



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
ÁREA DE PETROLOGIA, METALOGÊNESE E EXPLORAÇÃO
MINERAL**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**GEOLOGIA, PETROGRAFIA, QUÍMICA MINERAL,
LITOGEOQUÍMICA E POTENCIAL METALOGENÉTICO
DO CORPO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DE CATINGAL,
DISTRITO DE MANOEL VITORINO, BAHIA**

MICHELE CÁSSIA PINTO SANTOS

Salvador
2013

MICHELE CÁSSIA PINTO SANTOS

**GEOLOGIA, PETROGRAFIA, QUÍMICA MINERAL,
LITOGEOQUÍMICA E POTENCIAL METALOGENÉTICO
DO CORPO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DE CATINGAL,
DISTRITO DE MANOEL VITORINO, BAHIA**

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Geologia. Concentração em: Petrologia, Metalogênese e Exploração Mineral

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Angela Beatriz de Menezes Leal

Salvador
2013

S237 Santos, Michele Cássia Pinto

Geologia, petrografia, química mineral, litogeoquímica e potencial metalogenético do corpo máfico - ultramáfico de Catingal, distrito de Manoel Vitorino, Bahia / Michele Cássia Pinto Santos. - Salvador, 2013. 163f. : il.

Orientadora: Profa. Dra. Angela Beatriz de Menezes Leal.

Dissertação (Mestrado) – Curso de Pós - Graduação em Geologia, Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, 2013.

1. Petrologia – Manoel Vitorino (BA). 2. Metamorfismo (Geologia). 3. Geo - química. 4. Rochas ultrabásicas. 5. Rochas – Formação mineral. I. Leal, Angela Beatriz de Menezes. II. Universidade Federal da Bahia. Instituto de Geociências. III. Título.

CDU: 552.2 (813.8)

Elaborada pela Biblioteca do Instituto de Geociências da UFBA.

Michele Cássia Pinto Santos
Geóloga (Universidade Federal da Bahia - 2010)

***“Geologia, Petrografia, Química Mineral, Litogeoquímica e
Potencial Metalogenético do Corpo Máfico-Ultramáfico de
Catingal, Distrito de Manoel Vitorino, Bahia”***

Dissertação aprovada como
requisito parcial para
obtenção do grau de
Mestre na Pós-Graduação
em Geologia da
Universidade Federal da
Bahia, na área de
concentração em
Petrologia, Metalogênese
e Exploração Mineral.

APROVADA EM: 13/06/2013

BANCA EXAMINADORA:

Angela Beatriz de Menezes Leal.

Dra. Angela Beatriz de Menezes Leal – Orientadora – UFBA

[Assinatura]
Dr. Paulo César Corrêa da Costa – UFMT

[Assinatura]
Dr. José Haroldo da Silva Sá – UFBA

À minha mãe, sempre

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus pela benção e proteção nesta caminhada, por me dar força e coragem para continuar e pelos anjos da guarda que ele colocou na minha vida.

À minha mãe por sempre acreditar em mim, me incentivar, e ser quem é.

À meu pai, que deve estar muito orgulhoso e me iluminando.

À minha irmã pela confiança e apoio.

Agradeço à minha orientadora Prof.^a Angela por continuar me acompanhando e me apoiando desde a graduação, sempre atenciosa e presente.

À Ana Carolina e Pérola muito obrigada pelo apoio nas difíceis campanhas de campo.

Às minhas amigas Daniele e Nelize, obrigada pela amizade e paciência.

À Cristina Burgos, aos professores Haroldo Sá, Jailma Santos e César Gomes e ao colega Pedro Garcia pelas dicas e ajuda fornecida para o desenvolvimento deste trabalho.

À Pós-Graduação em Geologia pelo apoio financeiro e logístico.

À CAPES pelo fornecimento da bolsa de estudos.

Aos funcionários da biblioteca da CBPM, em especial a Dirce, pela atenção na fase de coleta bibliográfica.

A Dados & Tempus LTDA pelo fornecimento de 5 lâminas delgadas.

Obrigada, muito obrigada a todos que contribuíram de alguma forma para este momento.

RESUMO

A área de estudo localiza-se na porção sudeste do Estado da Bahia, na zona rural do município de Manoel Vitorino, povoado de Catingal. O corpo máfico-ultramáfico presente na região tem aproximadamente 1,5km e está inserido no contexto tectônico do Cráton do São Francisco, em sua porção sul-sudeste, correspondente ao Bloco Jequié e próximo à zona de sutura com o Bloco Gavião (Sequência Vulcanossedimentar Contendas-Mirante). O mapeamento geológico numa escala de 1: 25.000, permitiu a delimitação de cinco unidades: i) Embasamento Granulítico; ii) Dique Máfico (Gabronorito); iii) Granitóide; Corpo Máfico-Ultramáfico formado por uma (iv) porção máfica, localizada a norte do corpo e uma (v) porção ultramáfica. A porção máfica é formada por Metagabros e Metagabronoritos, enquanto que a porção ultramáfica é formada por Meta-Olivina Websteritos, Metawebsteritos e Meta-Ortopiroxenitos (ricos em talco ou serpentina), que preservam as texturas cumuláticas reliquiares. Como fases *cumulus* apresentam olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e espinélio e fases *intercumulus* clinopiroxênio, anfibólio e minerais opacos. De maneira geral, as rochas foram alteradas por processos pós-magmáticos (metamórficos/hidrotermais) como serpentinização, talcificação, biotitização, uralitização e cloritização. O corpo foi classificado como uma intrusão diferenciada de pequeno porte colocada sob condições de alta pressão.

Palavras-chave: Corpos máfico-ultramáficos; petrografia; química mineral; geoquímica.

ABSTRACT

The study area is located in the southeastern portion of the state of Bahia, in the rural municipality of Manoel Vitorino, village of Catingal. The mafic-ultramafic body present in this region has approximately 1.5 km and is placed in the tectonic context of São Francisco Craton, in its south-southeast portion, corresponding to Jequié Block and near the suture zone with Gavião Block (Contendas-Mirante Vulcanosedimentar Sequence). The geological mapping on a scale of 1: 25,000, allowed the delimitation of five units: i) Granulitic Basement; ii) Mafic dike (Gabbro-norite); iii) Granitoid; Mafic-Ultramafic Body formed by a (iv) mafic portion, located north of the body and a (v) ultramafic portion. The mafic portion is formed by Metagabbros and Metagabbro-norites, while ultramafic portion is formed by Meta-Olivine websterites, Metawebsterites and Meta-Ortopiroxenites (rich in serpentine or talc), which preserve the reliquias cumulate textures. As cumulus phases present olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and spinel phases and intercumulus clinopyroxene, amphibole and opaque minerals. In general, the rocks were altered by post-magmatic processes (metamorphic/ hydrothermal) as serpentinization, talcification, biotitization, uralitization and chloritization. The body was classified as an small differentiated intrusion placed under high pressure conditions.

Keywords: Mafic-ultramafic bodies; petrography, mineral chemistry, geochemistry.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: a) Mapa de localização (Fonte: IBGE, 2006) e b) Principais vias de acessos à área de estudo. Fonte: Google Maps (2011).....	3
Figura 1.2: Mapa de pontos e caminhamento da área de estudo.	5
Figura 1.3: Mapa de localização dos trabalhos realizados na área. Fonte: Adaptado de IBGE (2006), MELO <i>et al.</i> , (1977), MARINHO <i>et al.</i> ,(1979), SANTOS & SOUZA (1985), MARINHO <i>et al.</i> , (2009) e SÁ <i>et al.</i> , (2010).	10
Figura 1.4: a) Sete folhas cartográficas geológicas na escala 1: 50.000 mapeadas pelo Projeto Contendas-Mirante; b) Zoom de parte da Folha Catingal. Fonte: Adaptado de MARINHO <i>et al.</i> ,(1979).	12
Figura 1.5: Mapa de distribuição das anomalias geoquímicas de Cobre e Cromo. Escala 1:200.000. Adaptado de MARINHO <i>et al.</i> , (1979).	13
Figura 1.6: Mapa de distribuição das anomalias geoquímicas de Níquel e Cobalto. Escala 1:200.000. Adaptado de MARINHO <i>et al.</i> , (1979).	14
Figura 2.1: Desenvolvimento de texturas cumuláticas: a) Ortocumulato; b) Adcumulatos e c) Heteradcumulato. Fonte: WINTER (2009).....	17
Figura 2.2: Ofiolito. Adaptado de BEST (2003).	30
Figura 2.3: Complexo máfico-ultramáfico zonado tipo Alasca, em Union Bay, sudeste do Alasca. Dunito no centro é rodeado por wherlito, clinopiroxenito e gabro (Adaptado de EYUBOGLU <i>et al.</i> , 2010).	33
Figura 3.1: Compartimentos tectônicos e limites do Cráton do São Francisco. Adaptado de BARBOSA & SABATÉ (2004).	34
Figura 3.2: Mapa Geológico Simplificado do Estado da Bahia, com destaque (tons de verde) para algumas das principais rochas máficas e ultramáficas do estado. Modificado de CPRM (2003).	37
Figura 3.3: Mapa Geológico Regional. Modificado de CPRM (2003).	38
Figura 4.1: Mapa Geológico da área de estudo..	40
Figura 5.1: Mapa geológico da área de estudo, com as unidades identificadas na análise petrográfica.	48
Figura 5.2: Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976) para a classificação do protólito das rochas do embasamento da área estudada.	49
Figura 5.3: Diagrama Pl-Cpx-Opx (STRECKEISEN, 1976), para a classificação do dique máfico e das rochas da porção máfica do corpo de M-UM de Catingal.	54
Figura 5.4: Diagrama Ol-Cpx-Opx (STRECKEISEN, 1976), para a classificação das rochas da porção ultramáfica do corpo M-UM de Catingal.	62
Figura 6.1: Diagrama de classificação para olivinas de DEER <i>et al.</i> , (1972) para as rochas do corpo M-UM de Catingal.	84
Figura 6.2: Diagrama de MgO <i>versus</i> NiO para as análises de olivina das rochas do corpo M-UM de Catingal, comparadas com os campos composicionais de olivinas de basaltos\ intrusões acamadadas e de peridotitos do manto superior (FLEET <i>et al.</i> 1977, <i>apud</i> LIMA, 1997) e o domínio das amostra do CFM (ABRAM, 1993).	85
Figura 6.3: Diagramas de classificação de piroxênios segundo MORIMOTO <i>et al.</i> , (1990) e POLDERVAART & HESS (1951), para os piroxênios das rochas do corpo M-UM de Catingal. Distribuição composicional dos ortopiroxênios em rochas ultramáficas de corpos alpinos e no corpo M-UM da Fazenda Mirabela (ABRAM, 1993).	87

Figura 6.4: Composição dos plagioclásios classificados segundo os componentes moleculares Ab-Or-An para os Metagabronoritos da porção máfica do corpo U-UM de Catingal..	88
Figura 6.5: Diagramas de classificação de anfibólios cálcicos segundo LEAKE <i>et al.</i> , (1991) para os anfibólios das rochas do corpo M-UM de Catingal.....	89
Figura 6.6: Diagrama de classificação das cloritas segundo DEER <i>et al.</i> , (1992) para as rochas do corpo M-UM de Catingal.....	91
Figura 7.1: Diagramas das razões de proporções moleculares das rochas do corpo M-UM de Catingal..	101
Figura 7.2: Diagrama $(\text{FeO}+\text{MgO})/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, proposto por PERACE, 1970. Adaptado de ABRAM (1993).....	102
Figura 7.3: Diagrama AFM, segundo IRVINE & BARAGAR (1971)..	104
Figura 7.4: Diagrama tectônico JENSEN (1976 <i>apud</i> TEIXEIRA, 1997) para as amostras do corpo M-UM de Catingal.....	105
Figura 7.5: Diagramas petrotectônicos segundo COLEMAN, 1977 (<i>apud</i> PINHEIRTO & SUITA, 2008).....	105
Figura 7.6: Diagramas de variação IS versus elementos maiores (%)......	108
Figura 7.7: Diagramas de variação IS versus elementos traço (Co, Ni, Cr e Cu) (ppm).....	110
Figura 7.8: Diagramas de variação IS versus elementos traço (Sr, Y, V e Zr) (ppm).	111
Figura 7.9: Relação de Ni/Co X Ni (extraído de GÜLAÇAR & DELALOYE, 1976, <i>apud</i> PINHEIRO & SUITA, 2008) para as rochas do corpo M-UM de Catingal.....	111
Figura 7.10: Diagrama discriminante log. Zr versus log. Zr/Y, (PEARCE & NORRY, 1979) para as rochas máficas do corpo M-UM de Catingal..	112
Figura 7.11: Diagrama de elementos terras raras para os litotipos: a) Dique Máfico, Metagabronoritos e Metagabros; e b) Metawebsterito.	114
Figura 7.12: Diagrama de elementos terras raras para os litotipos: a) Meta-Olivina Websteritos; e b) Meta-Ortopiroxenitos.....	114
Figura 7.13: Diagrama de elementos terras raras para as rochas do CFM.....	114
Figura 7.14: Diagrama de elementos terras raras calculados para o provável magma parental para as rochas ultramáficas do corpo M-UM de Catingal.....	118

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 1.1: Relação dos pontos visitados com as coordenadas; cota e as análises realizadas.....	6
Quadro 2.1: Mecanismos para a formação de camadas ígneas (NASLUND & MCBIRNEY, 1996).....	20
Quadro 2.2: Classificação dos Corpos Máfico-Ultramáficos. Adaptado de NALDRETT (1989 <i>apud</i> OLIVEIRA, 2009).....	24
Quadro 2.3: Classificação dos depósitos de sulfetos de níquel-cobre baseado em “características petro-tectônicas”. Fonte: NALDRETT (2004).	25
Quadro 2.4: Intrusões/Complexos acamadados. Fonte: BEST (2003).....	27
Quadro 2.5: Classificação de Ofiolitos segundo DILEK (2003, <i>apud</i> QUEIROGA, 2010). Adaptado de QUEIROGA (2010).	32
Quadro 5.1: Composição modal das lâminas estudadas.	47
Quadro 6.1: Distribuição das análises químicas de mineral por litotipo estudado....	83
Quadro 6.2: Pressões calculadas (kbar) baseada no geobarômetro de Al ^T em hornblenda para o Meta-Olivina Websterito.	92
Quadro 6.3: Temperaturas calculadas com base no geotermômetro Cpx-Ol e o valor médio para os Meta-Olivina Websterito.	93
Quadro 6.4: Temperaturas calculadas com base no geotermômetro Cpx-Opx e o valor médio para os Meta-Olivina Websterito.....	93
Quadro 6.5: Temperaturas calculadas (°C) para os plagioclásios e o valor médio para os Metagabronoritos.....	94
Quadro 6.6: Temperaturas calculadas com base no geotermômetro Opx-Ol e o valor médio para os Olivina Websterito.....	94
Quadro 6.7: Temperaturas calculadas para os ortopiroxênios e o valor médio para os Olivina Websterito.	95
Quadro 7.1: Análises químicas de rocha total.....	97
Quadro 7.2: Razões dos ETR normalizados pelo condrito (EVENSEN <i>et al.</i> , 1978).	115
Quadro 7.3: Coeficientes de partição (Kd)	117
Quadro 7.4: Percentagem em volume (peso). Correções de acordo com BÉDARD (1994).....	117
Quadro 7.5: Valores calculados para a composição do magma original das rochas ultramáficas do corpo M-UM de Catingal.	118
Quadro 9.1: Análise química da olivina.....	132
Quadro 9.2: Análise química dos piroxênios.	133
Quadro 9.3: Análise química do plagioclásio.....	139
Quadro 9.4: Análise química dos anfibólios.	140
Quadro 9.5: Análise química dos espinélios.....	143
Quadro 9.6: Análise química das ilmenitas.	146
Quadro 9.7: Análise química das cloritas.....	147
Quadro 9.8: Análise química das serpentinas.	148

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

Fotografia 4.1: Afloramento do embasamento granulítico fortemente bandado. Ponto Mv39.	41
Fotografia 4.2: Embasamento granulítico com presença de (a) <i>augens</i> e (b) sigmóides. Ponto Mv09.	41
Fotografia 4.3: Afloramento da porção félsica do embasamento com granada e piroxênio. Ponto Mv28.	42
Fotografia 4.4: Veio de epidoto ou epidotização do embasamento. Ponto Mv09. ...	42
Fotografia 4.5: a) Afloramento do dique máfico; b) Detalhe do contato do dique máfico com o embasamento. Fotografia em planta. Ponto Mv38.	43
Fotografia 4.6: Detalhe do granitóide. Ponto Mv 19.	43
Fotografia 4.7: Afloramento da rocha máfica com evidência da escamação esferoidal. Ponto Mv30.	44
Fotografia 4.8: Amostra do litotipo máfico com sulfetos (círculo amarelo). Ponto Mv11.	45
Fotografia 4.9: Rocha ultramáfica com foliação vertical. Ponto Mv23.	45
Fotografia 4.10: Rocha ultramáfica foliada bastante alterada com faixas de serpentina. Ponto Mv41.	46

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS

Fotomicrografia 5.1: Aspecto geral do granulito félsico (enderbito), evidenciando a textura inequigranular. Amostra Ma24..	50
Fotomicrografia 5.2: Aspecto geral do granulito máfico, evidenciando as texturas granoblástica granular e porfiroclástica. Amostra Ma18.....	50
Fotomicrografia 5.3: Processos de alteração presentes na lâmina. Plagioclásios alterados pelos processos de sericitização e saussuritização. Piroxênios alterados pelos processos de uralitização, cloritização e biotitização. Clorita preenche os espaços entre os cristais. Amostra Mv16.....	51
Fotomicrografia 5.4: Cristais de calcopirita, magnetita e martita, identificados na análise calcográfica. Amostra Mv16.....	52
Fotomicrografia 5.5: Cristais de pirita com centro de calcopirita e magnetita, identificados na análise calcográfica. Amostra Mv16.	52
Fotomicrografia 5.6: Cristal de zircão incluído no ortopiroxênio. Amostra Mv16.....	53
Fotomicrografia 5.7: Aspecto geral da lâmina, evidenciando a textura porfirítica. Amostra Mv38..	54
Fotomicrografia 5.8: Aspecto geral da lâmina, com cristais de plagioclásio alterados e textura blasto-intergranular. Amostra Mv10.....	56
Fotomicrografia 5.9: Texturas blastofíticas e blasto-subofíticas, além da apatita como mineral traço e clorita como mineral secundário. Amostra Mv26..	56
Fotomicrografia 5.10: Cristais de plagioclásio fortemente alterados pelos processos de saussuritização e sericitização, preservando apenas a forma dos mesmos. Presença de cristais de minerais opacos com coroa de reação de esfeno/titanita. Amostra Mv26..	57
Fotomicrografia 5.11: Associação clorita+epidoto, e minerais opacos+ esfeno/titanita. Amostra Mv26.....	57
Fotomicrografia 5.12: Plagioclásios alterados (sericitização/saussuritização) e minerais opacos em ripas, com coroa de reação de esfeno/titanita. Amostra Mv11..	59
Fotomicrografia 5.13: Presença de pirita no centro do cristal de magnetita martitizada. Amostra Mv10.....	59
Fotomicrografia 5.14: Minerais opacos formados por magnetita, pirita e calcopirita. Amostra Mv11..	60
Fotomicrografia 5.15: Concentração de clorita e epidoto. Amostra Mv11..	61
Fotomicrografia 5.16: Textura adcumulática reliquiar. Contatos sub-poligonais entre orto e clinopiroxênios. Amostra Mv22.	63
Fotomicrografia 5.17: Aspecto geral da lâmina. Amostra Ma12..	63
Fotomicrografia 5.18: Aspecto geral da lâmina, evidenciando a foliação marcada pela zona de cisalhamento. Amostra Mv23.....	64
Fotomicrografia 5.19: Pseudomorfos de olivina fortemente serpentinizados, gerando a textura “mesh”. Amostra Ma14.....	64
Fotomicrografia 5.20: Olivina incluída em cristais de clinopiroxênio <i>intercumulus</i> . Amostra Ma22.....	65
Fotomicrografia 5.21: Clinopiroxênio como <i>intercumulus</i> e olivina com textura “mesh”. Amostra Mv21.....	65
Fotomicrografia 5.22: Cristais subidiomórficos de anfibólio, com contatos retos com olivina serpentizada. Amostra Mv22.....	66
Fotomicrografia 5.23: Minerais opacos como <i>intercumulus</i> . Amostra Ma12.....	67

Fotomicrografia 5.24: Minerais opacos formados por espinélio e magnetita martitizada. Amostra Ma12.....	68
Fotomicrografia 5.25: Cristais de espinélio inclusos no piroxênio. Amostra Ma22..	68
Fotomicrografia 5.26: Aspecto geral da lâmina, com textura ortocumulática. Amostra Mv 14.	69
Fotomicrografia 5.27: Aspecto geral da lâmina fortemente talcificada, preservando o formado dos cristais primários e evidenciando a orientação de uma zona de cisalhamento local. Amostra Mv17.....	69
Fotomicrografia 5.28: Textura mesocumulática, com minerais opacos como intercumulus. Amostra Mv34.....	70
Fotomicrografia 5.29: Antofilita na borda de anfibólios e piroxênios. Amostra Mv34..	70
Fotomicrografia 5.30: Concentração de talco na borda dos ortopiroxênios. Amostra Ma23..	71
Fotomicrografia 5.31: Serpentina preenchendo os planos de clivagem e fratura dos piroxênios e anfibólios. Amostra Mv17.....	72
Fotomicrografia 5.32: Minerais opacos como <i>intercumulus</i> , preenchendo os espaços entre os grãos. Talco presente na borda dos ortopiroxênio e preenchendo as fraturas do mesmo. Amostra Mv 14.....	72
Fotomicrografia 5.33: Mineral opaco formado por espinélio e magnetita martitizada. Amostra Mv17.....	73
Fotomicrografia 5.34: Aspecto geral da lâmina. Amostra Ma21..	73
Fotomicrografia 5.35: Cristal formado por calcopirita, magnetita e provável pentlandita. Amostra Ma21.....	74
Fotomicrografia 5.36: Minerais opacos formados por magnetita, pirrotita, calcopirita e pentlandita. Amostra Ma 21.....	75
Fotomicrografia 5.37: Minerais opacos formados por magnetita (cinza), pirrotita (rosado), calcopirita (amarelo) e pentlandita (cinza claro). Amostra Ma21..	75
Fotomicrografia 5.38: Aspecto geral da lâmina. Processos de talcificação, preservando apenas o centro de alguns cristais de piroxênio. Amostra Mv07.....	76
Fotomicrografia 5.39: Processos de talcificação e serpentinização presentes na amostra. Amostra Mv07.	77
Fotomicrografia 5.40: Aspecto geral da lâmina, fortemente serpentinizada. Amostra Mv41.	78
Fotomicrografia 5.41: Cristais de clorita presentes na matriz serpentinizada e na borda de alguns cristais preservados de ortopiroxênio. Amostra Mv41..	78

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	vi
RESUMO.....	vii
ABSTRACT	viii
ÍNDICE DE FIGURAS	ix
ÍNDICE DE QUADROS	xi
ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS.....	xii
ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS.....	xiii
Capítulo 1 - INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Localização e acesso da área de trabalho	2
1.2 Materiais e Métodos	3
1.3 Trabalhos Anteriores	9
Capítulo 2 - CARACTERIZAÇÃO E ASPECTOS GERAIS DOS CORPOS MÁFICO- ULTRAMÁFICOS	16
2.1 Rochas Cumuláticas.....	16
2.1.1 Definição e Nomenclatura	16
2.1.2 Processos de Formação	18
2.2 Corpos máfico-ultramáficos e ambientes geotectônicos relacionados	22
2.2.1 Grandes complexos acamadados estratiformes e Intrusões de pequeno e médio porte	27
2.2.2 <i>Sills</i> e <i>sheets</i> relacionados a derrames basálticos.....	28
2.2.3 Corpos Sin-vulcânicos.....	28
2.2.4 Corpos tipo Alpino	29
2.2.5 Complexos ultramáficos do tipo Alaska.....	31
Capítulo 3 - GEOLOGIA REGIONAL	34
Capítulo 4 - GEOLOGIA LOCAL	39
4.1. Embasamento granulítico	39
4.2. Dique Máfico.....	42
4.3. Granitóide	43
4.4. Corpo máfico-ultramáfico de Catingal	44

Capítulo 5 - PETROGRAFIA.....	47
5.1. Alterações Secundárias.....	79
5.1.1. Propilítica.....	79
5.1.2. Potássica.....	80
5.1.3. Sericítica (ou Fílica).....	81
5.1.4. Serpentinização e talcificação.....	81
5.1.5. Martitização.....	82
Capítulo 6 - QUÍMICA MINERAL.....	83
6.1. Olivina.....	83
6.2. Piroxênios.....	85
6.3. Plagioclásio.....	87
6.4. Anfibólios.....	89
6.5. Minerais opacos.....	90
6.6. Clorita.....	90
6.7. Geobarometria.....	91
6.8. Geotermometria.....	92
Capítulo 7 - LITOGEOQUÍMICA.....	96
7.1 Mobilidade dos Elementos.....	100
7.2. Classificação.....	103
7.3. Evolução magmática.....	103
7.3.1. Diagramas Binários.....	105
7.3.1.1. Elementos maiores.....	106
7.3.1.2. Elementos traço.....	109
7.3.1.3. Elementos Terras Raras.....	112
7.4. Concentração dos ETR nos líquidos magmáticos para as rochas cumuláticas.....	116
Capítulo 8 - CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	119
REFERENCIAS.....	121
ANEXOS.....	131

Capítulo 1 - INTRODUÇÃO

Os corpos máfico-ultramáficos se destacam por apresentarem importante potencial metalogenético, especialmente para mineralizações de Cr, sulfetos de Cu e Ni, Elementos do Grupo da Platina (EGP), óxidos de Fe, Ti e V. A literatura geológica descreve vários exemplos dessas mineralizações associadas aos corpos máfico-ultramáficos com destaques para o Complexo de Bushveld na África do Sul (e.g. BARNES *et al.*, 2010), Sudbury no Canadá (e.g. AMES & FARROW, 2007), Stillwater nos Estados Unidos (e.g. GODEL & BARNES, 2008), Great Dyke no Zimbábue (e.g. PRENDERGAST, 2008), dentre outros. No Brasil destacam-se os corpos máfico-ultramáficos de Cana Brava, Barro Alto e Niquelândia no Estado de Goiás (e.g. FERREIRA FILHO *et al.*, 2010) e no Estado da Bahia os corpos máfico-ultramáficos de Caraíba (Vale do Rio Curaçá) com mineralização de Cu (e.g. TEIXEIRA *et al.*, 2010), de Medrado-Ipueira (Vale do Jacurici) e de Campo Formoso (e.g. LORD *et al.*, 2004) com mineralização de Cr, do Rio Jacaré (Maracás) (e.g. SÁ *et al.*, 2005) com mineralizações de Fe-Ti-V (EGP), da Fazenda Mirabela (Itajibá) (e.g. ABRAM, 1993; BARNES *et al.*, 2011; LAZARIN, 2011) com sulfetos de Ni e Cu. Além da importância metalogenética, esses corpos podem ser bons indicadores da ambiência geotectônica à época de sua formação.

MENEZES LEAL *et al.*, (2012) realizaram revisão e atualização dos dados petrográficos, geoquímicos e vocação metalogenética dos principais corpos máfico-ultramáficos do Estado da Bahia, separando-os pela ocorrência nos Blocos Arqueanos (Gavião, Uauá, Serrinha e Jequié) e no Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá do Paleoproterozoico.

Na porção sul-sudeste do Cráton do São Francisco, no Estado da Bahia, ocorrem vários corpos máfico-ultramáficos, de pequenas dimensões, encaixados nos terrenos metamórficos de alto grau do Bloco Jequié, alguns deles com evidente presença de mineralização sulfetada.

Dentro desse contexto, foi escolhido um destes corpos, localizado na zona rural do município de Manoel Vitorino, no povoado de Catingal, para a realização de um estudo sistemático dos aspectos geológicos, petrográficos e geoquímicos visando caracterizá-lo do ponto de vista tipológico e de sua vocação metalogenética.

Fatores como a associação de rochas máfica-ultramáficas diferenciadas, sua localização no limite entre o Bloco Jequié e o Bloco Gavião, inserindo a área no modelo de margem de Cráton (BEGG *et al.*, 2010), além de apresentar características similares ao corpo máfico-ultramáfico da Fazenda Mirabela, de valor metalogenético amplamente conhecido tornam este trabalho relevante, com eminente potencial para a mineralização dos sulfetos de Ni, Cu e EGP.

1.1 Localização e acesso da área de trabalho

A área de trabalho localiza-se na porção sudeste do Estado da Bahia, compreendida entre os paralelos $14^{\circ}5'56,4''S$ e $14^{\circ}13'12''S$ e os meridianos $40^{\circ}33'57,6''W$ e $40^{\circ}28'26,4''W$ (Figura 1.1a), na zona rural do município de Manoel Vitorino, no povoado de Catingal.

O acesso pode ser feito, partindo de Salvador até a cidade de Feira de Santana pela BR 324. A partir de Feira de Santana, seguir pela BR 116 sentido sudeste, passando por Santo Estevão e Milagres até o município de Jequié, onde seguindo pela direita na BA-330, com cerca de 30 km de trajeto percorrido vira-se à esquerda em direção à Rod. Jequié - Porto Alegre e com 31 km toma-se a esquerda e percorre-se mais 23 km até o povoado de Catingal. Este percurso totaliza 449 km (Figura 1.1b).

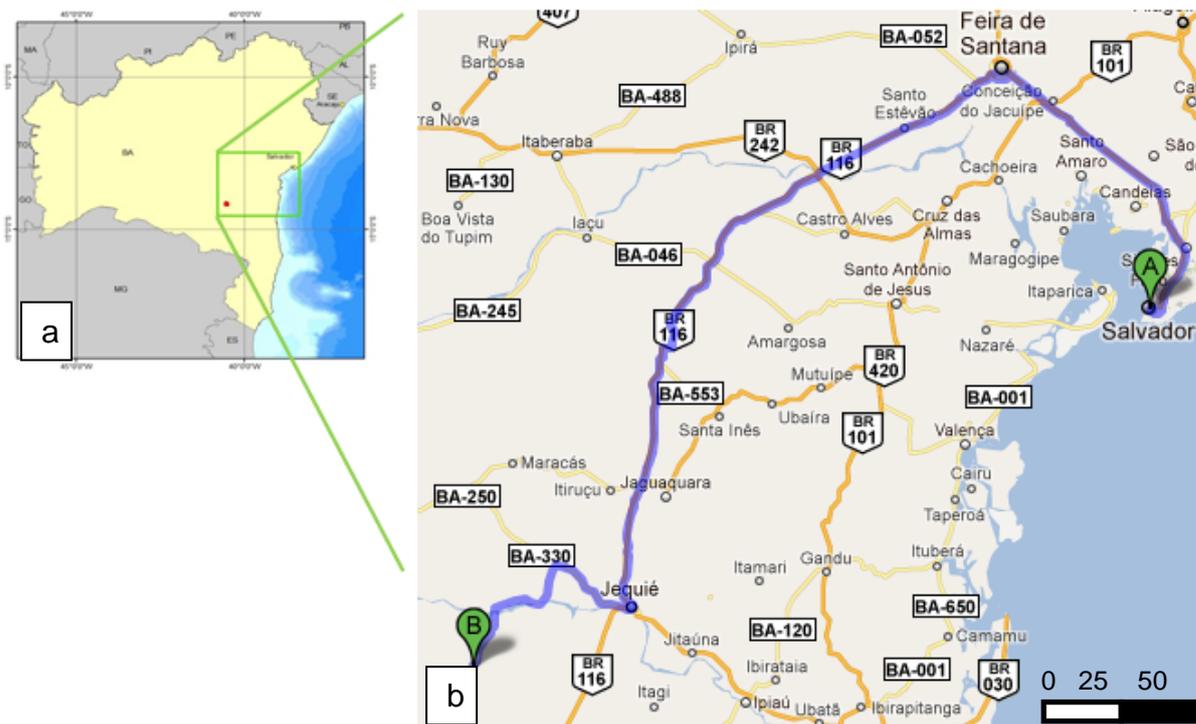


Figura 1.1: a) Mapa de localização (Fonte: IBGE, 2006) e b) Principais vias de acessos à área de estudo. Fonte: Google Maps (2011).

1.2 Materiais e Métodos

Para atingir os objetivos propostos, a pesquisa foi desenvolvida em 24 meses, no Instituto de Geociências na Universidade Federal da Bahia, e constou da seguinte estratégia metodológica:

- a) Trabalhos Preliminares:** Para esta etapa foram desenvolvidas as seguintes atividades: (i) coleta da documentação cartográfica da área de estudo visando à confecção de mapa geológico base preliminar; (ii) levantamento bibliográfico referente à geologia com ênfase no conjunto litológico, nas estruturas e no metamorfismo que indicam o contexto geotectônico que se enquadra o Cráton do São Francisco, mais especificamente o Bloco Jequié e (iii) levantamento bibliográfico sobre as ocorrências de corpos máfico-ultramáficos no Estado da Bahia, no Brasil e no mundo, especialmente sobre os aspectos da geologia, geoquímica, química mineral, geocronologia e metalogênese.

b) **Trabalhos de Campo:** Os trabalhos de campo foram desenvolvidos em 2 etapas, durante os períodos de 29 de fevereiro a 03 de março e 30 de abril a 04 de maio, onde foram visitados 51 pontos e coletadas 22 amostras. Esta etapa da pesquisa objetivou: (i) caracterizar as principais litologias da região, (ii) realizar mapeamento geológico local (escala 1:25.000), (iii) coletar amostras para estudos petrográficos, geoquímicos e de química mineral, e (iv) coletar e complementar as informações a respeito das rochas máfica-ultramáficas.

