frac{X_{Mg}^{cpx}}{1 - X_{Mg}^{cpx}}$ nos gabronoritos da Zona Superior -----70

Fig.IV.11 - Termômetro ol-opx de Sack (1980) aplicado para os ol-opx cumulos do CFM, com base no percentual em faiailita das olivinas e no coeficiente de distribuição do magnésio e ferro entre olivina e opx -----71

V - LITOGEOQUÍMICA

Fig. V.1 - Percentual em MgO (% em peso) <i>versus</i> o índice de solidificação (I.S.) de Kuno (1968) -----	84
Fig. V.2 - Percentual em SiO ₂ (% em peso) <i>versus</i> o índice de solidificação (I.S.) de Kuno (1968) -----	85
Fig. V.3 - Percentual em FeO _t (% em peso) <i>versus</i> o índice de solidificação (I.S.) de Kuno (1968) -----	86
Fig. V.4 - Percentual em CaO (% em peso) <i>versus</i> o índice de solidificação (I.S.) de Kuno (1968) -----	87
Fig. V.5 - Percentual em Al ₂ O ₃ (% em peso) <i>versus</i> o índice de solidificação (I.S.) de Kuno (1968) -----	88
Fig. V.6 - Percentual em Na ₂ O (% em peso) <i>versus</i> o índice de solidificação (I.S.) de Kuno (1968) -----	89
Fig. V.7 - Percentual em K ₂ O (% em peso) <i>versus</i> o índice de solidificação (I.S.) de Kuno (1968) -----	90
Fig. V.8 - Percentual em TiO ₂ (% em peso) <i>versus</i> o índice de solidificação (I.S.) de Kuno (1968) -----	91
Fig. V.9 - Diagrama (FeO+MgO)/Al ₂ O ₃ <i>versus</i> SiO ₂ /Al ₂ O ₃ , proposto por Pearce (1970) -----	92
Fig. V.10 - Diagrama CaO/Al ₂ O ₃ <i>versus</i> SiO ₂ /Al ₂ O ₃ , proposto por Pearce (1970) -----	93
Fig. V.11 - Diagrama Al-F-M de Besson et Capitant (1976) -----	94
Fig. V.12 - Diagrama AFM -----	95
Fig. V.13 - Diagrama Cr (ppm) <i>versus</i> o índice de solidificação (I.S.) de Kuno (1968) -----	96
Fig. V.14 - Diagrama Co (ppm) <i>versus</i> o índice de solidificação (I.S.) de Kuno (1968) -----	97
Fig. V.15 - Diagrama Ni (ppm) <i>versus</i> o índice de solidificação (I.S.) de Kuno (1968) -----	98
Fig. V.16 - Diagrama Cu (ppm) <i>versus</i> o índice de solidificação (I.S.) de Kuno (1968) -----	99
Fig. V.17 - Diagrama Sr (ppm) <i>versus</i> o índice de solidificação (I.S.) de Kuno (1968) -----	100
Fig. V.18 - Diagrama Sc (ppm) <i>versus</i> o índice de solidificação (I.S.) de Kuno (1968) -----	101
Fig. V.19 - Padrão de distribuição dos ETR, normalizados pelos condritos (Evensen <i>et al.</i> 1978) para as rochas do CFM -----	102
Fig. V.20 - Padrão de distribuição dos ETR para os Complexos de Bushveld (Hall & Hughes 1991), Skaergaard (Haskin & Haskin 1968) e corpos tipo Alpino (Loubet <i>et al.</i> 1975) -----	103

VII - IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS

Fig. VII.1 - Diagrama Cu/Pt <i>versus</i> Ni/Pd, proposto por Barnes (1992) -----	120
Fig. VII.2 - Diagrama Cu/Pt <i>versus</i> Ni/Pd proposto por Barnes (1992), incluindo rochas cumuláticas observadas no CFM -----	121

ÍNDICE DE TABELAS

IV - QUÍMICA MINERAL

TABELA IV.1 - Distribuição das análises químicas de mineral por litotipo -----	48
TABELA IV.2 - Temperaturas calculadas com base no par opx-cpx de pós-cúmulo do ol cumulato -----	75
TABELA IV.3 - Temperaturas calculadas com base no par opx-cpx da coroa de reação em torno da olivina no ol cumulato -----	75
TABELA IV.4 - Temperaturas calculadas com base no par opx-cpx (exsolvido) do opx cumulato -----	76
TABELA IV.5 - Temperaturas calculadas com base no par opx-cpx cumuláticos no piroxenito websterítico (cpx-opx cumulato) -----	76
TABELA IV.6 - Temperaturas calculadas com base no par opx-cpx do cpx-opx cumulato melanogabronorítico -----	76
TABELA IV.7 - Temperaturas calculadas com base no par opx-cpx (exsolvido) do gabronorito --	77
TABELA IV.8 - Temperaturas calculadas com base no par opx-cpx do gabronorito -----	77
TABELA IV.9 - Temperaturas calculadas com base no par opx-cpx do gabronorito com textura em mosaico -----	78

V - LITOGEOQUÍMICA

TABELA V.1 - Razões (La/Lu) _n calculadas para as rochas do CFM -----	104
---	-----

X - ANEXOS

TABELA X.1 - Composição modal das amostras descritas dos diferentes litotipos.	
TABELA X.2 - Análise química das olivinas.	
TABELA X.3 - Análise química dos ortopiroxênios.	
TABELA X.4 - Análise química dos clinopiroxênios.	
TABELA X.5 - Análise química dos plagioclásios.	
TABELA X.6 - Análise química dos espinélios de Cr.	
TABELA X.7 - Análise química dos anfibólios.	
TABELA X.8 - Análise química das micas.	
TABELA X.9 - Análise química de rocha total.	
TABELA X.10 - Análise de Terras Raras em rocha total.	
TABELA X.11 - Coeficiente de distribuição total (D) calculado para o La, Nd, Sm, Gd e Yb.	
TABELA X.12 - Coeficientes de partição (Kd) utilizados no cálculo do D _t	

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS

III - PETROGRAFIA

Fotomicrografia III.1 - Cristal pós-cumulático de opx englobando poiquiliticamente olivina cumulática, em ol cumulado (Nicóis cruzados - NC) -----	21
Fotomicrografia III.2 - Agregados intersticiais de hornblenda e flogopita, em ol cumulado (Em luz plana - LP) -----	23
Fotomicrografia III.3 - Coroa de reação constituída por opx e cpx no contato entre ol cumulática e plagioclásio intersticial, em ol cumulado (NC) -----	24
Fotomicrografia III.4 - Plagioclásio pós-cumulático intersticial, apresentando uma tonalidade escura (possivelmente exsoluções de espinélio), principalmente no centro do cristal, em ol cumulado (NC) -----	25
Fotomicrografia III.5 - Olivina e opx cumuláticos e cpx de pós-cúmulo, em ol-opx cumulado (LP) -----	25
Fotomicrografia III.6 - Cristal pós-cumulático de pirrotita (po) bordejado por pirita (py) e calcopirita (cp), em ol-opx cumulado (Em luz refletida) -----	26
Fotomicrografia III.7 - Substituição de pirita (py) por calcopirita (cp), em ol-opx cumulado (Em luz refletida) -----	27
Fotomicrografia III.8 - Olivina cumulática envolvida por ortopiroxênio, mostrando ainda cpx e plagioclásio intersticiais, em ol cumulado, evidenciando a ordem de cristalização sugerida para o CFM (LP) -----	28
Fotomicrografia III.9 - Opx cumulático de formato granular e cor acastanhada em opx cumulado (LP) -----	29
Fotomicrografia III.10 - Opx cumulático de formato tabular, ripiforme e cor acastanhada em opx cumulado (LP) -----	29
Fotomicrografia III.11 - Opx cumulático mostrando exsolução de cpx, em opx cumulado (NC) ---	30
Fotomicrografia III.12 - Hornblenda substituindo parcialmente as bordas de opx cumulático, em opx cumulado (LP) -----	31
Fotomicrografia III.13 - Sulfeto pós-cumulático intersticial a cristais cumuláticos de opx, incluso em cristal pós-cumulático de plagioclásio, em opx cumulado (LP) -----	32
Fotomicrografia III.14 - Intercrescimento entre cpx augítico e diopsidítico, em cpx-opx cumulado de composição websterítica (NC) -----	33
Fotomicrografia III.15 - Cpx geminado em cpx-opx cumulado de composição websterítica (NC) -----	33
Fotomicrografia III.16 - Opx cumulático englobando parcialmente, na borda, pequenos cristais cumuláticos de cpx, indicando um crescimento adcumulático, em cpx-opx cumulado de composição gabronorítica (NC) -----	34
Fotomicrografia III.17 - Opx (maior) e cpx (menor) cumuláticos inclusos poiquiliticamente em grandes placas opticamente contínuas de plagioclásio, em cpx-opx cumulado de composição gabronorítica (NC) -----	35
Fotomicrografia III.18 - Rocha gabronorítica da Zona Superior mostrando uma textura gabróica (NC) -----	36
Fotomicrografia III.19 - Rocha gabronorítica mostrando uma textura em mosaico (NC) -----	37
Fotomicrografia III.20 - Lamelas de cpx no opx em gabronoritos da Zona Superior (NC) -----	38

Fotomicrografia III.21 - Finas palhetas de flogopita cortando os plagioclásios e piroxênios nos gabronoritos (LP) -----	39
Fotomicrografia III.22 - Gabronorito fino do contato norte exibindo uma textura granoblástica (LP) -----	39
Fotomicrografia III.23 - Gabronorito fino do contato sul, exibindo textura granoblástica, contendo hornblenda granular (LP) -----	40
Fotomicrografia III.24 - Dique gabronorítico mostrando uma textura em mosaico (NC) -----	41
Fotomicrografia III.25 - Textura xenoblástica do charnoquito gnáissico encaixante, mostrando principalmente cristais de microclina, quartzo e opx bastitizado (NC) -----	42
Fotomicrografia III.26 - Quartzo amebóide e opx bastitizado, em hornblenda charno-enderbito encaixante (NC) -----	43

IV - QUÍMICA MINERAL

Fotomicrografia IV.1 - Coroa de reação entre olivina cumulática e plagioclásio intersticial, em ol cumulato. Observa-se opx, na porção interna, e cpx, na porção externa (NC) -----	65
---	----

I - INTRODUÇÃO

I - INTRODUÇÃO

I.1 Generalidades e objetivo

O potencial metalogenético de corpos máfico-ultramáficos diferenciados, para mineralizações de Cr, Cu, Ni, Au, Elementos do Grupo da Platina (EGP), Fe, Ti e V, tem sido largamente descrito na literatura geológica, com destaque para o caso dos complexos de Bushveld (África do Sul), Great Dyke (Zimbabwe), Sudbury (Canadá), Stillwater e Duluth (USA), dentre outros.

Esses depósitos que, em geral, são formados por processos magmáticos, seja concomitantemente ao fracionamento ígneo, seja a partir da formação de líquidos imiscíveis, estão relacionados a um momento específico da história de evolução magmática desses corpos máfico-ultramáficos e, portanto, mostram-se restritos a litologias ou a intervalos litoestratigráficos específicos.

Além da importância econômica, devido ao seu potencial metalogenético, esses corpos, uma vez caracterizados do ponto de vista tipológico, são também excelentes indicadores da ambiência geotectônica do terreno à época de sua formação.

No Estado da Bahia, mais especificamente na porção sul-sudeste do cráton do São Francisco, são observados vários pequenos corpos máficos-ultramáficos, encaixados nos terrenos metamórficos de alto grau do embasamento do cráton, alguns deles com evidências inequívocas da presença de mineralização sulfetada.

Até o momento, nenhum trabalho sistemático de pesquisa foi realizado nesses corpos, visando decifrar o significado da sua presença nesse ambiente, ou mesmo visando avaliar, quantitativamente, o seu potencial metalogenético.

Diante da impossibilidade de atacar o problema como um todo, foi escolhido um desses corpos, mais especificamente o corpo máfico-ultramáfico da Fazenda Mirabela (CFM), para a realização de um estudo sistemático de caracterização petrográfica e geoquímica, com o objetivo de caracterizá-lo do ponto de vista tipológico e de sua vocação metalogenética e entender o seu significado do ponto de vista geodinâmico.

A escolha do CFM foi feita considerando a localização privilegiada desse corpo e a existência de trabalhos anteriores, os quais facilitaram, em muito, a realização desse trabalho de pesquisa.

I.2 Localização e Acesso

O CFM encontra-se localizado na porção sul/sudeste do Estado da Bahia, município de Itajibá, a uma distância de aproximadamente 6 km a sudeste da cidade de Ipiaú, em área das fazendas Mirabela, Santa Rita e Bom Sossego (Fig. I.1).

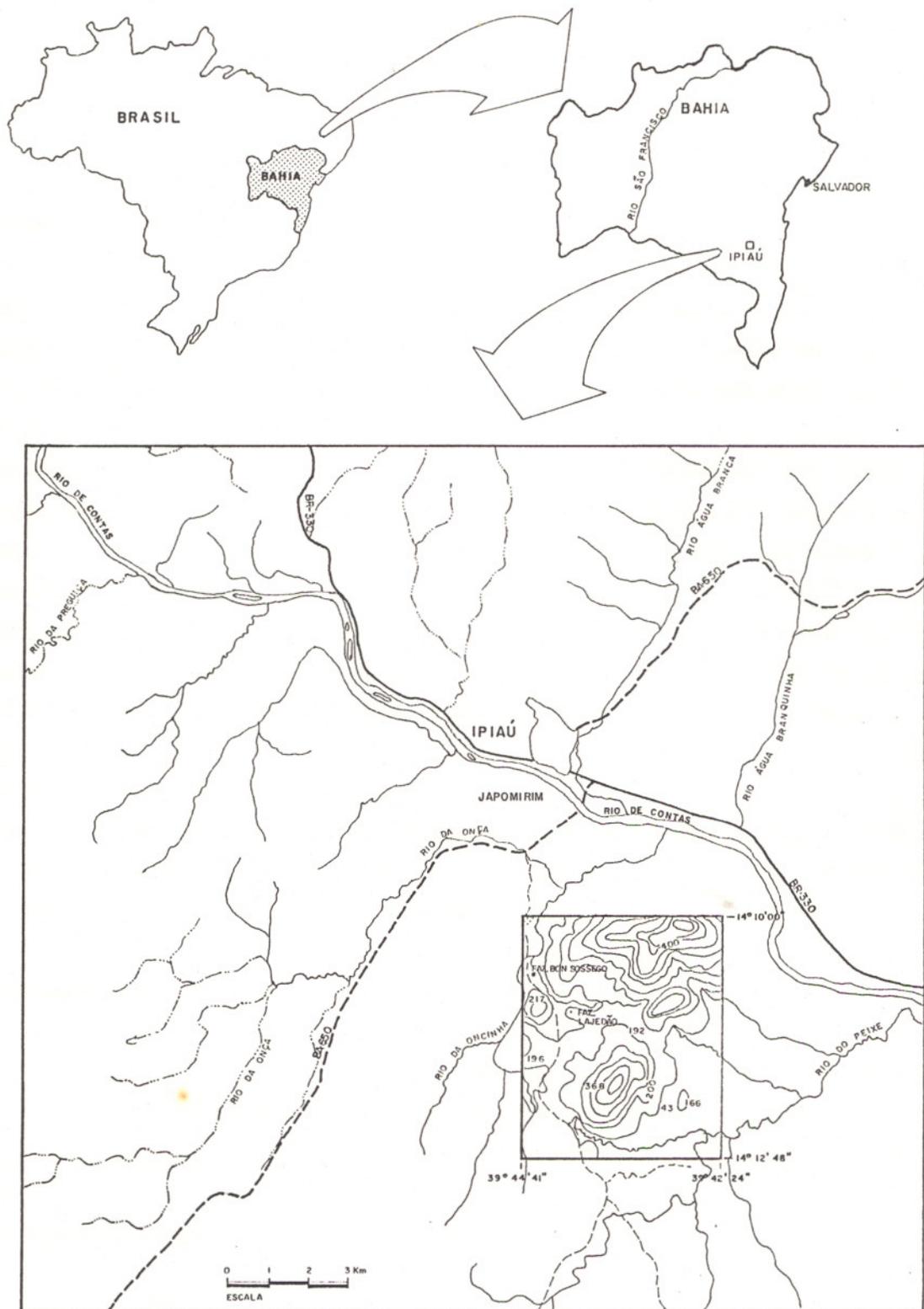


Fig.I.1 - Mapa de Localização do Corpo Máfico-Ultramáfico da Fazenda Mirabela. (Extraído da folha SD. 24. Y-B-11, SUDENE/Governo do Estado da Bahia).

O acesso principal, a partir de Salvador, pode ser feito pela BR-116 até a cidade de Jequié, seguindo-se daí, pela BR-330, até a cidade de Ipiaú. Alternativamente pode-se utilizar a BR-101, até o entroncamento de Gandu, seguindo-se a partir daí, pela BA-650, até Ipiaú. Uma vez em Ipiaú, cruza-se o rio de Contas em direção ao sul, pela estrada carroçável que dá acesso à fazenda Santa Rita.

I.3 Trabalhos anteriores

Os primeiros trabalhos desenvolvidos no CFM foram levantamentos geológicos, geoquímicos, geofísicos e trabalhos de sondagem (325 metros), realizados em 1979 pela Mineração Nhambú Ltda, com objetivos exploratórios para Cr e Au. Os resultados deste trabalho indicaram a presença de fortes anomalias de Ni e Cu.

Posteriormente, em 1985, a Caraíba Metais realizou trabalhos de mapeamento de detalhe, geoquímica de solo, além de levantamentos geofísicos (magnetometria, IP e gravimetria) e sondagem (580 metros), em uma área restrita do corpo (cerca de 1km²), tendo detectado a presença de disseminações de sulfetos de Fe, Ni e Cu, além de teores anômalos de Ag, Au e EGP.

Em 1989, os trabalhos de pesquisa geológica no CFM foram retomados pela Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM), que realizou no corpo mapeamento de detalhe (1:5.000), perfis magnetométricos, eletromagnéticos e algumas análises químicas para Cu, Ni, Co, As, Ti, V, Cr, Pt e Pd. Esses trabalhos possibilitaram uma maior compreensão da morfologia, da estrutura interna do corpo e de suas relações estruturais com as encaixantes.

Em 1991, Sá (UFBa) realizou alguns trabalhos de consultoria técnica para a CBPM, observando que os EGP, no CFM, mostravam-se intimamente associados aos sulfetos ou óxidos/silicatos, estando primariamente relacionados a formação e evolução do corpo.

I.4 - Metodologia de Trabalho

Esse trabalho de pesquisa utilizou grande parte dos dados disponíveis sobre o CFM, notadamente a base geológica de detalhe realizada pela CBPM (Cunha *et al* 1991), os furos de sondagem realizados pela Caraíba Metais S.A. e alguns dados geoquímicos da zona mineralizada, tanto da CBPM quanto da Caraíba.

O desenvolvimento da pesquisa se deu em diferentes etapas, abaixo discriminadas:

I.4.1 Levantamento bibliográfico

Essa etapa consistiu num trabalho de levantamento de todos os trabalhos, até então realizados nessa região. Paralelamente, efetuou-se um amplo levantamento da bibliografia existente sobre

diferentes tipos de corpos máfico-ultramáficos, no que diz respeito aos aspectos petrográficos, geoquímicos e metalogenéticos e suas implicações no que diz respeito a ambiência geotectônica de formação e evolução.

I.4.2 Levantamento de dados

Nessa etapa foi realizada uma descrição macroscópica das amostras coletadas pela CBPM, no âmbito do Prospecto Fazenda Mirabela (Cunha *et al.* 1991), visando a seleção de material para análise petrográfica e geoquímica e um levantamento das seções delgadas já existentes.

Foram também reavaliados os testemunhos de sondagem (FM-01, FM-02, FM-03, FM-04, FM-05), realizados pela Caraíba Metais S.A., visando a seleção de amostras para estudo petrográfico e geoquímico.

I.4.3 Visitas ao campo

Duas visitas ao corpo e encaixantes foram realizadas, uma das quais acompanhada pela Dr^a. Sarah-Jane Barnes da Universidade de Chicoutimi, em Quebec, Canadá e pelo prof^o Haroldo Sá (UFBA).

Nessa oportunidade foram observados basicamente aspectos relacionados ao contexto geológico regional e um reconhecimento geológico geral do CFM. A geologia do corpo propriamente dito é enormemente mascarada pela presença de um espesso manto laterítico e conseqüente escassez de afloramentos.

I.4.4 Estudos laboratoriais

I.4.4.1 Análises petrográficas

Foram analisadas 55 lâminas delgadas, 29 seções delgadas-polidas de diferentes litologias do CFM, além de 3 seções polidas da zona mineralizada.

As lâminas delgadas foram cedidas pela CBPM, tendo as mesmas sido confeccionadas no âmbito do Projeto Verificações Mineraias no Estado da Bahia.

Das seções delgadas-polidas, 19 foram selecionadas a partir de amostras dos furos de sondagem e da amostragem realizada pela CBPM no âmbito do Prospecto Fazenda Mirabela. Outras 10 seções delgadas-polidas foram cedidas pelo professor José Haroldo da Silva Sá (IGEO-UFBA) o qual já havia realizado nessas seções, análises de química mineral.

O estudo petrográfico dessas seções foi realizado nos fotomicroscópios Zeiss e Nykon modelo 115, do laboratório de petrografia do Igeo-UFBA.

Em todas as seções delgadas e delgadas-polidas foi feita análise modal, através da contagem de aproximadamente 500 pontos por lâmina.

I.4.4.2 Litogeoquímica

A partir do estudo petrográfico das diferentes litologias do CFM, foram selecionadas 30 amostras para análise química de elementos maiores e traços.

As amostras foram preparadas, pela autora, no laboratório de preparação de amostras do IGEO-UFBA, tendo sido submetidas a britagem em moinho de mandíbulas de aço e posterior pulverização em moinho de ágata.

As análises foram realizadas pela GEOLAB-GEOSOL, em Belo Horizonte, tendo os teores em elementos maiores e traços sido determinados por Fluorescência de Raios-X. Apenas os teores em K_2O , Na_2O , FeO , MnO e Cu foram determinados por Absorção Atômica. O ferro total (Fe_t) e FeO foram determinados por volumetria e fluorização da amostra.

Das 30 amostras enviadas para análise química, 11 foram selecionadas para determinação de Elementos Terras Raras (ETR), por Espectrometria de Plasma (ICP).

I.4.4.3 Química Mineral

Dentre as 30 amostras enviadas para análise química de rocha total, 18 foram selecionadas para determinações da química de algumas fases minerais, em microsonda eletrônica tipo CAMECA SX-50, pertencente ao IGEO/UFBA.

Foram realizadas análises quantitativas, para fins de cálculo da fórmula estrutural e avaliação geotermobarométrica, em olivinas, piroxênios, anfibólios, plagioclásios, espinélios, micas, algumas fases acessórias e sulfetos da zona mineralizada.

À esses dados foram acrescentados os anteriormente obtidos pelo professor José Haroldo Sá, à partir da análise de algumas fases minerais, notadamente dos sulfetos, de 10 seções delgadas-polidas, de amostras principalmente de testemunhos de sondagem. Estas análises foram realizadas na Universidade de Leicester, Inglaterra.

Todos os dados analíticos foram tratados através de softwares específicos, notadamente o GEOQUANT, IGPET, MINFILE e LOTUS.

II - ASPECTOS GEOLÓGICOS

II - ASPECTOS GEOLÓGICOS

II.1 Contexto Geológico Regional

Mais da metade do Estado da Bahia repousa sobre o cráton do São Francisco (Fig. II.1), definido por Almeida (1977) como uma entidade geotectônica estabilizada no final do evento Transamazônico (em torno de 1.8 a 2.0 Ga), margeada por cinturões de dobramento desenvolvidos durante o evento Brasileiro (1.1 a 0.45 Ga): Araçuaí, ao sul-sudeste; Brasília, a oeste; Rio Preto, a noroeste; Riacho do Pontal, a norte; e Sergipano, a nordeste.

O embasamento do cráton compreende terrenos granulíticos e terrenos granito-gnáissico-migmatíticos, encerrando sequências vulcanossedimentares de baixo a médio grau metamórfico, além de diversos corpos intrusivos de natureza granítica, alcalina e máfico-ultramáfica (Inda & Barbosa 1978).

As coberturas dessa área cratônica, no Estado da Bahia, compreendem os sedimentos e as vulcânicas félsicas do Supergrupo Espinhaço, do Proterozóico Médio; os sedimentos plataformais dobrados do Supergrupo São Francisco, do Proterozóico Superior; e as sequências sedimentares fanerozóicas, incluindo o sistema "rift-valley" Tucano-Recôncavo e coberturas inconsolidadas terço-quadernárias (Inda & Barbosa 1978).

Datações geocronológicas realizadas em rochas do embasamento e coberturas do cráton (Távora *et al.* 1967; Cordani *et al.* 1969; Cordani 1973; Cordani & Iyer 1979; Jardim de Sá *et al.* 1976; Gaal *et al.* 1986; Convênio SME/IG.USP-CEGEO 1978 a 1988 *apud* Mascarenhas 1990; Marinho 1991; Alibert & Barbosa 1992, dentre outros), revelam os diferentes eventos tectonotermiais responsáveis pela geração e/ou transformação dessas rochas, a saber (Inda & Barbosa 1978; Mascarenhas 1979; Mascarenhas 1990): (1) evento pré-Jequié, caracterizado pela presença de núcleos com idades superiores a 3.0 Ga; (2) evento Jequié, com idades entre 3.0 e 2.5 Ga; (3) evento Transamazônico, com idades entre 2.2 e 1.8 Ga; evento Espinhaço, relacionado ao período compreendido entre 1.8 e 1.1 Ga; e, por fim, (5) o evento Brasileiro, ocorrido entre 1.1 e 0.45 Ga.

Ao evento Jequié (2.7 ± 0.2 Ga) associam-se os fenômenos de formação e estabilização dos terrenos de alto grau metamórfico, constituídos por suites plutônicas e supracrustais metamorfasadas nas fácies granulito e anfibolito, com frequentes associações de corpos máfico-ultramáficos, corpos anortosíticos, além de intrusivas graníticas e alcalinas (Barbosa 1986; Barbosa & Fontelles 1989). Dentro desses terrenos, destacam-se núcleos mais antigos, com idades em torno de 3.1 a 3.4 Ga (Cordani 1973; Cordani & Iyer 1979; Brito Neves *et al.* 1980; Mascarenhas & Garcia 1987), definidos como remanescentes do evento pré-Jequié (Costa & Mascarenhas 1982).

O evento Transamazônico (2.0 ± 0.2 Ga) está registrado no rejuvenescimento isotópico dos terrenos gerados pelo evento Jequié (Brito Neves *et al.* 1980) assim como pela geração expressiva de corpos graníticos e alcalinos, corpos máfico-ultramáficos e associações vulcanossedimentares de baixo

grau metamórfico (Inda & Barbosa 1978).

O evento Espinhaço (1.8 a 1.1 Ga) está representado, no Estado da Bahia, pela presença de espessas sequências sedimentares clásticas e químicas, depositadas em bacias intracratônicas, rifts e aulacógenos, além de manifestações vulcânicas e plutônicas, máficas e félsicas, de natureza continental (Jardim de Sá *et al.* 1976; Moutinho da Costa & Inda 1982).

O evento Brasileiro (1.1 a 0.45 Ga), marca definitivamente os limites do cráton, tendo dado origem aos cinturões de dobramentos marginais à área cratônica. De acordo com Inda & Barbosa (1978), a fase principal de dobramentos e metamorfismo regional ocorreu por volta de 650-700 M.a., seguindo-se o posicionamento pós-tectônico de grande quantidade de material granítico e a intrusão de maciços alcalinos ao longo de sistema de fraturas profundas.

O corpo máfico-ultramáfico da Fazenda Mirabela, objeto dessa pesquisa, encontra-se encaixado na porção sul-sudeste do cráton do São Francisco, Estado da Bahia, em terrenos de alto grau metamórfico do embasamento cratônico.

Os trabalhos petrológicos, geoquímicos e geocronológicos, realizados por Barbosa (1986) e Barbosa & Fontelles (1989), nos terrenos metamórficos de alto grau dessa porção do cráton, permitiram a individualização dos seguintes domínios litotectônicos: (i) o domínio Jequié-Mutuípe, a oeste, (ii) o domínio Ipiaú, ao centro, e (iii) o domínio da Costa Atlântica, a leste (Fig. II.2).

De acordo com os autores supracitados, o domínio Jequié-Mutuípe é litologicamente representado por rochas ígneas plutônicas, enderbíticas, charno-enderbíticas, charnoquíticas e gabro-anortosíticas, reequilibradas na fácies granulito, além de associações meta-vulcanossedimentares, frequentemente migmatizadas na fácies granulito. O domínio Ipiaú compreende um conjunto de rochas anfíbolíticas alternadas com material quartzo-feldspático, com foliação gnáissica, interpretadas como uma sequência supracrustal de rochas vulcanossedimentares. O domínio da Costa Atlântica, ainda de acordo com Barbosa (*op. cit*) e Barbosa & Fontelles (*op. cit*), compreende, por sua vez, rochas granulíticas ácidas a básicas, de origem supracrustal.

Barbosa (1990) propõe um modelo de evolução geodinâmica para esse segmento crustal granulítico do cráton, segundo o qual o domínio da Costa Atlântica representaria um arco ou conjunto de arcos de ilhas, decorrentes de uma tectônica de subducção, com vergência para oeste, sob o proto-continente Jequié-Mutuípe. Segundo esse modelo, as supracrustais dos domínios Ipiaú e Jequié-Mutuípe teriam sido geradas num ambiente do tipo bacia de back-arc.

Dentro deste contexto regional, o corpo máfico-ultramáfico da Fazenda Mirabela encontra-se inserido no domínio Ipiaú, na transição entre esse domínio e o domínio Jequié-Mutuípe, numa região onde uma tectônica de cavalgamento, de leste para oeste, empurrou os granulitos da Costa Atlântica sobre as supracrustais anfíbolitizadas e granulitizadas dos domínios Ipiaú e Jequié-Mutuípe (Fig. II.2).

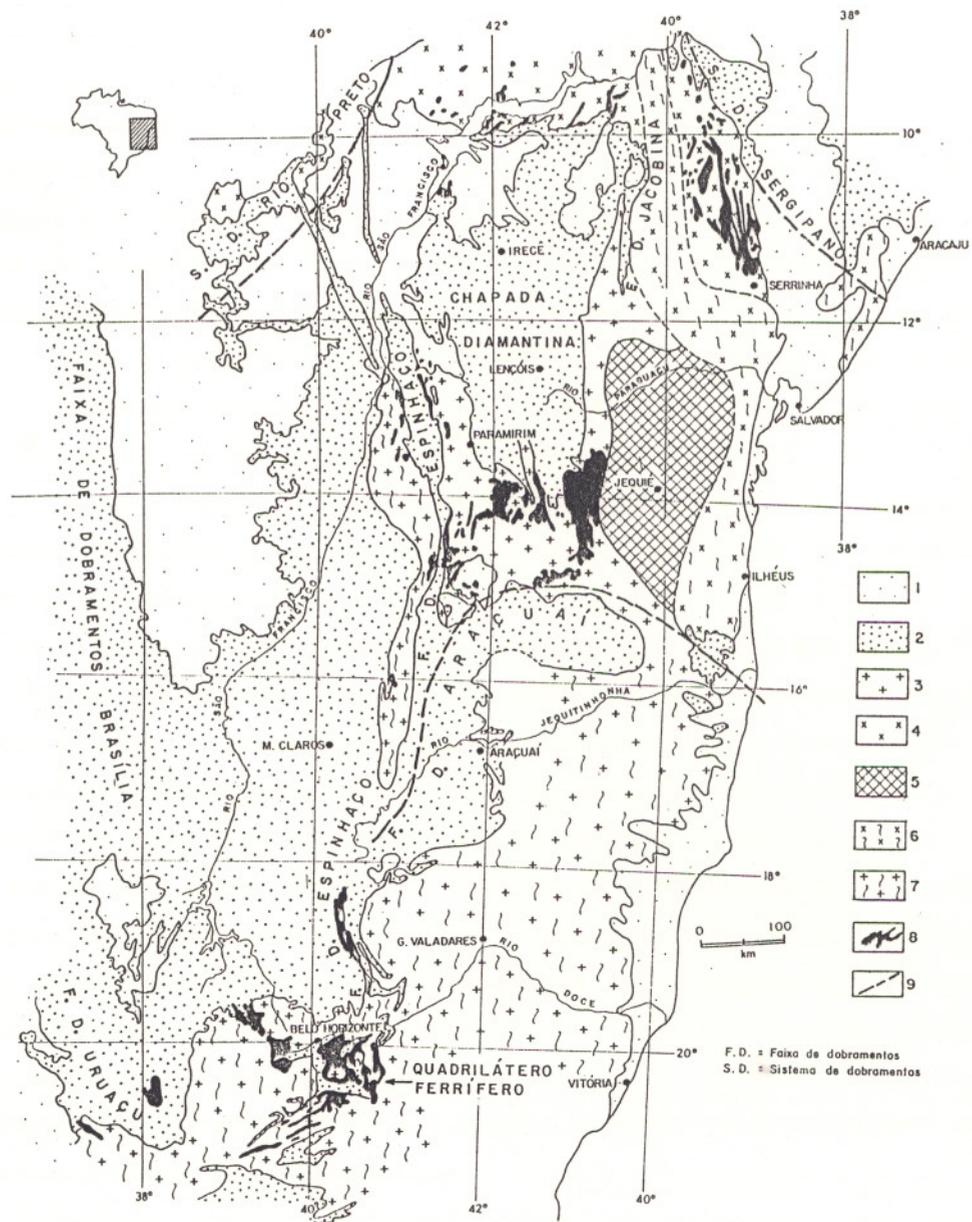


Fig. II.1 - O cráton do São Francisco. (1) Coberturas fanerozóicas, (2) Coberturas e faixas de dobramentos proterozóicos, (3) Terrenos granito-greenstone, (4) Terrenos granito-greenstone parcialmente rejuvenescidos no ciclo Transamazônico, (5) Terrenos predominantemente granulíticos, (6) Terrenos predominantemente granulíticos total ou parcialmente retrabalhados no ciclo Transamazônico, (7) Terrenos migmatito-granulíticos, granitóides e granito-greenstone do tipo greenstone belt diferenciados, (9) Limites supostos das faixas de dobramentos (Inda *et al.* 1984).

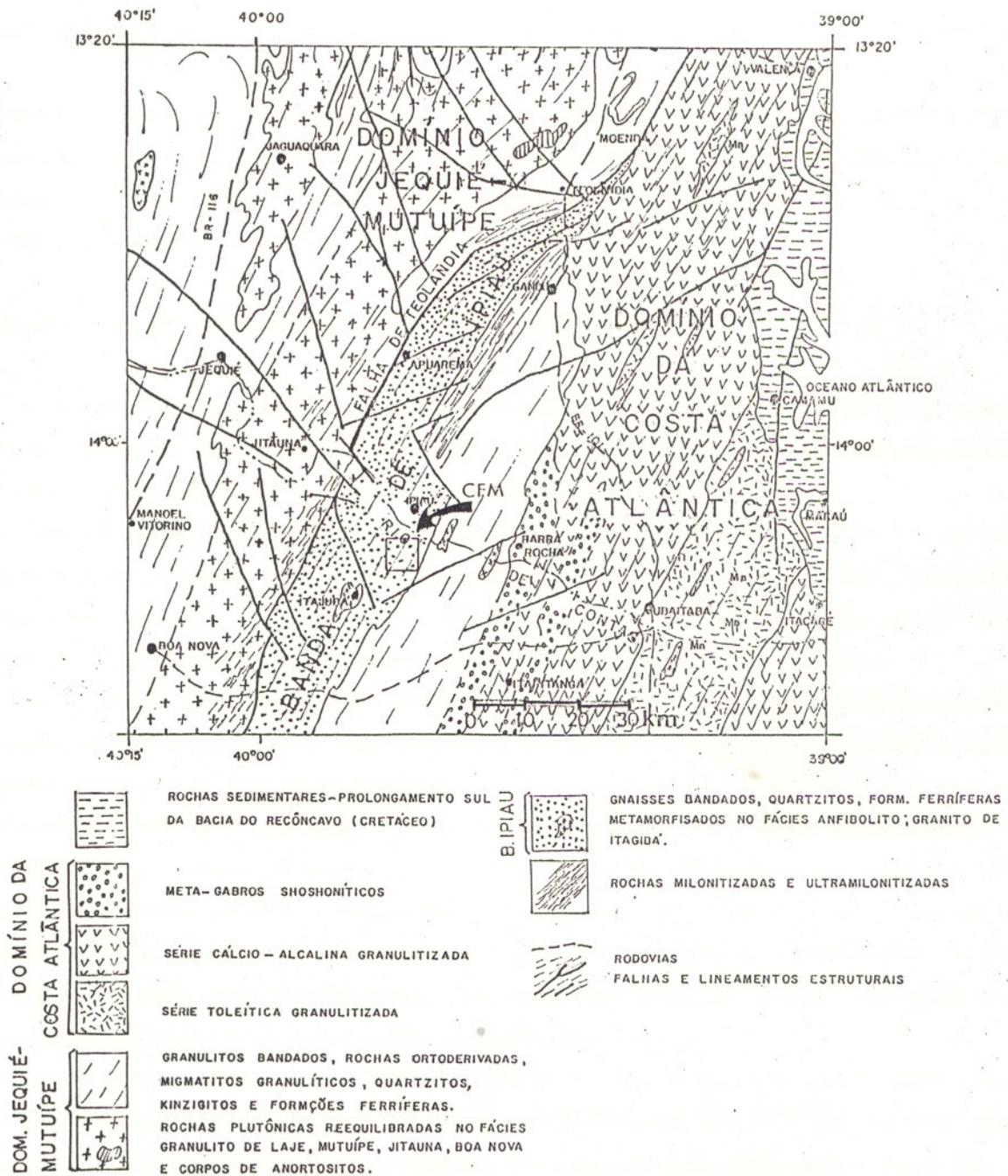
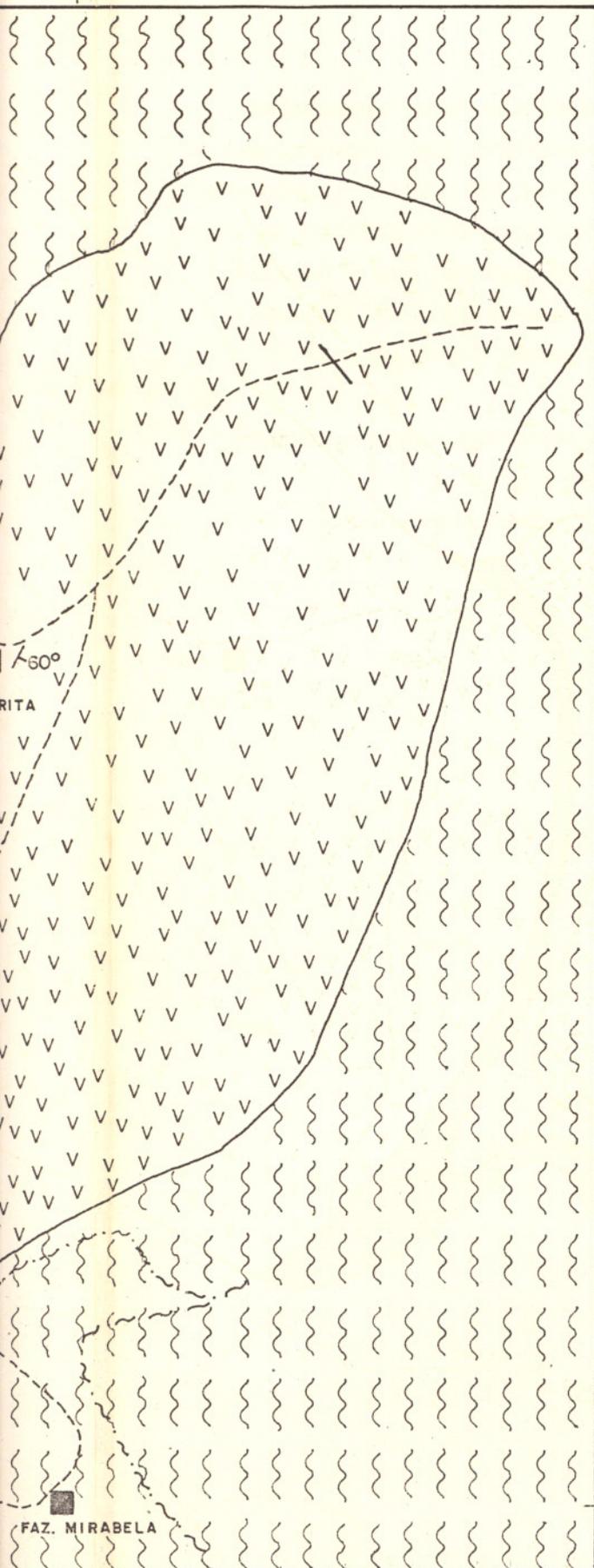


Fig. II.2 - Geologia da porção sudeste do Estado da Bahia (adaptado de Barbosa 1986)

39° 42' 30"

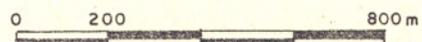
LEGENDA



-  DIQUE GABRONORÍTICO
- CORPO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DA FAZ. MIRABELA**
- ZONA SUPERIOR -**
-  GABRONORITOS
(LEUCO A MESOGABRONORITOS)
- ZONA INTERMEDIÁRIA**
-  OPX CUMULATOS E CPX-OPX CUMULATOS
(MELANOGABRONORITOS)
-  OPX CUMULATOS E CPX -OPX CUMULATOS
(PIROXENITOS)
- ZONA INFERIOR**
-  OL CUMULATOS E OL-OPX CUMULATOS
(PERIDOTITOS)
-  OL CUMULATOS (SERPENTINITOS / DUNITOS)
- EMBASAMENTO DO CORPO**
-  GNAISSE CHARNOQUÍTICO
-  GNAISSES QUARTZO-FELDSPÁTICOS,
METABASITOS E FORMAÇÕES FERRÍFERAS
-  CONTATO
-  CONTATO APROXIMADO
-  ESTRADA SECUNDÁRIA
-  DRENAGEM
-  ATITUDE DE ACAMADAMENTO
-  ATITUDE DE FOLIAÇÃO
-  SEDE DE FAZENDA

14° 12' 30"

ESCALA GRÁFICA



ADAPTADO DE : CUNHA ET AL. 1991

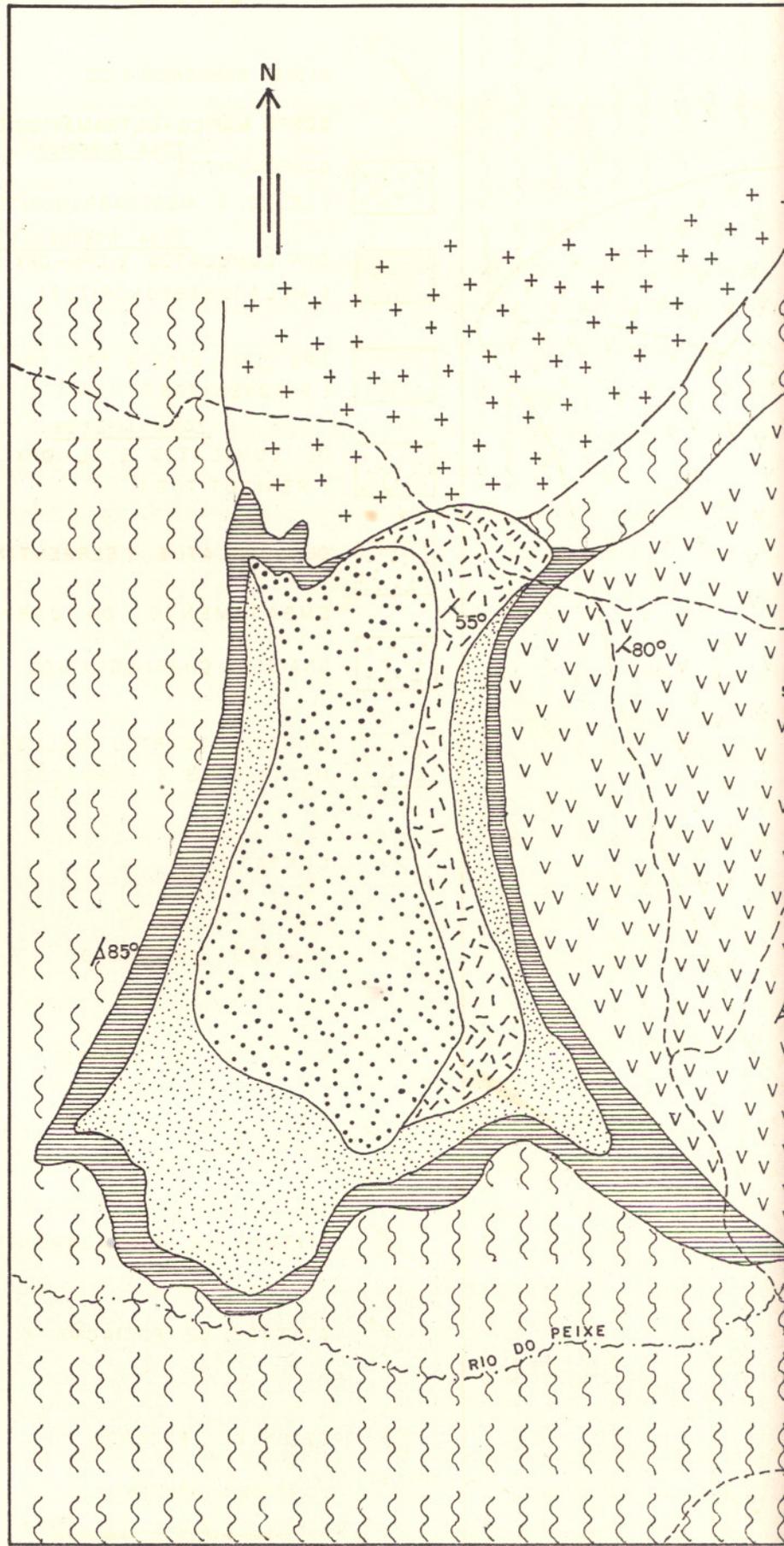


FIG. II.3 MAPA GEOLÓGICO DO CORPO MÁFICO-ULTRAMÁFICO

Ao longo dessa área, observa-se a distribuição de vários outros pequenos corpos máfico-ultramáficos (ainda não estudados), definindo um *trend* de direção SSW-NNE, que parte de Nova Canaã e se estende até a região de Aratuípe (Silva *et al.* 1992; Misi e Silva 1992).

De acordo com Barbosa (1991) esses corpos representariam fatias de crosta oceânica que teriam sido obductadas pela tectônica de cavalgamento, correspondendo, portanto, a estruturas do tipo ofiolitos.

Considerando a importância de tal afirmativa, não apenas para a evolução do conhecimento sobre a geodinâmica dessa porção do cráton, mas também do ponto de vista metalogenético, pretende-se nesse trabalho, como já exposto anteriormente, caracterizar do ponto de vista tipológico, um desses corpos, mais especificamente o corpo da Fazenda Mirabela.

II. 2 Geologia do Corpo Máfico-Ultramáfico da Fazenda Mirabela

O corpo da Fazenda Mirabela consiste numa associação de rochas máficas e ultramáficas diferenciadas, com cerca de 9 km² de área aflorante, encaixadas nos terrenos metamórficos de alto grau da porção sul do cráton do São Francisco, Estado da Bahia (Fig. II.3).

As observações de campo, discutidas a seguir, fundamentam-se, em grande parte, nos trabalhos desenvolvidos por Cunha *et al.* (1991) que descreveram a geologia do CFM com base, principalmente, na descrição sistemática de blocos rolados e alguns afloramentos, integrados com estudos de perfis magnetométricos e eletromagnéticos, além de furos de sondagem.

O CFM, descrito como de formato facolítico, encontra-se encaixado nos terrenos metamórficos de alto grau dos domínios Ipiaú e Jequié-Mutuípe, no núcleo de uma grande estrutura antiforme, relacionada à última fase de dobramento da área.

As encaixantes imediatas desse corpo consistem em rochas plutônicas e supracrustais metamorfisadas na fácies anfíbolito a granulito, relacionadas ao contexto dos terrenos metamórficos de alto grau dos domínios Ipiaú e Jequié-Mutuípe, ambos definidos por Barbosa (1986). Consistem em rochas polideformadas, representadas, na extremidade noroeste, por um maciço ortognáissico. Nas demais porções, as encaixantes estão representadas por uma associação de rochas gnaissicas quartzo-feldspáticas, com intercalações de metabasitos e de formações ferríferas.

O corpo mostra-se muito pouco deformado, com as texturas primárias de acumulação, totalmente preservadas, permitindo a distinção visual de pelo menos 5 diferentes litótipos: serpentinitos (dunitos e peridotitos), peridotitos, piroxenitos, melanogabronoritos e meso a leucogabronoritos (Fig.II.3).

Os serpentinitos ocorrem na porção centro ocidental do corpo e compreendem, principalmente, rochas contendo pseudomorfos de olivina como mineral cumulático. Constituem rochas de cor esverdeada, granulometria fina a grossa, geralmente maciças, exibindo raras vezes estrutura acamadada.

Os peridotitos compreendem uma estreita porção, à leste da camada serpentinitica, e parecem

ocupar uma posição litoestratigraficamente superior à essas rochas. São rochas de cor cinza esverdeada a acastanhada, granulometria média a grossa, contendo olivina e, em alguns casos, olivina e ortopiroxênio como fases cumuláticas.

Os piroxenitos ocorrem principalmente a leste e oeste dessas duas camadas. Constituem rochas de coloração cinza acastanhada, contendo principalmente o ortopiroxênio como mineral cumulático, com clinopiroxênio subordinado. Apresentam textura média a grosseira, observando-se por vezes níveis pegmatóides. Em furos de sondagem, observa-se que repousam acima dos níveis peridotíticos representando porções mais superiores. São geralmente acamadados, algumas vezes exibem textura de fluxo magmático e na porção leste parecem mergulhar para NE, com ângulos baixos (13 a 55°) e direções aproximadamente NW/SE.

A passagem dos piroxenitos para os melanogabronoritos é bastante gradual e se dá pelo aumento na proporção modal de plagioclásio. Estes ocorrem, assim como os piroxenitos, nas porções a leste e oeste das camadas serpentiniticas e peridotíticas. Apresentam também cor acastanhada, granulometria média a grossa, contendo opx e/ou cpx como minerais cumuláticos.

As rochas meso a leucogabronoríticas distribuem-se amplamente na porção leste do corpo. São rochas de cor acinzentada, geralmente maciças, exibindo, entretanto, aleitamento ígneo impresso por variações, em níveis centimétricos, nas proporções modais de plagioclásio. Encontram-se, eventualmente, cortadas por zonas de cisalhamento aproximadamente N-S e verticalizadas.

Além dos litotipos descritos, também são observadas rochas gabronoríticas finas, as quais ocorrem geralmente no contato com as encaixantes e constituem blocos rolados com relações de campo não muito claras. Acredita-se que essas rochas possam representar a margem resfriada do corpo intrusivo.

Rochas gabronoríticas finas são também encontradas, intercaladas nos cumulos ou entre as encaixantes e parecem, neste caso, constituir diques de geração posterior.

A presença de dois níveis de peridotitos intercalados com piroxenitos, na porção basal do corpo, evidenciam a existência, ainda que incipiente, de um bandamento cíclico.

De uma maneira geral, apesar de não muito comuns, são encontradas várias formas de acamadamento ígneo no CFM, destacando-se o aleitamento mineral dos cristais de piroxênio em piroxenitos, as variações granulométricas, representadas pela diminuição da granulometria dos piroxênios nas rochas piroxeníticas e as variações nas proporções modais dos minerais cumuláticos, exemplificada pelas diminuições nas proporções modais em olivina da base para o topo nas rochas peridotíticas. Estas feições revelam que o CFM pode ser descrito como do tipo "*size graded*" e "*mineral graded*".

Cunha & Fróes (1992) dividem o CFM em duas sequências litoestratigráficas distintas: uma sequência ocidental máfica-ultramáfica e outra, oriental, de natureza essencialmente gabróica. Esta divisão foi feita com base nas mudanças das fases de *cumulus*, texturas e proporções cumuláticas entre as duas sequências, além da presença de um melanogabronorito fino entre as mesmas.

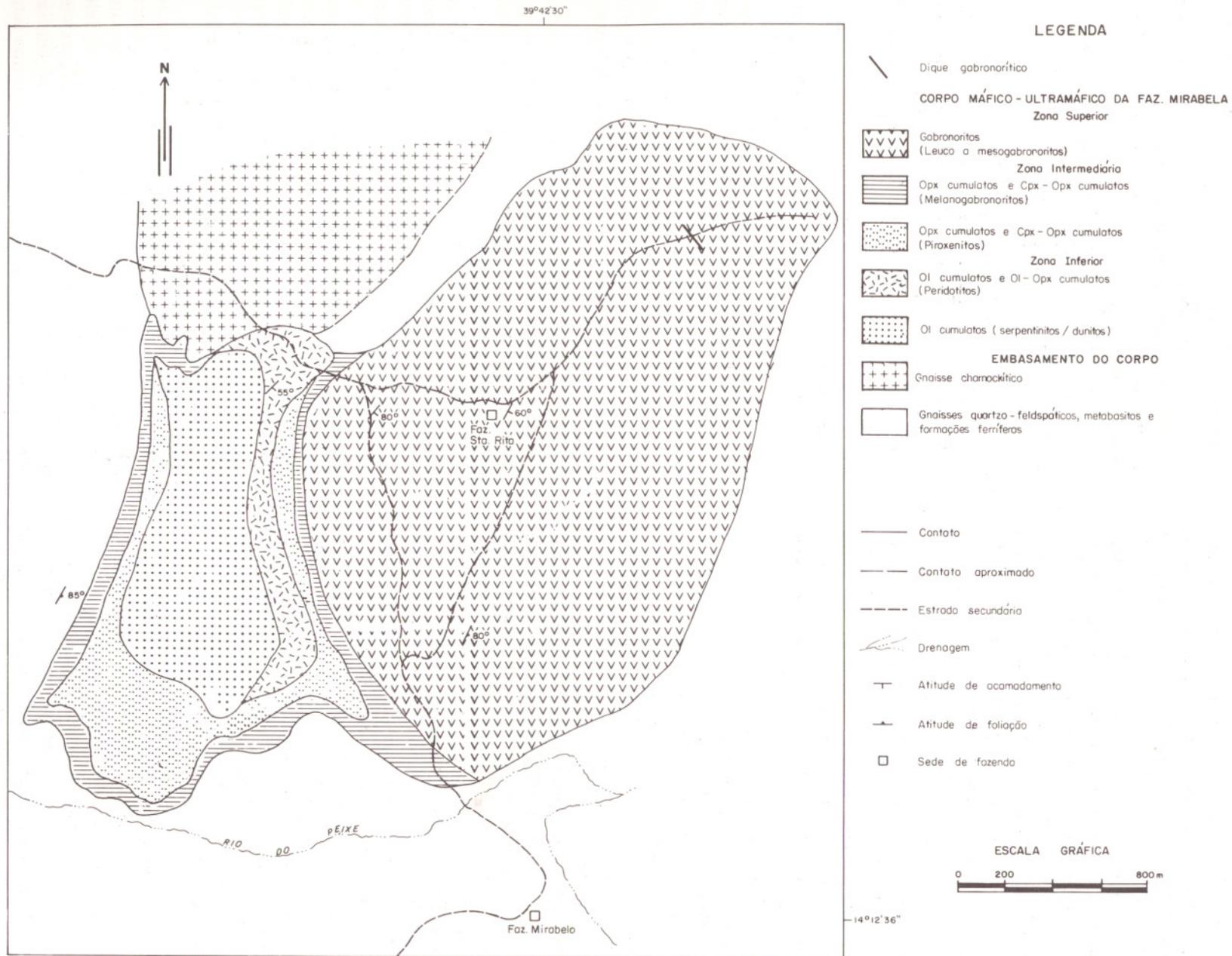


Fig. 4 - Mapa Geológico do CFM (adaptado de Cunha *et al.*, 1991)

Segundo estes autores, a sequência ocidental estaria representada pelo núcleo serpentínico e três zonas marginais, constituídas, da parte mais interna para a mais externa, por peridotitos, seguidos pelos piroxenitos e por fim melanogabronoritos. A sequência oriental, por sua vez, compreenderia rochas meso a leucogabronoríticas. Entretanto, como será discutido nos capítulos seguintes, as feições petrográficas e geoquímicas observadas para o CFM neste trabalho, apontam para uma só intrusão.

Desta forma, combinando os limites litológicos observados por Cunha & Fróes (1992) com as feições petrográficas e geoquímicas apresentadas nos capítulos seguintes, o CFM pode ser dividido em 4 zonas litoestratigráficas diferentes:

- Zona de Borda, constituída pelos gabronoritos finos observados no contato com as encaixantes.
- Zona Inferior, ultramáfica, composta pelos serpentinitos/dunitos e peridotitos.
- Zona Intermediária, caracterizada pelos membros piroxeníticos e melanogabronoríticos.
- Zona Superior, composta pelos meso a leucogabronoritos.

III - PETROGRAFIA

III - PETROGRAFIA

III.1 Introdução

O estudo petrográfico do CFM foi feito com base em 84 seções delgadas e delgadas-polidas, confeccionadas e cedidas pela Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM). Além das seções delgadas, foram também analisadas, sob luz refletida, 3 seções polidas, para determinação exata da composição e texturas dos minerais opacos.

A terminologia adotada neste trabalho, para caracterização dos cumulos ígneos do ponto de vista textural, foi aquela proposta por Irvine (1982). Segundo este autor, um cumulo é caracterizado por uma textura de acumulação de cristais, de minerais formados e concentrados gravitacionalmente durante o processo de cristalização fracionada. Os cristais fracionados são chamados de *cumulus* e podem se encontrar envolvidos ("cimentados"), por material cristalizado a partir do líquido intercumulático, ou seja, o líquido que fica aprisionado nos interstícios ou poros da trama cumulática. Esses minerais pós-cumuláticos tendem a crescer sob a forma de placas opticamente contínuas (oikocristais), imprimindo, frequentemente, uma textura poiquilítica à rocha.

De acordo com o percentual e a textura do material de pós-cúmulo, Irvine (*op. cit.*) propõe que os cumulos sejam classificados em : (1) **ortocumulos**, onde o material de pós-cúmulo é abundante (25 a 50% em volume da rocha), em grande parte intersticial, e os minerais cumuláticos exibem sua forma original de cristalização; (2) **mesocumulos**, que possuem uma menor proporção de material de pós-cúmulo (7 a 25%), onde os cristais cumuláticos interagem , de forma parcial (nas bordas), com o material de pós-cúmulo; e (3) **adcumulos**, que possuem uma quantidade discreta de material pós-cumulático (0 a 7%), com evidências de forte interação entre as fases de cúmulo e o material de pós-cúmulo. O mecanismo de crescimento dos cristais de cúmulo nas rochas mesocumuláticas e adcumuláticas é denominado de crescimento adcumulático (Wager *et al.* 1960).

Para a classificação das rochas cumuláticas, do ponto de vista composicional, foi adotada nesse trabalho, a nomenclatura proposta por Wager *et al.* (1960). Estes autores propõem que a denominação das rochas cumuláticas seja feita com base no percentual em peso das diferentes fases cumuláticas presentes, listadas em ordem decrescente de abundância.

A análise macro e microscópica das amostras, coletadas em superfície e em furos de sondagem (Fig.III.1), do corpo da Fazenda Mirabela (CFM), revelou a existência de 7 litotipos distintos, que permitiram a divisão do corpo em 4 zonas litoestratigráficas (Fig.III.2):

- (1) **Z. Inferior:** de natureza ultramáfica, composta por ol cumulos (dunitos, peridotitos e serpentinitos) e ol-opx cumulos (peridotitos).
- (2) **Z. Intermediária:** de natureza ultramáfica a máfica, composta por opx cumulos (ortopiroxenitos, ortopiroxenitos c/ plagioclásio e cpx noritos) e cpx-opx cumulos (websteritos e opx gabros).

LEGENDA

CORPO MÁFICO - ULTRAMÁFICO DA FAZ. MIRABELA ZONA SUPERIOR

 GABRONORITOS
(LEUCO A MESOGABRONORITOS)

ZONA INTERMEDIÁRIA

 OPX CUMULATOS E CPX - OPX
CUMULATOS (MELANOGABRONORITOS)

 OPX CUMULATOS E CPX - OPX
CUMULATOS (PIROXENITOS)

ZONA INFERIOR

 OL CUMULATOS E OL-OPX
CUMULATOS (PERIDOTITOS)

 OL CUMULATOS (SERPENTINITOS /
DUNITOS)

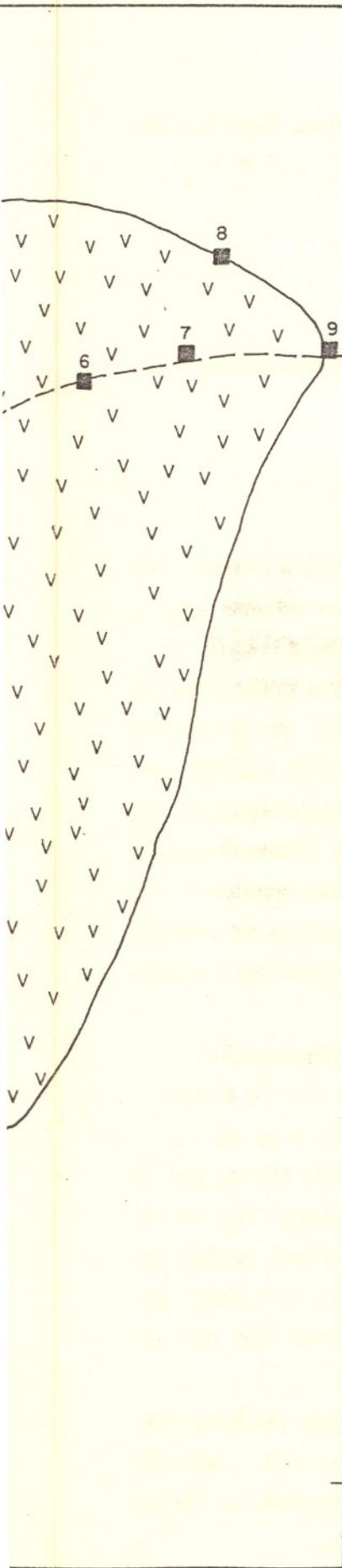
 ENCAIXANTES

 CONTATO

 ESTRADA SECUNDÁRIA

 DRENAGEM

 LOCALIZAÇÃO DA AMOSTRA



PONTO → AMOSTRAS

1 → SL-085 e SL-121	20 → SL-162 e SL-164	36 → SL-147
2 → SL-086	21 → SL-165	37 → SL-146
3 → SL-087	22 → SL-163	38 → SL-145
4 → SL-088 e SL-123	23 → SL-161	39 → SL-144
5 → SL-089	24 → SL-160	40 → SL-141,
6 → SL-090	25 → SL-155	SL-142 e SL-143
7 → SL-169	26 → SL-156	41 → SL-140
8 → SL-170 e SL-171	27 → FM-02 (SL-084,	42 → SL-100
9 → SL-091	SL-083, 082 e SL-080)	43 → SL-099 e
10 → SL-125 e SL-093	28 - SL-154	SL-130
11 → SL-094	29 - SL-102	44 → SL-134
12 → SL-126	30 - SL-152	45 → SL-133
13 → SL-095	31 - SL-151	46 → SL-131 e 139
14 → SL-096 e SL-097	32 → SL-148, SL-	47 → SL-138
15 → SL-167 e SL-168	149 e SL-150	48 → SL-137
16 → SL-159	33 → SL-103	49 → SL-136
17 → SL-157	34 → FM-01 (SL-	50 → SL-135
18 → SL-153	076 e 077)	51 → SL-132
19 → SL-166	35 → SL-101	

ESCALA GRÁFICA



14° 12' 36"

MODIFICADO DE : CUNHA ET AL., 1991

39°42' 30"

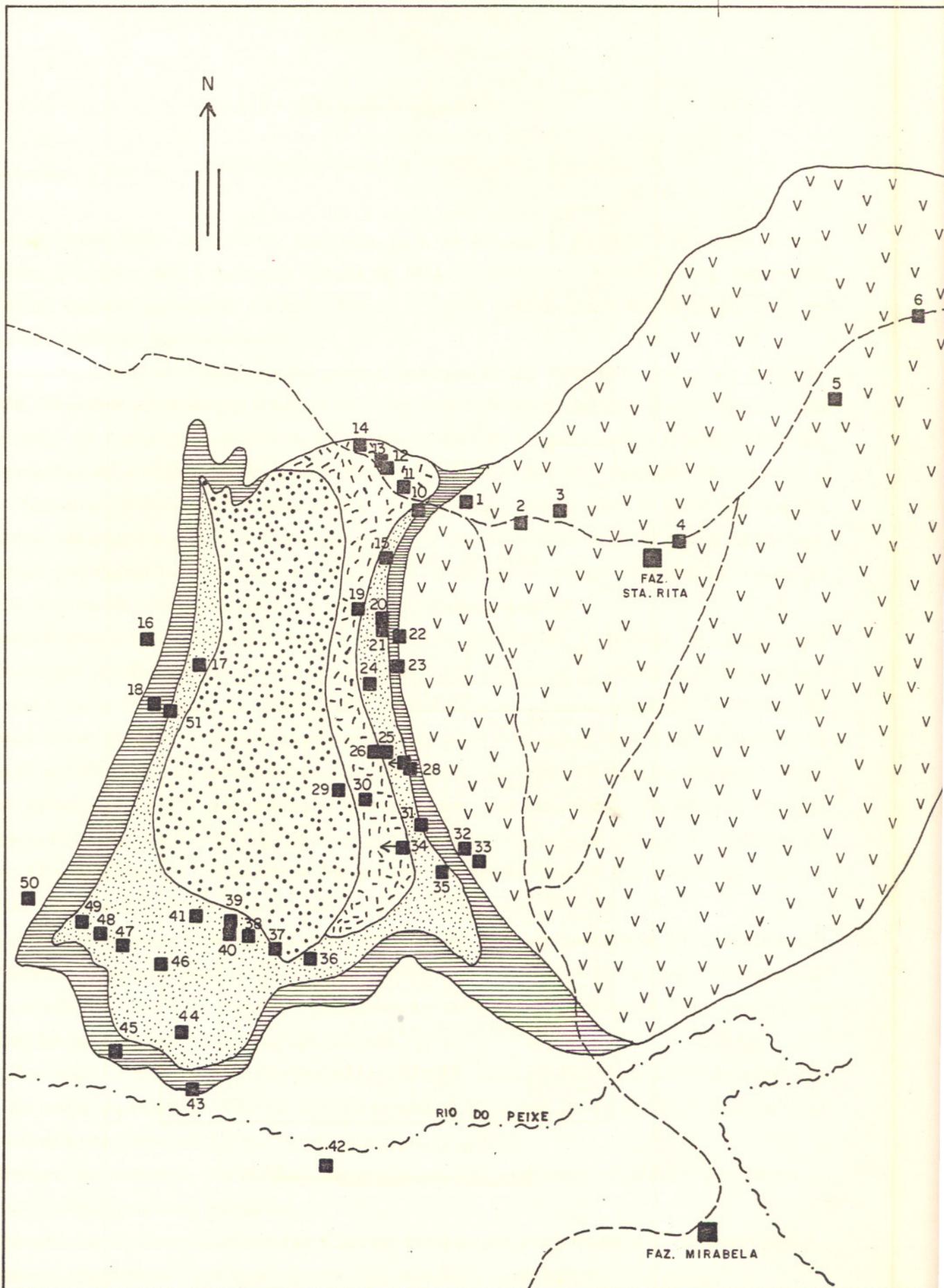


FIG. 1. MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS

(3) **Z. Superior:** predominantemente leucogabronorítica, composta por gabronoritos, com texturas gabróicas típicas ou texturas em mosaico.

(4) **Z. de Borda:** gabronorítica, com texturas em mosaico e granulometria fina.

III. 2 Zona Inferior

Localizada na porção basal do complexo, esta zona é caracterizada pela presença da olivina como principal fase cumulática, com ortopiroxênio subordinado.

III.2.1 Olivina Cumulatos (Ol cumulatos)

Ocorrem principalmente na porção centro-ocidental do CFM, devendo constituir a camada mais basal, compreendendo rochas de textura grosseira, de cor cinza-esverdeada, com olivinas total a parcialmente serpentinizadas. Variam de composição dunítica a harzburgítica e lherzolítica (Fig.III.3).