A figura 1.2 mostra o mapa de localização dos pontos e o quadro 1.1 uma relação das coordenadas dos pontos visitados, bem como as análises realizadas. A confecção do mapa geológico da área de estudo, tomou-se como base um dos corpos máfico-ultramáficos mapeados pela Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) no Projeto Contendas Mirante (Figura 1.3 e 1.4), associado com as informações obtidas nas duas campanhas de campo.

Devido à dificuldade de acesso a algumas porções da área estudada, não foi possível a realização de uma amostragem sistemática, o que ocasionou a ausência de informações na porção central do corpo. Esta dificuldade também não permitiu a delimitação dos domínios de cada litologia e as relações de contato (exceto entre o dique máfico e o embasamento), e com isso não foi possível delimitar uma provável zona mineralizada.

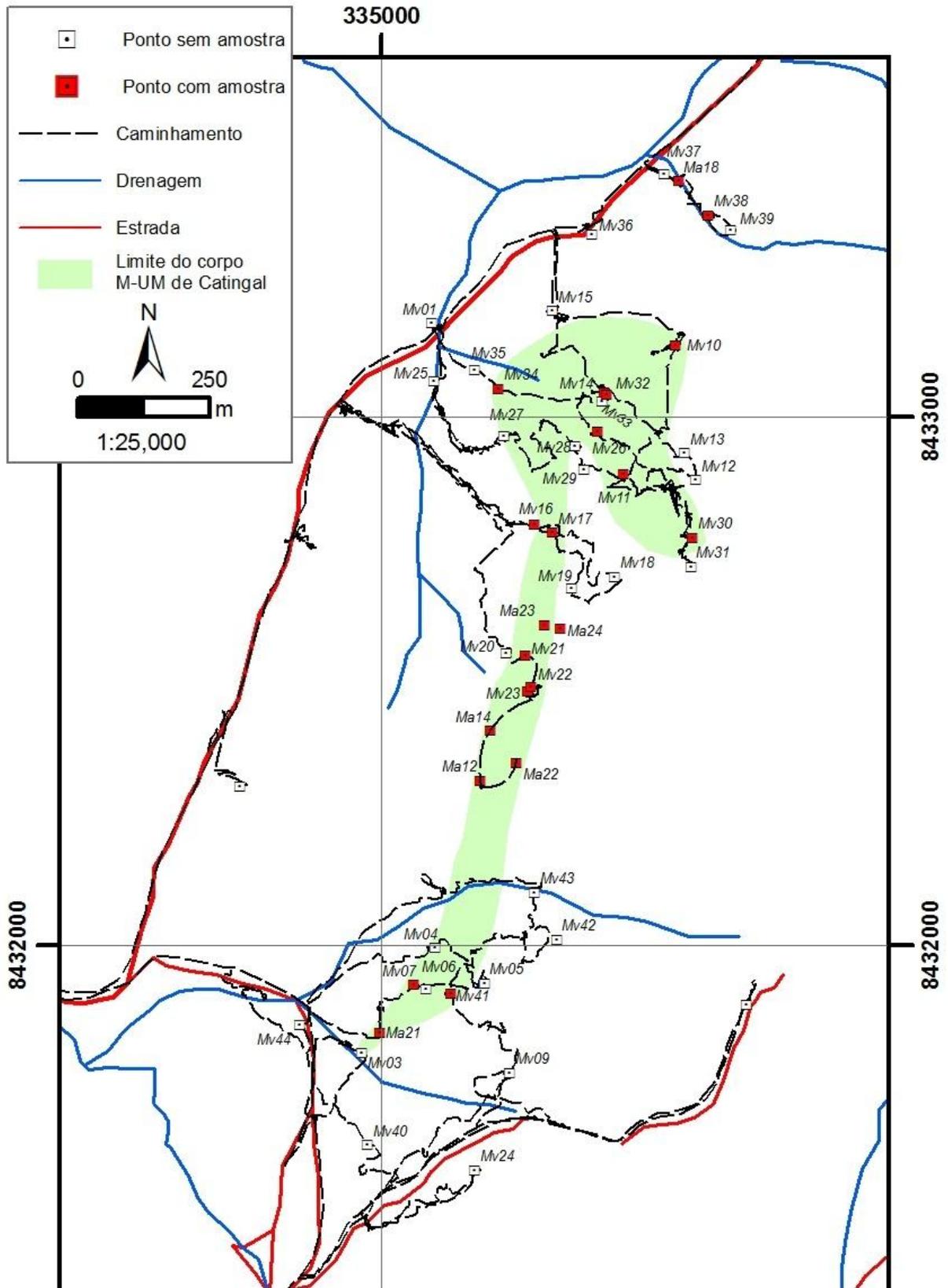


Figura 1.2: Mapa de pontos e caminhamento da área de estudo.

Quadro 1.1: Relação dos pontos visitados com as coordenadas; cota e as análises realizadas. Siglas: D - Lâmina delgada; DP- Lâmina delgada-polida; QR- Análise química de rocha total; QM - Análise química de mineral.

Ponto	Coordenada		Cota (m)	Litologia	Amostra		
	WGS 1984				Lâmina petrográfica	Análise	
	Lat.	Long.				QR	QM
Ma 12	8432310	335185	-	Meta-Olivina websterito	DP	X	X
Ma 14	8432404	335206	-	Meta-Olivina websterito	DP	X	X
Ma 18	8433447	335559	-	Granulito máfico	D	-	-
Ma 21	8431833	334997	-	Meta-Ortopiroxenito	DP	X	-
Ma 22	8431862	334997	-	Meta-Olivina websterito	DP	X	X
Ma 23	8432083	335220	-	Metawebsterito	D	-	-
Ma 24	8432083	335220	-	Enderbito	D	-	-
Mv01	8433177	335096	609	Embasamento bandado	-	-	-
Mv02	8432300	334735	630	Embasamento	-	-	-
Mv03	8431795	334964	636	Rocha ultramáfica serpentinizada	-	-	-
Mv04	8431995	335101	651	Rocha máfica	-	-	-
Mv05	8431927	335194	667	Embasamento	-	-	-
Mv06	8431916	335085	648	Rocha ultramáfica serpentinizada	-	-	-
Mv07	8431925	335062	647	Meta-Ortopiroxenito rico em talco	D	X	-
Mv08	8431887	335687	727	Embasamento	-	-	-
Mv09	8431758	335241	664	Embasamento epidotizado	-	-	-
Mv10	8433135	335554	678	Metagabronorito	DP	X	X
Mv11	8432892	335455	693	Metagabronorito	DP	X	X
Mv12	8432880	335592	737	Embasamento	-	-	-
Mv13	8432931	335570	728	Rolados de rochas máfica-ultramáficas	-	-	-
Mv14	8433046	335419	687	Metawebsterito	D	X	-
Mv15	8433200	335322	666	Embasamento bandado	-	-	-
Mv16	8432796	335288	674	Granulito máfico	DP	X	-
Mv17	8432780	335323	689	Metawebsterito	DP	X	X
Mv18	8432696	335438	734	Embasamento	-	-	-
Mv19	8432675	335358	718	Granitóide	-	-	-
Mv20	8432552	335234	682	Embasamento	-	-	-
Mv21	8432547	335270	698	Meta-Olivina websterito	D	X	-
Mv22	8432479	335276	713	Meta-Olivina websterito	D	X	-
Mv23	8432489	335282	713	Meta-Olivina websterito	DP	X	-
Mv24	8431573	335175	685	Embasamento	-	-	-
Mv25	8433066	335100	632	Embasamento	-	-	-
Mv26	8432947	335200	645	Metagabro	D	X	-
Mv27	8432963	335230	638	Rocha ultramáfica	-	-	-
Mv28	8432945	335365	672	Embasamento	-	-	-
Mv29	8432899	335381	679	Embasamento	-	-	-
Mv30	8432771	335585	751	Metagabro	D	X	-
Mv31	8432715	335582	765	Embasamento	-	-	-
Mv32	8433042	335423	687	Metagabro	D	X	-
Mv33	8433030	335416	687	Rocha ultramáfica	-	-	-
Mv34	8433053	335220	666	Metawebsterito	D	X	-

Quadro 1.1: Relação dos pontos visitados com as coordenadas; cota e as análises realizadas (continuação).

Ponto	Coordenada		Cota (m)	Litologia	Amostra		
	WGS 1984				Lâmina petrográfica	Análise	
	Lat.	Long.				QR	QM
Mv35	8433088	335177	656	Embasamento	-	-	-
Mv36	8433346	335397	647	Embasamento	-	-	-
Mv37	8433460	335533	639	Embasamento	-	-	-
Mv38	8433381	335615	642	Gabronorito/Dique máfico	D	X	-
Mv39	8433353	335657	656	Embasamento bandado	-	-	-
Mv40	8431621	334974	621	Embasamento	-	-	-
Mv41	8431908	335132	655	Meta-Ortopiroxenito rico em serpentina	DP	-	X
Mv42	8432010	335330	720	Embasamento	-	-	-
Mv43	8432099	335288	684	Embasamento	-	-	-
Mv44	8431849	334848	629	Embasamento	-	-	-

c) Estudos Petrográficos: Nesta etapa foram descritas 12 lâminas delgadas e 10 lâminas delgadas-polidas das diferentes litologias presentes na área. Nesta atividade foi realizada a identificação dos minerais constituintes, assim como a descrição de suas relações texturais nos diferentes tipos de rochas. Os resultados das avaliações petrográficas foram importantes para o estabelecimento da classificação da rocha, sequência de cristalização e para seleção de amostras para realização de análises geoquímicas e de química mineral. As lâminas foram descritas no Laboratório de Mineralogia Óptica e Petrografia do IGEO/UFBA, utilizando-se o microscópio OLYMPUS BX41.

d) Estudos Litogeoquímicos: Foram realizadas 20 análises químicas de elementos maiores, traço e terras raras. Através dessas análises foi possível avaliar o comportamento geoquímico dos diferentes tipos litológicos, reconhecer as características geoquímicas do magma fonte e seu comportamento durante o processo de cristalização fracionada.

A preparação das amostras de rocha foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do IGEO/UFBA e envolveu: (i) fragmentação em um britador de mandíbula (3cm); (ii) quarteamento até obtenção de uma fração de 100g e (iii) pulverização até uma granulometria inferior a 200 *mesh* no *shater box*.

As análises químicas de rocha total foram realizadas nos laboratórios do IGc/USP e da GEOSOL-LAKE FIELD LTDA. Os elementos maiores (SiO_2 ,

Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, MgO, Na₂O, K₂O, MnO, TiO₂, P₂O₅ e Cr₂O₃) e alguns elementos traço (Ba, Nb, Ni, Sr, Sc, Y e Zr) foram dosados por Espectrômetro de Emissão ICP (Jarrel Ash AtomComp Model 975 /Spectro Ciros Vision) e os outros elementos traço e terras raras por Espectrômetro de Plasma Induzido (ICP-MS: Perkin-Elmer ELAN 6000). No caso do Na₂O e K₂O as análises com teores abaixo de 1% foram obtidas por absorção atômica após digestão de HCl e HClO₄. Perda ao fogo (LOI) foi estimada pela ignição em 1g de amostra a 950°C por 90 minutos. A reprodutibilidade analítica (1σ) obtida através de 20 medidas repetidas do padrão SO-18 foi menor que 0,1 % para todos os elementos maiores, exceto para SiO₂ (1σ = 0,3 %) e Al₂O₃ (1σ = 0,16 %) e de 0,45% a 6,89% para elementos traço, exceto para Ta, o qual teve um erro mais alto de 17,8%.

A análise e interpretação dos resultados analíticos foram realizadas utilizando o Excel para o cálculo dos índices de diferenciação (#mg e IS- Índice de solidificação) e posteriormente a confecção de diagramas binários e ternários, utilizando os software GCDkit 2.23 (JANOUSEK *et al.*, 2006) e o Minpet 2.02 (RICHARD, 1995).

- e) **Química Mineral:** Análises químicas de minerais foram realizadas na Microsonda Eletrônica do tipo Cameca SX 100, na *Université Blaise Pascal* em *Clermont Ferrand*, França, em condições de operação de 15 kV, 15 nA, com espessuras do raio incidente variando entre 5 e 10µm. Foram analisados 155 campos e obtidos dados químicos das fases minerais piroxênios (58 análises), anfibólio (22 análises), espinélio (19 análises), olivina (15 análises), magnetita (14 análises), serpentina (12 análises), plagioclásio (5 análises), clorita (5 análises), ilmenita (4 análises) e martita (1 análise) determinando-se os teores dos elementos SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O e NiO.

Além de verificar a composição química das principais fases minerais, foi possível obter parâmetros físico-químicos, que possibilitaram o estabelecimento das condições de temperatura (geotermômetro) e pressão (geobarômetro) a que esteve submetido o corpo; buscar parâmetros geoquímicos relacionados à litoestratigrafia do corpo e analisar possíveis relações de cogeneticidade entre os diferentes litotipos. Durante os trabalhos

de petrografia foram separados, através de relações texturais, as paragêneses minerais a fim de se utilizar com maior confiabilidade os geotermobarômetros convencionais.

Os geotermômetros e barômetros foram determinados com o auxílio do *software* PTMAFIC v 2.0 (SOTO, 1991 *apud* SOTO & SOTO, 1995) e planilhas do Excel.

Para o cálculo das fórmulas estruturais de cada fase mineral analisada foi utilizada a metodologia descrita por DEER *et al.* (1992), através de planilhas Excel disponibilizadas por TINDLE (2010). Para a confecção de gráficos e diagramas relacionados a estes dados foram utilizados os programas MinPet versão 2.02 (RICHARD, 1995) e Corel Draw X5.

- f) **Integração de Resultados**: Os resultados da pesquisa foram integrados através de elaboração de painéis para publicação e participação em eventos científicos, bem como na confecção do presente trabalho.
- g) **Elaboração de Dissertação de Mestrado**: Ao final dos trabalhos, após a integração dos dados, foi elaborada esta dissertação de mestrado e apresentada ao público e a banca de examinadores.

1.3 Trabalhos Anteriores

No Cráton do São Francisco, os primeiros trabalhos a identificar a existência de complexos máfico-ultramáficos no Estado da Bahia, foram os levantamentos aeromagnéticos regionais pelo Serviço Geológico do Brasil (Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais - CPRM) em 1976. Entre o período de 1979 a 1981 a Mineração Nhambú Limitada (um empreendimento conjunto entre a BP Minerals Ltd. e RTZ Ltd. no Brasil) realizou um programa de exploração regional para metais base e preciosos no sul do Estado da Bahia (BARNES *et al.*, 2011).

A área do presente trabalho já foi estudada por projetos (MELO *et al.*, 1977; MARINHO *et al.*, 1979; SANTOS & SOUZA, 1985; MARINHO *et al.*, 2009; SÁ *et al.*, 2010 - Figura 1.3), que deram destaque para o potencial metalogenético da

região sudeste do Estado da Bahia, devido principalmente aos estudos relacionados à Faixa Contendas Mirante (Sequência metavulcanossedimentar Contendas-Mirante).

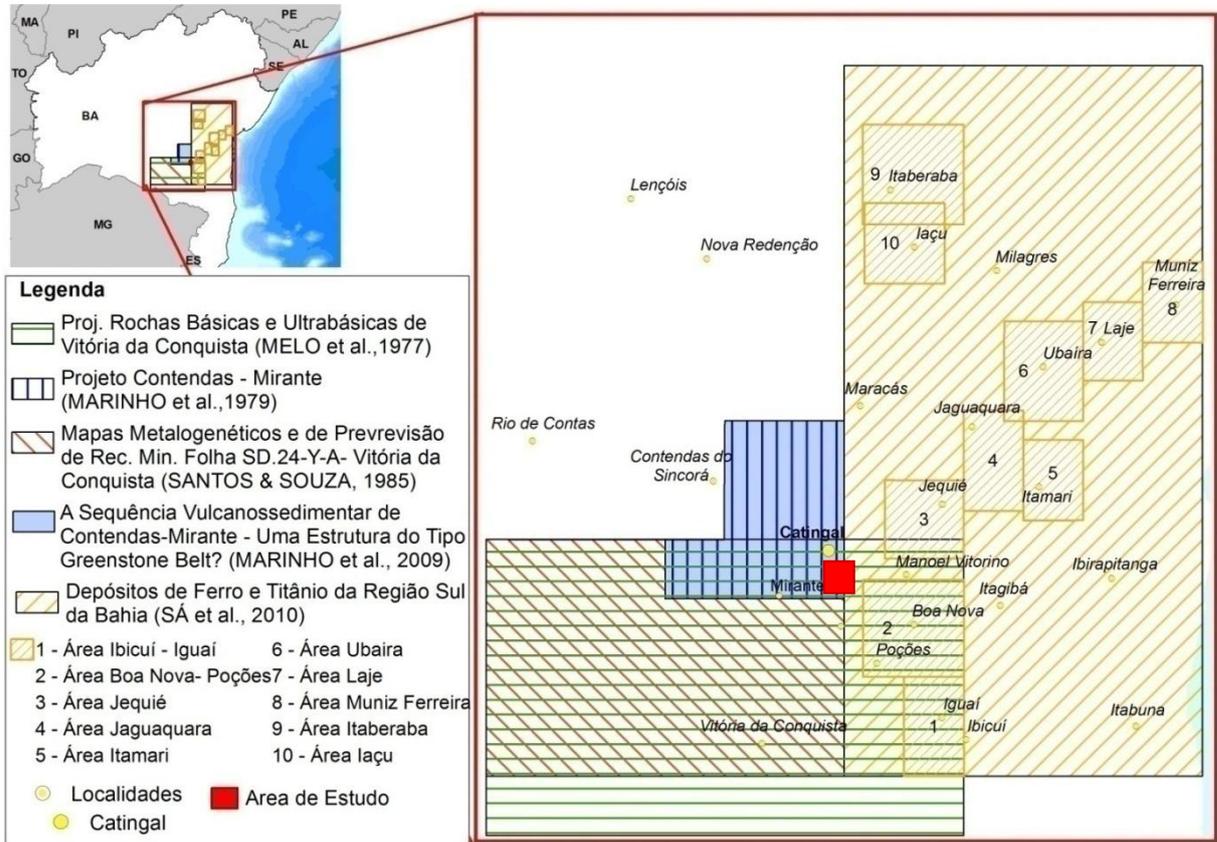


Figura 1.3: Mapa de localização dos trabalhos realizados na área. Fonte: Adaptado de IBGE (2006), MELO et al., (1977), MARINHO et al.,(1979), SANTOS & SOUZA (1985), MARINHO et al., (2009) e SÁ et al., (2010).

Após as descobertas das mineralizações de cobre no Vale do Curaçá e de cromo em Campo Formoso, as ocorrências de rochas básicas e ultrabásicas na Bahia despertaram especiais atenções, e por esse motivo foi realizado o **Projeto Rochas Básicas e Ultrabásicas de Vitória da Conquista** (MELO et al., 1977), que tinha como objetivos: investigação geológica e geoquímica de caráter regional, levantamentos aerogeofísicos e verificação de ocorrências minerais - visando localizar e selecionar áreas-alvo de maior prospectividade, merecedoras de estudos complementares de detalhe. Devido ao número elevado de informações a serem chegadas e às dimensões consideráveis da área do projeto, os trabalhos e as conclusões advindas assumiram, muitas vezes, um caráter preliminar.

As rochas presentes da área de Catingal, de acordo com a classificação apresentada por MELO et al., (1977), estão inseridas no Complexo Metamórfico

Migmatítico, Complexo Granulítico e na unidade Rochas Básicas e Ultrabásicas de Posicionamento Indeterminado Mapeadas pela CPRM, representada na área por Gabros (pEgb) e Ultrabásicas (pEub).

Os corpos básicos e ultrabásicos intrusivos classificados no Projeto foram admitidos como originados em zonas orogênicas e corresponderiam aos tipos Alpino e Alaskeano (NALDRETT & GASPARINI, 1971, *apud* MELO *et al.*, 1977). As características destes corpos serão detalhadas no Capítulo 2 do presente trabalho.

O **Projeto Contendas-Mirante** (MARINHO *et al.*, 1979), teve como objetivo realizar o mapeamento geológico regional e prospecção geoquímica e aluvionar visando definir os ambientes geológicos propícios às mineralizações de Pb, Zn e Cu, típicas de ambiente de "*greenstone belt*". Baseado nestes trabalhos obteve-se a cartografia geológica de sete folhas (Figura 1.4a), na escala 1: 50.000 (dentre elas a Folha Catingal) (Figura 1.4b), além de um mapa integrado na escala 1:200.000 e suas respectivas colunas estratigráficas.

Neste projeto, o capítulo de prospecção geoquímica de sedimentos correlaciona a distribuição geoquímica de alguns elementos e as litologias presentes. Segundo MARINHO *et al.*, (1979) devido à complexidade da área estudada e à grande diversificação nos tipos litológicos presentes, um tratamento global dos dados geoquímicos não conseguiria revelar mudanças sutis, e apresentaria estimadores estatísticos mais representativos de uma área geográfica do que do ambiente geológico. Para melhorar a sensibilidade da interpretação, e, ao mesmo tempo, apresentar um panorama geoquímico mais realístico, a região foi dividida em oito domínios litológicos, cada um representando um ambiente geológico ou um conjunto de rochas que poderia ser favorável ou não à mineralização.

A área de estudo do presente trabalho está inserida na População III (Figura 1.5 e 1.6), que compreende áreas com predominância das rochas do Complexo Granulito-Granoblastítico (embasamento granulítico) e subordinadamente ocorrem kinzigitos, gabros, peridotitos, rochas calciossilicáticas, formação ferrífera bandada e, às vezes, sem expressão mapeável, mármore, anortositos e anfibolitos. Essa heterogeneidade litológica torna um pouco problemática a avaliação do potencial desta população de rochas, sendo necessário um reagrupamento das amostras desse grupo em subpopulações, de acordo com os diferentes ambientes litológicos que o compõem.

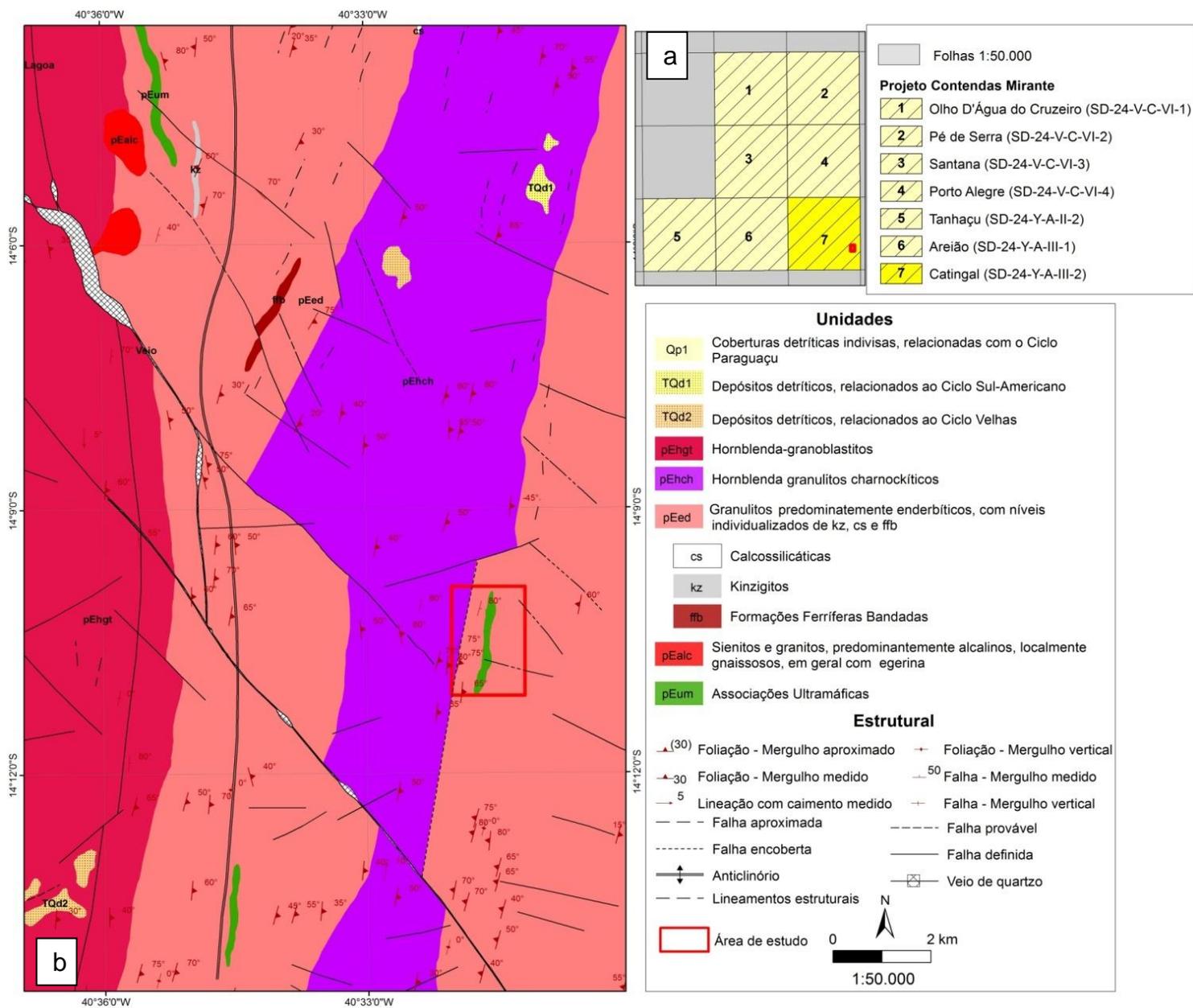


Figura 1.4: a) Sete folhas cartográficas geológicas na escala 1: 50.000 mapeadas pelo Projeto Contendas-Mirante; b) Zoom de parte da Folha Catingal. Fonte: Adaptado de MARINHO *et al.*,(1979).

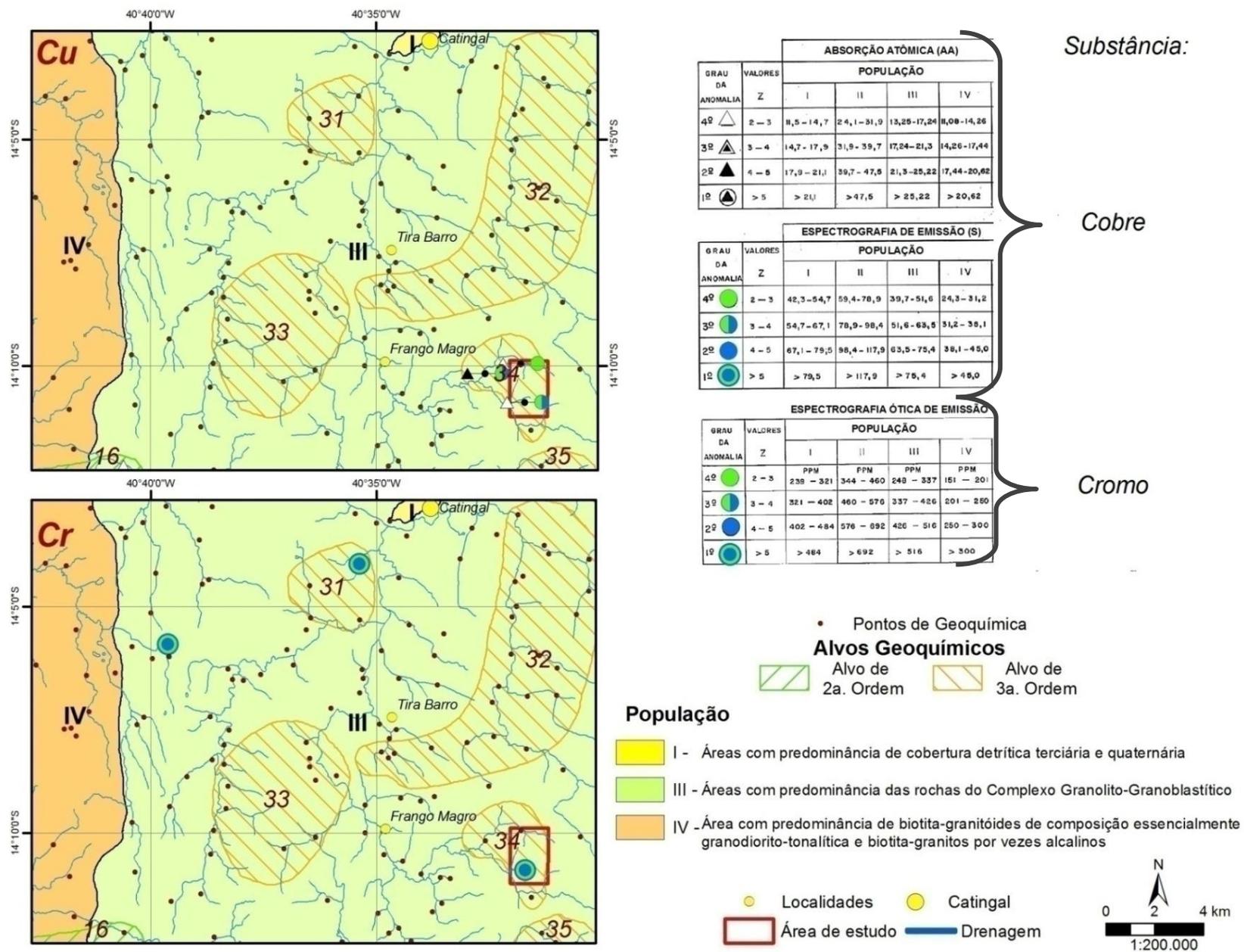


Figura 1.5: Mapa de distribuição das anomalias geoquímicas de Cobre e Cromo. Escala 1:200.000. Adaptado de MARINHO *et al.*, (1979).

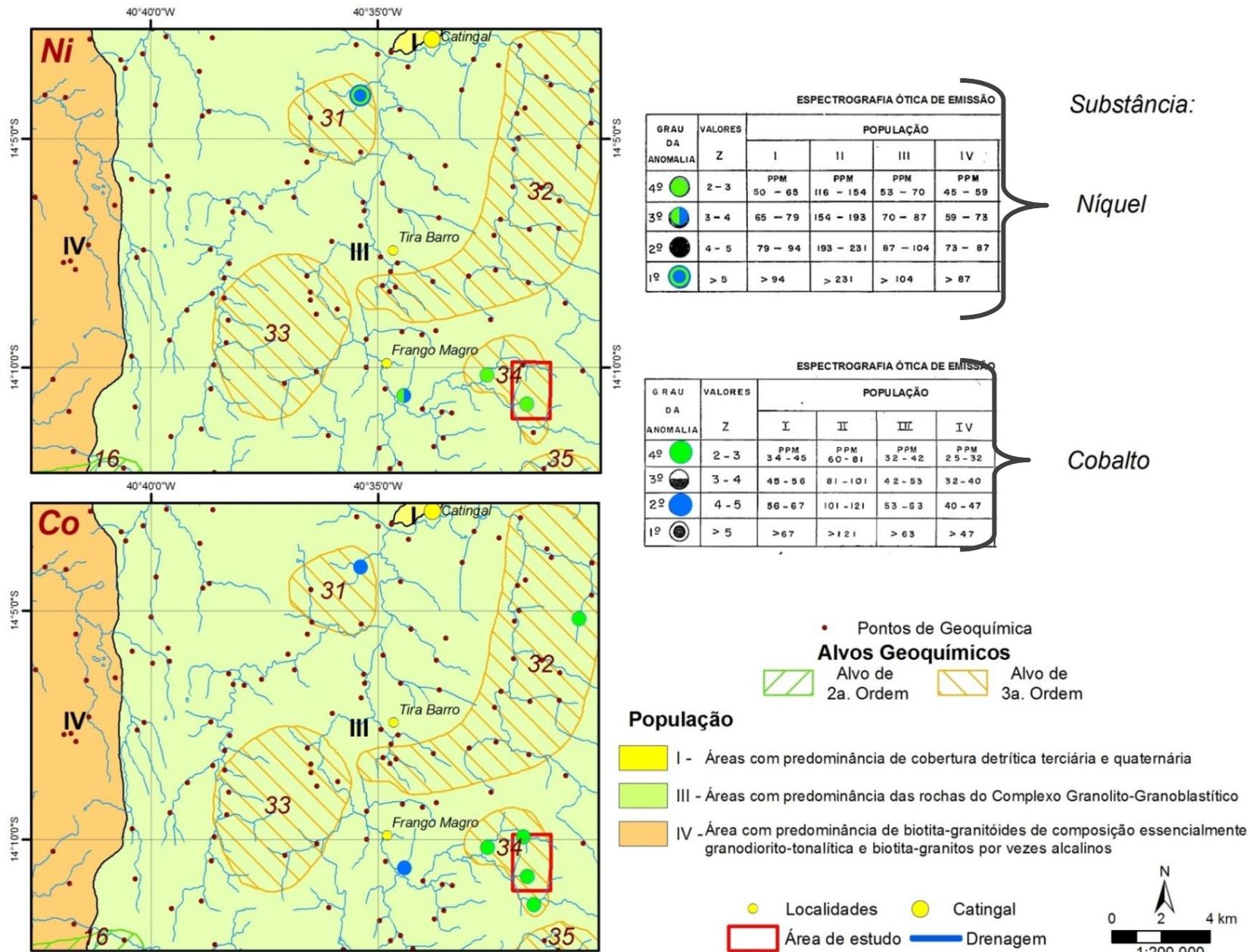


Figura 1.6: Mapa de distribuição das anomalias geoquímicas de Níquel e Cobalto. Escala 1:200.000. Adaptado de MARINHO et al., (1979).

O corpo máfico-ultramáfico de Catingal corresponde ao Alvo 34, abrangendo uma área de 9km², sendo considerado de 3ª ordem e onde registraram-se 16 anomalias: 1º grau de Cr (Figura 1.5) e as demais, menores, de Cu-AA, Cu-S (Figura 1.5), Zn-S, Zn-AA, Ni e Co (Figura 1.6).

O **Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais Folha SD.24-Y-A – Vitória da Conquista** (SANTOS & SOUZA, 1985), não delimitou alvos favoráveis para a exploração mineral na área de Catingal, porém foram apresentados indícios/ocorrências de substâncias minerais como mármore, quartzo, amianto e grafita.

Em 2009 a Diretoria Técnica da CBPM, decidiu publicar uma Edição Histórica da Série Arquivos Abertos, sob o título ***A Sequência Vulcanossedimentar de Contendas-Mirante Uma Estrutura do Tipo Greenstone Belt?***, baseado no Projeto Contendas Mirante (MARINHO *et al.*, 1979), devido a sua importância histórica e precursora de importantes descobertas minerais do Estado.

A partir do trabalho de MASCARENHAS (1979, *apud* MARINHO *et al.*, 2009) que identificou características peculiares aos *greenstone belts*, nas sequências de baixo grau de metamorfismo, reconhecidas no leste da Bahia, fez-se necessário a realização de estudos detalhados, nesta região, com destaque para o Complexo Metamórfico de Contendas-Mirante.

Com o Arquivo Aberto nº 35 - **Depósitos de Ferro e Titânio da Região Sul da Bahia** (SÁ *et al.*, 2010), os autores procuraram demonstrar a grande potencialidade para pesquisa de depósitos de ferro-titânio e ferro no sul da Bahia, com base nos dados e informações disponíveis sobre as ocorrências já conhecidas e as características geológicas, tectônicas, metalogenéticas e geofísicas da região.

Este trabalho reuniu os dados e resultados obtidos pelo Projeto Titânio do Sul da Bahia que foi realizado na década de 80, além de realizar uma avaliação e interpretação dos mesmos dentro de um contexto geológico e tectônico atualizado. Foram confirmados quatro conjuntos de alvos prioritários para pesquisas de ferro e titânio (recomendados pelo Projeto Titânio do Sul da Bahia) e ampliou-se para seis as áreas de interesse para pesquisas de ferro, totalizando 10 alvos (Figura 1.3).

A área de estudo do presente trabalho não está inserida em nenhum dos alvos, porém devido ao contexto geológico é possível correlacionar algumas unidades presentes nos Alvos 2 e 3, Jequié e Boa Nova-Poções, respectivamente (Figura 1.3).

Capítulo 2 - CARACTERIZAÇÃO E ASPECTOS GERAIS DOS CORPOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS

Com o objetivo de auxiliar na compreensão e classificação do objeto de estudo, fez necessária a elaboração de um estado da arte das rochas máfica-ultramáficas, visando assim abranger os aspectos principais que caracterizam as mesmas.

2.1 Rochas Cumuláticas

2.1.1 Definição e Nomenclatura

O termo cumulato (do latim *cumulus*, que significa pilha/ monte/ acumulação), foi proposto por WAGNER *et al.*, (1960), como o nome de um grupo de rochas formadas por acumulação de cristais. Neste trabalho os cristais *cumulus* são caracterizados como uma unidade da pilha de cristais precipitados originalmente do magma antes de qualquer modificação por cristalização posterior, e *intercumulus*, que corresponde ao líquido ou cristais, tendo ou não a mesma composição do líquido original, presente nos interstícios do *cumulus*. Os minerais intersticiais (ou *intercumulus*) tendem a crescer sob a forma de placas opticamente contínuas (oikocristais), imprimindo frequentemente, uma textura poiquilítica à rocha.

Segundo BEST (2003) pode-se fazer uma comparação entre a trama (*fabric*) de intrusões acamadadas e depósitos sedimentares clásticos. Em arenitos, uma distinção textural entre os grãos de areia e cimento acumulado posteriormente em torno deles geralmente é óbvia. Em rochas cumuláticas de intrusões acamadadas, uma distinção semelhante pode ser óbvia entre grãos *cumulus* formados inicialmente e mineral *intercumulus*, material formado mais tarde (*pós-cumulus*) ao seu redor.

As rochas cumuláticas podem ser classificadas a partir da relação entre os cristais *cumulus* e o material *intercumulus* em: ortocumulatos, mesocumulatos, adcumulatos e heteradcumulatos (WAGNER *et al.*, 1960) (Figura 2.1).

Os ortocumulatos (Figura 2.1a) foram definidos a partir de estudos no Complexo Skaergaard (Groelândia), onde se observou que o líquido *intercumulus* cristalizou lentamente, formando sucessivas zonas de baixa temperatura em volta do precipitado primário e novas fases minerais. Estas rochas são então definidas por

serem constituídas essencialmente de um ou mais minerais *cumulus* junto com os produtos da cristalização do líquido *intercumulus*, que necessariamente tem composição do magma contemporâneo.

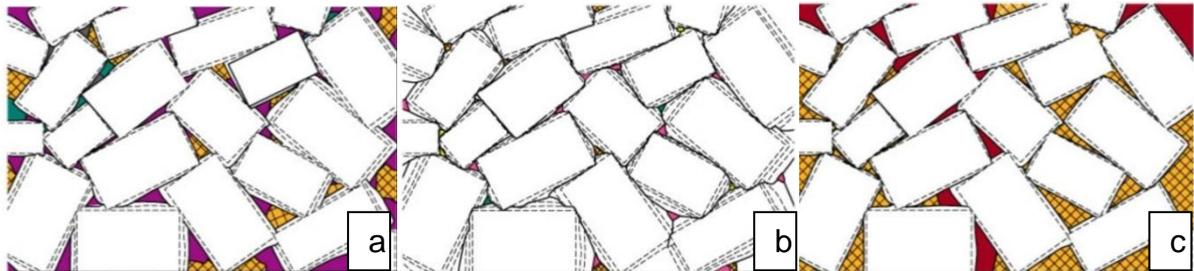


Figura 2.1: Desenvolvimento de texturas cumuláticas: a) Ortocumulato; b) Adcumulatos e c) Heteradcumulato. Fonte: WINTER (2009).

O termo crescimento *adcumulus* é proposto para a extensão dos cristais *cumulus* originais por material de mesma composição para dar cristais não zonados. Este processo de crescimento, que gradualmente reduz o líquido *intercumulus*, empurrando-o mecanicamente para fora, pode às vezes reduzir a quantidade até o desaparecimento. Se o crescimento *adcumulus* ampla ou completamente eliminou o líquido *intercumulus*, haverá pouco ou nenhum material nos poros, formando assim um adcumulato (Figura 2.1b), ou seja, uma rocha produzida por crescimento *adcumulus*, onde material nos poros é $< 5\%$ (invisível ou ausente).

Como geralmente é difícil de decidir com alguma precisão a quantidade de líquido trapeado que eventualmente cristalizou em volta dos cristais, é sugerido que o termo ortocumulato seja usado só para essas rochas em que crescimento *adcumulus* não é visível.

Puros adcumulatos e ortocumulatos são membros finais idealizados da cristalização *cumulus*, raramente podem ocorrer na natureza (HUMPHREYS, 2009). O termo intermediário para esses membros é mesocumulato, que deve ser usado para rochas que mostraram pequenas quantidades de material nos poros.

Um heteradcumulato (Figura 2.1c) é caracterizado pelo crescimento contínuo de ambos os cristais *cumulus* e poiquilíticos a temperaturas constantes até restar pequeno ou nenhum líquido nos poros.

Segundo IRVINE (1982), a principal característica dos heterocumulatos é a presença de proeminentes oicocristais, e por isso as rochas, são provavelmente melhor denominadas de (orto-, meso-, ou ad-) cumulato poiquilítico.

WAGNER *et al.*, (1960) classificam também os cumulos harrísticos, são rochas descritas como tendo uma estrutura harrística, que consiste de olivinas alongadas frequentemente exibindo crescimento paralelo e com raros cristais de plagioclásio zonados e augita em arranjo poiquilítico entre eles.

Alargamento de cristais *cumulus*, mas sem o desenvolvimento de crescimento ascendente ocorre em todos adcumulatos, e assim existe uma próxima conexão genética entre o último e os *cumulus* harrísticos.

Para a nomenclatura destas rochas, WAGNER *et al.*, (1960) sugerem que é preferível nomear rochas que são cumulos listando os minerais *cumulus* em ordem decrescente de abundância. Os nomes não substituem os nomes gerais como gabro, olivina-gabros, noritos, anortosito etc., mas pode ser usado para dar maior precisão quando são conhecidos de serem cumuláticos. Atualmente esta nomenclatura está em desuso, sendo substituída pelo nome da rocha e durante a descrição da mesma há a observação da presença da textura cumulática.

Para IRVINE (1982) os cumulos podem ser extrusivos ou intrusivos. Fluxos komatiíticos, por exemplo, comumente possuem zonas cumuláticas.

A classificação de adcumulato para ortocumulato continua a ser útil e válida, independentemente do mecanismo de formação de rocha. Embora a terminologia de cumulos tivesse sido aplicada em vários ambientes ígneos, foi desenvolvida para, e tem sido particularmente útil na descrição e discussão de intrusões acamadadas. Foram sugeridos limites numéricos para a fração de volume de minerais intersticiais (P) para distinguir os tipos de cumulos: Ortocumulato (P = 25-50%); Mesocumulato (P = 7-25%) e Adcumulato (P <7%).

Estes critérios texturais podem ser completados através da medição das concentrações de elementos incompatíveis de rocha-total, ou seja, aqueles excluídos das estruturas dos minerais *cumulus* (HENDERSON, 1970 & IRVINE, 1979 *apud* TAIT *et al.*,1984).

2.1.2 Processos de Formação

O acamadamento é uma característica comum de intrusões gabróicas e sieníticas. Camadas individuais ou sequências acamadadas, no entanto, variam grandemente em características tais como espessura e comprimento, natureza dos

limites da camada, variações internas verticais e laterais dentro de camadas, e as relações para outras camadas próximas. Suas proporções modais, tamanho dos grãos, composições minerais, composições de rocha total e texturas presentes nas camadas e a rocha encaixante, também são bastante variadas. Devido à grande variedade de tais características, é improvável que um único mecanismo de formação de camadas possa explicar a totalidade ou mesmo a maioria das ocorrências conhecidas de acamadamento ígneo (NASLUND & MCBIRNEY, 1996).

Para WAGER *et al.*, (1960) a sedimentação de cristais (*crystal settling*) era considerado o processo dominante envolvido na formação de cumulatos, enquanto que WAGER & BROWN (1968, *apud* AZZONE, 2008) reconheceram a possibilidade de outros processos envolvidos na geração dessas rochas, entre eles, a (i) flutuação de cristais; (ii) acreção de cristais para as paredes ou de cristais de forma ascendente a partir do teto de uma intrusão (cumulatos de congelamento); (iii) crescimento *in situ* base ou interior a partir das paredes (crescumulatos).

Atualmente são reconhecidos mais de vinte e cinco mecanismos (Quadro 2.1) responsáveis pela formação de cumulatos e acamadamentos ígneos, em consequência disto, os métodos de classificação propostos pelos trabalhos pioneiros acima citados são questionados, principalmente por apresentarem parâmetros exclusivamente genéticos, e propõe novos esquemas de classificação baseados em parâmetros estritamente descritivos (*e.g.*, IRVINE, 1982; HUNTER, 1996, *apud* AZZONE, 2008; NASLUND & MCBIRNEY, 1996).

Ressalta-se que ainda restam muitos questionamentos a serem investigados e melhor discutidos. Por isso, diante da complexidade e da riqueza de informações relacionadas a este tema, hoje se reconhece que os cumulatos possuem um papel central para qualquer discussão petrológica da natureza e evolução de um magma (AZZONE, 2008).

Segundo BEST (2003) os processos de diferenciação magmática podem ser divididos, levando em consideração se ocorrem em sistemas fechados ou sistemas abertos. No primeiro grupo operam os processos de: A) Fracionamento cristal-magma, B) Separação física de líquidos imiscíveis; C) Separação magma-fluidos. Para um sistema aberto tem-se: A) Assimilação e contaminação crustal e B) Mistura de magmas.

Quadro 2.1: Mecanismos para a formação de camadas ígneas (NASLUND & MCBIRNEY, 1996).

1) Mecanismos que operam durante a colocação do magma
1.1 – Cristais carregados em suspensão
1.2 – Segregação de fluxo
1.3 – Recarga da câmara magmática
1.4 – Mistura magmática
2) Mecanismos que operam em resposta a padrões de convecção do magma
2.1 – Convecção contínua
2.2 – Convecção intermitente
2.3 – Convecção difusão dupla
3) Mecanismos que resultam de processos mecânicos
3.1 – Sedimentação por gravidade
3.2 – Correntes magmáticas
3.3 – Deformação magmática
3.4 – Compactação
3.5 – Abalos sísmicos
3.6 – Deformação tectônica
4) Mecanismos que resultam das variações nos parâmetros intensivos
4.1 – Flutuações na taxa de nucleação
4.2 – Difusão controlada de nucleação e crescimento
4.3 – Crescimento de cristais em gradientes térmicos
4.4 – Flutuações da fugacidade de oxigênio
4.5 – Flutuações de pressão
4.6 – Imiscibilidade
5) Mecanismos que ocorrem durante a fase final de cristalização e resfriamento
5.1 – Crescimento intersticial de cristais
5.2 – Metassomatismo
5.3 – Refino zona constitucional (<i>Constitutional zone refining</i>)
5.4 – Contração de solidificação
5.5 – Amadurecimento de Ostwald (<i>Ostwald ripening</i>)
5.6 – Metamorfismo de contato

O processo de cristalização fracionada talvez seja o processo mais conhecido de formação das rochas cumuláticas. A Série de Bowen (1928, *apud* BEST, 2003), assim como os conceitos de compatibilidade e incompatibilidade estão relacionados a este processo, onde o magma residual será enriquecido em elementos incompatíveis (LILE – *Large ion lithophile elements*, HSFE – *High field strength elements*) e empobrecido em elementos compatíveis. Este processo pode ser subdividido em quatro mecanismos descritos a seguir:

i) *Segregação gravitacional*: é regida pela Lei de Stokes (considerando um fluido Newtoniano):

$$V = \frac{2gr^2(\rho_s - \rho_l)}{9\eta}$$

V = velocidade de deposição (cm/seg)
 g = aceleração da gravidade (980 cm/seg²)
 r = raio da partícula esférica (cm)
 ρ_s = densidade da partícula sólida esférica (g/cm³)
 ρ_l = densidade do líquido (g/cm³)
 η = viscosidade do líquido (1 c/cm seg = 1 poise)

Segundo esta lei, mantendo-se a dimensão dos cristais e suas densidades constantes, a velocidade de afundamento é maior nos magmas menos viscosos (os máficos) que nos magmas mais viscosos (os félsicos).

ii) *Segregação de fluxo*: é caracterizado a partir de corpos de magma em movimento, onde a pressão dispersiva dos grãos empurra cristais e outras partículas sólidas do interior do magma fluindo para longe das paredes do canal, onde há gradientes de velocidade mais forte.

iii) *Filter pressing*: faz referência a um filtro que permite que o líquido passe através dele, mas não as partículas sólidas suspensas, que ficam presas pelas aberturas menores no filtro. Este processo que ocorre durante a cristalização de corpos ígneos intrusivos em que o líquido intersticial é separado dos cristais pela pressão, a partir do peso dos cristais sobrejacentes ou por forças externas.

iv) *Fracionamento por convecção (convective melt fractionation)*: é utilizado para explicar a existência de adcumulatos, que são rochas quase monominerálicas, como dunitos e anortositos, e não contêm praticamente nenhum remanescente da fusão a partir do qual os cristais *cumulus* precipitaram. Em muitos casos os cristais não apresentam zoneamento químico, indicando que eles cresceram a partir de um magma em que a composição local não se alterou significativamente com a solidificação da rocha, devido à convecção composicional, que permite a troca contínua de líquido nos poros de uma pilha *cumulus* com o reservatório de magma principal (TAIT *et al.*, 1984).

Outro processo relacionado a diferenciação magmática, e que é de grande importância para o estudo do potencial metalogenético de rochas cumuláticas é a imiscibilidade entre líquidos silicáticos e sulfetados.

Em sistemas contendo sulfeto, a solubilidade de S²⁻ é limitada em líquidos silicatados. Quando ultrapassado o limite de solubilidade do S²⁻ em magmas

basálticos (500-1000ppm), há separação de dois líquidos, um rico em sulfeto e outro em silicato. O fenômeno se manifesta pelo aparecimento de gotículas de um líquido sulfetado dentro do basalto. A separação ocasiona uma partição forte de determinados elementos entre os dois líquidos.

O níquel é um elemento que apresenta características siderófilas e calcófilas, além de uma tendência litófila, por ser componente freqüente de rochas silicatadas. Na ausência de sulfetos, o níquel presente irá se concentrar nos primeiros minerais silicáticos magnesianos e ferromagnesianos que cristalizam (ex: olivina e hiperstênio).

2.2 Corpos máfico-ultramáficos e ambientes geotectônicos relacionados

A correlação entre os corpos máfico-ultramáficos e sua origem em relação à ambiência tectônica, já foi relatada por diversos autores como de fundamental importância para a melhor compreensão destes corpos.

Segundo McTAGGART (1971) os corpos ultramáficos podem ser separados em três principais tipos: (1) corpos diferenciados estratificados de magmas básicos, exemplificados pelos complexos Bushveld (África do Sul), Stillwater (EUA), e Muskox (Canadá), encontrados em regiões tectonicamente estáveis; (2) corpos ultramáficos alpinos, tais como os dos Apalaches, Califórnia, Columbia Britânica e Nova Zelândia, encontrados em regiões onde o tectonismo foi interrompido ou seguido por acumulações de camadas ultramáficas e (3) corpos ultramáficos zonados (tipo Alasca), a exemplo dos corpos no sudeste do Alasca e dos Montes Urais, encontrados em diversos cinturões tectônicos e são associados com rochas intrusivas básicas a intermediárias. Devido à dificuldade na época em distinguir membros típicos dos três grupos, acreditava-se que muitos exemplos destes corpos seriam diferenciados de magmas básicos e sendo, portanto, apenas variações de um único tipo.

Estudando as cromitas Sabah na Malásia, HUTCHISON (1972) apresentou importantes diferenças geoquímicas entre os tipos Alpino e Estratiforme, invalidando a hipótese de McTAGGART (1971).

Segundo HUTCHISON (1972) as cromitas tipo Alpino tornam-se menos ricas em cromo e mais ricas em alumínio, enquanto que o ferro permanece aproximadamente constante. Em contraste, cromitas estratiformes tornam-se progressivamente mais ricas em ferro total enquanto seu teor de cromo decresce. Outra diferença interessante é que cromitas estratiformes caracteristicamente têm uma gama de cromo unimodal e restrita. O tipo Alpino, ou cromitas podiformes, têm uma gama muito maior de teor de cromo, que é caracteristicamente bimodal (THAYER, 1970, *apud* HUTCHISON, 1972). A cromita Sabah foi então classificada como podiforme.

Essas características apontam para diferenças importantes e essenciais entre ultramafitos tipo Alpino e estratiforme, e devem refletir uma origem radicalmente diferente. Presumiu-se então que ultramafitos tipo Alpino evoluíram no manto, assim como ultramafitos estratiformes diferenciaram a partir de um magma gabróico na crosta (HUTCHISON, 1972).

Para NALDRETT & CABRI (1976), as rochas máficas e ultramáficas relacionadas podem ser divididas em rochas associadas à ambientes orogenéticos e não orogenéticos.

Os corpos relacionados à ambientes orogenéticos foram separados em três grupos distintos, devido além de outras características ao *timing* da colocação, como: (1) corpos sin-vulcânicos, tanto intrusivos e extrusivos, colocados antes do pico da orogênese; (2) corpos alpinos (ofiolitos) colocados durante a orogênese; (3) complexos do Tipo Alasca colocados nos estágios finais da orogenia.

Os corpos não orogenéticos, encaixados em ambientes continentais, foram separados em: (1) complexos estratiformes, (2) *sills* tipo platô, (3) intrusões diferenciadas de pequeno e médio porte e (4) rochas ultramáficas alcalinas em complexos anelares e *pipes* kimberlíticos.

NALDRETT (1989 *apud* OLIVEIRA, 2009) classifica em quatro tipos (Quadro 2.2) as associações de rochas ultramáficas e relacionadas, utilizando para a subdivisão os ambientes tectônicos relacionados com as intrusões.

Quadro 2.2: Classificação dos Corpos Máfico-Ultramáficos. Adaptado de NALDRETT (1989 apud OLIVEIRA, 2009).

I. Sin-vulcânicos (<i>Greenstone belts</i> arqueanos)	
1. Komatiítos	
<i>a. Lavas</i>	Kambalda (Austrália) Munro (Canadá)
<i>b. Lentas Dunito-Peridotíticas</i>	Mt. Keith (Austrália) Dumont (Canadá)
2. Toleíticos	
<i>a. Corpos Picríticos</i>	Sill Dundonald (Canadá) Pechenga (Rússia) Lynn Lake (Canadá) Carr Boyd (Austrália)
<i>b. Corpos Gabróicos</i>	Sill Bird River (Canadá) Intrusão Windimurra (Austrália)
II. Associados à riftes em margens de placa e bacias oceânicas	
1. Intimamente associados à crosta continental	
<i>a. Komatiíticas</i>	Cape Smith (Canadá) Thompson Belt (Canadá)
<i>b. Predominantemente gabróicas</i>	Sill Fox River (Canadá) Skaergaard (Groelândia)
2. Não associados à crosta continental	
<i>a. Complexos ofiolíticos</i>	Chipre Newfoundland (Canadá) Turquia
III. Intrusões em áreas cratônicas	
1. Relacionados a derrames basálticos	Complexo Duluth (EUA) Noril'sk Talnakh (Rússia) Insizwa-Ingeli (África do Sul)
2. Grandes complexos acamadados não relacionados a derrames basálticos	
<i>a. Lenticular</i>	
<i>i. Com acamamento rítmico</i>	Complexo Bushveld (África do Sul) Complexo Stillwater (EUA) Intrusão Muscox (Canadá)
<i>ii. Sem acamamento</i>	Sudbury (Canadá)
<i>b. Diqueforme</i>	Great Dyke (Zimbábue) Jimberlana (Austrália)
IV. Corpos intrusivos em cinturões Orogênicos	
1. Intrusões sin-orogênicas	Rona (Noruega) Gabros Aberdeenshire (Escócia)
2. Complexos tipo Alaskaniano	Duke Island (Alaska) Ural Mountains (EUA) Union Bay (Alaska)
3. Corpos alcalinos	Província Gardar (Groelândia) Península (Kola Rússia)

NALDRETT (2004) separou os depósitos de sulfetos magmáticos em dois grupos principais, os que são ricos em sulfetos para os quais Ni e Cu juntos (NC) (Quadro 2.3), constituem os metais de maior interesse econômico e os que são

pobres em sulfetos, relacionados com os elementos do grupo da platina (EGP). Devido a sua origem, depósitos de sulfetos magmáticos são intimamente relacionados com rochas máficas e/ou ultramáficas, e o meio mais conveniente de classificação é em termos de tipo de magma responsável pelas rochas que estes depósitos estão associados.

Quadro 2.3: Classificação dos depósitos de sulfetos de níquel-cobre baseado em “características petro-tectônicas”. Fonte: NALDRETT (2004).

Classe	Magmatismo relacionado	Campos e Depósitos	Idade	Configuração tectônica do magmatismo
NC-1	Komatiítico	1- <i>Greenstone belt</i> Wiluna-Norseman (Kambalda, Mt Keith, Perseverance e outros) (Australia)	A	<i>Greenstone belt</i> (rifte?)
		2 – Albitibi (Canadá)	A	
		3 – Zimbábue (África)	A	
		4 – Thompson (Canadá)	PPR	Rifte da Margem Continental
		5 – Raglan (Canadá)	PPR	
NC-2	Derrame basáltico	6 – Noril’sk (Rússia)	Ph	Rifte (Junção Tríplice)
		7 – Duluth (Estados Unidos)	NPR	
		8 – Muskox (Canadá)	NPR	
		9 – Insizwa (África)	Ph	Rifte da Margem Continental
		10 – Wrangelia (Canadá)	Ph	Rifte do Arco de Ilha
NC-3	Ferro-picrito	11 – Pechenga (Rússia)	MPR	Rifte da Margem Continental
NC-4	Anortosito-granito-troctolito	12 - Voisey’s Bay (Canadá)	NPR	Rifte
NC-5	Mistura picrito-toleito	13 – Montecalm (Canadá)	A	<i>Greenstone belt</i> (rifte?)
		14 – Jinchuan (China)	MPR	Rifte da Margem Continental
		15 – Niquelândia (Brasil)	MPR	Rifte Continental
		16 – Moxie (Canadá)	Ph	Orogênico (Compressivo)
		17 - Gabros Aberdeenshire (Inglaterra)	Ph	
		18 – Rona (Noruega)	Ph	
19 – Acoje (Japão)	Ph	Cinturão ofiolítico (oceano)		
NC-6	Fusão por impacto	20 – Sudbury (Canadá)	MPR	Impacto de meteorito

Idade: A- Arqueano (>2500Ma); PPR – Paleoproterozoico (2500-2000Ma); MPR – Mesoproterozoico (2000-1400Ma); NPR – Neoproterozoico (1400-600Ma); Ph – Fanerozoico (<600-2000Ma).

O grupo dos depósitos de Ni-Cu são divididos em seis classes (Quadro 2.3), com base em seu tipo magma associado:

- Classe NC-1 - Compreende aqueles relacionados ao magmatismo komatiítico, cujos depósitos conhecidos atualmente são separados em duas subclasses de

acordo com a idade (arqueano e proterozoico). O ambiente tectônico de komatiitos arqueanos é discutível, mas certamente está relacionado com rifteamento, enquanto os exemplos proterozoicos são o resultado de magmatismo que se desenvolveu em margens continentais passivas. Com algumas exceções, magmatismo komatiítico tornou-se menos magnesiano e com menor temperatura com a evolução desde o Arqueano até o Proterozoico.

- Classe NC-2 - Compreende depósitos que se desenvolveram dentro dos alimentadores (*feeders*) do magmatismo de derrames basálticos. Eles podem ser subdivididos em termos de ambiente tectônico em três subclasses: i) relacionados a uma ruptura intra-continental ou junção tríplice; ii) relacionados a uma margem continental passiva e iii) relacionados a derrames basálticos que se desenvolveram em um ambiente oceânico. Os depósitos mais importantes pertencem à primeira subclasse.
- Classe NC-3 - Compreende uma associação magmática relativamente incomum, de ferropicritos, para o qual o único exemplo significativo é o campo de Pechenga da península de Kola (Rússia). O ambiente tectônico é debatido, mas é mais provável que seja margem continental passiva.
- Classe NC-4 - Abrange os depósitos que estão relacionados com complexos anortosito-granito-troctolito. Até hoje o único depósito significativo desta associação é o de Voisey Bay (Canadá), que parece estar intimamente relacionado a uma falha que pode ser do rifteamento incipiente.
- Classe NC-5 - Compreende um agrupamento de diversos depósitos que estão todos associados a magmas que vão da composição picrítica a toleítica. Suas configurações tectônicas são muito variadas. Dentre eles estão os depósitos de Peri-Peri e Santa Rita, presentes no Complexo da Fazenda Mirabela na Bahia (LAZARIN, 2011) e o depósito Niquelândia em Goiás (FERREIRA FILHO *et al.*, 1995 *apud* NALDRETT, 2004).

Os depósitos desta classe são pequenos (2Mt a 8Mt) e são colocados em intrusões com menos de 3km de espessura com acumulações basais de sulfetos maciços a semi-maciços próximos ao conduto magmático alimentador (LAZARIN, 2011).

- Classe NC-6 corresponde ao depósito único de Sudbury, e compreende uma classe própria, ou seja sua mineralização se desenvolveu a partir da fusão produzida pelo impacto extraterrestre.

O grupo pobre em sulfetos, relacionado aos depósitos ricos em elementos do grupo da platina (EGP), possuem uma divisão inicial com base na configuração petro-tectônica, tal como foi feito acima para depósitos Ni-Cu.

A seguir serão detalhados alguns dos ambientes tectônicos relacionados com os corpos máfico-ultramáficos.

2.2.1 Grandes complexos acamadados estratiformes e Intrusões de pequeno e médio porte

As características gerais destes corpos são bastante similares, entre elas a não associação com rochas vulcânicas, sendo então separadas pelo tamanho (Quadro 2.4).

Quadro 2.4: Intrusões/Complexos acamadados. Fonte: BEST (2003).

NOME, LOCALIZAÇÃO	IDADE (MA)	CARACTERÍSTICAS
Skaergaard, Groelândia	55,7	55 km ² , >3.5 km de espessura
Rhum, Escócia	61 - 58	115 km ² , >2 km de espessura
Duluth, EUA	1100	Mais de uma dúzia de intrusões acamadadas expostas ao longo de 5000 km ²
Muskox, Canadá	1270	Forma de canoa, 11 X 150 km, associada com o enxame de diques máficos de Mackenzie
Sudbury, Canadá	1850	1100 km ²
Bushveld, África do Sul	2050	O maior: 65.000 km ² e 7–9 km de espessura, excepcional continuidade lateral de camadas individuais
Jimberlana, Austrália	2370	Complexos com forma de canoa "end-to-end" com média de 1,5 km de largura e sustentado (<i>underlain</i>) por diques conectores de 180 km de comprimento
Great Dyke, Zimbábue	2460	Quatro complexos acamadados com forma de canoa "end-to-end" de 4-11 km de largura e sustentados (<i>underlain</i>) por um dique alimentador conectado de 550 km
Stillwater, EUA	2700	8 X 55 km e ~7 km de espessura, apenas basal ultramáficas cumulos e sobrejacente rochas gabróticos e anortosíticas preservadas
Windimurra, Austrália	2800	35 X 85 km de área e 5–13 km de espessura, levemente diferenciada

A maior parte desses corpos encontra-se estratificados, devido à 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), além de apresentar texturas cumuláticas típicas (ABRAM, 1993).

O Corpo Mafico-Ultramafico da Fazenda Mirabela (CFM) pertence a este grupo, sendo classificado como uma intrusão estratificada, de pequeno porte, que esteve submetida a condições de pressão relativamente altas durante o seu resfriamento (ABRAM, 1993).

2.2.2 Sills e sheets relacionados a derrames basálticos

Os derrames basálticos continentais mais conhecidos são de idade Mesozoica e Cenozoica, entre eles, estão basaltos de platô da Bacia do Paraná, com 133 -119 Ma (MARQUES & ERNESTO, 2004), porém existem alguns derrames que são Proterozoicos (ex: Keweenawan, Canadá).

O magmatismo toleítico intraplaca continental característico destes corpos, é gerado a partir de *hot spots*, que geraram um arqueamento litosférico, seguido por fissuramento crustal até a abertura de uma bacia tipo rifte. Estes corpos estão situados nas bordas dos Crátons, uma evidência do controle tectono-estrutural (WINTER, 2009).

Enxames de *sills* e diques alimentadores basálticos estão associados com os fluxos de lava, especialmente em antigos platôs, mais erodidos. Em alguns locais, os volumes excepcionalmente grandes de magma basáltico ficaram presos no interior da crosta e diferenciaram para formar grandes intrusões acamadadas (BEST, 2003).

Quimicamente, estas rochas são caracterizadas por maiores teores de Fe, Ti, P e K e menores teores de Mg. Mesmo rochas máficas das intrusões exibem um teor de K₂O bastante elevado (~ 1%) (NALDRETT & CABRI, 1976).

2.2.3 Corpos Sin-vulcânicos

Estes corpos pertencem a duas classes principais, os de suíte komatiíticas e os de suítes toleíticas, sendo que estes ainda constituem dois subtipos distintos, um picrítico e o outro anortosítico.

Os corpos da série komatiítica são encontrados, mais frequentemente, em terrenos de idade arqueana, constituindo algumas vezes corpos cumuláticos que variam de dunitos (>40% de MgO), peridotitos (30 a 40% de MgO), piroxênio peridotitos (20 a 30% de MgO), piroxenitos (12 a 20% de MgO), basaltos

magnesianos (10 a 12% de MgO) e basaltos (<10% de MgO). Os membros ultramáficos da suíte são interpretados como o resultado da colocação de um líquido contendo até 35%, porém mais comumente 20-30% de MgO e também carregando 20-30% de fenocristais de olivina em suspensão. Sedimentação e acumulação dos fenocristais, em conjunto com processos como *filter pressing*, compactação e, possivelmente algum crescimento *adcumulus*, são responsáveis por peridotitos e dunitos (NALDRETT & CABRI, 1976).

A presença de textura *spinifex*, um dos diagnósticos das rochas komatiíticas, é sugestivo de resfriamento relativamente rápido, sendo que as zonas de *spinifex* são consideradas como aproximadamente a porção líquida de um dado magma.

Geoquimicamente estas rochas apresentam uma baixa razão $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ em relação ao conteúdo de Al_2O_3 e conteúdo relativamente baixo de TiO_2 .

Os corpos da série toleítica da subclasse picrítica ocorrem como acumulações basais a *sills* ou fluxos diferenciados. Um corpo típico desta subclasse, é o *sill* Dundonald, que consiste de uma camada basal de peridotitos, recoberta por augita piroxenitos e gabros (NALDRETT & MASON, 1968, *apud* NALDRETT & CABRI, 1976).

De acordo com BENSON (1979, *apud* ABRAM, 1993), 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).

Os toleitos da subclasse anortosítica consistem predominantemente por anortosito, anortosito-gabroico ou gabro-anortosítico e são caracterizados por camadas ricas em magnetitas titaníferas. Rochas ultramáficas são relativamente raras e geralmente estão restritas às camadas ricas em piroxenito *cumulus*.

2.2.4 Corpos tipo Alpino

Os corpos do tipo Alpino são divididos em quatro tipos: (i) Grandes *sheets* obductados; (ii) Complexos Ofiolíticos; (iii) Complexos Ofiolíticos deformados e blocos clásticos em terrenos melange e (iv) Possíveis diápiros. Destes serão descritos os complexos ofiolíticos.