Microscopicamente exibem texturas meso a ortocumuláticas, contendo olivina como principal mineral de *cumulus* (39% a 81%) e, secundariamente, espinélio de cromo (2% a 8%), que geralmente ocorre bordejando-as. Apresentam como minerais pós-cumuláticos, o ortopiroxênio (7% a 23%), com clinopiroxênio (0% a 16%) subordinado, que ocorrem intersticialmente e, mais frequentemente, em grandes cristais (oikocristais) englobando poiquiliticamente os cristais de olivina. (Fotomicrografia III.1). Além do opx e cpx, ocorrem também plagioclásio de pós-cúmulo, em percentuais menores (4% a 13%) e sempre intersticial. As litologias mais duníticas exibem percentuais significativos de minerais opacos pós-cumuláticos. São também observados, hornblenda e flogopita, em proporções bem menores, formando agregados nos espaços intersticiais (Fotomicrografia III.2).

Nas rochas de composição dunítica, as olivinas ou pseudomorfos de olivina serpentinizados, exibem granulometria variando de 0,8 a 4,0 mm de comprimento, tendo em média 3,0 mm. Os cristais perfazem de 81 a 85% da rocha, num arranjo compacto onde os cristais frequentemente se tocam.

As rochas de composição lherzolítica e harzburgítica possuem de 39 a 72% de olivina, que se apresenta sob a forma de cristais euhédricos, medindo de 0,3 a 4,5 mm de comprimento, com valores médios em torno de 1,8 mm. A olivina mostra-se frequentemente fraturada e, por vezes, quando em contato com plagioclásio, desenvolve uma coroa de reação (Fotomicrografia III.3), constituída por cristais de orto e clinopiroxênio, mais raramente de hornblenda, com aproximadamente 0,05 mm de comprimento, dispostos radialmente.

Nessas rochas, o ortopiroxênio (enstatita/bronzita) é o mineral pós-cumulático predominante. Apresenta-se geralmente sob a forma de oikocristais de coloração acastanhada, incluindo poiquiliticamente cristais de olivina e de Cr-espinélio ou ocupando espaços intersticiais. Exibe exsolução de clinopiroxênio. Sua granulometria varia de 0,1 mm a 1cm de comprimento.

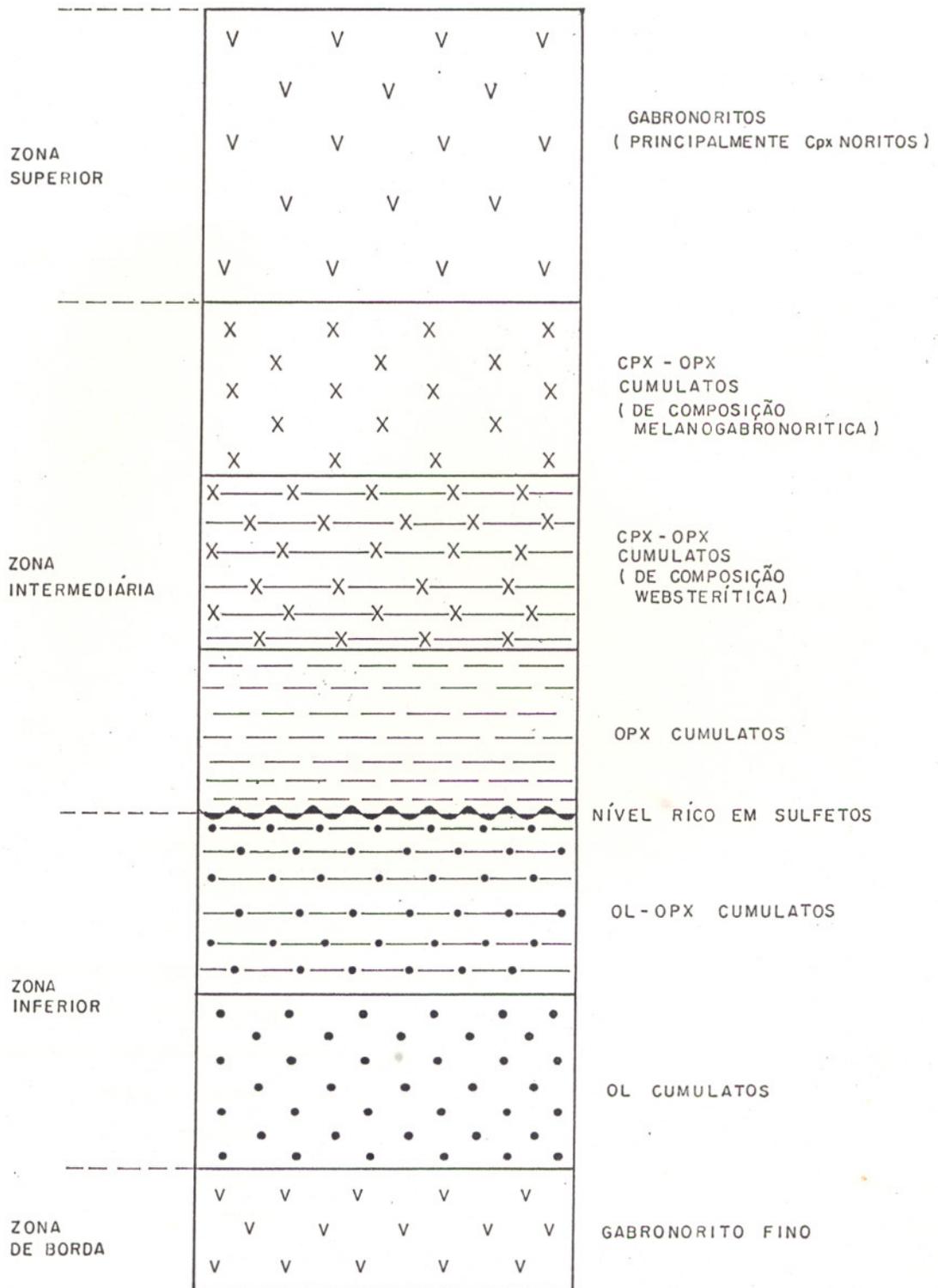
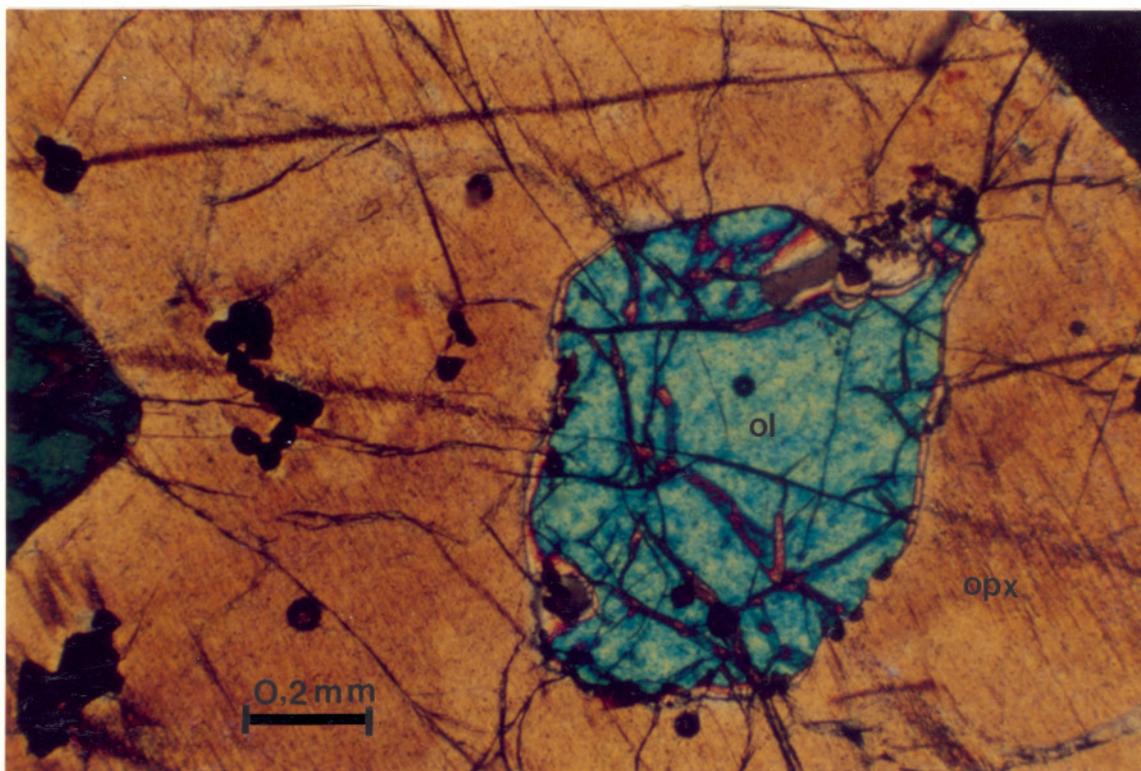


Fig. III.2 - Coluna litoestratigráfica esquemática sugerida para o CFM.

O clinopiroxênio, quando presente nos lherzolitos e harzburgitos, tem composição do tipo diopsídio/augita e representa de 0 a 16% do volume da rocha. A exemplo do ortopiroxênio, apresenta-se também sob a forma de oikocristais de coloração acastanhada, raramente geminados, englobando cristais de olivina e Cr-espinélio ou são observados ocupando espaços intersticiais.



Fotomicrografia III.1 - Cristal pós-cumulático de opx englobando poi quiliticamente olivina cumulática, em ol cumulado (Nicóis cruzados -NC).

O plagioclásio, geralmente ausente nos peridotitos mais basais, é sempre intersticial, com geminação do tipo albita e albita-carlsbard, formato irregular e extinção ondulante leve. Exibe, frequentemente, pequenas manchas escuras (impregnações ou exsoluções), de um mineral de aspecto similar ao dos espinélios, que se concentram preferencialmente no centro dos cristais (Fotomicrografia III.4). Quando o plagioclásio encontra-se em contato direto com a olivina, desenvolve-se uma coroa de reação (composta por orto e clinopiroxênios e eventualmente hornblenda, dispostos radialmente em relação à olivina, com 0,05 mm de comprimento), revelando uma condição de instabilidade no equilíbrio entre estes dois minerais.

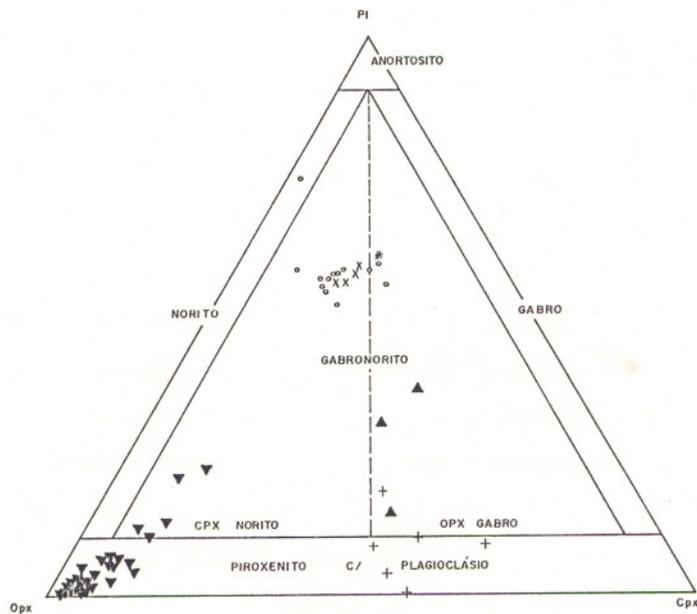
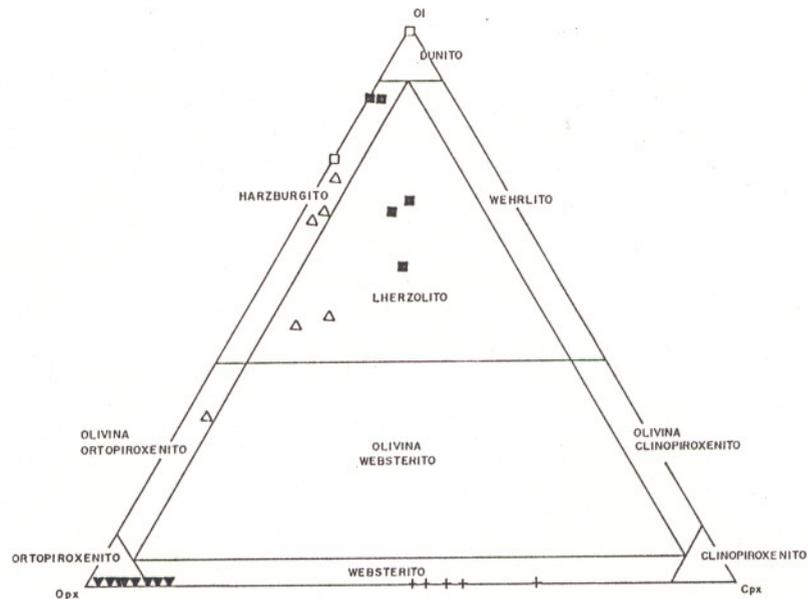
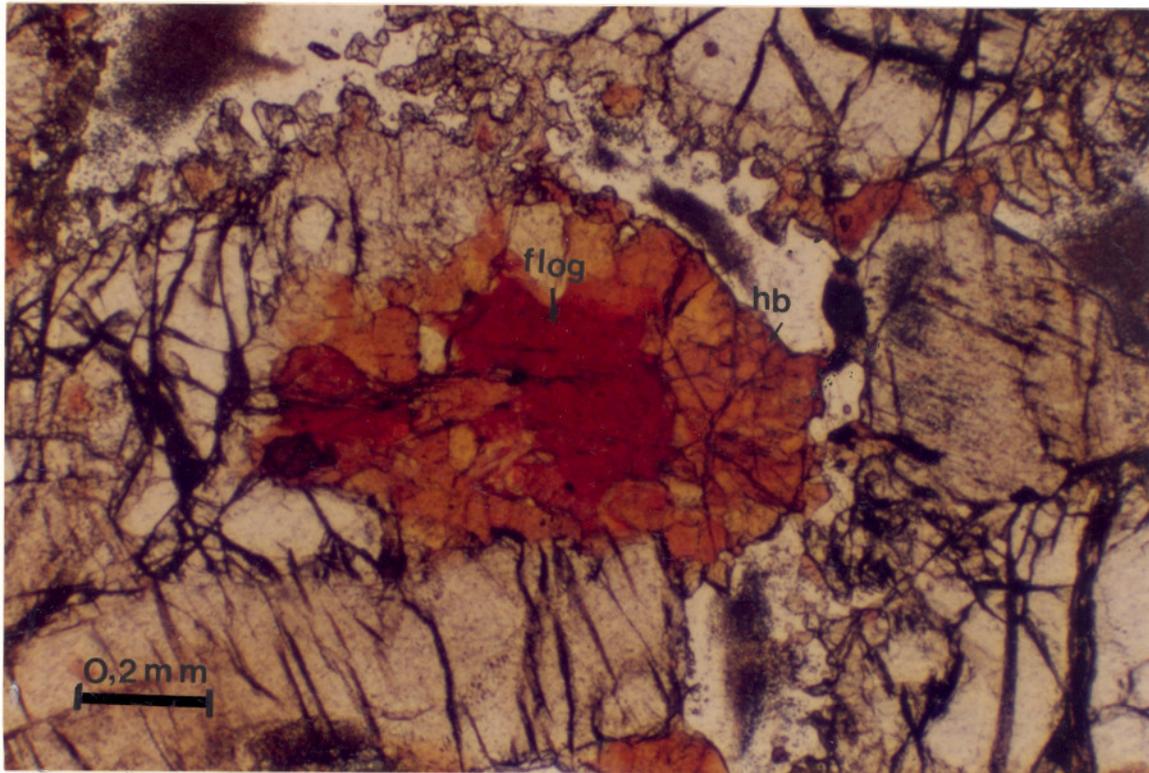


Fig. III.3 - Classificação composicional (segundo os percentuais modais descritos na Tab. X.1, em anexo) dos litotipos, segundo Streckeisen (1973). Símbolos: quadrado vazado→serpentinito; quadrado cheio→ol cumulado; triângulo vazado→ol-opx cumulado; triângulo invertido cheio→opx cumulado; cruz →cpx-opx cumulado de composição websterítica; triângulo cheio→cpx-opx cumulado de composição gabronorítica; círculo→gabronorito; X→gabronorito fino do contato, asterisco→dique gabronorítico.



Fotomicrografia III.2 - Agregados intersticiais de hornblenda e flogopita (no centro), em ol cumulato (Em luz plana - LP).

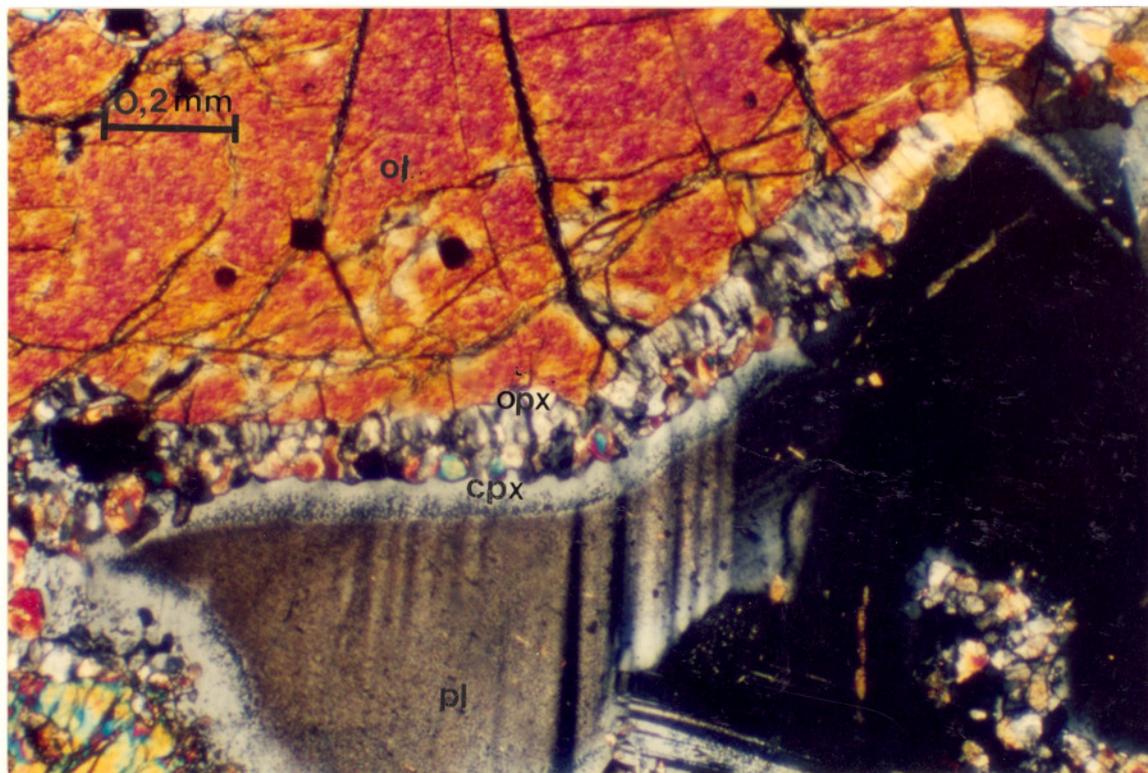
O espinélio de cromo é também cumulático, ocorrendo incluso nos piroxênios e/ou bordejando as olivinas. Apresenta-se geralmente em cristais euhédricos, quase sempre translúcidos, possuindo em média 0,15 mm de comprimento.

A hornblenda, também pouco presente nas porções mais basais, apresenta-se em aglomerados, juntamente com a flogopita, geralmente envolvendo-a. Ambas ocorrem preenchendo espaços intersticiais ou substituindo parcialmente os piroxênios. A hornblenda exibe uma coloração marrom amarelada a marrom acastanhado, enquanto a flogopita, também pleocróica, varia de marrom avermelhado a marrom amarelado.

Observa-se a presença, rara, de sulfetos em diminutos cristais inclusos nos piroxênios ou como material pós-cumulático, preenchendo espaços intersticiais. Em rochas ol cumuláticas serpentinizadas, o percentual em opacos é mais elevado e parecem, em grande parte, constituir sulfetos pós-cumuláticos oxidados.

III.2.2 Olivina Ortopiroxênio Cumulatos (Ol-Opx cumulatos)

Estratigraficamente superior aos olivina cumulatos, essas rochas exibem coloração verde escura a acastanhada, granulometria grosseira a média, estrutura maciça, contendo cristais cumuláticos de olivina e ortopiroxênio, com Cr-espinélio subordinado.

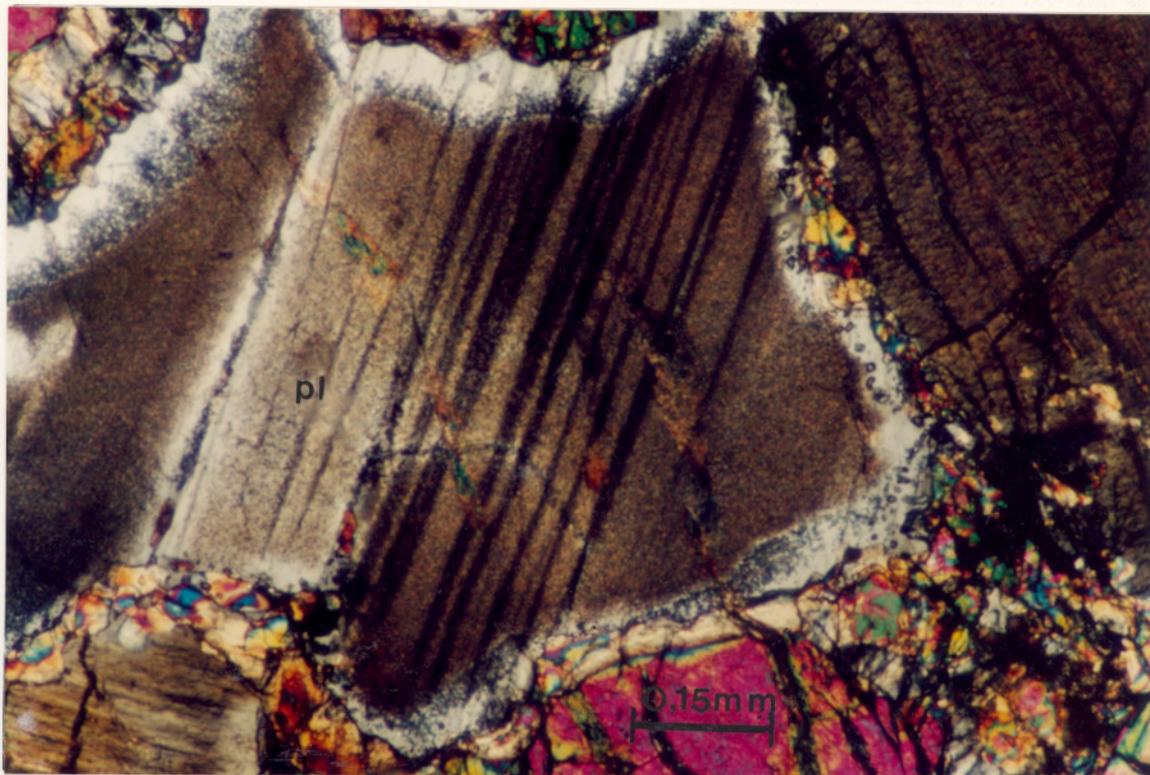


Fotomicrografia III. 3 - Coroa de reação constituída por opx (na porção interna) e cpx (na porção externa) no contato entre ol cumulática e plagioclásio intersticial, em ol cumulado (NC).

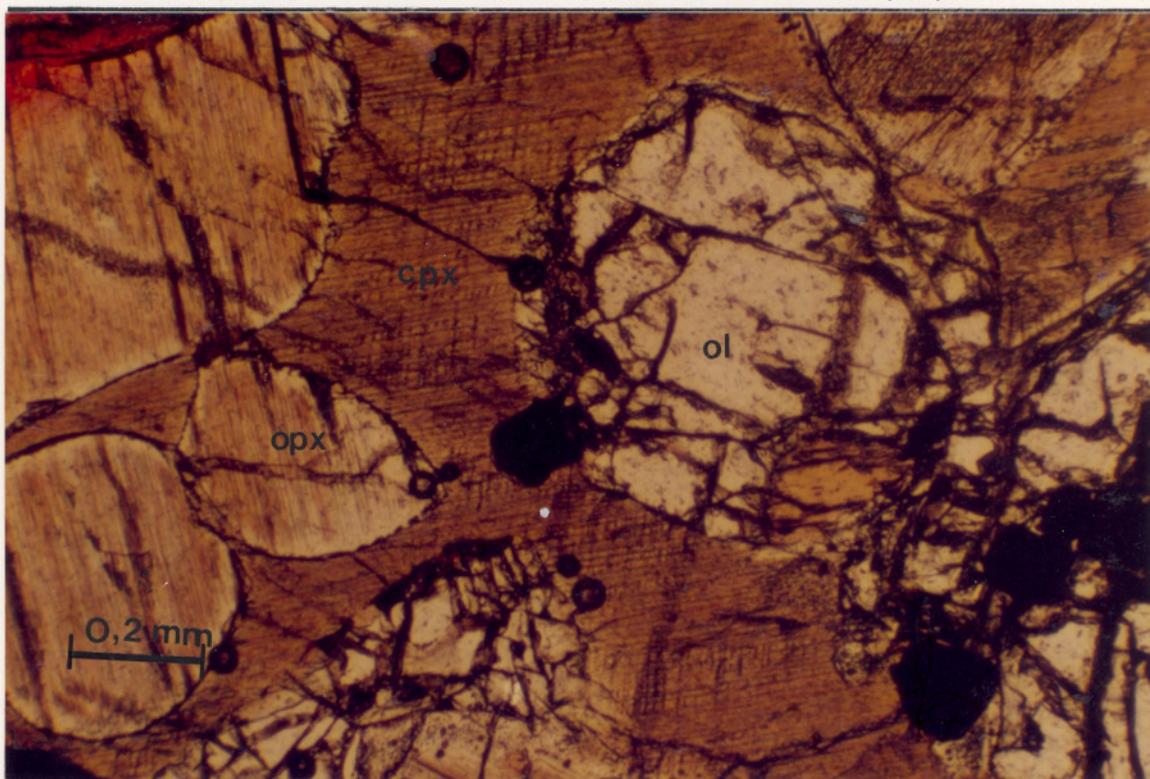
Ao microscópio observa-se a presença de texturas ad, meso e ortocumuláticas, com uma diminuição gradativa dos percentuais de olivina, da base (70%) para o topo (28%) desta unidade, concomitante a um aumento nos percentuais de ortopiroxênio.

A olivina, neste litotipo, ocorre sob a forma de cristais subhédricos, com granulometria variando de 0,3 a 5,6 mm de comprimento, com graus variados de alteração para serpentina. Os cristais cumuláticos de olivina encontram-se, frequentemente, inclusos, em grandes placas de clinopiroxênio pós-cumulático. Ocorrem também formando um arranjo compacto de cristais que se tocam, com clinopiroxênio pós-cumulático intersticial (Fotomicrografia III.5).

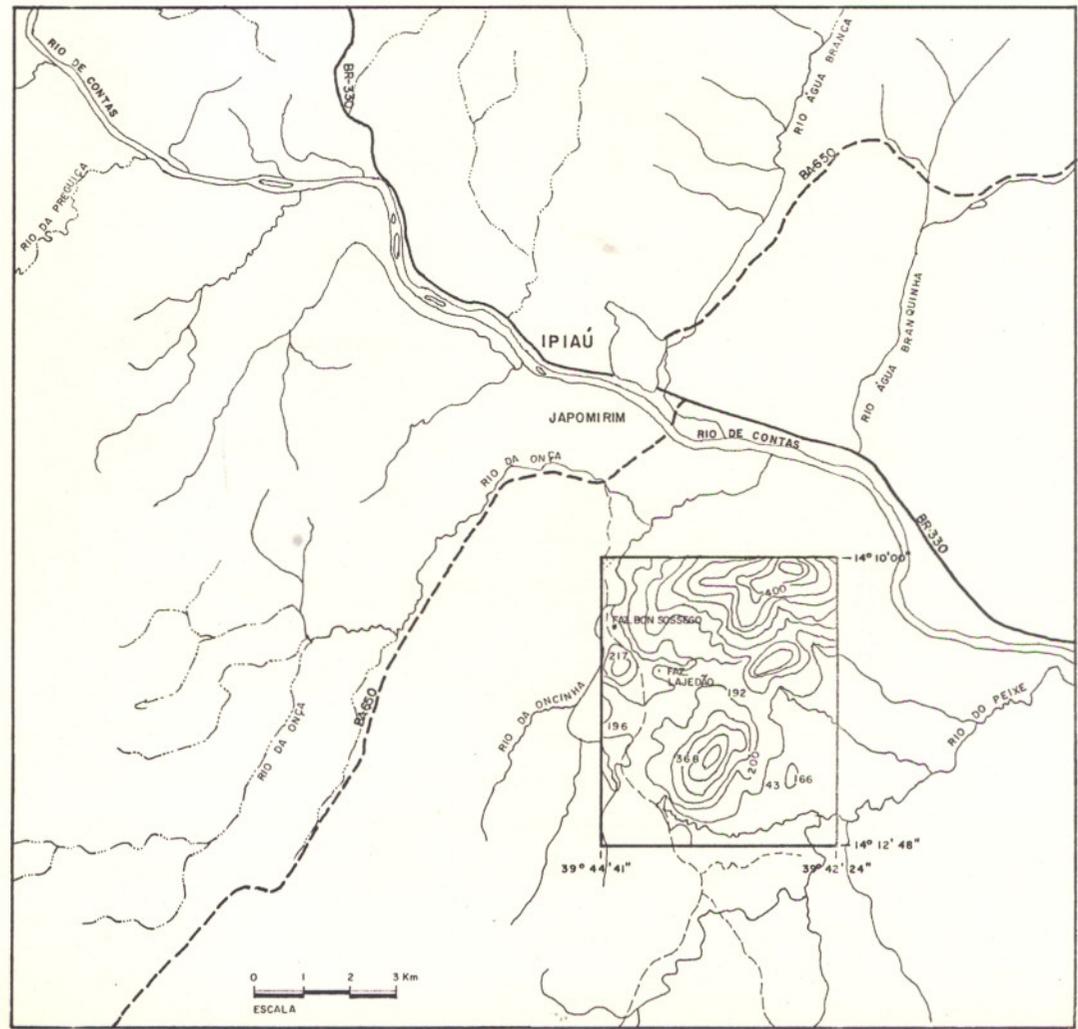
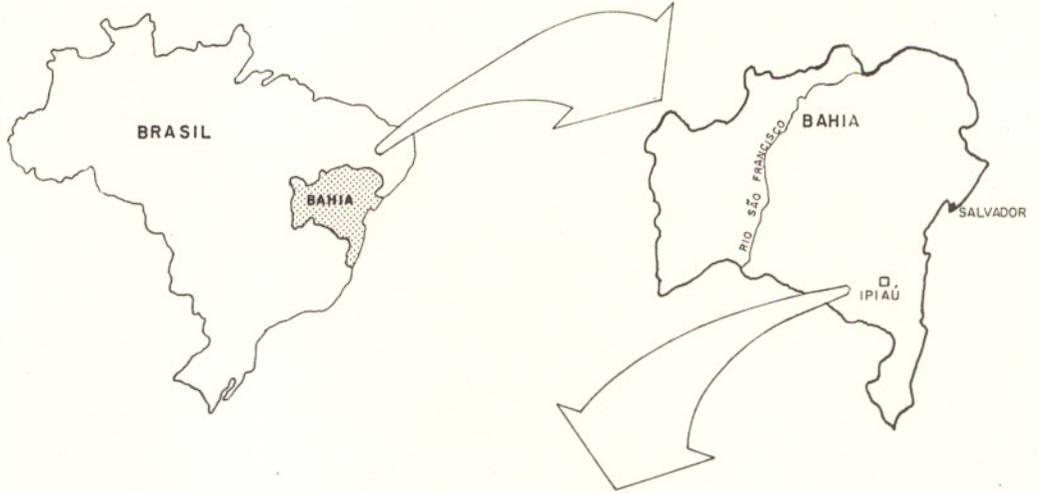
O ortopiroxênio é do tipo enstatita/bronzita, em cristais cumuláticos, geralmente euhédricos, tabulares, de coloração acastanhada, com granulometria variando de 0,4 a 4,5 mm (média em torno de 1 a 3,0 mm) e percentuais variando de 24 a 60%. Exibem, frequentemente, lamelas de exsolução de clinopiroxênio.



Fotomicrografia III.4 - Plagioclásio pós-cumulático, intersticial, apresentando uma tonalidade escura (possivelmente, exsoluções de espinélio), principalmente no centro do cristal, em ol cumulato (NC).



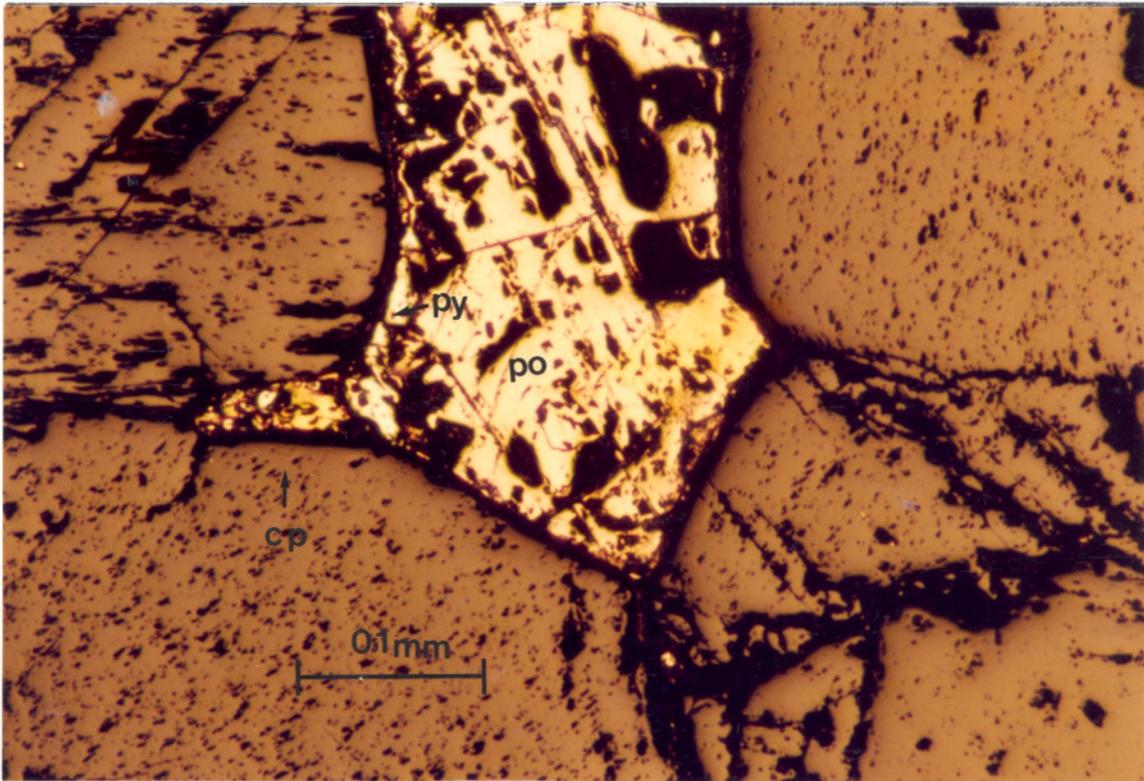
Fotomicrografia III.5 - Olivina, opx e Cr espinélio cumuláticos e cpx de pós-cúmulo, em ol-opx cumulato (LP).



O clinopiroxênio (diopsídio/augita) ocorre como fase pós-cumulática, em percentuais volumétricos da ordem de 2 a 11%. Possui coloração acastanhada e granulometria variada, tendo em média 2.0 a 3.0 mm de comprimento. Ocupa espaços intersticiais na rocha e apresenta-se também sob a forma de grandes placas, incluindo poiquiliticamente a olivina, o ortopiroxênio e o Cr-espinélio.

O espinélio de Cr é uma fase cumulática subordinada (2 a 4%), ocorrendo sob a forma de pequenos cristais subhédricos a euhédricos, translúcidos a opacos, com granulometria variando de 0,1 a 0,6mm, inclusos nos piroxênios ou bordejando as olivinas.

Observa-se como fases de pós-cúmulo, sulfetos de Fe, Ni e Cu, em percentuais sempre inferiores a 8%. Trata-se de cristais finos (0,2 a 2,1 mm), intersticiais, de pirrotita (fase principal) com exsoluções de pentlandita, às vezes bordejada por pirita e calcopirita, confirmados em microsonda (Fotomicrografia III.6). Esta última, por sua vez, também ocorre substituindo a pirita (Fotomicrografia III.7) ou preenchendo microfaturas.



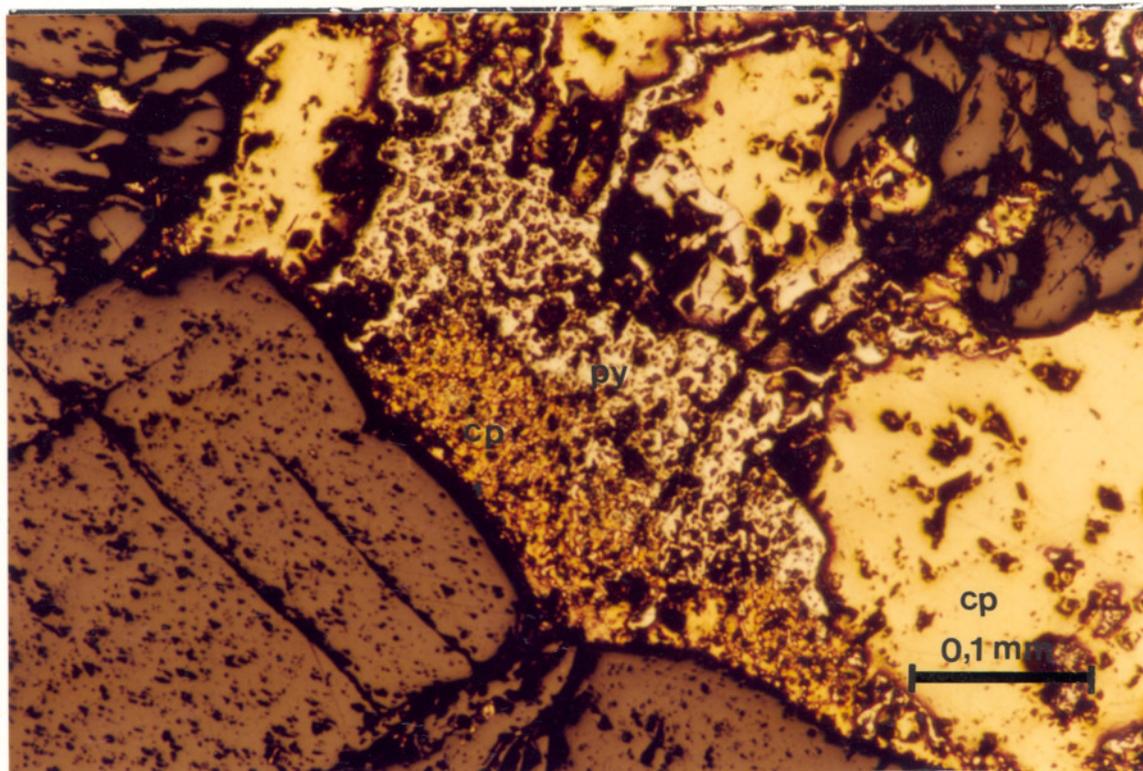
Fotomicrografia III.6 - Cristal pós-cumulático de pirrotita (po) bordejado por pirita (py) e calcopirita (cp), em ol-opx cumulato (Em luz refletida).

Flogopita e hornblenda encontram-se às vezes presentes, preenchendo espaços intersticiais ou substituindo as bordas dos cristais de piroxênio.

O plagioclásio é raro e, quando presente, assim como nos ol cumulatos, exhibe uma coloração escura, decorrente da presença de finos cristais (impregnações ou exsoluções) de um mineral isotrópico,

de relevo alto, de aparência similar a um espinélio.

As feições texturais, observadas principalmente nos olivina cumulatos e nos ol-opx cumulatos (Fotomicrografia III.8), evidenciam que o fracionamento mineral ocorreu de acordo com a seguinte ordem: olivina → (Cr-espinélio) → ortopiroxênio → clinopiroxênio → plagioclásio.



Fotomicrografia III.7- Substituição de pirita (py) por calcopirita (cp), em ol-opx cumulato (Em luz refletida).

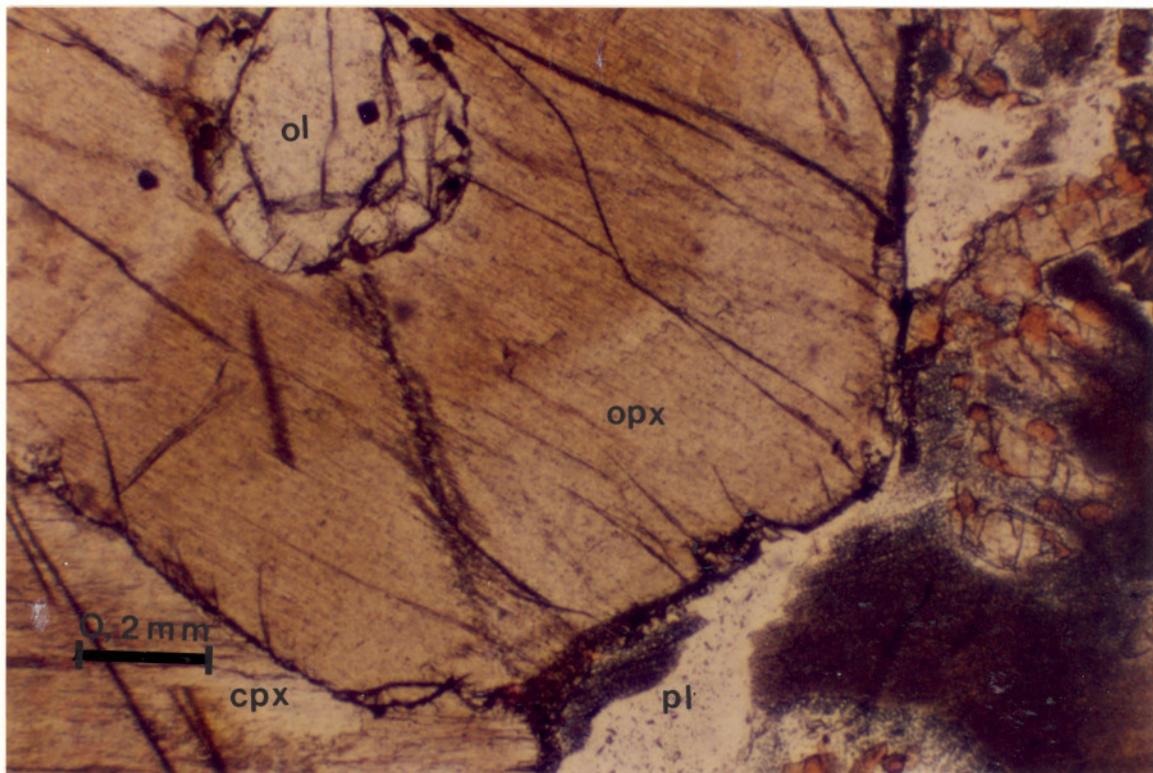
III.3 Zona Intermediária

Esta zona é caracterizada pelo desaparecimento da olivina, sendo constituída por ortopiroxênio cumulatos e clinopiroxênio-ortopiroxênio cumulatos.

III.3.1 Ortopiroxênio Cumulatos (Opx cumulatos)

São rochas de coloração castanha escura (cor do bronze), composição ortopiroxenítica a melanogabróica (Fig. III.3), de textura média a grosseira.

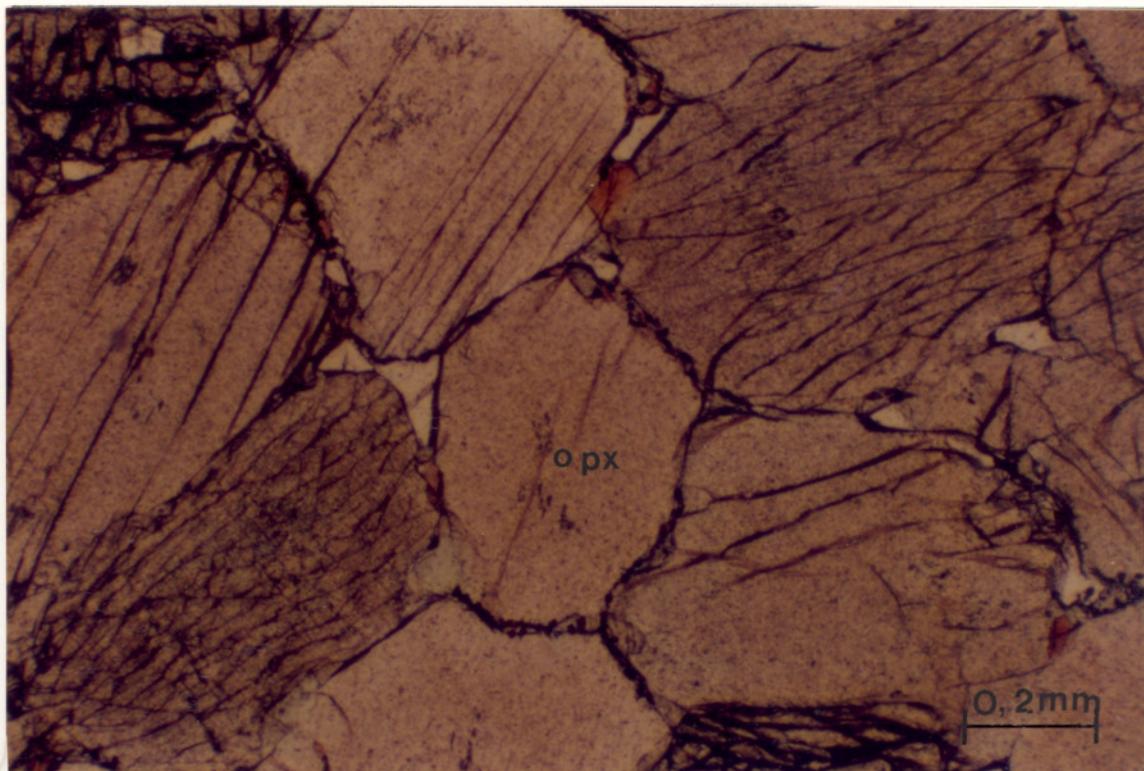
Ao microscópio observa-se que a fase mineral de *cumulus* é o ortopiroxênio, apresentando texturas ad, meso a ortocumuláticas, equi a inequigranulares. Os ortopiroxenitos mostram-se predominantemente adcumuláticos e os melanogabronoritos são frequentemente ortocumuláticos.



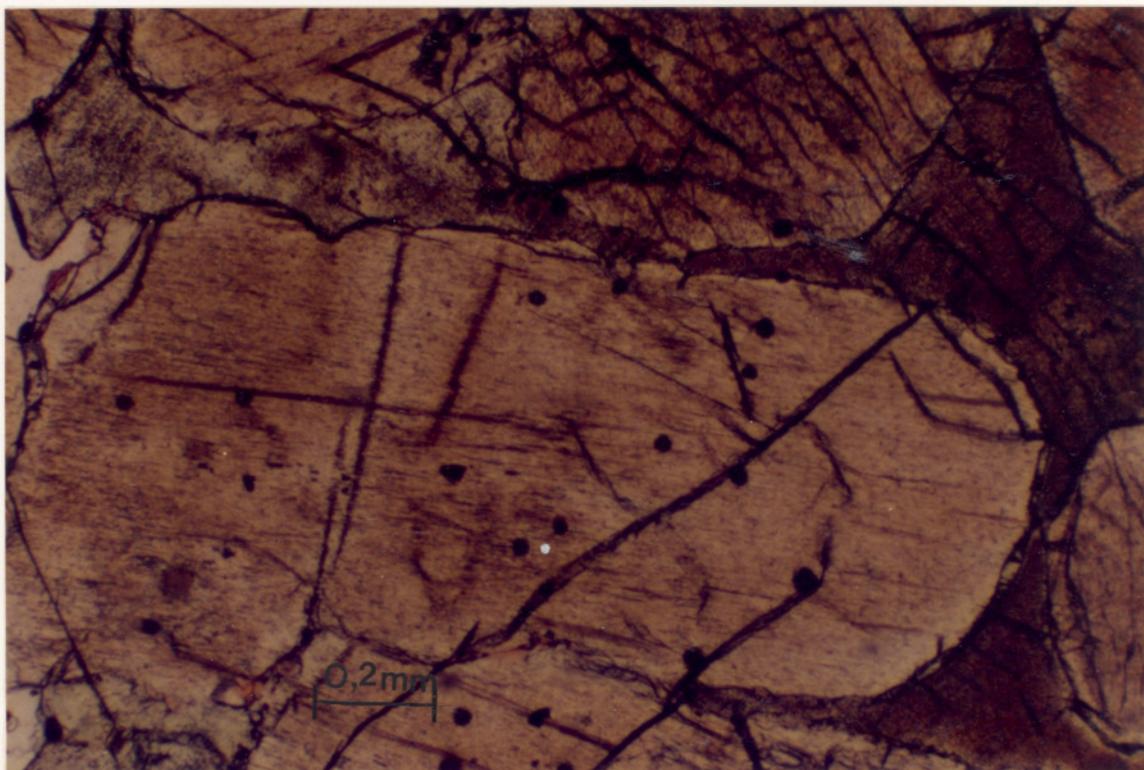
Fotomicrografia III.8 - Olivina cumulática envolvida por ortopiroxênio, mostrando ainda cpx e plagioclásio intersticiais, em ol cumulado, evidenciando a ordem de cristalização sugerida para o CFM (LP).

O ortopiroxênio, de composição variável entre os membros enstatita, bronzita e hiperstênio, apresenta formas granulares, tabulares e prismáticas (ripiformes), coloração acastanhada (Fotomicrografias III.9 e III.10), com um pleocroísmo fraco, variando de verde pálido a rosa pálido. Exibe lamelas de exsolução de clinopiroxênio (Fotomicrografia III.11), o que permite, *a priori*, em alguns casos, supor a existência de uma pigeonita primária, submetida a processo de inversão. A granulometria do opx varia de 0,3 mm a 1cm de comprimento, nas rochas em que exibe grande variação granulométrica, e de 1,5 a 3,0 mm, nas rochas de granulometria menos heterogênea, em percentuais volumétricos de 62 a 98%. Mostra-se, por vezes, parcialmente substituído nas bordas por hornblenda (Fotomicrografia III.12).

O principal mineral de pós-cúmulo é o clinopiroxênio do tipo augita/diopsídio, em percentuais volumétricos que variam de 2 a 13%. Ocorre nos interstícios da rocha (Fotomicrografia III.10) e também sob a forma de grandes cristais opticamente contínuos (placas), que englobam cristais de ortopiroxênio. Os cristais exibem coloração acastanhada, formato irregular e estão parcialmente substituídos por hornblenda e, mais raramente, por flogopita.



Fotomicrografia III.9 - Ortopyroxênio cumulático de formato granular e cor acastanhada em opx cumulato (LP).

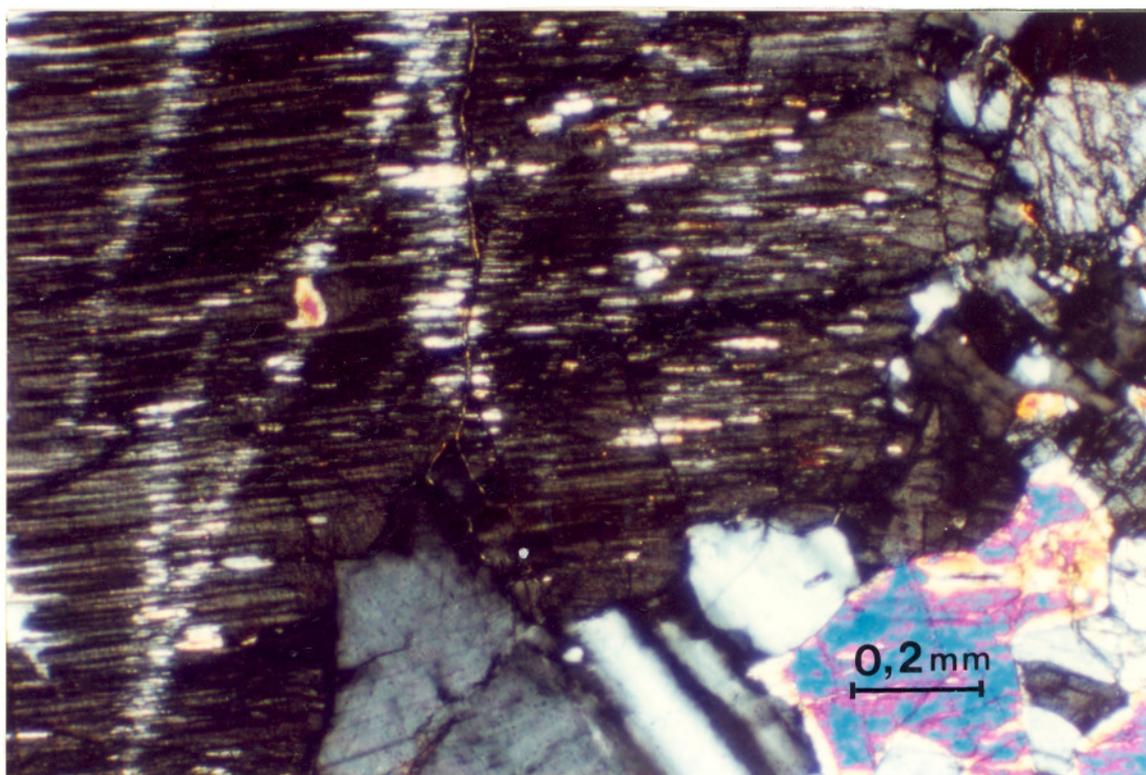


Fotomicrografia III. 10 - Ortopyroxênio cumulático de formato tabular, ripiforme e cor acastanhada em opx cumulato (LP).

O plagioclásio é o outro mineral pós-cumulático, geralmente intersticial, em percentuais que variam de 0,4 a 21%. Ocorre em maior proporção nos melanogabronoritos. Apresenta-se sempre límpido (raramente sericitizado), com geminação do tipo albita, periclina e periclina-carlsbard, com extinção ondulante do centro para as bordas.

Sulfetos de Fe, Ni e Cu (pirrotita, pirita e calcopirita) também ocorrem como material de pós-cúmulo, formando associações, com forma e granulometria variadas, sempre intersticiais, em percentuais volumétricos que variam de 0 a 3,5%. Intersticial a estes sulfetos pós-cumuláticos é observado o plagioclásio em cristais opticamente contínuos, indicando que a cristalização do mesmo como fase intercumulática se deu após a cristalização dos sulfetos (Fotomicrografia III.13).

Algumas vezes observa-se a presença de rutilo, como acessório, e em uma amostra foi observada a presença de cromita cumulática.



Fotomicrografia III.11 - Ortopiroxênio cumulático, mostrando exsolução de cpx, em opx cumulado (NC).

III.3.2 Clinopiroxênio-Ortopiroxênio Cumulatos (Cpx-Opx cumulatos)

Estes cumulatos possuem composição variável de websterítica a melanogabronorítica (Fig. III.3) e possuem pouca expressão em superfície. Caracterizam-se macroscopicamente pela coloração cinza a acastanhada e pela estrutura isotrópica.

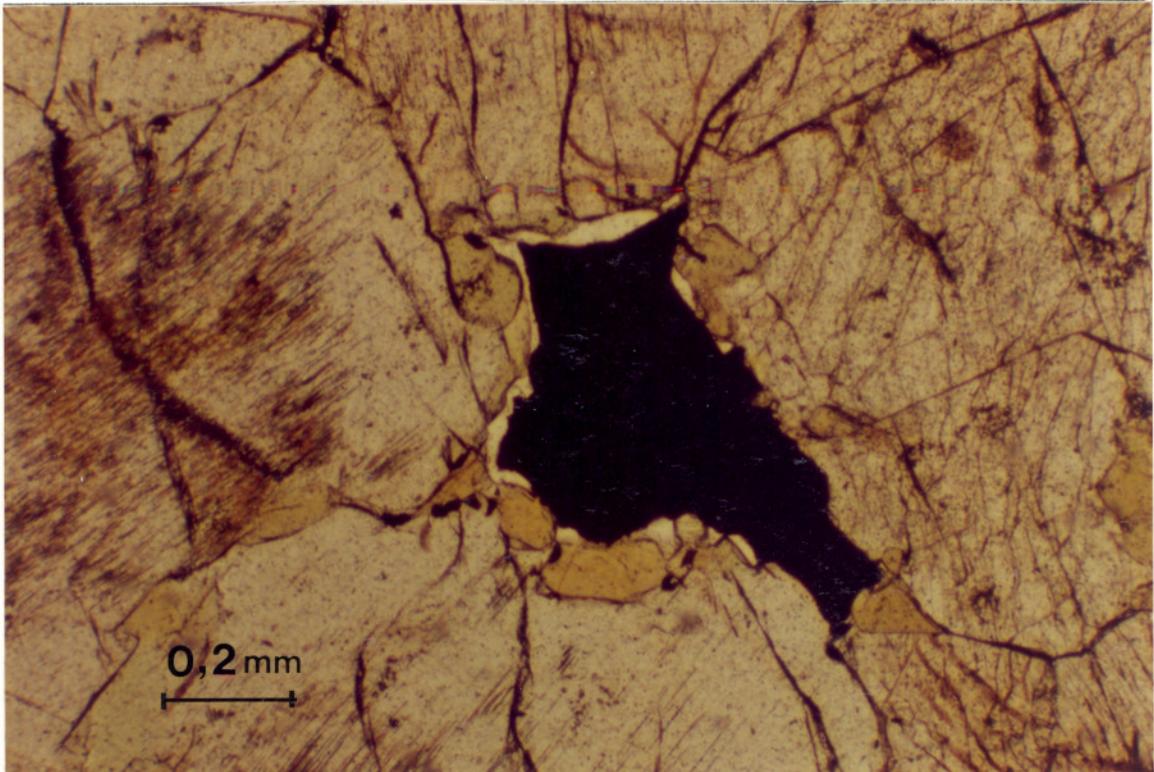
Quando de composição websterítica, mostram-se predominantemente adcumuláticos e quando melanogabronoríticos a textura é notadamente ortocumulática. Nos membros websteríticos, o orto e o clinopiroxênio são as fases cumuláticas principais, ocorrendo em cristais de tamanhos semelhantes e nos membros gabronoríticos, observa-se uma bimodalidade granulométrica nas fases cumuláticas, com o clinopiroxênio em cristais menores (em média 0,2 mm de comprimento) e o ortopiroxênio em cristais maiores (0,9 mm a 1 cm).



Fotomicrografia III.12 - Hornblenda substituindo parcialmente as bordas de opx cumulático, em opx cumulato (LP).

Nas rochas de composição websterítica, o clinopiroxênio, de composição augítica, encontra-se frequentemente intercrescido com um clinopiroxênio de composição diopsídica (Fotomicrografia III.14). Seus percentuais variam de 41 a 64%. Apresenta-se frequentemente geminado (Fotomicrografia III.15), de cor rósea e hábito hipidiomórfico, ou com bordas irregulares. Encontra-se parcialmente substituído nas bordas por hornblenda.

O ortopiroxênio (bronzita e hiperstênio) ocorre em percentuais que variam de 28 a 46%, de cor levemente acastanhada com pleocroísmo fraco variando de verde pálido a rosa pálido. Os cristais são geralmente tabulares, euhédricos, com granulometria variando de 0,2 mm a 1 cm de comprimento, com muitas lamelas de exsolução de clinopiroxênio.



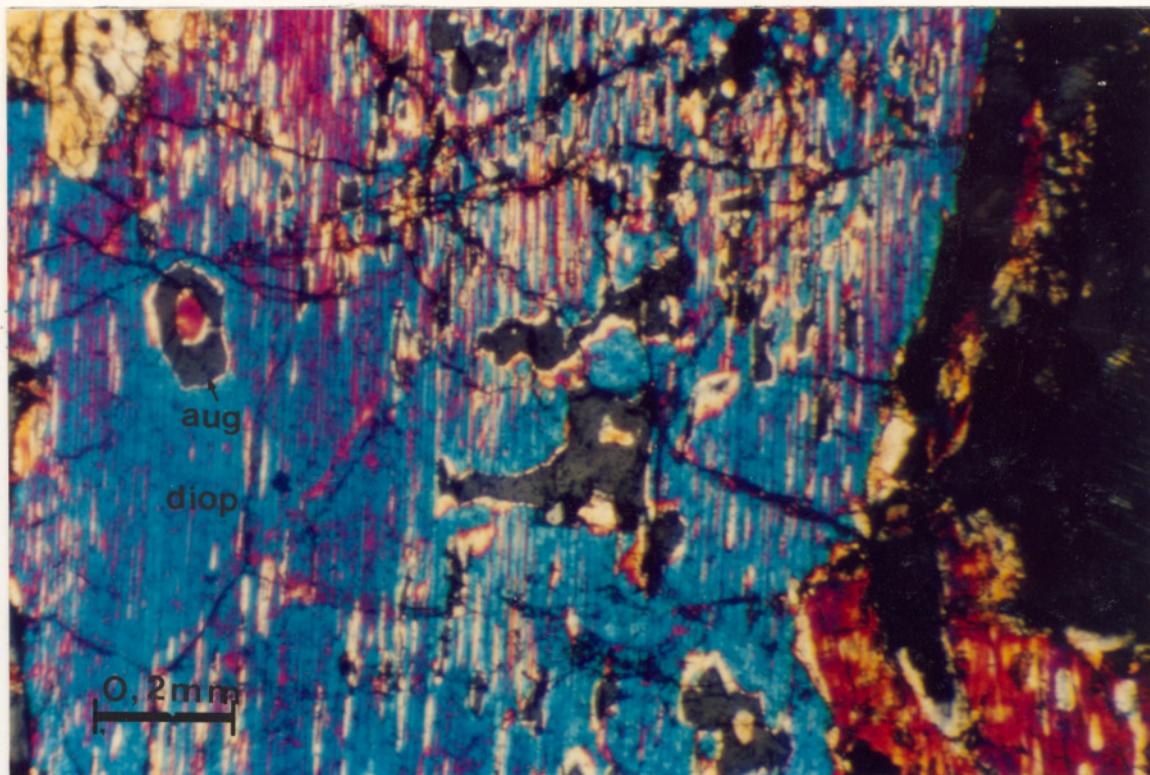
Fotomicrografia III.13 - Sulfeto pós cumulático intersticial a cristais cumuláticos de opx e incluso em cristal pós-cumulático de plagioclásio, em opx cumulado (LP).

O plagioclásio ocorre como fase pós-cumulática, em percentuais que variam de 0 a 17%, sendo geralmente intersticial, geminado (geminções do tipo albita e periclina), com extinção ondulante fraca e leves manchas de alteração para epidoto e sericita.

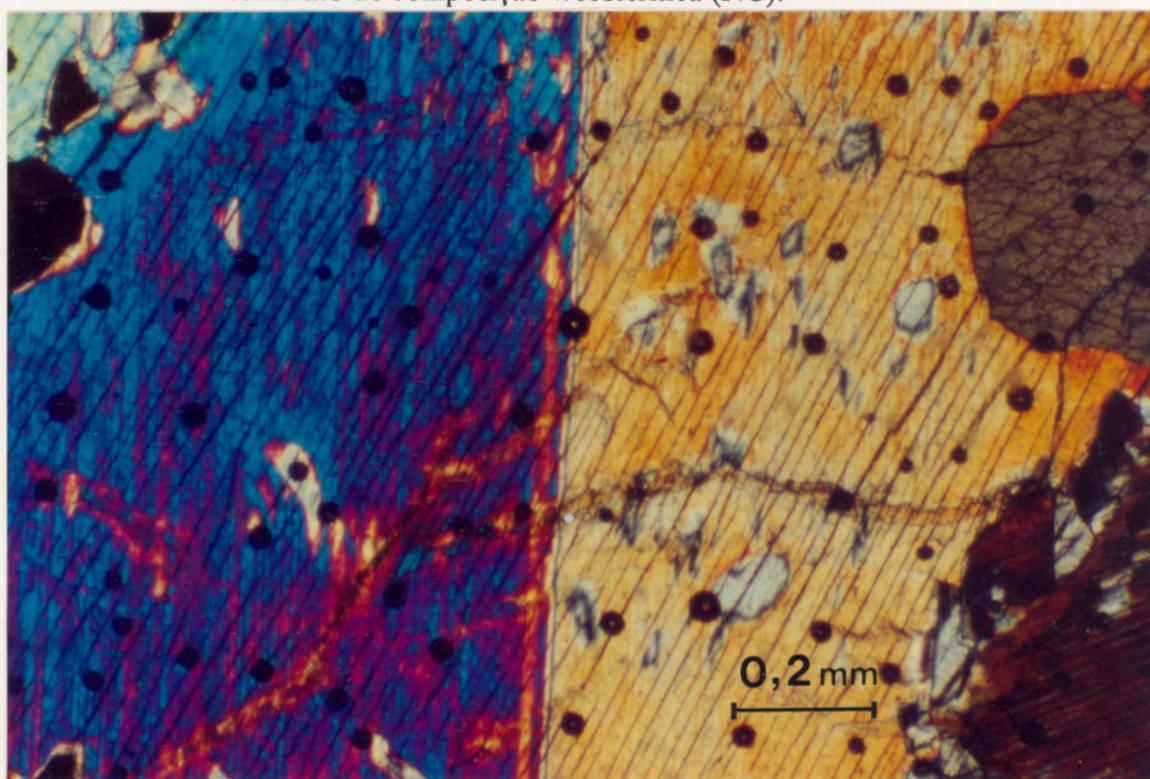
Estas rochas apresentam ainda minerais opacos (sulfetos) como fases pós-cumuláticas, que ocorrem como traços ocupando espaços intersticiais.

A hornblenda é pleocróica de verde claro a verde escuro, substitui parcialmente as bordas dos piroxênios e ocorre em percentuais que variam de 0 a 5%.

Nas rochas de composição gabronorítica e bimodais, o clinopiroxênio ocorre em percentuais que variam de 34 a 61%, sob a forma de cristais de coloração bege, anédricos, tendo em média 0,2 mm de comprimento. Mostra-se parcialmente substituído por hornblenda.



Fotomicrografia III.14 - Intercrescimento de clinopiroxênio augítico e diopsidítico, em cpx-opx cumulado de composição websterítica (NC).

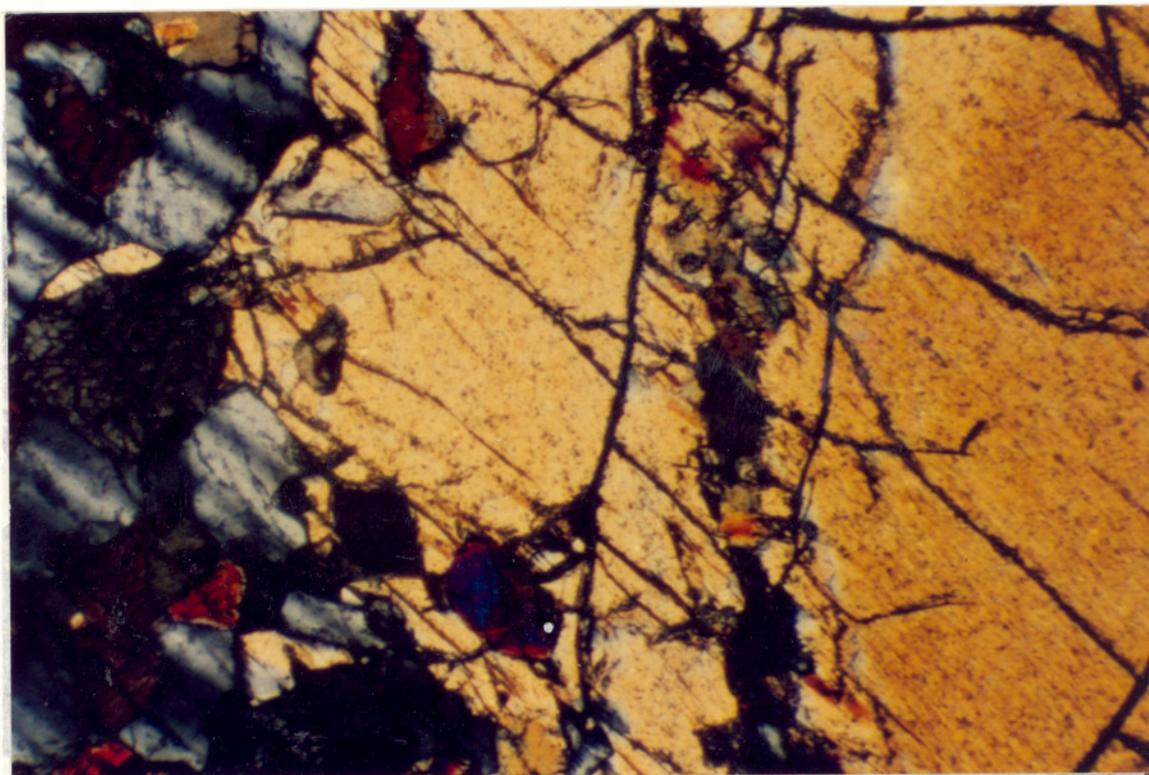


Fotomicrografia III.15 - Clinopiroxênio geminado, em cpx-opx cumulado de composição websterítica (NC).

O ortopiroxênio ocorre em percentuais da ordem de 24 a 37%, exibindo coloração levemente acastanhada, mais escura no centro que nas bordas, com pleocroísmo fraco variando de verde pálido a rosa pálido. Os cristais são também tabulares, euhédricos, com granulometria variando de 0,9 mm a 1 cm de comprimento, exibindo lamelas de exsolução de clinopiroxênio. Além da cor acastanhada mais forte no centro que nas bordas dos cristais, este mineral engloba, parcialmente, pequenos grãos de cpx, que indicam um crescimento adcumulático (Fotomicrografia III.16).

Biotita e hornblenda ocorrem substituindo parcialmente a borda dos piroxênios, em percentuais inferiores a 6%. Tanto o opx quanto o cpx cumuláticos, ocorrem como "ilhas", imersos em grandes placas (até 11 mm), opticamente contínuas, de plagioclásio límpido e geminado (Fotomicrografia III.17).

O plagioclásio é uma fase de pós-cúmulo, ocorrendo em percentuais que variam de 12 a 36%, em grandes placas de continuidade cristalográfica (até 1 cm de comprimento), incluindo poiquiliticamente os piroxênios. Os cristais são, em geral, geminados (geminção do tipo albita e periclina), com extinção ondulante fraca e levemente alterados para epidoto e sericita.



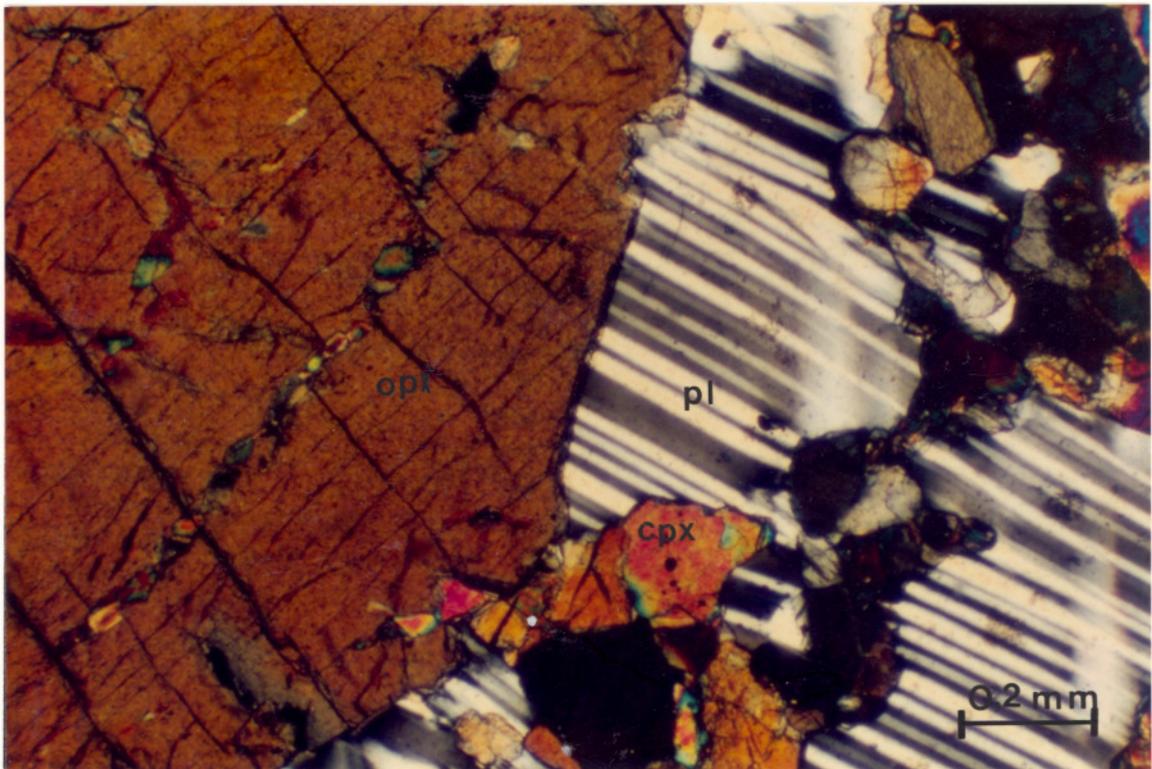
Fotomicrografia III.16 - Opx cumulático englobando, parcialmente, na borda, pequenos cristais cumuláticos de cpx, indicando um crescimento adcumulático, em cpx-opx cumulatos de composição gabronorítica (NC).

III.4 Zona Superior

Esta zona é caracterizada pelo aparecimento do plagioclásio como fase cumulática, englobando rochas de composição gabronorítica e leucogabronorítica (predominantes).

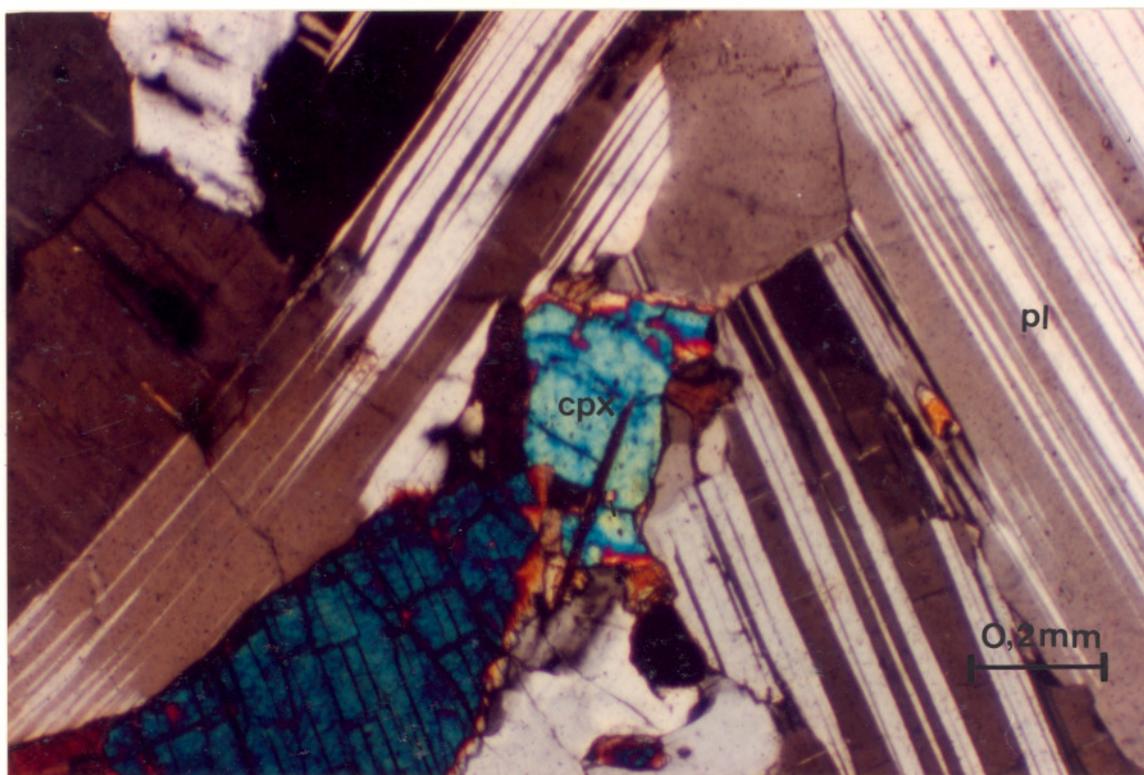
III.4.1 Gabronoritos

Estas rochas ocorrem na porção norte-nordeste do CFM e, raramente, como rolados na porção oeste do corpo. Constituem um grande maciço, mostrando, por vezes, aleitamento ígneo (Cunha *et al.* 1991). Possuem coloração verde acinzentada, com pontos esbranquiçados, estrutura maciça e granulometria média a grosseira. Exibem, por vezes, uma estratificação, decorrente da variação do percentual modal de plagioclásio. Em alguns locais pode-se também observar a presença de uma foliação de cisalhamento. A textura é predominantemente gabróica ou em mosaico, predominando rochas de composição cpx norítica, secundariamente opx gabros (Fig.III.3) e representam o ponto de cristalização cotética de plagioclásio, orto e clinopiroxênios.



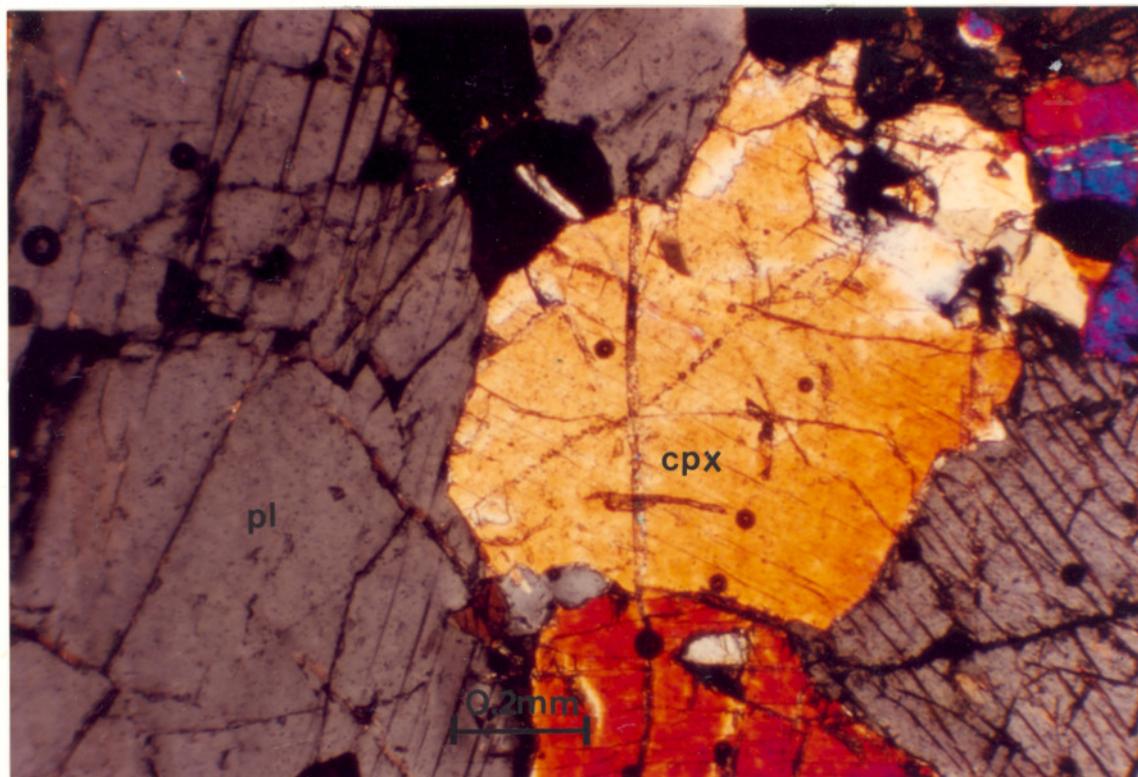
Fotomicrografia III. 17 - Opx (maior) e cpx (menor) , cumuláticos, inclusos poiquliticamente em grandes placas opticamente contínuas de plagioclásio, em cpx-opx cumulado de composição gabronorítica (NC).

As rochas de textura gabróica são inequigranulares hipidiomórficas e apresentam, geralmente, uma distribuição triangular dos cristais de plagioclásio (Fotomicrografia III.18). Aquelas com textura em mosaico, exibem cristais xenomórficos, com clino e ortopiroxênio formando agregados, algumas vezes poligonizados (Fotomicrografia III.19). Observa-se ainda hornblenda esverdeada, sempre substituindo parcialmente as bordas dos piroxênios e, algumas vezes, intergranular. A biotita ocorre ou substituindo hornblenda ou, como observado em uma das amostras, em palhetas cortando os demais minerais. A granulometria dessas rochas varia de 0,1 a 4 mm de comprimento.



Fotomicrografia III.18 - Rocha gabronorítica da Zona Superior mostrando uma textura gabróica (NC).

O plagioclásio, presente em proporções que variam de 40 a 73%, pode ocorrer tanto em grandes ripas (4,0mm), dispostas triangularmente, como em formato tabular ou granular, com contatos curvos, por vezes poligonizados. Apresentam em média 1,5 mm de comprimento e mostram-se geminados segundo a albíta, periclina, ou albíta-carlsbad. A extinção é geralmente ondulante. São geralmente límpidos, levemente alterados para carbonato, epidoto e sericita, podendo eventualmente incluir opaco, hornblenda, rutilo e apatita. São observados alguns (raros) cristais antipertíticos. Alguns cristais encontram-se parcialmente substituídos por escapolita (meionita), confirmada através de determinação em microsonda eletrônica.

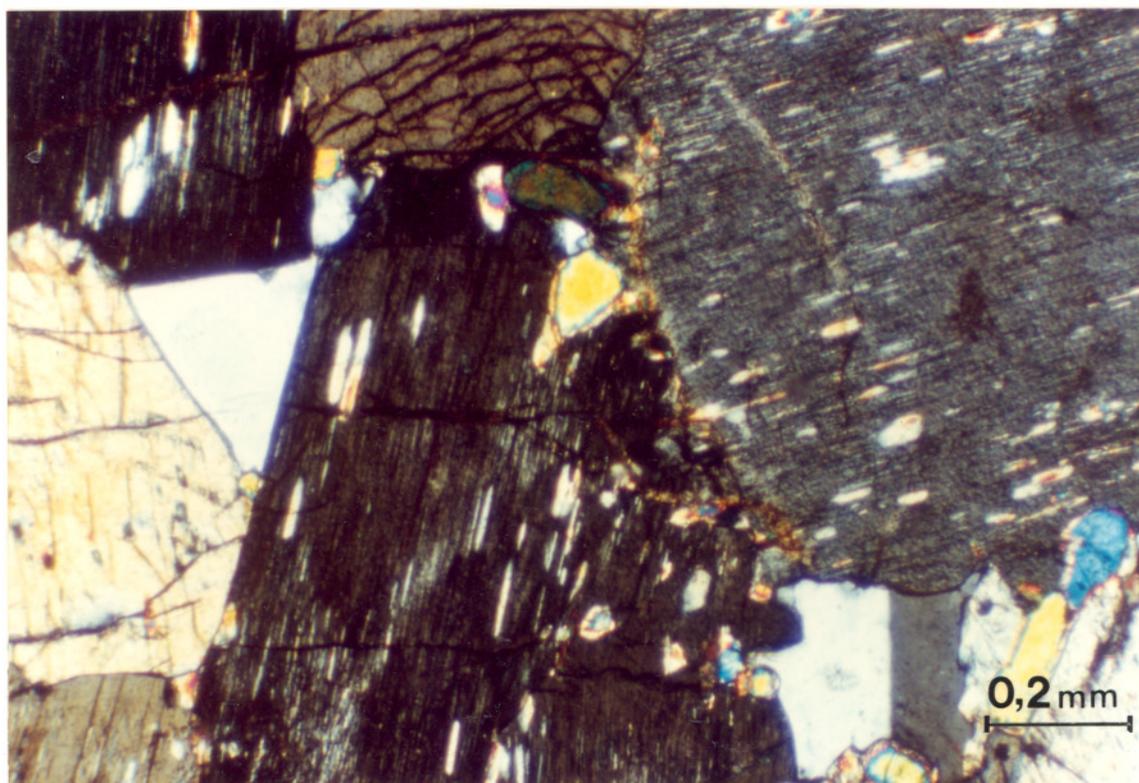


Fotomicrografia III.19 - Rocha gabronorítica, mostrando uma textura em mosaico (NC).

O ortopiroxênio (bronzita a hiperstênio) ocorre em proporções volumétricas variáveis entre 19 e 30%, sob a forma de grandes "lascas" ou de formato granular, com granulometria média variando entre 2.0 e 3.0 mm. Exibem pleocroísmo em tons de rosa pálido a verde pálido, denotando um enriquecimento maior em Fe. Lamelas de exsolução de clinopiroxênio são frequentes (Fotomicrografia III.20). Mostram-se fracamente substituídos nas bordas por hornblenda e flogopita.

O clinopiroxênio (augita/diopsídio), possui, em geral, granulometria inferior à do ortopiroxênio, tendo em média 0,5 mm de comprimento. Apresenta-se sob a forma de cristais de formato irregular, raramente tabulares, de coloração esverdeada, exibindo, por vezes, geminação simples. À exemplo do ortopiroxênio, mostra-se parcialmente substituído nas bordas por hornblenda. Suas proporções variam de 2,5 a 24%.

A hornblenda (0 a 10%) é pleocróica, em tons de verde claro a verde musgo e ocorre em cristais de formato irregular, situados geralmente na borda dos piroxênios, substituindo-os. Ocorre mais raramente em cristais isolados, em contato reto com os demais componentes da rocha.



Fotomicrografia III.20 - Lamelas de cpx no opx em gabronoritos da Zona Superior (NC).

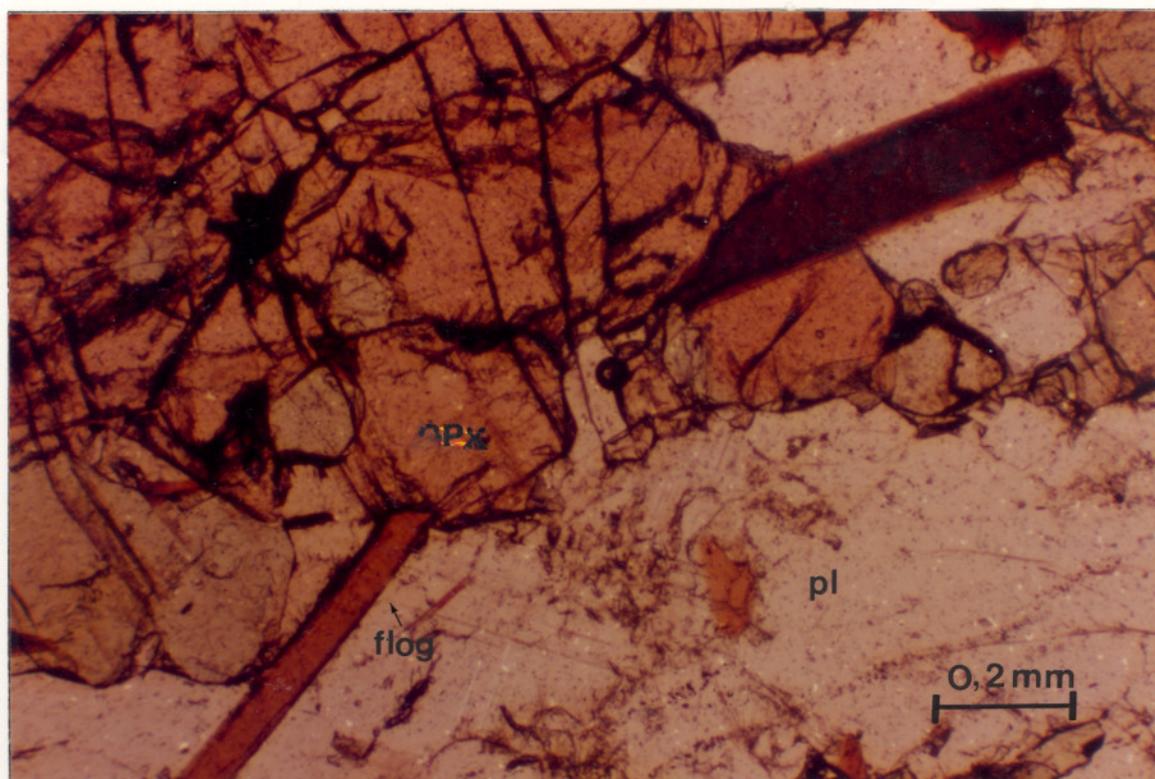
Também substituindo os piroxênios e/ou a hornblenda, observa-se a presença de biotita. Este mineral ocorre também em palhetas finas, com pleocroísmo que varia de marrom claro a marrom avermelhado, cortando os demais componentes mineralógicos da rocha (Fotomicrografia III.21).

Raros cristais, xenomórficos finos, de opacos (magnetita e ilmenita e raros sulfetos de Fe e Cu), granulares, são observados, além de rutilo e apatita dispersos nestas rochas, em geral inclusos nos plagioclásios.

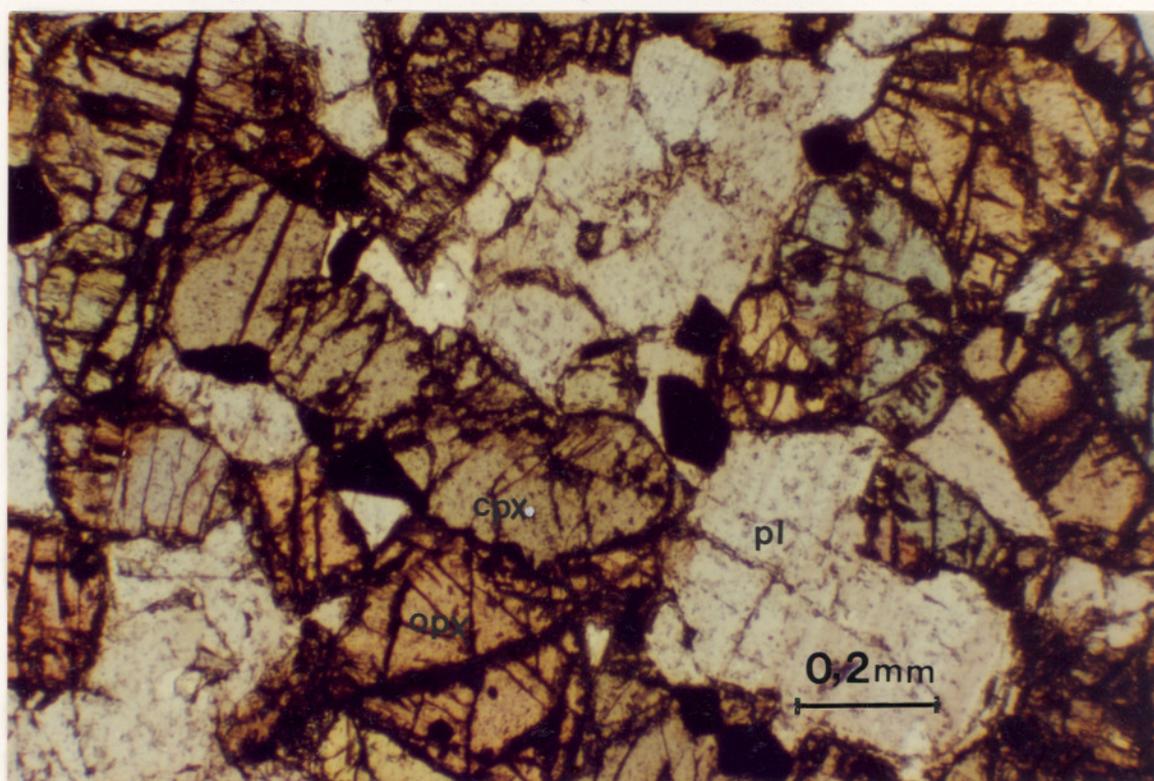
III.5 Zona de Borda e Diques

No contato do CFM com as encaixantes migmatíticas e gnáissicas e também cortando os gabronoritos, são encontradas rochas de composição gabronorítica de textura fina, algumas delas descritas por Cunha *et al* (1991), como diques que cortam o CFM.

Estas rochas possuem coloração cinza esbranquiçada, granulometria fina, com cristais tendo em média 0,5 mm de comprimento. Microscopicamente são equigranulares, com textura granoblástica, composta por plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, por vezes hornblenda e opacos (Fotomicrografias III.22, III.23 e III.24). Nos interstícios observa-se, por vezes, a presença de quartzo. Biotita e apatita aparecem como traços.



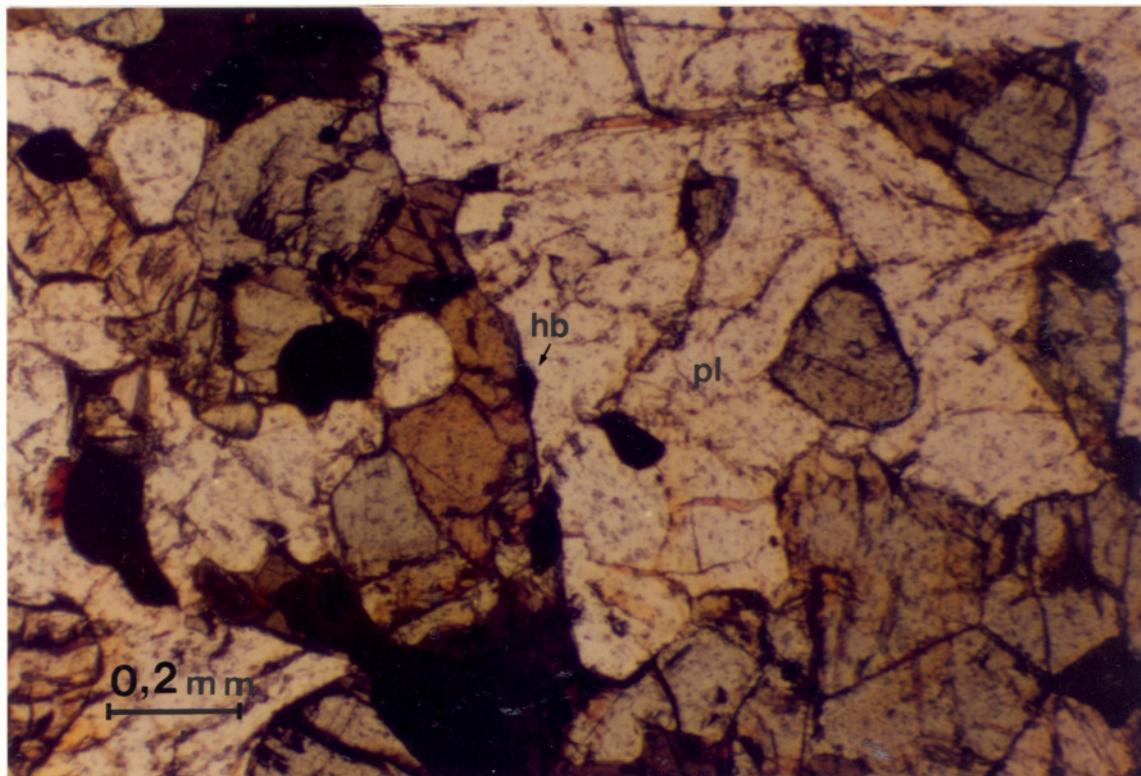
Fotomicrografia III.21 - Finas palhetas de flogopita cortando os plagioclásios e piroxênios nos gabronoritos (LP).



Fotomicrografia III.22 - Gabronorito fino do contato norte, exibindo uma textura granoblástica (LP).

O plagioclásio (39 a 58%) apresenta-se sob a forma de cristais xenomórficos, levemente alterados para sericita, carbonato e epidoto, e geminados segundo a albita e/ou albita-carlsbard. Exibem contatos curvos e extinção ondulante fraca. Alguns raros cristais mostram-se antipertíticos.

O ortopiroxênio (14 a 25%) é o hiperstênio, pleocróico de rosa pálido a verde pálido, subédrico a anédrico, geralmente formando um mosaico juntamente com clinopiroxênio.



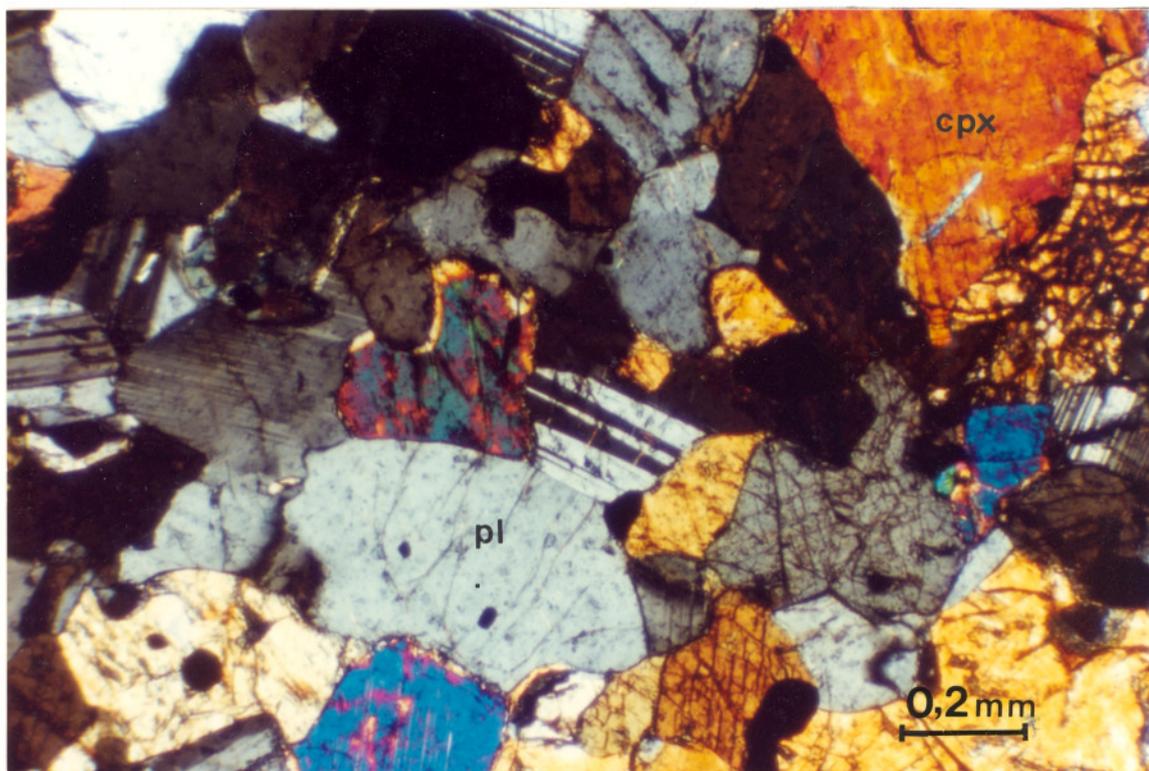
Fotomicrografia III.23 - Gabronorito fino do contato sul, exibindo textura granoblástica, contendo hornblenda granular (LP).

O clinopiroxênio (13 a 19%) é o diopsídio, de cor verde pálida, também subédrico a anédrico, às vezes parcialmente substituído por hornblenda.

A hornblenda (0 a 19%) ocorre em algumas amostras, sob a forma de cristais anédricos, com pleocroísmo variando de verde acastanhado a verde musgo. Sua ocorrência é localizada, na maioria das vezes substituindo parcialmente os piroxênios, principalmente o clinopiroxênio.

Os opacos (3 a 14%) são óxidos de Fe e Ti (magnetita/ilmenita), em cristais anédricos, geralmente associados aos minerais ferromagnesianos. Exibem, por vezes, uma fina película de biotita.

Além dos minerais acima descritos, observa-se também nestas rochas a presença, ainda que rara, de finos cristais anédricos, intersticiais, de quartzo, e apatita, acicular, inclusa nos demais minerais.



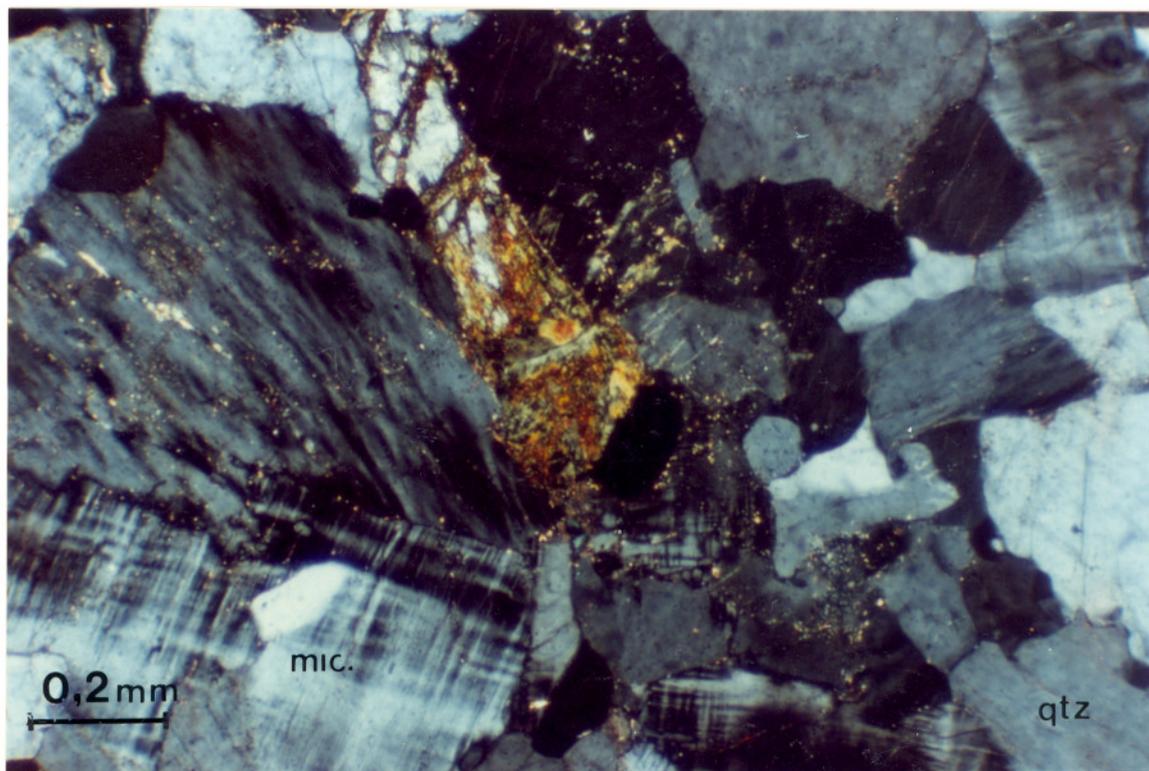
Fotomicrografia III.24 - Dique gabronorítico mostrando uma textura em mosaico (NC).

III.6 Encaixantes

Na porção noroeste do CFM, observa-se a presença de uma rocha de coloração cinza, granulação fina e estrutura maciça. Trata-se de um charnoquito gnáissico (Fotomicrografia III.25), com textura inequigranular xenoblástica, com granulometria variando de 0,1 a 5,1 mm de comprimento (em média 0,6 mm). Constitui-se mineralogicamente de microclina, quartzo, plagioclásio, ortopiroxênio bastitizado, opaco, biotita, além de apatita e zircão como acessórios. Observa-se a presença de intercrescimentos mirmequíticos.

A microclina (53%) ocorre em cristais anédricos, geminados, formando contatos curvos e amebóides. Observa-se a presença de intercrescimento pertítico. Inclusos na microclina são observados cristais finos de apatita, zircão e plagioclásio mirmequítico. São também observadas nesse mineral, manchas de alteração para sericita.

O quartzo (30%) ocorre também em cristais anédricos, alongados segundo uma direção preferencial, com granulometria bastante variada, com contatos curvos e amebóides. Inclusos no quartzo são observados cristais finos de microclina, piroxênio, apatita e zircão. Às vezes desenvolve uma textura simplectítica quando em contato com a biotita.



Fotomicrografia III.25 - Textura xenoblástica do charnoquito gnáissico encaixante, mostrando principalmente cristais de microclina, quartzo e opx bastitizado (NC).

O ortopiroxênio é do tipo hiperstênio, perfazendo cerca de 7% da rocha. Apresenta-se sob a forma de cristais anédricos, pleocróicos, com tons de rosa pálido a verde pálido. Mostra-se bastante bastitizado e parcialmente substituído por biotita. Por vezes inclui opacos.

O plagioclásio (4%) é também anédrico, antipertítico, às vezes geminado segundo a albita e periclina, e às vezes mirmequítico. Inclui cristais finos de apatita e altera-se fracamente para saussurita.

Como minerais secundários ocorrem: magnetita (4%), em grãos disseminados, geralmente associados ao piroxênio; biotita (1%), intercrescida simplectiticamente com o quartzo, ou como produto da desestabilização do piroxênio; apatita (traços), em cristais finos, anédricos a subédricos; zircão (traços), de formato elipsoidal, fracamente zonado, geralmente incluso nos demais minerais.

Na porção leste e sul do CFM, Cunha *et al.* (1991) descrevem as encaixantes como uma associação de rochas supracrustais, constituída por gnaisses quartzo-feldspáticos e níveis de metabasitos finos, além de formação ferrífera silicificada. Os gnaisses tem uma composição hornblenda charno-enderbítica, textura granonematoblástica, com granulometria variando de 0,1 a 3,0 mm de comprimento, predominando 0,9 mm.

Constitui-se principalmente de quartzo amebóide (Fotomicrografia III.26), plagioclásio antipertítico, mirmequitas, hornblenda, opacos, além de apatita e zircão como acessórios. A hornblenda,

associada a raros cristais de hiperstênio e opacos, forma bandas de segregação, responsáveis pelo bandamento gnáissico da rocha.

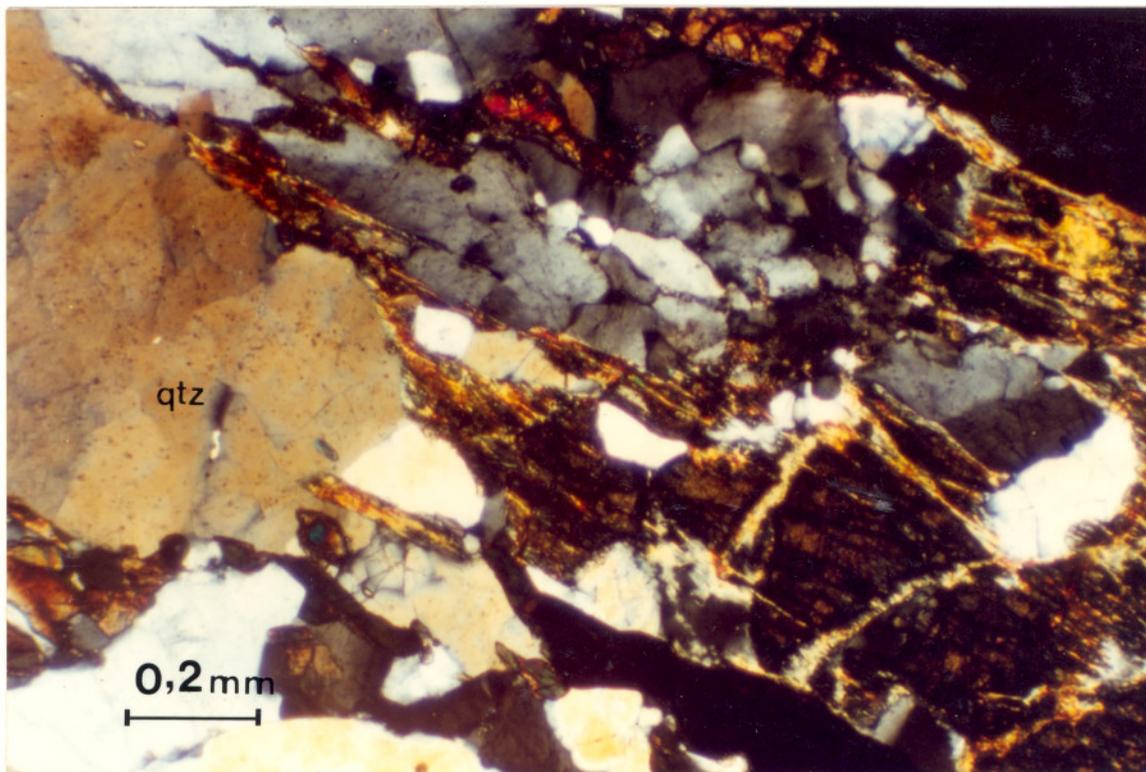
O quartzo (42%) é anédrico, apresenta-se fraturado com forte extinção ondulante e ocorre geralmente segregado em bandas.

O plagioclásio é também anédrico, apresenta-se às vezes poligonizado e antipertítico, fracamente geminado, fraturado, podendo ocorrer mirmequítico. Altera-se fracamente para sericita e inclui apatita.

A hornblenda (11%) é pleocróica de verde claro a verde escuro, geralmente anédrica, ocorrendo segregada em bandas orientadas. Ocorre também substituindo parcialmente o hiperstênio.

O hiperstênio ocorre num percentual da ordem de 4% é fracamente pleocróico de verde pálido a rosa pálido, anédrico e apresenta-se parcialmente bastitizado.

O opaco é a magnetita, ocorre em proporções volumétricas em torno de 1,5%, apresentando-se geralmente associado aos minerais ferromagnesianos.



Fotomicrografia III.26 - Quartzo amebóide e opx bastitizado, em hornblenda charno-enderbita encaixante (NC).

III.7 Discussões

As feições texturais descritas para os diferentes litotipos do CFM, permitem reconstruir a ordem de fracionamento mineral, onde a olivina foi claramente a primeira fase mineralógica a ser fracionada,

seguida pelo Cr-espinélio, ortopiroxênio, clinopiroxênio e, finalmente, pelo plagioclásio.

De acordo com Irvine (1979), dentro do sistema Ol-Cpx-Pl-Qz, 18 diferentes ordens de cristalização são possíveis, tomando-se por base os minerais; olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio e a cristalização fracionada desses minerais, segundo cada ordem de cristalização, produz uma sequência específica de produtos cumuláticos.

Assim, tomando-se por base a ordem de fracionamento definida para o CFM e a sequência cumulática definida por esta ordem (Irvine, *op. cit.*), torna-se possível propor uma coluna litoestratigráfica para o corpo, constituída por ol cumulos (na base), seguidos por opx cumulos, cpx-opx cumulos e, por fim, gabronoritos.

Entretanto, registra-se dentro da sequência cumulática sugerida por Irvine (*op. cit.*), a ausência de ol-opx cumulos entre os ol cumulos e opx cumulos, uma vez encontrados no corpo da fazenda Mirabela.

De acordo com Morse (1980), a coexistência de olivina e ortopiroxênio, como fases cumuláticas, não deve existir, considerando-se que a olivina reage periteticamente com o líquido para formar o ortopiroxênio, resultando na inexistência de ol-opx cumulos nos modelos experimentais.

A despeito dos modelos experimentais, sequências de ol cumulos, ol-opx cumulos e opx cumulos e mais precisamente a coexistência de ol e opx como fases cumuláticas, têm sido registradas em alguns corpos máficos-ultramáficos, à exemplo dos complexos de Stillwater (Jackson 1961 *apud* Morse 1980), Bushveld (Wager & Brown 1968) e Röna (Barnes 1986), dentre outros.

Jackson (1970 *apud* Morse 1980) acredita que a coexistência de olivina e ortopiroxênio como fases cumuláticas em ol-opx cumulos possa representar gradações entre ol e opx cumulos fisicamente misturados.

Morse (1980) também sugere que diferentes níveis de nucleação podem causar em algumas porções do líquido resfriado, uma persistência maior de cristalização de olivina que em outras ou que a cristalização de olivina possa persistir por um tempo, após o início da nucleação do ortopiroxênio.

Entretanto, os estudos realizados por Irvine (1970), levaram este autor a sugerir que altas condições de pressão devem permitir a cristalização cotética de olivina e ortopiroxênio, acompanhada progressivamente por uma relação peritética.

Assim como no complexo de Stillwater, a sequência de ol cumulos, ol-opx cumulos e opx cumulos do corpo da fazenda Mirabela apresenta-se, nas porções mais superiores, intercalada por repetições de ol-opx cumulos e opx cumulos, não muito frequentes, caracterizando um bandamento cíclico.

Entretanto, o bandamento mais marcante desse corpo é de natureza críptica, definido pela passagem gradual de um litotipo menos diferenciado para litotipos mais evoluídos.

Em todos os cumulos, das diferentes zonas, os ortopiroxênios mostram-se sempre euhédricos, com lamelas de exsolução de clinopiroxênio e variam, composicionalmente, de enstatita, para bronzita

e hiperstênio, dos cumulos mais ultramáficos para os mais máficos, demonstrando um decréscimo contínuo nos percentuais em Mg. Esse fato parece indicar a existência de uma continuidade entre as diferentes zonas mineralógicas descritas.

A presença constante de ortopiroxênio, nos diversos tipos litológicos que compõem o corpo, sugere que o magma original tenha sido saturado em sílica, provavelmente de natureza toleítica.

De acordo com Campbell (1985) a cristalização de ortopiroxênio em complexos máfico-ultramáficos, anteriormente ao cpx, caracteriza-se como um fenômeno típico de magmas toleíticos de ambientes continentais. Ainda segundo esse autor e também de acordo com Huppert & Sparks (1985), a presença de ortopiroxênio nesses corpos máficos-ultramáficos continentais estaria relacionada a fenômenos de contaminação crustal do magma parental por rochas encaixantes de natureza granítica. Segundo Cawthorn & Davies (1983), a adição de um componente silicoso a um magma basáltico primário, causa seu movimento para o campo de estabilidade dos ortopiroxênios, sendo esta uma característica comum de toleitos continentais.

A presença marcante de lamelas de exsolução de cpx, em parte dos cristais de ortopiroxênio, sugere que estes tenham sido originalmente pigeonitas, submetidas a um processo de inversão. Nesse caso, a presença dessas lamelas revela, para o CFM, um histórico de temperaturas elevadas e de cristalização e resfriamento lentos. Adicionalmente, os tamanhos desse mineral (até 1 cm de comprimento) e seu euhedralismo, reforçam esta história termal, pois parecem se relacionar ao lento resfriamento do corpo. Além disso, permitem sugerir que as encaixantes durante o resfriamento do CFM encontravam-se sob altas temperaturas de equilíbrio, uma vez que as pequenas dimensões do corpo parecem representar um pequeno volume de magma que não se resfriaria tão lentamente.

Esta longa história termal permitiu o desenvolvimento de várias feições de reequilíbrio sub-sólido destacando-se: o crescimento adcumulático em cpx-opx cumulos (de composição gabronorítica e bimodalidade granulométrica), representado por clinopiroxênios cumuláticos inclusos nas bordas de grandes cristais de ortopiroxênio cumulático; os intercrescimentos entre clinopiroxênios augita e diopsídio em cpx-opx cumulos (de composição websterítica); as lamelas de exsolução em ortopiroxênios; as desmisturações de espinélio nos plagioclásios em ol cumulos e ol-opx cumulos, as coroas de reação entre olivina e plagioclásio em ol cumulos, além das substituições, nas bordas de alguns piroxênios, para hornblenda, e de pirita por calcopirita.

É possível que algumas destas feições de reequilíbrio, como o desenvolvimento de algumas lamelas de cpx no opx em zonas de fraturas, o desenvolvimento de hornblenda nas bordas dos piroxênios, estejam ligadas a processos secundários, pós-magmáticos. Entretanto, feições de reequilíbrio são comuns a corpos máficos-ultramáficos e parecem em grande parte estar relacionadas ao próprio processo de resfriamento magmático.

A ocorrência de texturas em mosaico, observadas em alguns gabronoritos e deformações do tipo *kink bands* em alguns plagioclásios, indicam que o corpo foi submetido a esforços deformacionais,

especialmente nas proximidades do contato com as encaixantes. Essa deformação, no entanto, não atingiu as porções centrais do corpo, onde as texturas cumuláticas primárias mantiveram-se totalmente preservadas.

Considerando-se a possibilidade do corpo ter sido colocado num ambiente de altas condições de T e P (fácies granulito), seria de se esperar que o contato entre o corpo e as encaixantes se desse por uma fina borda de resfriamento ou até mesmo que essa borda de resfriamento estivesse ausente. As paragêneses granulíticas das rochas encaixantes (Barbosa 1986) e as raras ocorrências das rochas gabronoríticas finas no contato reforçam esta idéia.

A presença de quartzo intersticial e concentrações locais de hornblenda, em algumas dessas rochas gabronoríticas do contato, podem estar representando as interações entre o corpo máfico-ultramáfico e as rochas gnáissicas encaixantes, na zona de contato. Vale ressaltar que as encaixantes do corpo, principalmente na porção leste onde estes gabronoritos com hornblenda são encontrados, tem composição hornblenda charnoquítica.

Os sulfetos (pirrotita, pirita, calcopirita e pentlandita), que constituem uma zona mineralizada, formam uma assembléia típica magmática (Vermaak & Hendriks 1976). Estes são nitidamente pós-cumuláticos e ocorrem na transição entre a Zona Intermediária e a Zona Inferior, mais frequentemente associados aos ol-opx cumulos e opx cumulos.

Como já descrito anteriormente, nessa zona sulfetada são observadas feições de sucessão entre os sulfetos, com pirrotita ocupando, em geral uma posição central, circundada por pirita e calcopirita. Esta sucessão entre os sulfetos indica que o líquido sulfetado tenha se cristalizado como material intercumulático, em etapas distintas durante o processo de resfriamento magmático.

No horizonte Merensky, no complexo de Bushveld (África do Sul), os sulfetos ocorrem também zonados, sendo a forma mais típica representada por um núcleo de pirrotita circundada por um mosaico de cristais de pentlandita que, por sua vez, encontra-se envolvido por calcopirita (Vermaak & Hendriks *op.cit.*).

De acordo com Vermaak & Hendriks (*op. cit.*), os sulfetos zonados, neste horizonte, representa a ordem de cristalização iniciada do centro para as bordas, dentro do processo normal de cristalização magmática.

Sendo assim, a sucessão entre os sulfetos, observada no CFM, sugere que a pirrotita tenha sido o primeiro mineral sulfetado a se cristalizar, seguindo-se sucessivamente pela pirita e calcopirita.

Além dos sulfetos encontrarem-se zonados, eventualmente, são observadas substituições de pirita por calcopirita. De acordo com Deer *et al.* (1962), sob temperaturas mais baixas, uma pequena quantidade de Cu pode substituir o Fe. Desta forma, estas substituições revelam um reequilíbrio dessa paragênese sob condições de temperatura relativamente mais baixa.

IV - QUÍMICA MINERAL

IV - QUÍMICA MINERAL

IV.1 Introdução

A partir do estudo petrográfico foram selecionadas amostras de todos os tipos litológicos, presentes no CFM, para análises mineraloquímicas de 13 diferentes fases minerais, tanto de cúmulo como de pós-cúmulo. Foram selecionados os seguintes minerais: olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio, anfibólio, Cr-espinélio, micas, ilmenita, escapolita, pirita, calcopirita, pirrotita e pentlandita. A tabela IV.1 mostra a distribuição destas análises nos tipos litológicos observados.

TABELA - IV. 1. Distribuição das análises químicas de mineral por litotipo.

	OL Cumulato	OL-OPX Cumulato	OPX Cumulato	CPX-OPX Cumulato (Websterito)	CPX-OPX Cumulato (Gbn)	GBN *	GBN * FINO (Contato)	GBN * FINO (Dique)
Olivina	35	21	-	-	-	-	-	-
Opx	11	33	32	3	11	20	4	3
Cpx	8	12	16	12	11	20	5	2
Plag	7	-	16	4	5	24	5	2
Cr-Esp.	14	29	1	-	-	-	-	-
Anf.	3	2	2	-	3	5	2	-
Mica	2	3	3	-	-	4	-	-
Ilm.	-	-	-	-	-	1	2	-
Calcop.	-	2	2	-	-	-	-	-
Pirita	-	3	2	-	-	-	-	-
Pirrot.	-	2	2	-	-	-	-	-
Pentl.	-	3	-	-	-	-	-	-
Escap.	-	-	-	-	-	1	-	-
Total	80	110	76	19	30	75	18	7

* GBN - Gabronorito; Cr- Esp. - Cr espinélio, Anf. - Anfibólio, Ilm - Ilmenita, Calcop. - Calcopirita, Pirrot. - Pirrotita, Pentl. - Pentlandita, Escap. - Escapolita

Dentre essas análises, um total de 217 foram realizadas na microsonda CAMECA SX-50, do Instituto de Geociências (UFBA), onde foram determinados os percentuais em peso dos principais óxidos e os percentuais catiônicos, para fins de cálculo da fórmula estrutural.

Outras 198 determinações analíticas foram realizadas pelo professor José Haroldo S. Sá, em uma

microsonda JEOL do Departamento de Geologia da Universidade de Leicester (Inglaterra), tendo sido feitas determinações quantitativas em óxidos e silicatos para fins de cálculo da fórmula estrutural e determinações dos teores em Fe, Co, Ni, Cu, Zn e S de sulfetos.

Estas análises tiveram como objetivo: a determinação da composição química exata de alguns minerais identificados petrograficamente, a busca de parâmetros geoquímicos relacionados à litoestratigrafia do corpo, o estabelecimento de possíveis relações de cogeneticidade entre os diferentes litotipos e a definição, se possível, das condições teóricas de temperatura e pressão de equilíbrio de algumas fases mineralógicas, e conseqüentemente, as condições de temperatura e pressão a que esteve submetido o corpo.

IV.2 Olivina

Foram realizadas 56 análises desse mineral (Tabela X.2, em anexo) que, de um modo geral, apresenta-se subédrico, com formato ovalado e granulometria média variando de 1,0 a 3,0 mm de comprimento.

A olivina está presente em 2 tipos litológicos distintos: os olivina cumulos e os ol-opx cumulos.

Nos olivina cumulos as olivinas aparecem sob duas formas distintas:

- (a) em grãos que frequentemente se tocam, formando uma trama adcumulática, de composição mais dunítica, onde os teores em forsterita variam de 87 a 88%;
- (b) inclusas poiquiliticamente em grandes cristais pós cumuláticos (oikocristais), de clino e ortopiroxênio, em rochas ortocumuláticas, de composição lherzolítica a harzburgítica. Coroas de reação em torno das olivinas, constituídas por cristais de opx e cpx, aparecem nessas rochas, quando as olivinas estão em contato imediato com o plagioclásio intersticial. Essas olivinas apresentam teores em forsterita variáveis entre 80 e 85%.

Nos ol-opx cumulos, as olivinas ocorrem formando tramas ad, meso e ortocumuláticas, com teores em forsterita variáveis entre 86 e 87%, em testemunhos de furos de sondagem, e da ordem de 83%, em amostras de superfície.

Observa-se, de uma maneira geral, que essas olivinas não são zonadas, não revelando diferenças composicionais significativas entre o centro e as bordas.

Os teores mais elevados em forsterita, nas olivinas das rochas de composição mais dunítica, em relação às olivinas das rochas de composição lherzolítica e harzburgítica, indicam, para essas últimas, uma posição estratigráfica superior.

A presença de seqüências de ol cumulos e ol-opx cumulos, em testemunhos de furos de sondagem, com teores em forsterita mais elevados (86-88%) e o reaparecimento desta mesma seqüência

de rochas, em superfície, com teores em forsterita mais baixos (80-85%), parece indicar a existência de um bandamento cíclico no corpo. Considerando que as olivinas das rochas de superfície não apresentam qualquer evidência de modificação por processos secundários (serpentinização, carbonatização, etc.), os teores mais baixos de Fo podem significar uma retomada dos processos e condições de cristalização das rochas olivina cumuláticas e olivina ortopiroxênio cumuláticas, em níveis mais superiores.

Vale à pena ressaltar, que a repetição de níveis de olivina cumulos e ol-opx cumulos é comumente observada em complexos estratificados, à exemplo de Stillwater (Jackson 1961 *apud* Morse 1980).

Segundo Jackson & Thayer (1972), os teores em forsterita de olivinas, determinados para rochas ultramáficas em geral, variam de 75 a 94% em complexos estratificados, de 74 a 93% em complexos concêntricos (tipo Alaska), de 88 a 94% nos complexos alpinos harzburgíticos e de 87 a 94% nos complexos alpinos lherzolíticos.

Os teores em forsterita encontrados nas olivinas do CFM, variam de 80 a 88%, estando, portanto, dentro dos limites observados para complexos estratificados e concêntricos, não sendo compatíveis com aqueles descritos para corpos máfico-ultramáficos do tipo alpino.

De acordo com Green (1981) (*apud* Cawthorn & Davies 1983), olivinas fracionadas de magmas primários, gerados à partir da fusão parcial de um manto peridotítico, e que mantenham relações de equilíbrio com o manto-fonte, devem apresentar teores mínimos em forsterita da ordem de 88%. Esse valor corresponde ao teor máximo de forsterita detectado em olivinas do nível basal do CFM, indicando que o magma-fonte que deu origem a esse corpo estava em equilíbrio com o manto e que, provavelmente, não sofreu uma história significativa de fracionamento anterior a sua evolução para formar o CFM.

As dificuldades encontradas para a definição da composição geoquímica do líquido parental, de rochas que sofreram processo de acumulação gravitacional, tem sido um grande problema no estudo dos complexos cumuláticos, notadamente daqueles onde não são encontradas margens resfriadas ou mesmo diques tardios cogenéticos. Essa dificuldade resulta da evolução anômala que o líquido sofre durante um processo de fracionamento gravitacional, gerando corpos de rocha que vão ficando isoladas do magma, à excessão da última fração a se acumular, que mantém relações de equilíbrio com o líquido que a gerou.

Várias tem sido as tentativas em se definir o líquido original em sequências cumuláticas, destacando-se os trabalhos de Weaver *et al.* (1981), Cawthorn & Davies (1983), Morse (1979), Morse (1980), Irvine (1979), Roeder & Emslie (1970), Cocherie (1986), dentre outros. De acordo com Roeder & Emslie (*op. cit.*) e Irvine (*op. cit.*), a composição da olivina pode ser usada para determinar a razão Mg/Fe^{+2} do líquido a partir do qual foi cristalizada, ou seja do magma-fonte. Um dos artificios geoquímicos utilizados para se obter essa razão é a utilização do conceito de **coeficiente da partição**, que representa a razão da concentração de um determinado elemento entre duas fases em equilíbrio.

Essa razão é dependente de vários fatores, notadamente das variações de temperatura, pressão e composição do magma (McIntire 1963; Banno & Matsui 1973) e tem sido calculada experimentalmente apenas para um grupo muito restrito de elementos em alguns poucos minerais, sob condições muito limitadas de temperatura, pressão e composição.

De acordo com esse conceito, a concentração de um determinado elemento X num líquido magmático α está diretamente relacionada ao valor do coeficiente de partição entre o magma α e uma ou mais fases sólidas β , com as quais ele está em equilíbrio.

Essa relação pode ser descrita pela equação:

$Kd \frac{\alpha/\beta}{\beta/\alpha} = \frac{C_x^\alpha}{C_x^\beta}$ onde C_x^α e C_x^β representam as concentrações do elemento X no líquido α e no sólido β , respectivamente.

Dessa forma, o passo inicial para o cálculo da razão Mg/Fe⁺² no líquido é o cálculo do coeficiente de partição desses elementos entre o magma e uma fase mineralógica que tenha estado, indubitavelmente, em equilíbrio com o magma.

Como já foi discutido anteriormente, os teores em forterita das olivinas do nível basal do CFM apontam para relações de equilíbrio com o magma-fonte e, conseqüentemente, a olivina pode ser utilizada nesse cálculo através da relação:

$$Kd = \frac{X_L^{Mg} / X_L^{Fe^{+2}}}{X_{ol}^{Mg} / X_{ol}^{Fe^{+2}}}, \text{ onde}$$

$$X_L^{Mg} = \frac{Mg}{Mg + Fe^{+2}} \text{ no líquido}$$

$$X_L^{Fe^{+2}} = 1 - X_L^{Mg} \text{ no líquido}$$

$$X_{ol}^{Mg} = \frac{Mg}{Mg + Fe^{+2}} \text{ na olivina}$$

$$X_{ol}^{Fe^{+2}} = 1 - X_{ol}^{Mg} \text{ na olivina}$$

A literatura geológica fornece os valores obtidos experimentalmente para o **Kd** entre a olivina e o líquido magmático, os quais situam-se na faixa de 0,3 a 0,36, para líquidos de composição basáltica e, mais especificamente, em torno de 0,31, para líquidos com razão Mg/Fe⁺² altas (Irvine 1979).

Substituindo o **Kd** da equação abaixo pelo valor 0,31, proposto por Irvine (*op. cit.*), temos:

$$0,31 = \frac{X_L^{Mg} / X_L^{Fe^{+2}}}{X_{ol}^{Mg} / X_{ol}^{Fe^{+2}}}$$

Utilizando-se nessa equação os valores de Mg e Fe^{+2} obtidos para as olivinas de mais alto teor forsterítico (Fo 88), encontradas no CFM, chega-se ao valor 2,3, equivalente à razão Mg/Fe^{+2} , teórica, do líquido magmático de origem.

Este resultado é apenas um pouco inferior ao valor de 2,6, encontrado através do mesmo método, para a razão Mg/Fe^{+2} dos líquidos magmáticos que teriam dado origem aos complexos intrusivos estratificados de Muskox e Bushveld (Irvine *op. cit.*; Cawthorn & Davies 1983). A similaridade dos valores obtidos permite, *a priori*, pensar-se numa filiação igualmente toleítica para o CFM.

O valor da razão Mg/Fe^{+2} , calculado para os gabronoritos finos do contato, com base na análise química de rocha total, foi da ordem de 0,94, para o contato sul e de 2,0 para o contato norte.

Ambas as rochas de contato podem representar a margem resfriada da intrusão e conseqüentemente o líquido primário, entretanto, apenas o gabronorito fino do contato norte, apresenta uma razão Mg/Fe^{+2} próxima da calculada para o líquido magmático original. Algumas feições petrográficas, tais como: concentrações locais de hornblenda e a presença de quartzo intersticial, encontradas no gabronorito fino do contato sul, sugerem, no entanto, que este tenha sido modificado por interações com as encaixantes, o que, conseqüentemente, modificaria a sua razão Mg/Fe^{+2} original.

Os teores em NiO encontrados nas olivinas de rochas olivina cumuláticas do CFM, são relativamente elevados, variando de 0,3 a 0,5% (Fig. IV.1). Estes valores são em parte compatíveis com aqueles encontrados em intrusões estratificadas normais, tal como proposto por Fleet *et al.* (1977).

IV.3 Ortopiroxênio

Um total de 114 análises foram realizadas em cristais de opx (Tabela X.3, em anexo), os quais ocorrem no CFM, em todos os litotipos, sob 4 formas distintas:

(a) pós-cumulático, em ol cumulosos, apresentando-se intersticial e também sob a forma de oikocristais anédricos que incluem poiquiliticamente cristais cumuláticos de olivina. É comum, nesse caso, a presença de lamelas de exsolução de cpx. Os teores de En encontrados para esses cristais de opx variam entre 81 e 88%.

(b) cumulático, em ol-opx cumulatos, opx cumulatos, cpx-opx cumulatos e gabronoritos. Os cristais exibem lamelas de exsolução de cpx e são, em geral, mais enriquecidos em Ca no centro (0,07 a 0,1%) que nas bordas (0,01 a 0,03%). Os teores de En variam, dos litotipos mais diferenciados para os menos diferenciados, de 66 a 88%.

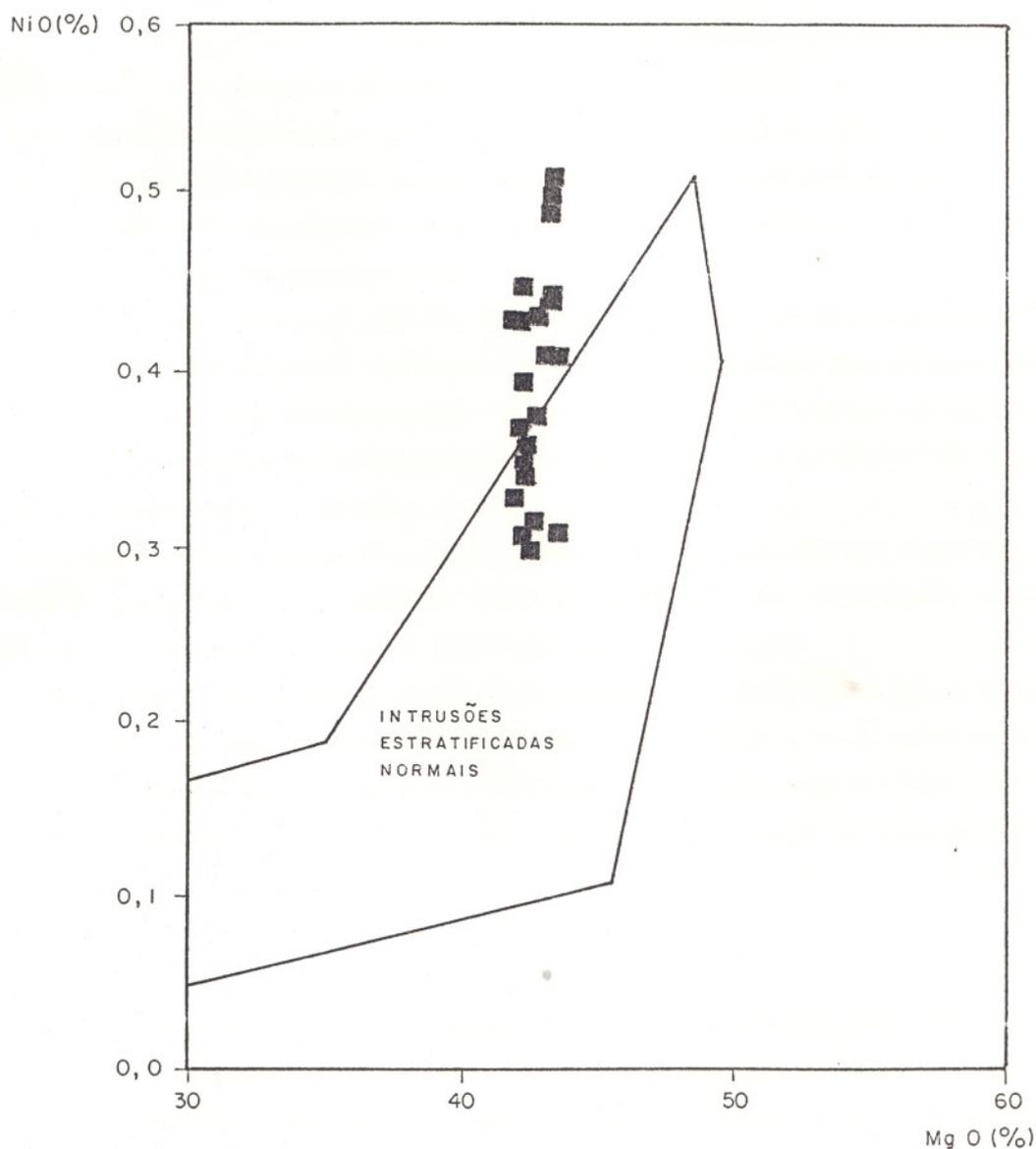


Fig. IV. 1 - Teores em MgO versus NiO para as olivinas do CFM, onde o campo das intrusões estratificadas normais é definido por Fleet *et al.* (1977) (*apud* Barnes 1986). Símbolo: quadrado cheio → ol cumulato.

(c) na porção interna de coroas de reação entre olivinas e plagioclásio, em ol cumulosos. Os cristais dispõem-se radialmente em torno da olivina quando esta encontra-se em contato com plagioclásio. Os teores de En encontrados situam-se na faixa de 81 a 86%.

(d) num arranjo em mosaico, juntamente com o cpx, em rochas gabronoríticas finas. Exibe teores de En que variam de 45 a 58%.

O ortopiroxênio, nos testemunhos de furos de sondagem, em sequências de ol cumulosos e ol-opx cumulosos, possui teores de En variando entre 88% e 86%, respectivamente. Estas mesmas sequências litológicas reaparecem em superfície, com teores de En mais baixos, variando de 81% a 86%. Este comportamento é similar ao observado na olivina, nos mesmos litotipos, e também parece apontar para a existência de um fenômeno de bandamento cíclico no corpo.

Vale a pena ressaltar a presença, em alguns dos piroxênios pós-cumuláticos de ol cumulosos, de inclusões de lamelas micrométricas, de um mineral não identificável petrograficamente. Entretanto, as análises dessas inclusões, na microsonda eletrônica, revelaram a presença de teores elevados de Al_2O_3 e MgO, permitindo supor-se que essas inclusões sejam de espinélio.

De acordo com Deer *et al.* (1978), inclusões de espinélio no ortopiroxênio são resultantes de processos de exsolução. Moore (1968) (*apud* Deer *et al.* 1978) acredita que a exsolução de espinélio no ortopiroxênio representa o primeiro estágio da transformação deste mineral em espinélio e stishovita a altas pressões. Desta forma, esta característica leva a crer que o corpo da fazenda Mirabela tenha sido colocado sob condições de alta pressão.

A composição dos ortopiroxênios das coroas de reação, não diferem muito da composição dos piroxênios pós-cumuláticos coexistentes. Seus teores de En são semelhantes e apenas o Cr_2O_3 apresenta-se em teores mais baixos, nos cristais das coroas de reação.