Os ofiolitos são interpretados como porções da crosta oceânica e o manto superior e são caracterizados por uma zona basal de peridotito com textura

metamórfica recoberta por uma seqüência de cumulatos desde peridotito a gabro, uma seqüência de *pillow* lavas e diques alimentadores associados, e uma capa de sedimentos de fundo oceânico (*deep-sea*) (Figura 2.2).

Em alguns lugares sua colocação foi realizada com um mínimo de perturbação e toda a seqüência ofiolítica está bem preservada (tipo ii), mas em outros as rochas ultramáficas ocorrem como blocos isolados dentro de uma melange (tipo iii).

Os ofiolitos podem ser gerados em limites das placas divergentes (MOR – *Mid-Ocean Ridge*) ou em limites de placas convergentes (SSZ - Zonas de supra-subdução tais como arcos de ilhas, bacias marginais, etc.) (ISHIWATARI, 2001).

A porção plutônica, cumulática, destes complexos é que constitui os chamados corpos tipo Alpino, comuns do pré-cambriano Superior ao Terciário e, excepcionalmente, anteriores a 1.200 Ma (ABRAM, 1993).

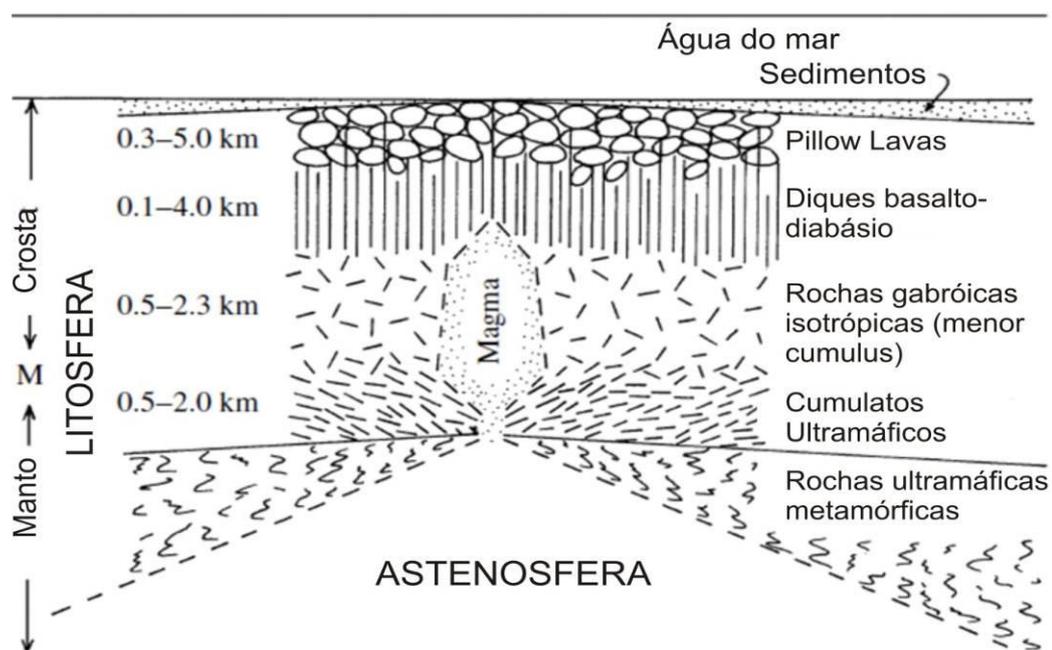


Figura 2.2: Ofiolito. Litosfera oceânica composta por crosta e manto subjacente. Seção transversal altamente idealizada em um cume se espalhando. Note que a descontinuidade sísmica M entre a crosta e o manto ultramáfico de maior velocidade é aqui desenhada no topo da ultramáficas cumulatos enquanto a descontinuidade petrológica entre a crosta magmática e manto metamórficas está 0,5-2,0 km mais profundo. Adaptado de BEST (2003).

Os complexos alpinos podem ser subdivididos nos tipos harzburgíticos e lherzolíticos, que se diferenciam na composição modal, tipos de rochas características, composição mineral e depósitos econômicos (JACKSON & THAYER, 1972, *apud* ABRAM, 1993).

Peridotitos do manto ofiolítico são o resíduo após a extração do líquido basáltico através de processos de fusão parcial no manto. Apesar do peridotito do manto primário ser provavelmente lherzolítico com clinopiroxênio abundante, ele muda para harzburgito pobre (ou sem) clinopiroxênio com o aumento do grau de fusão (ISHIWATARI, 2001).

Nos tipos harzburgíticos, a enstatita é o piroxênio dominante, com clinopiroxênio subordinado. Os minerais mais abundantes são olivina, ortopiroxênio, plagioclásio, clinopiroxênio e cromita.

Nos tipos lherzolíticos, o clinopiroxênio geralmente é mais abundante que o ortopiroxênio enstatítico. Os minerais mais abundantes são olivina, clinopiroxênio, ortopiroxênio, espinélio, plagioclásio, granada, pargasita e flogopita.

Segundo LOUBET *et al.*, (1975, *apud* ABRAM, 1993) os peridotitos alpinos, tanto harzburgíticos quanto lherzolíticos, são caracterizados por vários graus de empobrecimento em ETRL (Ce varia de 1,2 a 0,02 vezes condrito) e uma pequena variação nas ETRP (Yb varia de 1,4 a 2,2 vezes condrito).

DILEK (2003, *apud* QUEIROGA, 2010), propõe um esquema classificatório, que considera sete tipos específicos de ofiolitos, levando-se em consideração os ambientes tectônicos de geração e os mecanismos de posicionamento dos mesmos em diferentes tipos de cinturões orogênicos (*e.g.* colisional *versus* acrecionário). QUEIROGA (2010) relacionou estes sete tipos de ofiolitos com outras classificações existentes, além de apresentar os principais exemplo de cada um deles (Quadro 2.3).

Segundo NALDRETT & GASPARINI (1971 *apud* MELO *et al.*, 1977) as intrusões do tipo Alpino não constituem importantes depósitos de sulfeto de níquel, contendo por outro lado metalizações cromitíferas em sacos ou bolsões e os *célebres* depósitos podiformes.

2.2.5 Complexos ultramáficos do tipo Alaska

Complexos deste tipo fazem referência a uma série de corpos característicos expostos ao longo das ilhas interiores e continentais do sudeste do Alasca, inseridas no sistema de arcos tipo Alasca.

Quadro 2.5: Classificação de Ofiolitos segundo DILEK (2003, *apud* QUEIROGA, 2010). Adaptado de QUEIROGA (2010).

Tipo de Ofiolito	Outras classificações	Exemplo
Liguriano	Classe III de MIYASHIRO (1975)	Apeninos Setentrionais (região da Ligúria) e nos Alpes Ocidentais.
	Tipo-Iherzolito (LOT) de BOUDIER & NICOLAS (1985)	
	Tipo II – escamas de rochas máfica-ultramáficas associadas a um ambiente de <i>rifte</i> continental de COLEMAN (2000)	
Mediterrâneo	Classe I de MIYASHIRO (1975)	Troodos (Chipre), Kizildag (Turquia), Semail (Oman), Xigaze (Tibet) e Bay of Islands (Canadá)
	Tipo-harzburgito (HOT) e/ou harzburgito-Iherzolito (LHOT) de NICOLAS & BOUDIER (2003).	
Serrano	Classe II de MIYASHIRO (1975)	O exemplo mais representativo deste tipo é o “ofiolito de arco” (<i>arc ophiolite</i>), de idade Jurássica, exposto na porção ocidental da Serra Nevada, Califórnia. Alguns ofiolitos do Japão, Filipinas e Cuba, podem pertencer a este grupo.
	Em parte, ao tipo Cordilherano de MOORES (1982).	
Chileno	----	Pode ser comum nos Pontides (Turquia), Cáucaso Inferior e nos cinturões orogênicos Paleozóicos da Ásia Central.
Macquarie	----	Única ocorrência na Ilha Oceânica de Macquarie (Tasmânia)
Caribenho	----	Ofiolitos de idade Cretácea do Caribe (<i>e.g.</i> Costa Rica e Venezuela) e os ofiolitos do Japão (Platô Sorachi) e do Equador (Formação Piñon).
Franciscano	Em parte, ao tipo Cordilherano de MOORES (1982).	Califórnia (Complexo Franciscano), nas Ilhas Japonesas (ofiolitos de Oeyama e Yakuno) e no complexo acrescionário Ordoviciano – Devoniano da Pré-Cordilheira ocidental na Argentina.

Estes corpos correspondem a uma classe única, e sua origem ainda é contestada.

A maioria dos corpos ultramáficos tipo Alaska são pequenos e consistem basicamente de hornblenda piroxenito, porém há a ocorrência de oito corpos maiores, sendo constituídos de peridotito (McTAGGART, 1971). Quase todos os corpos estão em contato ou são cercados por gabro (Figura 2.3).

Nas margens desse zoneamento são formados por hornblendito e hornblenda piroxenitos, enquanto que o centro é formado por dunitos ou peridotitos. Olivina piroxenito forma uma zona dentro das rochas hornblêndicas ou formam uma zona marginal se estes não estão presentes. As zonas podem ser contínuas ao redor do corpo, ou descontínuas.

Os plútons ultramáficos que não estão em contato com gabro mostram pouco zoneamento e consistem em dunito ou peridotito; àqueles com corpos estreitos e descontínuos de gabro em suas margens são principalmente formados por dunito ou peridotito, mas mostram descontínuas faixas de hornblenda e cinturões ricos em

piroxênio, principalmente próximos ao gabro. Já os plútons cercados por grandes corpos de gabro são bem zoneados e tem amplos cinturões contínuos de rochas ricas em hornblenda ou piroxênio (McTAGGART, 1971).

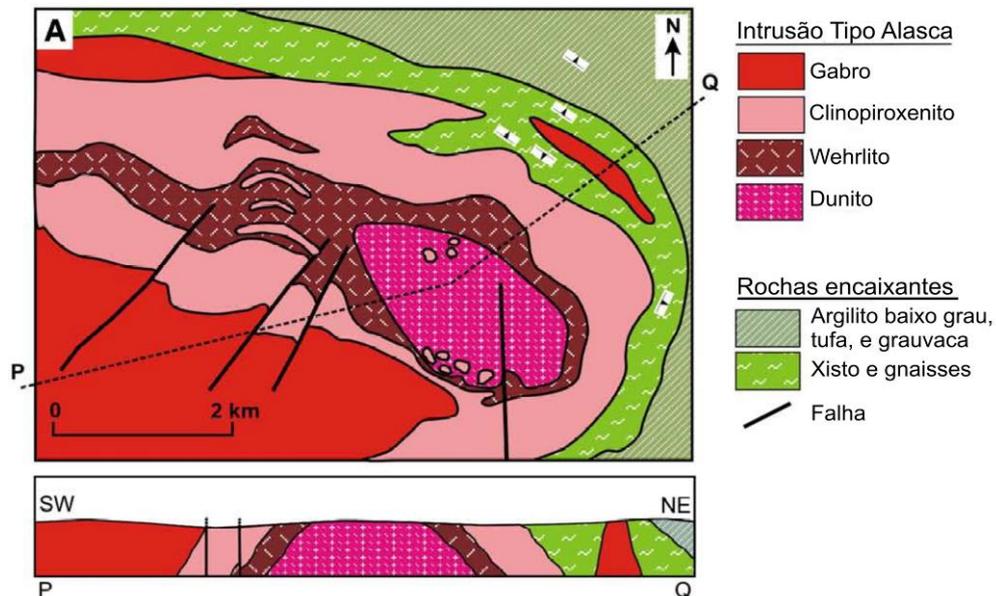


Figura 2.3: Complexo máfico-ultramáfico zonado tipo Alasca, em Union Bay, sudeste do Alasca. Dunito no centro é rodeado por wherlito, clinopiroxenito e gabro (Adaptado de EYUBOGLU *et al.*, 2010).

Estes complexos estão relacionados a zonas de subdução, e se diferem dos outros tipos na natureza cálcio-alcalina a alcalina do seu magma e, portanto, ausência de ortopiroxênio ou plagioclásio, e por ter um clinopiroxênio altamente cálcico, abundante hornblenda, cromita mais rica em ferro e magnetita, sendo que este pode apresentar concentrações que, em alguns casos são de interesse econômico. Complexos estratiformes tais como Bushveld e Stillwater estão no outro extremo do espectro. Eles têm uma elevada razão entre ortopiroxênio para clinopiroxênio normativo e cristalizam na seguinte ordem: olivina, ortopiroxênio, plagioclásio e augita.

As texturas cumuláticas e de fluxo de massa (*mushflow*) dominam, observando-se laminações lineares com estratos subparalelos a discordantes e o contato intrusivo com as rochas encaixantes é marcado por fortes auréolas termais.

Capítulo 3 - GEOLOGIA REGIONAL

O Cráton do São Francisco (CSF) (ALMEIDA, 1977) no Estado da Bahia é composto por quatro segmentos crustais que colidiram no paleoproterozoico (BARBOSA & SABATÉ, 2004): sendo eles: Bloco Jequié (mais antigo), Gavião, Serrinha e Itabuna-Salvador-Curaçá (o mais novo). A área de estudo encontra-se na porção sul-sudeste do Cráton do São Francisco, na porção oeste do Bloco Jequié, próximo à zona de sutura com o Bloco Gavião e rochas supracrustais da Sequência Vulcanossedimentar Contendas Mirante (Figura 3.1).

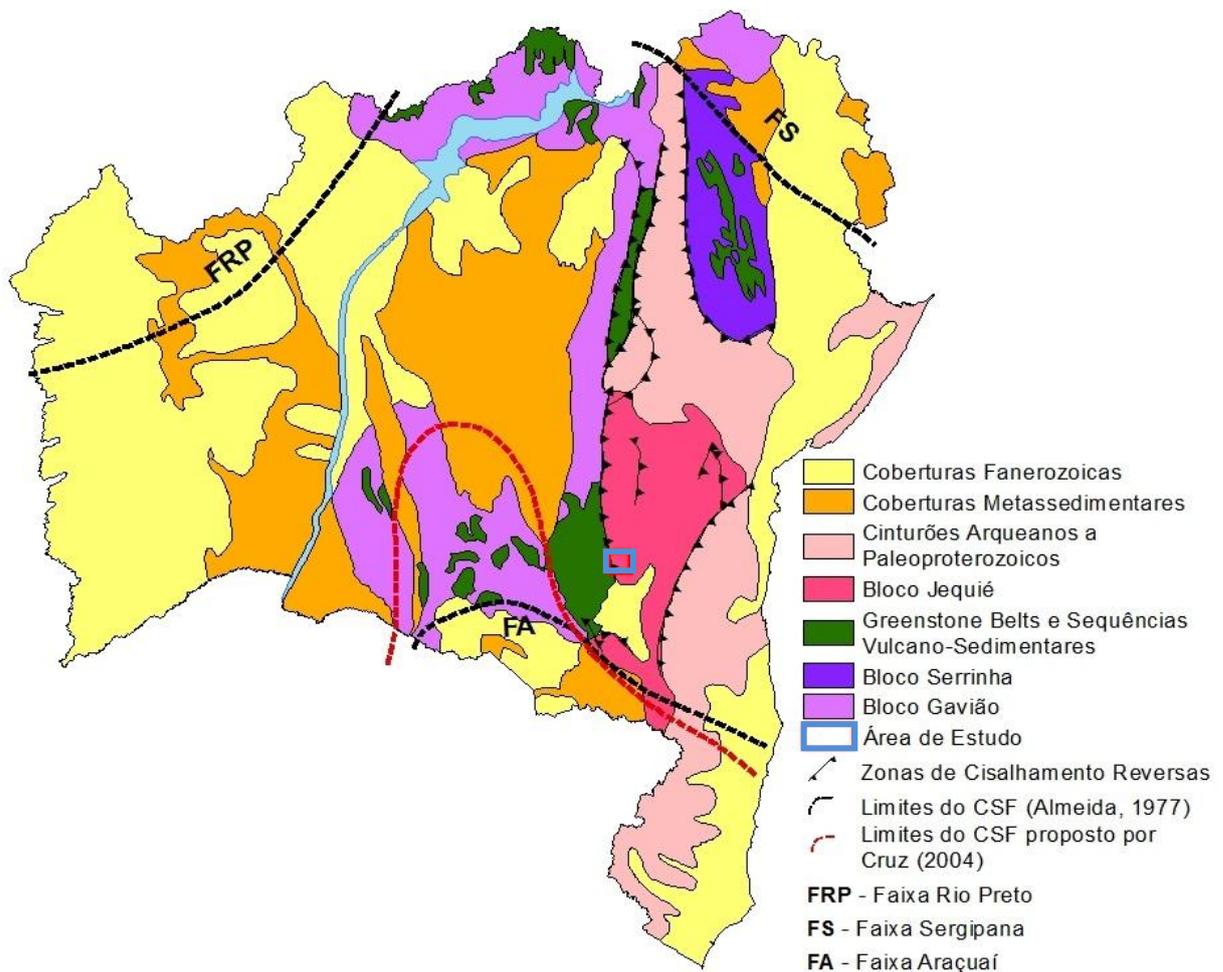


Figura 3.1: Compartimentos tectônicos e limites do Cráton do São Francisco. Adaptado de BARBOSA & SABATÉ (2004).

Os terrenos metamórficos de alto grau dessa porção do Cráton foram individualizados por BARBOSA (1986) e BARBOSA & FONTEILLES (1989) a partir de trabalhos petrológicos, geoquímicos e geocronológicos, nos 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.

Vários corpos máfico-ultramáficos encontram-se encaixados em litotipos do embasamento do Bloco Jequié constituído por terrenos metamórficos de alto grau, mais especificamente no domínio Jequié-Mutuípe que 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.

Segundo BARBOSA & SABATÉ (2004) o Bloco Gavião é composto principalmente de associações gnaiss-anfibolito e tonalito-granodiorito ortognaisses de fácies anfibolito datados em 2,8-2,9 Ga, bem como *greenstone belts*, da fácies xisto-verde. São também encontrados no Bloco Gavião dois grupos de TTGs com idades 3,4–3,2 Ga e 3,2-3,1 Ga, metamorfisados na fácies anfibolito.

A porção leste do Bloco Gavião apresenta terrenos *greenstone belts* (BASTOS LEAL, 1998) e seqüências meta-vulcanossedimentares, dentre elas a Contendas-Mirante (MARINHO *et al.*, 1979; 2009) que consiste de uma unidade vulcânica basal Arqueana sobreposta por um membro paleoproterozoico contendo *flysh* e rochas metavulcânicas que são recobertos por um membro clástico. Uma idade Rb/Sr de 2,0 Ga para o granito derivado da fusão dos metapelitos Contendas-Mirante corresponde à orogênese Paleoproterozoica (2,14-1,94 Ga; TEIXEIRA *et al.*, 2000, *apud* SÁ *et al.*, 2005). A seqüência Contendas-Mirante foi deformada pela colisão dos blocos Gavião e Jequié durante a orogenia Paleoproterozoica e agora está localizada ao longo de parte do lineamento principal Contendas-Jacobina (TEIXEIRA *et al.*, 2000, *apud* SÁ *et al.*, 2005).

O CSF abriga uma grande variedade de terrenos formados durante o arqueano e o paleoproterozoico, bem como coberturas sedimentares e metassedimentares com magmatismo máfico associado. Neste contexto, destacam-se como principais unidades de rochas máficas e ultramáficas do Estado (Figura 3.2), aquelas associadas às seqüências vulcanossedimentares arqueanas e paleoproterozoicas do tipo "*greenstone belts*" (ex: Umburanas, Brumado, Ibitira-Ubiraçaba, Mundo Novo, entre outras), as unidades litológicas representadas por diques e "*sills*" máficos (ex: Chapada Diamantina, Espinhaço Setentrional, Rio

Jacaré, Serra de Jacobina, dentre outros) e complexos máficos – ultramáficos (ex: Campo Alegre de Lourdes, Curaçá, Mirabela, etc.)

ABRAM (1993) apontou que poderiam haver novos corpos máfico-ultramáficos mineralizados, que se encontram alinhados com o Corpo Máfico-Ultramáfico da Fazenda Mirabela (CFM) (Figura 3.3), porém na época, estudos de detalhe não foram realizados nestes corpos, não permitindo uma correlação petrográfica, geoquímica e tipológica com o CFM, mas apenas geográfica.

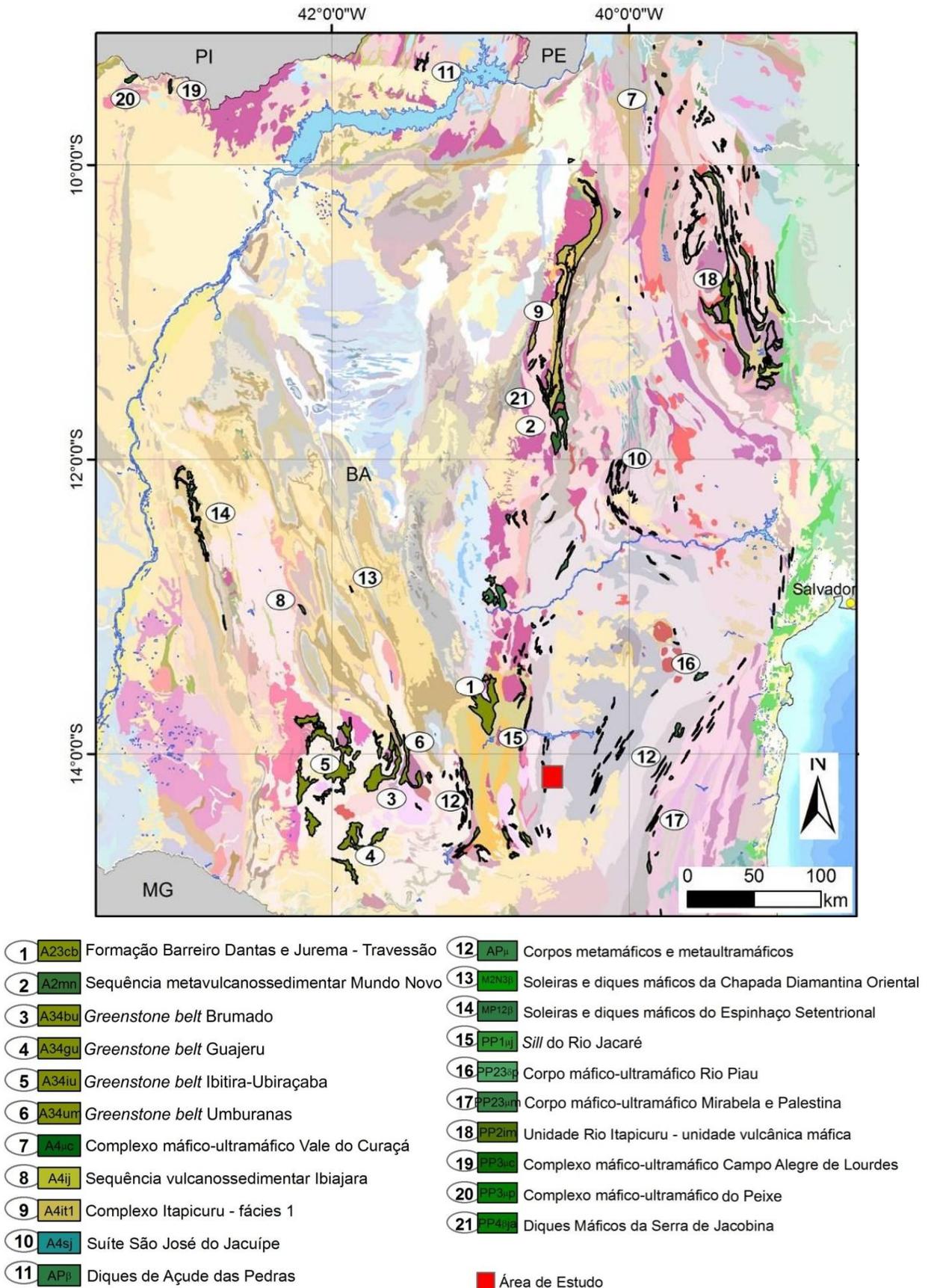


Figura 3.2: Mapa Geológico Simplificado do Estado da Bahia, com destaque (tons de verde) para algumas das principais rochas máficas e ultramáficas do estado. Modificado de CPRM (2003).

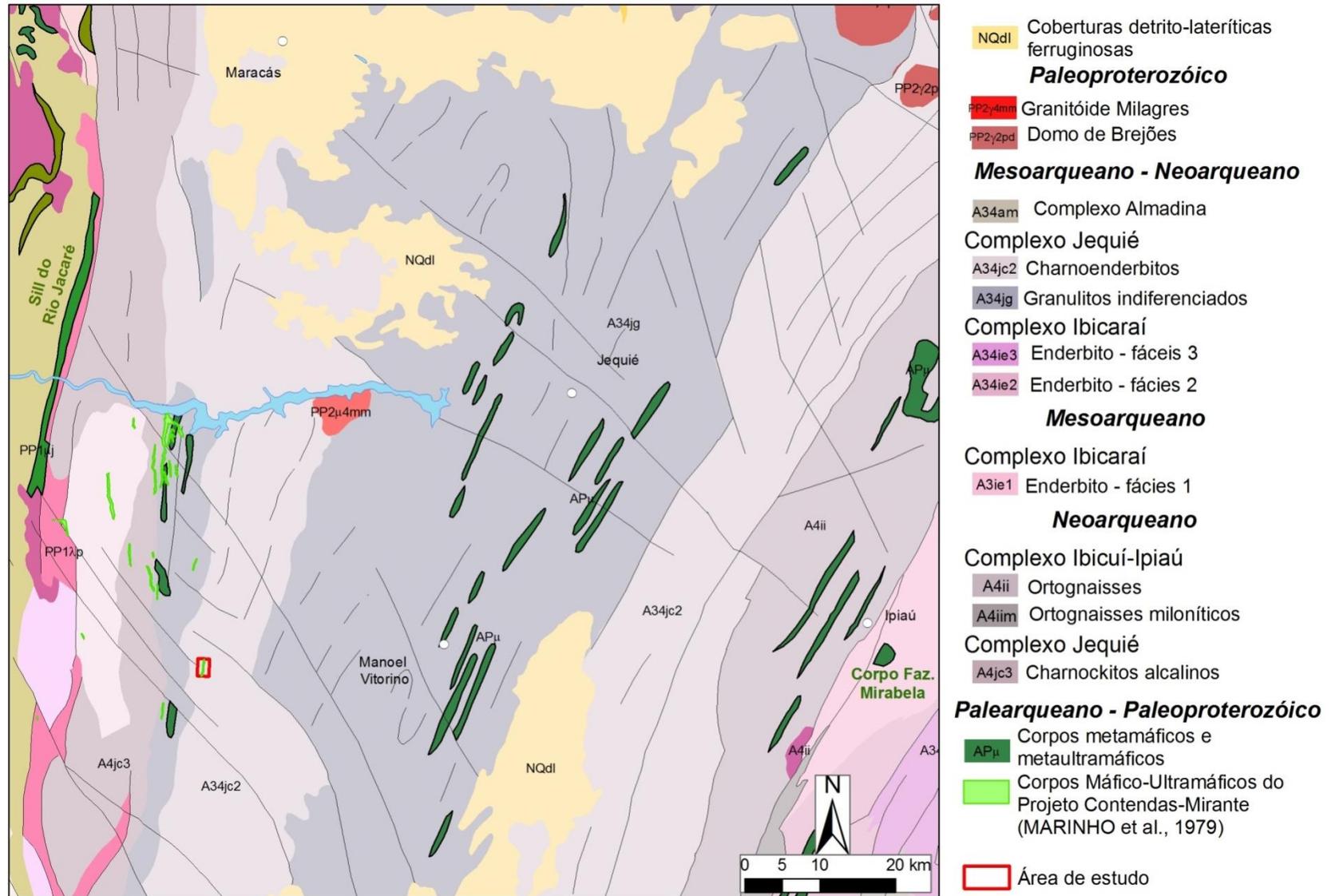


Figura 3.3: Mapa Geológico Regional. Modificado de CPRM (2003).

Capítulo 4 - GEOLOGIA LOCAL

Durante as campanhas de campo do presente trabalho foram identificadas 5 unidades litológicas (granulitos, dique máfico, granitóide, rochas máficas e ultramáficas do Corpo Máfico-Ultramáfico (U-UM) de Catingal - Figura 4.1) que serão descritas a seguir:

4.1. Embasamento granulítico

O embasamento da área é composto por rochas granulíticas com estrutura bandada, apresentando bandas máficas e félsicas alternadas, que variam de poucos centímetros a metros (Fotografia 4.1). Em alguns afloramentos só foi possível observar ou as bandas máficas ou apenas as bandas félsicas.

Esta unidade litológica ocorre como afloramentos em lajedos, cortes de estrada e canais de drenagens. As rochas são de coloração cinza-esverdeada a creme-acinzentada, de granulação variando de fina a grossa, predominantemente foliadas, por vezes com intenso desenvolvimento de *augens* e sigmóides de composição quartzo, feldspato e biotita (Fotografia 4.2). São compostas de maneira geral por cristais de quartzo, plagioclásio, biotita, anfibólio, piroxênio e granada, sendo que este está mais concentrado nas porções mais félsicas e não está presente em todos os afloramentos (Fotografia 4.3).

São associadas a estas rochas, porções ou corpos de composição anfibolítica a piroxenítica, paralelos à foliação, com espessura entre 0,10 a 10 metros.

Os solos produzidos, a partir destas litologias, variam de marrom pálido a avermelhados, este último indica presença de constituintes máficos e, por vezes, manchas de coloração esverdeadas, correspondendo aos veios de epidoto observados (Fotografia 4.4). Foram encontrados também corpos pegmatóides truncando esta unidade litoestratigráfica.

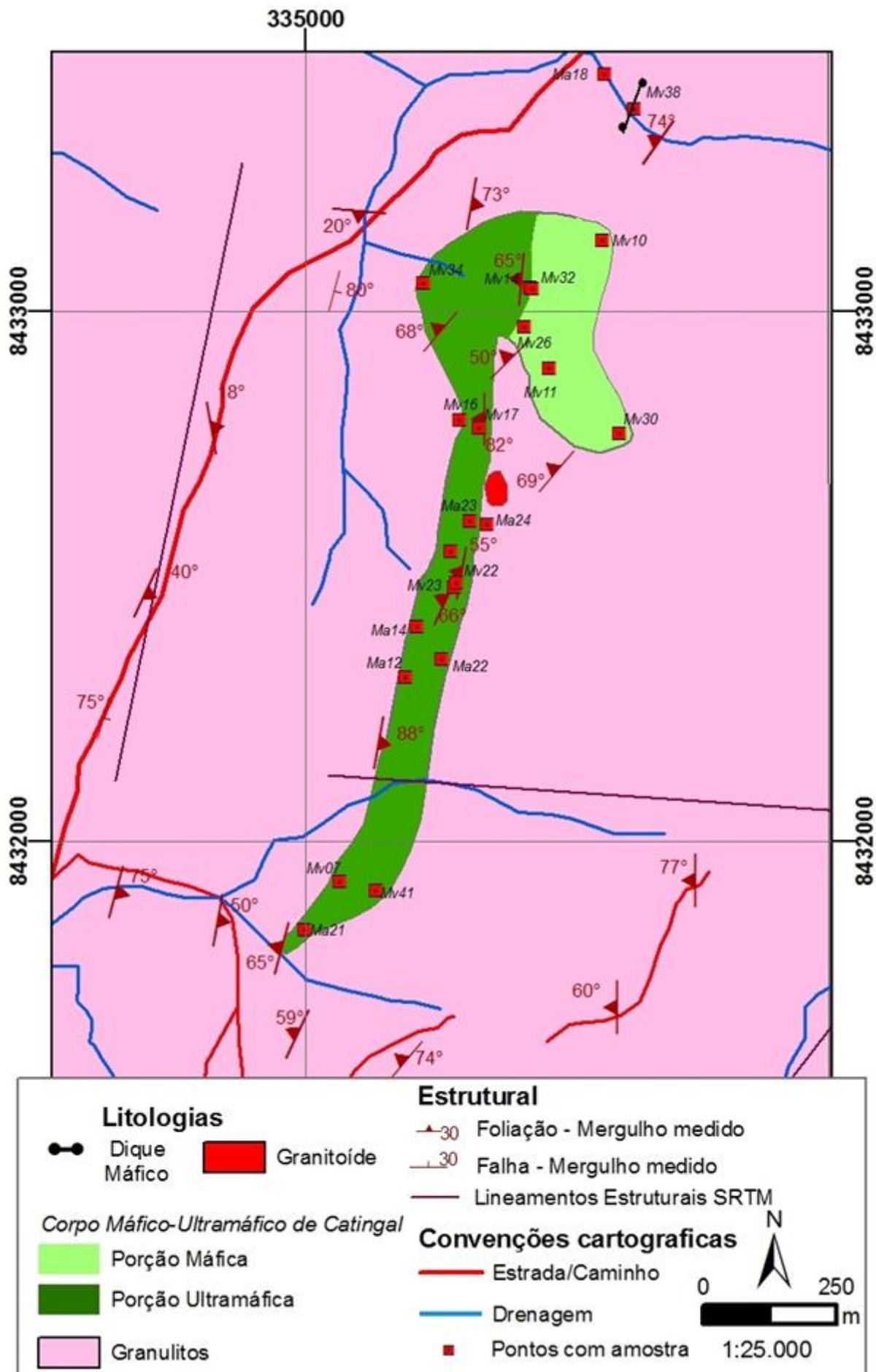
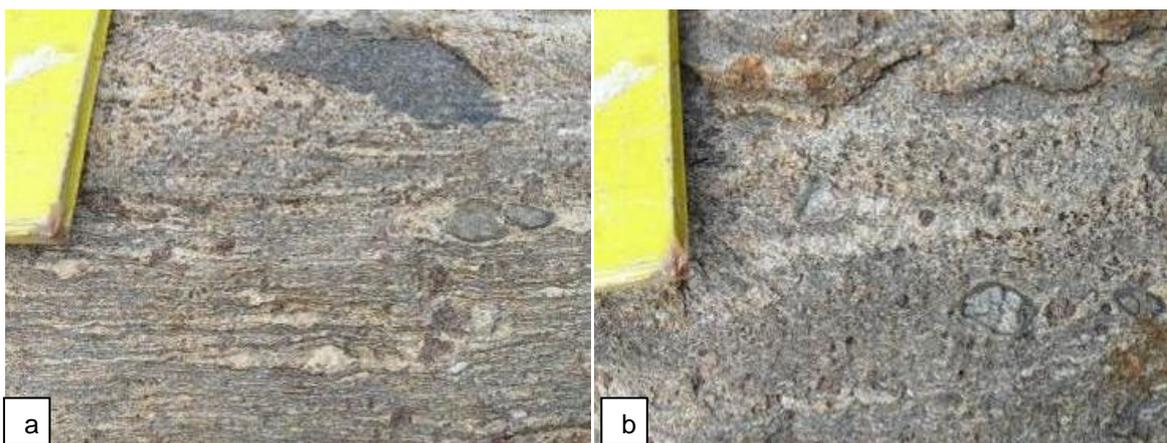


Figura 4.1: Mapa Geológico da área de estudo.



Fotografia 4.1: Afloramento do embasamento granulítico fortemente bandado. Ponto Mv39. Coordenadas UTM 8433353/0335657.



Fotografia 4.2: Embasamento granulítico com presença de (a) *augens* e (b) sigmóides. Ponto Mv09. Coordenadas UTM 8431758/335241.



Fotografia 4.3: Afloramento da porção félsica do embasamento com granada e piroxênio. Ponto Mv28. Coordenadas UTM 8432945/0335365.



Fotografia 4.4: Veio de epidoto ou epidotização do embasamento. Ponto Mv09. Coordenadas UTM 8431758/335241.

4.2. Dique Máfico

Esta unidade corta o embasamento granulítico na porção norte-nordeste da área de estudo (Figura 4.1). Ocorre como dique afanítico com 1,5 metros de espessura e apresenta direção preferencial N35E, bastante fraturado (Fotografia

4.5). Possui cor cinza escuro a verde escuro, quando são, e esverdeado a acastanhado quando alterada.



Fotografia 4.5: a) Afloramento do dique máfico; b) Detalhe do contato do dique máfico com o embasamento. Fotografia em planta. Ponto Mv38. Coordenadas UTM 8433381/0335615.

4.3. Granitóide

Esta unidade litoestratigráfica juntamente com a unidade do dique máfico representam menos de 2% da área mapeada, ocorrendo na porção centro-leste da área de estudo (Figura 4.1).

Encontra-se encaixada no embasamento granulítico, apresentando cor acinzentada, granulometria fanerítica média e fraca anisotropia. É composta por quartzo, feldspato e biotita (Fotografia 4.6).



Fotografia 4.6: Detalhe do granitóide. Ponto Mv 19. Coordenadas UTM 8432675/0335358.

4.4. Corpo máfico-ultramáfico de Catingal

Os litotipos desta unidade são encontrados na porção central da área mapeada, com aproximadamente 1,5km de comprimento, estando localizado aproximadamente no eixo de um sinclinal do embasamento granulítico (Figura 4.1). Ocorrem sob a forma de lajedos, cortes estradas, canais de drenagens, matacões *in situ* (Fotografia 4.7) e blocos rolados.



Fotografia 4.7: Afloramento da rocha máfica com evidência da escamação esferoidal. Ponto Mv30. Coordenadas 8432771/0335585.

O litotipo máfico está presente na porção NE do corpo (Figura 4.1), sendo isotrópico e apresentando granulação fina a média, composto basicamente por piroxênio, plagioclásio, biotita e minerais opacos. Nesta unidade é observada a presença de sulfetos disseminados (pirita e calcopirita - Fotografias 4.8).



Fotografia 4.8: Amostra do litotipo máfico com sulfetos (pirita e calcopirita - círculo amarelo). Ponto Mv11. Coordenadas 8432892/0335455.

O litotipo ultramáfico representa uma faixa de direção aproximadamente N-S, e encontra-se fraturado e com uma foliação vertical com direção preferencial NE-SW, evidenciada em campo pela intensidade da alteração (Fotografia 4.9). Apresenta granulação fina a média, sendo composto por piroxênio, anfibólio, olivina, plagioclásio, e minerais opacos. Em alguns pontos são observadas faixas de serpentina com até 0,5 cm de espessura, cortando todo o afloramento (Fotografia 4.10).

Nos capítulos 5 (Petrografia), 6 (Química Mineral) e 7 (Litogeoquímica) deste trabalho, será apresentado um detalhamento maior dessa unidade.



Fotografia 4.9: Rocha ultramáfica com foliação vertical. Ponto Mv23. Coordenadas 8432489/0335282.



Fotografia 4.10: Rocha ultramáfica foliada bastante alterada com faixas de serpentina. Ponto Mv41. Coordenadas 8431908/0335132.

Capítulo 5 - PETROGRAFIA

Neste capítulo será realizada a descrição petrográfica das amostras coletadas no Corpo Máfico-Ultramáfico (M-UM) de Catingal, de sua encaixante e do dique máfico intrusivo no embasamento granulítico.

As amostras analisadas permitiram a identificação de 9 litotipos, separados em 4 grupos: G1) Rochas do embasamento; G2) Dique máfico; G3) Rochas máficas do Corpo M-UM de Catingal; G4) Rochas ultramáficas do Corpo M-UM de Catingal. No Quadro 5.1 é apresentada a composição modal dos diferentes grupos analisados, que serão descritos a seguir, e na figura 5.1 a localização dos litotipos no mapa geológico.

Quadro 5.1: Composição modal das lâminas estudadas. G1-Grupo 1; G2-Grupo 2; G3-Grupo 3; G4-Grupo 4; D - Lâmina delgada; D/P-Lâmina delgada-polida. Ol-Olivina; Opx-Ortopiroxênio; Cpx-Clinopiroxênio; Anf-Anfibólio; Pl-Plagioclásio; Op-Minerais opacos; Spr-Serpentina; Bt-Biotita; Sp-Espinélio; Ap-Apatita; Qtz-Quartzo; Chl-Clorita; Ep-Epidoto; Tlc-Talco; Zr-Zircão. Abreviações segundo KRETZ (1983).

Grupo	Lâmina	Amostra	Nome da Rocha	Ol	Opx	Cpx	Anf	Pl	Op	Spr	Bt	Sp	Ap	Qtz	Chl	Chl +Ep	Tlc	Cc	Zr
G1	D/P	Mv16	Granulito máfico	-	15	22	2	40	7	-	Tr	-	Tr	2	12	-	-	-	Tr
	D	Ma18	Granulito máfico	-	23	8	-	55	4	-	Tr	-	Tr	10	-	-	-	-	-
	D	Ma24	Enderbitito	-	8	24	2	37	5	-	Tr	-	1	23	-	-	-	-	-
G2	D	Mv38	Gabronorito	-	10	45	-	30	15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
G3	D/P	Mv10	Metagabronorito	-	6	17	-	52	11	-	2	-	4	1	7	-	-	-	-
	D/P	Mv11	Metagabronorito	-	7	18	-	47	13	-	1	-	3	1	-	10	-	-	-
	D	Mv26	Metagabro	-	4	29	-	48	6	-	-	-	2	1	-	10	-	-	-
	D	Mv30	Metagabro	-	3	19	-	40	8	-	-	-	2	4	-	24	-	-	-
	D	Mv32	Metagabro	-	4	24	-	56	5	-	-	-	2	1	-	8	-	-	-
G4	D/P	Ma12	(Anf Spr) Meta-Olivina websterito (c/ Tlc)	5	48	10	10	-	7	18	-	-	-	-	-	-	2	-	-
	D/P	Ma14	(Spr Anf) Meta-Olivina websterito (c/ Tlc)	4	42	3	32	-	7	9	-	1	-	-	-	-	2	-	-
	D/P	Ma21	(Anf) Ortopiroxenito (c/ Tlc)	-	40	-	45	-	10	-	-	-	-	-	-	-	5	-	-
	D/P	Ma22	(Spr) Meta-Olivina websterito (c/ Tlc e Anf)	13	42	6	3	-	6	22	-	4	-	-	-	-	4	Tr	-
	D	Ma23	(Tlc Anf) Metawebsterito	-	15	8	42	-	10	-	-	-	-	-	-	-	25	-	-
	D	Mv07	(Spr Anf) Meta-Ortopiroxenito rico em talco	1	7	1	28	-	13	9	-	-	-	-	-	-	41	-	-
	D	Mv14	(Tlc Anf) Metawebsterito	-	27	13	37	-	8	-	-	-	-	-	-	-	15	-	-
	D/P	Mv17	(Spr Anf Tlc) Metawebsterito	-	2	17	25	-	11	7	-	2	-	1	-	-	35	-	-
	D	Mv21	(Spr) Meta-Olivina websterito (c/ Tlc e Anf)	4	34	37	2	-	10	10	-	-	-	-	-	-	3	-	-
	D	Mv22	(Spr) Meta-Olivina websterito (c/ Anf e Tlc)	8	12	41	5	-	15	17	-	-	-	-	-	-	2	-	-
	D/P	Mv23	(Anf Spr) Meta-Olivina websterito	5	8	26	7	-	13	41	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	D	Mv34	(Anf) Metawebsterito	-	30	22	40	-	7	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-
D/P	Mv41	(Tlc) Meta-Ortopiroxenito rico em serpentina	-	4	-	-	-	12	74	Tr	-	-	Tr	-	-	10	-	-	

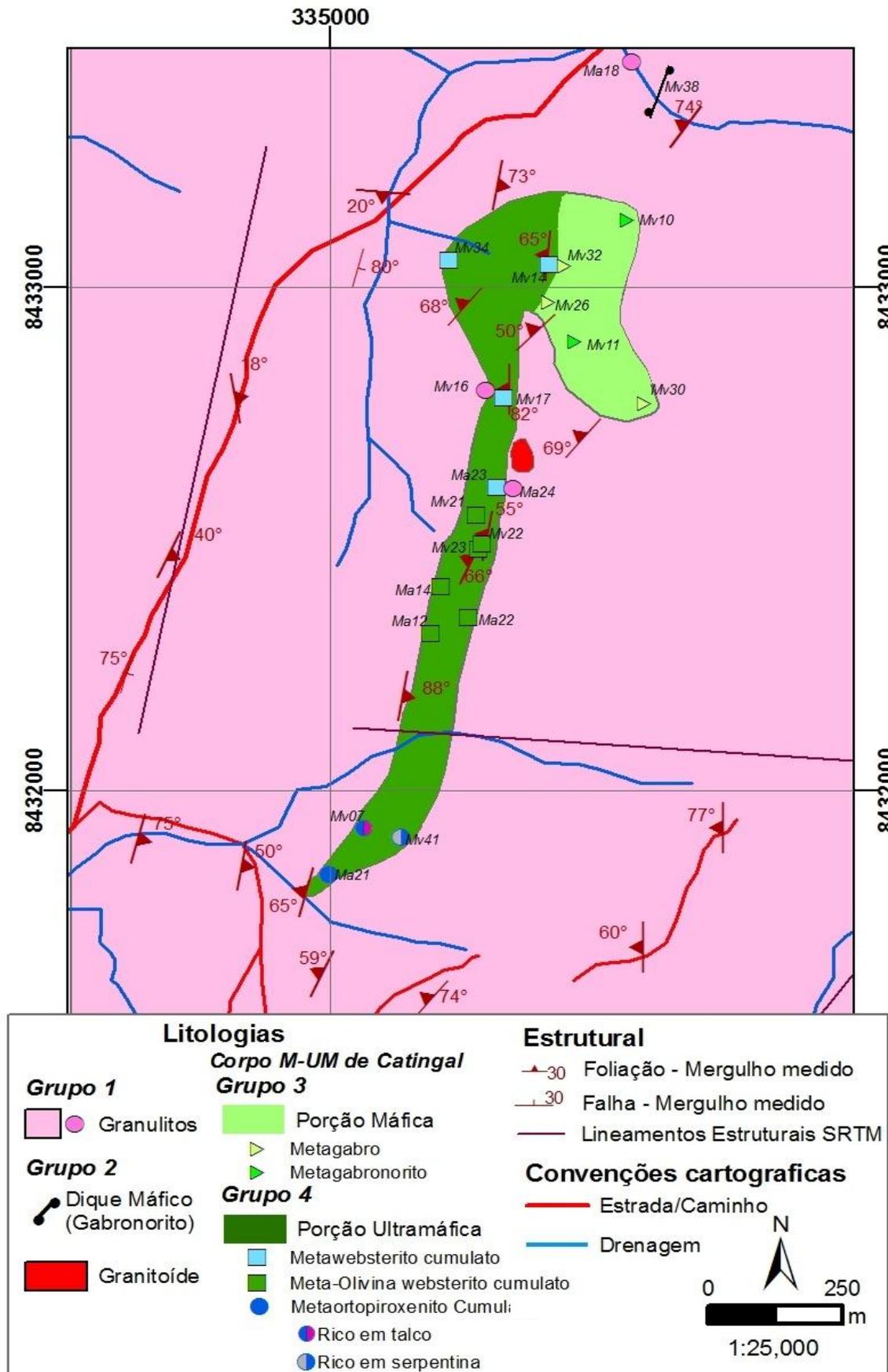


Figura 5.1: Mapa geológico da área de estudo, com as unidades identificadas na análise petrográfica.

Grupo 1: Embasamento

Este grupo é composto por granulítos félsicos (enderbitos - protólito tonalítico e máficos (protólitos quartzo gabro e gabro - Figura 5.2).

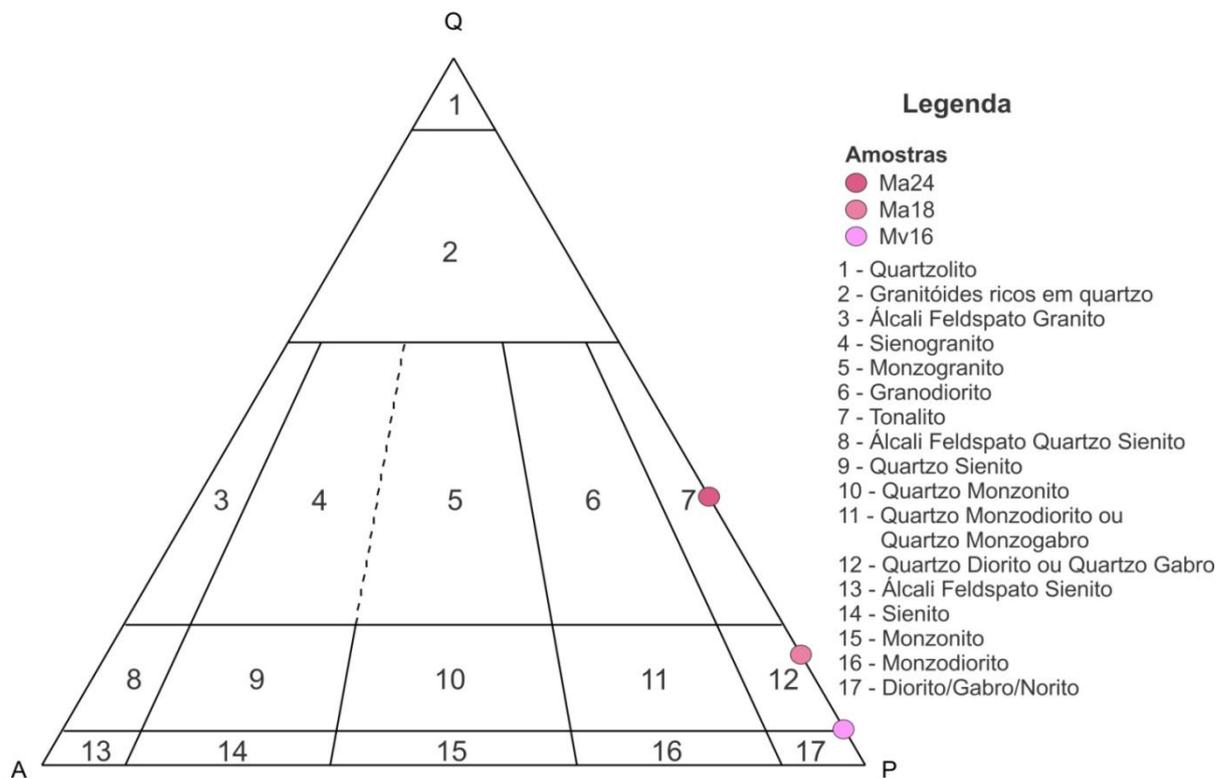
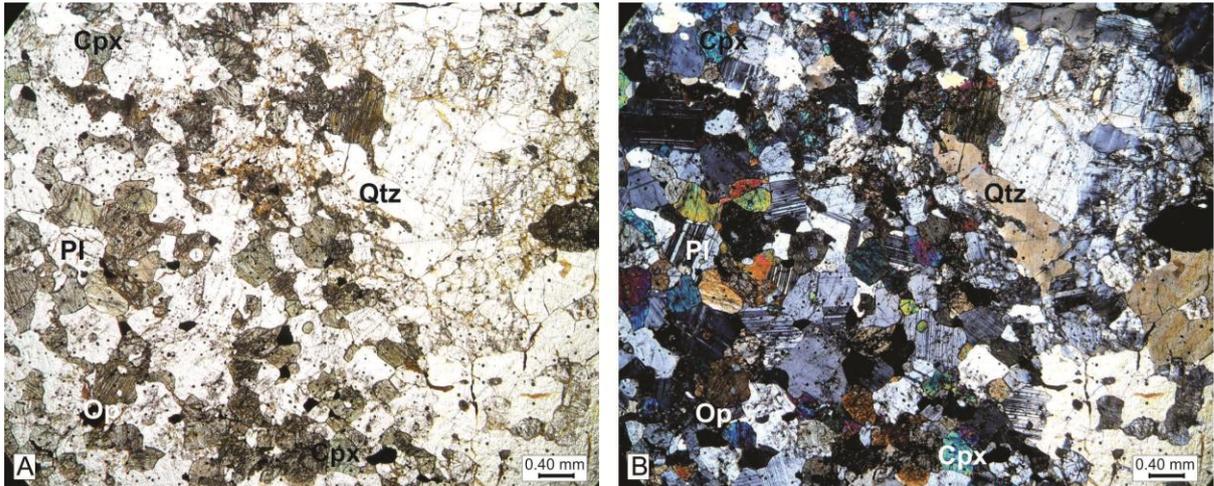
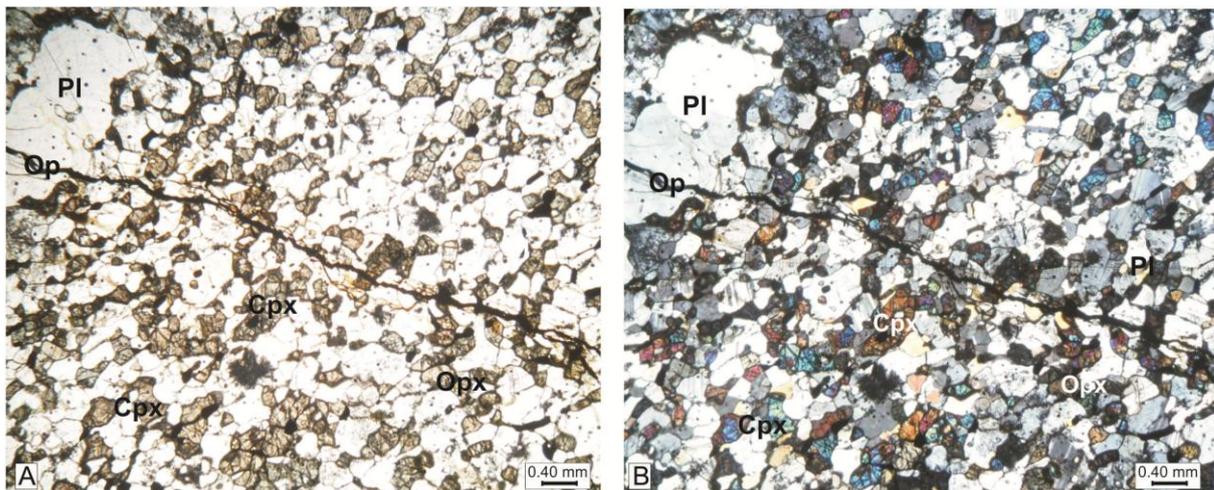


Figura 5.2: Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976) para a classificação do protólito das rochas do embasamento da área estudada.

As rochas deste grupo são caracterizadas por apresentar granulação média e as texturas inequigranular (Fotomicrografia 5.1), porfiroclástica e granoblástica granular (Fotomicrografia 5.2) e subordinadamente a textura blastopoiquilitica. Geralmente apresentam-se cortadas por veios de até 4,0mm de espessura compostos por minerais félsicos (quartzo e plagioclásio alterado) com granulação mais grossa que a rocha.



Fotomicrografia 5.1: Aspecto geral do granulito félsico (enderbita), evidenciando a textura inequigranular. Amostra Ma24. A) Sem analisador. B) Com analisador. Pl-Plagioclásio; Cpx-Clinopiroxênio; Opx-Ortopiroxênio; Op-Minerais opacos; Qtz-Quartzo. Aumento: 25x.

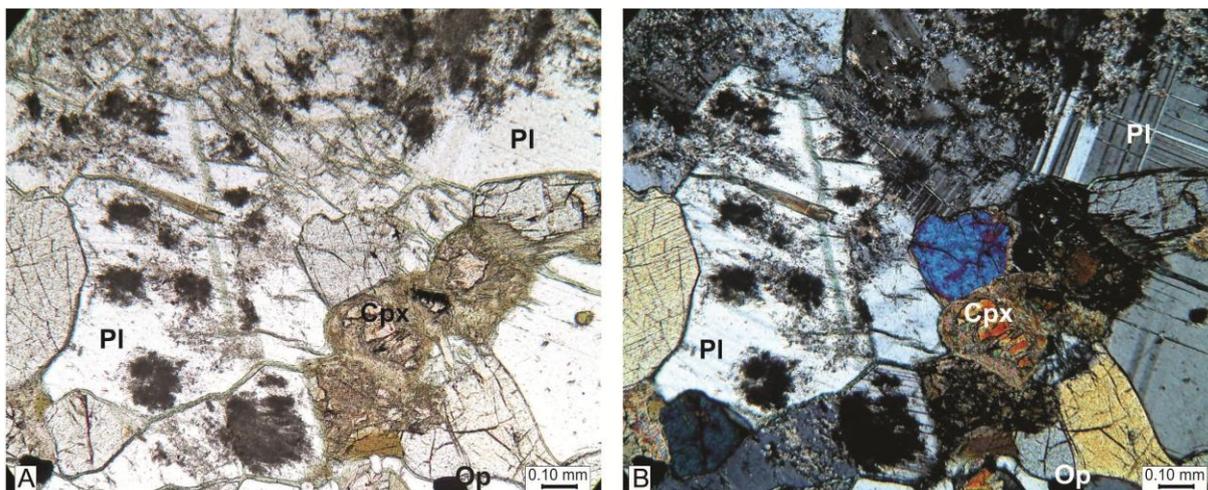


Fotomicrografia 5.2: Aspecto geral do granulito máfico, evidenciando as texturas granoblástica granular e porfiroclástica. Amostra Ma18. A) Sem analisador. B) Com analisador. Pl-Plagioclásio; Cpx-Clinopiroxênio; Opx-Ortopiroxênio; Op- Mineral opaco. Aumento: 25x.

Estes litotipos são constituídos, predominantemente, por plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, quartzo e minerais opacos. Apresentam-se como acessórios e traços anfibólio, biotita, apatita e zircão.

O plagioclásio (An_{43-48} - andesina) perfaz de 37 a 55% do volume total das rochas. Os cristais são xenoblásticos predominantemente e hipidioblásticos, com contatos retos a irregulares interlobados com plagioclásio e minerais opacos, e irregulares interlobados com piroxênio. Tamanhos variam entre 0,2 a 1,2mm, podendo variar entre 1,8 a 3,4mm caracterizando os porfiroclastos. São observadas deformações das maclas da geminação do tipo albita, albita-Carlsbad e periclina.

Apresentam alto grau de alteração do tipo saussuritização e sericitização, concentrados principalmente no centro dos cristais (Fotomicrografia 5.3).



Fotomicrografia 5.3: Processos de alteração presentes na lâmina. Plagioclásios alterados pelos processos de sericitização e saussuritização. Piroxênios alterados pelos processos de uralitização, cloritização e biotitização. Clorita preenche os espaços entre os cristais. Amostra Mv16. A) Sem analisador. B) Com analisador. PI-Plagioclásio; Cpx-Clinopiroxênio; Op-Minerais opacos. Aumento: 100x.

Os clinopiroxênios (augita e diopsídio) perfazem cerca de 8 a 24% do volume total das rochas, enquanto que os ortopiroxênios (hiperstênio) correspondem de 8 a 23%. Os cristais são subidioblásticos a xenoblásticos, com tamanhos variando de 0,2 a 1,1mm, com porfiroclasos que variam de 1,3 a 2,2mm. Alguns cristais de plagioclásio encontram-se inclusos ou parcialmente inclusos nos cristais de piroxênio como resquícios das texturas ofítica e subofítica (blastofítica e blastosubofítica). Alto grau de alteração concentrado principalmente nas bordas e nos planos de fraturas e clivagens. As alterações foram geradas pelos processos de uralitização, cloritização e biotitização (Fotomicrografia 5.3).

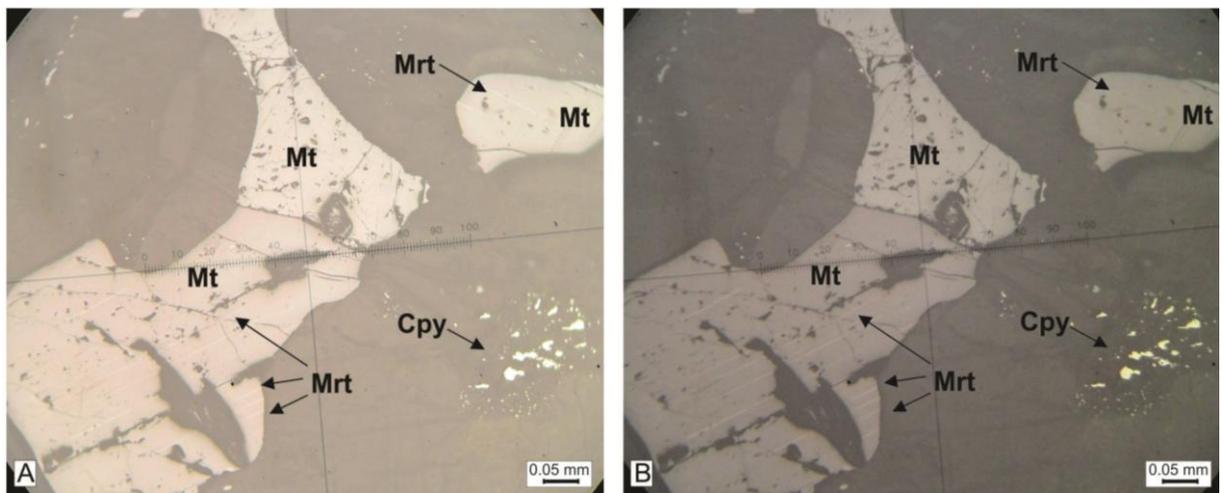
A uralitização gerou cristais xenoblásticos de actinolita pseudomorfa (uralita - LEAKE *et al.*, 1991) de pleocroísmo de verde a marrom esverdeado, com tamanhos de até 0,8mm, que substitui parcialmente os piroxênios, a partir das bordas.

A clorita ocorre tanto como produto da cloritização como preenchendo os espaços entre os cristais (similar a um intercumulus para as rochas cumuláticas) (Fotomicrografia 5.3 e 5.6). Às vezes corta cristais de plagioclásio e piroxênios, sendo que a maior concentração está associada com a maior alteração de plagioclásio.

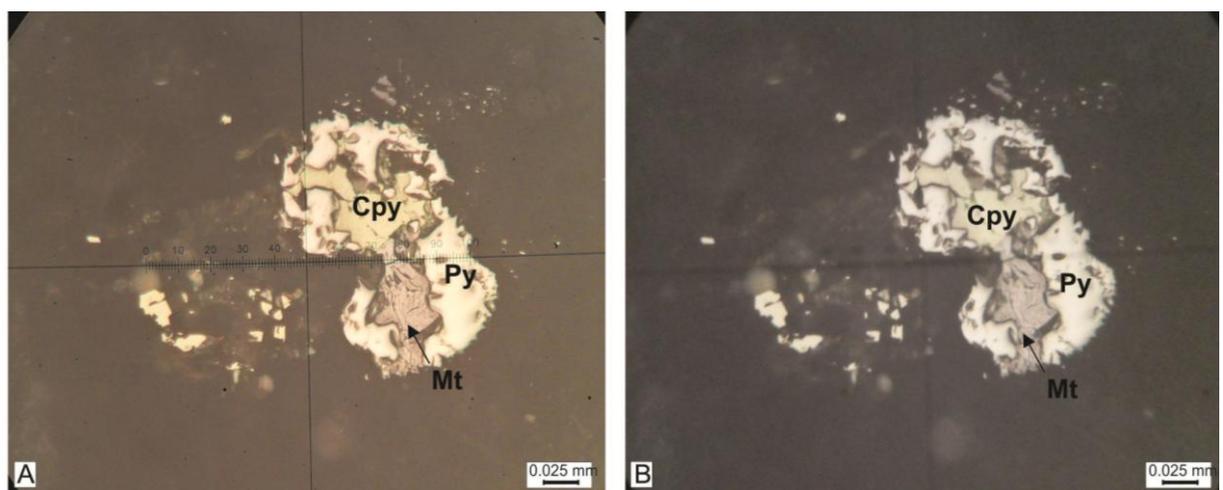
O produto da biotitização são cristais subidioblásticos a xenoblásticos, cristais idioblásticos são raros. Tamanhos variam de 0,06 a 0,4mm.

Os minerais opacos (4 a 7%), apresentam-se como cristais subidioblásticos a xenoblásticos, raros cristais idioblásticos e preenchendo clivagens e fraturas nos cristais de piroxênio mais alterados. Os tamanhos variam de 0,1 a 1,6 mm.

A análise calcográfica permitiu a identificação de magnetita e martita (ex-solução de hematita) (Fotomicrografia 5.4), e subordinadamente pirita e calcopirita (Fotomicrografia 5.5).



Fotomicrografia 5.4: Cristais de calcopirita, magnetita e martita, identificados na análise calcográfica. Amostra Mv16. Luz refletida. A) Sem analisador. B) Com analisador. Mt-Magnetita; Mrt-Martita; Cpy-Calcopirita. Aumento: 200x.

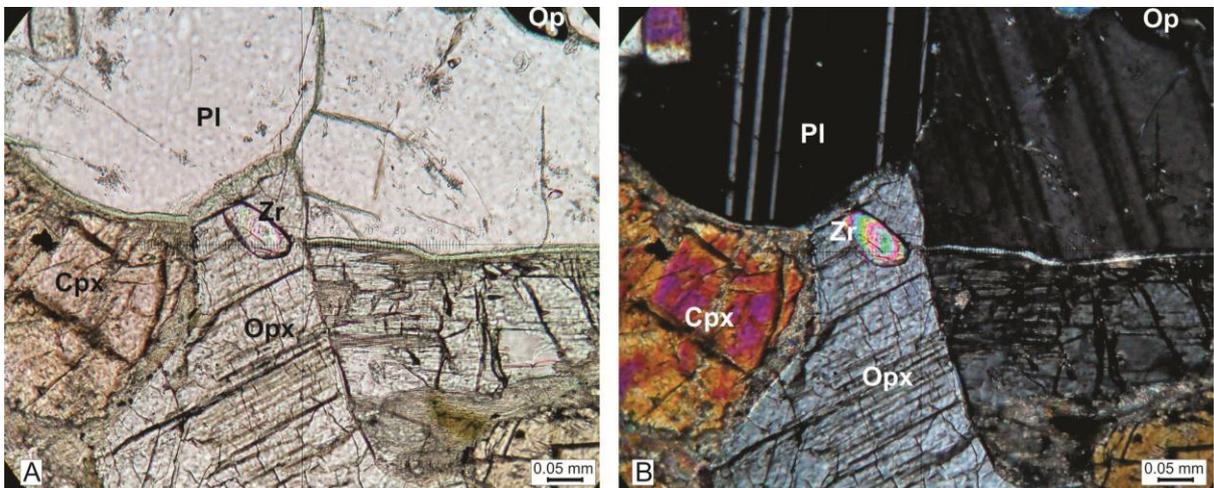


Fotomicrografia 5.5: Cristais de pirita com centro de calcopirita e magnetita, identificados na análise calcográfica. Amostra Mv16. Luz refletida. A) Sem analisador. B) Com analisador. Mt-Magnetita; Py-Pirita; Cpy-Calcopirita. Aumento: 500x.

A apatita ocorre dispersa na rocha, geralmente inclusa no plagioclásio e piroxênios. Os cristais são idioblásticos (prismáticos) a xenoblásticos, com tamanhos que variam de 0,05 a 0,1mm.

O quartzo presente tanto na matriz quanto nos veios que cortam as rochas, são xenoblásticos e ora apresentam-se estirados. Possuem tamanhos que variam de 0,8 a 4,8mm, exibindo extinção ondulante. Alguns cristais apresentam pequenas inclusões.

Os zircões (Fotomicrografia 5.6) são cristais xenoblásticos (arredondados) com tamanhos de até 0,05mm, estando inclusos no plagioclásio e piroxênio.