De uma maneira geral, o opx ocorre desde os membros peridotíticos até os membros gabróicos, com percentuais de En que variam continuamente de 88% a 45% (Fig. IV.2). Este *trend* composicional, encontrado para os ortopiroxênios cumuláticos, indica que o conteúdo em MgO do magma diminuiu continuamente, em direção aos gabros, confirmando a sequência litoestratigráfica anteriormente estabelecida. O empobrecimento em Mg e consequente enriquecimento em Fe dos ortopiroxênios, na direção do topo estratigráfico, sugere para o CFM uma afinidade toleítica.

Hess (1941), Brown (1967) e Boyd & Schaires (1964) (*apud* Dick 1977) demonstraram que os piroxênios de diferentes intrusões estratificadas toleíticas apresentavam uma grande variação química, sistemática, dentro do quadrilátero dos piroxênios. Estes autores demonstraram também que o *plot* da composição dos ortopiroxênios configurava um *trend* paralelo à base do quadrilátero, dado pela ligação En-Fs, a exemplo do complexo de Bushveld (África do Sul). Estas características podem ser facilmente observadas nos ortopiroxênios do CFM quando suas composições são lançadas neste diagrama (Figs. IV.3 e IV.4).

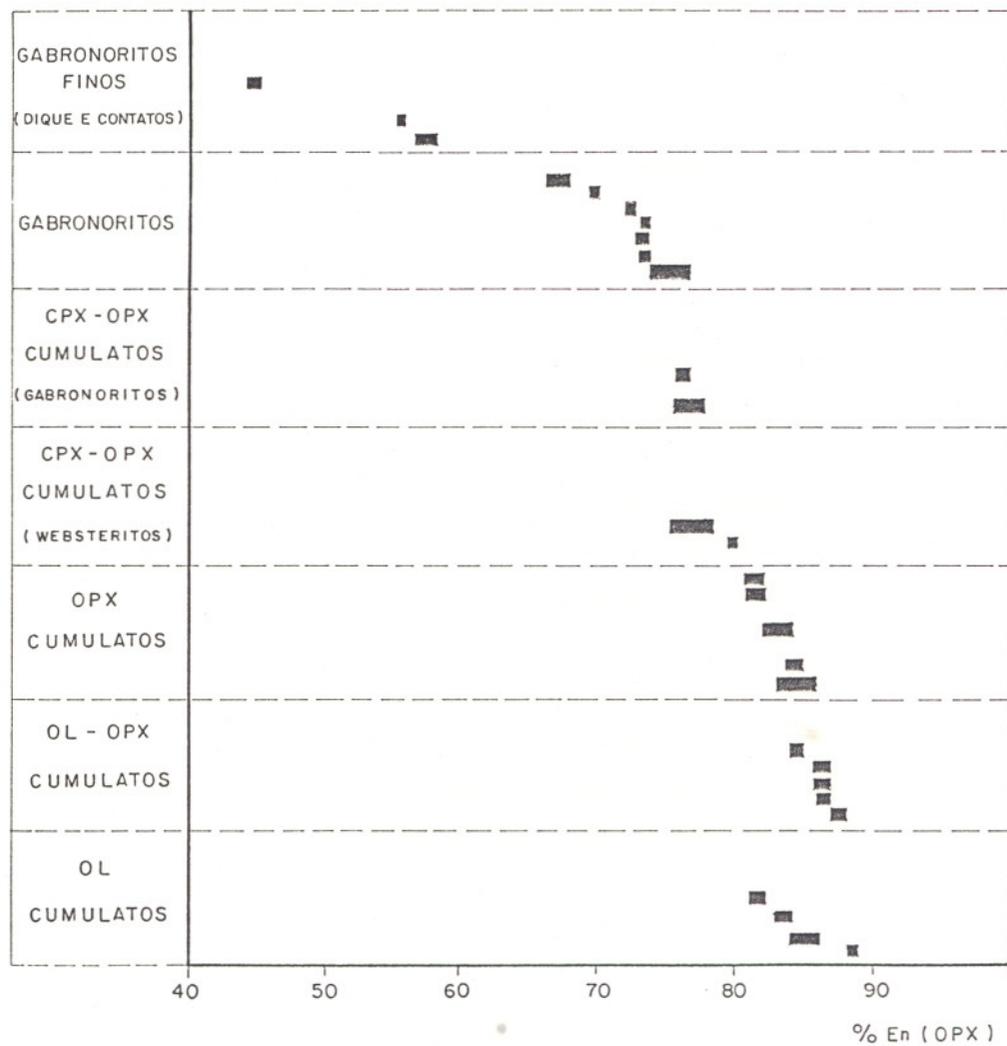


Fig. IV.2 - Variação dos percentuais em En nos ortopiroxênios do CFM.

É interessante notar que os cristais de opx de peridotitos de complexos alpinos apresentam uma variação composicional limitada (Dick 1977) e que os valores encontrados para as ultramáficas do CFM são visivelmente inferiores aos descritos para complexos deste tipo (Fig. IV.4).

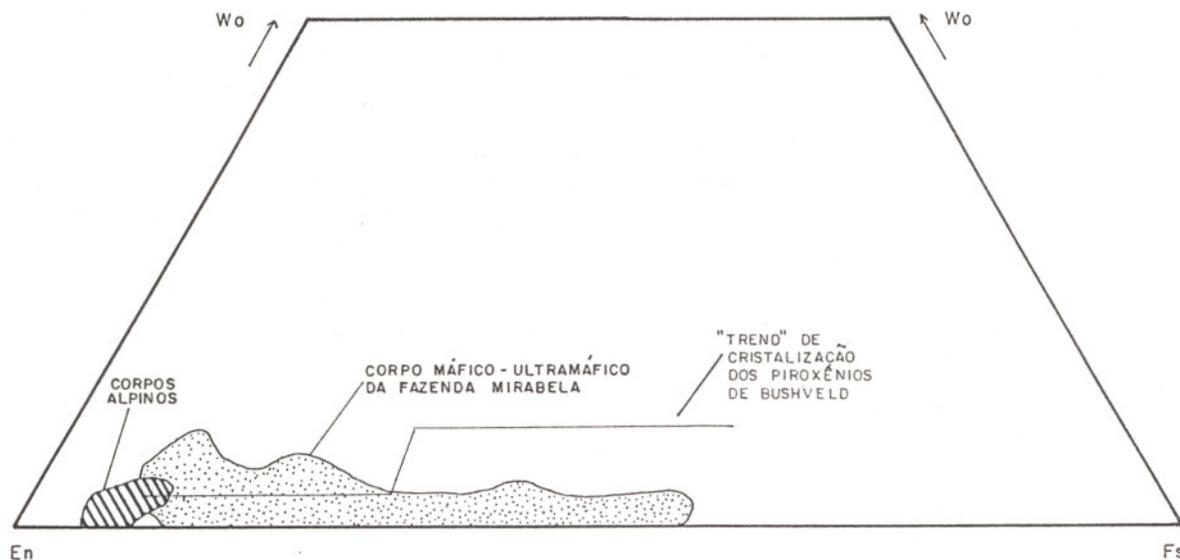


Fig.IV.3 - Distribuição composicional dos ortopiroxênios em rochas ultramáficas de corpos alpinos (Dick 1977), intrusões estratificadas, a exemplo de Bushveld (Atkins 1969), e no CFM.

IV.4 Clinopiroxênio

Cerca de 84 análises químicas foram realizadas em cristais de cpx (Tabela X.4, em anexo), uma fase mineralógica presente em, praticamente, todos os tipos litológicos do CFM, muito embora ocorra em percentuais muito baixos nas rochas ultramáficas. São observadas seis (6) diferentes formas de ocorrência do cpx:

(a) como cristal pós-cumulático, em ol cumulos, ol-opx cumulos e opx cumulos. Nesse caso, apresenta-se sob a forma de grandes placas, opticamente contínuas, incluindo poiquiliticamente cristais de olivina e/ou ortopiroxênio. Ocorre também em cristais intersticiais à olivina e ao opx. Trata-se de cristais de augita, endiopsídio e diopsídio, cuja composição varia de En 45 a 57%, Fs 5 a 12% e Wo 31 a 50% (Fig. IV.4).

(b) como cristal cumulático, em cpx-opx cumulos de composição websterítica, cpx-opx cumulos de composição melanogabronorítica e gabronoritos. Nos cumulos de composição websterítica observa-se a existência de um intercrescimento entre um clinopiroxênio mais cálcico (En 42 a 45%, Fs 5 a 9% e

Wo 47 a 50%) com um menos cálcico (En 47 a 62%, Fs 8 a 15% e Wo 23 a 45%). Nos cpx-opx cumulatos de composição melanogabronorítica e nos gabronoritos, as composições variam de En 40 a 46%, Fs 6 a 13% e Wo 44 a 50%. Alguns cristais exibem, excepcionalmente, composição variando de En 57 a 64%, Fs 12 a 21% e Wo 15 a 31%.

(c) num arranjo em mosaico, juntamente com opx, em rochas de composição gabronorítica. Nesta situação a composição varia de En 31 a 37%, Fs 16 a 21% e Wo 47 a 48%.

(d) sob a forma de lamelas de exsolução nos ortopiroxênios, em praticamente todos os tipos litológicos do CFM, exceto nas rochas gabronoríticas com textura em mosaico. Neste caso, a composição do clinopiroxênio varia de En 41 a 45%, Fs 5 a 11% e Wo 47 a 50%.

(e) constituindo a parte externa das coroas de reação que ocorrem entre olivina e plagioclásio. A composição desses cristais situa-se em torno de En 45%, Fs 6% e Wo 49%.

(f) em cristais cumuláticos, de composição pigeonítica (En 79%, Fs 13%, Wo 8%), em opx cumulatos. Este tipo composicional é bastante raro no CFM e, considerando a presença predominante de cristais de opx com lamelas de exsolução de cpx em todas as litologias, esses cristais de pigeonita podem constituir uma relíquia de antigos cristais que, em sua quase totalidade, sofreram inversão para ortopiroxênio.

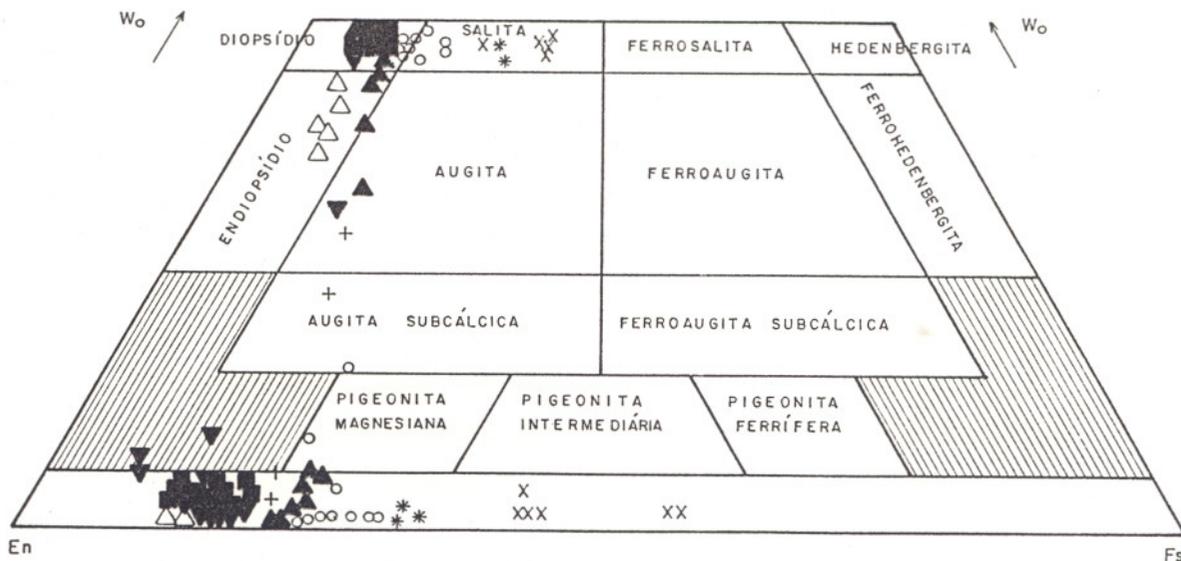


Fig. IV.4 - Variação composicional dos piroxênios do CFM dentro do quadrilátero dos piroxênios (Poldervaart & Hess 1951). Símbolos: quadrado cheio → ol cumulato, triângulo vazado → ol-opx cumulato, triângulo cheio invertido → opx cumulato, cruz → cpx-opx cumulato de composição websterítica, triângulo cheio → cpx-opx cumulato de composição gabronorítica, círculo → gabronorito, X → gabronorito fino do contato, asterisco → dique gabronorítico fino.

Os percentuais em peso de Al_2O_3 dos cristais de cpx de diferentes tipos litológicos, variam de 0,94 a 6,61 %, estando principalmente entre 2 e 4,5%. De acordo com Jackson & Thayer (1972), os percentuais de Al_2O_3 neste mineral variam em complexos estratificados de 1,5% a 3,5% , em intrusões concêntricas de 1,0% a 7,0% e em corpos alpinos de 1% a 11% . De acordo com esses dados, pode-se concluir que os clinopiroxênios do CFM encontram-se com teores em Al_2O_3 mais elevados que os complexos estratificados normais. Esses teores assemelham-se, entretanto, aos encontrados na intrusão de Tverrfjell, Noruega (Barnes 1986) e no complexo máfico-ultramáfico de Piên, Paraná (Girardi & Ulbrich 1980), sendo comparáveis aos de cpx cristalizados em condições de alta pressão e temperatura (Wilkinson 1975)

Dados experimentais sobre piroxênios cristalizados a altas pressões, a partir de líquidos basálticos, confirmam e reforçam que o conteúdo em Al_{VI} dos piroxênios reflete, em grande parte, as condições de pressão a que esteve submetido (Thompson 1974 *apud* Wilkinson 1975).

IV.5 Plagioclásio

Foram realizadas 63 determinações químicas em cristais de plagioclásio (Tabela X.5, em anexo), mineral este encontrado no CFM sob 4 diferentes formas:

- (a) pós-cumulático, em ol cumulosos, opx cumulosos, cpx-opx cumulosos (principalmente aqueles de composição websterítica) e, menos frequentemente, em ol opx cumulosos. Nessas litologias o plagioclásio é intersticial e possui teores em anortita variando de 32,6 a 79,7%.
- (b) pós-cumulático, sob a forma de grandes placas opticamente contínuas, incluindo poiquiliticamente cristais de opx e cpx de *cumulus* , em cpx-opx cumulosos de composição melanogabronrítica e bimodalidade granulométrica. Aqui, os teores em An variam de 59,1 a 61,3%.
- (c) cristais cumuláticos em gabronoritos, apresentando valores de anortita entre 54,3 e 77,7%.
- (d) num arranjo em mosaico, juntamente com opx e cpx, em rochas gabronoríticas, onde os teores em anortita variam de 46,3 a 58,7%.

Nos ol cumulosos e nos ol-opx cumulosos, o plagioclásio exibe uma coloração escura, decorrente, à exemplo de alguns cristais de opx, da presença de lamelas micrométricas de um mineral que em análises por microsonda revela possuir teores elevados de Al_2O_3 e MgO que apontam para a composição de um espinélio.

De acordo com Wass (1973), o plagioclásio, quando cristalizado em níveis crustais profundos, em rochas cumuláticas, incorpora significativas quantidades de MgO e FeO. Com a ascensão destes cumulosos para níveis crustais mais superiores, este mineral, sofre um processo de desmisturação para espinélio, em decorrência das mudanças nas condições de T e P.

Dessa forma, a presença de desmisturações para espinélio nos plagioclásios pós-cumuláticos, em

ol cumulos e ol-opx cumulos, são feições indicativas das altas condições de pressão a que esteve submetido o CFM durante sua cristalização.

Nestes tipos litológicos, o plagioclásio e a olivina encontram-se separados por coroas de reação, constituídas por ortopiroxênio, em contato direto com a olivina, e clinopiroxênio, em contato com plagioclásio. O plagioclásio, em situações deste tipo, apresenta um conteúdo em anortita variável entre 32,6 e 44,6%, com teores em An geralmente mais baixos nas bordas que no centro do mineral. Os teores mais baixos em anortita, na borda em relação ao centro destes plagioclásios, parecem refletir a retirada parcial do CaO para a cristalização do clinopiroxênio das coroas de reação.

De uma maneira geral, os plagioclásios pós-cumuláticos mostram uma diversidade composicional muito grande (os teores em anortita variam de 32,6 a 79,7%). Esta característica parece ser comum aos complexos estratificados, como demonstrado pelos plagioclásios pós-cumuláticos do complexo de Bushveld, África do Sul (Biondi 1986) e no complexo de Giles, Austrália (Balhaus & Berry 1991).

No complexo de Giles, que constitui um exemplo de intrusão diferenciada sob condições de média a alta pressão, os teores em anortita dos plagioclásios pós-cumuláticos variam de 35 a 70% (Balhaus & Berry, 1991). Esses teores são compatíveis com aqueles observados no CFM.

Os percentuais em peso de K_2O , nos plagioclásios cumuláticos e pós-cumuláticos, são relativamente baixos, variando de 0,02 a 0,69%.

IV.6 Espinélio de Cromo

Foram efetuadas 44 análises nos espinélios de Cr (Tabela X.6, em anexo) que ocorrem, predominantemente, em ol cumulos e ol-opx cumulos e mais raramente em opx cumulos.

As razões $Cr/(Cr+Al)$ obtidas a partir das análises desse mineral, variam de 0,1815 a 0,5973, em ol cumulos e ol-opx cumulos, sendo da ordem de 0,61 no opx cumulo. Estas razões são semelhantes às encontradas para a intrusão de Tverrfjel, Noruega onde variam de 0,29 a 0,50 (Barnes 1986) e no complexo de Niquelândia, Brasil, onde variam de 0,2 a 0,6 (Girardi *et al.* 1986). Em todos estes casos observa-se que estes espinélios são mais aluminosos que os de outras intrusões estratificadas. Esta feição pode ser vista na figura IV.5, onde o campo para as intrusões estratificadas foi delimitado com base nos espinélios de Bushveld (África do Sul), Great Dyke (Zimbabwe), Stillwater (EUA) e Skaergaard (Groelândia), além de também incluir os espinélios de intrusões tipo Alaska e de alguns komatiitos (Dick & Bullen 1984, modificado de Irvine 1967).

Eales & Marsh (1983) (*apud* Barnes 1986) acreditam que o alto conteúdo em Al nos espinélios de cromo de complexos estratificados, encontra-se relacionado a condições de pressão elevada. Segundo esses autores, o aumento na pressão leva à diminuição do campo de estabilidade do plagioclásio, o que acarreta num aumento da quantidade em Al nas fases que permanecem estáveis, a exemplo da cromita. Desta forma, as baixas razões $Cr/(Cr+Al)$, encontradas para o CFM, sugerem que

este se formou a pressões maiores que as intrusões estratificadas normais.

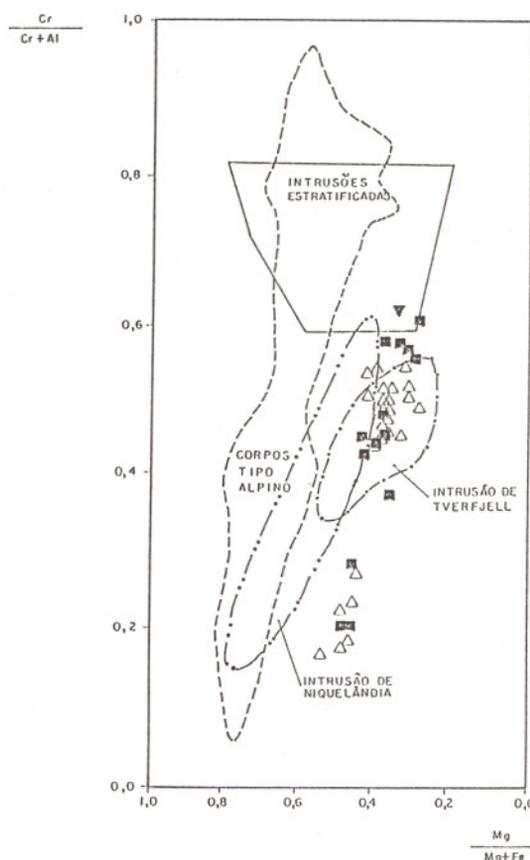


Fig. IV.5 - Razões $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ versus $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ nos espinelos de Cr do CFM. Os campos para os corpos alpinos e intrusões estratificadas baseiam-se em Dick & Bullen (1984) após Irvine (1967), Niquelândia (Go) em Rivalenti *et al* (1982) e Tverfjell (Noruega) em Barnes (1986). Símbolos como na figura IV.4.

IV.7 Anfibólios

Foram feitas 17 determinações analíticas deste mineral (Tabela X.7, em anexo), o qual aparece no CFM sob 3 diferentes formas:

- (a) nos ol cumulatos e ol-opx cumulatos, principalmente nos peridotitos mais superiores, aparecendo associado à flogopita, geralmente em aglomerados de cristais, preenchendo espaços intersticiais.
- (b) em opx cumulatos, cpx-opx cumulatos, e gabronoritos, nas bordas dos piroxênios, substituindo-os.
- (c) em gabronoritos finos, geralmente nas amostras do contato.

Nos olivina cumulos e ol-opx cumulos, o anfíbólio é, de acordo com a classificação de Leake (1978), sódico-cálcico (Fig. IV.6), com composição do tipo magnésio catoforita e magnésio taramita. Esta classificação reflete os teores mais elevados em Na. Vale à pena ressaltar que os plagioclásios pós-cumuláticos coexistentes apresentam baixos teores em anortita, indicando também um percentual relativamente alto em Na. Isso pode ser interpretado como uma evidência de que um conteúdo elevado em Na tenha sido uma característica do líquido intercumulático nesse estágio de evolução do corpo.

Nos opx cumulos, cpx-opx cumulos e gabronoritos, a composição dos cristais de anfíbólio é cálcica (Fig. IV.6), podendo ser classificados, de acordo com Leake (1978), em magnésio-hornblenda, hornblenda edenítica e hornblenda pargasítica.

Nas rochas gabronoríticas do contato, o anfíbólio classifica-se também como cálcico, de composição ferroan-pargasítica (Fig. IV.6), portanto, com razões $Mg/Mg+Fe^{+2}$ inferiores às dos tipos anteriormente descritos.

No diagrama Al_{VI} versus Si (Fig. IV.7), proposto por Leake (1965), esses anfibólios plotam no campo dos anfibólios ígneos e metamórficos. Ainda neste mesmo diagrama, observa-se que as pressões a que estes anfibólios estiveram submetidos não ultrapassam os valores de 5 Kb (Raase 1974), a despeito das evidências de condições de pressão relativamente elevadas, já mencionadas, durante a cristalização do CFM.

Os valores de Ti destes anfibólios são relativamente elevados, variando entre 0,18 e 0,568 (valor médio de 0,279) e podem estar relacionados a altos valores de temperatura. O teor mais elevado em Ti encontra-se relacionado aos anfibólios acastanhados dos ol cumulos, que possuem um aspecto textural ígneo. Vale notar que, estes anfibólios encontram-se como fases cristalizadas à partir do líquido intercumulático, estando, sua composição, principalmente relacionada à disponibilidade composicional deste líquido. Este fato poderia, talvez, explicar os baixos valores de pressão encontrados no diagrama Al_{VI} versus Si. Os valores mais baixos em Ti, são encontrados em hornblendas que ocorrem nas bordas dos piroxênios, de provável origem metamórfica.

De acordo com Leake (1965), os anfibólios ígneos costumam conter mais titânio que os metamórficos. Leake (1965) e Raase (1974) acreditam também que o conteúdo em Ti aumenta com a temperatura do metamorfismo, estando os teores em Ti encontrados, dentro da faixa de composição das rochas reequilibradas dentro do fácies metamórfico anfíbolito alto a granulito.

IV.8 Micas

Foram realizadas 12 análises químicas neste mineral (Tabela X.8, em anexo), o qual ocorre principalmente em ol cumulos e ol-opx cumulos e menos frequentemente, em opx cumulos e gabronoritos.

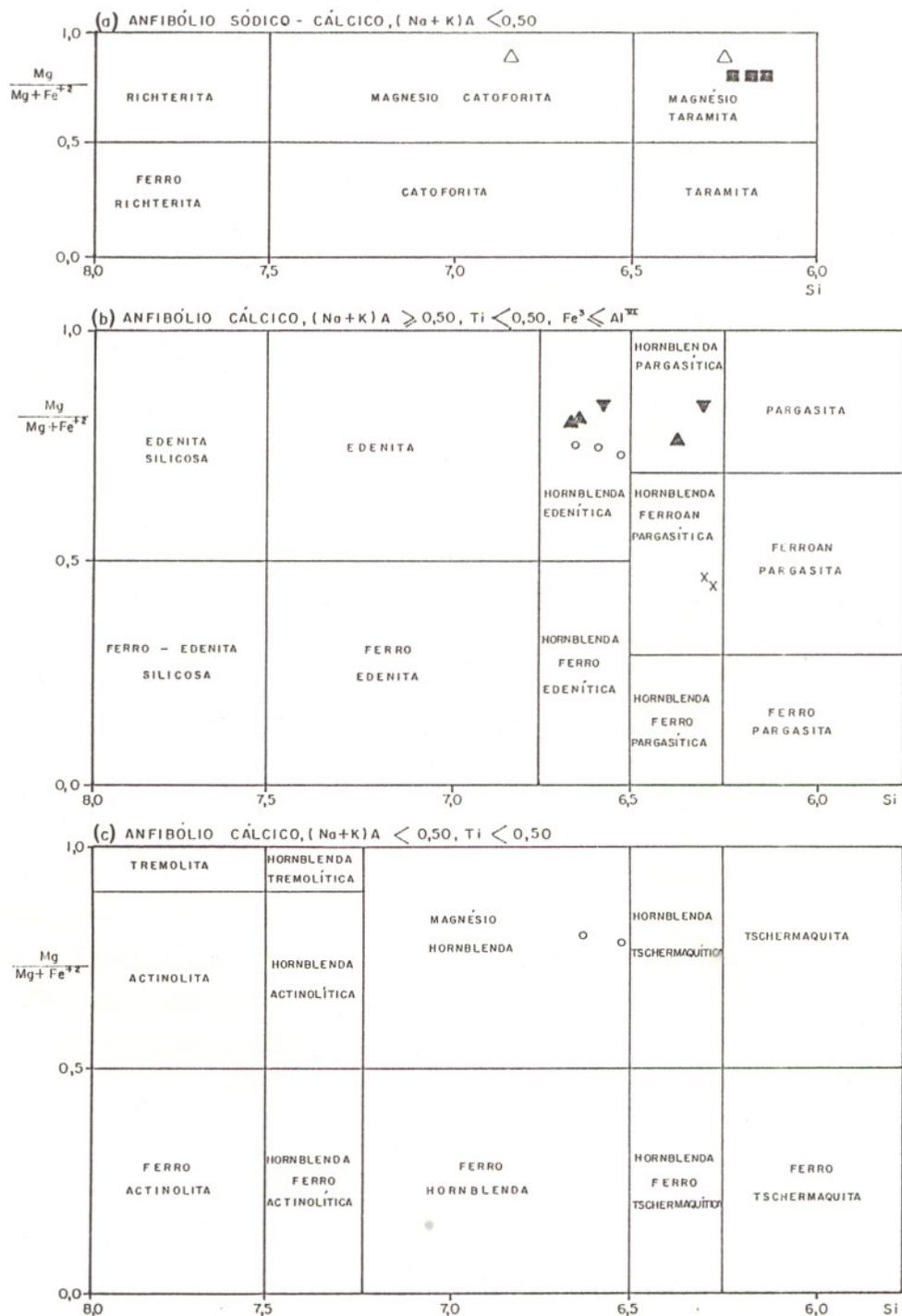


Fig. IV.6 - Classificação dos anfibólios encontrados no CFM, segundo Leake (1978): (a) anfibólio sódico-cálcico $(Na+K)_A < 0,50$; (b) anfibólio cálcico $(Na+K)_A \geq 0,5$; (c) anfibólio cálcico $(Na+K)_A < 0,5$. Símbolos como na figura IV. 4.

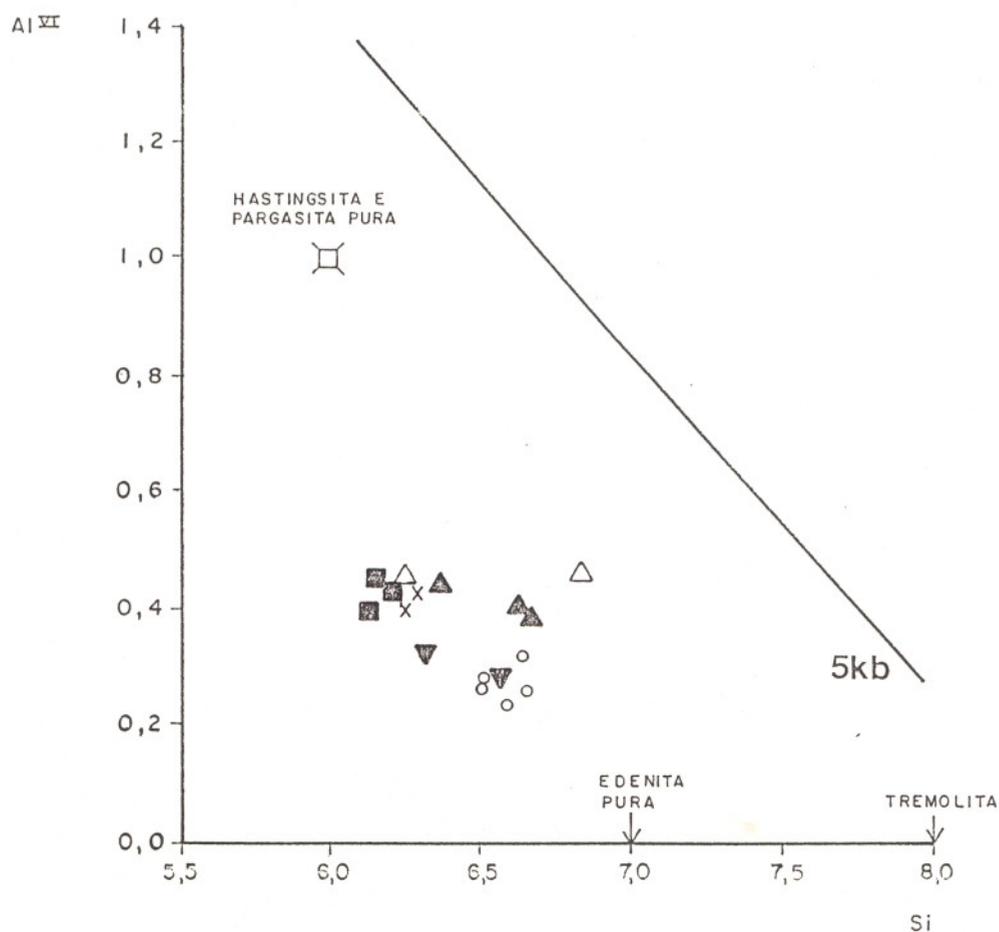


Fig. IV.7 - Anfibólios do CFM no diagrama proposto por Leake (1965). A reta representa, segundo Raase (1974), o limite de 5kb. Símbolos como na figura IV.4.

Nos ol cumulos e ol-opx cumulos as micas ocupam posição intersticial. Ocorre associada ao anfibólio, formando agregados de palhetas, ou nas bordas dos piroxênios, substituindo-os. Em rochas gabronoríticas, ocorrem, por vezes, em finas palhetas cortando outros minerais.

Os valores analíticos dessas micas, quando projetados no quadrilátero flogopita-anita-siderofilita-eastonita (Speer 1984), plotam no campo das flogopitas, observando-se um enriquecimento em Mg nas rochas mais ultramáficas (Fig. IV.8).

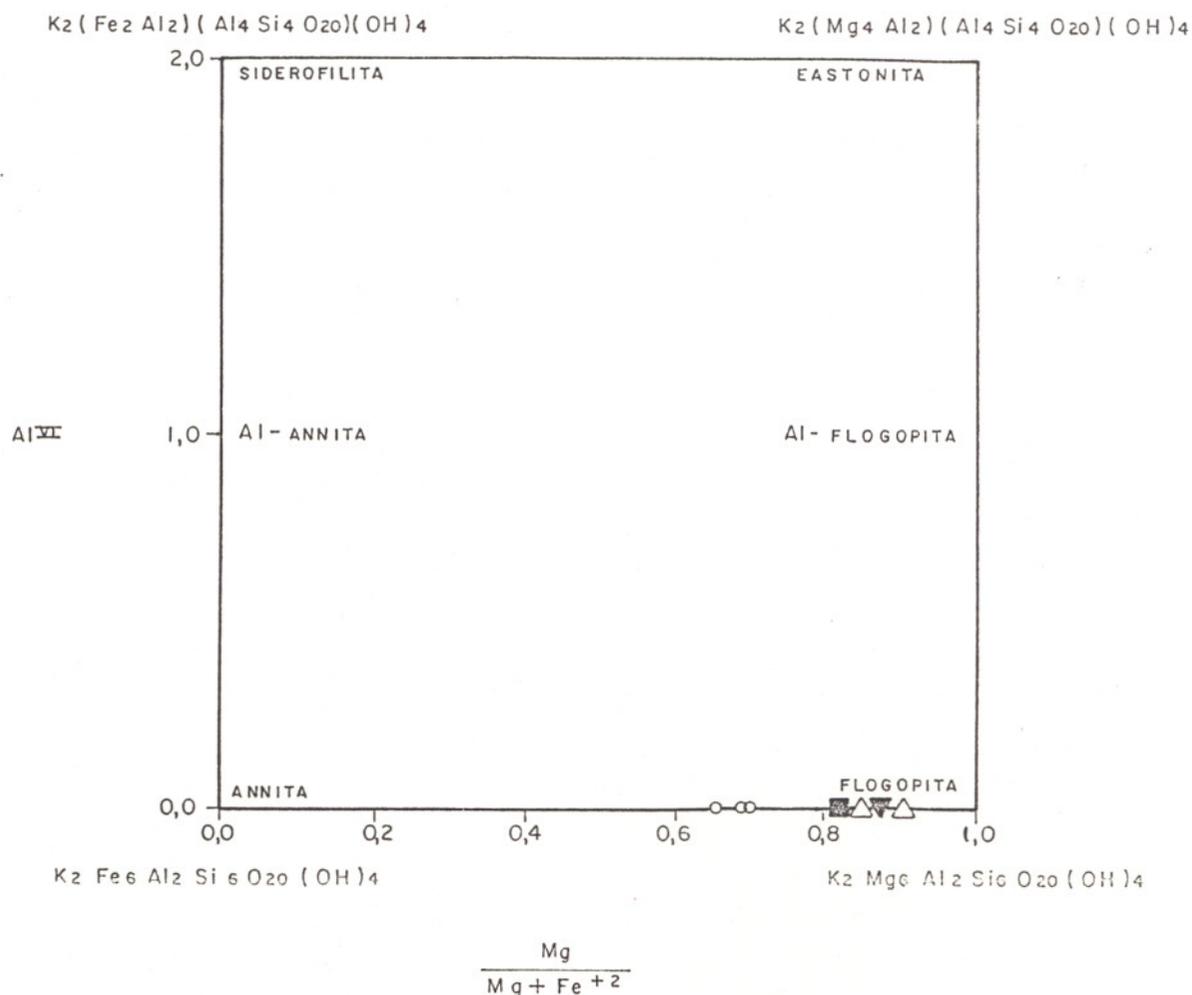


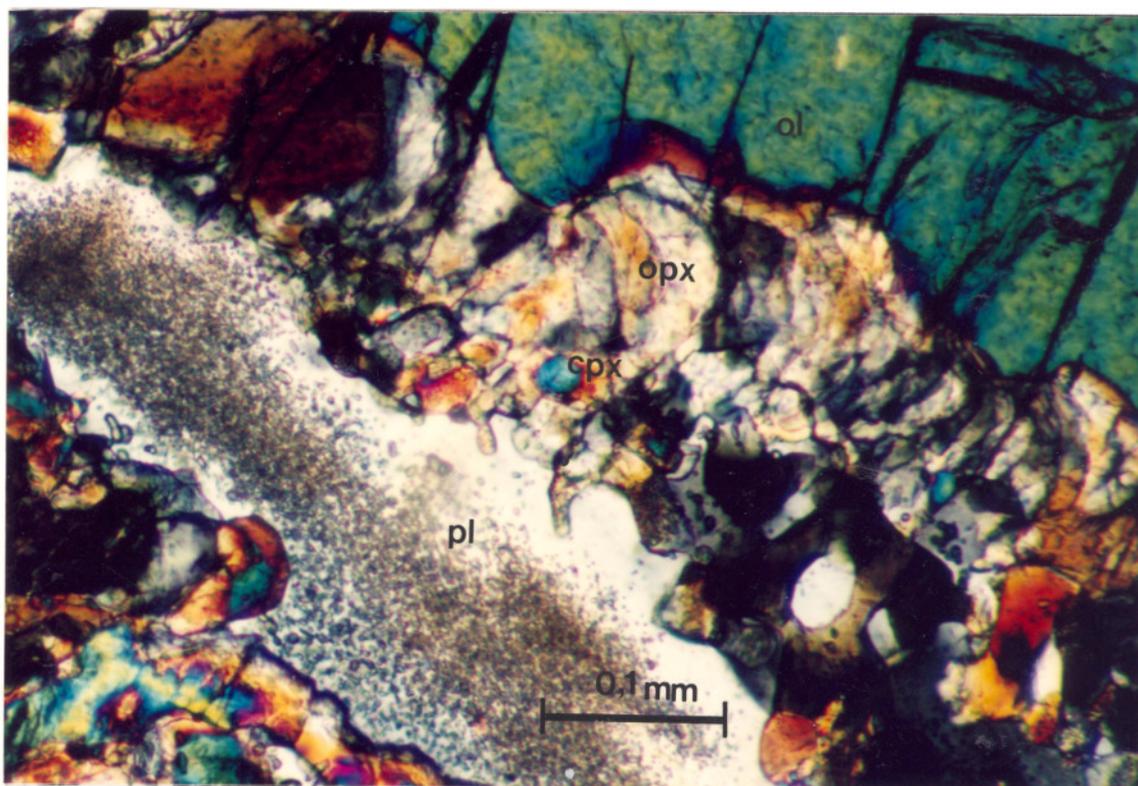
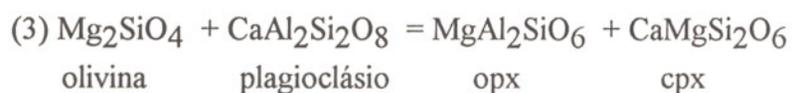
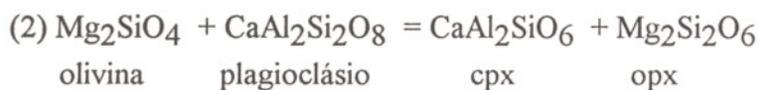
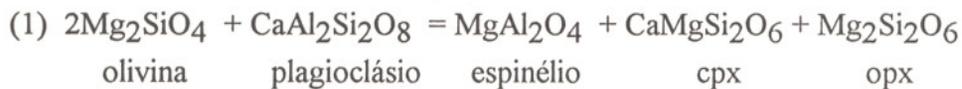
Fig. IV.8 - Variação composicional das micas no CFM, dentro do quadrilátero flogopita-anita-siderofilita-eastonita proposto por Speer (1984). Símbolos como na figura IV.4.

IV.9 Coroa de Reação entre Olivina-Plagioclásio

Nos ol cumulatos encontra-se, por vezes, olivina cumulática coronítica no contato com plagioclásio intersticial. A coroa ou coroa de reação é constituída por ortopiroxênio, na porção interna. Na porção mais externa, ocorrem cristais de clinopiroxênio, dispostos radialmente em relação à olivina (Fotomicrografia IV.1) e algumas vezes cristais de anfibólio.

De acordo com Barnes (1986), a maior parte das coroas de reação entre olivina e plagioclásio desenvolvem ortopiroxênio na porção interna enquanto na porção externa podem estar presentes granada e/ou cpx e, mais raramente, anfibólio.

De acordo com Balhaus & Berry (1991), algumas das reações entre olivina e plagioclásio podem ser descritas das seguintes formas:



Fotomicrografia IV.1 - Coroa de reação entre olivina cumulática e plagioclásio intersticial, em ol cumulado. Observa-se opx, na porção interna, e cpx, na porção externa (NC).

Segundo os autores supracitados, os passos que controlam estas reações estariam marcados pela difusão de SiO_2 e MgO ao longo de gradientes de potenciais químicos no contato olivina / plagioclásio.

Desta forma, a quebra do plagioclásio nesta reação, liberaria a sílica e o CaO que reagiriam com a olivina para formar os piroxênios. A alumina liberada dessa quebra possui comportamento geoquímico mais imóvel e seria responsável pela geração do espinélio.

Estas reações poderiam explicar a presença de desmisturações para espinélio no plagioclásio, pelo menos em alguns casos, uma vez que desmisturações deste tipo também ocorrem em plagioclásio pós-cumulático, na ausência de olivinas coroníticas.

Em vários corpos máficos-ultramáficos, encontrados em diversas partes do mundo, tais como Tverfjell (Noruega), Giles (Austrália), Niquelândia (Goiás, Brasil), Mangabal (Goiás, Brasil), dentre outros, registra-se a presença de olivinas coroníticas em contato com plagioclásio.

De acordo com Barnes (1986), as reações entre olivina e plagioclásio desenvolvem-se em pressões que variam de 6 a 10 Kb. Segundo Balhaus & Berry (*op. cit.*), essas reações representam feições de reequilíbrio subsólido, sob condições de alta pressão.

Entretanto, Girardi *et al.* (1986) propõem que, naqueles casos onde a preservação da mineralogia e das estruturas primárias tenha ocorrido, a exemplo de Niquelândia (Go), esses reequilíbrios sejam interpretados como resultantes do processo lento de resfriamento pós-magmático.

IV.10 O equilíbrio entre os piroxênios

Com o objetivo de verificar o equilíbrio entre o ortopiroxênio e o clinopiroxênio, nos diversos litotipos que compõem o CFM, foi aplicada a relação descrita pela Lei de Henry (Arth 1976).

De acordo com esta lei, no equilíbrio, o potencial químico (μ) de um elemento i numa fase α é igual ao potencial químico do mesmo elemento i na fase β :

$$\mu_i^\alpha = \mu_i^\beta$$

Esta relação, por sua vez, pode ser descrita em termos da atividade "a" e do potencial químico do estado padrão μ° , da seguinte forma:

$$\mu_i^\circ \alpha + RT \ln a_i^\alpha = \mu_i^\circ \beta + RT \ln a_i^\beta,$$

que por desenvolvimento algébrico chega a:

$$\exp\left(\frac{\mu_i^\circ \alpha - \mu_i^\circ \beta}{RT}\right) = a_i^\beta / a_i^\alpha = K$$

A primeira parte dessa equação é constante se T, P e a composição geral permanece constante, de

forma que a razão entre as atividades seja uma constante K.

As atividades podem ser reformuladas em termos da concentração dos elementos (X) e coeficientes de atividade γ , produzindo a relação:

$$\gamma_i^\beta X_i^\beta = K \gamma_i^\alpha X_i^\alpha$$

De acordo com a lei de Henry os coeficientes de atividade possuem um valor constante que não depende da concentração enquanto a solução é diluída, de forma que:

$$\frac{X_i^\alpha}{X_i^\beta} = \frac{\gamma_i^\beta}{\gamma_i^\alpha} = K^{\alpha/\beta}$$

O valor $K^{\alpha/\beta}$ é chamado coeficiente de distribuição e representa a razão da concentração de um elemento traço entre duas fases em equilíbrio.

De acordo com Arth (*op. cit.*), esta lei não deve ser aplicada quando um elemento é um constituinte estequiométrico da fase em questão.

Entretanto, a utilização de constituintes estequiométricos nesta relação, tem sido usada por alguns autores, tais como Wood & Banno (1973) e Wells (1977), para orto e clinopiroxênios, com fins de cálculo da temperatura de equilíbrio entre essas fases. Nesse caso, os elementos utilizados são o Fe e o Mg, considerando-se que são os principais envolvidos em reações de troca entre piroxênios em equilíbrio.

Dessa forma aplicando-se a lei de Henry para orto e clinopiroxênios em equilíbrio, temos:

$$\frac{X_{Mg}^{opx}}{X_{Mg}^{cpx}} = Kd_{Mg}^{opx-cpx} = \text{constante} \quad \text{e} \quad \frac{X_{Fe}^{opx}}{X_{Fe}^{cpx}} = Kd_{Fe}^{opx-cpx} = \text{constante}$$

que teoricamente, pode ser redescrita da seguinte forma:

$$\begin{aligned} \frac{X_{Mg}^{opx}}{X_{Mg}^{cpx}} \bigg/ \frac{X_{Fe}^{opx}}{X_{Fe}^{cpx}} &= \frac{Kd_{Mg}}{Kd_{Fe}} = Kd = \text{constante} \\ \Rightarrow \frac{X_{Mg}^{opx} \cdot X_{Fe}^{cpx}}{X_{Mg}^{cpx} \cdot X_{Fe}^{opx}} &= K \Rightarrow \frac{X_{Mg}^{opx} \cdot (1 - X_{Mg}^{cpx})}{(1 - X_{Mg}^{opx}) \cdot X_{Mg}^{cpx}} = \text{constante} \\ \Rightarrow \frac{X_{Mg}^{opx}}{1 - X_{Mg}^{opx}} \div \frac{X_{Mg}^{cpx}}{1 - X_{Mg}^{cpx}} &= cte = Kd_{Mg}^{opx-cpx} \end{aligned}$$

Se num diagrama logaritimico, utilizando-se as razões $\frac{X_{Mg}^{opx}}{1 - X_{Mg}^{opx}}$ e $\frac{X_{Mg}^{cpx}}{1 - X_{Mg}^{cpx}}$, os pontos representativos das análises químicas caem sobre uma reta, podemos considerar que o par opx-cpx em questão, encontra-se em equilíbrio dentro das mesmas condições físicas e o coeficiente de distribuição associado à inclinação desta reta dependerá, portanto, da temperatura e eventualmente da pressão (Barbosa 1986).

No corpo da fazenda Mirabela, os valores obtidos para os pares opx-cpx, relacionados às lamelas de exsolução, cpx-opx cumulos e coroas de reação, não permitiram a definição de uma reta, uma vez que o espectro de variação entre os mesmos é muito pequeno.

Os pares opx-cpx pós cumuláticos em ol cumulos, por sua vez, alinham-se segundo uma reta (Fig. IV.9), a qual possui elevado coeficiente de correlação (0,99). Da mesma forma, também uma reta com elevado coeficiente de correlação (0,82) foi obtida para os pares opx-cpx de gabronoritos da Zona Superior (Fig. IV.10).

Esses resultados deixam evidente que pares opx-cpx, de um mesmo litotipo, revelam relações de equilíbrio, tendo sido obtido para os ol cumulos um Kd de 1,14 e para os gabronoritos um Kd de 0,65.

Da mesma forma que os pares opx-cpx e aplicando-se o mesmo princípio, as condições de equilíbrio entre os pares ol-opx foram testadas, através do estudo das relações entre as razões $\frac{X_{Mg}^{ol}}{1 - X_{Mg}^{ol}}$ versus $\frac{X_{Mg}^{opx}}{1 - X_{Mg}^{opx}}$ lançadas num diagrama log-log. Entretanto, o espectro de variação obtido para estas razões não permitiu a visualização das relações de equilíbrio entre estes pares. Isto porque os resultados demonstraram a existência de duas pequenas concentrações em pontos distintos, que definiriam dois pontos específicos e entre dois pontos sempre poderá ser traçada uma reta.

IV.11 Geotermometria

Com o objetivo de se obter informações sobre as temperaturas de cristalização e/ou reequilíbrio das paragêneses do CFM foram aplicados os geotermômetros geológicos de Sack (1980), Wood & Banno (1973), Wells (1977) e Kretz (1982) nos pares olivina-ortopiroxênio e ortopiroxênio-clinopiroxênio.

IV.11.1 O Geotermômetro de Sack (S)

De acordo com Sack (1980), a constante de equilíbrio para a distribuição de Fe e Mg entre a olivina e o ortopiroxênio, constitui um geotermômetro em potencial, conquanto as olivinas possuam

fração molar de faialita (Fa) inferior a 0,2 ou superior a 0,6.

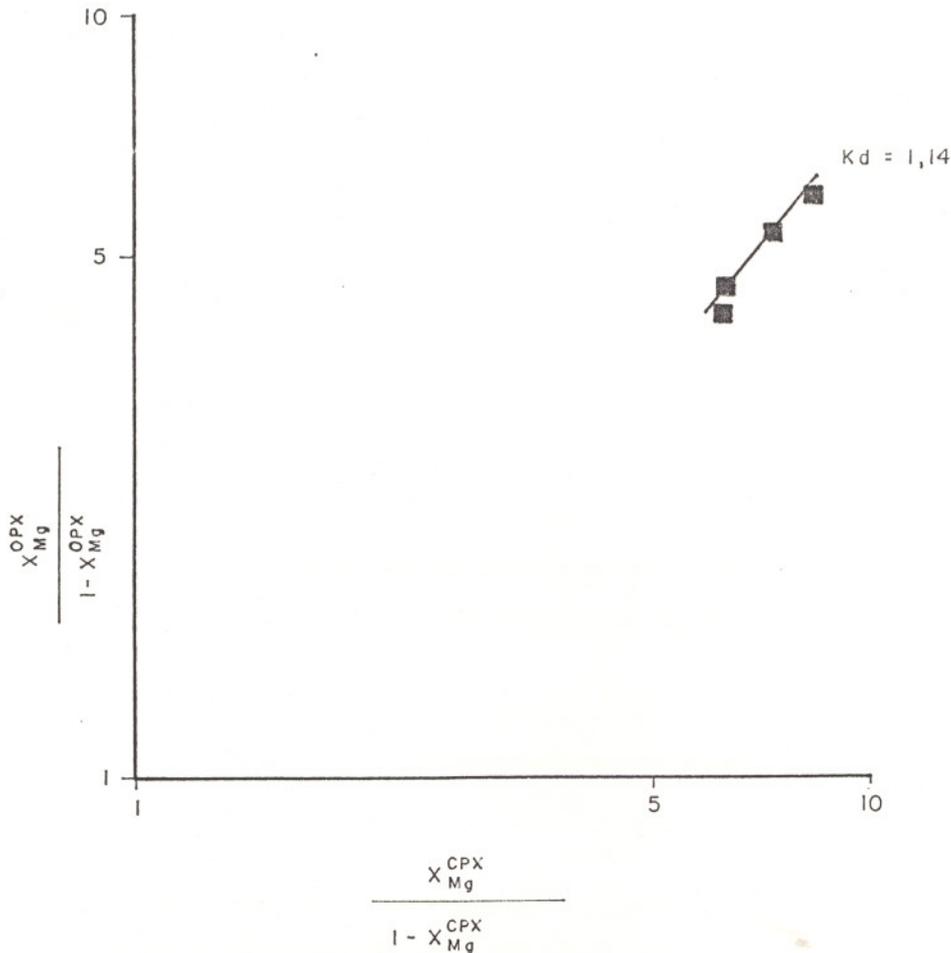


Fig. IV.9 - Razão $\frac{X_{Mg}^{opx}}{1 - X_{Mg}^{opx}}$ versus $\frac{X_{Mg}^{cpx}}{1 - X_{Mg}^{cpx}}$ para os ol cumulos.

Para estimar a temperatura de equilíbrio desse par, este autor estabeleceu um diagrama que relaciona os valores dos coeficientes de distribuição (Kd) do magnésio e do ferro, entre a olivina e o ortopiroxênio, com a percentagem de faialita das olivinas (Fig. IV.11). Essa relação pode ser descrita da seguinte forma:

$$Kd = \frac{X_{Mg}^{opx}}{X_{Fe}^{opx}} \times \frac{X_{Fe}^{ol}}{X_{Mg}^{ol}}, \text{ onde}$$

X_{Mg}^{opx} e X_{Mg}^{ol} representam as razões $Mg/(Mg + Fe^{+2})$ no opx e na olivina, respectivamente e X_{Fe}^{opx} e X_{Fe}^{ol} representam as razões $Fe/(Mg + Fe^{+2})$ no opx e na olivina, respectivamente.

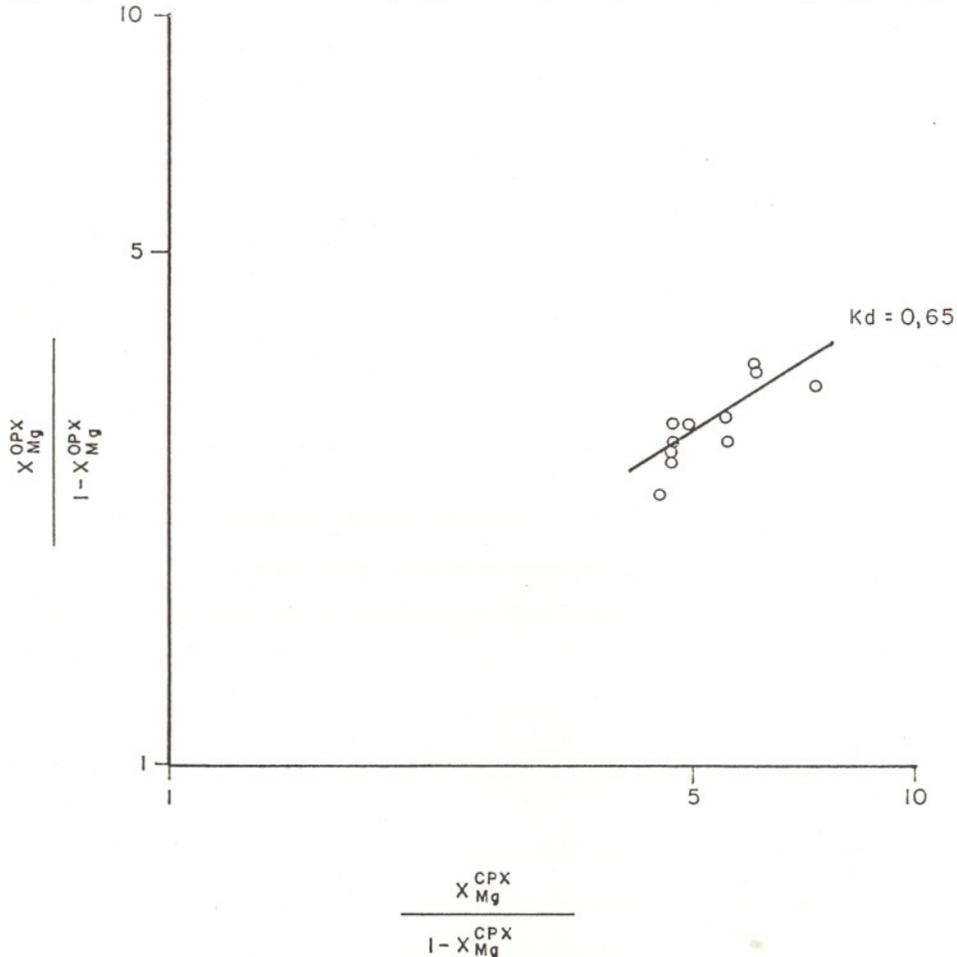


Fig. IV. 10 - Razão $\frac{X_{Mg}^{opx}}{1 - X_{Mg}^{opx}}$ versus $\frac{X_{Mg}^{cpx}}{1 - X_{Mg}^{cpx}}$ nos gabronoritos da Zona

Superior.

Esse geotermômetro foi utilizado em 18 pares de olivina e ortopiroxênio, de diferentes amostras de ol-opx cumulatos, envolvendo olivina e ortopiroxênio cumuláticos (Fig. IV.11).

Os coeficientes de distribuição calculados, com base nesse par, situam-se na faixa de 1,027 a 1,143, indicando, em grande parte, um equilíbrio entre 800 e 1000°C.

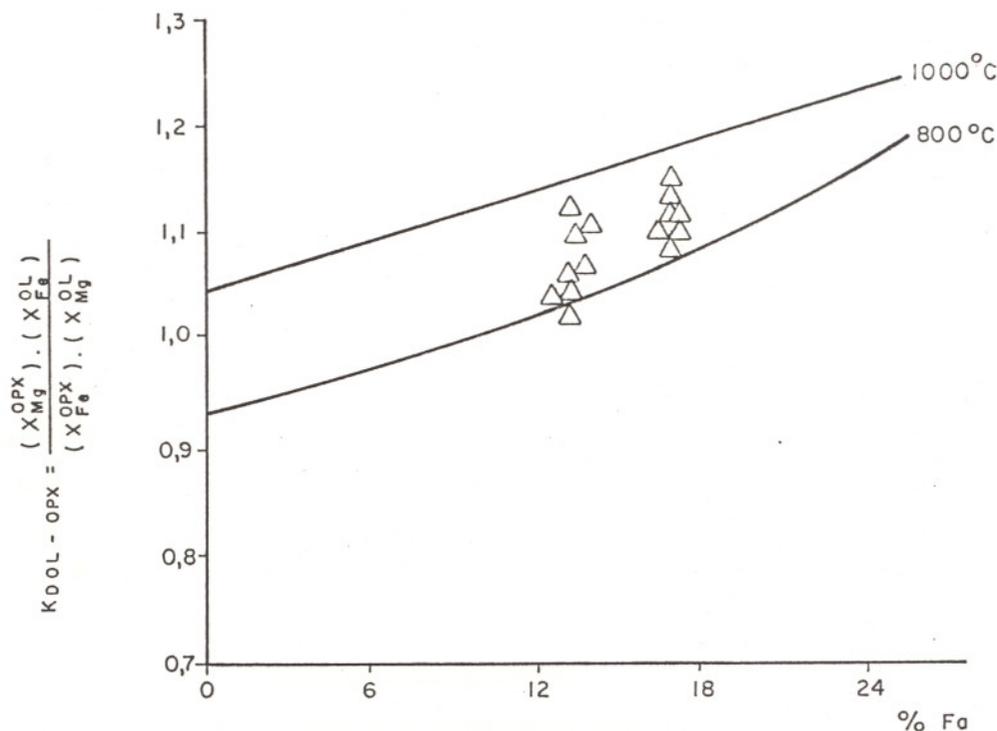


Fig. IV. 11 - Termômetro ol-opx de Sack (1980) aplicado para os ol-opx cumulatos do CFM, com base no percentual em faialita das olivinas e no coeficiente de distribuição do magnésio e ferro entre olivina e opx.

IV.11.2 O Geotermômetro de Wood & Banno (WB)

De acordo com Wood & Banno (1973), a solubilidade da enstatita, no diopsídio coexistente com ortopiroxênio, pode ser descrita a partir de um modelo de solução ideal. Com base no equilíbrio da relação $(Mg_2 Si_2O_6)_{opx} = (Mg_2 Si_2O_6)_{cpx}$, através de uma aproximação empírica, esses autores propuseram uma expressão para o cálculo da temperatura, definida por:

$$T(^{\circ}K) = \frac{-1020}{\ln(a_{en}^{cpx} / a_{en}^{opx}) - 7,65 \times X_{Fe}^{opx} + 3,88(X_{Fe}^{opx})^2 - 4,6}$$

onde, $X_{Fe}^{opx} = \frac{Fe}{Mg + Fe^{+2}}$ no ortopiroxênio

$$a_{en}^{cpx} = (X_{Mg}^{M1} \times X_{Mg}^{M2})_{cpx}$$

$$a_{en}^{opx} = (X_{Mg}^{M1} \times X_{Mg}^{M2})_{opx}$$

Para esse cálculo os autores supracitados atribuíram um erro de aproximadamente 60°C.

Com este geotermômetro, Wood & Banno (*op. cit.*) obtiveram para o complexo de Bushveld (África do Sul) e para corpos do tipo alpino, temperaturas variando de 1005 a 1150° C e 975 a 1081° C, respectivamente.

IV.11.3 O Geotermômetro de Wells (W)

Wells (1977) apresentou, também com base no modelo da solubilidade do Fe^{+2} entre orto e clinopiroxênios, através da reação $Mg_2Si_2O_6 (opx) = Mg_2Si_2O_6 (cpx)$, uma outra equação semi-empírica. Essa equação foi extraída de dados experimentais relacionados ao intervalo de miscibilidade diopsídio-enstatita. Este autor acredita que este geotermômetro seria mais indicado para composições ricas em Mg, sendo consistente com composições de $X_{Fe}^{opx} = 0,0 - 1,0$ e Al_2O_3 do cpx entre 0 e 10% (em peso), atribuindo para o mesmo um erro de $\pm 70^\circ C$.

O cálculo da temperatura pode ser expresso através da relação:

$$T(^{\circ}K) = \frac{734}{3,355 + 2,44 \times X_{Fe}^{opx} - \ln(a_{en}^{cpx} / a_{en}^{opx})}$$

onde os valores de X_{Fe}^{opx} , a_{en}^{cpx} , a_{en}^{opx} são calculados da mesma forma que em Wood & Banno (1973).

Aplicando essa equação nas mesmas rochas cumuláticas de Bushveld e nos mesmos peridotitos alpinos, anteriormente utilizados por Wood & Banno (1973), Wells (*op. cit.*) obteve valores inferiores de T, variando de 996 a 1104° C e 865 a 973° C, respectivamente.

IV.11.4 O Geotermômetro de Kretz (K)

Kretz (1982) acredita que as diferenças químicas entre piroxênios ígneos e metamórficos possam ser atribuídas às reações de transferência, que determinam o conteúdo em Ca dos minerais, e às reações de troca, que determinam a razão relativa entre Mg e Fe^{+2} .

Com base nas reações de troca entre Mg e Fe^{+2} , observadas em estudos experimentais, este autor chegou à seguinte expressão:

$$T(^{\circ}K) = \frac{1130}{\ln Kd (X^{opx} = 0,3) + 0,505}$$

De acordo com este autor, o valor de Kd da relação acima, é dado por:

$$Kd = \frac{X^{opx} \cdot (1 - X^{cpx})}{(1 - X^{opx}) \cdot X^{cpx}}, \text{ onde X é a razão atômica } \frac{Fe^{+2}}{(Mg + Fe^{+2})}$$

Para temperaturas superiores a 1000°C, a normalização do Kd, para X= 0.3, pode ser omitida.

Este mesmo autor estabeleceu para esta expressão um erro de $\pm 84^\circ\text{C}$ e sugeriu a sua utilização em clinopiroxênios com teores em Al_2O_3 nunca maiores que 5% (em peso).

IV.11.5 Discussão dos resultados obtidos

Os resultados obtidos, utilizando-se os métodos acima descritos, estão listados nas tabelas IV.2, IV.3, IV.4, IV.5, IV.6, IV.7, IV.8 e IV.9, valendo ressaltar que os cálculos para o geotermômetro de Kretz (1982) desconsideraram a normalização para X = 0,3 nos coeficientes de distribuição.

As temperaturas foram calculadas considerando-se os valores de Fe^{+3} como equivalentes a 10% do ferro presente nos piroxênios (calculado como FeO). Este procedimento foi feito em analogia ao proposto por Aktins (1969) (*apud* Wood & Banno 1973) para os piroxênios de Bushveld, uma vez que as análises de microsonda não fornecem estes valores.

Como é possível se observar as temperaturas calculadas variam de um método para outro e de litologia para litologia..

Nos ol cumulos as temperaturas, calculadas com base nos piroxênios pós-cumuláticos (Tabela IV.2), apresentam valores da ordem de 810 a 997°C, pelo método de Wood & Banno (1973), de 700 a 944°C, pelo método de Wells (1977) e, de 1102 a 1152°C, pelo método de Kretz (1982).

Nos cpx-opx cumulos, de composição websterítica, observa-se intercrescimentos de cpx ricos em Ca em cpx mais empobrecidos nesse elemento. As temperaturas encontradas (Tabela IV.5) para os clinopiroxênios menos cálcicos, em equilíbrio com o opx, revelaram-se mais elevadas que nos cpx mais cálcicos, com valores variando entre 934 a 1188°C (WB), 879 a 1252°C (W) e de 836 a 1217°C (K). Os cpx mais cálcicos, por sua vez, apresentaram valores da ordem de 789 a 887°C (WB), de 704 a 836°C (W) e de 703 a 825°C(K), evidenciando que este intercrescimento se constitui um reequilíbrio sub-sólido.

Outra evidência de reequilíbrio subsólido no CFM é obtida pela presença de coroas de reação entre a olivina de cúmulo e o plagioclásio de pós cúmulo, com o crescimento de orto e clinopiroxênios. As temperaturas encontradas para o par cpx-opx, dessa coroa de reação (Tabela IV.3), foram da ordem de 797 e 918°C (WB), 696 e 828°C (W) e 977 e 1054°C (K).

Além dessas evidências, foram também observadas lamelas de exsolução de cpx no opx, cujas temperaturas calculadas são da ordem de 841 a 861°C (WB), 763 a 805°C (W) e 655 a 906°C (K)

(Tabelas IV.4 e IV.7).

Todas essas feições de reequilíbrio podem estar relacionadas tanto ao processo de evolução do líquido magmático quanto a transformações metamórficas. Entretanto, a preservação das texturas cumuláticas indicam que, as modificações sofridas pelo CFM por efeitos metamórficos foram bastante tênues. Além disso, os intercrescimentos entre clinopiroxênios, que representam reequilíbrios sob condições mais baixas de temperatura, são feições dificilmente encontradas em rochas que sofreram reequilíbrios metamórficos, o que sugere, para as temperaturas mais baixas encontradas para o CFM, um reequilíbrio ígneo.

Nos membros mais diferenciados, cpx-opx cumulos de composição gabronorítica e gabronoritos, as temperaturas do par opx-cpx de cúmulo diminuem (Tabelas IV.6 e IV.8), predominando valores em torno de 870°C (WB), 850°C (W) e 770°C (K).

Os valores de temperatura, obtidos a partir do par opx-cpx, nos gabronoritos finos do contato (Tabela IV.9), variam de 744 a 856°C (WB), 758 a 885°C (W) e 673 a 979°C (K), predominando valores em torno de 850°C. Acredita-se que neste caso, é possível que estes valores de T calculados, possam representar um equilíbrio metamórfico, uma vez que esses gabronoritos finos apresentam uma textura em mosaico.

De uma maneira geral os ortopiroxênios, em equilíbrio com cpx, fornecem temperaturas ligeiramente mais elevadas no centro que nas bordas, com uma diferença de 8 a 16°C, compatíveis com a presença de teores mais elevados de Ca, no centro dos cristais, quando comparados com as bordas.

Apesar destes valores encontrarem-se dentro da faixa de erro estipulada para estes geotermômetros, esse fenômeno pode estar relacionado à observação de Lindsley (1983), segundo o qual, o conteúdo em Ca de pigeonita e opx (naturalmente pobres em Ca), aumenta com o aumento da temperatura.

A presença de exsoluções nos ortopiroxênios é uma característica marcante em todos os cumulos observados no CFM. De acordo com Lindsley (*op. cit.*), a maior parte das rochas plutônicas apresentam pequenas exsoluções goticulares, chamadas "*granule exsolution*", além das exsoluções lamelares normais. O cálculo da temperatura realizado com base na composição do ortopiroxênio hospedeiro e das exsoluções de cpx, deve corresponder à temperatura na qual o processo de exsolução efetivamente cessou.

Tabela IV.2 - Temperaturas calculadas com base no par opx-cpx de pós-cúmulo do ol cumulado.

OL CUMULATO (Orto e clinopiroxênio de pós-cúmulo)			
AMOSTRA	WOOD & BANNO (1973) (° C)	WELLS (1977) (° C)	KRETZ (1982) (° C)
SL-097 (65C-62O)	943	863	1102
SL-097 (65C-64O)	940	860	1124
SL-096 (34C-31O)	997	944	1141
SL-094 (8C-4BO)	810	700	1110
SL-094(8C-12O)	815	704	1152

Tabela IV.3 - Temperaturas calculadas com base no par opx-cpx da coroa de reação em torno da olivina no ol cumulado.

OL CUMULATO (Coroa de Reação)			
AMOSTRA	WOOD & BANNO (1973) (° C)	WELLS (1977) (° C)	KRETZ (1982) (° C)
SL-097 (56C-57O)	797	696	977
SL-097 (17C-16O)	918	828	1054

Devido a este fato, o cálculo ideal da temperatura a partir do par opx-cpx, quando há ocorrência de fenômenos de exsolução, requereria o cálculo da composição primária do piroxênio. Como isso não é possível, as temperaturas aqui calculadas não representam o momento de cristalização dos piroxênios e sim um momento tardio de transformação desses minerais. Dessa forma pode-se concluir que essas temperaturas estejam subestimadas. Este fenômeno deve influenciar não apenas os valores de T para o par opx-cpx como também para o par ol-opx.

Tabela IV.4 - Temperaturas calculadas com base no par opx-cpx (exsolvido) do opx cumulato.

OPX CUMULATO (lamela de cpx no opx)			
AMOSTRA	WOOD & BANNO (1973) (° C)	WELSS (1977) (° C)	KRETZ (1982) (° C)
SL-170 (94C-91O)	861	763	906

Tabela IV.5 - Temperaturas calculadas com base no par opx-cpx cumuláticos no piroxenito websterítico (cpx-opx cumulato).

CPX-OPX CUMULATO (Websterito)			
AMOSTRA	WOOD & BANNO (1973) (° C)	WELLS (1977) (° C)	KRETZ (1982) (° C)
SL-161 (18C-20CO)	1131	1154	993
SL-161 (18C-21O)	1127	1146	1022
SL-161 (17C-15O)	1188	1252	1217
SL-161 (16C-15O)	1024	1016	836
SL-161 (1BC-8BO)	1024	999	961
SL-167 (16C-20O)	934	879	950
SL-167 (9BC-8O)	789	704	785
SL-167 (21C-20O)	796	711	825
SL-167 (17C-20O)	844	768	812
SL-161 (8CC-11O)	826	758	738
SL-161 (14C-15O)	887	836	703

Tabela IV.6 - Temperaturas calculadas com base no par opx-cpx do cpx-opx cumulato melanogabronorítico.

CPX-OPX CUMULATO (De composição melanogabronorítica)			
AMOSTRA	WOOD & BANNO (1973) (° C)	WELLS (1977) (° C)	KRETZ (1982) (° C)
SL-137 (58C-59O)	922	884	782
SL-137 (54C-57BO)	819	755	769
SL-137 (54C-59BO)	827	764	785
SL-137 (46C-42O)	1012	997	955

Tabela IV.7 - Temperaturas calculadas com base no par opx-cpx (exsolvido) do gabronorito.

GABRONORITO (Lamelas)			
AMOSTRA	WOOD & BANNO (1973) (° C)	WELLS (1977) (° C)	KRETZ (1982) (° C)
SL-088 (20C-16O)	850	805	686
SL-088 (20C-18O)	841	797	651

Tabela IV.8 - Temperaturas calculadas com base no par opx-cpx do gabronorito.

GABRONORITO			
AMOSTRA	WOOD & BANNO (1973) (° C)	WELLS (1977) (° C)	KRETZ (1982) (° C)
SL-121 (15BC-17O)	842	815	701
SL-121 (8BC-7BO)	841	814	735
SL-123 (11C-10O)	878	841	728
SL-123 (12C-10O)	875	837	657
SL-123 (5BC-13O)	897	867	826
SL-123 (7BC-4BO)	908	901	679
SL-123 (5BC-4BO)	884	867	671
SL-103 (16C-17O)	884	829	771
SL-103 (16C-9BO)	855	798	720
SL-103(16C-15C)	858	799	739
SL-103 (1C-17O)	854	791	624
SL-169 (24C-22BO)	878	873	968
SL-169 (24C-23C)	879	874	968
SL-086 (35C-36O)	900	882	740
SL-086 (35C-37O)	900	882	740
SL-088 (23C-18O)	836	790	779

Apesar de amplamente utilizados na literatura geológica, os termômetros de Wood & Banno (1973) e Wells (1977) são considerados por diversos autores como extremamente errôneos. Segundo Lindsley (1983), o termômetro de Kretz apresenta melhores resultados, pois a projeção da troca Di - En foi feita a partir de uma avaliação cuidadosa de piroxênios tanto ígneos como metamórficos. .

De um modo geral, no que diz respeito às temperaturas encontradas para o CFM, com base nos pares cpx-opx e ol-opx, parecem refletir o equilíbrio magmático do corpo e seus fenômenos de reequilíbrio sub-sólido.

Tabela IV.9 - Temperaturas calculadas com base no par opx-cpx do gabronorito com textura em mosaico.

GABRONORITO FINO (Textura em mosaico)			
AMOSTRA	WOOD & BANNO (1973) (° C)	WELLS (1977) (° C)	KRETZ (1982) (° C)
SL-099 (27C-24O)	759	780	745
SL-099 (26C-24O)	744	758	673
SL-091 (26C-30O)	817	834	730
SL-091 (26C-31O)	814	831	728
SL-090 (29C-27O)	852	881	933
SL-090 (29C-28O)	854	881	979
SL-090 (29C-31O)	856	885	954
SL-090 (25C-31O)	813	824	876

IV.12 Considerações sobre as condições de pressão

A ausência de bons geobarômetros, dentro das associações mineralógicas das litologias do CFM, não permitiu determinações quantitativas das pressões a que este corpo esteve submetido..

Entretanto, algumas feições observadas, tais como, as baixas razões Cr/Cr+Al nos espinélios, o elevado conteúdo em Al dos clinopiroxênios, as desmisturações para espinélio nos plagioclásios e ortopiroxênios, a coexistência de olivina e ortopiroxênio como fases cumuláticas e o desenvolvimento de coroas de reação entre olivina e plagioclásio, podem ser consideradas como indicativas de que o CFM tenha sido colocado sob condições de alta pressão.

De acordo com Barnes (1986), o aparecimento de olivinas coroníticas, em decorrência de reações entre a olivina e o plagioclásio, reflete condições de pressão variáveis entre 6 e 10Kb.

Esse espectro de variação da pressão, sob o qual possivelmente o CFM foi colocado, mostra-se compatível com as pressões calculadas por Barbosa (1986) para o metamorfismo das rochas granulíticas, encaixantes do corpo, que se encontram na faixa de 5 a 7 Kbar.

Por sua vez, a presença de plagioclásio como uma fase cumulática indica que a pressão não deve ter excedido 10 kb, o que estabelece um limite superior para a pressão.

Assim, os valores que podem ser considerados compatíveis com a pressão a que esteve submetido o CFM durante seu resfriamento devem se encontrar em torno de 5 a 10 Kb.

IV.13 Discussões

Os dados mineraloquímicos obtidos para o CFM permitiram a reconstrução de alguns fenômenos relacionados aos processos de gênese e evolução desse corpo, os quais podem ser assim resumidos:

- os teores em Fo da olivina são compatíveis com olivinas em equilíbrio com líquidos primários gerados por fusão parcial do manto, revelando o caráter primário do magma-fonte do CFM.
- o caráter toleítico do corpo é revelado através do *trend* de empobrecimento em MgO e enriquecimento em FeO, exibido pelos ortopiroxênios, e pela razão Mg/Fe^{+2} do líquido, calculada com base no Kd do Mg e do Fe na olivina mais primitiva.
- os teores em En dos ortopiroxênios decrescem continuamente dos cumulos mais ultramáficos para os mais máficos e confirmam a sequência litoestratigráfica proposta para o corpo.
- a semelhança entre a razão Mg/Fe^{+2} , calculada para o líquido teórico inicial, com base na relação de equilíbrio olivina-líquido, e a razão calculada para a amostra gabronorítica do contato norte, indica para a mesma uma grande possibilidade de se constituir uma amostra representativa do líquido.
- o decréscimo, da base para o topo, dos teores em En dos ortopiroxênios e de Fo das olivinas, evidencia o bandamento críptico da intrusão.
- a existência de olivinas e piroxênios quimicamente distintos em ol-cumulos e ol-opx cumulos dos furos de sondagem e de superfície é indicativa da existência da repetição desses níveis, portanto de um bandamento cíclico.
- a presença de pigeonita reliquiar, determinada em microsonda parece confirmar a hipótese de que, pelo menos parte dos ortopiroxênios, com largas lamelas de exsolução de cpx, tenham sido gerados a partir da inversão da pigeonita.
- o crescimento adcumulático de cristais de opx, em cpx-opx cumulos (com bimodalidade granulométrica), é confirmado pelos teores em Ca mais elevados no centro que nas bordas deste mineral.
- as feições de intercrescimento entre os clinopiroxênios, em cpx-opx cumulos (de composição websterítica), evidenciam um reequilíbrio sub-sólido, confirmado pelas temperaturas calculadas, estando

o cpx mais cálcico relacionado a um reequilíbrio sob condições de temperatura mais baixas.

- os teores em Fo das olivinas e de En dos ortopiroxênios não são compatíveis com aqueles encontrados em complexos tipo Alpino. Por outro lado, encontram-se dentro dos limites encontrados para intrusões estratificadas.
- as temperaturas calculadas para o corpo, concentram-se na faixa de 1000°C a 850°C e evidenciam, em grande parte, o equilíbrio ígneo e reequilíbrios sub-sólidos durante o processo de resfriamento.
- as temperaturas em torno de 850°C, encontradas principalmente em rochas com texturas em mosaico, parecem representar equilíbrios metamórficos.
- a presença de desmisturações para espinélio nos piroxênios e plagioclásios, os teores em Al_2O_3 dos clinopiroxênios, as razões $Cr/(Cr+Al)$ dos espinélios e as coroas de reação entre olivina e plagioclásio apontam para um resfriamento do corpo sob condições de alta pressão, possivelmente, entre 5 e 10 Kb.

V - LITOGEOQUÍMICA

V - LITOGEOQUÍMICA

V.1 Introdução

Análises químicas de rocha total foram realizadas em 30 amostras selecionadas dos diferentes tipos litológicos que compõem o CFM, englobando: 4 olivina cumulosos (sendo uma amostra serpentizada), 1 ol-opx cumulato, 8 opx cumulosos, 7 cpx-opx cumulosos (4 de composição websterítica e 3 de composição gabronorítica e bimodal), 7 gabronoritos, 2 gabronoritos finos do contato e 1 dique gabronorítico (Tabela X.9, em anexo). Destas, 11 amostras foram selecionadas para análise de elementos terras raras (ETR), sendo 2 ol cumulosos, 3 opx cumulosos, 2 cpx-opx cumulosos (1 de composição websterítica e outro de composição gabronorítica e bimodal), 2 gabronoritos e 2 gabronoritos finos do contato (Tabela X.10, em anexo).

Os teores da maior parte dos elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , TiO_2 , P_2O_5) e traços (Cr, Co, V, Sc, Y, Rb, Sr, Zr e Ni) foram analisados por fluorescência de raios X. Os teores de K_2O , Na_2O , MnO e Cu foram determinados por absorção atômica. O ferro total (Fe_t) e FeO foram analisados por volumetria e fluorização das amostras e o teor em Fe_2O_3 foi calculado a partir da relação $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0,15$, sugerida por Brooks (1976) para rochas máficas e ultramáficas. A determinação dos elementos terras raras se deu por espectrometria de plasma (ICP), após pré-concentração.

Com base nessas análises pretende-se avaliar o comportamento geoquímico dos diferentes tipos litológicos, reconhecer as características geoquímicas do magma fonte e seu comportamento durante o processo de cristalização fracionada.

V.2 Elementos maiores

Para uma análise do comportamento dos elementos maiores nos diferentes litotipos do CFM, foram confeccionados diagramas de variação, utilizando-se os elementos maiores *versus* o Índice de Solidificação (I.S.) de Kuno (1968):

$$\text{I.S.} = \frac{\text{MgO}}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} \times 100 \text{ (\% em peso)}$$

Estes diagramas revelam que:

(1) o MgO sofreu um decréscimo contínuo durante o fracionamento (Fig.V.1), feição esta compatível com a configuração litoestratigráfica da intrusão e com o bandamento críptico, onde os membros mais ricos em MgO são os ol cumulosos, seguindo-se os ol-opx cumulosos, opx cumulosos, cpx-opx cumulosos (websteritos), cpx-opx cumulosos (gabronoritos) e gabronoritos.

(2) os teores em SiO₂ são, em geral, inversamente proporcionais à presença de olivina (Fig.V.2). Entretanto, não se observa um decréscimo contínuo desses teores ao longo da coluna litoestratigráfica. Observa-se que o fracionamento do opx é o principal fator controlador da sílica. Os teores em SiO₂ aumentam na direção dos opx cumulosos, atingem seu ponto máximo no momento do fracionamento desse horizonte e decrescem ligeiramente a partir desse ponto de evolução, na direção do topo da sequência.

(3) o conteúdo em ferro total, calculado como FeO (Fig.V.3), decresce discretamente, de uma maneira geral, dos ol cumulosos para os gabronoritos, em resposta a um decréscimo na proporção de minerais ferromagnesianos acumulados, caracterizando um fenômeno de diferenciação reversa. Entretanto, à exceção dos ol cumulosos e ol-opx cumulosos, observa-se, dentro dos demais tipos litológicos, uma diferenciação normal, com um aumento gradual nos teores em FeO das amostras com índices de solidificação mais altos, representativas dos níveis mais basais, para as amostras com índices mais baixos, que representam níveis mais superiores na estratigrafia.

(4) o teor em CaO aumenta com o decréscimo da participação da olivina e com o aumento da proporção de minerais pós-cumuláticos (cpx e plagioclásio) nos opx cumulosos (Fig.V.4). Esse óxido encontra seu pico, quando da cristalização do clinopiroxênio como mineral cumulático nos cpx-opx cumulosos, e diminui discretamente, quando da participação do plagioclásio, no momento da cristalização dos gabronoritos.

(5) os valores de Al₂O₃ aumentam dos membros mais ultramáficos para os mais máficos, sendo maiores nos gabronoritos, onde o plagioclásio é uma fase cumulática (Fig.V.5). De forma semelhante se comportam o Na₂O e o K₂O (Figs.V.6 e V.7), possuindo, este último, um comportamento diferenciado nos ol cumulosos, estando os valores encontrados relacionados, principalmente, ao material intercúmulo (plagioclásio, hornblenda e flogopita).

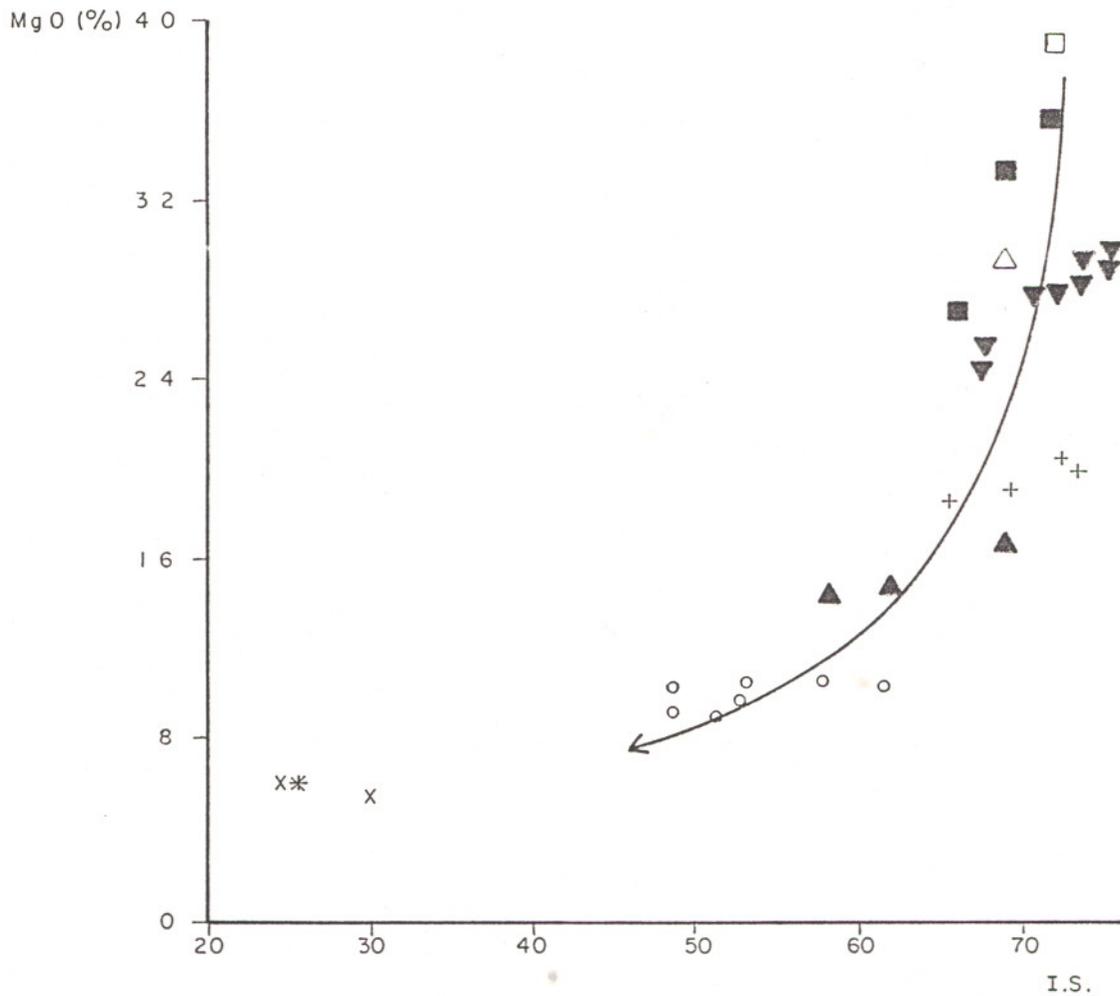


Fig. V.1 - Percentual em MgO (% em peso) *versus* o índice de solidificação (I.S.) de Kuno (1968). Símbolos: quadrado vazado→serpentinito; quadrado cheio→ol cumulado; triângulo vazado→ol-opx cumulado; triângulo cheio invertido→opx cumulado; cruz→cpx-opx cumulado de composição websterítica; triângulo cheio→cpx-opx cumulado de composição gabronorítica; círculo→gabronorito; X→gabronorito fino (contato); asterisco→dique gabronorítico.

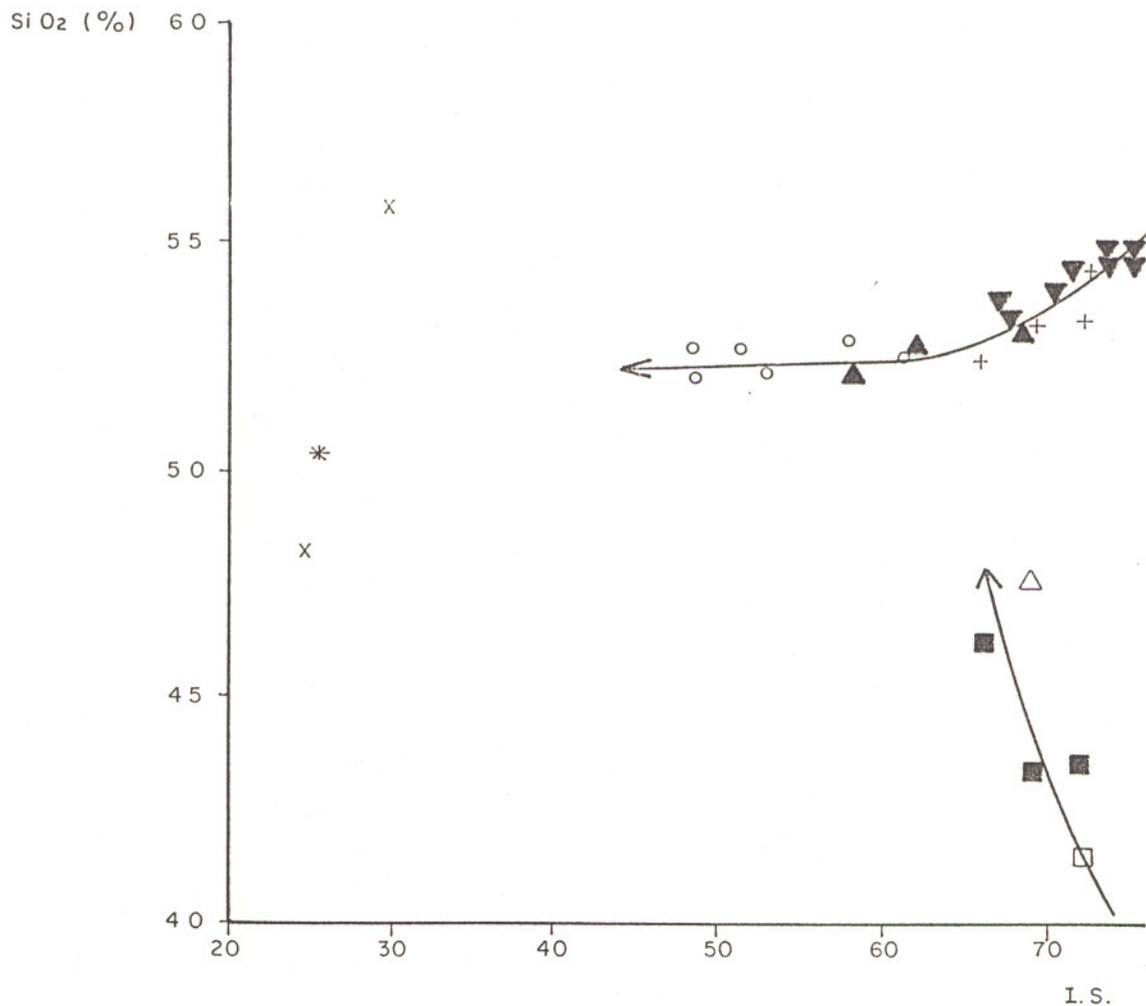


Fig. V.2 - Percentual em SiO₂ (% em peso) *versus* o índice de solidificação (I.S.) de Kuno (1968). Símbolos como na figura V.1.

(6) o TiO₂ mantém um comportamento mais ou menos semelhante ao FeO, onde dentro de alguns tipos litológicos (opx cumulosos, cpx-opx cumulosos de composição websterítica e gabronorítica e gabronoritos) há um aumento gradual em seu conteúdo das amostras com índices de solidificação mais altos para os mais baixos (Fig. V.8).

Vale à pena ressaltar que, nestes diagramas, o comportamento das rochas gabronoríticas do contato é sempre distinto em relação aos cumulosos, uma vez que possuem índices de solidificação bem mais baixos, além dos teores em MgO sempre inferiores a 8%. Além disso, os diques gabronoríticos apresentam um comportamento similar às rochas do contato, sugerindo uma afinidade magmática entre as mesmas.

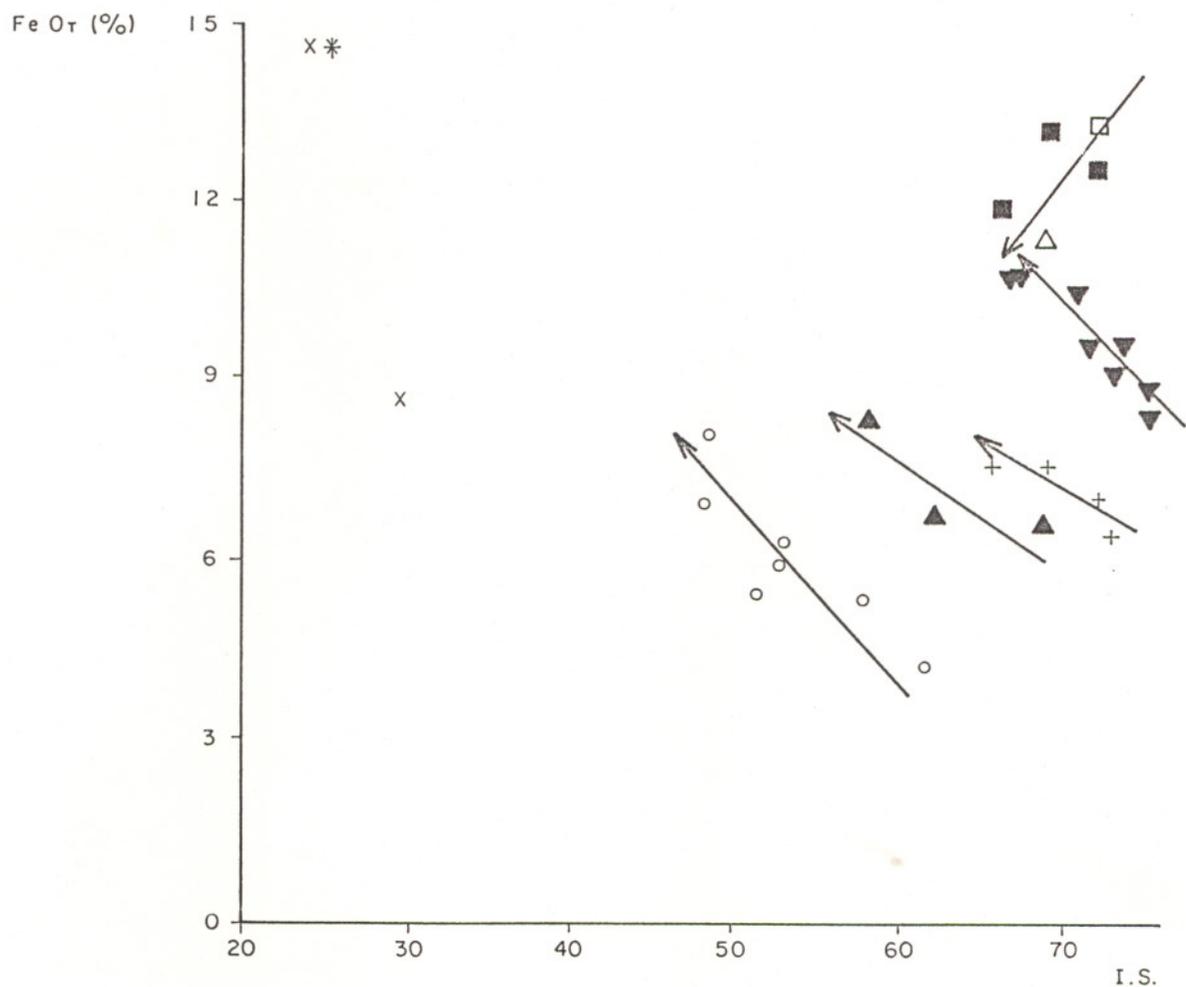


Fig.V.3 - Percentual em FeO_t (% em peso) *versus* o índice de solidificação (I.S.) de Kuno (1968). Símbolos como na figura V.1.

De acordo com Pearce (1970), pode ser demonstrado matematicamente que, em diagramas binários, dividindo-se duas variáveis por um terceiro parâmetro, a relação entre elas não muda se este terceiro parâmetro é uma constante. Deste ponto de vista, um elemento é considerado como tendo tido um comportamento constante se não tiver sido adicionado ou subtraído do sistema. Desta forma, durante o fracionamento da olivina, a partir de um magma básico, a razão entre os percentuais molares de $\text{FeO}+\text{MgO}$ e SiO_2 deve ser igual à razão entre $(\text{FeO}+\text{MgO})/X$ e SiO_2/X , se X for um elemento, ou o óxido de um elemento que tenha se mantido constante durante o fracionamento.

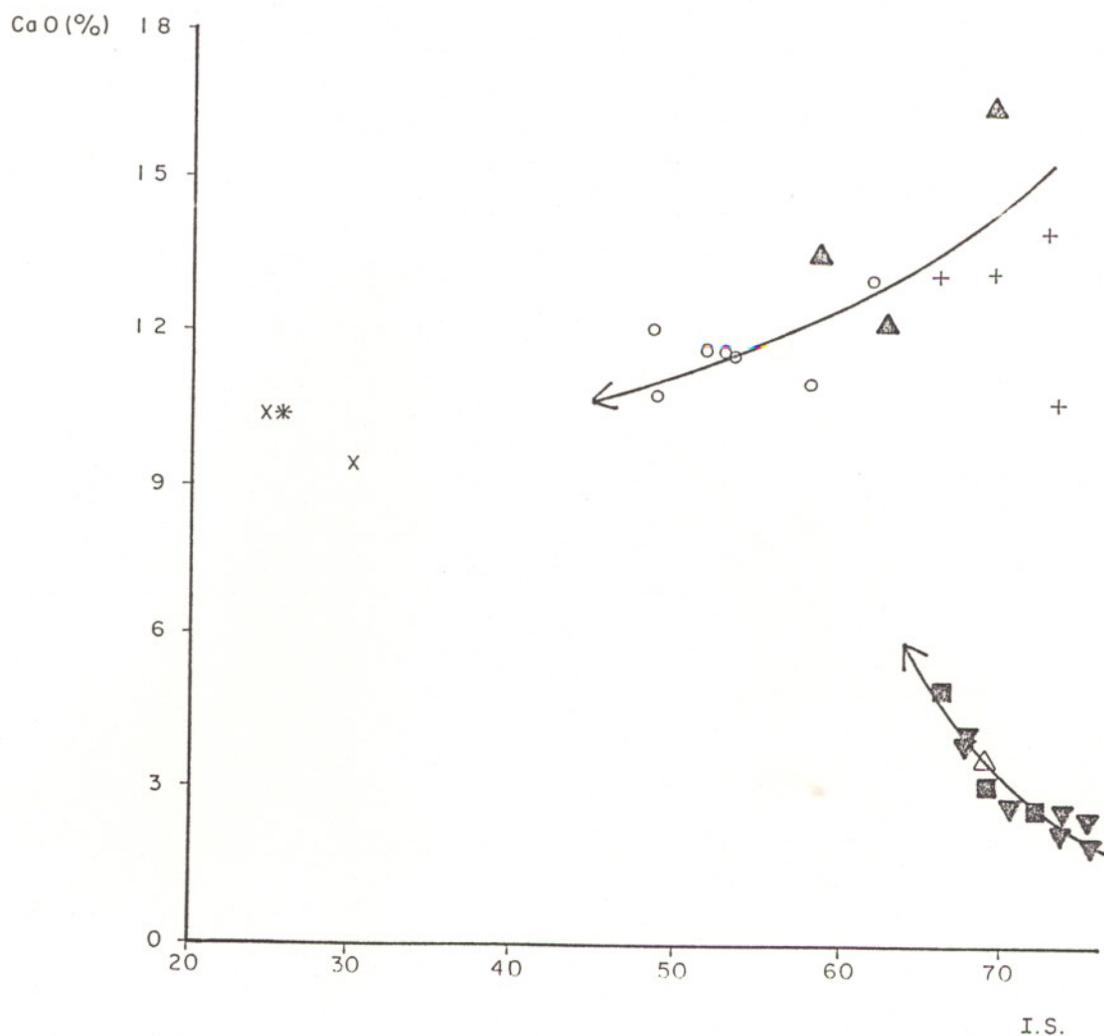


Fig. V.4 - Percentual em CaO (% em peso) *versus* o índice de solidificação (I.S.) de Kuno (1968). Símbolos como na figura V.1.

Durante o fracionamento da olivina, MgO, FeO e SiO₂ são removidos do líquido em quantidades molares fixas, mantendo a razão (FeO+MgO)/SiO₂ = 2,00 (Fig. V.9). Normalizando-se o numerador e o denominador dessa razão, por qualquer elemento, ou óxido de um elemento, que não tenha sido subtraído nem adicionado ao sistema, essa razão deve ser mantida.

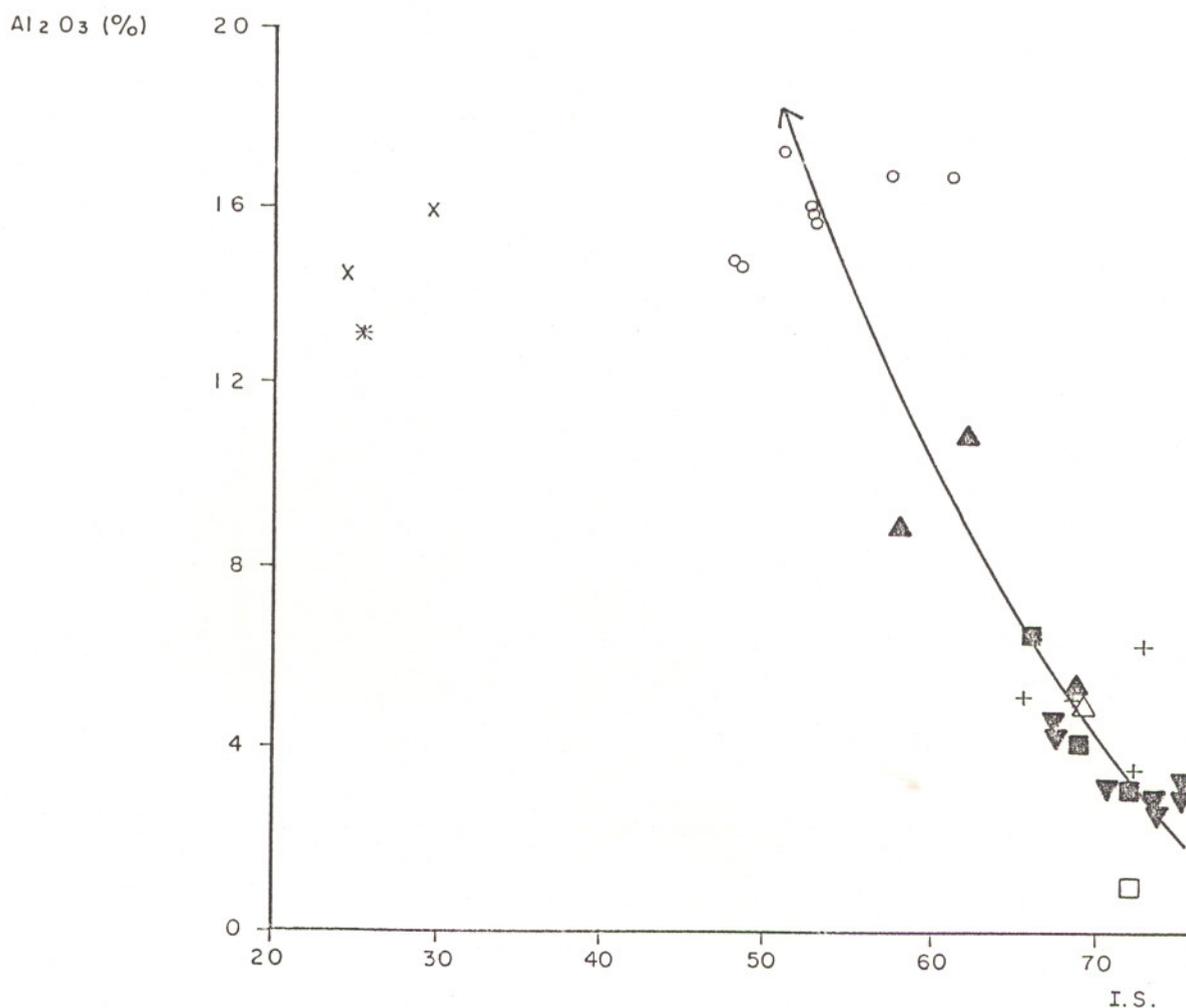


Fig.V.5 - Percentual em Al₂O₃ (% em peso) *versus* o índice de solidificação (I.S.) de Kuno (1968). Símbolos como na figura V.1.

No caso do fracionamento de um piroxênio do tipo augita, CaO, FeO, MgO e SiO₂, serão os principais elementos removidos do líquido. Em se tratando de um ortopiroxênio ou de pigeonita, os principais elementos a serem removidos do líquido serão o FeO, MgO e SiO₂, além de pouco CaO. Os vetores definidos pelas razões entre os diferentes elementos envolvidos no fracionamento desses piroxênios estão ilustrados na figura V.9.

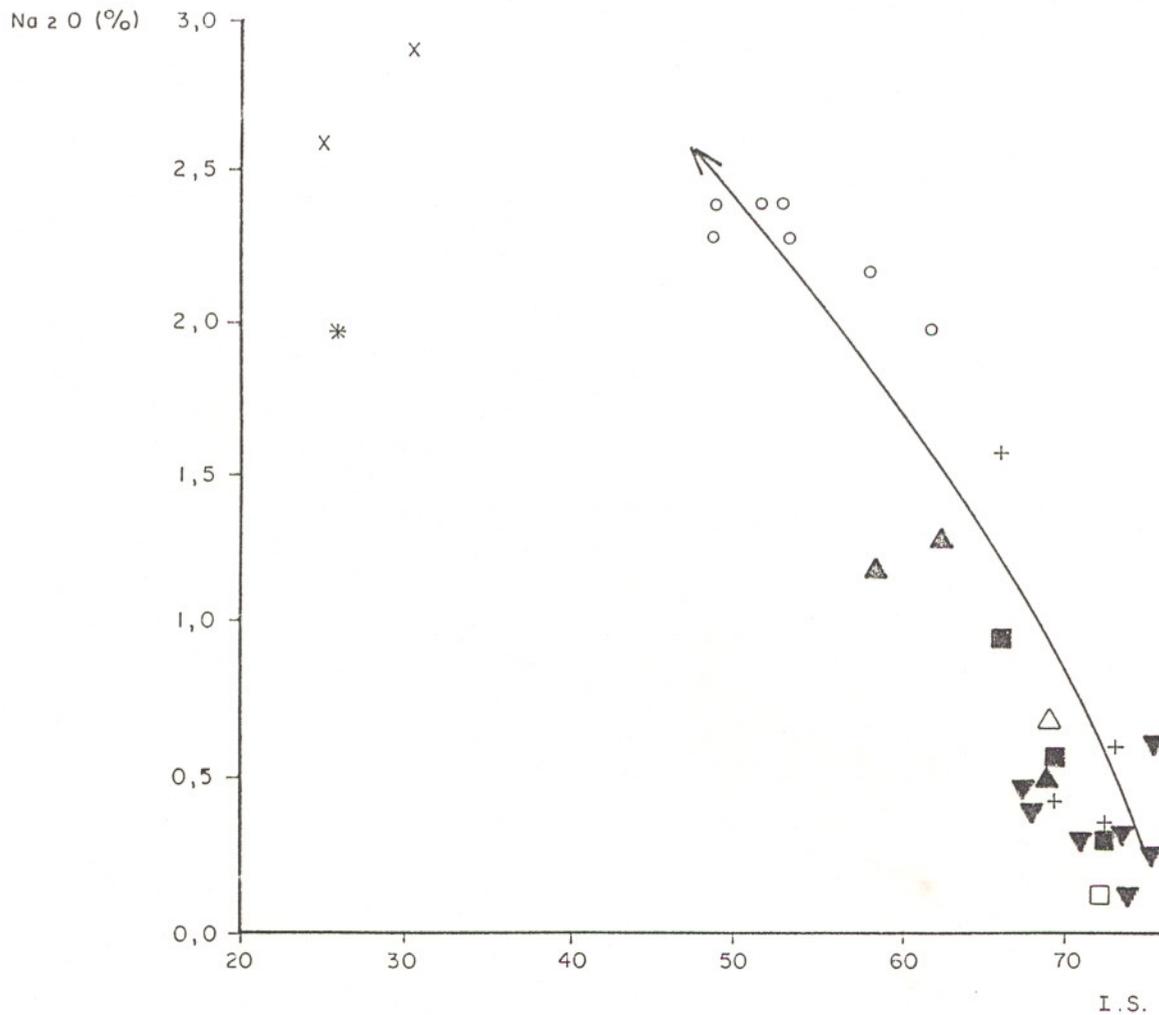


Fig. V.6 - Percentual em Na₂O (% em peso) *versus* o índice de solidificação (I.S.) de Kuno (1968). Símbolos como na figura V.1.

Com base nesse princípio, foi utilizado o diagrama $(\text{FeO}+\text{MgO})/\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, proposto por Pearce (op.cit.), para determinação das fases minerais que controlaram o fracionamento dos cumulos das diferentes zonas litoestratigráficas do CFM.

Na figura V.9 pode-se observar que para os ol cumulos e ol-opx cumulos da Zona Inferior, a principal fase controladora do fracionamento, responsável pelo decréscimo contínuo em Mg, foi a olivina. A partir dos opx cumulos até os membros litológicos das Zonas Intermediária e Superior, a fase controladora do fracionamento passou então a ser o ortopiroxênio.

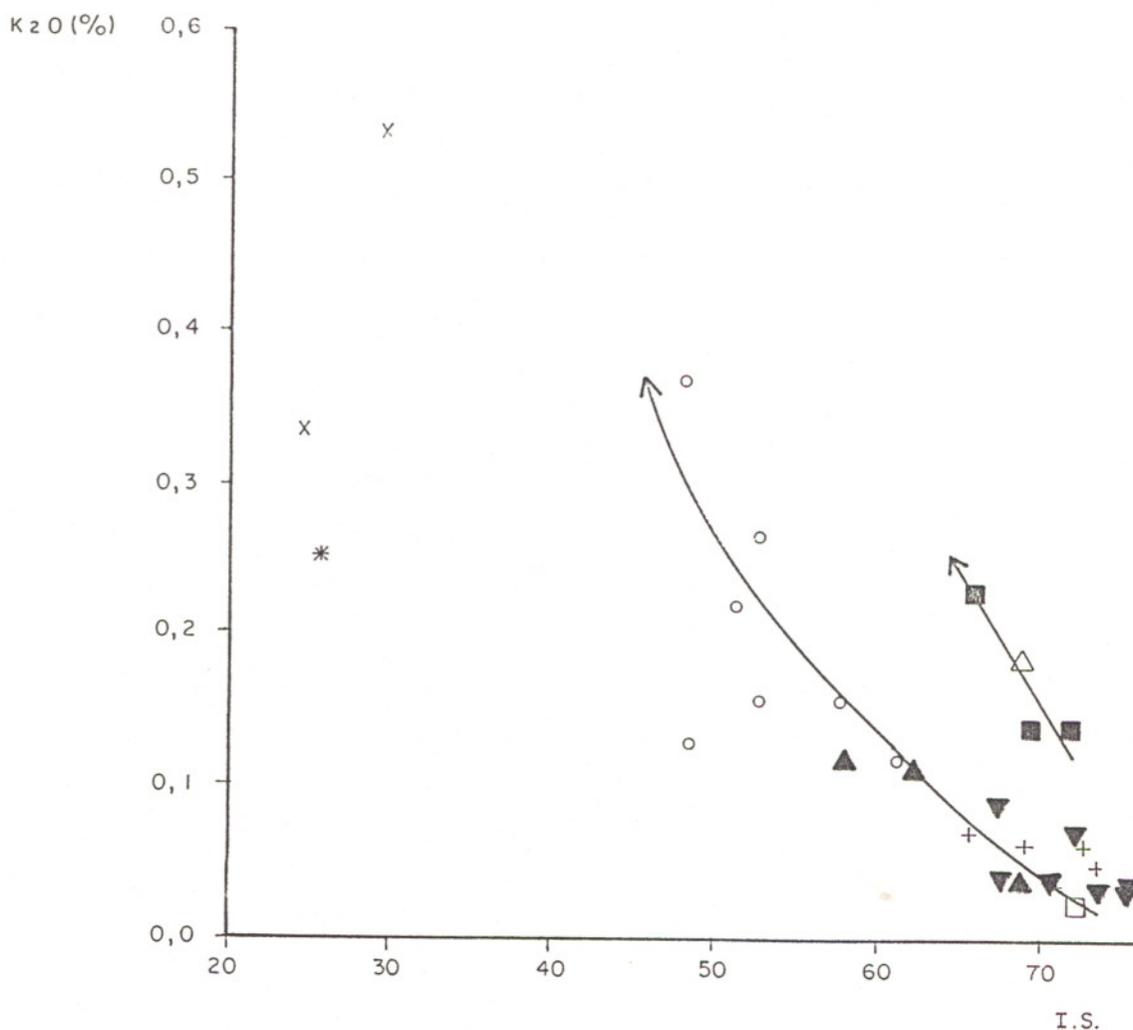


Fig. V.7 - Percentual em K₂O (% em peso) versus o índice de solidificação (I.S.) de Kuno (1968). Símbolos como na figura V.1.

Visando definir a participação dos piroxênios e do plagioclásio no fracionamento, utilizou-se esse mesmo diagrama, tendo, entretanto, o CaO como óxido investigado (Fig.V.10). Pode-se então observar que nos ol cumulos, ol-opx cumulos e opx cumulos, o CaO permaneceu mais ou menos constante, não tendo sido removido por nenhuma fase, confirmando a olivina como a principal fase controladora do fracionamento e a ausência de uma participação significativa do piroxênio e do plagioclásio. Entretanto, à partir da cristalização dos cpx-opx cumulos e gabronoritos, a augita revela-se como a principal fase controladora do fracionamento, responsável pela retirada do cálcio do líquido em fracionamento.

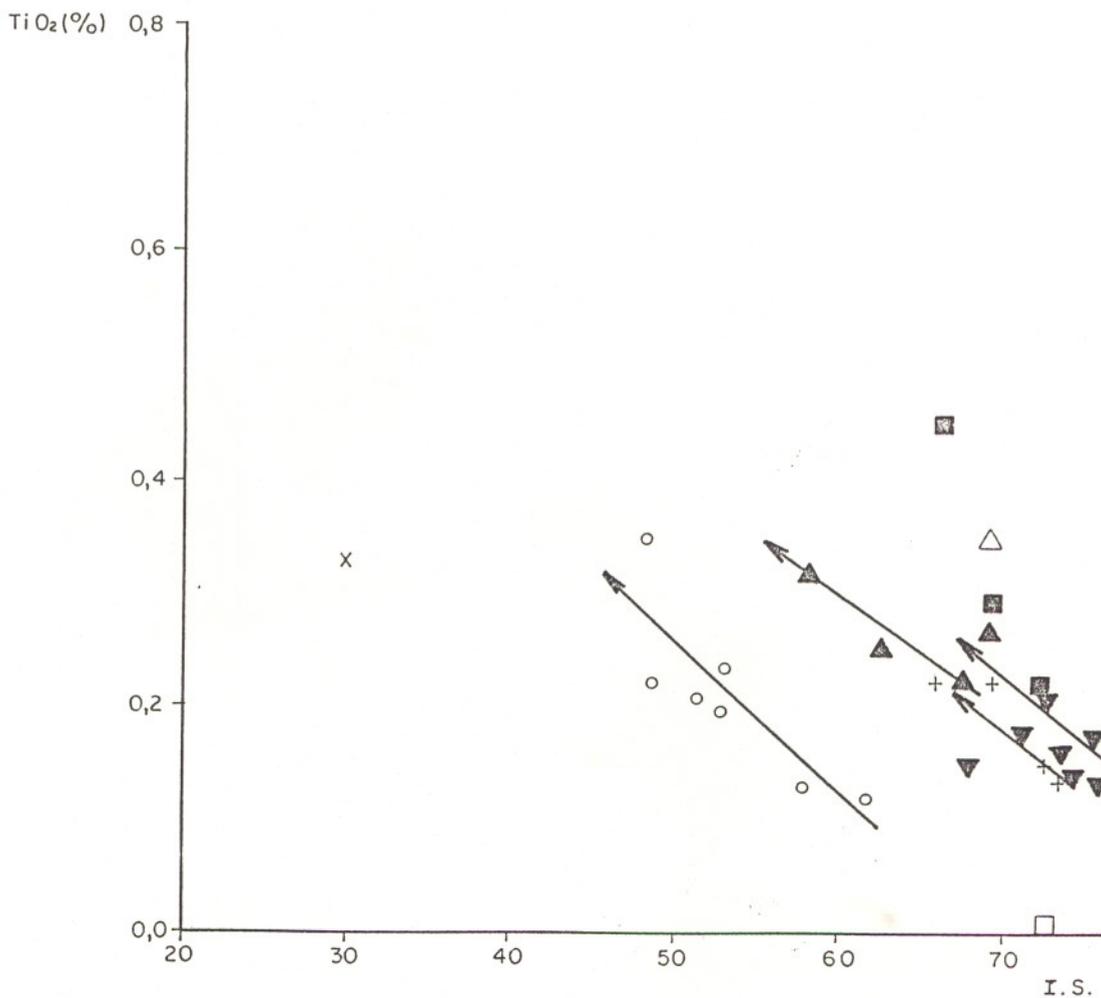


Fig. V.8 - Percentual em TiO₂ (% em peso) *versus* o índice de solidificação (I.S.) de Kuno (1968). Símbolos como na figura V.1.

Estes diagramas são também demonstrativos de que o quimismo das rochas do CFM, não foi significativamente modificado por processos pós-magmáticos, considerando que os *trends* de fracionamento ígneo obtidos, aproximam-se fortemente dos ideais.

As análises geoquímicas dos litotipos observados no CFM foram lançadas no diagrama Al-F-M, na figura V.11 (Besson 1975; Fonteilles 1976; Besson & Capitant 1976; Besson 1977). De acordo com estes autores, neste diagrama encontram-se representadas as curvas de evolução dos líquidos toleíticos e calcio-alcalinos das séries do Japão, descritas por Aramaki (1963) e Fonteilles (1968). A partir destes líquidos, a composição dos cumulos correspondentes e cumulos cotéticos foram calculadas,

adotando-se uma ordem de cristalização: olivina - opx - cpx - plag, compatível com a observada no CFM. Vale à pena ressaltar que este princípio não corresponde às séries reais, sendo simplesmente uma aproximação.

Observa-se que para os ol cumulos, ol-opx cumulos, opx cumulos e cpx-opx cumulos o *trend* observado se confunde com aquele descrito tanto para os cumulos toleíticos e calcio-alcinos, uma vez que as retas de evolução são bastante próximas. Entretanto, os gabronoritos, que apresentam evidências texturais de cristalização cotética, aproximam-se, neste diagrama, do começo da cristalização cotética de líquidos toleíticos. Os gabronoritos finos do contato e o dique gabronorítico, por sua vez, plotam ao longo da curva de evolução de magmas toleíticos.

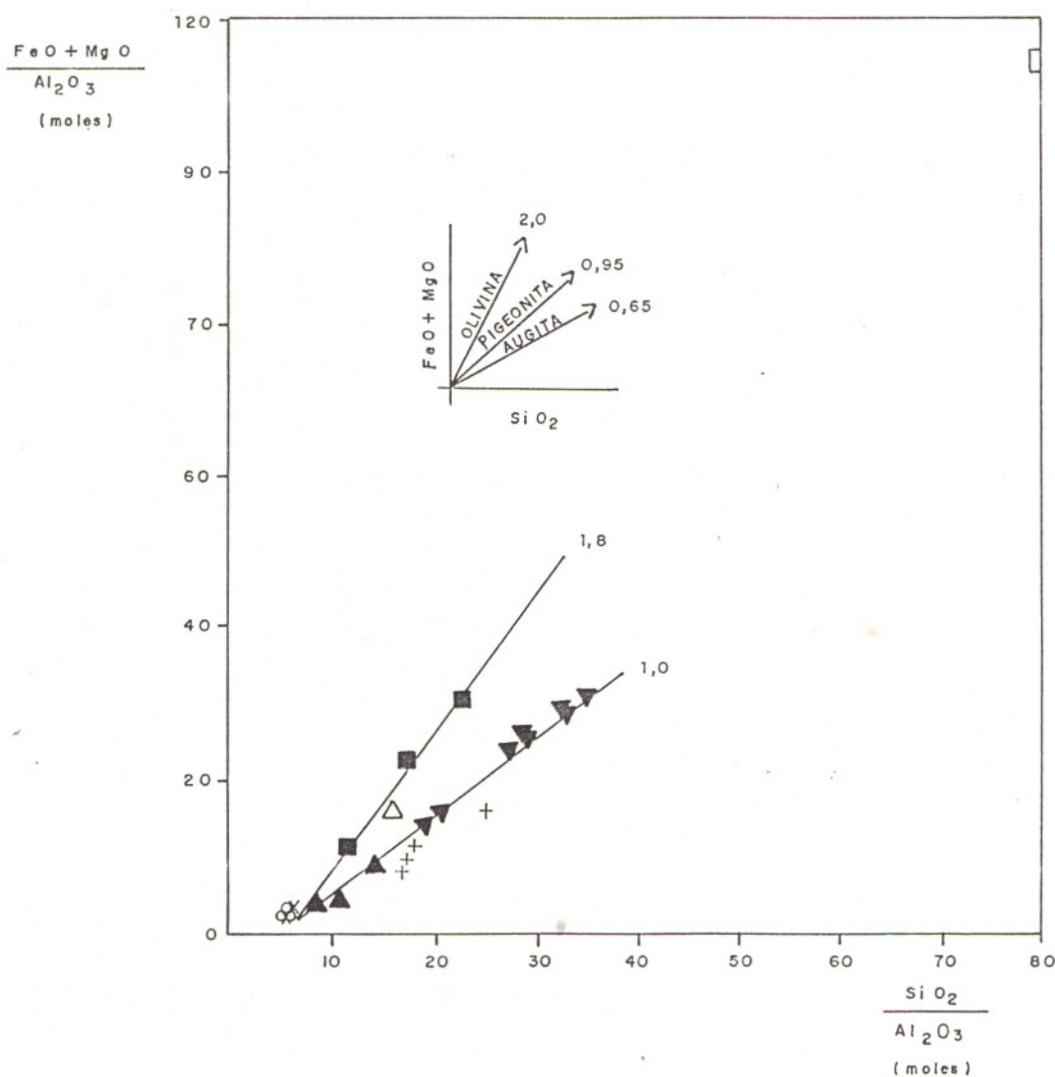


Fig. V.9 - Diagrama (FeO+MgO)/Al₂O₃ versus SiO₂/Al₂O₃, proposto por Pearce (1970), mostrando o controle do fracionamento pela olivina, em ol e ol-opx cumulos, e opx, em opx cumulos, cpx-opx cumulos (de composição websterítica e gabronorítica) e gabronoritos. Símbolos como na figura V.1 .

Esta feição, além de sugerir para o CFM uma filiação toleítica, já indicada em capítulos anteriores, sugere que os diques gabronoríticos, que cortam as encaixantes e o CFM, possam refletir líquidos tardios de um mesmo magma parental. Esta hipótese é também sustentada pelos altos percentuais de minerais opacos (magnetita/ilmenita), encontrados nestes diques, que comumente estão relacionados às fases finais de cristalização.

Quando lançadas no AFM (Fig.V.12), as amostras do CFM plotam muito próximas ao vértice "M" (MgO), devido à sua natureza cumulática. Entretanto, as amostras das rochas do contato e o dique gabronorítico plotam juntamente com a média das rochas da intrusão toleítica de Skaergaard (Groelândia), evidenciando mais uma vez sua natureza não cumulática e assinatura toleítica.

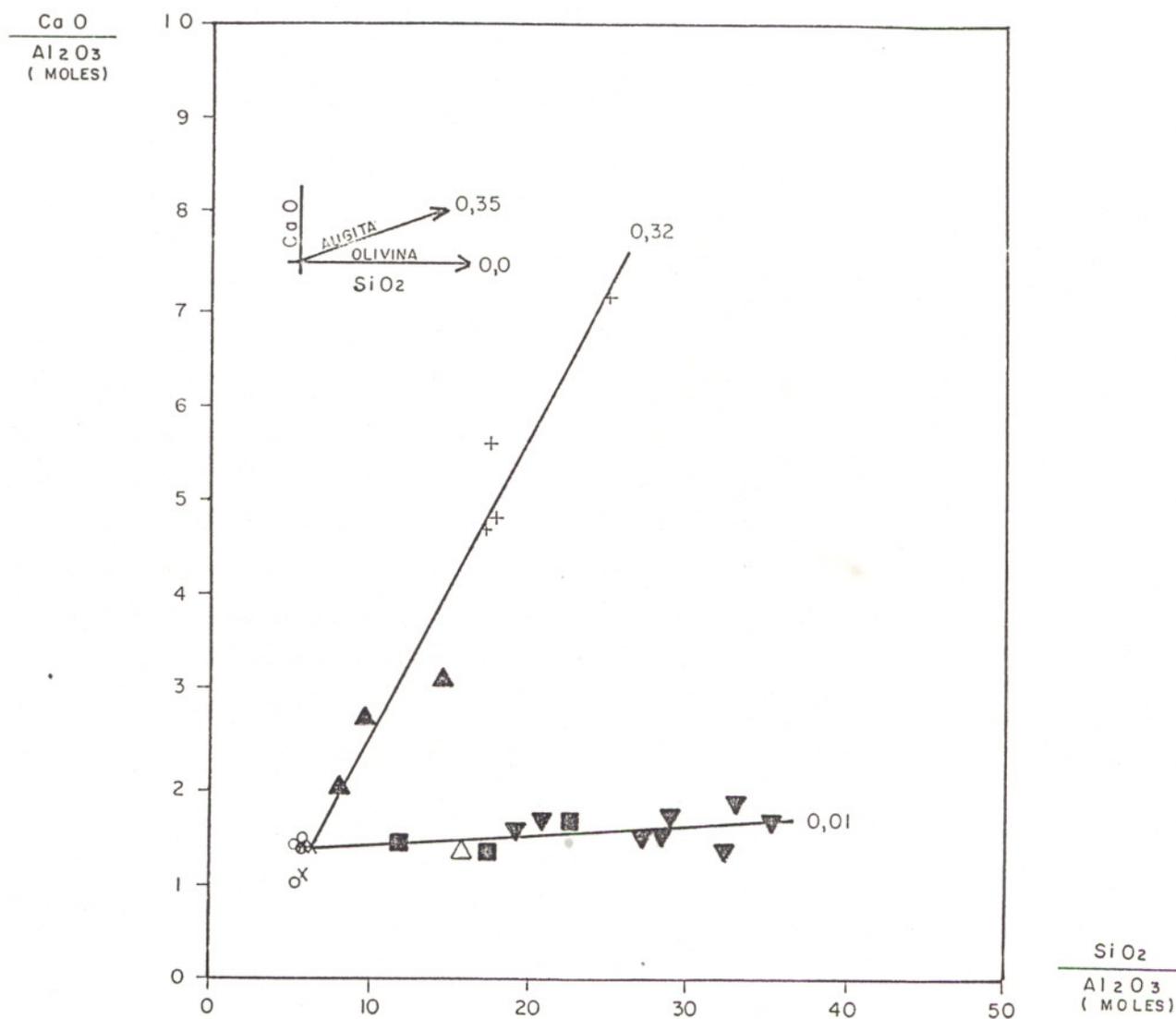


Fig.V.10 - Diagrama CaO/Al₂O₃ versus SiO₂/Al₂O₃, proposto por Pearce (1970), mostrando a augita como fase controladora do fracionamento em cpx-opx cumulatos. Símbolos como na figura V.1.

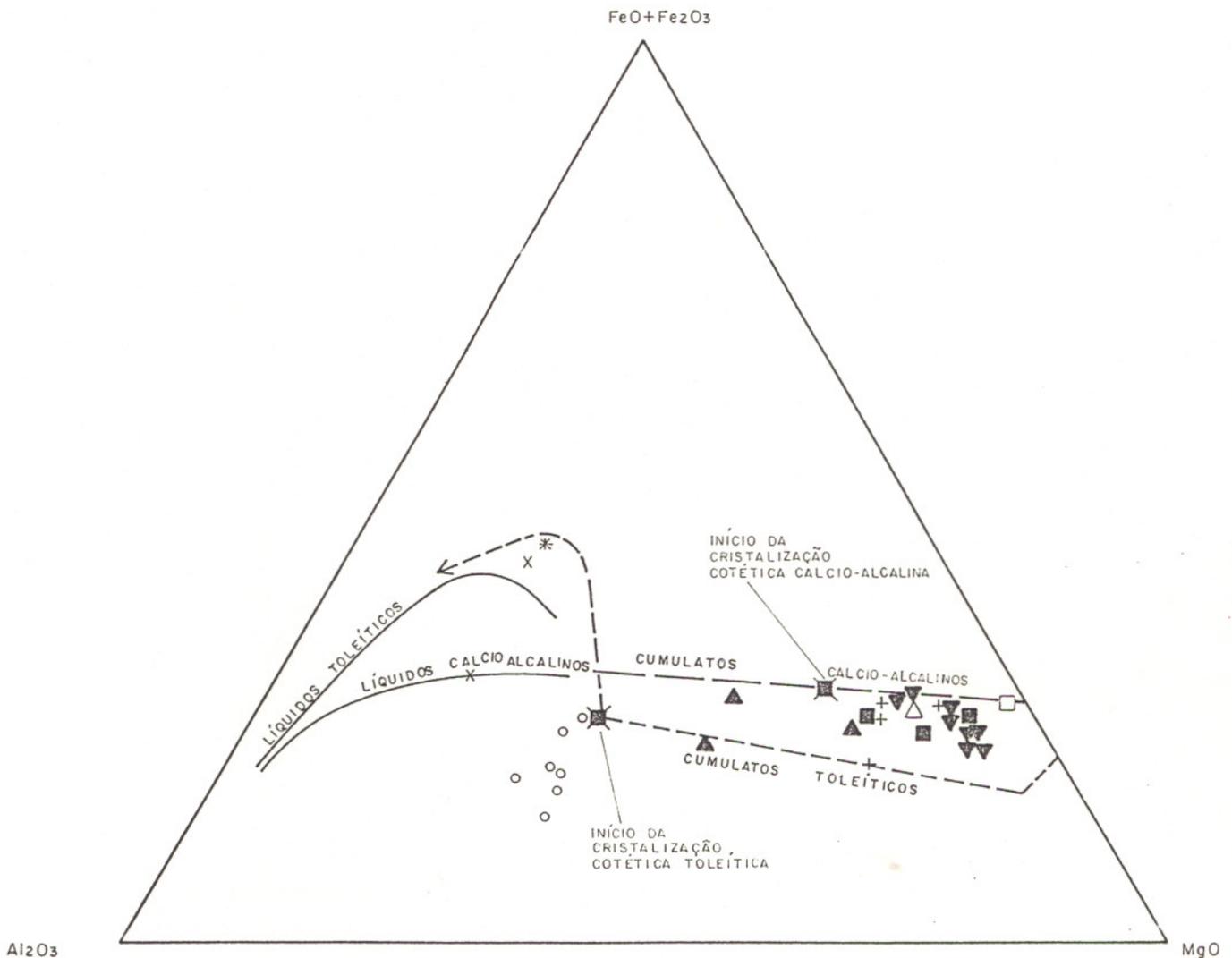


Fig. V.11 - Diagrama Al-F-M de Besson et Capitant (1976), mostrando o *trend* de evolução dos cumulatos do CFM. Símbolos como na figura V.1

V.3 Elementos Traços

Alguns dos elementos traços foram também lançados contra o Índice de Solidificação de Kuno (I.S.), como observado nas figuras V.13, V.14 e V.15.

Observa-se que os teores em Cr, Co e Ni mostram-se continuamente decrescentes na direção do topo estratigráfico do CFM, evidenciando o comportamento compatível desses elementos, frente ao processo de fracionamento ígneo acumulativo.

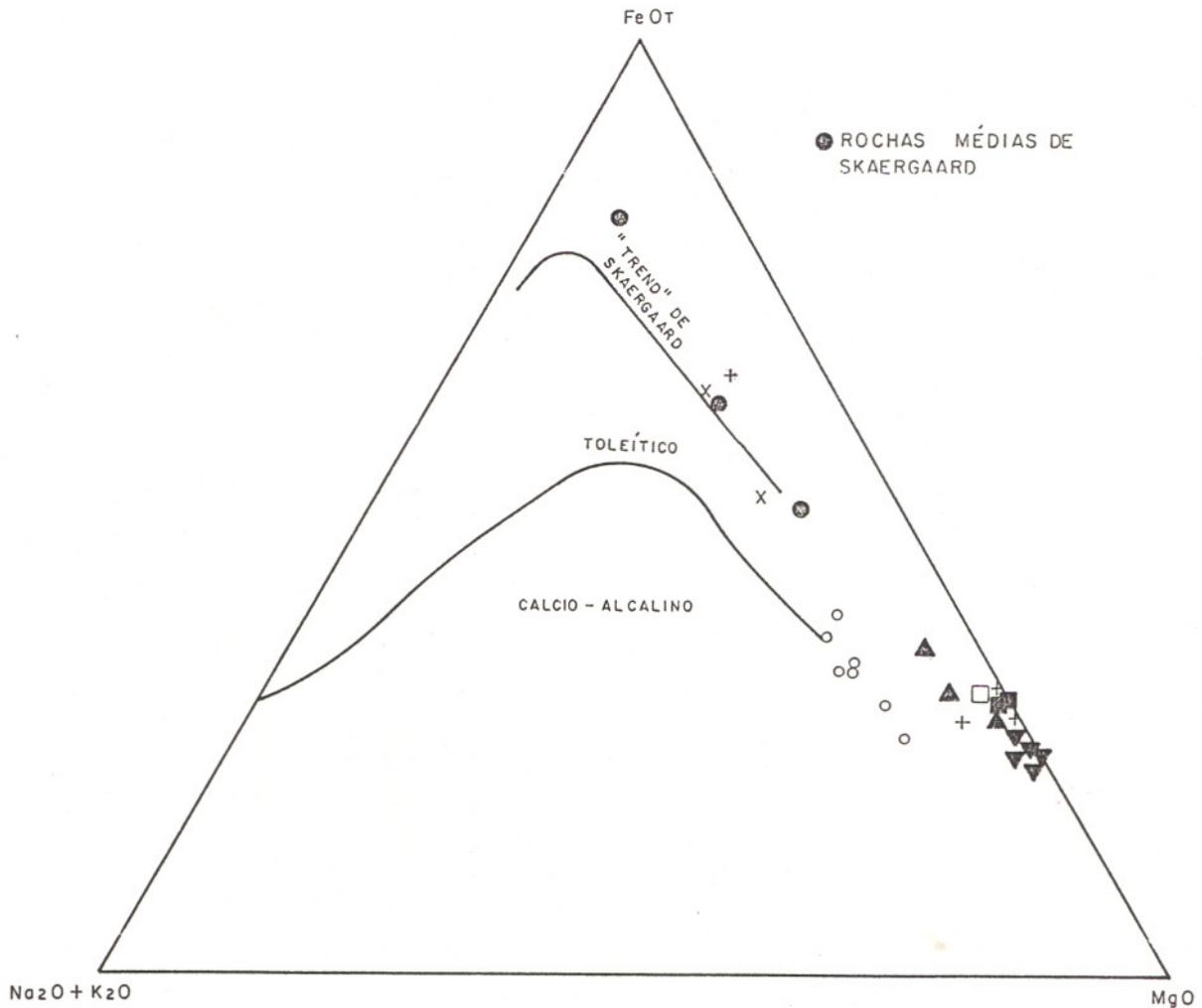


Fig.V.12 - Diagrama AFM, mostrando o *trend* de evolução dos cumulos do CFM e a coincidência das rochas do contato com o *trend* de evolução toleítica de Skaergaard (Wager & Brown, 1968). Símbolos como na figura V.1.

O serpentinito, que corresponde a uma rocha olivina cumulática, apresenta um teor bastante elevado em Ni, representando o alto percentual em opacos intersticiais, possivelmente sulfetos pós-cumuláticos oxidados. Além disso, representa o resultado da atuação do processo de enriquecimento secundário, que tende a aumentar o conteúdo em Ni neste tipo litológico.

Os altos valores em Ni nos ol cumulos (Fig. V.15) estão relacionados à presença desse elemento na estrutura das olivinas. Por sua vez, o alto percentual em Ni em uma das amostras de opx cumulado, corresponde a um conteúdo em sulfetos pós-cumuláticos de aproximadamente 2%.

No diagrama Cu versus I.S. (Fig. V.16) observa-se que os maiores valores de Cu, de uma maneira geral, correspondem aos opx cumulosos que, conforme anteriormente descrito, são as litologias predominantes no horizonte mineralizado em sulfetos. O serpentinito apresenta um conteúdo bastante alto em Cu, que representa, mais uma vez, o alto percentual em opacos intersticiais (sulfetos oxidados) e o processo de enriquecimento secundário.

É possível que a presença desses sulfetos oxidados intersticiais, em rochas do tipo ol cumulosos, esteja relacionada a dois momentos de saturação em S. Entretanto, a presença desses sulfetos também sugere que a olivina ainda pertencesse ao líquido no momento da saturação em S, ou ainda, que tenha havido migração, por gravidade, do líquido sulfetado para a porção basal do corpo, constituída por rochas olivina cumuláticas.