Fotomicrografia 5.6: Cristal de zircão incluído no ortopiroxênio. Amostra Mv16. A) Sem analisador. B) Com analisador. Pl-Plagioclásio; Cpx-Clinopiroxênio; Opx-Ortopiroxênio; Op-Minerais opacos; Chl-Clorita; Zr-Zircão. Aumento: 200x.

Grupo 2: Dique Máfico

Corresponde a um gabronorito (Figura 5.3), caracterizado por apresentar uma granulação fina sendo holocristalino, com texturas porfirítica (Fotomicrografia 5.7), ofítica, subofítica e intergranular.

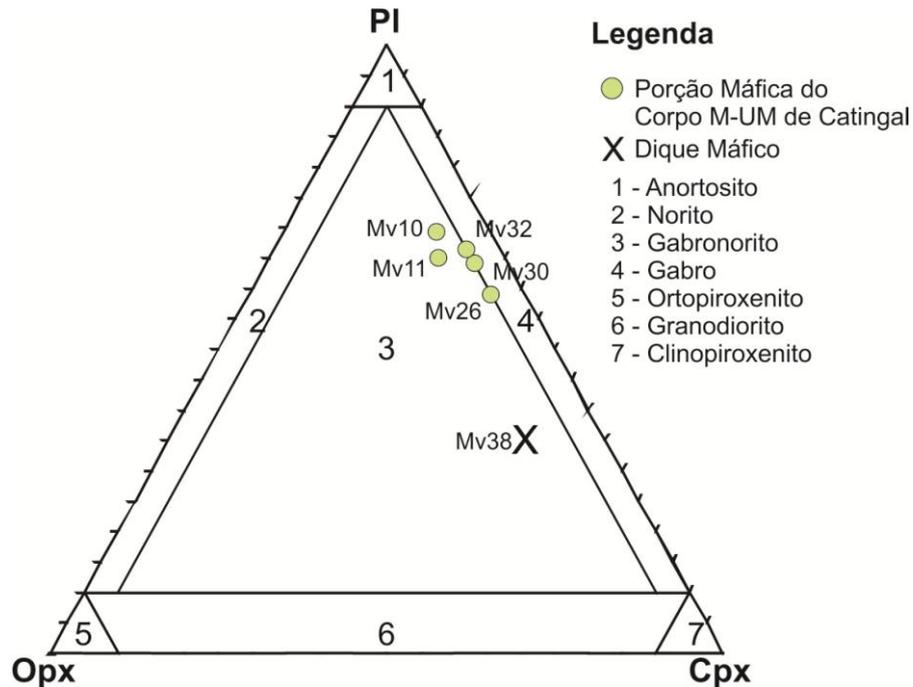
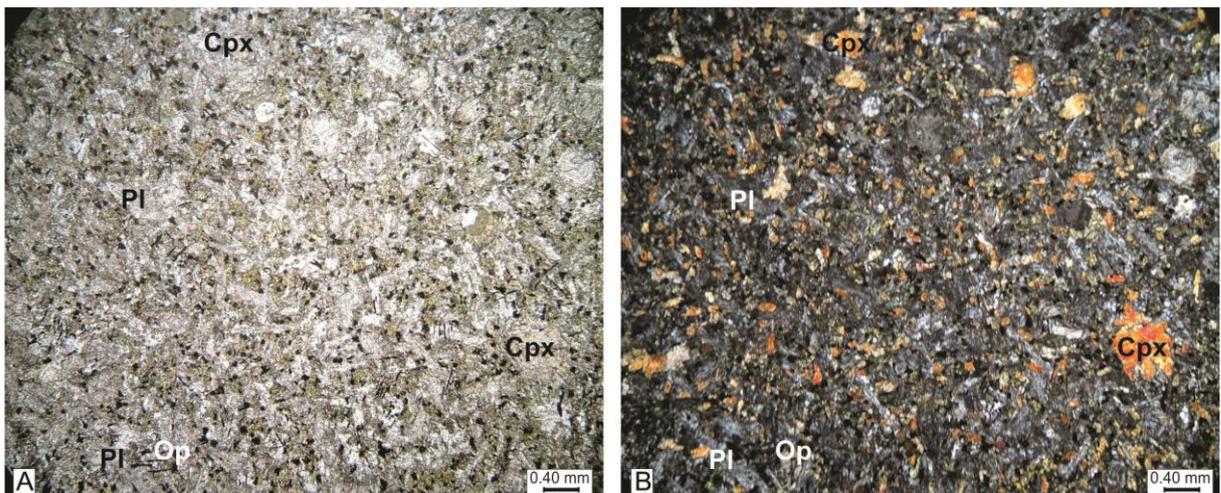


Figura 5.3: Diagrama PI-Cpx-Opx (STRECKEISEN, 1976), para a classificação do dique máfico e das rochas da porção máfica do corpo de M-UM de Catingal.



Fotomicrografia 5.7: Aspecto geral da lâmina, evidenciando a textura porfirítica. Amostra Mv38. A) Sem analisador. B) Com analisador. PI-Plagioclásio; Cpx-Clinopiroxênio; Op-Minerais opacos. Aumento: 25x.

Apresenta-se com alto grau de alteração, sendo formada por plagioclásio, piroxênios e minerais opacos.

Os clinopiroxênios (augita) correspondem a 45% do volume total da rocha, enquanto que os ortopiroxênios (hiperstênio) a 10%. Os cristais são subédricos a anédricos, bastante fraturados, com contatos retos a curvos com piroxênios e plagioclásios. Os fenocristais possuem tamanhos de 0,9mm, numa matriz de cristais

com tamanhos variando de 0,1 a 0,4mm. Estão presentes processos de cloritização associada com epidoto, concentrado nas bordas dos cristais de piroxênios.

Os plagioclásios (30%) estão bastante alterados pelos processos de saussuritização e sericitização, não sendo possível a determinação do teor de anortita pelo Método Michel-Levi (KERR, 1959). Nos raros cristais que apresentavam porções preservadas, foi possível observar as geminações albita e Carlsbad. Apresentam contatos retos a curvos com os piroxênios e curvos com outros plagioclásios. Os tamanhos variam de 0,3 a 0,9mm.

Os minerais opacos (15%) apresentam cristais subédricos a anédricos, com predominância de cristais alongados. Contatos retos a curvos com os plagioclásios e piroxênios, estando os minerais opacos, parcialmente inclusos ou principalmente entre o contato/ bordas alteradas desses cristais. Os tamanhos variam de 0,01 a 0,1mm. Alguns cristais apresentam bordas de esfero/titanita, formando a textura coroa de reação.

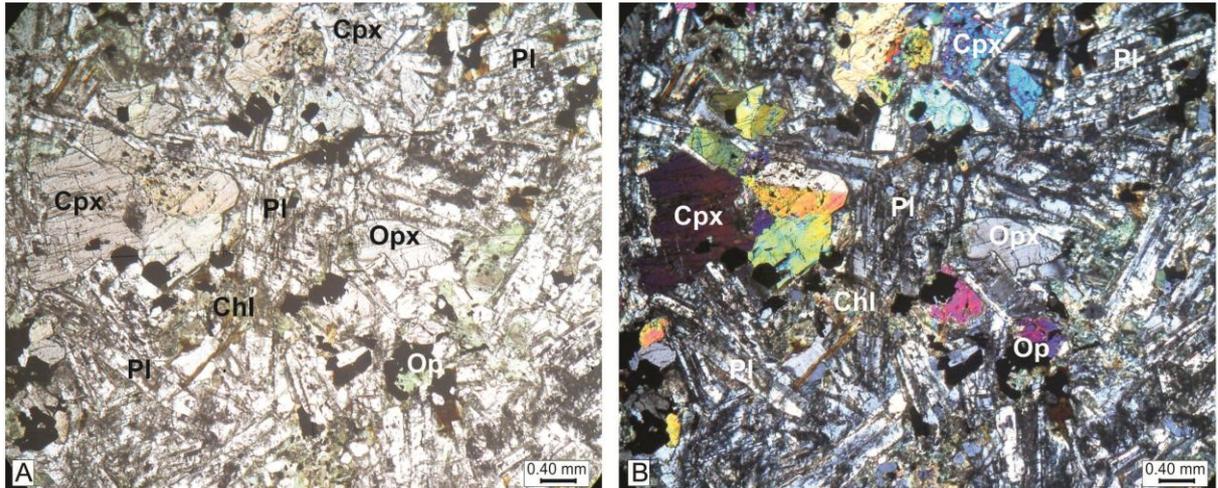
Grupo 3: Porção Máfica do Corpo M-UM de Catingal

As rochas deste grupo preservam as texturas ígneas primárias, sendo denominadas de meta-máficas. De acordo com o diagrama de STRECKEISEN (1976) estas rochas são classificadas como gabros e gabronoritos (Figura 5.3).

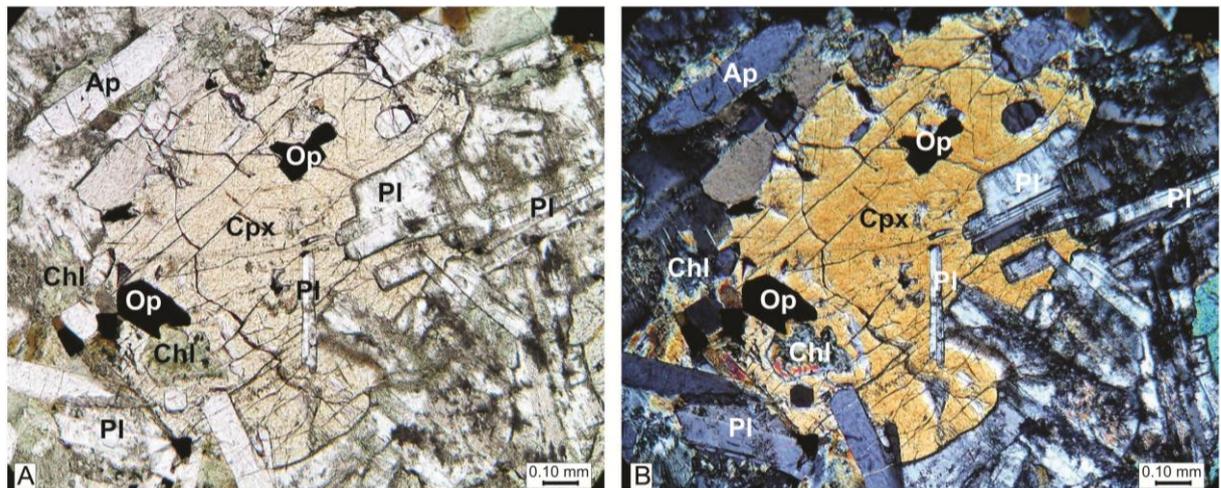
Apresentam de maneira geral granulação média, texturas blasto-intergranular (Fotomicrografia 5.8), blastofítica e blasto-subofítica (Fotomicrografia 5.9). São rochas constituídas essencialmente por plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, minerais opacos. Apatita e quartzo ocorrem como minerais traço, e clorita e epidoto como minerais secundários.

a) Metagabros

O plagioclásio (40 a 56%) possui elevado grau de alteração pelos processos de saussuritização e sericitização, onde os cristais preservam apenas as formas subidiomórficas a xenomórficas (Fotomicrografia 5.10), não sendo possível calcular o teor de anortita pelo Método Michel-Levi (KERR, 1959). Tamanhos variam de 0,1 a 1,4mm. Em alguns cristais foi possível observar a geminação albita e albita-Carlsbad.



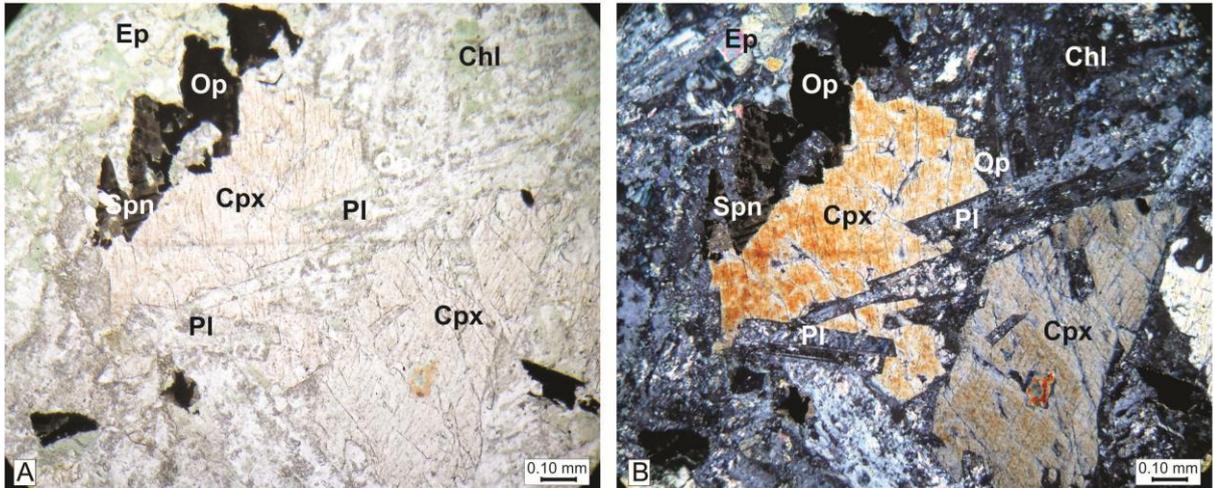
Fotomicrografia 5.8: Aspecto geral da lâmina, com cristais de plagioclásio alterados e textura blasto-intergranular. Amostra Mv10. A) Sem analisador. B) Com analisador. PI-Plagioclásio; Chl-Clorita; Cpx-Clinopiroxênio; Opx-Ortopiroxênio; Op-Minerais opacos. Aumento 25x.



Fotomicrografia 5.9: Texturas blastofíticas e blasto-subofíticas, além da apatita como mineral traço e clorita como mineral secundário. Amostra Mv26. A) Sem analisador. B) Com analisador. PI-Plagioclásio; Chl-Clorita; Cpx-Clinopiroxênio; Spn-Esfeno/titanita; Op-Minerais opacos. Aumento 100x.

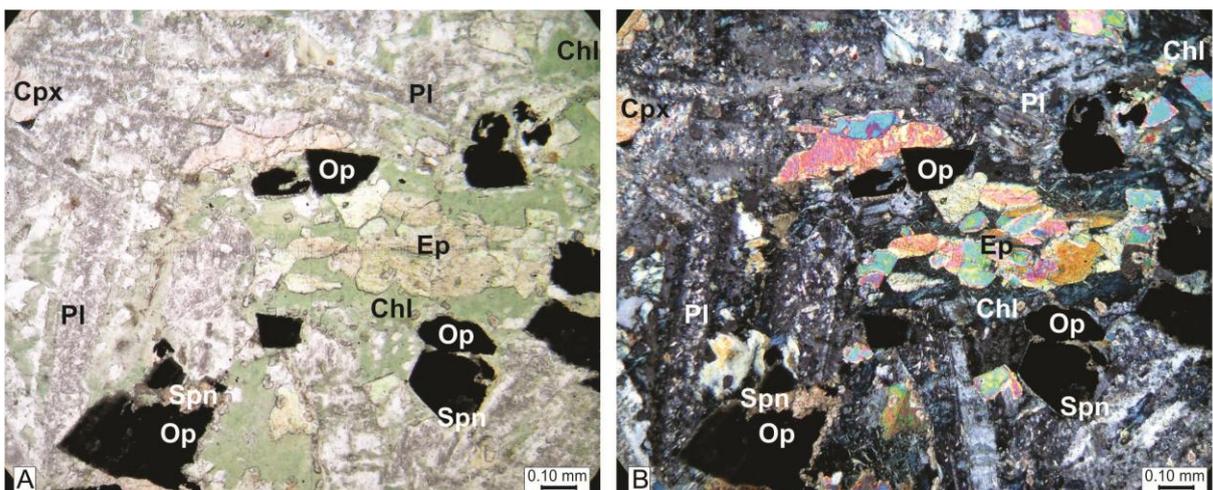
O clinopiroxênio (19 a 29% - augita) e ortopiroxênio (3 a 4% - hiperstênio) possuem cristais com formas xenomórficas a subidiomórficas e tamanhos que variam de 0,2 a 1,7mm. Os cristais apresentam centros preservados, do processo de uralitização e cloritização. Contatos retos com piroxênio e retos a irregulares interlobados com plagioclásios e minerais opacos e massa de clorita e epidoto.

Os cristais de clorita e epidoto (10 a 24%) ocorrem sempre associados (Fotomicrografia 5.11), formando massas xenomórficas. Em algumas porções o epidoto encontra-se no centro da massa de clorita. As concentrações chegam até 2,2mm.



Fotomicrografia 5.10: Cristais de plagioclásio fortemente alterados pelos processos de saussuritização e sericitização, preservando apenas a forma dos mesmos. Presença de cristais de minerais opacos com coroa de reação de esfeno/titanita. Amostra Mv26. A) Sem analisador. B) Com analisador. PI-Plagioclásio; Chl-Clorita; Ep-Epidoto; Cpx-Clinopiroxênio; Spn-Esfeno/titanita; Op-Minerais opacos. Aumento 100x.

Os minerais opacos (5 a 8%) possuem cristais subidiomórficos predominantes, e alguns cristais xenomórficos possuindo formas muito irregulares amebóides, como produtos de alteração. Contatos retos a irregulares interlobados com plagioclásios, piroxênios e irregulares amebóides com clorita e epidoto. Tamanhos variam de 0,03 a 2,0mm. Apresenta a textura de coroa de reação com o esfeno/titanita (Fotomicrografia 5.10 e 5.11), observado principalmente nos cristais maiores.



Fotomicrografia 5.11: Associação clorita+epidoto, e minerais opacos+esfeno/titanita. Amostra Mv26. A) Sem analisador. B) Com analisador. PI-Plagioclásio; Chl-Clorita; Ep-Epidoto; Cpx-Clinopiroxênio; Spn-Esfeno/titanita; Op-Minerais opacos. Aumento 100x.

A apatita (2%) apresenta em cristais idiomórficos na seção basal ou na seção longitudinal, formando prismas. Ocorre como inclusão nos cristais de piroxênios, plagioclásios, minerais opacos, além de associados com clorita e epidoto. Tamanhos variam de 0,05 a 0,6mm.

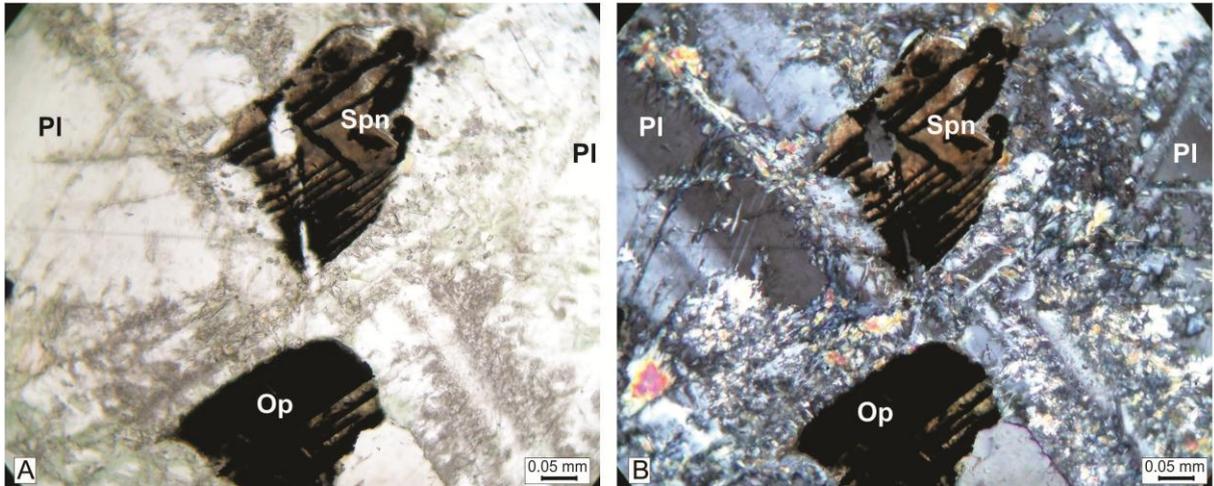
O quartzo (1 a 4%) ocorre como cristais xenomórficos, sempre em contato irregular interlobado com a massa de clorita + epidoto. Tamanhos variam de 0,1 a 0,5mm.

b) Metagabronoritos

O plagioclásio (47 a 52%) ocorre em cristais subidiomórficos, com hábito ripiforme e contatos retos a irregulares interlobados com piroxênio, minerais opacos e biotita, e contatos retos com plagioclásio. Alto grau de alteração pelos processos de saussuritização e sericitização (Fotomicrografia 5.12), não permitindo a determinação do teor de anortita pelo Método Michel-Levi (KERR, 1959). Cristais geminados segundo as leis albita, albita-Carlsbad e Carlsbad. Tamanhos variam de 0,2 a 2,3mm.

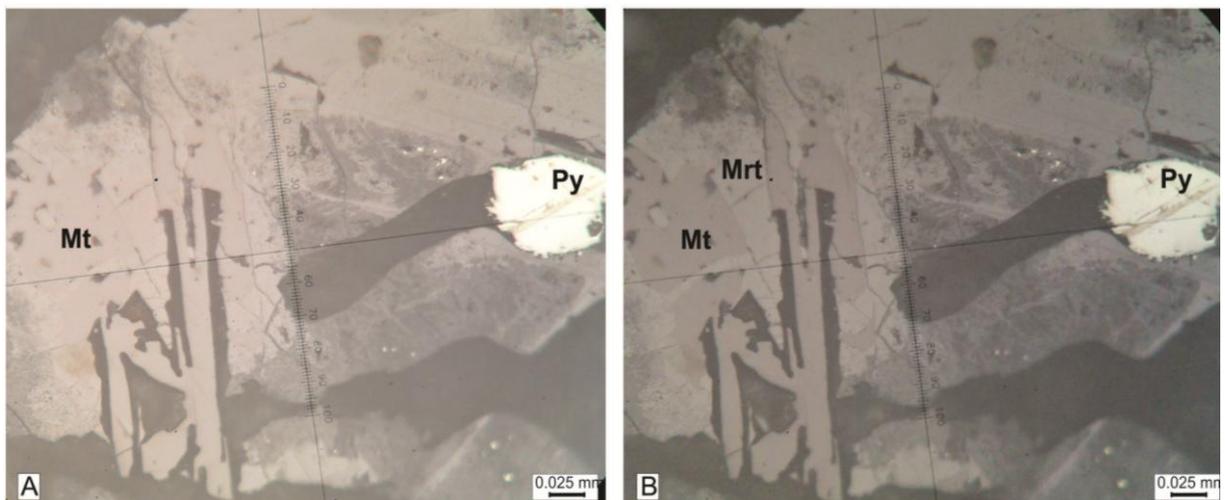
O clinopiroxênio (17 a 18% - augita) e ortopiroxênio (6 a 7% - hiperstênio) ocorrem como cristais subidiomórficos a xenomórficos, com contatos retos a irregulares interlobados com plagioclásio, piroxênio e minerais opacos. Tamanhos variam de 0,3 a 2,3mm, alguns cristais (predominantemente os maiores) apresentam inclusões de minerais opacos, apatita e massas de clorita (processo de cloritização). Alguns cristais apresentam geminação que lembra a Carlsbad.

Os minerais opacos (11 a 13%) apresentam-se em cristais subidiomórficos a xenomórficos, com tamanhos variam de 0,05 a 0,9mm. Observa-se que quanto maior o cristal mais xenomórfico e com bordas de biotita e clorita, além de formar coroa de reação com esfeno/titanita. Alguns cristais estão alongados como finas ripas e envolvidos por esfeno/titanita (Fotomicrografia 5.12). Contatos irregulares amebóides com massa de clorita e plagioclásios mais alterados e retos a irregulares interlobados com piroxênio, plagioclásio e apatita.

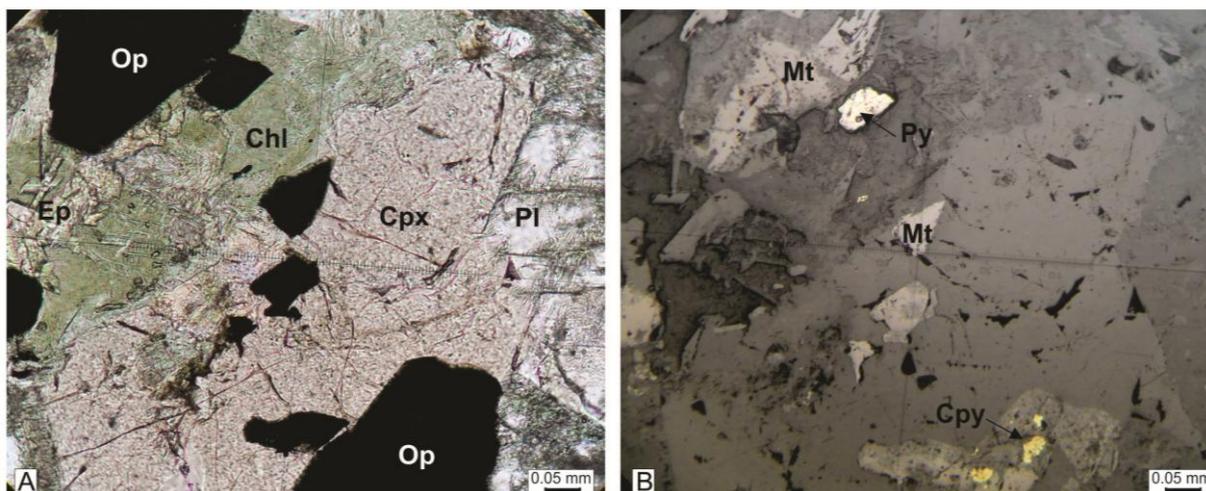


Fotomicrografia 5.12: Plagioclásios alterados (sericitização/saussuritização) e minerais opacos em ripas, com coroa de reação de esfeno/titanita. Amostra Mv11. A) Sem analisador. B) Com analisador. Pl-Plagioclásio; Chl-Clorita; Spn-Esfeno/titanita; Op-Minerais opacos. Aumento 200x.

A análise calcográfica permitiu a identificação de cristais subidiomórficos a xenomórficos de magnetita, martita (ex-solução de hematita – Fotomicrografia 5.13), pirita e calcopirita (Fotomicrografia 5.14).



Fotomicrografia 5.13: Presença de pirita no centro do cristal de magnetita martitizada. Amostra Mv10. Luz refletida. A) Sem analisador. B) Com analisador. Mt-Magnetita; Mrt-Martita; Py-Pirita. Aumento: 500x.

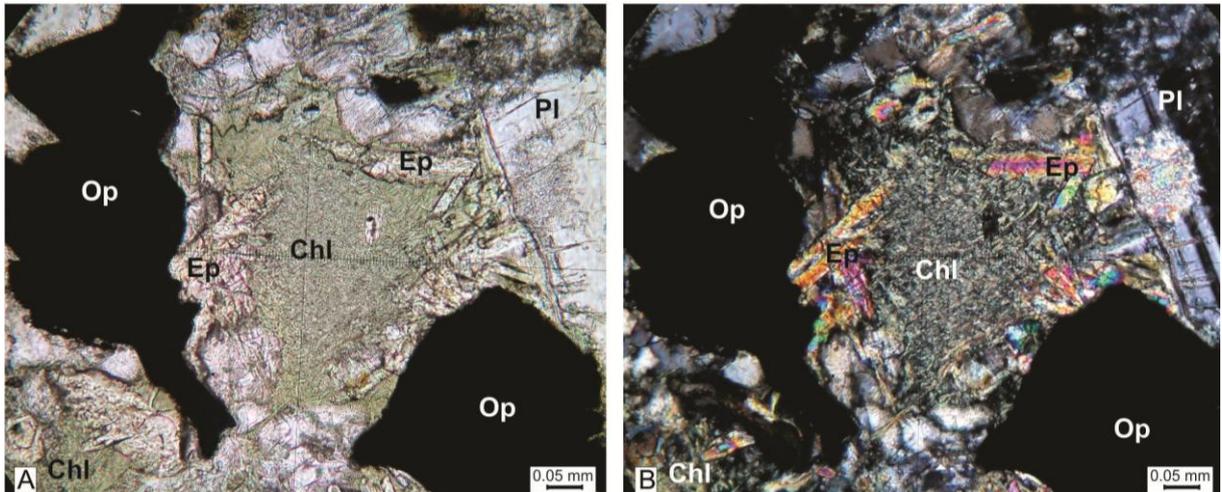


Fotomicrografia 5.14: Minerais opacos formados por magnetita, pirita e calcopirita. Amostra Mv11. A) Luz transmitida - Sem analisador. B) Luz refletida - Com analisador. Cpx- Clinopiroxênio; Pl-Plagioclásio; Chl- Clorita; Ep- Epidoto; Op-Minerais opacos; Mt-Magnetita; Cpy-Calcopirita; Py-Pirita. Aumento: 200x.

Clorita e epidoto (7 a 10%) ocorrem sempre associados (Fotomicrografia 5.15), formando massas xenomórficas, irregulares amebóides com tamanhos de até 2,0mm. Estão associados também com minerais opacos, biotita e porções mais alteradas dos cristais de plagioclásios e piroxênios. Alguns cristais de clorita encontram-se bem desenvolvidos, permitindo ver os planos de clivagem. O epidoto apresenta cristais subidiomórficos (prismáticos), geralmente inclusos ou concentrados nas bordas da massa de clorita, com tamanhos que variam de 0,05 a 0,2mm.

A apatita (3 a 4%) apresenta cristais subidiomórficos a idiomórficos (seção basal), com tamanhos que variam de 0,05 a 0,5mm. Alguns cristais encontram-se inclusos ou parcialmente inclusos nos minerais opacos, piroxênios ou no centro das alterações formadas por clorita e biotita.

A biotita (1 a 2%) apresenta um pleocroísmo de marrom avermelhado escuro a marrom pálido. Os cristais são subidiomórficos a xenomórficos. Cristais maiores (com tamanhos aproximadamente de 0,3 a 0,5mm) e com formas xenomórficas estão sempre associados com minerais opacos, no centro. Os cristais xenomórficos também se encontram associados com grandes massas de clorita. Quando subidiomórficos os cristais encontram-se associados com plagioclásio formando contatos retos a irregulares amebóides com plagioclásio. Tamanhos variam de 0,1 a 0,5mm.



Fotomicrografia 5.15: Concentração de clorita e epidoto. Amostra Mv11. A) Sem analisador. B) Com analisador. Pl-Plagioclásio; Chl-Clorita; Ep-Epidoto; Op-Minerais opacos. Aumento 200x.

O quartzo (1%) apresenta-se em cristais xenomórficos a subidiomórficos, formando contatos retos a irregulares amebóides com clorita e porções alteradas nas bordas do plagioclásio. Os tamanhos variam de 0,2 a 0,5mm, e alguns cristais apresentam pequenas inclusões.

Tanto os metagabros quanto os metagabronoritos apresentam como evidências de metamorfismo a saussuritização do plagioclásio e desenvolvimento de titanita/esfeno a partir de minerais opacos.

Grupo 4: Porção Ultramáfica do Corpo M-UM de Catingal

Em campo estas rochas eram facilmente identificadas pela foliação, porém a análise petrográfica mostrou que ainda preservavam as texturas cumuláticas primárias, sendo denominadas então como meta-ultramáficas, separadas em 03 litotipos (Figura 5.4): a) Olivina websterito; b) Websterito; e c) Ortopiroxenito, este com os subtipos: c.1) rico em talco e c.2) rico em serpentina. Estas rochas serão descritas a seguir.

Todas as rochas deste grupo sofreram intensos processos de alteração hidrotermal, caracterizados por serpentinização e talcificação, além da geração de anfibólios secundários. Foram omitidos do nome das rochas os sufixos hidrotermalizado, serpentinizado e/ou talcificado, a fim de simplificar a nomenclatura das mesmas.

As principais fases *culumus* quando presentes são olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e espinélio (fase menor). As fases *intercumulus* (pós-*cumulus*) são constituídos por clinopiroxênio, anfibólio e minerais opacos.