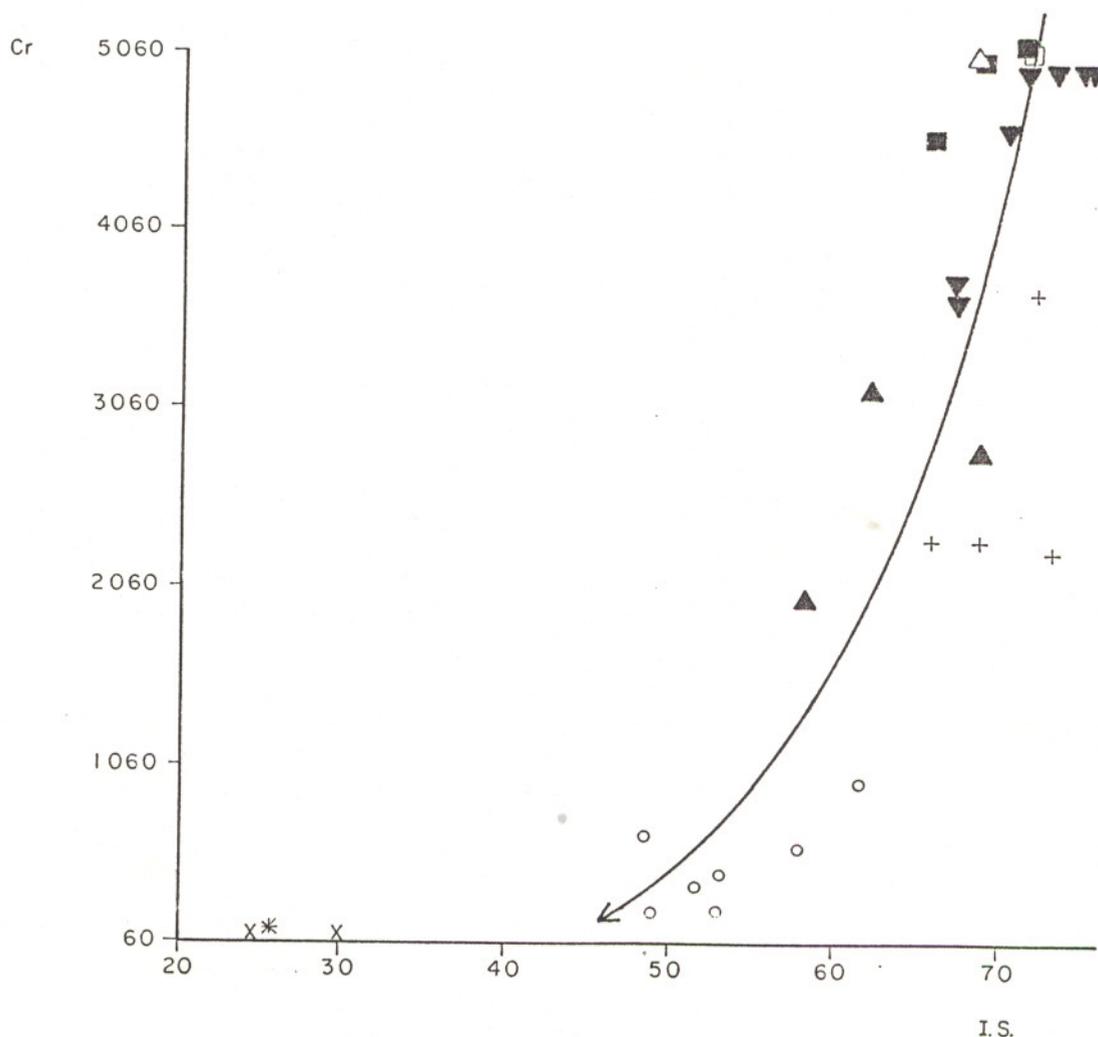


Fig.V.13 - Diagrama Cr (ppm) versus o índice de solidificação (I.S.) de Kuno (1968). Símbolos como na figura V.1.

Dos cumulos ultramáficos para os máficos, ou seja da base para o topo da sequência, observa-se um aumento bastante acentuado dos teores de Sr (Fig. V.17), decorrente de uma maior participação dos plagioclásio nas rochas mais diferenciadas.

Os maiores valores de Sc são observados nos cpx-opx cumulos (Fig.V.18), em decorrência do comportamento do cpx como fase cumulática. O Sc é um elemento cujo coeficiente de partição é muito elevado no cpx.

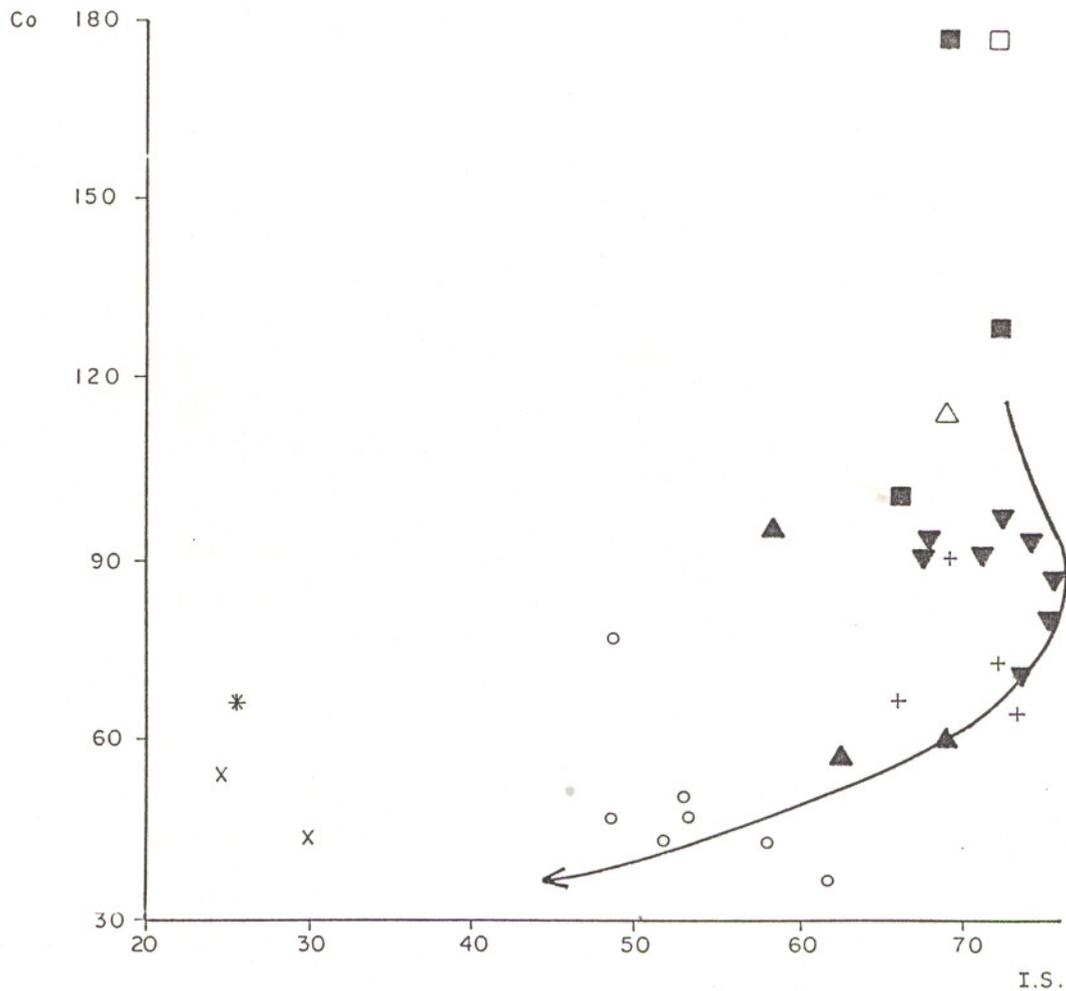


Fig. V.14 - Diagrama Co (ppm) *versus* o índice de solidificação (I.S.) de Kuno (1968). Símbolos como na figura V.1.

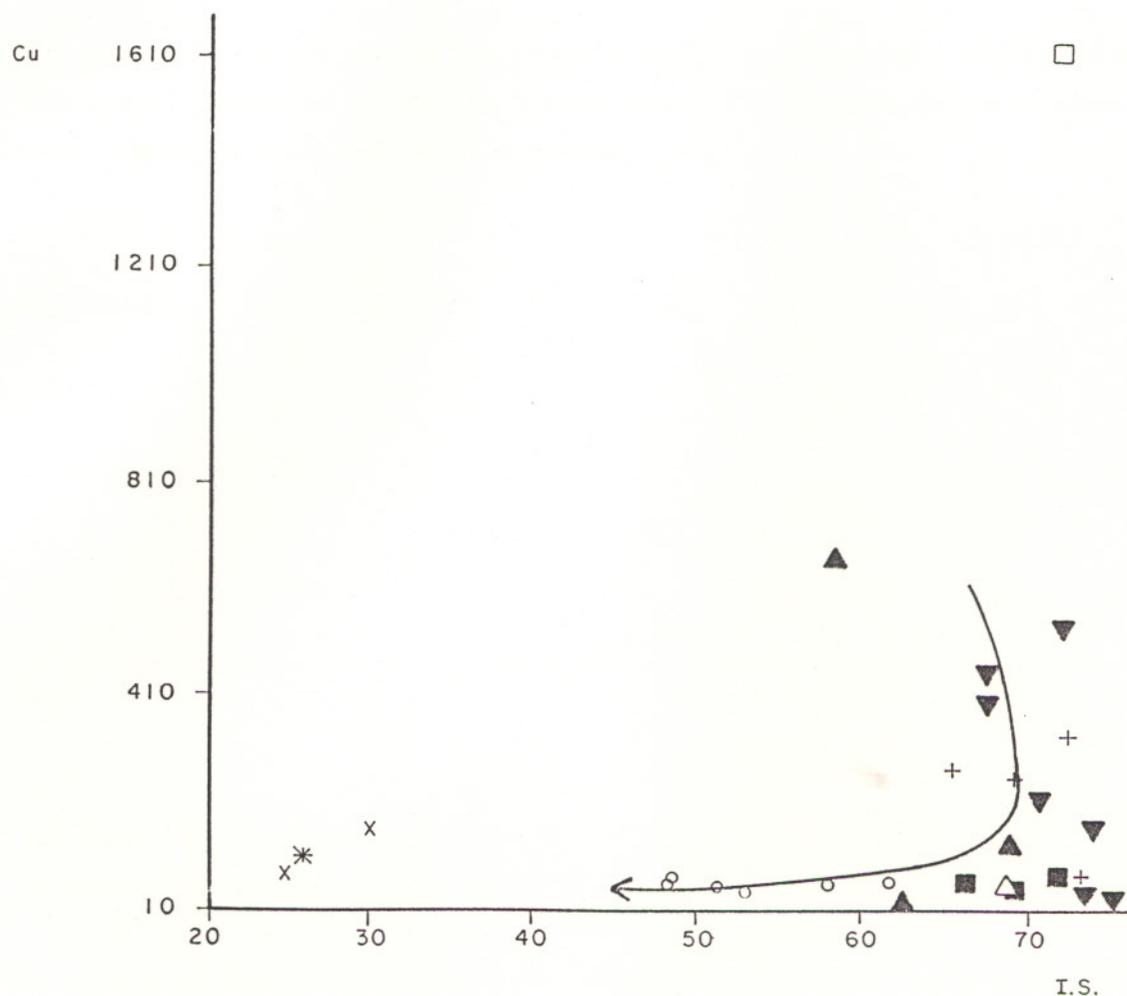


Fig. V.16 - Diagrama Cu (ppm) *versus* o índice de solidificação (I.S.) de Kuno (1968). Símbolos como na figura V.1.

Essas curvas exibem, de uma maneira geral, um enriquecimento no domínio das TRL (terras raras leves), em relação às TRP (terras raras pesadas). As TRP mostram-se praticamente não fracionadas. É interessante observar nessas curvas que os ol cumulos, de posicionamento estratigráfico basal, são mais enriquecidos em TRL que os opx cumulos, de cristalização posterior. Seria de se esperar que os litotipos cristalizados a partir de líquidos mais fracionados, tivessem um enriquecimento maior em TRL.

Como uma tentativa de se explicar esta divergência, foram calculados os coeficientes de distribuição total (D) de algumas terras raras (Tabela X.11, em anexo), notadamente do La, Nd, Sm, Gd e Yb, à partir da expressão:

$$D = \sum_{i=1}^n Kd^{i/l} x^i$$

onde, **X** = percentual em peso de cada fase mineral presente na rocha e **Kd** = coeficiente de partição de um determinado elemento **i** no sistema mineral-líquido. Por exemplo, para a amostra SL-097 o coeficiente de distribuição total do La (Dt La) é definido por:

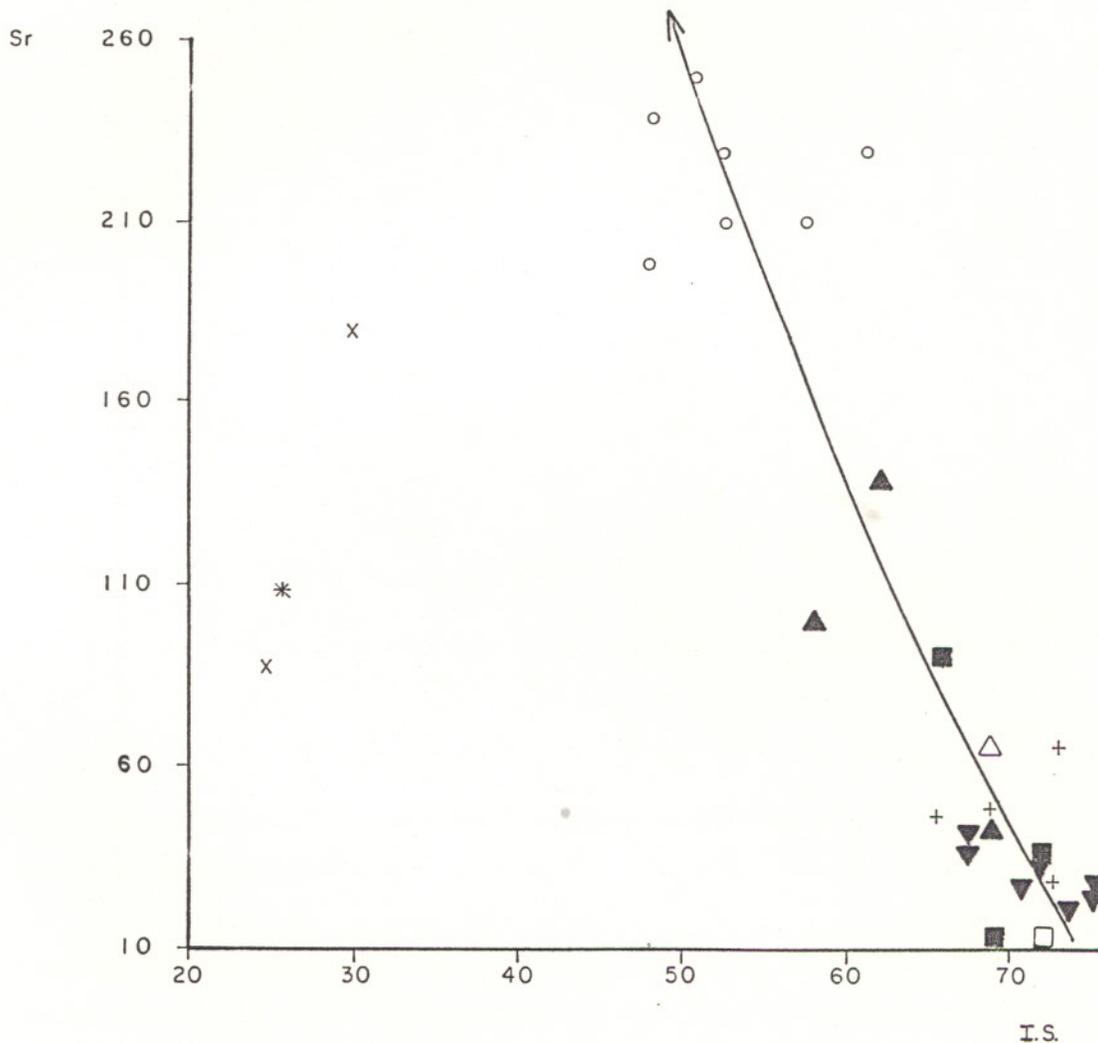


Fig.V.17 - Diagrama Sr (ppm) versus o índice de solidificação (I.S.) de Kuno (1968). Símbolos como na figura V.1.

$$Dt_{La} = 0,0619 (\% \text{ plag}) \times 0,33 (Kd_{La/plag}) + 0,1238 (\% \text{ cpx}) \times 0,18 (Kd_{La/cpx}) + 0,1694 (\% \text{ opx}) \times 0,026 (Kd_{La/opx}) + 0,5896 (\% \text{ ol}) \times 0,0089 (Kd_{La/ol}) + 0,0195 (\% \text{ anf.}) \times 0,27 (Kd_{La/anf}) = 0,056$$

Estes cálculos demonstram que os coeficientes totais de partição das TRL são maiores nas rochas mais ricas em olivina que nos opx cumulos.

Estes valores foram calculados com base nos coeficientes de partição listados na Tabela X.12 (em anexo). Vale ressaltar que os valores de coeficientes de distribuição total (D), calculados, levaram em conta não apenas as fases minerais cumuláticas como também o material intercúmulo.

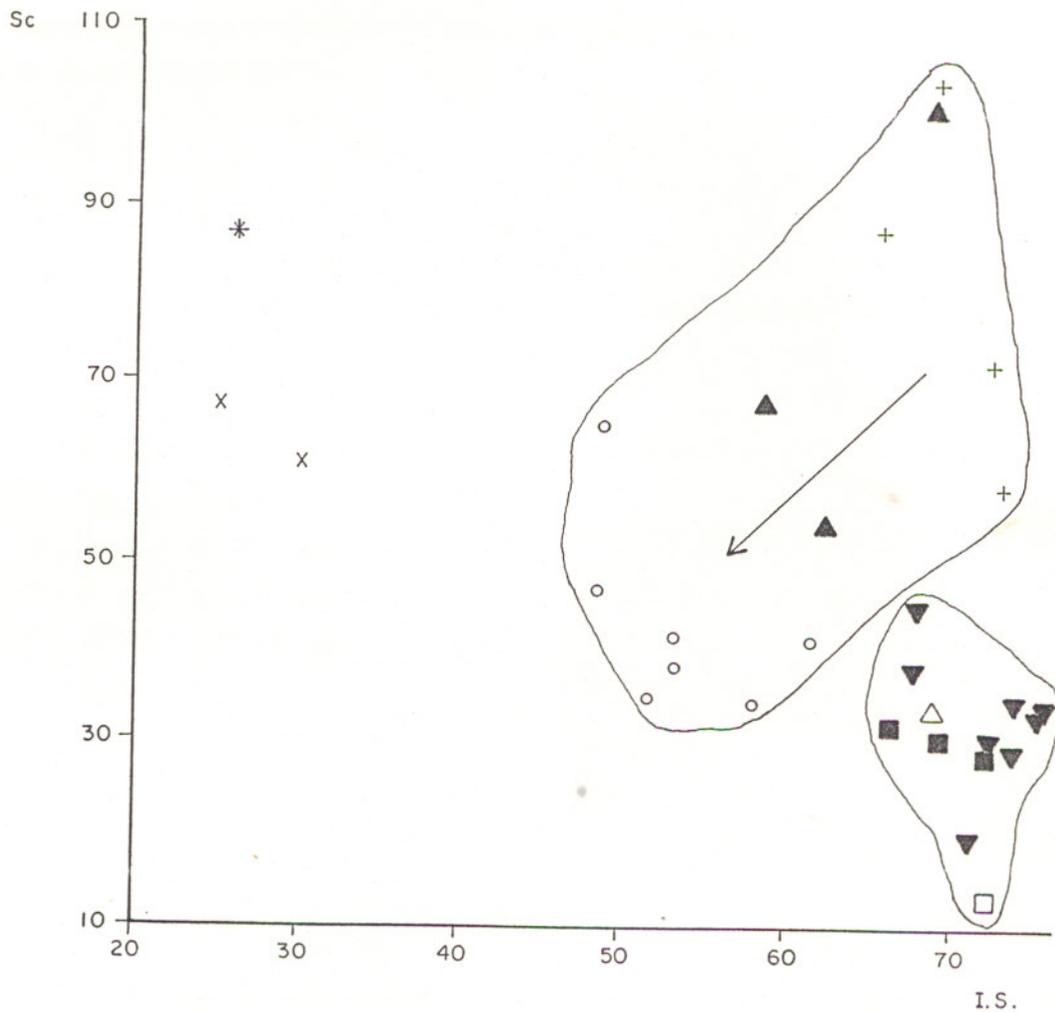


Fig. V.18. Diagrama Sc (ppm) *versus* o índice de solidificação (I.S.) de Kuno (1968). Símbolos como na figura V.1.

O comportamento incompatível dos ETR faz com que esses elementos se concentrem, preferencialmente, no líquido intercumulático (Haskin & Haskin 1968). Desse modo, para a maioria das rochas cumuláticas, o padrão final dos ETR é controlado muito mais pelas fases pós-cumuláticas que pelas fases de *cumulus*. Pode-se assim compreender os teores mais elevados em TRL, nas rochas mais basais, observando-se a composição petrográfica das mesmas, onde percentuais de até 13% de plagioclásio intercumulático são descritos (Tabela X.1, em anexo).

Os ol cumulatos, opx cumulatos e cpx-opx cumulatos apresentam uma pequena anomalia negativa de Eu, apontando para a presença do plagioclásio no líquido, enquanto nos gabronoritos observa-se uma anomalia positiva de Eu, refletindo a acumulação do plagioclásio.

Os padrões dentro de cada tipo litológico são muito semelhantes entre si, da mesma forma que as razões $(La/Lu)_n$. As razões $(La/Lu)_n$, encontradas nos diversos tipos litológicos e apresentadas na tabela V.1, variam de 1,56 a 12,44. Estes valores encontram-se dentro do mesmo espectro de variação encontrado por Cullers & Graf (1984), para rochas de complexos intrusivos toleíticos, o qual abrange o intervalo entre 0,31 e 19,39.

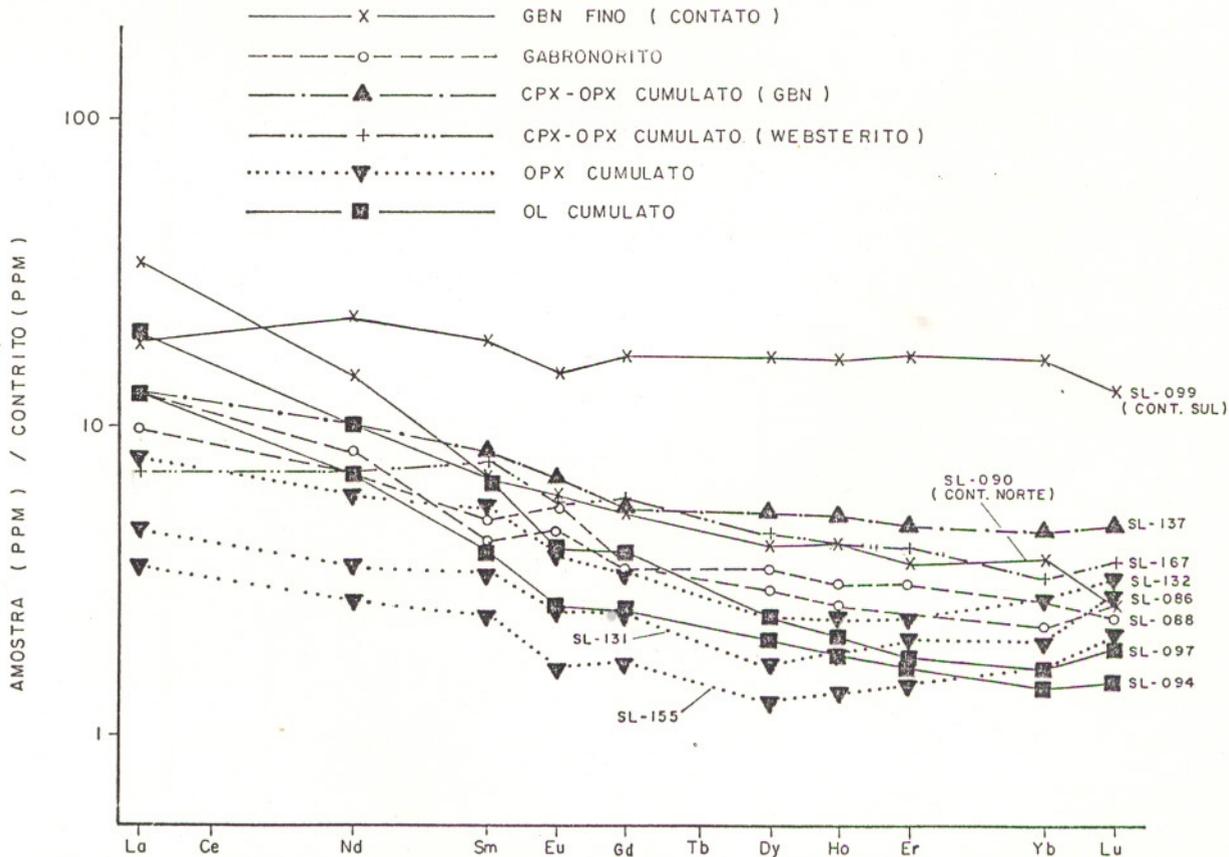


Fig.V.19 - Padrão de distribuição dos ETR normalizados pelos condritos (Evensen *et al.* 1978) para as rochas do CFM.

De um modo geral, os padrões encontrados se assemelham, em muito, aos padrões obtidos em rochas toleíticas continentais, não orogênicas (Fig. V. 20), notadamente nas intrusões máficas-ultramáficas estratificadas de grande porte, tipo Bushveld (África do Sul) ou em intrusões máficas-ultramáficas menores, à exemplo de Skaergaard , na Groelândia (Hall & Hughes 1991 e Haskin & Haskin 1968, respectivamente).

Padrões de ETR de complexos do tipo Alpino (Fig.V.20) exibem, ao contrário daqueles de complexos estratificados não orogênicos, um empobrecimento de TRL em relação às TRP (Loubet *et al.* 1975), o que difere bastante dos padrões observados para o CFM.

Uma das rochas gabronoríticas de contato apresenta um padrão de ETR similar aos observados nas rochas cumuláticas. Entretanto, a que representa o contato sul, apresenta um padrão mais enriquecido em relação às demais. Esta amostra possui concentrações anômalas de hornblenda e quartzo intersticial, podendo, desse modo, seu padrão de ETR ser um reflexo da interação com as encaixantes do CFM.

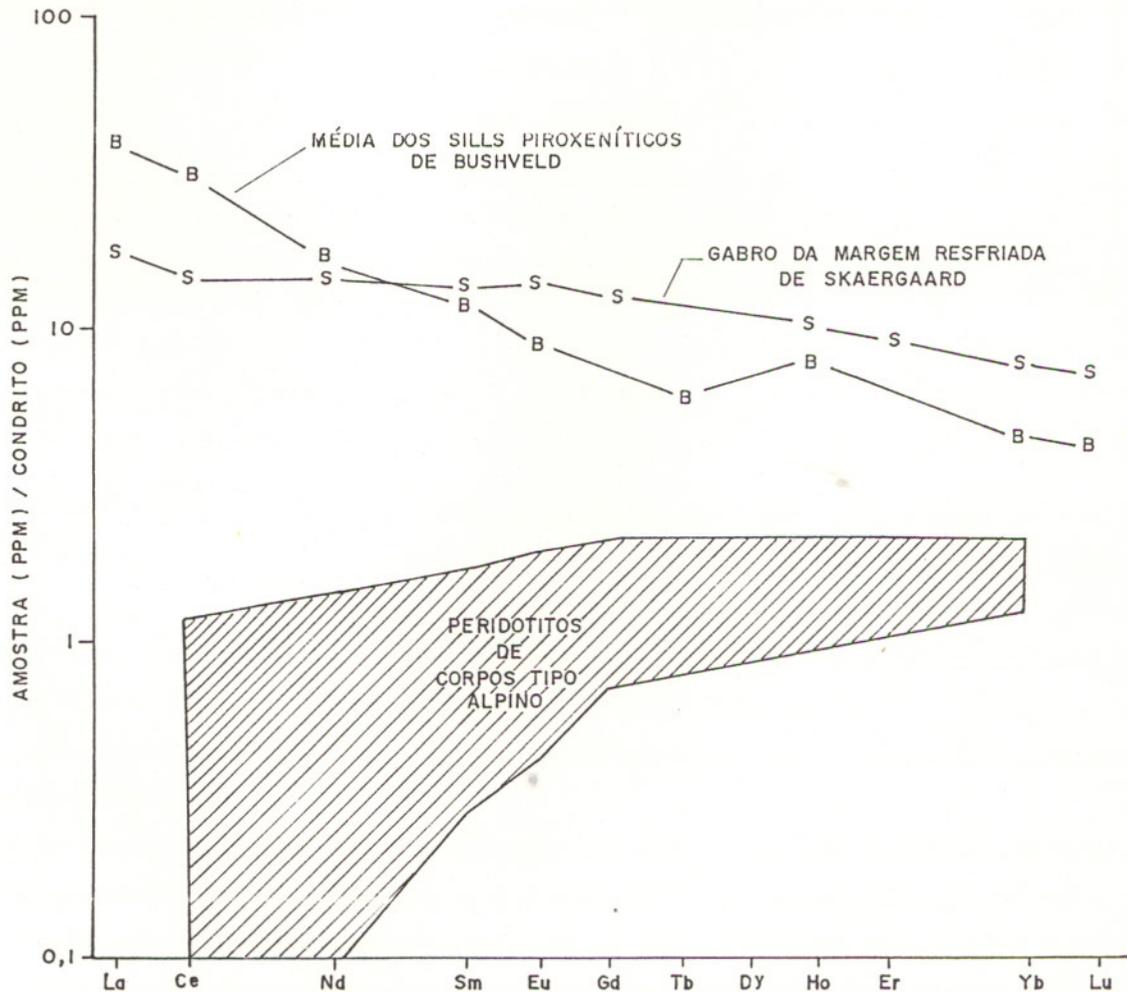


Fig.V.20 - Padrão de distribuição dos ETR para os Complexos de Bushveld (Hall & Hughes 1991), Skaergaard (Haskin & Haskin 1968) e corpos tipo alpino (Loubet *et al.* 1975).

Em geral, as margens resfriadas de complexos estratificados, de natureza não cumulática, podem ser utilizadas na reconstrução do padrão original do magma que deu origem ao complexo. Entretanto, o que se tem observado, de uma maneira geral e em especial no corpo intrusivo de Skaergaard, é que os padrões de distribuição dos ETR dessas margens resfriadas mostram-se semelhantes aos padrões apresentados pelas rochas cumuláticas (Haskin & Haskin 1968) associadas. De acordo com Haskin & Haskin (*op. cit.*), isto se deve ao fato do comportamento incompatível dos ETR, que os faz concentrarem-se, preferencialmente, no líquido intercumulático, cujo conteúdo relativo nestes elementos muda muito pouco diante dos processos de cristalização fracionada.

Tabela V.1 - Razões (La/Lu)_n calculadas para as rochas do CFM.

OL CUMULATO		OPX CUMULATO			CPX-OPX CUMULATO Webst. Gabron.		GABRONORITO		GBN FINO Cont. S	GBN FINO Cont. N
SL-094	SL-097	SL-131	SL-155	SL-132	SL-167	SL-137	SL-086	SL-088	SL-091	SL-099
8,09	10,49	1,56	1,56	2,47	1,85	2,71	4,80	4,24	12,44	1,404

VI.5 Discussões

Os resultados analíticos, obtidos a partir do quimismo em rocha total, refletem o processo de acumulação, evidenciando o papel preponderante do fracionamento da olivina, e posteriormente do piroxênio, na evolução litoestratigráfica do CFM. Esses resultados corroboram as observações anteriormente feitas, com base exclusivamente nas feições texturais, relativas à ordem de fracionamento dos minerais. Como demonstrado graficamente, na porção basal do CFM o fracionamento foi controlado pela olivina enquanto nas porções litoestratigraficamente superiores a principal fase controladora foi o piroxênio.

O quimismo de rocha total mostrou-se compatível com a sequência litoestratigráfica proposta para o CFM, apontando para a existência de uma continuidade petroquímica entre as diferentes zonas, como evidenciado pelo decréscimo contínuo nos teores de alguns elementos compatíveis, notadamente do Mg e do Cr, dos membros ultramáficos para os máficos. Pode-se assim concluir que a porção estudada do CFM é decorrente da evolução contínua de um mesmo magma.

A diminuição dos teores de ferro, da base para o topo, observado na porção basal do CFM, pode

ser atribuída a um mecanismo de diferenciação reversa, em consequência do efeito do líquido trapeado nos espaços intercumuláticos sobre as fases de *cumulus*, conforme sugerido por Raedeke & McCallum (1984) para feições similares observadas no complexo de Stillwater (EUA). Isto porque a quantidade de líquido intercumulático funciona como um diluidor do conteúdo em ferro, das fases cumuláticas, em relação à química de rocha total.

Tal mecanismo é também defendido por Barnes (1986), segundo a qual a diferença na composição de minerais cumuláticos durante a acumulação e após a total solidificação do líquido intercumulático é muito mais dependente da quantidade de material intercumulus presente (relacionada à porosidade da rocha) que da composição inicial da fase mineral cumulática. Chalokwu & Grant (1990) complementam essa hipótese ao afirmarem que os líquidos *intercumulus* são mais densos que as fases cumuláticas e que, conseqüentemente, tendem a se acumular nas porções basais das intrusões.

A presença de calcopirita, pirrotita, pirita e pentlandita, na transição da Zona Inferior para a Zona Intermediária, aponta, para esse horizonte, um fenômeno de saturação em S. De acordo com Haughton *et al* (1974), a solubilidade do S em líquidos silicáticos decresce com o decaimento da temperatura, da pressão, do percentual de FeO, da fugacidade de enxôfre ($f S_2$) e com o aumento da fugacidade de oxigênio ($f O_2$).

No corpo da Fazenda Mirabela, esse horizonte onde se deu a saturação em S, coincide com a transição do fracionamento reverso (diminuição dos teores de ferro) do nível mais basal, para o fracionamento normal (aumento dos teores de ferro) dos níveis superiores. Desse modo, à exemplo dos complexos de Stillwater (EUA) e de Bushveld (África do Sul), conforme Sharpe 1982 e Todd *et al.* 1983, esse horizonte pode significar um momento, dentro da evolução do corpo, onde houve a mistura de líquidos residuais ricos em Fe e S com líquidos ricos em Mg. Essa mistura poderia ter resultado na segregação, por questões de *buoyance*, de uma fase líquida sulfetada (Campbell *et al.* 1983).

No que diz respeito ao ambiente de geração desse corpo, o quimismo de elementos maiores e traços define não apenas uma natureza toleítica para a intrusão, como aponta semelhanças no comportamento geoquímico do CFM com corpos de ambiente continental, não orogênico, descritos na literatura, tais como Bushveld, Stillwater, Mulcahy e Skaergaard.

VI - CARACTERIZAÇÃO TIPOLOGICA DO CFM

VI - CARACTERIZAÇÃO TIPOLOGICA DO CFM

VI.1 Introdução

Várias tem sido as propostas de classificação tipológica dos corpos máficos-ultramáficos, descritos nas diversas partes do mundo, com destaque para os trabalhos de Naldrett (1973) e Naldrett & Cabri (1976).

De acordo com a proposta de Naldrett & Cabri (op. cit.), as rochas máficas-ultramáficas podem ser convenientemente classificadas com base no ambiente geotectônico em que se encontram, sendo assim, divididas em rochas associadas a ambientes orogênicos e não orogênicos.

No que diz respeito aos ambientes orogênicos, três diferentes tipos de complexos máfico-ultramáficos tem sido reconhecidos: (1) corpos contemporâneos e geneticamente relacionados à atividade vulcânica; (2) corpos ofiolíticos (tipo Alpino), resultantes da obdução de fragmentos de crosta oceânica e (3) corpos concêntricos, tipo Alaska.

Quanto aos complexos máfico-ultramáficos encaixados em ambientes continentais, não orogênicos, os autores supracitados reconhecem a existência de: (1) complexos estratiformes, (2) sills e diques relacionados a derrames basálticos continentais, (3) intrusões diferenciadas de pequeno e médio porte e (4) rochas ultramáficas alcalinas em complexos anelares e pipes kimberlíticos;

Cada um desses diferentes tipos de complexos máfico-ultramáficos exhibe características distintas, principalmente no que diz respeito ao arcabouço litoestratigráfico, feições estruturais, texturais e mineralógicas, litogeoquímica, química mineral e potencial metalogenético. Essas características estão intrinsecamente relacionadas à gênese e evolução desses corpos.

Numa tentativa de classificar o CFM, do ponto de vista tipológico, será feita uma comparação de suas características petrológicas e geoquímicas (descritas ao longo desse trabalho), com as de corpos, de diferentes classes, definidos por Naldrett & Cabri (1976).

VI.2 Corpos relacionados à atividade vulcânica

Os estudos realizados em diversos corpos sinvulcânicos demonstram que os mesmos encontram-se relacionados a suítes de assinatura komatiítica ou toleítica (Naldrett & Cabri, 1976) e, quando associados a suítes toleíticas, os corpos encontrados são de natureza picrítica ou anortosítica.

De acordo com Naldrett & Mason (1968), corpos picríticos de suítes toleíticas consistem, de uma maneira geral, numa sequência de peridotitos, que grada para augita piroxenitos e gabros, a exemplo do sill Dundonald, no Canadá.

De acordo com Besson (1979), a porção basal de corpos picríticos de suítes toleíticas resulta da acumulação de olivina dentro de um líquido basáltico de composição picrítica (mais rico em MgO e CaO

que os líquidos basálticos comuns). As olivinas, dentro desta sequência picrítica, apresentam teor molar em Fo da ordem de 88 a 90% (Besson *op. cit.*).

Os estudos em corpos anortosíticos, por sua vez, revelam que os mesmos consistem, predominantemente, em anortositos, anortositos gabróicos e gabros anortosíticos, contendo, frequentemente, estratos ricos em magnetita titanífera.

Os corpos sinvulcânicos de afinidade komatiítica são encontrados, mais frequentemente, em terrenos antigos, geralmente de idade arqueana, constituindo algumas vezes corpos cumuláticos que variam composicionalmente de dunitos (>40% de MgO), peridotitos (30 a 40% de MgO) e piroxenitos (12 a 20% de MgO). O acamamento apresentado por estas rochas, de acordo com Hynes & Francis (1991), é produzido pela acumulação de cristais de olivina, clinopiroxênio e plagioclásio, a exemplo do Grupo Chukotat (Canadá). Estudos realizados em corpos deste tipo revelam que os mesmos apresentam-se empobrecidos, de uma maneira geral, em elementos incompatíveis, a exemplo dos ETR.

As características geoquímicas observadas no CFM não são compatíveis com corpos máfico-ultramáficos sinvulcânicos komatiíticos. Isto se deve, dentre outras características, à natureza toleítica do corpo, ao conteúdo relativamente elevado em ETR e à presença marcante do opx como fase cumulática.

Muito embora tenham uma afinidade geoquímica toleítica, as litologias do CFM não são também compatíveis com líquidos picríticos. Isto porque o cálculo da razão Mg/Fe^{+2} para o líquido original revelou um valor baixo (2,3) muito similar ao do gabronorito fino do contato norte (2,0). Por sua vez, a razão $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ do gabronorito fino do contato norte é igualmente baixa (0,42) quando comparada à de corpos picríticos (valores muito acima de 0,4). Além disso, o conteúdo molar em Fo das olivinas no CFM varia de 80 a 88%, muito inferior ao conteúdo em Fo de corpos picríticos e os teores em elementos incompatíveis são, relativamente, mais elevados que os de picritos em geral.

VI.3 Corpos tipo Alpino

De acordo com Coleman (1977), os complexos do tipo alpino (ofiolíticos), representam pedaços de crosta oceânica, tectonicamente colocados em ambientes continentais.

O arcabouço litoestratigráfico desses complexos compreende uma zona basal plutônica, de natureza cumulática, de composição peridotítica a gabróica, e uma sequência de topo, vulcano-sedimentar, representada por pillow lavas, diques basálticos foliados e sedimentos de fundo oceânico (Coleman 1977).

A porção plutônica, cumulática, desses complexos constitui os chamados corpos tipo Alpino, comuns do PréCambriano Superior ao Terciário e, excepcionalmente, anteriores a 1.200 M.a..

De acordo com Jackson & Thayer (1972), os complexos alpinos podem ser subdivididos nos tipos harzburgíticos e lherzolíticos, ambos similares em textura, estrutura, forma, colocação e idade, mas

diferentes na composição total, tipos de rocha características, composição mineral e depósitos econômicos.

De acordo com os autores supracitados, nos complexos harzburgíticos, a enstatita é o piroxênio dominante, com clinopiroxênio subordinado. Os tipos de rocha mais característicos são dunitos, harzburgitos, ortopiroxenitos, websteritos, gabros, troctolitos, trondjemitos e albita granitos. Os minerais mais abundantes são olivina, ortopiroxênio, plagioclásio, clinopiroxênio e cromita. O Cr aparece principalmente sob a forma de cromita e quantidades significativas de Al são encontradas nas cromitas desses complexos.

No subtipo lherzolítico, o clinopiroxênio costuma ser mais abundante que o ortopiroxênio enstatítico. As rochas mais características são dunitos, harzburgitos, espinélio lherzolitos, granada e plagioclásio lherzolitos, espinélio, granada e plagioclásio websteritos, granada clinopiroxenitos, troctolitos e gabros. Os minerais mais abundantes são olivina, clinopiroxênio, ortopiroxênio, espinélio, plagioclásio, granada, pargasita e flogopita. O Cr e o Al encontram-se combinados em piroxênios aluminosos e granada.

Os teores em forsterita nas olivinas, nas porções mais ultramáficas destes complexos, variam de 87 a 94% enquanto os teores de En, nos ortopiroxênios dessas mesmas porções basais, variam de 89 a 93%. Os espinélios são comumente anedrais, com forma altamente irregular e granulometria bastante variada (Dick 1977).

Ambos os tipos apresentam uma fábrica tectônica (texturas de fluxo sólido), texturas de recristalização, reequilíbrio, desmisturamento, sendo as texturas cumuláticas reliquias raras. É comum observar-se, nas texturas cumuláticas, a presença de foliação, lineação, estratos discordantes, geralmente lenticulares, sendo a repetição de estratos irregular a ausente.

Nesses corpos é comum aparecer estruturas cortando-os, principalmente diques. No contato com a rocha encaixante mostram-se metamorfizados (metamorfismo moderado) e muitas vezes falhados (Guilbert & Park 1986).

Loubet *et al.* (1975) constataram que os peridotitos alpinos, tanto harzburgíticos quanto lherzolíticos, são caracterizados por vários graus de empobrecimento em TRL (Ce varia de 1,2 a 0,02 vezes condrito) e uma pequena variação nas TRP (Yb varia de 1,3 a 2,2 vezes condrito).

As litologias encontradas no CFM assemelham-se, composicionalmente, àquelas descritas para os complexos alpinos harzburgíticos, onde a enstatita é o piroxênio dominante. Além disso, no CFM os espinélios são aluminosos, assim como em corpos alpinos.

Entretanto, corpos alpinos apresentam, em seus membros ultramáficos, teores em Fo e En muito mais elevados que os teores observados em rochas similares do CFM (Figs. IV.3 e IV.4 do capítulo de química mineral). Além disso, corpos alpinos apresentam, em geral, um empobrecimento em TRL em relação às TRP, o que não é compatível com os padrões encontrados no CFM (Figs. V.19 e V.20 do capítulo de litogeoquímica).

Adicionalmente, as rochas encontradas em corpos alpinos costumam apresentar uma fábrica tectônica, com texturas cumuláticas reliquias raras, contrariamente ao que é observado nas litologias que compõem o CFM.

VI.4 Corpos tipo Alaska

Os complexos tipo Alaska, também chamados de complexos zonados ou concêntricos, são característicos de terrenos jovens, de idade Fanerozóica, tendo sido observados no Alaska, nos Urais e no sudeste da Austrália (Barnes 1992).

De uma maneira geral, constituem intrusões de pequenas dimensões (< 10 Km de diâmetro) possuindo, os maiores complexos estudados, área aflorante na faixa de 5 a 30 Km².

Apresentam um zoneamento concêntrico, que quando bem desenvolvido, consiste em um núcleo dunítico, circundado por sucessivas camadas de Ol-clinopiroxenito, clinopiroxenito rico em magnetita e hornblendito (Naldrett & Cabri, 1976).

De acordo com Jackson & Thayer (1972) consistem de dunito, wehrlito, hornblenda piroxenito e gabros a 2 piroxênios, sendo lherzolitos, harzburgitos e anortositos, raros a ausentes.

Segundo Naldrett & Cabri (*op. cit.*), as rochas ultramáficas dos complexos tipo Alaska distinguem-se das ultramáficas de complexos alpinos e estratiformes, nos maiores percentuais de clinopiroxênio cálcico, na ausência de ortopiroxênio ou plagioclásio, abundante hornblenda, cromita mais rica em Fe e magnetita, muitas vezes em concentrações de interesse econômico.

Os teores em Fo das olivinas nestes complexos, variam de 74 a 93%, nas rochas ultramáficas, e de 27 a 82%, nas rochas gabróicas (Jackson & Thayer *op. cit.*).

Estas rochas pertencem a suítes de filiação calcio-alcalina a alcalina, relacionadas a zonas de subducção (Barnes 1992). As texturas cumuláticas e de fluxo de massa (*mush flow*) dominam, observando-se laminações lineares com estratos sub-paralelos a discordantes e o contato intrusivo com as rochas encaixantes é marcado por fortes auréolas termais.

O CFM também é uma intrusão de pequenas dimensões (aproximadamente 9 km²) e apresenta um teor em Fo das olivinas dentro dos limites estabelecidos para corpos tipo Alaska. Entretanto, o CFM caracteriza-se pela presença marcante de ortopiroxênio, ausente em corpos desta tipologia. A presença de hornblenda, mineral abundante em corpos tipo Alaska, é registrada em percentuais relativamente baixos nas rochas cumuláticas do CFM e encontra-se, geralmente, relacionada a substituições nas bordas dos piroxênios. Além disso, às cromitas (ou Cr-espinélios), encontradas no CFM, não são ricas em Fe.

Por fim, a natureza toleítica do magmatismo que deu origem ao CFM, o incompatibiliza, definitivamente, com corpos do tipo Alaska, os quais, como descrito anteriormente, estão relacionados a um magmatismo calcio-alcálico a alcalino.

VI.5 Corpos máfico-ultramáficos de natureza alcalina, em complexos anelares e pipes kimberlíticos

Complexos máficos-ultramáficos alcalinos anelares são característicos de zonas continentais, relacionados a um regime de tectônica extensional, onde ocorrem, em geral, associados a rochas de natureza carbonatítica e a kimberlitos, a exemplo de Iron Hill (EUA), da Península de Kola (escudo Báltico) e Älno (Suécia).

Possuem, geralmente, uma forma elíptica e apresentam um zoneamento concêntrico. Encontram-se estratificados, em seqüências por vezes rítmicas, com estratos variando desde bandas grosseiras a finas lâminas.

De acordo com Tomkeieff (1961), estes complexos são constituídos por 4 séries de rochas distintas, que podem ocorrer isoladamente ou associadas, a saber:

- Série normal de rochas alcalinas básicas a ultrabásicas e às vezes intermediárias, representadas, principalmente, por peridotitos e piroxenitos.
- Série peralcalina, constituída por jacupiranguitos, ijolitos, melteiguitos e urtitos (piroxênio nefelinitos).
- Alkali e nefelina sienitos.
- Carbonatitos.

As rochas plutônicas ultramáficas dos complexos alcalinos são, comumente, agrupadas dentro da série peralcalina ou ijolítica (Hall 1987), constituída por urtitos (>70% nefelina), ijolitos (nefelina>clinopiroxênio) e melteiguitos (clinopiroxênio>nefelina).

Em Jacupiranga (Brasil), as rochas alcalinas máficas-ultramáficas encontram-se representadas por dunitos, wehrlitos, magnetita, nefelina, olivina-flogopita-nefelina, flogopita-andesina e flogopita piroxenitos, ijolitos, gabros, dioritos e sienitos (Gaspar 1989)

Uma das características mais marcantes desses complexos é o enriquecimento em Ti, sendo o piroxênio, comumente, titanaugita e a hornblenda titanífera muito abundante, a exemplo do que se observa no maciço de Monteregian, Quebec (Philpotts 1974).

De acordo com Hall (*op. cit.*), os piroxenitos são tipicamente compostos de cpx (diopsídio ou titano-augita), contendo, frequentemente, abundante magnetita, apatita e perovskita. Os dunitos, por sua vez, contém grandes quantidades de magnetita e flogopita.

Nestas seqüências alcalinas, a ordem de cristalização é definida por: olivina → olivina + piroxênio → piroxênio + nefelina (Gerasimovsky *et al.* 1974).

Nenhuma das feições diagnósticas descritas para complexos dessa tipologia se assemelha às feições encontradas no CFM. O caráter toleítico do CFM, a ausência de piroxênios titaníferos, a ausência de minerais subsaturados do tipo feldspatóides, os baixos percentuais de hornblenda, invalidam qualquer possibilidade de comparação desse corpo com corpos ultramáficos de complexos alcalinos

anelares.

VI.6 Intrusões estratificadas de grande, médio e pequeno porte e sills relacionados a derrames basálticos continentais

Corpos deste tipo relacionam-se a regimes extensionais em ambientes continentais e têm sido formados desde o Precambriano Inferior ao Holoceno, mais extensivamente em períodos anteriores a 1000 m.a. (Jackson & Thayer 1972).

Dentre as intrusões estratificadas de grande porte, destacam-se os complexos de Bushveld (África do Sul) datado em 1950 a 2100 m.a., Stillwater (EUA) com idade variável entre 2700 e 3100 m.a., Muskox (Canadá) datado em 1095 m.a. e Duluth (EUA) com idades da ordem de 1080 a 1200 m.a.. Das intrusões de pequeno e médio porte, Skaergaard (Groelândia), de idade Terciária, destaca-se como a mais extensivamente estudada. Como exemplo de sill associado a derrames basálticos, destaca-se o sill de Palisades (Escócia).

As características gerais destes corpos são bastante semelhantes entre si, sendo sua divisão em diferentes classes mais uma questão de tamanho e associação, ou não, com rochas vulcânicas.

A maior parte desses corpos encontram-se caracteristicamente estratificados, cujos estratos, geralmente, possuem um alto grau de perfeição e continuidade e podem variar de milímetros a dezenas de metros. Essa estratificação, entretanto, encontra-se fracamente desenvolvida em corpos de espessura limitada (Wager & Brown 1968).

As estratificações ou bandamentos, nestes tipos de intrusões, ocorrem devido a mudança textural e composicional dos tipos litológicos e variação modal e granulométrica das fases minerais presentes, sendo comuns repetições de tipos litológicos (bandamentos rítmicos) e variações químicas graduais das fases mineralógicas (bandamentos crípticos).

A despeito dos bandamentos típicos mostrados por estas tipologias, a maior parte das rochas, possuem outras características que se desenvolvem como um resultado dos processos deposicionais, que variam de complexo para complexo.

De um modo geral, a composição desses estratos varia de peridotítica, na base, a granítica ou granofírica, no topo. Compreende uma diversidade enorme de tipos litológicos, notadamente dunitos, peridotitos (harzburgitos e lherzolitos), piroxenitos (ortopiroxenitos e websteritos), troctolitos, noritos, gabros, anortositos e granófiros, sendo lherzolitos e wehrlitos raros (Jackson & Thayer *op. cit.*).

Estas intrusões são formadas por processo de fracionamento dos cristais, sendo dominadas por texturas cumuláticas típicas.

Os teores em Fo das olivinas, nestes complexos, variam de 75% a 94%, nas rochas ultramáficas, e de 0% a 80% nas rochas gabróicas. Os teores em En dos ortopiroxênios, por sua vez, variam de 77% a 92% e 45% a 81% , nas rochas ultramáficas e máficas, respectivamente (Jackson & Thayer, *op. cit.*).

O piroxênio dominante nas porções ultramáficas é o opx (Barnes 1992), que predomina em mais de 50% nas rochas ultramáficas do Complexo de Bushveld (Hatton & Gruenewaldt 1990), sendo bronxitos e noritos as litologias mais comuns.

A variação das razões $Cr/(Cr+Al)$ dos espinélios de Cr, em intrusões deste tipo, comumente, concentra-se entre 0,5 e 0,8, a exemplo de Bushveld, Great Dyke, Stillwater e Skaergaard (Dick & Bullen, 1984).

Quando as margens resfriadas encontram-se presentes, nestes complexos, possuem, geralmente, a composição de um gabro, sendo o magma original de afinidade geoquímica toleítica.

Estudos realizados nos padrões de distribuição de TR, nos complexos de Bushveld (Hall & Hughes 1991) e Skaergaard (Haskin & Haskin 1968), revelaram que os complexos deste tipo apresentam, em geral, enriquecimento em TRL em relação às TRP (Fig.V.20 do capítulo de litogeoquímica).

O CFM apresenta, assim como os corpos estratificados, um bandamento críptico e cíclico, evidenciado pela diminuição dos teores em En dos opx, dos membros mais ultramáficos para os mais máficos, e pela repetição de estratos peridotíticos e piroxeníticos nas porções mais ultramáficas. Entretanto, este bandamento não é bem desenvolvido, como é esperado em corpos de espessura limitada.

Os tipos litológicos que constituem o CFM: ol cumulosos (dunitos e peridotitos), ol-opx cumulosos (peridotitos), opx cumulosos (ortopiroxenitos), cpx-opx cumulosos (websteritos e melanogabronoritos) e gabronoritos (cpx noritos), assemelham-se àqueles encontrados em complexos estratificados. Esses litotipos, por sua vez, também apresentam uma variedade textural grande (variam de ad, meso a ortocumuláticos, apresentam, em alguns casos, bimodalidade granulométrica e texturas gabróicas), que é também uma característica comum a esses corpos estratificados.

Como observado em capítulos anteriores, o opx no CFM, é uma fase mineral marcante, principalmente dentro dos membros mais ultramáficos. A composição da olivina varia de Fo 80 a 88% e do ortopiroxênio de En 45 a 88% dos tipos litológicos mais máficos para os mais ultramáficos. Essas feições são características compatíveis com intrusões estratificadas.

Adicionalmente, os padrões de distribuição de TR, descritos para o CFM, assemelham-se aos apresentados em complexos estratiformes de ambientes continentais, tais como Bushveld e Skaergaard (Fig.V.19 do capítulo de litogeoquímica).

Entretanto, o conteúdo elevado em Al do cpx e espinélio de Cr, não são feições comumente observadas em complexos estratiformes.

Segundo vários autores (Moore 1966 *apud* Deer *et al.* 1978; Wilkinson 1975; Wass 1973; Eales & Marsh 1983 *apud* Barnes 1986; Girardi *et al.* 1986; Balhaus & Berry 1991), apesar de não serem comuns, estas feições e mais outras características mineralógicas, tais como, as desmisturações para espinélio (encontradas no ortopiroxênio e plagioclásio) e as coroas de reação entre olivina e

plagioclásio, relacionam-se às condições, relativamente altas, de pressão, como observado em intrusões como Niquelândia (Brasil), Giles (Brasil), Tverfjell (Noruega).

Todas estas características sugerem que o CFM represente uma intrusão estratificada, de pequeno porte, que esteve submetida a condições de pressão relativamente altas durante o seu resfriamento.

VII - IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS

VII - IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS

VII.1 Generalidades

Dentre os vários tipos de corpos máficos-ultramáficos, descritos no capítulo anterior, os corpos estratificados de ambientes continentais, não orogênicos, são, indubitavelmente, os de maior diversidade em termos de potencial metalogenético. A esses corpos podem estar associadas mineralizações de Cr, elementos do grupo da Platina (EGP), sulfetos de Ni e Cu, óxidos de Fe, Ti e V.

A literatura geológica descreve, pormenorizadamente, vários exemplos das mineralizações acima relacionadas, associadas a complexos máfico-ultramáficos estratificados, com destaque para os complexos de Bushveld (África do Sul), reconhecido como o exemplo mais completo dessa tipologia de depósito, Stillwater (EUA), Sudbury (Canadá), Great Dyke (Zimbabwe), Noril'sk (Sibéria), dentre outros.

No Brasil, poucos tem sido os depósitos descritos como pertencentes a essa tipologia, com destaque para as jazidas de Cr da região de Campo Formoso (Bahia) e para as mineralizações sulfetadas de Cu e Ni, dos complexos máfico-ultramáficos de Niquelândia e Barro Alto, ambos no Estado de Goiás.

O corpo da fazenda Mirabela, como já discutido no capítulo anterior, possui características petrológicas e geoquímicas que permitem caracterizá-lo como um corpo máfico-ultramáfico estratificado, não orogênico, de ambiente continental.

Como tal, a expectativa metalogenética para esse corpo seria para a presença de mineralizações de cromo, relacionada à sua porção ultramáfica, EGP e sulfetos de Ni e Cu, relacionados às rochas piroxeníticas e, por fim, óxidos de Fe, Ti e V, na sua porção mais diferenciada.

Entretanto, os estudos, até então realizados no CFM, tem apontado para a ausência de estratos ricos em Cr ou Fe, Ti e V e para a presença de um horizonte rico em sulfetos de Fe, Ni e Cu (Cunha & Fróes 1992) com elementos do grupo da Platina, subordinados (Sá 1991).

VII.2 A questão do Cromo

Quando presente em complexos máfico-ultramáficos estratificados, a exemplo de Bushveld (África do Sul), a cromita ocorre associada às sequências mais basais, em geral relacionada a rochas piroxeníticas, de forma disseminada ou formando estratos de cromita cumulato (cromititos), de grande continuidade lateral. Essas cromitas se caracterizam, do ponto de vista morfológico pelo euhedralismo e equigranularidade e, do ponto de vista composicional, pelos teores de Cr_2O_3 , variáveis entre 38 e 50% (Thayer 1960 *apud* Biondi 1986).

Segundo Cameron & Emerson (1959), os estratos ricos em cromita são uma consequência da

diferenciação magmática, onde os processos de difusão relacionados com os gradientes termais, durante a cristalização magmática, contribuem para seu enriquecimento.

Para Irvine (1977), o processo de formação de depósitos de cromita estaria relacionado à concentração e precipitação do Cr, a partir de líquidos toleíticos picríticos. Desta forma, a formação dos depósitos de cromita seria dependente da capacidade do Cr disponível no líquido, formar um óxido e precipitar. Essa capacidade, por sua vez, é uma função da fugacidade de oxigênio (fO_2) e do volume de magma envolvido.

Hill & Roeder (1974) constataram que, sob condições de baixa fO_2 , o fracionamento da cromita é interrompido, dando lugar ao fracionamento do clinopiroxênio. Segundo estes autores, cerca de 0.1 até 1.0% de Cr_2O_3 pode ser incorporado à estrutura do cpx fracionado, reduzindo, dessa forma, o conteúdo em Cr do líquido basáltico e conduzindo o fracionamento a condições não favoráveis ao fracionamento de cromita.

No CFM, o Cr aparece sob a forma de raros cristais de Cr-espinélio, os quais ocorrem associados aos ol cumulos, ol-opx cumulos e, mais raramente, aos opx cumulos. A ausência de níveis cromíferos no CFM pode ter sido decorrência de um ou mais fatores, tais como: uma baixa saturação inicial do magma em Cr, baixo volume de material magmático, condições de baixa fO_2 no decurso do fracionamento magmático.

Pelo menos um desses fatores parece ter atuado como inibidor da presença de cromita: a fugacidade de oxigênio. A análise química dos clinopiroxênios do CFM revelou a presença de altos valores de Cr_2O_3 nesses cristais, valores esses variando entre 0,05 e 1,85%. Considerando que os valores de Kd do Cr no cpx, não são dos mais elevados, a presença de altos valores de Cr_2O_3 no cpx aponta para a existência de apreciável quantidade de cromo disponível no líquido magmático. Dessa forma, a ausência da cromita pode ter sido decorrente de baixas condições de fO_2 no decurso da cristalização fracionada.

VII.3 A questão dos sulfetos

Como já citado anteriormente, o CFM possui um nível sulfetado, no qual os sulfetos ocorrem em frações da ordem de 0,5 a 8,5%, em volume, com valores médios variando entre 1 e 2%.

A mineralogia desta zona sulfetada caracteriza-se pela presença de calcopirita, pirita e pirrotita, essa comumente com pentlandita exsolvida.

Os sulfetos constituem fases pós-cumuláticas, intersticiais aos silicatos de cúmulo. Nas associações de fases sulfetadas observa-se, na maioria das vezes, uma espécie de zoneamento, com pirita e calcopirita bordejando a pirrotita, sendo a calcopirita a fase mais externa. A calcopirita ocorre também substituindo a pirita ou em remobilizações ao longo de microfraturas.

Essas feições texturais podem ser interpretadas em termos de indicativos de ordem de sucessão, com a pirrotita como fase inicial, seguida da pirita e finalmente calcopirita.

De acordo com Naldrett & Cabri (1976), a formação de concentrações de sulfetos a partir de líquidos magmáticos, requer que o mesmo esteja saturado em S. A alta saturação em enxofre captaria os elementos mais calcófilos, formando um líquido sulfetado, mais denso que o líquido silicático, o qual tenderia a se segregar e se acumular gravitacionalmente. Dessa forma um horizonte rico em sulfetos poderia ser formado.

Caso esse momento de saturação em S não ocorra no decurso do fracionamento, os sulfetos são misturados com os silicatos formando uma zona disseminada de pouca importância econômica (Naldrett & Cabri *op.cit.*).

A zona sulfetada do CFM, encontra-se relacionada à transição entre ol-opx cumulatos e opx cumulatos, indicando que a saturação em S se deu nos estágios finais de fracionamento da olivina, estando principalmente relacionada ao aparecimento do ortopiroxênio como principal fase cumulática. Isto estabelece um controle litológico para a mineralização, já sugerido por Sá (1991).

De acordo com Naldrett & Cabri (*op. cit.*), existem pelo menos 3 fatores, favoráveis à segregação de sulfetos, num determinado estágio da diferenciação de um líquido magmático: (1) a assimilação de S de uma fonte externa; (2) redução abrupta da solubilidade de S no magma devido à redução ou oxidação do mesmo; e (3) um magma originalmente rico em sulfetos.

As evidências de baixa fO_2 no decurso do fracionamento, sugerida pela ausência de cromititos e de níveis ricos em óxidos de Fe/Ti, como discutido anteriormente, pode ser um indicativo de que os sulfetos tenham se originado em resposta a um fenômeno de redução do magma, com a consequente redução da solubilidade do S.

Por outro lado, a aparente relação entre o aparecimento do ortopiroxênio e a zona sulfetada, indica a possibilidade da segregação de sulfetos estar relacionada a fenômenos de contaminação crustal. Isto porque, num processo normal de cristalização fracionada, a partir de um magma basáltico, a adição de um componente silicoso causa um movimento deste magma para o campo de estabilidade do opx.

Estas suposições levam a crer que pelo menos dois fatores (redução da solubilidade de S e contaminação crustal) pode ter gerado condições favoráveis à segregação dos sulfetos.

A origem e colocação da mineralização, como já colocado por Cunha *et al.* (1991), deve ter obedecido os mesmos processos propostos por Naldrett & Cabri (1976), resultante da segregação e trapeamento de gotas de líquido sulfetado nos poros das fases minerais silicatadas de cúmulo.

Uma outra expectativa em relação ao potencial metalogenético do CFM é a existência de elementos do grupo da Platina (EGP), uma vez que teores anômalos destes elementos foram detectados na zona sulfetada.

Uma avaliação qualitativa do comportamento de alguns desses elementos será aqui realizada, com base nos dados cedidos pela CBPM e Caraíba Metais. Esses dados resultam de análises realizadas pela

GEOSOL/GEOLAB, pelo método de Espectrografia Ótica, com pré-concentração.

Os EGP, na presença de um líquido sulfetado, comportam-se como calcófilos, significando que, nos processos de fusão parcial do manto e cristalização fracionada do líquido magmático, o principal agente controlador da sua distribuição é o líquido sulfetado (Barnes 1992).

De acordo com Barnes (*op. cit.*), para que um magma se torne rico em EGP é necessário que o mesmo tenha sido gerado a partir de percentuais de fusão do manto capazes de dissolver os sulfetos do manto no líquido silicático, liberando assim os EGP. Para tanto, de acordo com a autora supracitada, são necessários percentuais de fusão parcial do manto da ordem de 20%, o que implicaria num magma basáltico rico em MgO.

Após a geração de magmas com estas características, o processo de segregação de sulfetos passaria, então, a ser o principal controlador para a formação destes depósitos. Caso o magma sofra um evento de segregação de sulfetos durante o seu trajeto até o local de colocação na crosta, o mesmo se tornará depletado em elementos do grupo da Platina (EGP), os quais terão sido extraídos do líquido, juntamente com os sulfetos, e sido depositados em algum lugar em profundidade (Barnes *op. cit.*). Caso contrário, um magma rico em sulfetos e EGP atingirá a crosta e um evento de segregação de sulfetos poderá aí ocorrer, em resposta ao decaimento da temperatura, contaminação crustal, mudanças na fO_2 ou fS_2 .

Desta forma, a determinação da ocorrência, ou não, de um evento de segregação de sulfetos, e de em que momento da evolução de um líquido magmático essa segregação ocorreu, é o ponto mais importante na avaliação da favorabilidade para a existência de depósitos deste tipo, num determinado pacote de rochas cumuláticas.

Vários diagramas tem sido utilizados com esse objetivo. Dentre estes destacam-se os diagramas de Barnes (1987) e Barnes *et al* (1988), que utilizam as razões Cu/Pd, Cu/Pt, Ni/Pd, Cu/Ir e Cu/Rh.

Tomemos as razões Ni/Pd e Cu/Pt para um maior detalhamento, tendo em vista serem estas as únicas possíveis de serem aplicadas ao CFM, considerando a disponibilidade de dados analíticos para EGP existentes para esse corpo.

De acordo com Barnes (1992), devido ao fato de que Pd e Pt possuem coeficientes de partição, em líquidos sulfetados, maiores que os coeficientes de partição do Ni e do Cu, então Pt e Pd são mais eficientemente subtraídos de um magma durante um evento de segregação de sulfetos, quando comparados com o Cu e o Ni. Dessa forma, um evento de segregação de sulfetos em um magma promove um aumento nas razões Ni/Pd e Cu/Pt da fração magmática residual (fracionada), em relação ao magma inicial e, conseqüentemente, um decréscimo nò cumulado correspondente.

No diagrama Cu/Pt *versus* Ni/Pd da figura VII.1, uma rocha é considerada como favorável à presença de EGP se a mesma plotar abaixo do campo das rochas extrusivas (basaltos ricos em MgO, *flood basalts* ou derrames basálticos continentais, e komatiitos). Se a mesma plotar acima desses campos é considerada como desfavorável à presença de EGP.

Barnes (op. cit.) chama a atenção para o fato de que a razão Ni/Pd pode ser influenciada não apenas pela segregação de sulfetos mas também pela cristalização de olivina e de cromita. A cristalização desses dois minerais tende a elevar a razão Ni/Pd do cumulado sem, no entanto, promover modificações na razão Cu/Pt. Dessa forma, um cumulado rico em olivina ou em cromita pode se apresentar, no diagrama da figura VII.1, depletado em EGP, sem necessariamente o ser. Igualmente, rochas derivadas do líquido residual desses cumulatos poderão se apresentar, no mesmo diagrama, com um enriquecimento em EGP que na verdade não existe. A utilização desse diagrama é pois limitada pela natureza do cumulado.

Basaltos ricos em MgO, "*flood basalts*" tem sido utilizados como pontos de referência devido à constatação de que todos os depósitos de EGP, descritos na literatura, tem sido encontrados em intrusões estratificadas geradas a partir de magmas com 12 a 18% de MgO (Sharpe 1982; Wilson 1982; Longhi *et al.* 1983; Davies & Tredoux 1985; Alapiete 1989 *apud* Barnes 1992). Este grupo de rochas engloba principalmente os basaltos ricos em MgO, podendo incluir os komatiitos e "*flood basalts*" e, conseqüentemente, seria de se esperar que as margens resfriadas das intrusões com potencial para EGP plotassem dentro desse campo.

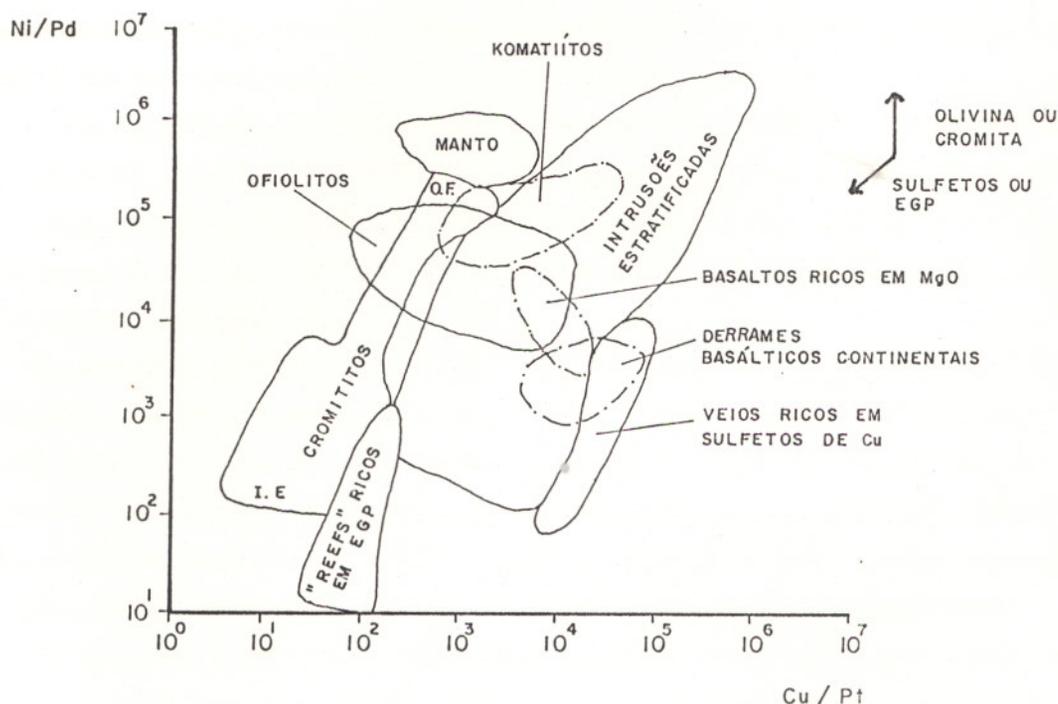


Fig. VII.1 - Diagrama Cu/Pt versus Ni/Pd, proposto por Barnes (1992).

As rochas cumuláticas do CFM, quando plotadas no diagrama Ni/Pd versus Cu/Pt (Fig. VII.2), plotam, em sua maioria, dentro do campo das rochas extrusivas e algumas abaixo.

Em princípio esse resultado deveria ser considerado como altamente positivo e o corpo do CFM como um excelente alvo para prospecção de EGP. Entretanto, considerando que o nível sulfetado do CFM ocorre logo acima da zona de olivina opx cumulatos, este resultado deve ser analisado com parcimônia, uma vez que, como já discutido anteriormente, o fracionamento da olivina tende a aumentar a razão Ni/Pd no cumulado e diminuí-la no líquido fracionado.

A resolução dessa questão só será possível através da análise dos teores de Cu e EGP das rochas não cumuláticas do CFM. Se os resultados analíticos dessas rochas apontarem para um enriquecimento nesses elementos (altas razões Cu/Pd e Cu/Pt, por exemplo), isso implicaria num líquido magmático originalmente rico nesses elementos e conseqüentemente um potencial elevado da intrusão para presença de depósitos dessa natureza.

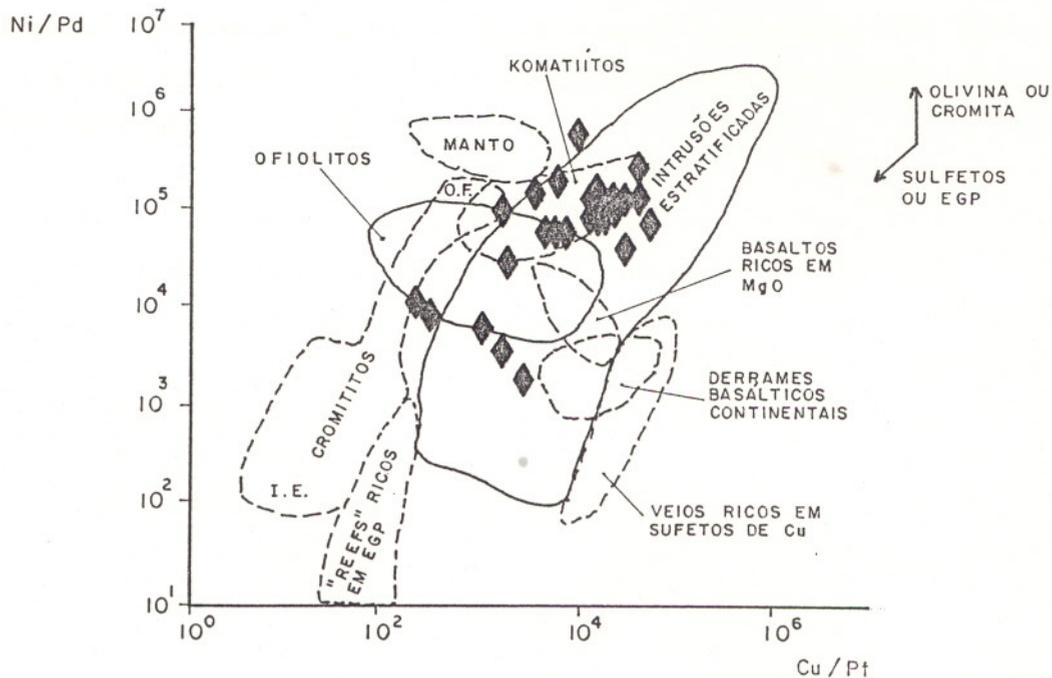


Fig. VII.2 - Diagrama Cu/Pt versus Ni/Pd, proposto por Barnes (1992), incluindo rochas cumuláticas observadas no CFM.

Existe ainda a possibilidade desses cumulos representarem um líquido que tenha sido submetido a um evento anterior de segregação de sulfetos, os quais estariam em algum local mais profundo. Também essa possibilidade só pode ser melhor avaliada diante da presença de um maior número de dados analíticos, principalmente de uma análise sistemática dos teores de EGP e Cu das litologias do CFM.

Em que pese as considerações acima colocadas, é evidente que o CFM reúne condições favoráveis à presença de mineralizações de sulfetos de Ni-Cu e possivelmente de EGP. Sugere-se que o corpo seja melhor investigado, tanto com levantamentos geofísicos quanto geoquímicos.

Esta recomendação estende-se também para outros corpos máfico-ultramáficos presentes na área, ao longo de uma estrutura NE-SW, representada por um extenso sistema de dobras recumbentes, associadas a transcorrências sub-horizontais, que segundo Barbosa (1986) representam empurrões e obduções dos Domínios da Costa Atlântica e Ipiaú contra o Domínio Jequié-Mutuípe. Esses corpos alinhados formam uma faixa denominada por Silva *et al.* (1992) de lineamento Aratuípe-Nova Canaã.

De acordo com Silva *et al.* (*op. cit.*), os levantamentos magnetométricos realizados nessa área revelaram a existência de uma faixa de anomalias significativas ao longo desse *trend*.

Dentro do modelo estabelecido para a região por Barbosa *et al.* (1992), é possível que a geração destes corpos esteja relacionada ao falhamentos que promoveram o cavalgamento dos Domínio da Costa Atlântica e de Ipiaú (ambos a leste) sobre o bloco de Jequié (a oeste).

O condicionamento geotectônico desses corpos, alguns com dimensões aflorantes superiores ao CFM, a existência de anomalias magnéticas significativas, a tipologia do CFM, com características favoráveis à concentrações de Ni, Cu e EGP, são feições que tornam essa faixa um alvo favorável à presença de mineralizações deste tipo.

VIII - CONCLUSÕES

VIII - CONCLUSÕES

O estudo realizado no corpo máfico-ultramáfico da fazenda Mirabela permitiu a elucidação de vários aspectos referentes à sua evolução petrogenética, tipologia e algumas das implicações metalogenéticas definidas por estas características.

De acordo com Cunha & Fróes (1992), o CFM divide-se em duas sequências: uma porção oriental gabróica e outra ocidental máfica-ultramáfica. Entretanto, algumas características aqui apresentadas, tais como os teores decrescentes em En dos piroxênios e MgO, dos cumulos mais ultramáficos para os mais máficos permitem, definir para o CFM, uma sequência contínua.

Aliado à este aspecto, a formação da porção ocidental (máfica-ultramáfica) proposta por estes autores, sem geração de rochas gabróicas resultantes de acumulações também de plagioclásio, deveria estar relacionada a um magma altamente rico em MgO (possivelmente de natureza komatiítica), o que não é constatado pela química encontrada.

O corpo da faz. Mirabela pode, então, ser definido como um corpo máfico-ultramáfico estratificado, com bandamento críptico (a exemplo dos teores decrescentes em En dos ortopiroxênios) e cíclico (evidenciado por repetições cíclicas, não muito comuns, de piroxenitos e peridotitos nas porções mais ultramáficas), de pequena dimensão, com texturas cumuláticas preservadas que estabelecem uma sequência litoestratigráfica definida, da base para o topo, por: ol cumulos / ol-opx cumulos / opx cumulos / cpx-opx cumulos / gabronoritos, algumas vezes intercalados nas porções mais ultramáficas.

A espessura destas camadas e a definição precisa da disposição destas intercalações, bem como os limites entre opx cumulos e cpx-opx cumulos em campo não são muito claros e são questões a serem respondidas em trabalhos posteriores.

No corpo, a ordem de fracionamento mineral é definida por: ol - (Cr espinélio) - opx - cpx - pl - (magnetita/ilmenita), compatível com a sequência litoestratigráfica estabelecida.

Na porção basal do CFM o fracionamento foi controlado pela olivina enquanto que, nas porções litoestratigraficamente superiores a principal fase controladora foi o piroxênio.

Os ortopiroxênios parecem, em parte, representar pigeonitas invertidas e refletem uma alta temperatura de cristalização do magma e resfriamento lento.

O resfriamento lento, sofrido pelo CFM, permitiu o desenvolvimento de algumas feições de reequilíbrio sub-sólido, tais como: o intercrescimento entre clinopiroxênio mais rico e mais pobre em Ca; o crescimento adcumulático dos cristais de opx em cpx-opx cumulos (de composição gabronorítica); lamelas de exsolução de cpx no opx (registrada em todos os litotipos), as desmisturações para espinélio em alguns opx (s) e pl (s), principalmente em ol cumulos; as coroas de reação desenvolvidas entre olivina e plagioclásio; além das substituições para hornblenda na borda dos piroxênios e de piritita por calcopiritita.

As temperaturas encontradas concentram-se na faixa de 1000°C a 850°C e refletem, em grande parte, o equilíbrio magmático do corpo e alguns dos reequilíbrios sub-sólidos descritos que parecem estar relacionados ao próprio processo de resfriamento. Entretanto em alguns casos, como nas rochas com textura em mosaico, podem indicar um reequilíbrio pós-magmático.

A presença marcante de ortopiroxênio e o seu quimismo (a diminuição dos teores em MgO e aumento em FeO dos cumulos mais ultramáficos para os mais máficos), a disposição das amostras do contato no diagrama AFM (seguindo o *trend* de Skaergaard) e dos cumulos mais diferenciados no diagrama Al-F-M (seguindo o *trend* dos cumulos toleíticos) conferem ao magma um caráter toleítico.

Os teores em Fo das olivinas atestam que o CFM foi gerado à partir de líquidos primários gerados por fusão parcial do manto.

O mesmo caráter é também indicado pela razão Mg/Fe^{+2} do líquido original, calculada com base no Kd do Mg e do Fe na olivina mais primitiva observada no CFM, compatível com intrusões toleíticas como Bushveld e Muskox. Esta razão, também indica para o gabronorito fino do contato norte, uma grande possibilidade deste se constituir uma amostra representativa do líquido original. O mesmo não é demonstrado pelo gabronorito fino do contato sul, cuja petrografia revela a possibilidade do mesmo ter sofrido interações com as rochas encaixantes, o que seria bastante compatível com o lento processo de resfriamento.

Entretanto, os percentuais em MgO destes gabronoritos finos (mesmo os da amostra do contato norte), ainda são relativamente baixos quando comparados a de alguns complexos estratificados toleíticos, a exemplo de Muskox. Este fato revela que, a despeito das coincidências observadas (como as razões Mg/Fe^{+2} , acima mencionadas, e os padrões de distribuição dos ETR, dessas rochas, semelhantes com o obtido para as rochas cumuláticas) os dados, até agora disponíveis, não são ainda conclusivos para afirmar que as rochas gabronoríticas finas representem efetivamente a margem resfriada do complexo.

A coexistência de olivina e ortopiroxênio como fases cumuláticas, a presença de desmisturações para espinélio em alguns piroxênios e plagioclásios em ol cumulos, os altos teores em Al_2O_3 dos clinopiroxênios, as baixas razões $Cr/Cr+Al$ dos espinélios de Cr e a presença de coroas de reação entre ol e pl apontam para um resfriamento do corpo sob condições de alta pressão, entre 5 e 10Kb.

As texturas cumuláticas, a sequência litoestratigráfica observada, os teores em En dos ortopiroxênios e Fo das olivinas, a presença marcante de ortopiroxênio, os padrões enriquecidos em TRL e as razões $(La/Lu)_n$ observadas no CFM são algumas das feições que indicam para o CFM um caráter tipológico associado a complexos estratificados intrusivos toleíticos de ambientes continentais extensionais.

De acordo com Barbosa *et al.* (1992), a região sudeste do Estado da Bahia encontra-se

representada por um extenso sistema de dobras recumbentes, associadas a transcorrências sub-horizontais que refletem empurrões e obducções dos Domínios da Costa Atlântica e Ipiaú contra o Domínio Jequié-Mutuípe.

As fracas evidências de deformação neste corpo sugerem que a estruturação sugerida por estes autores tenha tido, possivelmente, um comprometimento mantélico gerando, numa fase de relaxamento, não só o CFM, mas também outros corpos que se encontram alinhados com o CFM ao longo da faixa Aratuípe-Nova Canaã.

Entretanto, os dados disponíveis, não permitem afirmar a provável idade do corpo e estudos de detalhe não foram, até o momento, realizados nestes outros corpos, não sendo assim possível o estabelecimento de parâmetros de correlação petrográfica, geoquímica e tipológica com o CFM.

O CFM reúne características favoráveis à concentrações de Ni, Cu e possivelmente de EGP. Por outro lado, as baixas condições de fO_2 parecem ter inibido a formação de depósitos de cromita, além de níveis ricos em magnetita/ilmenita.

A existência de outros corpos máfico-ultramáficos alinhados com o CFM, alguns com dimensões aparentemente superiores, a favorabilidade de concentrações de Ni, Cu e possivelmente EGP observada no CFM e a possível relação geotectônica dos mesmos, abrem uma grande perspectiva metalogenética para esta região.

IX - BIBLIOGRAFIA

IX - BIBLIOGRAFIA

- ALAPIETI, T.T. 1989. Field guide to the 5th International Platinum Symposium. The Tornio - Narankavaara Intrusion Belt. *Geol. Surv. Finland*, Guide 29.
- ALIBERT, C. & BARBOSA, J.S.F. 1992. Ages U-Pb déterminés à la "SHRIMP" sur des zircons du Complexe de Jequié, Craton du São Francisco, Bahia, Brésil. *14 Reunion des Sciences de la Terre (RST)*, Toulouse - France, p.4.
- ALMEIDA, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 7(4), p349-364.
- ARAMAKI, S. 1963. Geology of Asama Volcano. *Journal Fac. of Scien. Univ. Tokyo*, sect.2, 14, n.2, p229-443.
- ARTH, J.G. 1976. Behaviour of trace element during magmatic processes - a summary of theoretical models and their applications. *Journ. Research U. S. Geol. Survey*, 4 (1), p.41-47.
- ATKINS, F.B. 1969. Pyroxenes of the Bushveld intrusion, South Africa. *Journ. of Petrol.*, 10,p.222-249.
- BALHAUS, C. & BERRY, R.F. 1991. Crystallization pressure and cooling history of the Giles layered igneous complex, Central Australia. *Journal of Petrol.*,32, Part I, p.1-28.
- BANNO, S. & MATSUI, Y. 1973. On the formulation of partition coefficients for trace elements distribution between minerals and magma. *Chem. Geology*, 11 (1), p. 1-15.
- BARBOSA, J.S.F. 1986. Constitution lithologique et metamorphique de la région granulitique du sud de Bahia-Brésil. *Unpublished Doct. Thesis*, Univ. of Paris VI (n.86-34).
- BARBOSA, J.S.F. 1990. The granulites of the Jequié Complex and Atlantic mobile belt, Southern Bahia, Brazil - An expression of archean proterozoic plate convergence. In: VIELZEUF, Ph. VIDAL, Proc. of ARW. ed. *Granulites and Crustal Evolution*. Clermont Ferrand (France), Springer-Verlag, 585p.
- BARBOSA, J.S.F. 1991. Projeto geologia e metalogenia do Domínio da Costa Atlântica da região granulítica do sul do Estado da Bahia - Brasil. Convênio SME/SGM/UFBA/PPPG. (inédito)
- BARBOSA, J.S.F. & FONTEILLES, M. 1989. Caracterização dos protólitos da região granulítica do sul da Bahia - Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 19 (1),p.3-16.
- BARBOSA, J.S.F.;MARINHO, M.M.;SABATÉ, P. 1992. Modelo geotectônico evolutivo para o embasamento da parte sudeste do Craton do São Francisco (Bahia, Brasil). In: CONGR. BRAS. GEOL. , 37, São Paulo, SBG, v.2, p.170-171.

- BARNES, S-J. 1986. Investigation of the potential of the Tverrfjell portion of the Rana intrusion for platinum group element mineralization. *Norges. Geol. unders. Rap.86-201*, 169p.
- BARNES, S-J. 1987. Unusual nickel and copper to noble-element ratios from the Rana layered intrusion, northern Norway. *Norsk. Geol. Tidsskrift.*, **67**, p.215-232.
- BARNES, S-J. 1992. Platinum is where you find it - a guide to exploration for platinum group elements. *Curso de Extensão. IGEO/UFBA, Apostila do Curso, Salvador. (Unpublished Report).*
- BARNES, S-J; BOYD, R.; KORNELIUSSEN, A.; NILSSON, L-P.; FTEN, M.; PEDERSEN, R.B.; ROBINS, B. 1988. The use of mantle normalization and metal ratios in discriminating between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulphide segregation on platinum-group elements, gold, nickel and copper: examples from Norway. In: PRICHARD, H.M.; POTTS, P.J.; BOWLES J.F.W. & CRIBB S. eds. *Geo-platinum.*, 87, Elsevier, Barking, p.113-143.
- BARNES, S.W. 1986. The effect of trapped liquid crystallization on cumulus mineral compositions in layered intrusions. *Contrib. Mineral. and Petrol.*, **93**, p.524-531.
- BESSON, M. 1979. Les roches encaissantes de gisements sulfurés de nickel: pétrochimie des séries magmatiques hôtes. *The Canadian Mineralogist.*, **17**, p.201-215.
- BESSON, M. 1975. Les sulfures des lherzolites et ariégites. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristall.*, **98**, p.53-64.
- BESSON, M. 1977. Le volcanisme associé aux gisements sulfurés de nickel. *Bull. du BRGM, sect.II, n.3*, p183-207.
- BESSON, M. & CAPITANT, B. 1976. Note sur le chimisme de roches ultrabasiqes minéralisées en sulfures de nickel dans l Abitibi (Povince supérieure archéene, Canada). *Bull. Bur. Rech. Géol. Minières Fr. (2), sect.II, 4*, p. 349 -378.
- BIONDI, J.C. 1986. Ambientes relacionados ao plutonismo - Jazidas plutogênicas -In: T. A. QUEIROZ ed. *Depósitos de minerais metálicos de filiação magmática*, LTDA/CBPM. São Paulo.
- BOYD, F.R. & SCHAIRER, J.F. 1964. The system MgSiO₃-CaMgSi₂O₆. *Journ. of Petrol.*, **5**, p.545-560.
- BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G.; TORQUATO, J.R.F. 1980. Evolução geocronológica do pré-cambriano do Estado da Bahia - In: *Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia. Textos básicos.* SME, **3**, p.1-101.
- BROOKS, C.K. 1976. The Fe₂O₃/FeO ratio of basalt analyses: an appeal for a standardized procedure. *Bull. of the Geol. Soc. of Denmark*, **25**, p.117-120.

- BROWN, G.M. 1967. Mineralogy of basaltic rocks. In: HESS, H.H. & POLDERVAART, A. ed. *Basalts*, New York, Intersci. Pub., p.102-162.
- CAMERON, E.N. & EMERSON, M.E. 1959. The origin of certain chromite deposits of the eastern part of the Bushveld Complex. *Econ. Geol.*, **54**, p.1151-1213.
- CAMPBELL, I.H. 1985. The difference between oceanic and continental tholeiites: a fluid dynamic explanation. *Contrib. Mineral. and Petrol.*, **91**, p.37-43.
- CAMPBELL, I.H.; NALDRETT, A.J.; BARNES, S.J. 1983. A model for the origin of the platinum-rich sulphide horizons in the Bushveld and Stillwater complexes. *Journ. of Petrol.*, **24**, p.133-165.
- CAWTHORN, R.G. & DAVIES, G. 1983. Experimental Data at 3 kbars pressure on parental magma to the Bushveld magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **83**, p.128-135.
- CHALOKWU, C.I. & GRANT, N.K. 1990. Petrology of the Partridge River intrusion, Duluth complex, Minnesota: 1. Relationships between mineral compositions, density and trapped liquid abundance. *Journ. of Petrol.*, **31**, p.265-293.
- COCHERIE, A. 1986. Systematic use of trace element distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, **50**, p.2517-2522.
- COLEMAN, R.G. 1977. *Ophiolites - Minerals and Rocks*, Springer - Verlag, Berlin Heidelberg, New York. 229p.
- CORDANI, U.G.; ISOTTA, C.A.L.; ABREU, A.C.S. 1969. Reconhecimento geocronológico do embasamento na região oriental do estado da Bahia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 23, Salvador, *Anais*, SBG, p. 159-165.
- CORDANI, U.G. 1973. Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória. *Liv. Doc. Thesis*, São Paulo Univ., 28p, multigraphy.
- CORDANI, U.G. & IYER, S.S. 1979. Geochronological investigation on the precambrian granulite terrain of Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, **9**, p.255-274.
- COSTA, L.A.M. & MASCARENHAS, J.F. 1982. The high grade metamorphic terrains in the interval Mutuípe - Jequié: Archean and Lower Proterozoic of east-central Bahia. In: INTER. SYMP. ON ARCHEAN AND EARLY PROT. GEOL. EVOL. AND METALL., Salvador, p.19-37.
- COX, K.G.; BELL, J.D.; PUNKHURST, R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*, Ed. George Allen Unwim (Publishers) Ltda. London, 450p.
- CULLERS, R.L. & GRAF, J.L. 1984. Rare Earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks. In: HENDERSON, P. *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, p.236-274.

- CUNHA, J.C.; FRÓES, R.J.B.; GARRIDO, I.A. 1991. Projeto Verificações Minerais no Estado da Bahia - Prospecto Fazenda Mirabela, Convênio SME/CBPM, Salvador. (Inédito)
- CUNHA, J. C. & FRÓES, R. J.B. 1992. Complexo máfico-ultramáfico da Fazenda Mirabela (CFM): Geologia e mineralização. In: CONGR. BRAS. GEOL, 37, São Paulo, *Bol. Res. Exp.*, SBG/SP, v. 2, p.158-159.
- DAVIES, G. & TREDoux, M. 1985. Platinum-group element and gold contents of the marginal rocks and sills of the Bushveld Complex. *Econ. Geol.*, **80**, p.838-848.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1962. *Rock-forming minerals. Non-silicates*, v.5. Longman, London.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, Z. 1978. *Rock-forming minerals. Single-Chain Silicates*, v.1A. Longman, London, 919p.
- DICK, H.J.B. 1977. Partial melting in the Josephine peridotite I, the effect on mineral composition and its consequence for geobarometry and geothermometry. *Amer. Journ. of Scien.*, **277**, Summer, p.801-832.
- DICK, H.J.B. & BULLEN, T. 1984. Chromian spinel as a petrographic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Mineral. and Petrol.*, **86**, p.54-76.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, **42**, p.1199-1212.
- FLEET, M.E.; MACRAE, N.D.; HERZBERG, C.T. 1977. Partition of nickel between olivine and sulfide. *Contrib. Mineral. and Petrol.*, **65**, p.191-197.
- FONTEILLES, M. 1968. Contribution à l'étude du processus de spilitisation. Etude comparée des séries volcaniques paléozoïques de la Bruche (Vosges) et de la Brevenne (Massif central français). *Bull BRGM*, Fr. (2), n.3, p.1-54.
- FONTEILLES, M. 1976. Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origines métamorphiques et magmatique du massif hercynien de l'Agly. *Thèse de doctocrorat d'Etat*, Paris.
- FREY, F. A.; GREEN, D.H.; ROY, S.D. 1978. Integrated models of basalts petrogenesis, a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from SE Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *Journ. of Petrol.*, **19**, p.463-513.
- FUJIMAKI, H. 1986. Fractional crystallization of the basaltic suite of Osu volcano Southwest Hokkaido, Japan and its relationships with the associated felsic suite. *Lithos*, **19**, p.129-140.

- GAAL, G.; TEIXEIRA, J.B.G.; D'EL REY SILVA, L.J.H.; SILVA, M.G. 1986. New U-Pb data from granitoids, reflecting Early Proterozoic crustal evolution in northeast Bahia, Brazil. Paper presented on the ISGAM, Salvador. (Unpublished Report)
- GASPAR, J.C. 1989. Geologie et mineralogie du complexe carbonatitico de Jacupiranga, Brèsil. *Doc. Thesis*. Université D'Orleans, 345p. (Unpublished Report)
- GERASIMOVSKY, V.I.; VOLKOV, V.P.; KOGARKO, L.N.; POLYAKOV, A.I. 1974. Kola Peninsula. In: SORENSEN, H. ed. *The Alkaline Rocks*, John Wiley & Sons. London-New York-Sydney-Toronto, p.206-221.
- GIRARDI, V.A.V. & ULBRICH, H.H.G.J. 1980. Origin and evolution of the Piên mafic-ultramafic complex, Southern Brazil. *Journal of Geol.*, **88**, p.251-269.
- GIRARDI, V.A.V.; RIVALENTI, G.; SIGOI, S. 1986. The petrogenesis of the Niquelândia layered basic-ultrabasic complex, Central Goiás, Brazil. *Journ. of Petrol.*, **27** (3), p.715-744.
- GREEN, D. H. 1981. Petrogenesis of Archean ultramafic magmas and implications for Archean tectonics. In: KRONER, A. ed. *Precambrian Plate Tectonics*. Elsevier Amsterdam, p. 469-489.
- GUILBERT, J.H. & PARK, C.F. 1986. *The Geology of Ore Deposits*. New York: W.T. Freeman.
- HALL, A. 1987. *Igneous Petrology*. Longman Scientific and Tech. Publ., England, 573p.
- HALL, R.P. & HUGHES, D.J. 1990. Noritic magmatism. In: HALL, R.P. & HUGHES, D.J. ed. *Early Precambrian Basic Magmatism*, Blackie, USA, N.Y.
- HANSON, G.N. 1980. Rare-earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Ann. Earth. Planet. Sc.*, **8**, p.371-406.
- HASKIN, L.A.; HASKIN, M.A. 1968. Rare-earth elements in the Skaergaard intrusion. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, **32**, p.433-447.
- HATTON, C.J. & GRUENEWALDT, G. 1990. Early Precambrian layered intrusions. In: HALL, R.P. & HUGHES, D.J. ed. *Early Precambrian Basic Magmatism*, Blackie, USA, N.Y..
- HAUGHTON, D.R.; ROEDER, P.L.; SKINNER, B.J. 1974. Solubility of sulfur in mafic magmas. *Econ. Geol.*, **69**, p.451-467.
- HENDERSON, P. 1984. General geochemical properties and abundances of the rare-earth elements. In: HENDERSON, P. ed. *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, **1**, p.1-29.
- HESS, H.H. 1941. Pyroxenes of common mafic magmas. *Amer. Mineral.*, **26**, p.515-535.

- HILL, R. & ROEDER, P. 1974. The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. *Journ. of Geol.*, **82**, p.709-729.
- HYNES, A. & FRANCIS, D. 1991. Komatiitic basalts of the Cape Smith foldbelt, New Quebec, Canadá. In: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. ed. *Komatiites*, p.159-170.
- HUPPERT, H.E. & SPARKS, R.S.J. 1985. Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through the crust. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **74**, p.371-386.
- INDA, H.A.V. & BARBOSA, J.S.F. 1978. Texto explicativo para o mapa geológico da Bahia, escala 1/1.000.000. SME -CPM, Bahia, Salvador, 137p.
- INDA, H.A.V.; SCHORSCHER, H.D.; DARDENNE, M.A.; SCHOBENHAUS, C.; HARALYI, N.L.E.; BRANCO, P.C.A.; RAMALHO, R. 1984. O craton do São Francisco e a faixa de dobramentos Araçuaí. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E.. *Geologia do Brasil*. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000, Brasília, MME/DNPM.
- IRVINE, T.N. 1967. Chromian spinel as a petrological indicator, part2, petrological applications. *Can. Journ. Earth Sci.*, **4**, p.71-103.
- IRVINE, T.N. 1970. Crystallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions. *Geol. Soc. S. Afr., Spec. Publ.*, **1**, p.441-476.
- IRVINE, T.N. 1977. Origin of chromitite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions : A new interpretation. *Geology*, **5**, p.273-277.
- IRVINE, T.N. 1979. Rocks whose composition is determined by crystal accumulation and sorting. In: *The Evolution of Igneous Rocks*. Fiftieth Anniv. Persp., p.245-306.
- IRVINE, T.N. 1982. Terminology for layered intrusions. *Journ. of Petrol.*, **23**, Part II, p.127-162.
- JACKSON, E.D. 1961. Primary textures and mineral associations in the ultramafic zones of the Stillwater Complex, Montana. *U.S. Geol. Survey. Prof. Paper*, **358**, 106p.
- JACKSON, E.D. 1970. The cyclic unit in layered intrusions - a comparison of repetitive stratigraphy in the ultramafic parts of the Stillwater, Muskox, Great Dyke and Bushveld complexes. *Geol. Soc. S. Afr., Spec. Publ.* **1**, p.391-424.
- JACKSON, E.D. & THAYER, T.P. 1972. Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite-gabbro complexes. *Intern. Geol. Congr.*, Section II, p.289-296.
- JARDIM DE SÁ, E. F.; McREATH, I.; BRITO NEVES, B.B.; BARTELS, R.L. 1976. Novos dados geocronológicos sobre o craton do São Francisco no Estado da Bahia. In: CONGR. BRAS. GEOL., **29**, *Anais*, Ouro Preto, SBG, v.4, p.185-204.

- KUNO, . 1968. Differentiation of basalt magmas. In: HESS, H.H. ed. *Basalts The Poldervaart Treatise on rocks of Basalts composition*. Interscience Pub., J.W.S. New York.
- KRETZ, R. 1982 Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geoch. et Cosmoch. Acta.*, 46, p.411-421.
- LEAKE, B.E. 1965. The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism. In: OLIVER & BOYD. ed. *Controls of Metamorphism*, Edinburgh and London, p.299-318.
- LEAKE, B.E. 1978. Nomenclature of amphiboles. *The Canad. Mineral.*, 16, Part 4, p.501-520.
- LETERRIER, J.; MAURY, R.C.; THONON, P.; GIRARD, D.; MARCHAL, M. 1982. Clinopyroxene compositions as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, p.139-154.
- LINDSLEY, D.H. 1983. Pyroxene thermometry. *American Mineral.*, 68, p.477-493.
- LONGHI, J.; WOODEN, J.L.; COPPINGER, K.D. 1983. The petrology of high-Mg dikes from the Beartooth Mountains, Montana: a search for the parent magma of the Stillwater Complex. In: PROC. 14 th LUNAR PLANET. SCI. CONFER. PT. I., *J. Geophysic. Res.*, 88, Suppl. B53-69.
- LOUBET, M.; SHIMIZU, N.; ALLÉGRE, C.J. 1975. Rare earth elements in alpine peridotites. *Contr. Mineral. Petrol.* 53, p.1-12.
- MARINHO, M.M. 1991. La sequence volcano-sedimentaire de Contendas-Mirante et la bordure occidentale du bloc de Jequié (Craton du São Francisco, Brésil): un exemple de transition archeen-proterozoique. *Unpublished Doct. Thesis*. Univ. Clermont-Ferrand, France.
- MASCARENHAS, J.F. 1979. Evolução geotectônica do Pré-cambriano do Estado da Bahia. In: INDA, H.V. org. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia - Textos Básicos*, Salvador, SME/CPM, v.2, p. 57-165.
- MASCARENHAS, J.F. 1990. Uma síntese sobre a geologia da Bahia/ A synthesis draft of Bahia state geological evolution. Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, Salvador, 98p.
- MASCARENHAS, J.F. & GARCIA, T.W. 1987. Mapa geocronológico do Estado da Bahia, 1/1.000.000 - Texto explicativo SGM-SME, Bahia, Salvador.
- McINTIRE, W.L. 1963. Trace element partition coefficients - A review of theory and applications to geology. *Geoch. et Cosmoch. Acta.*, 27 (12), p.1209-1264.
- MISI, A. & SILVA, M.G. 1992. Algumas feições metalogenéticas relacionadas à evolução geodinâmica do Cráton do São Francisco. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, *Bol.Res.Exp.*, SBG/SP, v.2, p.225-226.

- MOORE, A.C. 1968. Rutile exsolution in orthopyroxene. *Contr. Mineral. and Petrol.*, **17**, p.233-236.
- MORSE, S.A. 1979. Kiglapait geochemistry II. Petrography. *Journal of Petrol.*, **20**, Part 3, p.591-624.
- MORSE, S.A. 1980. *Basalts and phase diagrams*. Berlin. Springer-Verlag.
- MOUTINHO DA COSTA, L.A. & INDA, H.A. 1982. O aulacógeno do Espinhaço. *Ciências da Terra*, **2**, p.13-18.
- NALDRETT, A.J. 1973. Nickel sulfide deposits. *Oxford monographs on geol. and geoph.*, n.14, Oxford Univ. Press., 186pp.
- NALDRETT, A.J. & CABRI, L.J. 1976. Ultramafic and related mafic rocks: Their classification and genesis with special reference to the concentration of Nickel Sulfides and Platinum Group Elements. *Economic Geology*, **71**, p.1131-1158.
- NALDRETT, A.J. & MASON, G.D. 1968. Contrasting Archean ultramafic bodies in Dundonald and Clergre Townships, Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, **5**, p.111-143.
- PEARCE, T.H. 1970. Chemical variations in the Palisade Sill. *Journal of Petrol.*, **11**, Part I, p.15-32.
- PHILPOTTS, A.R. 1974. The Monteregian province. In: SORENSEN, H. ed. *The Alkaline Rocks.*, John Wiley & Sons. London-New York-Sidney-Toronto, p.293-310.
- POLDERVAART, A. & HESS, H.H. 1951. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *Journal of Geol.*, **59**, p.472-489.
- RAASE, P. 1974. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contr. Mineral and Petrol.* **45**, p.231-236.
- RAEDEKE, L.D. & McCALLUM, I.S. 1984. Investigations in the Stillwater Complex: Part II. Petrology and petrogenesis of the ultramafic series. *Journal of Petrol.*, **25**, p. 395-420.
- RIVALENTI, G.; GIRARDI, V.A.V.; SINIGOI, S.; ROSSI, A.; SIENA, F. 1982. The Niquelândia mafic-ultramafic complex of Central Goiás, Brazil: petrological considerations. *Rev. Bras. Geoc.*, **12** (1-3), p.380-391.
- ROEDER, P.L. & EMSLIE, R.F. 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contr. Mineral. and Petrol.*, **29**,p.275-289.
- SÁ, J.H.S. 1991. Mineralização de elementos do grupo da platina no corpo máfico-ultramáfico da fazenda Mirabela. Relatório de consultoria técnica/ CBPM, Salvador. (não publicado).
- SACK, R.O. 1980. Some constraints on the thermodynamic mixing properties of Fe-Mg orthopyroxenes and olivines. *Contr. Mineral. and Petrol.*, **71**, p.257-269.

- SHARPE, M.R. 1982. Noble metals in the margin rocks of the Bushveld Complex. *Econ. Geol.*, **77**, p.1286-1295.
- SILVA, M.G.; BARBOSA, J.S.F; MISI, A. 1992. A faixa Aratuípe-Nova Canaã: um trend de corpos máficos e ultramáficos de grande potencial metalogenético no cinturão granulítico Jequié-Itabuna (Ba). In: CONGR. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, *Bol. Res. Exp.*, v.2, p.227.
- SPEER, A. 1984. Micas in Igneous rocks. In: BAILEY, S. W. *Micas. Reviews in Mineral*, Washington. Mineral. Soc. Amer., p.299-356.
- STRECKEISEN, A.L. (1973). Classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, **18**, p.26-30.
- TÁVORA, F.J.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1967. Determinações de idade potássio-argônio em rochas da região central da Bahia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 21, Curitiba *Anais*, SBG, p.214-244.
- THAYER, T. P. 1960. Some critical differences between alpine type and stratiform peridotite-gabbro complexes. In: INT. GEOL. CONGR., Norway, 13, p.247-259.
- THOMPSON, R.N. 1974. Some high-pressure pyroxenes. *Mineral. Mag.*, **39**, p.768-787.
- TODD, S.G.; KEITH, D.W.; LEROY, L.W.; SCHISSEL, D.J.; MANN, E.L.; IRVINE, T.N. 1983. The J-M platinum-palladium reef of the Stillwater Complex, Montana: I. Stratigraphy and petrology. *Econ. Geol.*, **77**, p.1454-1480.
- TOMKEIEF, S.I. 1961. Alkalic ultrabasic rock and carbonatites in the USSR. *Int. Geol. Review*, **3**, p. 739-758.
- VERMAAK, C.F. & HENDRIKS, L.P. 1976. A review of the mineralogy of the Merensky Reef, with specific reference to new data on the precious metal mineralogy. *Econ. Geol.*, **71**, p. 1244-1269.
- WAGER, L.R. & BROWN, G.M. 1968. *Layered Igneous rocks*. Oliver & Boyd, Edinburgh.
- WAGER, L.R.; BROWN, G.M.; WADSWORTH, W.J. 1960. Types of igneous cumulates. *Journal of Petrol.*, **1**, Part I, p.73-85.
- WASS, S.Y. 1973. Plagioclase-spinel intergrowths in alkali basaltic rocks from the Southern Highlands, N.S.W. *Contrib. Mineral and Petrol.*, **38**, p.167-175.
- WEAVER, B.L.; TARNEY, J.; WINDLEY, B. 1981. Geochemistry and petrogenesis of the Fiskenaesset Anorthosite Complex, Southern West Greenland: nature of the parent magma. *Geoch. et Cosmoch. Acta.*, **45**, p.711-725.

- WELLS, P.R.A. 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. and Petrol.*, **62**, p.129-139.
- WILKINSON, J.F.G. 1975. An Al-spinel ultramafic-mafic inclusion suite and high pressure megacrysts in an analcinite and their bearing on basaltic magma fractionation at elevated pressures. *Contrib. Mineral. and Petrol.*, **53**, p.71-104.
- WILSON, A.H. 1982. The geology of the Great Dyke, Zimbabwe, the ultramafic rocks. *Journ. of Petrol.*, **23**, p.240-292.
- WILSON, N. 1987. Combined Sm-Nd, Pb/Pb and Rb/Sr geochronology and isotope geochemistry in polymetamorphic precambrian terrains: examples from Bahia, Brazil and Channel Island, U.K. *Unpublished Master Thesis*, Oxford Univ.
- WOOD, B.J. & BANNO, S. 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. and Petrol.*, **42**, p.109-124.

X - ANEXOS

TABELA X.1 - Composição modal das amostras descritas dos diferentes litotipos (Continuação).

	GABRONORITO FINO			
	SL-099a	SL-099b	SL-100	SL-130
Ol	-	-	-	-
Opx	21%	19%	17%	14%
Cpx	14%	19%	13%	16%
Plag	43%	40%	39%	44%
Esp. Cr	-	-	-	-
Anf.	19%	14%	21%	16%
Mica	-	-	-	-
Mgt/Ilm	3%	8%	10%	10%
Sulfetos	-	-	-	-
Apt.	-	-	tr	-
Rutilo	-	-	-	-
Quartzo	-	-	-	-
Carbon.	-	-	-	-
Escap.	-	-	-	-

TABELA X.2 - ANÁLISE QUÍMICA DAS OLIVINAS

OLIVINA CUMULATO												
SL-096												
###	1/1 C	1/2 B	2/5 C	2/6 B	3/8 C	3/9 B	3/11 C	3/12 B	4/13 C	4/16 B	5/19 C	5/20 B
SiO ₂	37,99	38,35	38,31	38,39	38,15	37,66	37,65	37,14	37,51	38,04	37,81	37,84
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,23	0,20	0,23	0,22	0,20	0,21	0,20	0,20	0,22	0,16	0,20	0,22
FeO	18,89	18,50	18,31	18,31	18,91	18,77	18,64	19,02	18,69	18,21	18,23	18,00
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	42,41	42,67	42,65	42,58	42,16	42,94	42,98	42,51	42,47	42,52	43,47	43,11
CaO	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,47	0,43	0,39	0,37	0,33	0,37	0,32	0,37	0,34	0,39	0,43	0,37
TOTAL	100,00	100,15	99,89	99,88	99,75	99,96	99,79	99,24	99,25	99,32	100,16	99,54
Si+4	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,97	0,97	0,96	0,97	0,98	0,97	0,97
Ti+4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn+2	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe+2	0,41	0,40	0,39	0,39	0,41	0,40	0,40	0,41	0,40	0,39	0,39	0,39
Cr+3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg+2	1,63	1,63	1,63	1,63	1,62	1,65	1,65	1,64	1,64	1,63	1,66	1,65
Ca+2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na+1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K+1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni+2	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
TOTAL	3,04	3,01	3,01	3,01	3,02	3,03	3,03	3,02	3,02	3,01	3,03	3,02
O-2	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Fo	79,82	80,39	80,39	80,39	79,73	80,14	80,26	79,76	80,02	80,49	80,79	80,83
Fa	20,18	19,61	19,61	19,61	20,27	19,86	19,74	20,24	19,98	19,51	19,21	19,17

Legenda

C	Centro
B	Borda
C.R.	Coroa de reação
L	Lamela
I	Intercrescimento
n.d.	não determinado
###	Número do mineral/número do ponto analisado
UNIDADE	percentagem em peso de óxidos
	número de cátions

TABELA X.2 - ANÁLISE QUÍMICA DAS OLIVINAS(Cont.)

#/##	OLIVINA CUMULATO										
	SL-096							SL-097			
	6/21 B	6/22 C	6/23 B	6/24 B	7/25	7/26	8/42	1/46	2/58 B	2/59 C	3/66
SiO ₂	37,58	37,91	37,70	38,13	38,56	37,81	38,78	39,83	39,28	39,40	39,67
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,05	0,03
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	0,03	0,02	0,01	-
MnO	0,23	0,18	0,23	0,26	0,24	0,27	0,18	0,13	0,20	0,30	0,46
FeO	18,42	18,57	18,48	18,47	18,34	18,74	18,78	16,10	16,00	16,59	16,00
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	0,03	0,04	0,06	0,01
MgO	42,48	42,64	42,59	42,40	42,87	42,41	40,75	42,92	42,81	42,94	42,52
CaO	0,03	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,03	0,04	0,05	0,02	0,03
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	0,03	-	-	0,01	0,01
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	0,02	0,01	-	-	0,02
NiO	0,36	0,45	0,30	0,31	0,43	0,35	0,45	0,47	0,44	0,51	0,46
TOTAL	99,10	99,77	99,30	99,57	100,47	99,60	99,02	99,56	98,84	99,89	99,21
Si+4	0,97	0,98	0,97	0,98	0,98	0,98	1,00	1,01	1,00	1,00	1,01
Ti+4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn+2	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-	0,00	0,01	0,01
Fe+2	0,40	0,40	0,40	0,40	0,39	0,40	0,41	0,34	0,34	0,35	0,34
Cr+3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg+2	1,64	1,64	1,64	1,63	1,63	1,63	1,57	1,62	1,63	1,63	1,62
Ca+2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-
Na+1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K+1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni+2	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
TOTAL	3,03	3,03	3,03	3,03	3,02	3,03	3,00	2,98	2,98	3,00	2,99
O-2	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Fo	80,27	80,20	80,20	80,10	80,46	79,93	79,30	82,70	82,70	82,30	82,70
Fa	19,73	19,80	19,80	19,90	19,54	20,07	20,70	17,30	17,30	17,70	17,30

TABELA X.2 - ANÁLISE QUÍMICA DAS OLIVINAS(Cont.)

#/#/#	OLIVINA CUMULATO											
	SL-094						SL-076				SL-084	
	1/1	1/2 B	1/3 C	2/10 B	2/11 C	3/15	1/10	2/12	3/15	4/7	1/4	2/15
SiO ₂	40,13	40,34	40,17	39,95	39,94	40,15	40,10	40,27	40,13	40,39	40,53	39,85
TiO ₂	0,02	-	0,01	0,05	-	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	-	0,01	0,01	0,00	-	-	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01
MnO	0,14	0,10	0,19	0,22	0,18	0,18	0,16	0,15	0,16	0,14	0,17	0,19
FeO	14,26	14,08	14,21	14,09	14,32	14,07	12,12	12,24	12,17	11,97	12,95	12,95
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0,00	-	0,02	0,04	0,04	0,02	0,04	0,01	0,03
MgO	43,90	43,79	43,96	44,13	43,83	43,91	48,24	48,42	48,29	48,74	47,83	47,61
CaO	0,02	-	-	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Na ₂ O	0,02	-	0,02	0,01	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K ₂ O	0,03	0,01	-	0,00	-	0,00	0,01	-	0,01	0,01	-	0,01
NiO	0,49	0,41	0,31	0,41	0,44	0,51	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	99,01	98,74	98,88	98,87	98,72	98,88	100,72	101,15	100,82	101,36	101,53	100,68
Si+4	1,01	1,02	1,02	1,01	1,01	1,02	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,98
Ti+4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn+2	-	0,00	-	-	-	-	0,00	-	-	-	-	-
Fe+2	0,03	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,25	0,25	0,25	0,24	0,26	0,27
Cr+3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg+2	1,65	1,65	1,66	1,66	1,66	1,66	1,77	1,77	1,77	1,77	1,74	1,75
Ca+2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na+1	-	-	0,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K+1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni+2	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	2,97	2,98	2,99	2,98	2,98	2,99	3,01	3,01	3,01	3,00	2,99	3,00
O-2	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Fo	84,60	84,60	84,70	84,70	84,70	84,70	87,60	87,60	87,60	87,90	86,80	86,80
Fa	15,40	15,40	15,30	15,30	15,30	15,30	12,40	12,40	12,40	12,10	13,20	13,20

TABELA X.2 - ANÁLISE QUÍMICA DAS OLIVINAS (Cont.)

#/#	OLIVINA-ORTOPIROXÊNIO CUMULATO														
	SL-126				SL-077					SL-083					
	1/12	2/1	3/9	4/14	1/10	2/15	3/15	4/1	5/2	1/14	2/1	3/3	4/5	5/8	6/12
SiO ₂	39,33	39,50	39,72	39,44	40,45	40,35	40,31	40,39	40,37	40,33	40,41	40,15	40,18	40,19	40,12
TiO ₂	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	-	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,04	-
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	0,01	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,02	0,26	0,19	0,17	0,19	0,20	0,15	0,12	0,19	0,19	0,14	0,17	0,19	0,13	0,22
FeO	16,64	16,46	16,23	16,33	12,29	12,43	12,34	12,31	12,28	12,68	12,82	12,58	12,60	12,59	13,06
Cr ₂ O ₃	0,21	0,01	0,01	0,02	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,02	0,01	0,01	0,04	0,01
MgO	45,12	45,09	45,04	45,20	48,01	48,02	48,23	48,46	48,54	47,47	47,03	47,36	47,42	47,10	46,90
CaO	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	-	0,05	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02
Na ₂ O	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-
K ₂ O	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	-	0,02	-	0,01
NiO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	101,37	101,35	101,24	101,22	101,04	101,08	101,16	101,33	101,47	100,75	100,47	100,30	100,45	100,11	100,34
Si ⁺⁴	0,98	0,99	0,99	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00	0,99	0,99	1,00	0,99
Ti ⁺⁴	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn ⁺²	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ⁺²	0,35	0,34	0,34	0,34	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,27
Cr ⁺³	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg ⁺²	1,68	1,68	1,68	1,68	1,76	1,76	1,76	1,77	1,77	1,74	1,73	1,75	1,75	1,74	1,73
Ca ⁺²	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ⁺¹	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K ⁺¹	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni ⁺²	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	3,01	3,01	3,01	3,00	3,00	3,00	3,00	3,01	3,01	2,99	3,99	3,00	3,00	3,00	2,99
O ⁻²	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Fo	82,90	83,00	83,20	83,10	87,40	87,30	87,40	87,50	87,60	87,00	86,70	87,00	87,00	87,00	86,50
Fa	17,10	17,00	16,80	16,90	12,60	12,70	12,60	12,50	12,40	13,00	13,30	13,00	13,00	13,00	13,50

TABELA X.2 - ANÁLISE QUÍMICA DAS OLIVINAS(Cont.)

#/#	OLIVINA-ORTOPIROXÊNIO CUMULATO					
	SL-082				SL-080	
	1/6	2/10	3/4	4/5	1/15	2/11
SiO ₂	40,30	40,56	40,33	40,17	40,36	39,90
TiO ₂	0,02	0,01	0,01	-	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	-	-	-	0,02	-	-
MnO	0,11	0,12	0,15	0,21	0,19	0,17
FeO	13,02	12,88	12,90	12,76	13,22	13,47
Cr ₂ O ₃	-	0,01	0,03	0,13	0,03	0,01
MgO	47,96	47,77	47,51	47,67	47,46	47,15
CaO	0,01	0,01	-	-	0,01	0,01
Na ₂ O	0,01	-	0,01	0,01	0,03	0,01
K ₂ O	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
NiO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	101,44	101,38	100,95	100,98	101,32	100,76
Si+4	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99
Ti+4	-	-	-	-	-	-
Mn+2	-	-	-	-	-	-
Fe+2	0,27	0,26	0,27	0,26	0,27	0,28
Cr+3	-	-	-	-	-	-
Mg+2	1,75	1,74	1,74	1,75	1,74	1,74
Ca+2	-	-	-	-	-	-
Na+1	-	-	-	-	-	-
K+1	-	-	-	-	-	-
Ni+2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	3,01	2,99	3,00	3,00	3,00	3,01
O-2	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Fo	86,80	86,90	86,80	86,90	86,50	86,20
Fa	13,20	13,10	13,20	13,10	13,50	13,80

TABELA X.3 - ANÁLISE QUÍMICA DOS ORTOPIROXÊNIOS

#/#	OLIVINA CUMULATO										
	SL-096			SL-097				SL-094			SL-084
	1/30 B	1/31 C	2/39 C.R.	1/48C.R.	2/57CR	3/62 C	3/64 B	1/4	2/12	3/16 C.R.	1/1
SiO ₂	53,55	54,81	54,98	55,80	54,97	54,94	55,79	56,91	56,21	56,36	55,71
TiO ₂	0,09	0,14	0,05	0,11	0,12	0,13	0,09	0,11	0,09	0,07	0,12
Al ₂ O ₃	2,72	2,04	2,27	1,98	2,05	2,22	1,92	1,33	1,84	1,60	2,14
Cr ₂ O ₃	0,64	0,31	0,15	0,15	0,16	0,55	0,28	0,27	0,25	0,16	0,54
FeO	11,84	11,35	11,96	11,02	10,99	10,10	10,21	9,48	9,31	9,79	7,92
MnO	0,30	0,25	0,33	0,20	0,24	0,24	0,24	0,24	0,14	0,21	0,19
MgO	28,46	29,08	29,08	30,20	30,50	29,06	29,90	31,51	30,93	30,88	32,80
CaO	0,93	1,48	0,25	0,31	0,36	1,21	1,11	0,32	0,28	0,32	1,03
Na ₂ O	0,02	0,08	-	0,02	0,02	0,09	0,09	0,02	0,02	-	0,09
K ₂ O	-	-	-	0,02	0,02	-	-	-	0,03	0,03	0,01
NiO	0,09	0,08	0,05	0,09	0,10	0,17	0,14	0,11	0,05	0,13	n.d.
TOTAL	98,64	99,62	99,12	99,90	99,53	98,71	99,77	100,30	99,15	99,55	100,55
Si+4	1,93	1,95	1,96	1,97	1,95	1,96	1,97	1,98	1,98	1,98	1,95
Ti+4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al+3	0,12	0,09	0,10	0,08	0,09	0,09	0,08	0,05	0,08	0,07	0,09
Cr+3	0,02	0,01	-	-	-	0,02	0,01	0,01	0,01	0	0,01
Fe+2	0,36	0,34	0,36	0,32	0,33	0,30	0,30	0,28	0,27	0,29	0,23
Mn+2	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01
Mg+2	1,53	1,54	1,55	1,59	1,61	1,55	1,57	1,64	1,62	1,62	1,70
Ca+2	0,04	0,06	0,01	0,01	0,01	0,05	0,04	0,01	0,01	0,01	0,04
Na+1	-	0,01	-	-	-	0,01	0,01	-	-	-	0,01
K+1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni+2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	n.d.
TOTAL	4,00	4,00	3,99	3,99	4,00	3,98	3,99	3,98	3,98	3,98	4,02
O-2	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
No Mg	81,00	81,9	81,20	83,20	83,00	83,80	84,00	85,40	85,70	84,80	88,10
En	79,00	79,00	80,00	82,00	82,00	81,00	82,00	84,00	85,00	84,00	86,00
Fs	19,00	18,00	19,00	17,00	17,00	16,00	16,00	15,00	14,00	16,00	12,00
Wo	2,00	3,00	1,00	1,00	1,00	3,00	2,00	1,00	1,00	0,00	2,00

TABELA X.3 - ANÁLISE QUÍMICA DOS ORTOPIROXÊNIOS

#/#	OLIVINA-ORTOPIROXÊNIO CUMULATO																
	SL-077					SL-126						SL-083					
	1/12	2/13	3/13 C	3/14 B	4/3	1/10	2/4 B	2/5 C	3/4 B	3/5 C	4/9	1/10 C	1/11 B	2/13 C	2/14 B	3/15	4/2
SiO ₂	55,96	55,27	56,08	56,10	55,24	55,62	55,26	54,97	55,65	55,35	55,00	55,25	54,47	55,97	55,47	56,01	55,79
TiO ₂	0,04	0,12	0,11	0,09	0,12	0,10	0,11	0,06	0,05	0,09	0,09	0,16	0,08	0,09	0,06	0,13	0,09
Al ₂ O ₃	1,88	2,03	2,17	1,78	1,95	2,10	2,44	1,59	2,24	1,84	2,36	1,93	2,93	1,84	2,05	1,89	1,78
Cr ₂ O ₃	0,68	0,78	0,66	0,39	1,05	0,25	0,22	0,68	0,16	0,40	0,19	0,70	1,61	0,55	1,12	0,54	0,64
FeO	7,78	7,97	7,84	7,85	8,14	10,55	10,03	9,94	10,54	10,03	10,21	7,99	9,08	8,13	8,77	8,10	8,28
MnO	0,23	0,18	0,19	0,13	0,15	0,28	0,19	0,20	0,16	0,18	0,18	0,17	0,23	0,16	0,12	0,20	0,19
MgO	32,57	32,03	31,95	32,27	32,65	31,71	30,79	31,09	32,01	31,33	30,76	31,42	31,24	32,06	32,21	32,12	32,07
CaO	1,87	1,82	2,19	1,75	1,44	0,58	1,44	1,16	0,36	1,62	1,76	2,25	1,29	1,87	1,13	1,70	1,97
Na ₂ O	0,15	0,14	0,12	0,12	0,10	-	0,09	0,05	0,01	0,07	0,08	0,11	0,02	0,13	0,03	0,07	0,11
K ₂ O	0,01	-	0,03	0,01	-	-	0,02	0,01	0,01	-	0,01	-	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02
NiO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	101,17	100,34	101,34	100,49	100,84	101,19	100,59	99,75	101,19	100,91	100,63	99,98	100,96	100,82	100,98	100,77	100,94
Si+4	1,93	1,93	1,94	1,95	1,92	1,94	1,93	1,94	1,93	1,93	1,93	1,94	1,90	1,94	1,93	1,94	1,94
Ti+4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al+3	0,08	0,08	0,09	0,07	0,08	0,09	0,10	0,07	0,09	0,08	0,10	0,08	0,12	0,07	0,08	0,08	0,07
Cr+3	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	-	0,01	-	0,02	0,04	0,01	0,03	0,01	0,02
Fe+2	0,22	0,23	0,23	0,23	0,24	0,31	0,29	0,29	0,31	0,29	0,30	0,23	0,26	0,24	0,25	0,23	0,24
Mn+2	0,01	-	0,01	-	-	0,01	0,01	0,01	-	-	-	-	0,01	-	-	0,01	0,01
Mg+2	1,68	1,67	1,64	1,67	1,69	1,65	1,61	1,64	1,66	1,63	1,61	1,64	1,62	1,66	1,67	1,66	1,66
Ca+2	0,07	0,07	0,08	0,06	0,05	0,02	0,05	0,04	0,01	0,06	0,07	0,08	0,05	0,07	0,04	0,06	0,07
Na+1	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,01	-	-	-	-	0,01	-	0,01	-	-	0,01
K+1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni+2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	4,02	4,01	4,02	4,00	4,02	4,03	4,01	4,01	4,00	4,00	4,01	4,00	4,00	4,00	4,00	3,99	4,02
O-2	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
N.Mg	88,20	87,80	87,90	88,00	87,70	84,30	84,50	84,80	84,40	84,80	84,30	87,50	86,00	87,50	86,70	87,60	87,30
En	85,00	84,00	85,00	85,00	85,00	83,00	82,00	83,00	84,00	82,00	81,00	84,00	84,00	84,00	85,00	85,00	84,00
Fs	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	16,00	15,00	15,00	16,00	15,00	16,00	12,00	14,00	12,00	13,00	12,00	12,00
Wo	3,00	4,00	3,00	3,00	3,00	1,00	3,00	2,00	0,00	3,00	3,00	4,00	2,00	4,00	2,00	3,00	4,00

TABELA X.3 - ANÁLISE QUÍMICA DOS ORTOPIROXÊNIOS

#/##	OLIVINA-ORTOPIROXÊNIO CUMULATO															
	SL-082								SL-080							
	1/4 C	1/5 B	2/9	3/11	4/12	5/13	6/14	7/15	1/8	2/10	3/13	4/1	5/6	6/8	7/10	8/13
SiO2	56,03	55,39	55,56	56,13	56,52	55,53	56,04	56,00	53,76	56,13	54,78	56,44	57,06	56,39	56,49	56,06
TiO2	0,10	0,16	0,08	0,04	0,08	0,18	0,09	0,08	0,05	0,05	0,09	0,02	0,01	0,06	0,02	0,01
Al2O3	1,61	1,87	1,46	1,44	1,59	2,03	1,45	1,63	3,01	1,81	2,09	1,38	0,93	1,58	1,07	1,74
Cr2O3	0,33	0,53	0,68	0,40	0,40	0,84	0,41	0,44	1,71	0,19	0,84	0,25	0,20	0,29	0,18	0,26
FeO	8,36	2,37	8,59	8,57	8,50	8,59	8,51	8,25	9,54	8,82	9,43	9,03	9,20	8,57	8,55	8,83
MnO	0,17	0,18	0,13	0,21	0,18	0,20	0,15	0,19	0,16	0,18	0,18	0,16	0,16	0,18	0,22	0,15
MgO	32,56	31,75	32,94	32,47	33,19	32,82	33,32	32,75	32,23	33,14	32,34	33,24	33,55	32,63	33,42	33,08
CaO	1,35	1,71	0,28	1,08	0,33	0,75	0,53	1,19	0,80	0,42	0,36	0,40	0,22	1,48	0,23	0,37
Na2O	0,08	0,09	-	0,06	0,01	0,05	0,01	0,07	0,04	-	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
K2O	-	0,01	-	0,01	-	-	0,01	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-	0,01
NiO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	100,59	100,06	99,72	100,41	100,80	100,99	100,52	100,60	101,30	100,75	100,13	100,95	101,35	101,19	100,19	100,53
Si+4	1,95	1,94	1,95	1,95	1,95	1,92	1,95	1,94	1,87	1,94	1,92	1,95	1,97	1,95	1,96	1,95
Ti+4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al T	0,07	0,08	0,06	0,06	0,06	0,08	0,06	0,07	0,12	0,07	0,09	0,06	0,04	0,06	0,04	0,07
Cr+3	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,05	-	0,02	0,01	-	0,01	-	0,01
Fe+2	0,24	0,24	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,24	0,28	0,26	0,28	0,26	0,26	0,25	0,25	0,26
Mn+2	-	-	-	0,01	-	0,01	-	0,01	-	-	-	-	-	-	0,01	-
Mg+2	1,69	1,66	1,72	1,68	1,71	1,70	1,72	1,70	1,68	1,71	1,69	1,71	1,72	1,68	1,73	1,71
Ca+2	0,05	0,06	0,01	0,04	0,01	0,03	0,02	0,04	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01
Na+1	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K+1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni+2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	4,01	4,00	4,01	4,00	3,99	4,01	4,01	4,01	4,03	4,00	4,01	4,00	4,00	4,00	4,00	4,01
O-2	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,0	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
N Mg	87,40	87,10	87,20	87,10	87,40	87,20	87,50	87,60	85,80	87,00	85,90	86,80	86,70	87,20	87,40	87,00
En	85,00	84,00	87,00	85,00	87,00	86,00	86,00	85,00	84,00	86,00	85,00	86,00	86,00	84,00	87,00	86,00
Fs	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	14,00	13,00	14,00	13,00	14,00	13,00	13,00	13,00
Wo	2,00	3,00	0,00	2,00	0,00	1,00	1,00	2,00	2,00	1,00	1,00	1,00	0,00	3,00	0,00	1,00

TABELA X.3 - ANÁLISE QUÍMICA DOS ORTOPIROXÊNIOS

#/##	ORTOPIROXÊNIO CUMULATO														
	SL-155										SL-170				
	1/67 B	1/69 C	2/71	3/73 C	3/74 C	3/75 B	4/79 B	4/84 C	5/81 C	1/87	2/88	3/90	4/91	5/99 B	5/102 B
SiO ₂	54,47	54,25	54,13	54,55	55,21	55,03	54,24	54,46	53,83	54,77	53,90	54,05	54,67	54,58	54,30
TiO ₂	0,10	0,04	0,12	0,05	0,08	0,05	0,11	0,07	0,14	0,11	0,16	0,09	0,14	0,10	0,12
Al ₂ O ₃	2,10	1,99	2,14	1,95	1,81	1,93	2,20	2,22	2,29	1,91	2,61	2,40	2,06	2,17	2,35
Cr ₂ O ₃	0,51	0,57	0,63	0,64	0,56	0,51	0,55	0,56	0,55	0,52	0,60	0,69	0,49	0,37	0,51
FeO	9,58	9,93	9,74	9,74	9,54	9,61	9,89	9,67	10,08	9,92	10,13	10,61	10,19	10,75	10,99
MnO	0,16	0,19	0,20	0,23	0,26	0,21	0,25	0,28	0,26	0,20	0,16	0,19	0,29	0,21	0,19
MgO	30,14	31,10	30,23	30,61	30,44	30,84	31,49	30,52	30,62	31,49	30,51	30,45	30,80	30,90	31,01
CaO	1,62	0,83	1,24	1,72	1,11	1,16	0,95	1,21	1,69	0,41	2,09	0,63	1,07	0,24	0,31
Na ₂ O	0,04	0,03	0,04	0,02	0,02	-	0,01	0,05	0,04	0,05	0,04	0,02	0,06	0,01	-
K ₂ O	-	0,02	0,02	-	0,01	-	0,01	0,10	-	-	-	-	0,03	0,01	-
NiO	0,16	0,12	0,06	0,07	0,17	0,15	-	-	0,18	0,06	0,09	0,20	0,24	0,11	0,14
TOTAL	98,88	99,07	98,55	99,58	99,21	99,49	99,70	99,14	99,68	99,44	100,29	99,33	100,04	99,45	99,92
Si+4	1,94	1,93	1,94	1,93	1,96	1,95	1,92	1,94	1,91	1,94	1,90	1,92	1,93	1,94	1,92
Ti+4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al T	0,09	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08	0,09	0,09	0,10	0,08	0,11	0,10	0,09	0,09	0,10
Cr+3	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Fe+2	0,29	0,30	0,29	0,29	0,28	0,28	0,29	0,29	0,30	0,29	0,30	0,32	0,30	0,32	0,33
Mn+2	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg+2	1,60	1,65	1,61	1,62	1,61	1,63	1,66	1,62	1,62	1,66	1,61	1,62	1,62	1,63	1,64
Ca+2	0,06	0,03	0,05	0,07	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06	0,02	0,08	0,02	0,04	0,01	0,01
Na+1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K+1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni+2	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	0,01	0,01	-	-
TOTAL	3,99	4,02	4,01	4,02	4,00	4,00	4,03	4,02	4,03	4,01	4,02	4,02	4,00	4,01	4,02
O-2	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
N Mg	84,70	84,60	84,70	84,80	85,20	85,30	85,10-	84,80	84,40	85,10	84,30	83,50	84,40	83,60	83,20
En	82,00	83,00	82,00	81,00	83,00	83,00	83,00	82,00	81,00	84,00	81,00	82,00	82,00	83,00	82,00
Fs	15,00	16,00	15,00	15,00	15,00	15,00	15,00	15,00	16,00	15,00	15,00	17,00	16,00	17,00	17,00
Wo	3,00	1,00	3,00	4,00	2,00	2,00	2,00	3,00	3,00	1,00	4,00	1,00	2,00	0,00	1,00

TABELA X.3 - ANÁLISE QUÍMICA DOS ORTOPIROXÊNIOS

#/#	ORTOPIROXÊNIO CUMULATO																	
	SL-131					SL-125										SL-132		
	1/106	1/108C	1/109B	2/110	3/111	1/10C	1/11B	2/3	3/7	4/1	5/2	6/4	6/5	7/6	1/18	2/24	3/27	
SiO ₂	54,64	53,64	55,31	55,06	54,47	55,33	55,88	55,91	55,65	55,47	55,73	56,05	55,53	55,71	55,26	55,23	55,01	
TiO ₂	0,17	0,12	0,13	0,11	0,13	0,04	0,01	0,02	0,05	0,05	0,01	0,04	0,07	0,04	0,07	0,08	0,11	
Al ₂ O ₃	2,27	2,45	2,32	2,38	2,43	1,46	1,23	1,01	1,13	1,18	0,90	1,26	1,30	1,34	2,35	2,32	2,55	
Cr ₂ O ₃	0,53	1,41	0,62	0,51	0,47	0,49	0,34	0,38	0,33	0,47	0,26	0,37	0,38	0,43	0,52	0,47	0,33	
FeO	9,37	10,44	9,75	9,55	9,25	12,01	12,03	12,44	12,14	11,72	11,85	12,01	12,09	12,01	11,45	11,87	11,61	
MnO	0,04	0,22	0,14	0,19	0,19	0,22	0,23	0,20	0,22	0,23	0,22	0,22	0,23	0,24	0,19	0,19	0,21	
MgO	31,70	29,73	32,10	31,68	31,25	30,61	30,67	30,93	30,92	29,59	31,08	31,23	31,07	30,71	29,53	29,19	29,12	
CaO	0,90	1,23	0,12	0,35	2,24	0,30	0,22	0,20	0,25	1,82	0,18	0,22	0,22	0,78	0,24	0,29	0,33	
Na ₂ O	0,03	0,06	-	0,04	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,05	0,01	0,02	-	0,02	0,05	0,05	0,01	
K ₂ O	-	-	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	-	-	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,02	
NiO	0,09	0,16	0,14	0,19	0,05	n.d.	0,12	0,14	0,14									
TOTAL	99,74	99,46	100,64	100,07	100,53	100,50	100,63	101,11	100,70	100,59	100,26	101,43	100,90	101,29	99,82	99,84	99,44	
Si+4	1,92	1,91	1,93	1,93	1,91	1,95	1,97	1,96	1,96	1,96	1,97	1,96	1,95	1,95	1,96	1,96	1,95	
Ti+4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Al T	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,06	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,10	0,10	0,11	
Cr+3	0,01	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Fe+2	0,28	0,31	0,28	0,28	0,27	0,35	0,35	0,36	0,36	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35	0,34	0,35	0,35	
Mn+2	-	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Mg+2	1,66	1,58	1,67	1,66	1,63	1,61	1,61	1,62	1,62	1,56	1,63	1,62	1,63	1,60	1,56	1,54	1,54	
Ca+2	0,03	0,05	-	0,01	0,08	0,01	0,01	0,01	0,01	0,07	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	
Na+1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
K+1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Ni+2	-	-	-	-	-	n.d.	-	-	-									
TOTAL	3,99	4,00	4,00	4,00	4,01	4,00	4,00	4,01	4,02	4,01	4,02	4,01	4,01	4,00	3,99	3,98	3,98	
O-2	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	
N Mg	85,60	83,6	85,6	86,10	85,90	82,00	82,00	81,60	81,90	81,80	82,40	82,30	82,10	82,00	82,10	81,50	81,50	
En	84,00	81,00	86,00	85,00	82,00	81,00	81,00	81,00	81,00	79,00	82,00	82,00	82,00	81,00	81,00	81,00	81,00	
Fs	14,00	16,00	14,00	15,00	14,00	18,00	18,00	19,00	18,00	18,00	18,00	18,00	18,00	18,00	18,00	19,00	19,00	
Wo	2,00	3,00	0,00	0,00	4,00	1,00	1,00	0,00	1,00	3,00	0,00	0,00	0,00	1,00	1,00	0,00	0,00	

TABELA X.3 - ANÁLISE QUÍMICA DOS ORTOPIROXÊNIOS

#/#/#	CPX-OPX CUMULATO (WEBSTERITO)		CLINOPIROXÊNIO-ORTOPIROXÊNIO CUMULATO (GABRONORITO BIMODAL)											
	SL-167		SL-142	SL-161				SL-137						
	1/8B	2/20	1/30	1/11	2/15	3/20C	3/21B	1/41	2/42	3/49B	3/51B	3/52C	4/57B	4/59C
SiO ₂	54,63	54,31	54,87	54,90	55,29	54,77	55,45	53,15	54,31	53,40	54,24	53,22	53,83	53,15
TiO ₂	0,41	0,11	0,07	0,04	0,04	0,07	0,06	0,17	0,05	0,19	0,06	0,15	0,15	0,20
Al ₂ O ₃	2,12	2,21	2,14	1,81	1,53	2,17	1,43	3,01	2,32	2,75	2,14	2,97	2,49	2,98
Cr ₂ O ₃	0,38	0,38	0,32	0,34	0,29	0,20	0,27	0,53	0,44	0,54	0,46	0,49	0,54	0,61
FeO	12,93	12,47	11,85	14,45	14,66	13,85	13,66	14,39	14,38	13,97	14,74	14,26	14,97	14,32
MnO	0,29	0,32	0,21	0,39	0,25	0,32	0,34	0,21	0,31	0,31	0,30	0,22	0,19	0,18
MgO	28,23	27,24	29,05	27,48	27,67	28,17	28,81	25,32	27,43	25,94	27,16	26,45	26,69	25,95
CaO	0,93	2,27	1,21	0,43	0,29	0,23	0,29	2,06	0,31	1,88	0,28	2,63	0,67	2,65
Na ₂ O	-	0,03	0,03	-	-	-	0,01	0,07	-	0,05	0,03	0,04	0,01	0,04
K ₂ O	-	-	0,01	0,01	-	-	0,01	0,04	-	0,01	-	-	-	-
NiO	0,20	0,13	0,08	0,15	-	0,11	0,15	0,12	0,19	0,13	0,14	0,21	0,03	0,07
TOTAL	100,12	99,47	99,83	100,00	100,02	99,89	100,49	99,07	99,73	99,17	99,55	100,64	99,56	100,15
Si+4	1,95	1,95	1,95	1,97	1,98	1,96	1,97	1,93	1,95	1,94	1,96	1,91	1,94	1,92
Ti+4	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	0,01
Al T	0,09	0,09	0,09	0,08	0,06	0,09	0,06	0,13	0,10	0,12	0,09	0,13	0,11	0,13
Cr+3	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02
Fe+2	0,39	0,37	0,35	0,43	0,44	0,41	0,41	0,44	0,43	0,42	0,44	0,43	0,45	0,43
Mn+2	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg+2	1,50	1,46	1,54	1,47	1,48	1,50	1,53	1,37	1,47	1,40	1,46	1,42	1,44	1,40
Ca+2	0,04	0,09	0,05	0,02	0,01	0,01	0,01	0,08	0,01	0,07	0,01	0,10	0,03	0,10
Na+1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K+1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni+2	0,01	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	0,01	-	-
TOTAL	4,00	3,98	4,00	3,99	3,99	3,99	4,00	3,98	3,99	3,99	3,98	4,02	3,99	4,02
O-2	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
N Mg	79,40	79,80	81,50	77,37	77,10	78,50	78,90	75,80	77,40	76,90	76,80	76,80	76,20	76,50
En	77,00	75,00	79,00	76,00	76,00	78,00	78,00	72,00	77,00	74,00	76,00	73,00	74,00	72,00
Fs	21,00	20,00	19,00	23,00	23,00	22,00	21,00	24,00	23,00	22,00	23,00	22,00	24,00	23,00
Wo	2,00	5,00	2,00	1,00	1,00	0,00	1,00	4,00	0,00	4,00	1,00	5,00	2,00	5,00

TABELA X.3 - ANÁLISE QUÍMICA DOS ORTOPIROXÊNIOS

GABRONORITO													
###	SL-103					SL-169			SL-086		SL-088		SL-121
	1/9B	1/15C	2/13(I)	2/14(I)	3/17	1/19	2/22B	2/23C	1/36	2/37	1/16B	1/18C	1/7
SiO ₂	54,54	54,50	54,16	54,52	54,49	53,31	52,96	53,11	53,21	53,99	54,13	54,28	54,19
TiO ₂	0,05	0,06	0,05	0,04	0,21	0,04	0,05	0,05	0,02	0,08	0,05	0,08	0,05
Al ₂ O ₃	1,31	1,59	1,15	1,26	1,69	1,13	1,14	1,59	1,07	1,09	1,36	1,46	0,97
Cr ₂ O ₃	0,10	0,11	0,16	0,13	0,17	0,10	0,16	0,19	0,07	0,08	0,07	0,05	-
FeO	15,21	15,12	16,57	15,83	13,21	21,21	20,29	20,40	17,81	18,09	16,11	16,99	19,77
MnO	0,37	0,31	0,35	0,27	0,21	0,42	0,40	0,38	0,35	0,38	0,35	0,31	0,38
MgO	27,83	27,96	27,10	26,98	25,71	23,49	24,03	24,20	25,65	26,08	25,83	26,35	25,49
CaO	0,26	0,25	0,28	0,38	4,02	0,31	0,61	0,36	0,26	0,34	1,59	0,31	0,27
Na ₂ O	0,04	-	-	-	0,04	0,02	-	-	0,02	-	0,03	0,03	-
K ₂ O	-	0,01	-	-	-	0,02	-	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01
NiO	-	0,10	0,07	0,03	0,07	0,04	0,11	0,06	0,02	0,05	0,05	-	n.d.
TOTAL	99,72	100,02	99,89	99,44	99,82	100,08	99,75	100,32	98,49	100,17	99,57	99,88	101,13
Si+4	1,97	1,96	1,96	1,98	1,96	1,97	1,96	1,95	1,97	1,97	1,97	1,97	1,97
Ti+4	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-
AlT	0,06	0,07	0,05	0,05	0,07	0,05	0,05	0,07	0,05	0,05	0,06	0,06	0,04
Cr+3	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-	-
Fe+2	0,46	0,45	0,50	0,48	0,40	0,66	0,63	0,63	0,55	0,55	0,49	0,52	0,60
Mn+2	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg+2	1,50	1,50	1,46	1,46	1,38	1,29	1,33	1,33	1,41	1,41	1,40	1,42	1,38
Ca+2	0,01	0,01	0,01	0,01	0,16	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,06	0,01	0,01
Na+1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K+1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni+2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	n.d.
TOTAL	4,01	4,00	3,99	3,99	3,99	3,99	4,00	4,01	4,00	4,00	3,99	3,99	4,01
O-2	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
N Mg	76,50	74,50	74,50	76,90	77,50	66,15	67,86	67,86	71,90	71,90	74,10	73,20	69,70
En	76,00	76,00	74,00	74,00	71,00	66,00	967,00	67,00	71,00	71,00	71,00	72,00	69,00
Fs	24,00	23,00	26,00	25,00	21,00	34,00	32,00	32,00	28,00	28,00	26,00	27,00	31,00
Wo	0,00	1,00	0,00	1,00	8,00	0,00	1,00	1,00	1,00	1,00	3,00	1,00	0,00

TABELA X.4 - ANÁLISE QUÍMICA DOS CLINOPIROXÊNIOS

#/##	OLIVINA CUMULATO							
	SL-096		SL-097			SL-094		
	1/34	2/38 CR	1/45	2/56CR	3/65	1/8	1/9	2/16 CR
SiO ₂	48,74	51,76	52,35	52,46	51,80	52,67	52,91	53,19
TiO ₂	0,55	0,46	0,55	0,46	0,60	0,61	0,52	0,44
Al ₂ O ₃	6,61	3,57	4,47	3,80	4,66	4,08	4,06	4,76
Cr ₂ O ₃	1,62	0,41	0,91	0,56	1,23	1,10	1,08	0,90
FeO	4,14	3,41	3,74	3,59	3,62	3,44	3,15	3,33
MnO	0,06	0,02	0,06	0,13	0,11	0,09	0,08	0,06
MgO	14,25	14,68	14,27	14,70	14,41	14,88	14,73	14,62
CaO	21,07	22,87	22,45	22,61	21,38	22,95	22,82	22,47
Na ₂ O	1,24	0,89	1,45	1,24	1,57	1,50	0,93	1,29
K ₂ O	-	-	-	-	0,03	0,01	0,02	-
NiO	0,08	0,02	0,09	0,13	0,07	-	0,06	-
TOTAL	98,36	98,09	100,44	99,68	99,21	101,33	100,36	101,06
Si+4	1,82	1,93	1,91	1,92	1,91	1,90	1,93	1,92
Ti+4	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
Al IV	0,18	0,09	0,09	0,08	0,09	0,10	0,07	0,08
Al VI	0,11	0,10	0,10	0,08	0,11	0,07	0,10	0,12
Cr+3	0,05	0,01	0,03	0,02	0,04	0,03	0,04	0,03
Fe+2	0,13	0,11	0,11	0,11	0,11	0,10	0,10	0,10
Mn+2	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg+2	0,79	0,82	0,78	0,80	0,78	0,80	0,80	0,79
Ca+2	0,84	0,91	0,88	0,89	0,84	0,89	0,89	0,87
Na+1	0,09	0,06	0,10	0,09	0,11	0,11	0,07	0,09
K+1	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni+2	-	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	4,03	4,04	4,02	4,00	4,01	4,02	4,01	4,01
O-2	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
N Mg	85,90	88,20	87,60	88,00	87,60	88,90	88,90	88,80
En	45,00	45,00	44,00	45,00	45,00	45,00	45,00	45,00
Fs	7,00	6,00	6,00	6,00	5,00	6,00	6,00	6,00
Wo	48,00	49,00	50,00	49,00	50,00	49,00	49,00	49,00

TABELA X.4 - ANÁLISE QUÍMICA DOS CLINOPIROXÊNIOS (Cont.)