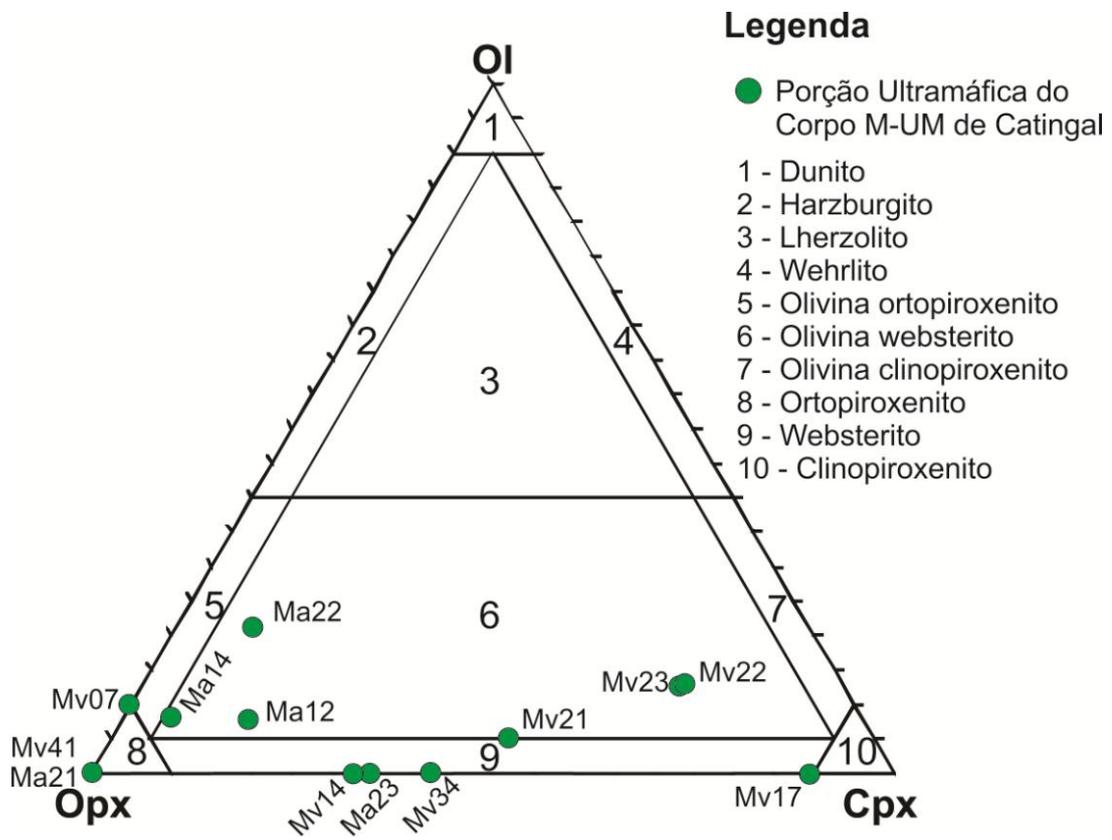
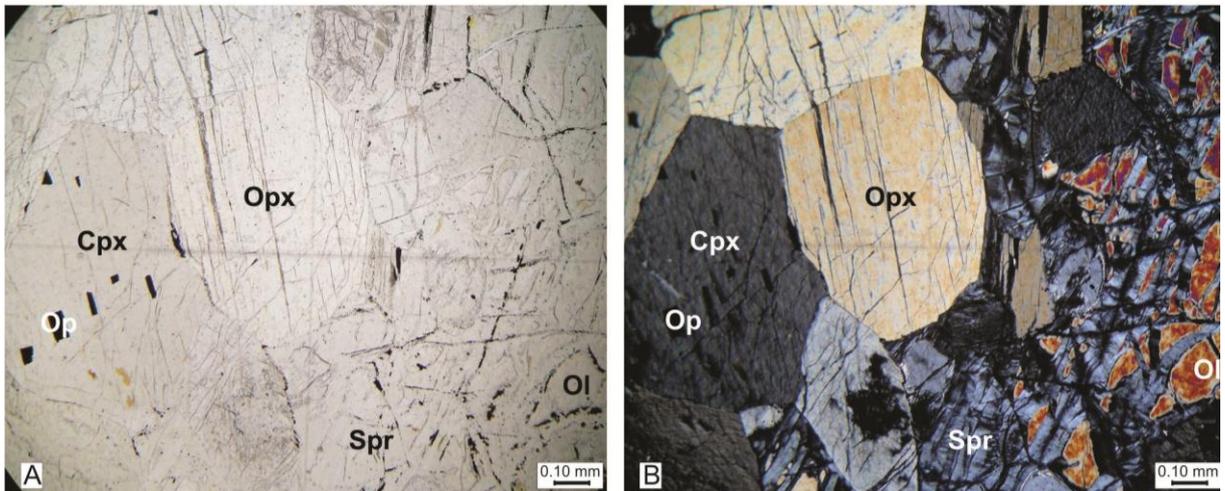


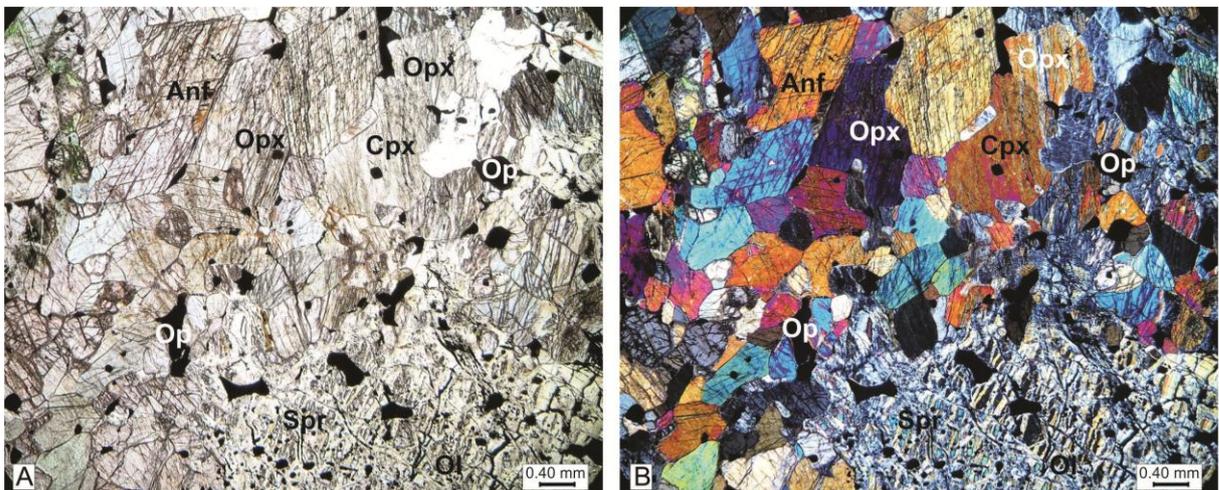
Figura 5.4: Diagrama OI-Cpx-Opx (STRECKEISEN, 1976), para a classificação das rochas da porção ultramáfica do corpo M-UM de Catingal.

a) Meta-Olivina websterito

Ocorrem na porção centro-sul (Figura 5.1) do corpo M-UM de Catingal. Possuem granulação média, apresentando as texturas orto a adcumulática reliquiares (Fotomicrografia 5.16), blastopoiquilitica, inequigranular (Fotomicrografia 5.17), sendo predominantemente maciças, mas algumas rochas apresentam-se orientadas, porém preservando a textura ígnea/cumulática. Algumas rochas estão associadas a zonas de cisalhamento (Fotomicrografia 5.18).

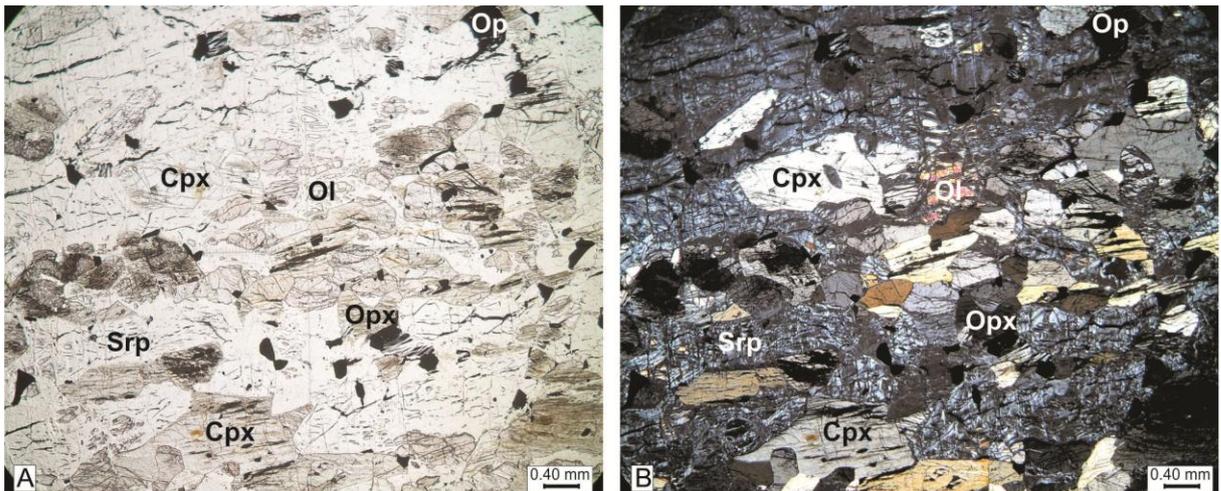


Fotomicrografia 5.16: Textura ad cumulática reliquiar. Contatos sub-poligonais entre orto e clinopiroxênios. Amostra Mv22. A) Sem analisador. B) Com analisador. OI-Olivina; Spr-Serpentina; Cpx-Clinopiroxênio; Opx-Ortopiroxênio; Op-Minerais opacos. Aumento 100x.

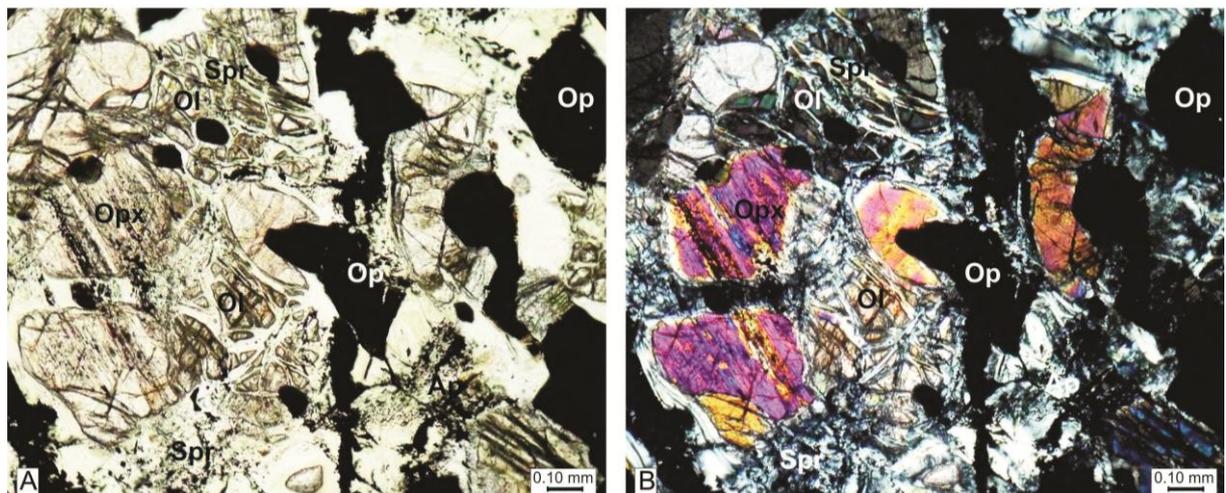


Fotomicrografia 5.17: Aspecto geral da lâmina. Amostra Ma12. A) Sem analisador. B) Com analisador. OI-Olivina; Spr-Serpentina; Cpx-Clinopiroxênio; Opx-Ortopiroxênio; Anf-Anfibólio; Op-Minerais opacos. Aumento 25x.

Os cristais de olivina (4 a 13%) são caracterizados como pseudomorfos, devido à intensa alteração pelo processo de serpentinização, que preenche as fraturas dos cristais originais de olivina, gerando a textura “*mesh*” (Fotomicrografia 5.19). Estes pseudomorfos apresentam formas subidiomórfica a xenomórfica, e tamanhos que variam de 0,3 a 8,8mm. Possuem contatos retos a irregulares interlobados com piroxênios e minerais opacos e contatos irregulares amebóides com serpentina. A olivina é o principal mineral da fase *cumulus*, e é possível observá-la inclusa em clinopiroxênio pós-cumulático (Fotomicrografia 5.20).

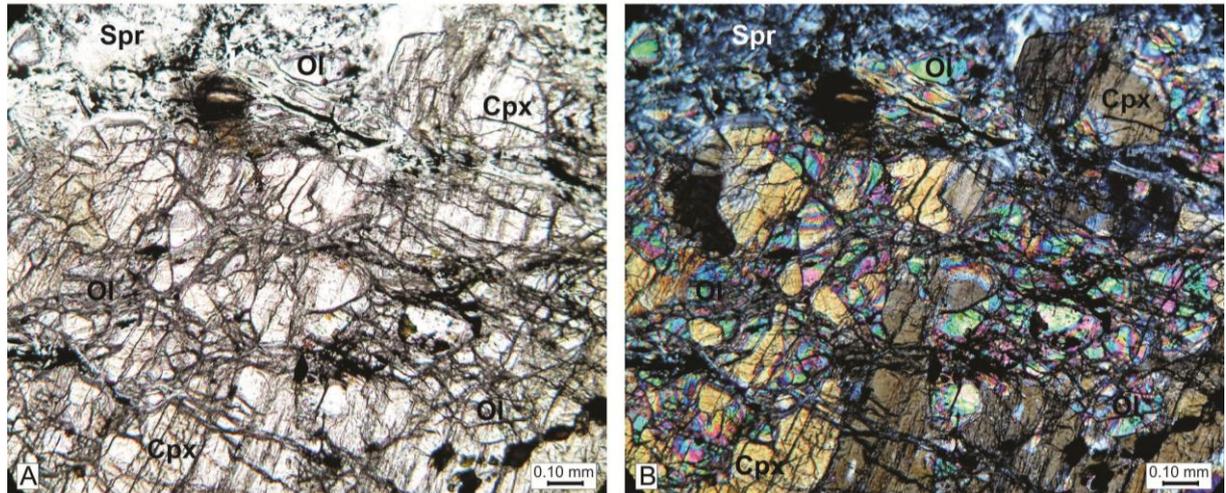


Fotomicrografia 5.18: Aspecto geral da lâmina, evidenciando a foliação marcada pela zona de cisalhamento. Amostra Mv23. A) Sem analisador. B) Com analisador. Ol-Olivina; Spr-Serpentina; Cpx-Clinopiroxênio; Opx-Ortopiroxênio; Op-Minerais opacos. Aumento 25x.

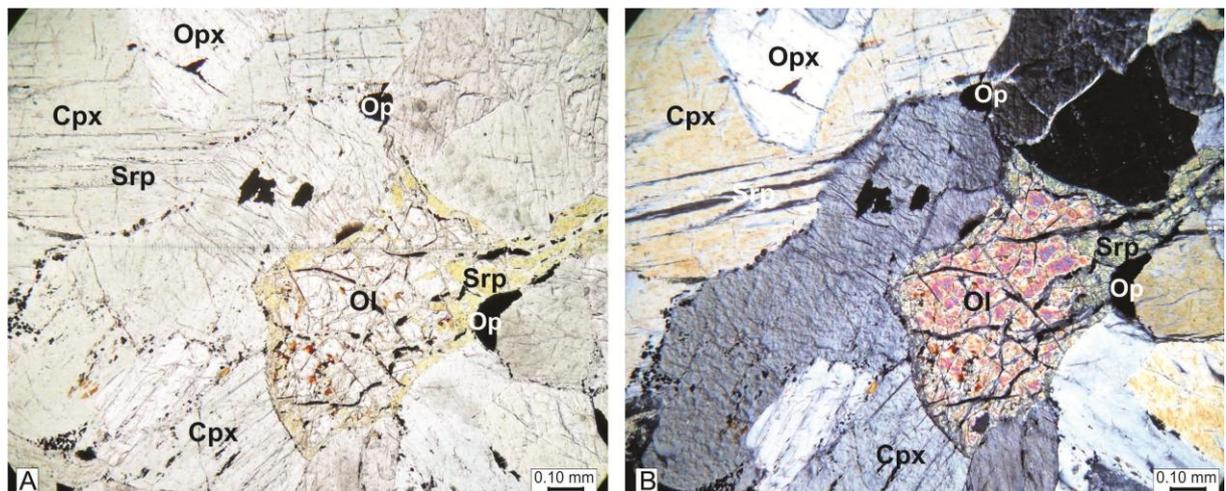


Fotomicrografia 5.19: Pseudomorfos de olivina fortemente serpentinizados, gerando a textura "mesh". Amostra Ma14. A) Sem analisador. B) Com analisador. Ol-Olivina; Spr-Serpentina; Cpx-Clinopiroxênio; Opx-Ortopiroxênio; Op-Minerais opacos. Aumento 100x.

A serpentina (9 a 22%) apresenta-se predominantemente incolor com baixa birrefringência, porém também é observada a espécie de cor verde-limão (Fotomicrografia 5.21). As serpentinas magnesianas são incolores. À medida que aumenta o teor de Fe passam a leves cores de verdes e amarelo esverdeado, com pleocroísmo pouco intenso. Preenchem as fraturas e planos de clivagens de alguns minerais, como olivina e ortopiroxênio.



Fotomicrografia 5.20: Olivina inclusa em cristais de clinopiroxênio *intercumulus*. Amostra Ma22. A) Sem analisador. B) Com analisador. Ol-Olivina; Spr-Serpentina; Opx-Ortopiroxênio; Op-Minerais opacos. Aumento 100x.



Fotomicrografia 5.21: Clinopiroxênio como *intercumulus* e olivina com textura “mesh”. Amostra Mv21. A) Sem analisador. B) Com analisador. Ol-Olivina; Spr-Serpentina; Cpx-Clinopiroxênio; Opx-Ortopiroxênio; Op-Minerais opacos. Aumento 100x.

Os clinopiroxênios (3 a 41% - augita e diopsídio) e ortopiroxênios (8 a 48% - hiperstênio/enstatita) apresentam cristais subidiomórficos a xenomórficos, sendo estes predominantes. Os tamanhos variam de 0,2 a 5,0 mm. Presença de bastita, gerada pelos processos de talcificação e serpentinização com diferentes intensidades, preenchendo principalmente as fraturas e planos de clivagem. Nas porções com maior intensidade de alteração os cristais apresentam apenas pequenas porções centrais preservadas. Alguns cristais apresentam geminação que lembra a tipo Carlsbad. Alguns cristais estão inclusos nos anfibólios. Contatos retos a irregulares interlobados com anfibólios, piroxênios, minerais opacos e olivina, e

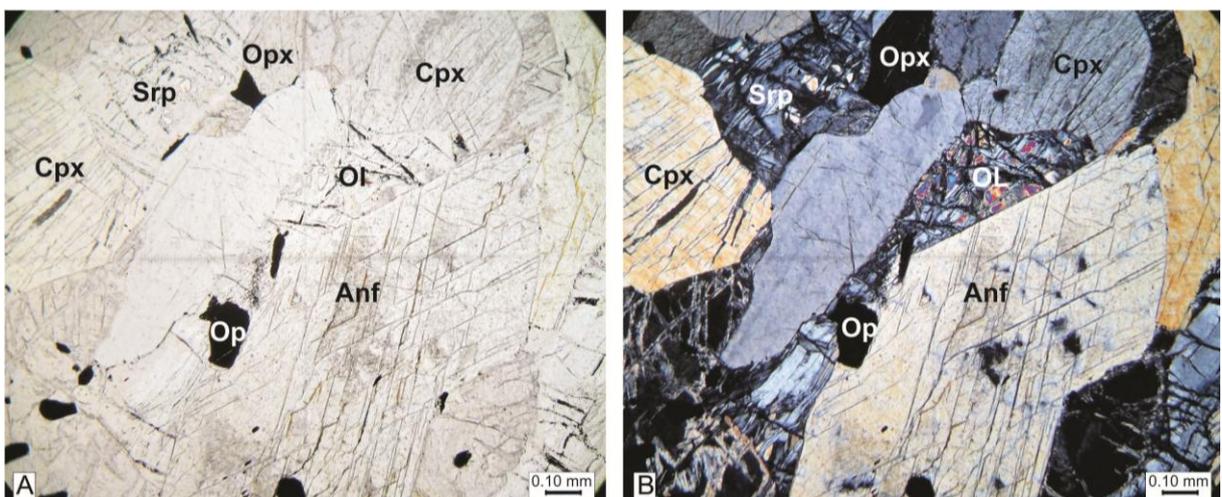
irregulares amebóides com talco. O clinopiroxênio está presente tanto como fase *cumulus* (Fotomicrografia 5.16) como fase *intercumulus* (Fotomicrografia 5.21), circulando o ortopiroxênio, formando textura poiquilítica (oikocristal).

O arranjo sub-poligonal de cristais de orto e clinopiroxênio em equilíbrio (Fotomicrografia 5.16), cujo contato forma ângulos de aproximadamente 120° são evidências do metamorfismo. O reequilíbrio sob condições de alto grau metamórfico e regime estático pode, em alguns casos, ter forçado a recristalização, no entanto as texturas ígneas continuam preservadas (GOULART & CARNEIRO, 2007).

O talco (2 a 4%) produto de alteração dos piroxênios se concentra nas bordas dos cristais e preenchendo algumas fraturas e clivagens. Está associado predominantemente aos piroxênios de menor birrefringência (orto).

Foi observado na amostra Ma22 a presença de carbonato, caracterizado por uma massa rosada, sem clivagem, com extinção similar a olho de pássaro.

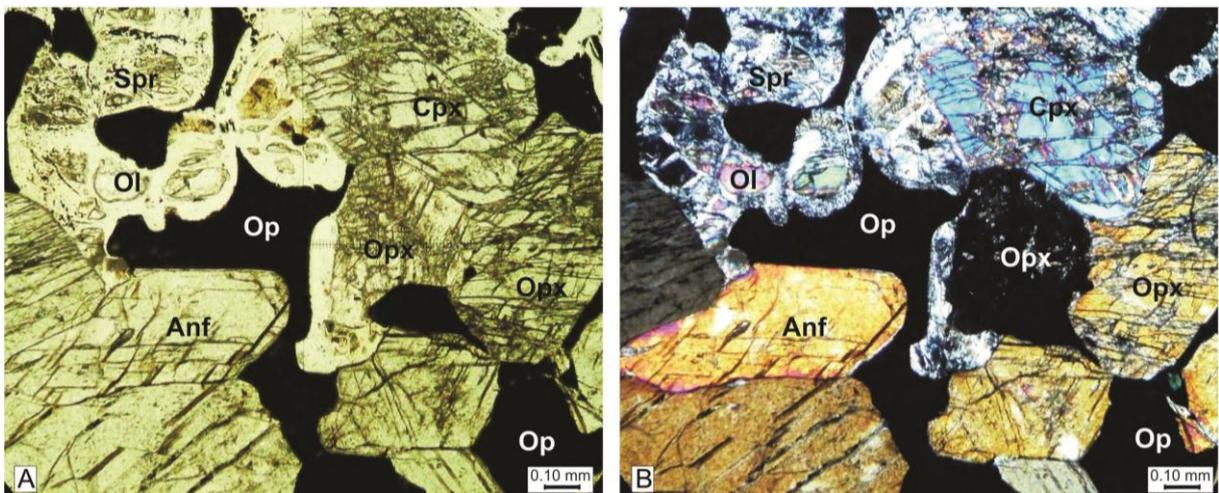
Os anfibólios (2 a 32% - antofilita/cummingtonita e subordinadamente hornblenda) (Fotomicrografia 5.22) apresentam cristais subidiomórficos a xenomórficos, às vezes preenchendo espaços entre piroxênios, sendo caracterizada como fase *intercumulus*. Alguns planos de clivagem estão preenchidos por minerais opacos e/ou serpentina. Tamanhos variam de 0,2 a 1,6 mm. Contatos retos a irregulares interlobados com olivina serpentinizada e piroxênio.



Fotomicrografia 5.22: Cristais subidiomórficos de anfibólio, com contatos retos com olivina serpentinizada. Amostra Mv22. A) Sem analisador. B) Com analisador. Ol-Olivina; Spr-Serpentina; Anf-Anfibólio; Cpx-Clinopiroxênio; Opx-Ortopiroxênio; Op-Minerais opacos. Aumento 100x.

A presença de antofilita e cummingtonita são indicadores das condições metamórficas impostas às rochas.

Os minerais opacos (6 a 22%) apresentam cristais idiomórficos a xenomórficos, presentes entre o contato dos outros cristais, como principal fase *intercumulus* (pós-*cumulus*) (Fotomicrografia 5.23). Os cristais com formas alongadas estão geralmente associados com as serpentinas, como evidente produto de alteração das mesmas. Presença de cristais subidiomórficos inclusos nos piroxênios e anfibólio. Tamanhos variam de 0,01 a 1,0 mm.

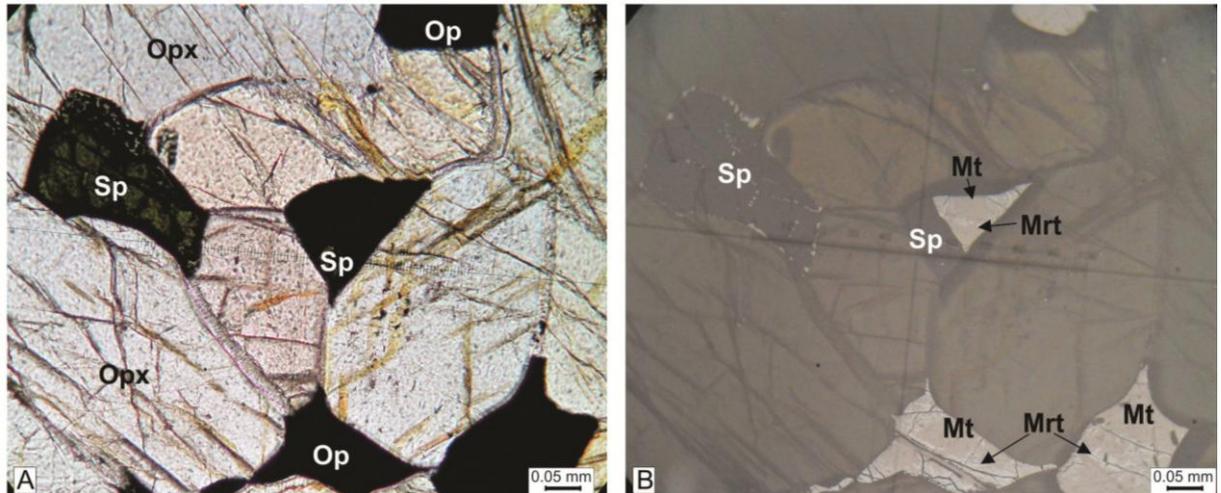


Fotomicrografia 5.23: Minerais opacos como intercumulus. Amostra Ma12. A) Sem analisador. B) Com analisador. OI-Olivina; Spr-Serpentina; Cpx-Clinopiroxênio; Opx-Ortopiroxênio; Anf-Anfibólio; Op-Minerais opacos. Aumento 100x.

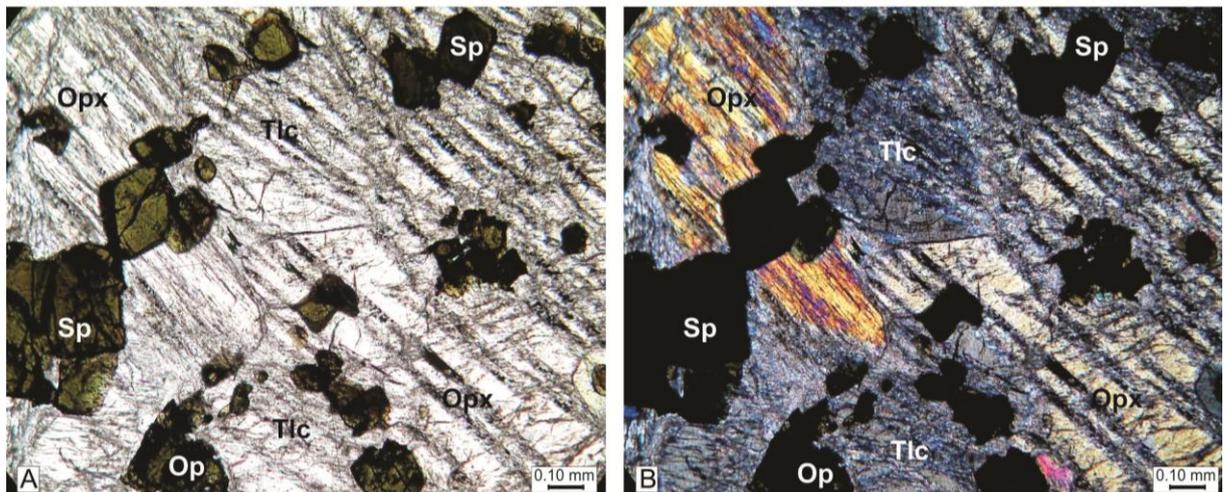
A análise calcográfica permitiu a identificação dos óxidos como espinélio com bordas de magnetita e magnetita martitzada e sulfetos como pirita, pirrotita e calcopirita.

O intercrescimento de espinélio verde em espinélio marrom (núcleo marrom/zona intermediária verde/núcleo opaco – (Fotomicrografia 5.24) indicam que a sequência foi re-equilibrada a condições de alto grau metamórfico (fácies anfibolito a granulito) (GOULART & CARNEIRO, 2007).

O espinélio (1 a 4%) com cor verde musgo característica, possui cristais idiomórficos a subidiomórficos, inclusos nos piroxênios, formando a textura poiquilítica (oikocristais) (Fotomicrografia 5.25) ou no contato entre outros cristais de piroxênio. Tamanhos variam de 0,1 a 0,4mm.



Fotomicrografia 5.24: Minerais opacos formados por espinélio e magnetita martitzada. Amostra Ma12. A) Luz transmitida - Sem analisador. B) Luz refletida - Com analisador. Opx-Ortopiroxênio; Sp-Espinélio; Op-Minerais opacos; Mt-Magnetita; Mrt-Martita. Aumento: 200x.



Fotomicrografia 5.25: Cristais de espinélio inclusos no piroxênio. Amostra Ma22. A) Sem analisador. B) Com analisador. Opx-Ortopiroxênio; Sp-Espinélio; Tlc-Talco; Op-Minerais opacos. Aumento 100x.

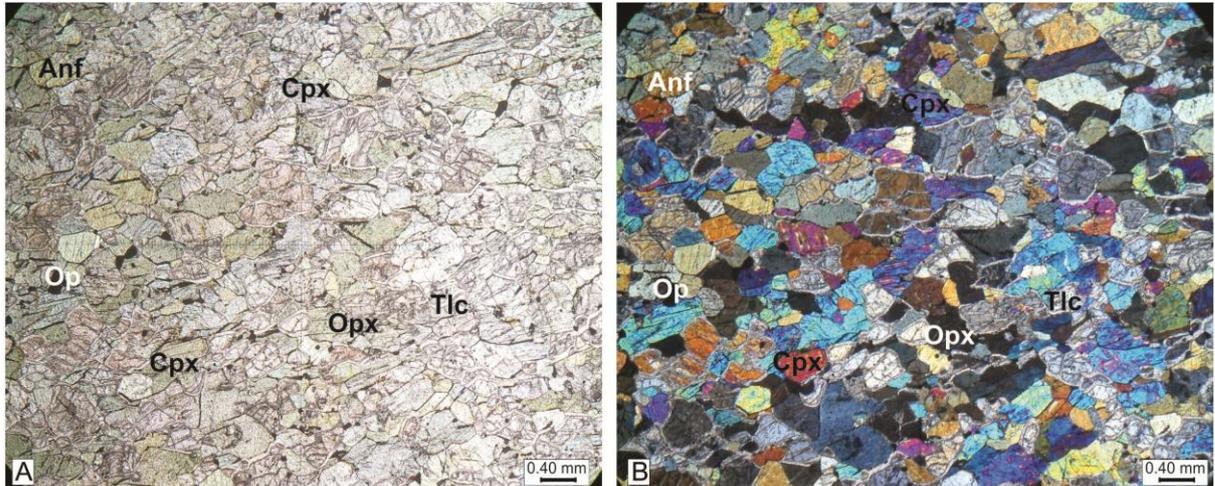
b) Metawebsterito

Estas rochas estão localizadas na porção centro-norte (Figura 5.1) do corpo M-UM de Catingal. O aspecto microscópico geral destas rochas é apresentado nas Fotomicrografias 5.26 e 5.27, estando fortemente alteradas por processos de talcificação e serpentização.

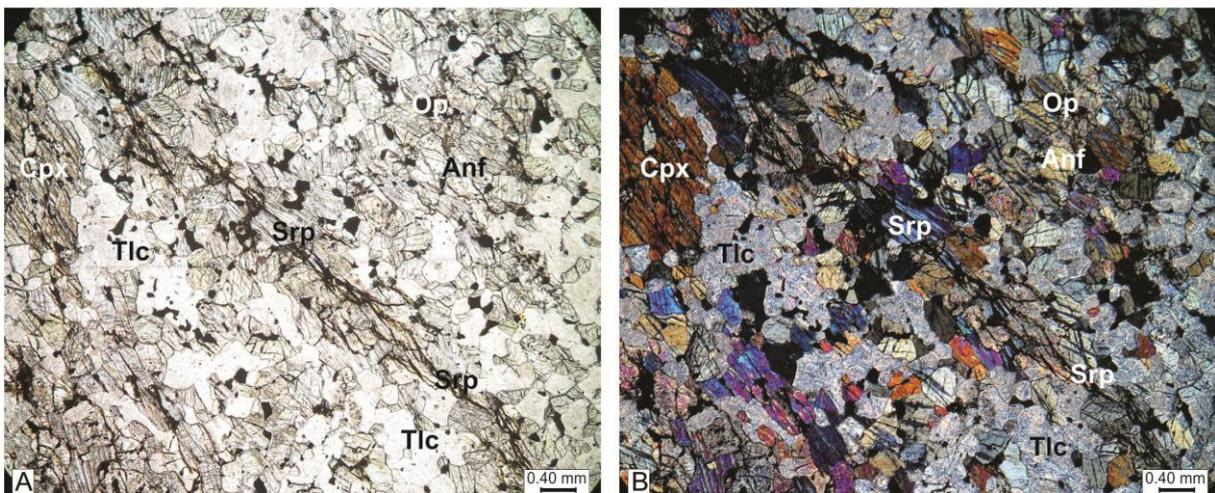
Apresentam granulação média e as texturas orto a mesocumulática reliquiares (Fotomicrografia 5.26 a 5.28), e subordinadamente blastopoiquilitica.

São compostos pela fase *cumulus* piroxênios e como *intercumulus* apresenta cristais de anfibólios e minerais opacos. Os principais minerais secundários são

talco, antofilita, serpentina e clorita. Como mineral traço é possível observar a presença de quartzo em algumas rochas.