#/##	OLIVINA ORTOPIROXÊNIO CUMULATO											
	SL-077		SL-080						SL-126			
	1/4	2/5	1/7L	2/9	3/11	4/14	5/7	6/12	7/14	1/15	2/8	3/13
SiO ₂	53,00	53,88	53,55	51,70	53,44	52,48	52,79	52,42	53,13	52,74	52,52	51,92
TiO ₂	0,31	0,30	0,22	0,22	0,23	0,25	0,26	0,23	0,18	0,35	0,48	0,40
Al ₂ O ₃	3,34	2,85	2,78	3,57	2,69	3,34	3,30	3,40	2,72	3,27	4,39	5,47
Cr ₂ O ₃	1,69	1,02	0,85	1,85	0,88	1,59	0,96	1,22	1,00	0,62	0,43	0,35
FeO	3,98	3,17	2,85	4,20	2,91	4,51	3,05	3,24	2,84	3,17	3,80	3,96
MnO	0,12	0,10	0,05	0,08	0,10	0,14	0,05	0,07	0,11	0,08	0,08	0,09
MgO	18,63	17,51	16,30	17,97	16,26	19,59	16,49	16,75	16,42	15,85	15,41	14,87
CaO	18,66	20,48	23,45	19,79	23,35	17,64	21,81	22,30	23,36	23,21	22,06	21,57
Na ₂ O	1,33	1,45	0,97	0,79	0,94	0,76	1,15	0,95	0,94	0,97	1,33	1,57
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-	0,01	0,01	0,01	-	0,01
NiO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL*	101,07	100,77	101,03	100,18	100,81	100,30	99,86	100,59	100,71	100,27	100,51	100,21
Si+4	1,91	1,94	1,93	1,88	1,93	1,90	1,92	1,90	1,93	1,92	1,91	1,89
Ti+4	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01
Al IV	0,09	0,06	0,07	0,11	0,06	0,10	0,08	0,10	0,07	0,08	0,09	0,11
Al VI	0,05	0,06	0,05	0,04	0,05	0,04	0,07	0,05	0,04	0,06	0,10	0,13
Cr+3	0,05	0,03	0,02	0,05	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01
Fe+2	0,12	0,09	0,09	0,13	0,09	0,14	0,09	0,10	0,09	0,10	0,11	0,12
Mn+2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg+2	1,00	0,94	0,88	0,98	0,88	1,06	0,90	0,91	0,89	0,86	0,83	0,81
Ca+2	0,72	0,79	0,91	0,77	0,91	0,68	0,85	0,87	0,91	0,91	0,86	0,84
Na+1	0,09	0,10	0,07	0,06	0,07	0,05	0,08	0,07	0,07	0,07	0,09	0,11
K+1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni+2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	4,04	4,02	4,03	4,03	4,02	4,02	4,03	4,04	4,03	4,03	4,01	4,02
O-2	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
N Mg	89,30	90,80	91,10	88,40	90,90	88,60	90,60	90,20	91,20	89,90	87,80	87,00
En	54,00	52,00	47,00	52,00	47,00	56,00	49,00	49,00	47,00	46,00	46,00	45,00
Fs	7,00	5,00	5,00	7,00	5,00	8,00	5,00	5,00	5,00	5,00	7,00	7,00
Wo	39,00	43,00	48,00	41,00	48,00	36,00	46,00	46,00	48,00	49,00	47,00	48,00

TABELA X.4 - ANÁLISE QUÍMICA DOS CLINOPIROXÊNIOS (Cont.)

##	ORTOPIROXÊNIO CUMULATO															
	SL-155		SL-170				SL-131		SL-132				SL-125			
	1/68L	2/83	1/89	2/94L	3/98	3/101	1/105	2/107	1/20	1/21	2/23L	3/25	4/28I	1/4	2/8	3/12
SiO ₂	52,12	51,77	51,64	52,09	51,80	51,74	55,23	51,34	53,51	51,88	52,25	52,14	51,94	53,00	53,14	53,16
TiO ₂	0,41	0,32	0,57	0,36	0,37	0,46	0,16	0,63	0,38	0,50	0,54	0,55	0,49	0,31	0,29	0,21
Al ₂ O ₃	2,86	3,02	3,65	2,86	3,35	3,41	2,31	3,69	3,29	3,67	3,24	3,12	3,54	2,38	2,21	2,13
Cr ₂ O ₃	1,34	1,77	1,12	1,33	1,12	1,17	0,51	1,16	0,77	0,89	0,95	0,88	0,99	0,94	0,92	0,94
FeO	2,88	4,03	3,04	3,12	3,47	3,21	7,76	2,76	6,96	3,65	3,33	3,50	3,78	3,95	5,58	3,53
MnO	0,12	0,14	0,07	-	0,09	0,09	0,18	0,10	0,17	0,12	0,08	0,07	0,10	0,07	0,09	0,10
MgO	15,44	19,13	15,24	15,57	15,84	15,84	28,83	15,48	20,45	15,61	15,09	15,35	14,62	16,16	16,30	16,33
CaO	24,05	19,08	23,95	23,67	23,50	21,78	4,16	24,39	15,40	23,24	24,48	24,60	24,20	23,66	23,80	24,20
Na ₂ O	0,81	0,57	0,79	0,74	0,81	0,82	0,12	0,64	0,41	0,42	0,50	0,31	0,51	0,49	0,47	0,50
K ₂ O	-	0,02	-	-	-	-	0,01	-	0,02	0,02	0,06	0,02	0,03	-	0,01	-
NiO	0,19	0,09	0,05	0,06	0,09	0,26	0,15	0,14	0,03	-	0,05	0,03	0,10	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	100,22	99,94	100,12	99,80	100,44	98,78	99,42	100,33	101,39	100,0	100,57	100,57	100,30	100,96	100,81	101,10
Si+4	1,91	1,89	1,89	1,91	1,89	1,91	1,95	1,88	1,91	1,90	1,91	1,90	1,90	1,93	1,93	1,93
Ti+4	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	-	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
AlIV	0,09	0,11	0,11	0,09	0,11	0,09	0,05	0,12	0,09	0,10	0,09	0,10	0,10	0,07	0,07	0,07
AlVI	0,03	0,02	0,05	0,03	0,03	0,06	0,05	0,04	0,05	0,06	0,05	0,03	0,05	0,03	0,03	0,02
Cr+3	0,04	0,05	0,03	0,04	0,03	0,03	0,01	0,03	0,02	0,03	0,03	0,0	0,03	0,03	0,03	0,03
Fe+2	0,09	0,12	0,09	0,10	0,11	0,10	0,23	0,08	0,21	0,11	0,10	0,11	0,12	0,12	0,11	0,11
Mn+2	-	-	-	-	-	-	0,01	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-
Mg+2	0,84	1,04	0,83	0,85	0,86	0,87	1,52	0,84	1,09	0,85	0,82	0,84	0,80	0,88	0,88	0,88
Ca+2	0,94	0,75	0,94	0,93	0,92	0,86	0,16	0,96	0,59	0,91	0,96	0,96	0,95	0,92	0,93	0,94
Na+1	0,06	0,04	0,06	0,03	0,06	0,06	0,01	0,05	0,03	0,03	0,04	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03
K+1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni+2	0,01	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	4,02	4,03	4,02	4,01	4,02	4,00	3,99	4,02	4,01	4,00	4,01	4,01	4,00	4,02	4,02	4,02
O-2	6,00	6,00	6,00	6,0	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
N Mg	90,40	89,70	90,30	89,60	88,80	89,80	86,90	91,40	83,80	88,50	89,10	88,40	87,00	87,90	89,00	89,20
En	45,00	55,00	45,00	45,00	45,00	48,00	79,00	45,00	57,00	45,00	44,00	4,00	43,00	46,00	46,00	46,00
Fs	5,00	6,00	5,00	5,00	6,00	5,00	13,00	5,00	12,00	6,00	6,00	6,00	7,00	6,00	6,00	6,000
Wo	50,00	39,00	50,00	50,00	49,00	47,00	8,00	50,00	31,00	49,00	50,00	50,00	50,00	48,00	48,00	48,00

TABELA X.4 - ANÁLISE QUÍMICA DOS CLINOPIROXÊNIOS (Cont.)

###	CLINOPIROXÊNIO-ORTOPIROXÊNIO CUMULATO (WEBSTERITO)											
	SL-167									SL-142		
	1/2B	1/3B	2/9B	3/11I	3/13I	4/15I	4/16I	4/17I	5/21	1/32I	1/34I	1/35I
SiO2	52,67	52,48	52,55	52,63	52,51	52,66	52,38	52,14	52,62	52,63	53,83	53,97
TiO2	0,39	0,39	0,35	0,39	0,38	0,30	0,33	0,39	0,48	0,25	0,17	0,13
Al2O3	2,72	3,09	3,06	2,99	3,12	2,81	2,93	3,14	3,20	3,18	2,88	2,99
Cr2O3	0,72	0,72	0,75	0,79	0,73	0,75	0,73	0,78	0,73	0,70	0,58	0,54
FeO	4,73	4,00	3,75	5,14	3,81	3,62	4,52	3,74	3,88	3,45	7,90	8,87
MnO	0,22	0,18	0,10	0,20	0,12	0,17	0,19	0,05	0,17	0,06	0,25	0,19
MgO	15,65	14,22	14,77	16,10	14,54	14,64	15,40	14,60	14,71	15,36	20,48	21,89
CaO	20,82	23,92	23,87	21,33	23,03	23,99	23,42	23,48	23,85	24,76	14,53	11,27
Na2O	0,42	0,57	0,59	0,56	0,54	0,62	0,46	0,64	0,56	0,45	0,44	0,44
K2O	-	-	-	-	-	0,01	0,01	-	-	-	-	0,01
NiO	0,04	0,04	0,05	0,01	0,03	0,08	0,03	0,07	-	0,07	0,05	0,01
TOTAL	98,38	99,61	99,84	100,14	98,81	99,65	100,40	99,03	100,20	100,91	101,11	100,31
Si+4	1,95	1,93	1,93	1,93	1,94	1,94	1,92	1,93	1,93	1,91	1,93	1,94
Ti+4	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-
AlIV	0,05	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,08	0,07	0,07	0,09	0,07	0,06
AlVI	0,07	0,06	0,06	0,06	0,08	0,06	0,05	0,07	0,07	0,05	,05	0,07
Cr+3	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Fe+2	0,15	0,12	0,12	0,16	0,12	0,11	0,14	0,12	0,12	0,10	0,24	0,27
Mn+2	0,01	0,01	-	0,01	-	0,01	0,01	-	0,01	-	0,01	0,01
Mg+2	0,87	0,78	0,81	0,88	0,80	0,80	0,84	0,81	0,80	0,83	1,10	1,17
Ca+2	0,83	0,94	0,94	0,84	0,91	0,95	0,92	0,93	0,94	0,97	0,56	0,43
Na+1	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03
k+1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni+2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	3,99	3,98	4,00	4,02	3,98	4,00	4,02	4,01	4,01	4,01	4,01	4,00
O-2	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
N Mg	85,00	86,70	87,10	84,60	87,00	88,00	85,70	87,10	87,10	89,20	82,10	81,25
En	47,00	43,00	43,00	47,00	44,00	43,00	44,00	43,00	43,00	44,00	58,13	62,00
Fs	9,00	7,00	7,00	9,00	6,00	7,00	8,00	7,00	7,00	6,00	13,00	15,00
Wo	44,00	50,00	50,00	44,0	50,00	50,00	48,00	50,00	50,00	50,00	29,00	23,00

TABELA X.4 - ANÁLISE QUÍMICA DOS CLINOPIROXÊNIOS (Cont.)

CLINOPIROXÊNIO-ORTOPIROXÊNIO CUMULATO (GABRONORITO BIMODAL)											
#/#	SL-161							SL-137			
	1/8 C	1/9B	2/10C	3/14	3/16	3/17	4/18	1/46	2/50	3/54	4/58
SiO2	52,74	53,26	52,48	53,55	52,63	53,83	53,25	52,20	52,24	52,19	52,49
TiO2	0,32	0,25	0,32	0,22	0,29	0,23	0,24	0,38	0,48	0,36	0,33
Al2O3	2,82	1,98	2,85	2,00	2,58	2,58	2,52	2,85	2,83	2,96	2,67
Cr2O3	0,62	0,58	0,60	0,54	0,50	0,47	0,46	0,83	0,83	0,95	0,82
FeO	4,31	4,89	4,38	4,39	5,25	8,12	6,02	5,54	3,86	4,66	4,97
MnO	0,10	0,10	0,11	0,12	0,10	0,18	0,16	0,09	0,12	0,12	0,17
MgO	14,97	15,72	14,92	15,45	16,36	19,47	17,75	16,09	14,43	14,51	15,80
CaO	23,64	22,90	23,41	23,94	21,26	16,16	18,90	21,22	24,26	23,80	23,81
Na2O	0,56	0,43	0,50	0,43	0,44	0,47	0,39	0,50	0,56	0,57	0,44
K2O	-	-	0,01	0,02	-	-	-	0,01	-	-	0,01
NiO	0,04	0,03	-	-	0,04	0,06	0,13	0,05	0,06	0,05	0,01
TOTAL	100,12	100,14	99,58	100,66	99,45	101,57	99,82	99,76	99,67	100,17	101,52
Si+4	1,93	1,95	1,93	1,95	1,94	1,93	1,95	1,92	1,93	1,92	1,91
Ti+4	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al IV	0,07	0,05	0,07	0,05	0,06	0,07	0,05	0,08	0,07	0,08	0,09
Al VI	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,06	0,04	0,05	0,05	0,02
Cr+3	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02
Fe+2	0,13	0,15	0,13	0,13	0,16	0,24	0,18	0,17	0,12	0,14	0,15
Mn+2	-	-	-	-	-	0,01	0,01	-	-	-	0,01
Mg+2	0,82	0,86	0,82	0,84	0,90	1,04	0,97	0,88	0,79	0,80	0,86
Ca+2	0,93	0,90	0,92	0,94	0,84	0,62	0,74	0,84	0,96	0,94	0,93
Na+1	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03
K+1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni+2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	4,00	4,01	3,99	4,01	4,00	4,00	4,10	4,00	3,99	4,01	4,03
O-2	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
N Mg	86,30	85,10	86,30	86,60	84,90	81,25	84,30	84,00	87,00	85,10	85,10
En	43,00	45,00	44,00	44,00	48,00	54,00	51,00	47,00	43,0	42,00	44,00
Fs	7,00	8,00	7,00	7,00	8,00	13,00	10,00	9,00	7,00	8,00	8,00
Wo	50,00	47,00	49,00	49,00	44,0	33,00	39,00	44,00	50,00	50,00	48,00

TABELA X.4 - ANÁLISE QUÍMICA DOS CLINOPIROXÊNIOS (Cont.)

#/#/#	GABRONORITO													
	SL-103				SL-169		SL086	SL - 088				SL-121		
	1/1	2/3	3/12C	4/16	1/18C	2/24	1/35	1/9	2/15	3/20L	4/23	1/8	2/11B	2/12C
SiO ₂	53,11	52,85	54,31	52,60	52,07	51,25	52,24	52,79	52,93	53,09	52,78	53,01	52,54	52,17
TiO ₂	0,22	0,34	0,09	0,23	0,37	0,54	0,25	0,30	0,23	0,26	0,29	0,19	0,32	0,34
Al ₂ O ₃	1,30	2,05	1,65	1,92	2,51	3,18	1,72	2,21	2,02	2,18	2,41	1,90	2,05	2,49
Cr ₂ O ₃	0,33	0,32	0,24	0,27	0,25	0,30	0,15	0,06	0,09	0,05	0,06	0,16	0,19	0,17
FeO	4,00	4,99	13,15	4,44	7,93	7,58	5,79	6,67	5,47	4,88	5,45	6,04	6,53	6,39
MnO	0,10	0,10	0,23	0,06	0,12	0,16	0,13	0,17	0,08	0,14	0,15	0,18	0,18	0,17
MgO	15,99	15,45	23,31	15,56	14,21	13,68	15,27	15,16	15,27	15,27	15,02	15,31	15,16	14,52
CaO	24,38	24,16	7,66	23,98	22,71	22,94	23,15	22,43	23,56	23,67	23,89	23,74	23,06	23,92
Na ₂ O	0,33	0,44	0,37	0,36	0,44	0,46	0,43	0,44	0,39	0,41	0,42	0,47	0,49	0,5
K ₂ O	-	0,01	-	0,05	-	-	0,03	0,02	0,01	0,02	-	0,02	0,01	-
NiO	0,10	-	0,02	0,12	0,03	0,06	0,01	0,13	0,03	-	0,03	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	99,86	100,71	101,03	99,59	100,64	100,15	99,17	100,38	100,08	99,97	100,50	101,02	100,53	100,72
Si+4	1,95	1,94	1,96	1,94	1,93	1,91	1,95	1,94	1,95	1,95	1,94	1,94	1,94	1,92
Ti+4	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01
Al IV	0,05	0,06	0,04	0,06	0,07	0,09	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,08
Al VI	0,01	0,03	0,03	0,02	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,02	0,03
Cr+3	0,01	0,15	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-	-	-	-	-	0,01	-
Fe+2	0,12	-	0,40	0,14	0,25	0,24	0,18	0,21	0,17	0,15	0,17	0,18	0,20	0,20
Mn+2	-	0,84	0,01	-	-	-	-	0,01	-	-	-	0,01	0,01	-
Mg+2	0,88	0,95	1,25	0,86	0,78	0,76	0,85	0,83	0,84	0,84	0,82	0,84	0,83	0,80
Ca+2	0,96	0,95	0,30	0,95	0,90	0,91	0,92	0,89	0,93	0,93	0,94	0,93	0,91	0,94
Na+1	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
K+1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni+2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	4,01	4,02	4,03	4,02	4,02	4,02	4,02	4,02	4,02	4,00	4,01	4,01	4,02	4,02
O-2	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
N Mg	88,00	84,80	75,80	86,00	75,70	76,00	82,50	79,80	83,17	84,85	82,83	81,90	80,50	80,20
En	45,00	43,00	64,00	44,00	40,00	40,00	44,00	43,00	43,00	44,00	42,00	43,00	43,00	41,00
Fs	6,00	8,00	21,00	7,0	13,00	12,00	9,00	11,00	9,00	8,00	9,00	10,00	10,00	10,00
Wo	49,00	49,00	15,00	49,00	47,00	48,00	47,00	46,00	48,00	48,00	49,00	47,0	47,00	49,00

TABELA X.4 - ANÁLISE QUÍMICA DOS CLINOPIROXÊNIOS (Cont.)

#/#/#	GABRONORITO						GABRONORITO FINO				DIQUE GABRONORÍTICO		
	SL-121		SL-123				SL-099				SL-091	SL-090	
	3/5	4/8	1/11L	2/12L	3/5	4/7	1/26	1/27	2/35	3/38	1/26	1/25	2/29
SiO2	52,99	52,70	52,29	52,49	52,76	52,73	51,72	50,50	50,94	50,93	52,13	51,14	51,08
TiO2	0,28	0,29	0,30	0,26	0,29	0,23	0,22	0,32	0,20	0,16	0,15	0,35	0,34
Al2O3	2,05	1,98	2,12	1,81	1,94	1,89	1,58	2,20	2,17	1,98	1,94	2,69	2,70
Cr2O3	0,19	0,12	0,12	0,09	0,06	0,07	0,05	-	0,03	0,05	0,04	-	-
FeO	6,05	6,29	5,24	4,87	5,83	5,78	12,05	12,45	12,40	12,52	9,49	9,98	10,38
MnO	0,12	0,14	0,12	0,10	0,14	0,12	0,28	0,34	0,21	0,32	0,24	0,27	0,34
MgO	14,99	14,97	15,56	15,81	15,52	15,27	10,99	10,45	10,85	10,74	12,98	12,24	12,21
CaO	23,78	23,83	23,74	23,85	23,45	22,32	22,71	22,52	22,23	22,38	22,88	22,67	21,69
Na2O	0,46	0,44	0,42	0,35	0,42	0,41	0,35	0,39	0,39	0,39	0,44	0,46	0,45
K2O	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-	0,01	0,01	-
NiO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,09	0,03	0,02	0,02	-	0,01	0,04
TOTAL	100,92	100,78	99,92	99,66	100,42	98,83	100,05	99,21	99,44	99,50	100,30	99,82	99,23
Si+4	1,94	1,94	1,93	1,94	1,94	1,96	1,96	1,94	1,95	1,95	1,95	19,93	1,94
Ti+4	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-	0,01	0,01
Al IV	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,04	0,04	0,06	0,05	0,05	0,05	0,07	0,06
Al VI	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,06
Cr+3	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe+2	0,18	0,19	0,16	0,15	0,18	0,18	0,38	0,40	0,40	0,40	0,30	0,31	0,33
Mn+2	-	-	-	-	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg+2	0,82	0,82	0,86	0,87	0,85	0,85	0,62	0,60	0,62	0,61	0,72	0,69	0,69
Ca+2	0,93	0,94	0,94	0,94	0,92	0,89	0,92	0,93	0,91	0,92	0,92	0,92	0,88
Na+1	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
K+1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni+2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	4,01	4,01	4,02	4,01	4,01	4,00	4,00	4,02	4,03	4,01	4,02	4,02	4,01
O-2	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
N Mg	81,50	80,90	84,10	85,30	82,60	82,50	62,00	60,00	60,80	60,40	70,59	69,00	67,60
En	42,00	42,00	44,00	44,0	43,00	44,00	32,00	31,00	32,00	32,00	37,00	36,00	36,00
Fs	10,00	10,00	8,00	8,00	9,00	10,00	20,00	21,00	21,00	21,00	16,00	16,00	18,00
Wo	48,00	48,00	48,00	48,00	47,00	46,00	48,00	48,00	47,00	47,00	47,00	48,00	46,00

TABELA X.5 - ANÁLISE QUÍMICA DOS PLAGIOCLÁSIOS

#/##	OLIVINA CUMULATO							ORTOPIROXÊNIO CUMULATO				
	SL-096			SL-097		SL-094		SL-155	SL-170	SL-131		
	1/35	1/35a	2/37B	1/50B	1/54B	1/13B	1/14C	1/70	1/92	1/185B	1/195C	1/197B
SiO ₂	56,82	54,28	55,76	60,03	57,46	58,12	58,97	57,12	55,74	55,44	54,72	55,81
TiO ₂	0,03	0,04	0,04	0,03	0,01	0,51	0,01	-	0,07	0,13	-	-
Al ₂ O ₃	27,39	28,63	28,00	25,39	26,62	25,74	26,39	26,89	27,68	27,49	27,73	27,90
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0,09	1,02	0,04	0,03	0,08	0,21	-	0,13	0,08	-	0,25	0,14
MnO	-	-	0,05	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-
MgO	-	1,09	0,07	0,01	0,09	1,00	0,04	0,03	0,01	0,02	0,03	0,02
CaO	9,47	8,93	9,27	6,93	8,23	7,55	8,31	8,52	9,54	10,03	10,51	10,61
Na ₂ O	6,49	6,03	6,55	7,83	6,96	6,74	6,24	7,07	6,40	5,74	5,79	5,83
K ₂ O	0,16	0,16	0,17	0,14	0,15	0,09	0,69	0,24	0,27	0,19	0,10	0,16
TOTAL	100,45	100,18	99,95	100,39	99,61	99,96	100,65	100,00	99,79	99,04	99,13	100,47
Si+4	10,17	9,80	10,04	10,66	10,34	10,40	10,48	10,27	10,07	10,07	9,97	10,02
Ti+4	-	-	0,01	-	-	0,07	-	-	0,01	0,02	-	-
Al T	5,78	6,09	5,94	5,32	5,64	5,43	5,53	5,69	5,89	5,89	5,95	5,90
Cr+3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe+2	0,01	0,15	0,01	-	0,01	0,03	-	0,02	0,01	-	0,04	0,02
Mn+2	-	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg+2	-	0,29	0,02	-	0,02	0,27	0,01	0,01	-	-	0,01	-
Ca+2	1,82	1,73	1,79	1,32	1,59	1,45	1,58	1,64	1,85	1,95	2,05	2,04
Na+1	2,25	2,11	2,29	2,70	2,43	2,34	2,15	2,46	2,24	2,02	2,04	2,03
K+1	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,02	0,16	0,06	0,06	0,04	0,02	0,04
TOTAL	20,07	20,22	20,15	20,03	20,06	20,01	19,91	20,15	20,13	19,99	20,08	20,05
O-2	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00
An %	44,30	44,60	43,40	32,60	39,30	38,10	40,60	39,40	44,60	48,60	49,90	49,60

TABELA X.5 - ANÁLISE QUÍMICA DOS PLAGIOCLÁSIOS

#/##	ORTOPIROXÊNIO CUMULATO										
	SL-132		SL-125								
	1/19	2/22	1/12B	1/13C	2/15C	2/1B	3/5	4/9	5/14	6/15	7/7
SiO ₂	54,22	55,00	55,35	54,90	55,45	54,48	54,94	54,54	55,01	55,38	55,40
TiO ₂	0,02	-	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	29,36	29,30	28,41	28,32	28,17	28,42	28,42	28,36	28,19	28,09	27,86
Cr ₂ O ₃	-	-	0,02	0,03	0,04	0,01	0,04	-	0,02	0,05	0,04
FeO	0,08	0,05	0,08	0,04	0,04	0,44	0,12	0,05	0,10	0,03	0,03
MnO	-	-	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,03	-	0,03
MgO	-	-	-	-	0,01	0,42	-	-	-	-	0,01
CaO	12,29	11,57	11,01	10,93	10,57	11,07	11,05	11,20	10,89	10,79	10,64
Na ₂ O	4,85	5,09	5,69	5,61	5,90	5,45	5,67	5,58	5,57	5,77	5,82
K ₂ O	0,13	0,19	0,12	0,14	0,10	0,14	0,11	0,14	0,14	0,15	0,13
TOTAL	100,94	101,20	100,72	100,00	100,31	100,45	100,39	99,89	99,96	100,27	99,97
Si+4	9,73	9,82	9,92	9,91	9,97	9,82	9,89	9,87	9,94	9,97	10,00
Ti+4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al T	6,21	6,16	6,00	6,03	5,97	6,04	6,03	6,05	6,00	5,96	5,93
Cr+3	-	-	-	-	0,01	-	0,01	-	-	0,01	0,01
Fe+2	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,07	0,02	0,01	0,01	-	-
Mn+2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg+2	-	-	-	-	-	0,11	-	-	-	-	-
Ca+2	2,36	2,21	2,11	2,11	2,04	2,14	2,13	2,17	2,11	2,08	2,06
Na+1	1,69	1,76	1,98	1,96	2,06	1,90	1,98	1,96	1,95	2,01	2,04
K+1	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
TOTAL	20,03	20,00	20,05	20,05	20,08	20,11	20,08	20,09	20,04	20,06	20,07
O-2	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00
An %	57,8	55,10	51,30	51,40	49,50	52,50	51,50	52,20	51,50	50,40	49,90

TABELA X.5 - ANÁLISE QUÍMICA DOS PLAGIOCLÁSIOS

#/#	CPX-OPX CUMULATO (WEBSTERITO)				CPX-OPX CUMULATO (GABRONORITO BIMODAL)					GABRONORITO					
	SL-167			SL142	SL-161		SL-137			SL-103			SL-169		
	1/4B	1/5B	2/18	1/31	1/4	2/22	1/44	2/53	3/55	1/5	2/7	3/8	1/25	2/26	3/28
SiO ₂	53,61	54,15	53,20	53,89	48,79	48,29	52,80	52,35	52,30	52,71	52,98	52,90	54,31	54,51	54,07
TiO ₂	0,01	0,01	0,04	-	-	0,02	0,01	0,02	-	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	-
Al ₂ O ₃	27,87	27,86	28,86	29,77	32,06	33,45	29,61	29,24	29,68	28,61	28,55	29,31	28,19	27,39	27,10
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0,03	0,05	0,11	0,02	0,04	0,12	0,01	0,11	0,03	-	0,04	0,06	0,09	0,02	0,04
MnO	0,03	-	-	-	-	-	0,08	-	-	0,09	0,03	-	-	0,01	-
MgO	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	0,01	0,02
CaO	11,93	11,47	12,22	12,61	15,90	16,66	12,89	12,53	13,25	12,74	12,57	13,01	11,54	11,46	11,59
Na ₂ O	5,19	5,31	4,75	4,45	2,67	2,31	4,57	4,66	4,55	4,45	4,65	4,33	4,87	5,09	5,24
K ₂ O	0,09	0,09	0,08	0,17	0,04	0,03	0,15	0,16	0,14	0,24	0,19	0,21	0,15	0,19	0,25
TOTAL	98,75	98,95	99,27	100,92	99,51	100,89	100,12	99,07	99,95	98,87	99,03	99,86	99,19	98,70	98,30
Si+4	9,84	9,89	9,71	9,67	8,98	8,78	9,58	9,60	9,52	9,68	9,71	9,62	9,89	9,98	9,96
Ti+4	-	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al _I T	6,03	6,00	6,21	6,29	6,95	7,17	6,33	6,32	6,37	6,19	6,17	6,28	6,05	5,91	5,88
Cr+3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe+2	-	0,01	0,02	-	0,01	0,02	-	0,02	-	-	0,01	0,01	0,01	-	0,01
Mn+2	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	0,01	-	-	-	-	-
Mg+2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01
Ca+2	2,34	2,24	2,39	2,42	3,13	3,25	2,51	2,46	2,58	2,51	2,47	2,53	2,25	2,25	2,29
Na+1	1,85	1,88	1,68	1,55	0,95	0,82	1,61	1,66	1,60	1,58	1,65	1,53	1,72	1,81	1,87
K+1	0,02	0,02	0,02	0,04	0,01	0,01	0,04	0,04	0,03	0,06	0,04	0,05	0,04	0,05	0,06
TOTAL	20,08	20,04	20,03	19,97	20,03	20,05	20,08	20,10	20,10	20,03	20,05	20,02	19,96	20,00	20,08
O-2	32,00	32,06	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00
An%	55,60	54,10	58,40	60,30	76,50	79,70	60,30	59,10	61,30	60,50	59,40	61,60	56,11	54,70	54,30

TABELA X.5 - ANÁLISE QUÍMICA DOS PLAGIOCLÁSIOS

#/#	GABRONORITO												
	SL 086	SL-088		SL-121							SL-123		
	1/34	1/10	2/17B	1/9	1/10C	2/13	3/1	4/4	5/6	6/9	1/3C	1/4B	2/7
SiO ₂	53,20	52,53	52,86	51,18	53,18	52,63	48,37	50,31	48,52	51,47	52,36	50,95	51,79
TiO ₂	0,02	-	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,04	-	0,01
Al ₂ O ₃	28,03	30,19	30,10	30,90	29,91	30,31	32,59	31,29	32,57	30,27	30,18	30,65	30,07
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0,01	0,02	0,04	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	-	0,02
FeO	0,02	0,11	0,10	0,07	0,04	0,05	0,08	0,11	0,18	0,12	0,11	0,11	0,09
MnO	0,01	-	-	0,03	0,02	0,02	0,02	-	-	-	0,03	0,01	-
MgO	-	0,01	-	-	-	-	0,01	0,01	-	-	-	-	0,02
CaO	12,16	12,94	13,04	14,17	12,81	13,13	16,20	14,82	16,24	13,88	13,02	13,85	13,03
Na ₂ O	4,84	4,49	4,41	3,74	4,66	4,45	2,56	3,40	2,59	3,96	4,21	3,80	4,22
K ₂ O	0,15	0,16	0,15	0,06	0,10	0,07	0,02	0,11	0,06	0,09	0,17	0,18	0,16
TOTAL	98,45	100,44	100,69	100,17	100,75	100,71	99,87	100,08	100,18	99,83	100,13	99,55	99,41
Si+4	9,79	9,50	9,54	9,31	9,58	9,49	8,88	9,18	8,88	9,39	9,50	9,33	9,47
Ti+4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al T	6,08	6,44	6,40	6,62	6,35	6,44	7,05	6,73	7,03	6,51	6,45	6,61	6,48
Cr+3	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-
Fe+2	-	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01
Mn+2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg+2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca+2	2,40	2,51	2,52	2,76	2,47	2,54	3,19	2,90	3,19	2,71	2,53	2,72	2,55
Na+1	1,73	1,57	1,54	1,32	1,63	1,56	0,91	1,20	0,92	1,40	1,48	1,35	1,50
K+1	0,04	0,04	0,03	0,01	0,02	0,02	-	0,03	0,01	0,02	0,04	0,04	0,04
TOTAL	20,04	20,08	20,05	20,03	20,06	20,07	20,04	20,06	20,06	20,05	20,02	20,07	20,05
O-2	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00
An%	57,60	60,90	61,60	67,40	60,00	61,70	77,70	70,20	77,30	65,60	62,50	66,10	62,50

TABELA X.5 - ANÁLISE QUÍMICA DOS PLAGIOCLÁSIOS

#/#/#	GABRONORITO					GABRONORITO FINO					DIQUE GABRONORÍTICO	
	SL-123					SL-099			SL-091		SL-090	
	3/14	4/15	5/2B	6/3C	7/6	1/28	2/32	3/36	1/24	2/28	1/23	2/30
SiO ₂	48,98	50,41	50,55	53,02	50,63	55,28	55,58	55,60	56,37	56,33	53,99	54,61
TiO ₂	0,01	0,02	-	0,01	0,01	-	-	0,03	0,02	-	0,04	-
Al ₂ O ₃	32,10	31,20	31,28	29,96	31,18	27,41	29,93	27,45	27,24	27,39	29,02	29,23
Cr ₂ O ₃	0,04	0,02	-	0,04	0,03	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0,15	0,03	0,11	0,10	0,08	0,21	0,07	0,17	0,10	0,06	0,05	0,12
MnO	0,03	0,02	-	0,01	0,01	-	-	0,06	-	-	0,01	-
MgO	-	-	0,01	-	0,01	-	-	-	0,01	0,01	0,01	-
CaO	15,40	14,20	14,14	12,58	14,06	10,43	10,09	10,49	9,76	9,79	12,23	12,00
Na ₂ O	2,96	3,66	3,53	4,61	3,56	5,59	5,91	5,76	6,12	6,03	4,66	4,96
K ₂ O	0,10	0,13	0,14	0,20	0,14	0,28	0,29	0,24	0,21	0,19	0,17	0,23
TOTAL	99,77	99,69	99,76	100,53	99,71	99,22	98,89	99,81	99,83	99,79	100,18	101,16
Si+4	8,99	9,22	9,23	9,57	9,25	10,05	10,13	10,05	10,16	10,15	9,75	9,77
Ti+4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-
Al T	6,94	6,73	6,73	6,38	6,71	5,87	5,79	5,85	5,79	5,82	6,18	6,17
-Cr+3	0,01	-	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe+2	0,02	-	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02
Mn+2	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-
Mg+2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca+2	3,03	2,78	2,77	2,43	2,75	2,03	1,97	2,03	1,89	1,89	2,37	2,30
Na+1	1,05	1,30	1,25	1,61	1,26	1,97	2,09	2,06	2,14	2,11	1,63	1,72
K+1	0,02	0,03	0,03	0,05	0,03	0,07	0,07	0,06	0,05	0,04	0,04	0,05
TOTAL	20,06	20,06	20,03	20,06	20,01	20,02	20,06	20,05	20,04	20,02	19,99	20,03
O-2	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00
An%	73,80	67,70	68,30	59,50	68,00	49,90	47,70	49,40	46,30	46,80	58,70	56,50

TABELA X.6 - ANÁLISE QUÍMICA DOS ESPINÉLIOS DE CROMO

#/#	OLIVINA CUMULATO													
	SL-096	SL-097		SL-094	SL-076					SL-084				
	1/29	1/51	2/61	1/1	1/9	2/11	3/14	4/4	5/5	1/3	2/6	3/10	4/2	5/3
SiO ₂	0,05	0,06	0,07	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO ₂	0,12	0,06	0,24	0,17	0,53	0,33	0,39	0,57	0,23	0,14	0,24	0,16	0,13	0,12
Al ₂ O ₃	46,35	45,46	33,01	39,42	20,96	21,70	22,23	18,92	21,00	29,14	28,15	30,76	29,96	29,90
Cr ₂ O ₃	18,78	18,53	28,59	23,76	41,74	40,57	39,85	41,83	41,81	35,39	36,70	34,88	35,79	36,06
FeO	22,69	23,09	28,07	23,36	27,24	29,36	30,00	30,33	28,38	25,48	25,60	24,38	24,69	23,44
MnO	0,10	0,25	0,31	0,31	0,32	0,34	0,37	0,31	0,41	0,30	0,28	0,29	0,27	0,27
MgO	11,19	12,06	8,50	11,41	8,64	7,38	6,86	6,73	7,74	8,78	8,31	9,91	9,44	10,02
CaO	0,02	0,01	-	0,02	0,01	-	0,01	0,01	0,02	-	0,01	-	0,02	-
Na ₂ O	-	-	-	-	0,03	0,02	0,03	-	0,01	0,04	-	0,02	0,01	0,04
K ₂ O	-	-	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
NiO	0,25	0,30	0,23	0,15	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	99,55	99,82	99,02	98,61	99,48	99,71	99,75	98,71	99,62	99,28	99,30	100,42	100,32	99,86
Si+4	0,01	0,01	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti+4	0,02	0,01	0,04	0,03	0,10	0,06	0,08	0,11	0,04	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02
Al T	12,45	12,22	9,62	11,00	6,41	6,66	6,83	5,97	6,45	8,56	8,31	8,83	8,65	8,63
Cr+3	3,38	3,34	5,59	4,45	8,56	8,36	8,21	8,85	8,62	6,97	7,27	6,71	6,93	6,98
Fe+2	4,32	4,40	5,81	4,63	5,91	6,40	6,54	6,79	6,19	5,31	5,36	4,96	5,06	4,80
Mn+2	0,02	0,05	0,06	0,06	0,07	0,07	0,08	0,07	0,09	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
Mg+2	3,80	4,10	3,13	4,03	3,34	2,87	2,66	2,68	3,01	3,26	3,10	3,60	3,45	3,66
Ca+2	-	-	-	0,01	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-	-
Na+1	-	-	-	-	0,01	0,01	0,01	-	-	0,02	-	0,01	-	0,02
K+1	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	0,01	-	-
Ni+2	0,05	0,05	0,05	0,03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.-	n.d.
TOTAL	24,00	24,18	24,32	24,21	24,40	24,43	24,41	24,47	24,42	24,21	24,14	24,21	24,17	24,17
O-2	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00
Cr/(Cr+Al)	0,21	0,21	0,37	0,29	0,57	0,56	0,55	0,60	0,57	0,45	0,47	0,43	0,44	0,45
Mg/(Mg+Fe+2)	0,47	0,48	0,35	0,46	0,36	0,31	0,29	0,28	0,33	0,38	0,37	0,42	0,40	0,43

TABELA X.6 - ANÁLISE QUÍMICA DOS ESPINÉLIOS DE CROMO

#/##	OLIVINA ORTOPIROXÊNIO CUMULATO													
	SL-077									SL-083				
	1/12	2/1	3/3	4/6	4/7	5/8	6/9	7/11	8/14	1/2	2/4	3/6	4/9	5/1
SiO2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO2	0,23	0,31	0,34	0,33	0,42	0,25	0,34	0,30	0,50	0,14	0,23	0,11	0,13	0,26
Al2O3	25,75	24,99	24,40	24,89	24,75	25,27	25,00	24,03	22,46	27,83	28,26	28,79	29,80	28,77
Cr2O3	38,23	37,69	37,98	38,20	37,37	37,74	38,55	40,93	39,72	36,15	36,32	36,67	35,49	35,35
FeO	24,93	28,78	28,78	27,50	27,19	26,58	26,99	25,26	28,99	26,20	25,95	25,56	24,35	25,09
MnO	0,29	0,33	0,34	0,36	0,34	0,28	0,30	0,29	0,33	0,32	0,34	0,29	0,22	0,31
MgO	9,83	7,32	7,24	8,50	8,48	8,66	8,74	9,96	7,25	8,16	7,99	8,61	9,46	9,10
CaO	0,01	-	0,03	0,01	-	-	-	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	-
Na2O	-	0,01	0,05	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,04	0,01	0,04	0,02
K2O	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	-	0,02
NiO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	99,28	99,44	99,16	99,81	98,58	98,80	99,94	100,81	99,29	98,84	99,16	100,09	99,50	98,92
Si+4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti+4	0,04	0,06	0,07	0,06	0,08	0,05	0,06	0,06	0,10	0,03	0,04	0,02	0,02	0,05
Al T	7,65	7,56	7,43	7,46	7,50	7,61	7,47	7,10	6,89	8,29	8,37	8,41	8,67	8,48
Cr+3	7,62	7,65	7,75	7,68	7,60	7,63	7,72	8,11	8,17	7,22	7,22	7,19	6,92	6,99
Fe+2	5,25	6,18	6,21	5,85	5,85	5,68	5,72	5,29	6,31	5,53	5,45	5,30	5,02	5,24
Mn+2	0,06	0,07	0,07	0,08	0,07	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,06	0,05	0,07
Mg+2	3,69	2,80	2,79	3,22	3,25	3,30	3,30	3,72	2,81	3,07	2,99	3,18	3,48	3,39
Ca+2	-	-	0,01	-	-	-	-	-	0,01	-	-	0,01	-	-
Na+1	-	-	0,02	-	0,01	-	-	-	-	0,01	0,02	-	0,02	0,01
K+1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,01	-	0,01
Ni+2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	24,31	24,32	24,35	24,35	24,36	24,33	24,33	24,34	24,36	24,22	24,17	24,18	24,18	24,24
O-2	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,06	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00
Cr/(Cr+Al)	0,50	0,50	0,51	0,51	0,50	0,50	0,51	0,53	0,54	0,46	0,46	0,46	0,44	0,45
Mg/(Mg+Fe+2)	0,41	0,31	0,31	0,35	0,36	0,37	0,37	0,41	0,31	0,36	0,35	0,37	0,41	0,39

TABELA X.6 - ANÁLISE QUÍMICA DOS ESPINÉLIOS DE CROMO

#/#	OLIVINA ORTOPIROXÊNIO CUMULATO															OPX CUM
	SL-082					SL-080				SL-126						SL-131
	1/3	2/7	3/8	4/1	5/6	1/2	2/3	3/5	4/9	1/9	2/14	3/10	4/12	5/2	6/3	1/103
SiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,01	-	0,07
TiO ₂	0,35	0,13	0,47	0,20	0,16	0,12	0,17	0,23	0,17	0,18	0,01	2,25	0,01	0,01	0,12	0,19
Al ₂ O ₃	26,11	27,61	23,49	27,59	26,84	24,82	27,64	26,58	27,89	39,79	44,50	44,66	49,93	47,89	42,76	19,21
Cr ₂ O ₃	38,59	37,00	40,87	36,79	37,76	35,20	34,25	36,03	34,75	23,51	19,83	15,98	15,25	15,83	20,49	44,68
FeO	25,64	26,00	24,55	26,48	26,10	31,88	29,54	26,78	27,12	24,55	22,72	23,77	20,84	22,97	24,30	27,12
MnO	0,31	0,37	0,32	0,34	0,34	0,34	0,30	0,27	0,29	0,26	0,21	0,19	0,20	0,20	0,17	0,22
MgO	8,32	8,27	8,87	8,05	7,89	7,07	7,85	9,29	9,12	11,19	12,44	12,07	13,96	12,50	11,74	7,59
CaO	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Na ₂ O	-	0,03	0,01	0,01	0,01	0,04	-	0,04	0,05	0,01	0,01	0,04	-	0,03	0,01	-
K ₂ O	0,01	0,01	-	-	0,01	0,01	-	-	-	-	0,01	-	0,01	0,03	-	-
NiO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,14
TOTAL	99,34	99,43	98,58	99,47	99,12	99,49	99,76	99,22	99,40	99,50	99,74	98,98	100,22	99,48	99,60	99,23
Si ⁺⁴	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02
Ti ⁺⁴	0,07	0,02	0,09	0,04	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	-	0,39	-	-	0,02	0,04
Al T	7,78	8,18	7,10	8,18	8,01	7,59	8,25	7,92	8,26	11,04	11,99	12,08	13,00	12,76	11,68	5,95
Cr ⁺³	7,71	7,35	8,29	7,32	7,56	7,22	6,85	7,20	6,90	4,37	3,58	2,90	2,66	2,83	3,75	9,29
Fe ⁺²	5,42	5,46	5,27	5,57	5,53	6,92	6,25	5,66	5,70	4,83	4,34	4,56	3,85	4,34	4,71	5,97
Mn ⁺²	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05
Mg ⁺²	3,13	3,10	3,39	3,02	2,98	2,73	2,96	3,50	3,42	3,93	4,24	4,13	4,60	4,21	4,06	2,98
Ca ⁺²	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ⁺¹	-	0,01	-	-	-	0,02	-	0,02	0,02	-	-	0,02	-	0,01	-	-
K ⁺¹	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-
Ni ⁺²	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,03
TOTAL	24,18	24,20	24,21	24,20	24,18	24,57	24,40	24,40	24,39	24,25	24,19	24,12	24,15	24,20	24,25	24,33
O ⁻²	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00
Cr/(Cr+Al)	0,48	0,47	0,54	0,47	0,48	0,49	0,45	0,48	0,45	0,28	0,23	0,19	0,17	0,18	0,24	0,61
Mg/(Mg+Fe ⁺²)	0,37	0,36	0,39	0,35	0,35	0,28	0,32	0,38	0,37	0,45	0,49	0,47	0,54	0,49	0,46	0,33

TABELA X.8 - ANÁLISE QUÍMICA DAS MICAS

#/#	OL CUMULATO		OL-OPX CUMULATO			OPX CUMULATO			GABRONORITO			
	SL-096	SL-097	SL-126			SL-125			SL-169		SL-121	
	1/27	1/44	1/13	2/11	3/8	1/10	2/11	3/3	1/20	2/21	1/2	2/10
SiO ₂	37,37	37,51	37,67	37,70	42,00	38,63	38,28	38,26	37,66	36,89	37,07	37,71
TiO ₂	7,79	7,47	6,56	7,36	3,22	4,83	4,37	5,50	5,92	5,53	5,62	5,69
Al ₂ O ₃	15,03	14,73	15,11	14,91	12,14	14,25	14,55	14,56	13,75	13,73	14,38	14,31
Cr ₂ O ₃	0,89	0,74	0,85	1,01	0,68	1,40	1,52	1,46	0,56	0,52	0,49	0,57
FeO	6,65	6,61	5,26	6,32	5,02	6,36	6,49	6,19	12,63	13,75	11,84	12,40
MnO	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03	0,04	0,01	0,01	0,04	-	-	0,01
CaO	-	-	0,01	0,01	6,08	0,05	0,04	0,04	0,06	0,02	0,04	0,06
MgO	17,15	18,42	19,97	18,70	19,85	19,94	20,28	19,47	15,72	14,69	15,86	15,60
Na ₂ O	0,53	0,62	0,55	0,55	0,30	0,07	0,06	0,08	-	0,01	0,03	0,08
K ₂ O	9,32	9,24	9,44	9,57	7,35	9,49	9,80	9,79	9,89	9,75	9,87	9,85
NiO	0,26	0,28	-	-	-	-	-	-	0,17	0,07	-	-
TOTAL	95,02	95,66	95,44	96,15	96,67	95,06	95,40	95,36	96,40	94,96	95,20	96,28
Si+4	5,42	5,40	5,39	5,39	5,91	5,57	5,52	5,51	5,54	5,53	5,49	5,53
Ti+4	0,85	0,81	0,71	0,79	0,34	0,52	0,47	0,60	0,66	0,62	0,63	0,63
Al IV	2,57	2,50	2,55	2,51	2,01	2,42	2,47	2,47	2,38	2,43	2,51	2,47
Al VI	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr+3	0,10	0,08	0,10	0,11	0,08	0,16	0,17	0,17	0,06	0,06	0,06	0,07
Fe+2	0,81	0,80	0,63	0,76	0,59	0,77	0,78	0,75	1,55	1,73	1,47	1,52
Mn+2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca+2	-	-	-	-	0,92	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01
Mg+2	3,71	3,96	4,26	3,99	4,16	4,28	4,36	4,18	3,45	3,29	3,50	3,41
Na+1	0,15	0,17	0,15	0,15	0,08	0,02	0,02	0,02	-	-	0,01	0,02
K+1	1,72	1,70	1,72	1,75	1,32	1,75	1,80	1,80	1,85	1,87	1,87	1,84
TOTAL	15,33	15,42	15,51	15,45	15,41	15,50	15,60	15,51	15,50	15,53	15,55	15,50
O-2	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00
Nº Mg	0,82	0,83	0,87	0,84	0,88	0,85	0,85	0,85	0,69	0,65	0,70	0,69

TABELA X.9 - Análises químicas de rocha total.

(% em peso)	OL CUMULATO				OL-OPX CUM.	OPX CUMULATO				
	(Serpentino) SL-102	SL-094	SL-096	SL-097		SL-095	SL-101	SL-131	SL-136	SL-138
SiO ₂	41,52	43,61	46,28	43,42	47,64	54,13	54,98	54,68	55,01	54,85
Al ₂ O ₃	0,89	3,23	6,61	4,22	5,10	3,15	3,25	2,85	2,84	2,64
Fe ₂ O ₃	13,5	6,20	3,18	3,55	3,09	1,66	1,38	1,36	1,48	1,52
FeO	1,4	7,00	9,54	10,65	9,26	9,41	7,85	7,69	8,37	8,62
CaO	0,19	2,91	5,09	3,19	3,77	2,84	2,64	2,13	2,84	2,43
MgO	38,97	35,60	27,46	33,75	29,69	28,03	29,21	30,29	28,72	29,40
Na ₂ O	0,15	0,37	0,98	0,60	0,73	0,34	0,29	0,64	0,34	0,16
K ₂ O	0,02	0,14	0,23	0,14	0,19	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03
TiO ₂	0,00	0,21	0,45	0,29	0,34	0,18	0,17	0,13	0,16	0,14
MnO	0,17	0,19	0,19	0,20	0,19	0,21	0,19	0,20	0,20	0,20
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	99,99	99,99	99,99	99,99	99,99	99,99
(ppm)										
Cu	1627	77	52	43	55	228	25	15	55	175
Cr	>5000	>5000	4520	>5000	>5000	4650	>5000	>5000	>5000	5000
Co	176	128	100	176	114	92	80	88	72	94
V	124	138	144	158	142	158	138	112	110	124
Sc	14	29	32	31	33	20	34	34	30	36
Y	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Rb	5	6	9	7	10	5	6	7	8	7
Sr	12	34	90	51	66	26	25	26	20	20
Zr	<10	13	31	14	25	<10	<10	<10	<10	<10
Ni	>5000	2440	1650	2360	1730	1260	1180	1170	1100	1410

TABELA X.9 - Análises químicas de rocha total (Continuação).

(% em peso)	OPX CUMULATO (Continuação)			CPX-OPX CUMULATO (websterito)				CPX-OPX CUMULATO (Gabronorito bimodal)		
	SL-170	SL-147	SL-132	SL-142	SL-149	SL-167	SL-141	SL-093	SL-137	SL-161
SiO ₂	54,58	53,55	53,9	53,44	52,45	53,17	54,76	52,12	52,83	53,12
Al ₂ O ₃	3,38	4,35	4,75	3,64	5,14	5,05	6,26	9,01	10,93	5,35
Fe ₂ O ₃	1,55	2,91	1,69	1,11	1,21	1,21	1,02	1,34	1,11	1,05
FeO	8,79	8,73	9,55	6,28	6,86	6,86	5,75	7,57	6,28	5,92
CaO	2,87	3,95	4,25	14,17	13,42	13,42	10,81	13,76	12,35	16,66
MgO	28,06	25,71	24,88	20,65	18,86	19,37	20,41	14,37	14,68	16,87
Na ₂ O	0,34	0,43	0,49	0,36	1,61	0,48	0,64	1,21	1,32	0,56
K ₂ O	0,07	0,04	0,09	0,06	0,07	0,06	0,05	0,12	0,11	0,04
TiO ₂	0,21	0,15	0,22	0,15	0,22	0,22	0,14	0,32	0,25	0,27
MnO	0,15	0,17	0,19	0,14	0,15	0,15	0,16	0,17	0,14	0,16
Total	100,0	99,99	99,99	100,0	99,99	99,99	100,0	99,99	99,99	100,0
(ppm)										
Cu	542	475	407	354	289	262	74	678	18	135
Cr	5130	3690	3760	3690	2330	2330	2260	1980	3150	2810
Co	98	94	92	73	68	92	65	96	58	61
V	150	220	166	230	280	280	166	230	220	325
Sc	31	46	39	73	88	104	60	68	55	102
Y	<10	<10	10	<10	<10	31	<10	16	10	10
Rb	8	6	8	10	6	6	7	7	6	7
Sr	31	42	38	26	47	50	66	100	140	44
Zr	11	<10	<10	<10	<10	<10	<10	18	<10	17
Ni	4950	860	1890	1020	470	470	860	1960	470	550

TABELA X.9 - Análises químicas de rocha total (Continuação).

(% em peso)	GABRONORITO							GBN FINO (Contato)		GBN FINO Dique
	SL-086	SL-087	SL-088	SL-103	SL-153	SL-163	SL-169	SL-091	SL-099	SL-090
SiO ₂	52,39	52,90	52,82	53,02	52,22	52,75	52,84	55,94	48,36	50,52
Al ₂ O ₃	15,86	17,26	16,04	16,70	14,72	16,71	14,79	15,93	14,51	13,26
Fe ₂ O ₃	1,00	0,89	0,96	0,84	1,29	0,66	1,12	4,30	3,85	9,30
FeO	5,63	5,03	5,45	4,71	7,28	3,76	6,33	4,90	11,56	6,30
CaO	11,74	11,84	11,73	11,17	10,99	13,19	12,18	9,48	10,48	10,44
MgO	10,44	9,13	10,12	10,97	10,58	10,57	9,56	5,44	6,05	6,23
Na ₂ O	2,31	2,41	2,41	2,21	2,42	2,01	2,31	2,92	2,62	2,01
K ₂ O	0,27	0,22	0,16	0,16	0,13	0,12	0,37	0,54	0,34	0,26
TiO ₂	0,24	0,21	0,20	0,13	0,22	0,12	0,35	0,33	2,02	1,41
MnO	0,12	0,10	0,11	0,11	0,15	0,10	0,14	0,14	0,21	0,21
Total	100,0	99,99	100,0	100,0	100,0	100,0	99,99	99,99	100,0	100,0
(ppm)										
Cu	52	49	55	62	80	62	68	154	77	114
Cr	480	410	270	620	260	960	680	68	63	140
Co	48	44	52	44	78	38	48	44	55	68
V	168	144	160	134	250	186	196	250	415	390
Sc	39	36	43	35	66	42	48	62	68	88
Y	11	11	23	16	39	13	20	39	62	54
Rb	7	7	6	10	6	7	13	11	8	8
Sr	210	250	230	210	240	230	200	180	89	110
Zr	13	14	14	<10	<10	<10	26	61	98	73
Ni	240	230	250	310	310	390	250	230	58	68

TABELA X.10 - ANÁLISE QUÍMICA DOS ELEMENTOS TERRAS RARAS

#/##	OLIVINA CUMULATO		OPX CUMULATO			WEBSTERITO	CPX OPX CUM	GABRONORITO		GABRONORITO FINO		Evensen et al 1978
	SL-094	SL-097	SL-131	SL-155	SL-132	SL-167	SL-137	SL-086	SL-088	SL-091	SL-099	CONDRI TO
La	3,100	5,055	1,096	0,827	1,955	1,815	3,233	3,100	2,453	8,398	4,530	0,2446
Ce	8,010	10,824	4,907	4,217	6,700	9,306	10,320	8,510	7,770	12,090	13,520	0,6379
Nd	3,400	4,705	1,682	1,256	2,860	3,459	4,894	3,890	3,438	7,057	10,510	0,4738
Sm	0,610	1,068	0,512	0,376	0,881	1,150	1,218	0,663	0,763	1,037	3,002	0,1540
Eu	0,150	0,225	0,141	0,097	0,228	0,324	0,386	0,263	0,309	0,351	0,882	0,05802
Gd	0,540	0,819	0,486	0,345	0,751	1,140	1,076	0,715	0,714	1,070	3,371	0,2043
Dy	0,530	0,627	0,436	0,320	0,653	1,129	1,366	0,761	0,869	1,043	4,274	0,2541
Ho	0,108	0,120	0,100	0,076	0,149	0,233	0,298	0,153	0,179	0,232	0,980	0,05670
Er	0,295	0,291	0,327	0,230	0,430	0,690	0,810	0,410	0,508	0,612	2,923	0,1660
Yb	0,240	0,270	0,332	0,254	0,486	0,590	0,776	0,390	0,441	0,626	2,802	0,1651
Lu	0,040	0,050	0,073	0,055	0,082	0,102	0,124	0,067	0,060	0,070	0,335	0,02539

TABELA X.11 - Coeficiente de distribuição total (D) calculado para o La, Nd, Sm, Gd, Yb.

AMOSTRA	La	Nd	Sm	Gd	Yb
SL-094 Ol cumulato	0,0577	0,0406	0,0471	0,0550	0,0774
SL-097 Ol cumulato	0,056	0,0409	0,0469	0,0558	0,0632
SL-131 Opx cumulato	0,0369	0,0377	0,0446	0,0562	0,0824
SL-155 Opx cumulato	0,0176	0,0215	0,0271	0,0357	0,0652
SL-132 Opx cumulato	0,0741	0,0479	0,0523	0,0657	0,0924
SI-167 Cpx-Opx cumulato (Comp. Websterítica)	0,1145	0,1161	0,1416	0,1661	0,1721
SL-137 Cpx-Opx cumulato (Comp. gabronorítica)	0,1996	0,1551	0,1641	0,1953	0,2058
SL-086 Gabronorito	0,2325	0,1581	0,1551	0,1874	0,2029
SL-088 Gabronorito	0,2186	0,1419	0,1342	0,1637	0,1844
SL-099 Gbn fino Contato Sul	0,2249	0,1334	0,1284	0,1591	0,1676
SL-091 Gbn fino Contato Norte.	0,2100	0,1694	0,1652	0,1875	0,1972

TABELA X.12 - Coeficientes de partição (Kd) utilizados no cálculo do D_t .

Mineral	La	Nd	Sm	Gd	Yb
Olivina	0,0089*	0,0010#	0,0013#	0,0015#	0,0015#
Ortopiroxênio	0,026*	0,0068#	0,010#	0,016#	0,049#
Clinopiroxênio	0,18*	0,21#	0,26#	0,30#	0,28#
Plagioclásio	0,33 ⁺	0,20 ⁺	0,17 ⁺	0,21 ⁺	0,24 ⁺
Magnetita	0,01 ⁺	0,01 ⁺	0,01 ⁺	0,01 ⁺	0,01
Flogopita	-	0,03**	0,03**	0,03**	0,42**
Anfibólio	0,27**	0,08**	0,08**	0,10**	0,07**
Cr-espinélio	-	-	0,05***	-	0,02***
Apatita	10 ⁺	26 ⁺	29 ⁺	28 ⁺	13 ⁺

* Frey *et al.* (1978)

Hanson (1980)

+ Henderson (1984)

** Fujimaki *et al.* (1986)

*** Cox *et al.* (1979)