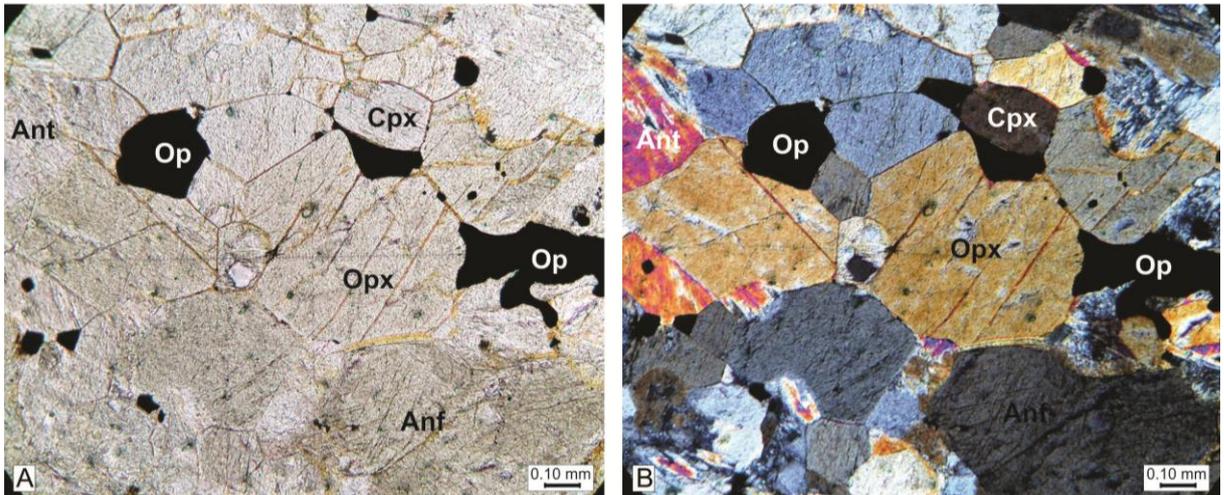
Fotomicrografia 5.26: Aspecto geral da lâmina, com textura ortocumulática. Amostra Mv 14. A) Sem analisador. B) Com analisador. Cpx-Clinopiroxênio; Opx-Ortopiroxênio; Anf-Anfibólio; Op-Minerais opacos; Tlc-Talco. Aumento 25x.



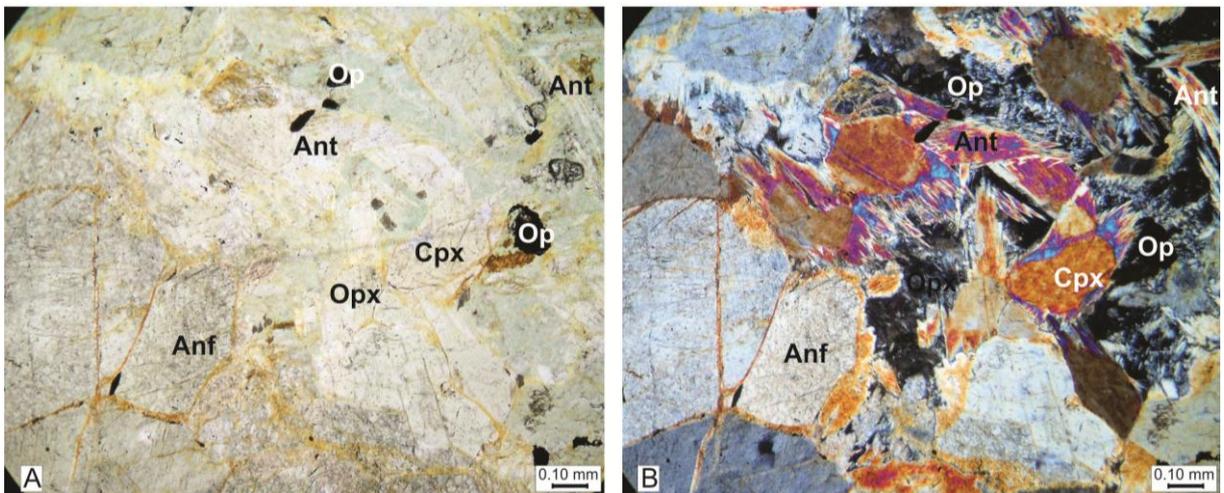
Fotomicrografia 5.27: Aspecto geral da lâmina fortemente talcificada, preservando o formato dos cristais primários e evidenciando a orientação de uma zona de cisalhamento local. Amostra Mv17. A) Sem analisador. B) Com analisador. Spr-Serpentina; Cpx-Clinopiroxênio; Opx-Ortopiroxênio; Anf-Anfibólio; Op-Minerais opacos; Tlc-Talco. Aumento 25x.

Os clinopiroxênios (8 a 22% - augita e diopsídio) e ortopiroxênio (2 a 30% - hiperstênio) apresentam cristais subidiomórficos a xenomórficos, com tamanhos que variam de 0,1 a 1,7mm. Existem diferentes graus de alteração, marcados pela presença de bastita, através da geração de serpentina, talco e/ou antofilita (mineral fibroso, pleocróico de incolor a verde pálido – Fotomicrografia 5.29), a partir dos ortopiroxênios. As alterações preenchem os planos de clivagem e fraturas, sendo

que em alguns cristais só estão preservadas pequenas porções do centro. O contato entre os minerais de alteração e os piroxênios e anfibólios é predominantemente reto.

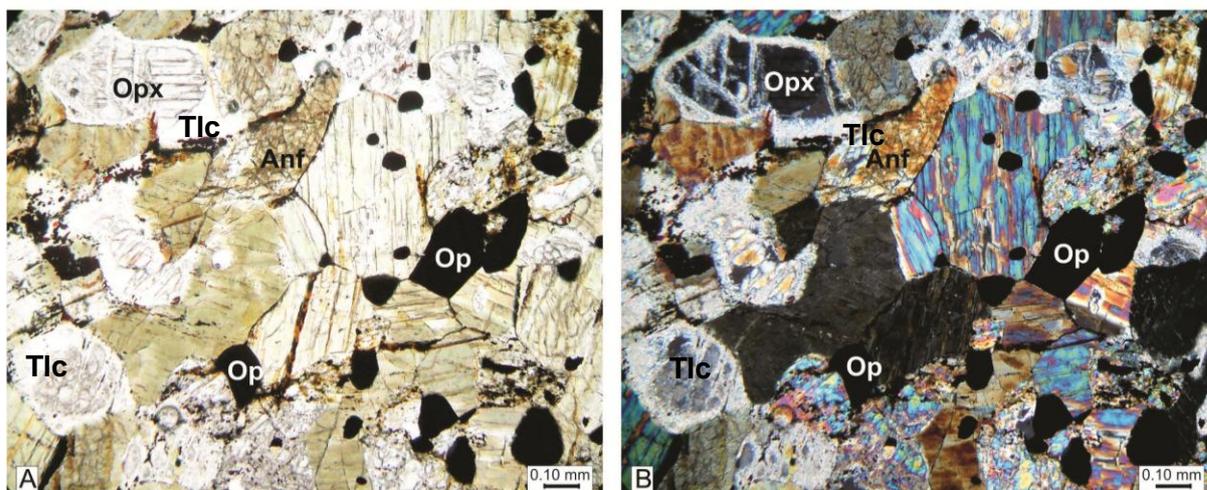


Fotomicrografia 5.28: Textura mesocumulática, com minerais opacos como intercumulus. Amostra Mv34. A) Sem analisador. B) Com analisador. Cpx-Clinopiroxênio; Opx-Ortopiroxênio; Anf-Anfibólio; Ant-Antofilita; Op-Minerais opacos. Aumento 100x.



Fotomicrografia 5.29: Antofilita na borda de anfibólios e piroxênios. Amostra Mv34. A) Sem analisador. B) Com analisador. Cpx-Clinopiroxênio; Opx-Ortopiroxênio; Anf-Anfibólio; Ant-Antofilita. Op-Minerais opacos. Aumento 100x.

O talco (15% a 35%) está presente como aglomerados xenomórficos arredondados com tamanhos de até 2,2mm, ou predominantemente na borda dos cristais de ortopiroxênios (Fotomicrografia 5.30). Contatos retos a irregulares amebóides com piroxênios e anfibólios.

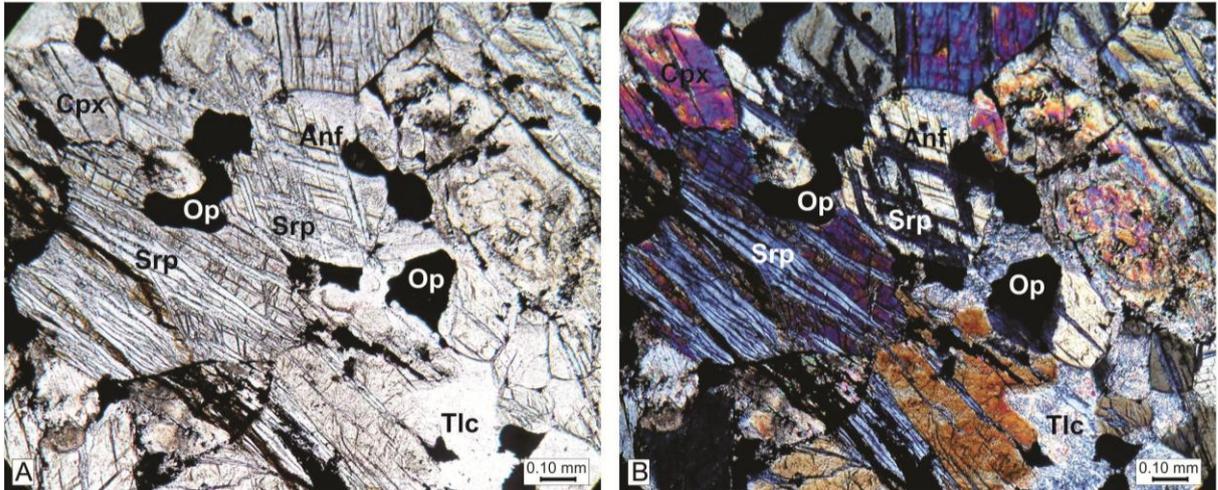


Fotomicrografia 5.30: Concentração de talco na borda dos ortopiroxênios. Amostra Ma23. A) Sem analisador. B) Com analisador. Anf-Anfibólio; Opx-Ortopiroxênio; Op-Minerais opacos; Tlc-Talco. Aumento 100x.

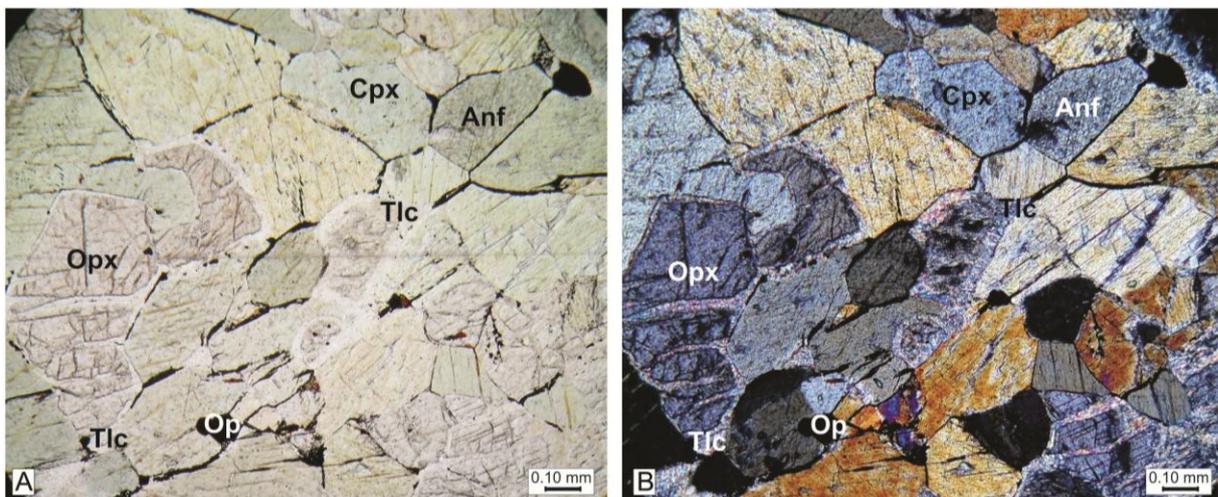
Os anfibólios (25 a 42% antofilita/cummingtonita e subordinadamente hornblenda - pleocroísmo de verde a verde pálido ou marrom muito pálido), apresentam cristais subidiomórficos a xenomórficos, com contatos retos a irregulares amebóides com minerais opacos, talco, piroxênios e anfibólio, sendo que com estes apresentam também contatos poligonais. Raros locais apresentam contato “direto” do anfibólio com o piroxênio, sem a presença do mineral opaco separando. Tamanhos variam de 0,1 a 1,8mm.

A serpentina (7%) está presente em apenas uma amostra deste grupo (Mv17), cortando os cristais de piroxênio e anfibólio, preenchendo planos de fratura e clivagem (Fotomicrografia 5.31), concentrados em faixas e em concentração com minerais opacos (zonas de cisalhamento – Fotomicrografia 5.27).

Os minerais opacos (7 a 11%) correspondem às principais fases intercumulus (Fotomicrografia 5.28 e 5.32). Ocorre em cristais subidiomórficos a xenomórficos, com predominância de cristais alongados preenchendo os espaços entre os cristais de piroxênios e anfibólios, além de preencherem as linhas de clivagem do anfibólio. Tamanhos variam de 0,02 a 1,0mm. Alguns cristais encontram-se inclusos ou parcialmente inclusos nos cristais de anfibólio e piroxênio. Os xenomórficos alongados estão como faixas que cortam toda a lâmina (paralelo com as faixas de serpentina que cortam os minerais), apresentando cor amarronzada. Presença de espinélio (2%) associado.



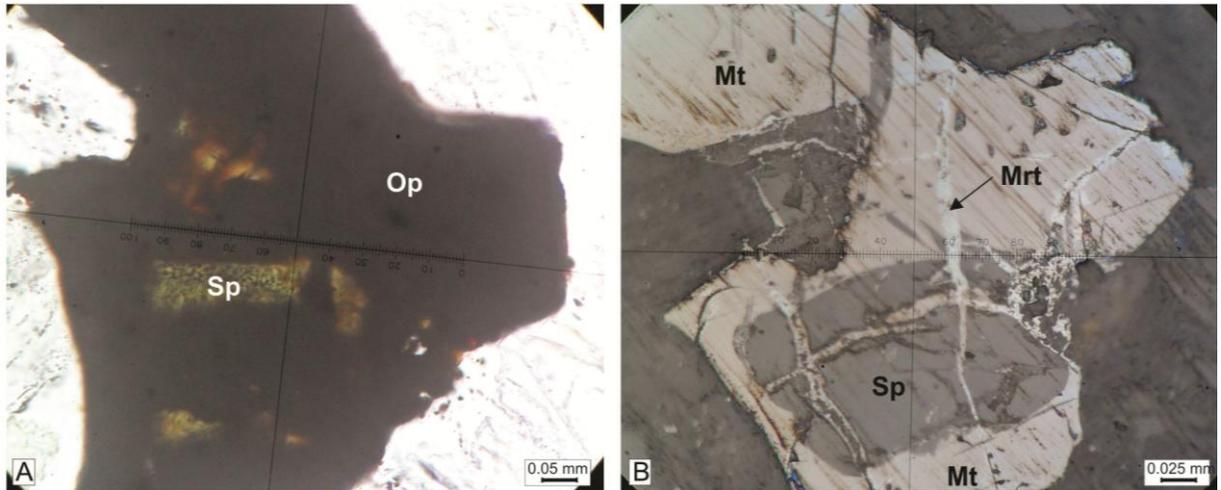
Fotomicrografia 5.31: Serpentina preenchendo os planos de clivagem e fratura dos piroxênios e anfibólios. Amostra Mv17. A) Sem analisador. B) Com analisador. Spr-Serpentina; Cpx-Clinopiroxênio; Opx-Ortopiroxênio; Anf-Anfibólio; Op-Minerais opacos; Tlc-Talco. Aumento 100x.



Fotomicrografia 5.32: Minerais opacos como *intercumulus*, preenchendo os espaços entre os grãos. Talco presente na borda dos ortopiroxênio e preenchendo as fraturas do mesmo. Amostra Mv 14. A) Sem analisador. B) Com analisador. Anf-Anfibólio; Cpx-Clinopiroxênio; Opx-Ortopiroxênio; Op-Minerais opacos; Tlc-Talco. Aumento 100x.

Análise calcográfica permitiu a identificação de magnetita, martita e espinélios (Fotomicrografia 5.33).

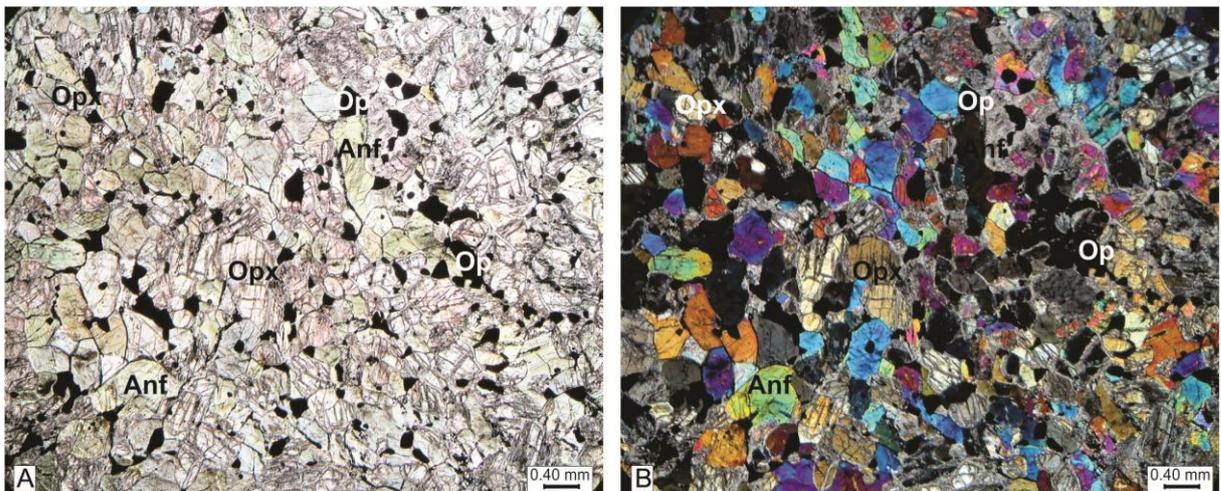
O quartzo e a clorita ocorrem como minerais traços em algumas lâminas, apresentando formas xenomórficas. Os cristais de quartzo apresentam tamanhos de até 0,1mm, enquanto que a clorita possui até 0,6mm, geralmente em contato com antofilita (Mv34).



Fotomicrografia 5.33: Mineral opaco formado por espinélio e magnetita martitizada. Amostra Mv17. A) Luz transmitida - Sem analisador. B) Luz refletida - Com analisador. Sp- Espinélio; Op-Minerais opacos; Mt-Magnetita; Mrt-Martita. Aumento: 500x.

c) Meta-Ortopiroxenito

Presente na porção sul (Figura 5.1) do corpo M-UM de Catingal. Apresenta granulação média e a textura mesocumulática (Fotomicrografia 5.34).



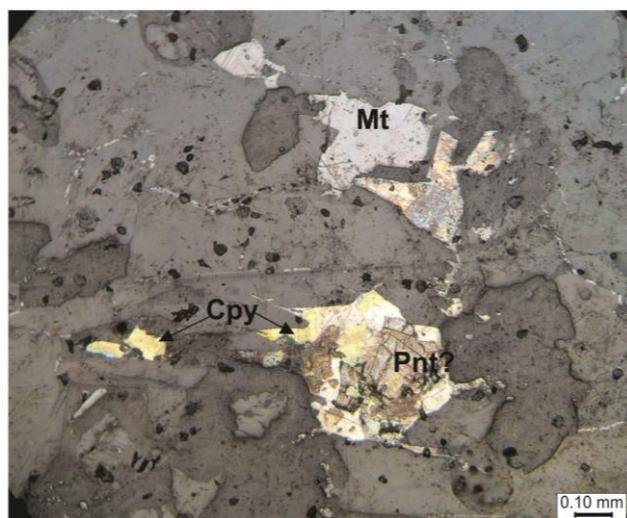
Fotomicrografia 5.34: Aspecto geral da lâmina. Amostra Ma21. A) Sem analisador. B) Com analisador. Anf-Anfibólio; Opx-Ortopiroxênio; Op-Minerais opacos. Aumento 25x.

O ortopiroxênio (40% - hiperstênio) apresenta-se como cristais subidiomórficos a xenomórficos, com tamanhos que variam de 0,2 a 1,0mm. Concentração da alteração (talco – 5%) principalmente na borda dos piroxênios. Em algumas porções da lâmina presença de talco bem desenvolvido (0,35mm). Contatos entre cristais de piroxênios preenchidos por talco.

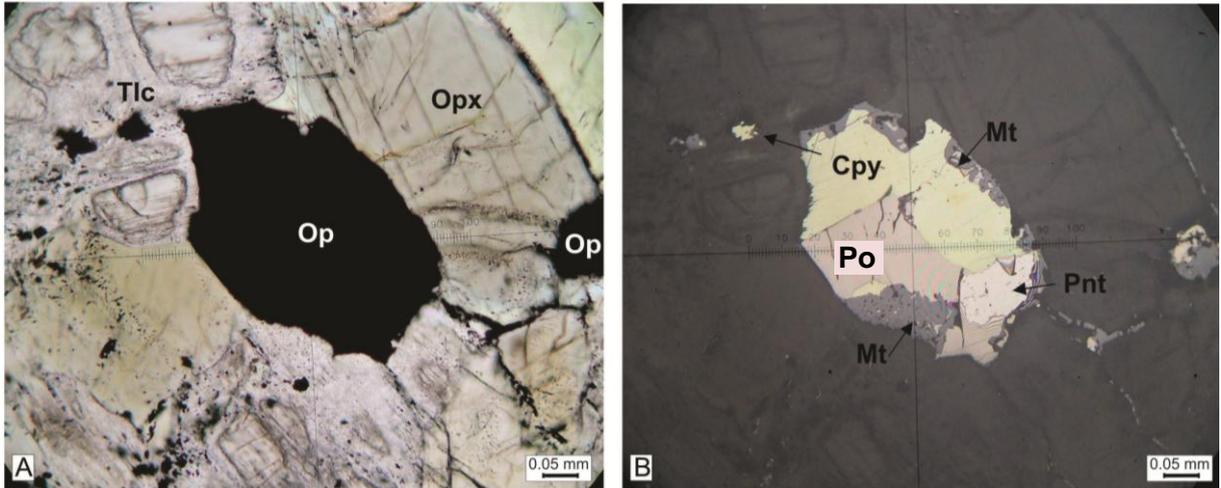
Anfibólio (45% – pleocroísmo verde pálido a verde). Cristais idiomórficos (raros) a xenomórficos, predominância de subidiomórficos. Provavelmente secundários, poucos cristais possuem alteração. Alguns se comportam como pós-cumulus também (formas bem irregulares amebóides – intersticial). Tamanhos variam de 0,2 a 0,8mm. Contatos entre cristais de anfibólio separados por minerais opacos (*intercumulus*).

Os minerais opacos (10%) ocorrem inequigranulares. Os cristais maiores (tamanhos variam de 0,8 a 1,6mm) são subidiomórficos a xenomórficos. Alguns cristais apresentam feições de *intercumulus*. Apresentam predominância de cristais nos contatos entre os minerais, mas não com feição de *intercumulus* (formas subédricas/ arredondadas). Com tamanhos entre 0,1 a 0,25 mm. Junto aos cristais de talco, os minerais opacos estão presentes em grãos pequenos (0,01mm), formando manchas.

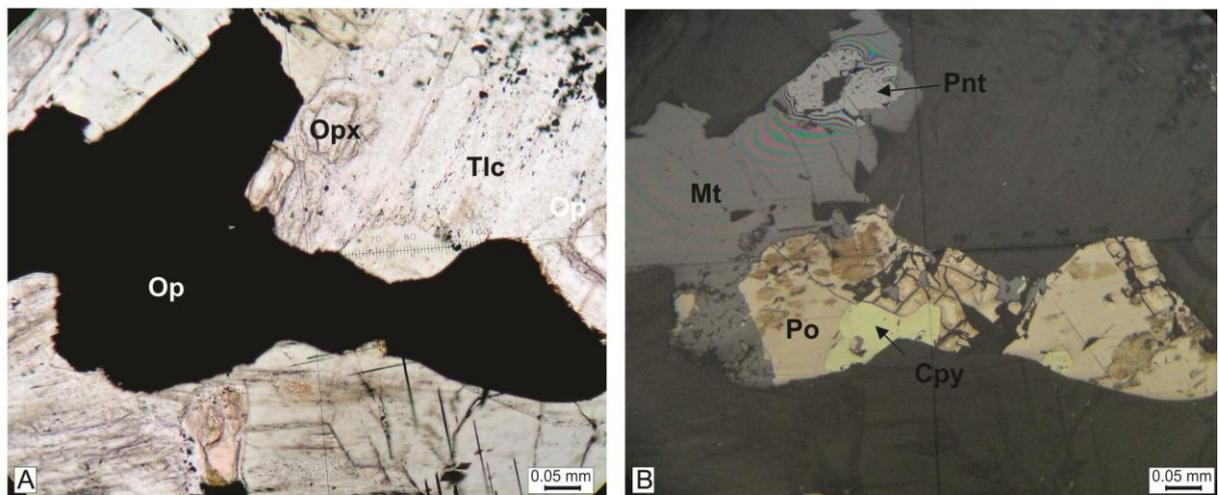
A análise calcográfica permitiu a identificação de magnetita, calcopirita, pirrotita e pentlandita (Fotomicrografias 5.35 a 5.37).



Fotomicrografia 5.35: Cristal formado por calcopirita, magnetita e provável pentlandita. Amostra Ma21. Luz refletida - Com analisador. Mt-Magnetita; Cpy-Calcopirita; Pnt-Pentlandita. Aumento: 100x.



Fotomicrografia 5.36: Minerais opacos formados por magnetita, pirrotita, calcopirita e pentlandita. Amostra Ma 21. A) Luz transmitida - Sem analisador. B) Luz refletida - Com analisador. Opx-Ortopiroxênio; Tlc-Talco; Op-Minerais opacos; Mt-Magnetita; Cpy-Calcopirita; Po-Pirrotita; Py-Pirita; Pnt-Pentlandita. Aumento: 200x.



Fotomicrografia 5.37: Minerais opacos formados por magnetita (cinza), pirrotita (rosado), calcopirita (amarelo) e pentlandita (cinza claro). Amostra Ma21. A) Luz transmitida - Sem analisador. B) Luz refletida - Com analisador. Opx-Ortopiroxênio; Tlc-Talco; Op-Minerais opacos; Mt-Magnetita; Cpy-Calcopirita; Po-Pirrotita; Py-Pirita; Pnt-Pentlandita. Aumento: 200x.

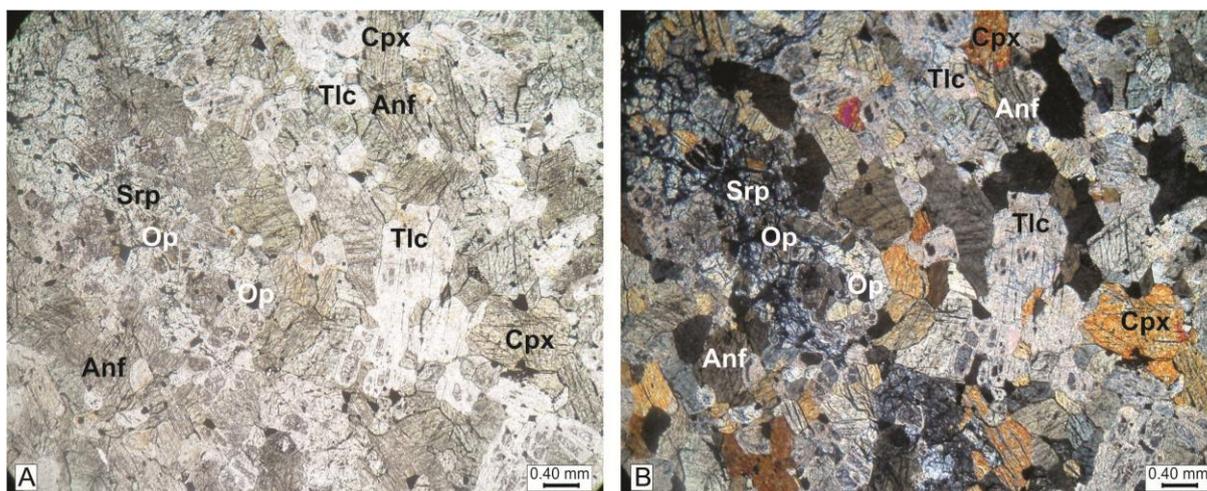
c.1) Meta-Ortopiroxenito rico em talco

Presente na porção sul (Figura 5.1) do corpo M-UM de Catingal. Apresenta granulação média e a textura ortocumulática (Fotomicrografia 5.38).

Os cristais de ortopiroxênio (3% - hiperstênio) estão parcial a completamente transformados em talco (correspondendo a 41%), seja relíquias no núcleo dos cristais de talco ou como “fantasmas” lembrando sua forma (Fotomicrografia 5.39).

Ortopiroxênio e o clinopiroxênio (3% - augita, pleocroísmo verde pálido a amarelo) ocorrem como cristais subidiomórficos. Contatos retos a irregulares

amebóides com concentração de talco e minerais opacos, contatos poligonal separado por minerais opacos com piroxênios. Tamanhos variam de 0,1 a 1,1mm, maiores cristais preservados. Os minerais opacos formam textura blasto-poiquilitica. Alguns cristais encontram-se bastante fraturados.



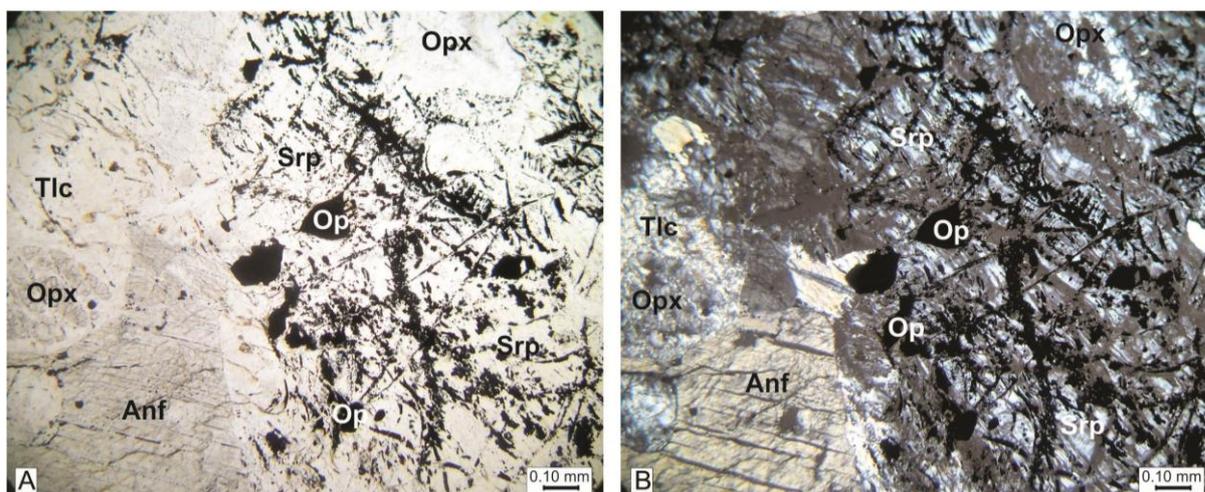
Fotomicrografia 5.38: Aspecto geral da lâmina. Processos de talcificação, preservando apenas o centro de alguns cristais de piroxênio. Amostra Mv07. A) Sem analisador. B) Com analisador. Spr-Serpentina; Tlc-Talco; Anf-Anfibólio; Cpx-Clinopiroxênio; Opx-Ortopiroxênio; Op-Minerais opacos. Aumento 25x.

Anfibólio (28% - antofilita, levemente pleocróico – verde pálido a incolor-baixa birrefringência, extinção simétrica). Cristais subidiomórficos a xenomórficos; alguns aparentam estar preenchendo espaços (secundário ou *intercumulus*) contornando as massas de talco. Contatos poligonais separados por minerais opacos. Contatos irregulares interlobados a retos com massas de talco e minerais opacos. Não possui contato direto com piroxênios, sempre separados por faixas de minerais opacos. Contatos retos a irregulares serrilhados com outros cristais de antofilita. Tamanhos variam de 0,3 a 1,3mm. Não apresentam alteração. Alguns planos de clivagem estão preenchidos por minerais opacos, talco e serpentina.

Minerais opacos (13%) apresentam cristais subidiomórficos a xenomórficos; predominam formas alongadas preenchendo os espaços entre os cristais e algumas clivagens. Contatos retos a irregulares interlobados com piroxênio e anfibólio, e irregulares amebóides com a serpentina e talco. Raros cristais inclusos nos piroxênios e anfibólios. Tamanhos variam de 0,02 a 0,45mm. Maior concentração dentro dos cristais de serpentina, como aglomerados de minerais opacos (produto da alteração – Fotomicrografia 5.39).

Olivina (3%) bastante alterada, associada com serpentina cinza e com a verde limão. Contatos sempre irregulares interlobados com piroxênios, talco, serpentinas e minerais opacos. Formas irregulares (xenomórficas) com tamanhos de até 1,7 mm.

A serpentina (9%) presente corresponde a duas espécies, uma de birrefringência cinza, predominante na lâmina, e outra de birrefringência verde limão, concentrada em pequenas porções, subordinada. Forma massas irregulares, amebóides alongadas com até 6,0 mm (Fotomicrografia 5.39). Contatos sempre irregulares amebóides com piroxênios e talco e contatos retos a irregulares serrilhados com os minerais opacos. Em alguns cristais de piroxênio, preenche as fraturas e planos de clivagem; sempre associada com minerais opacos.



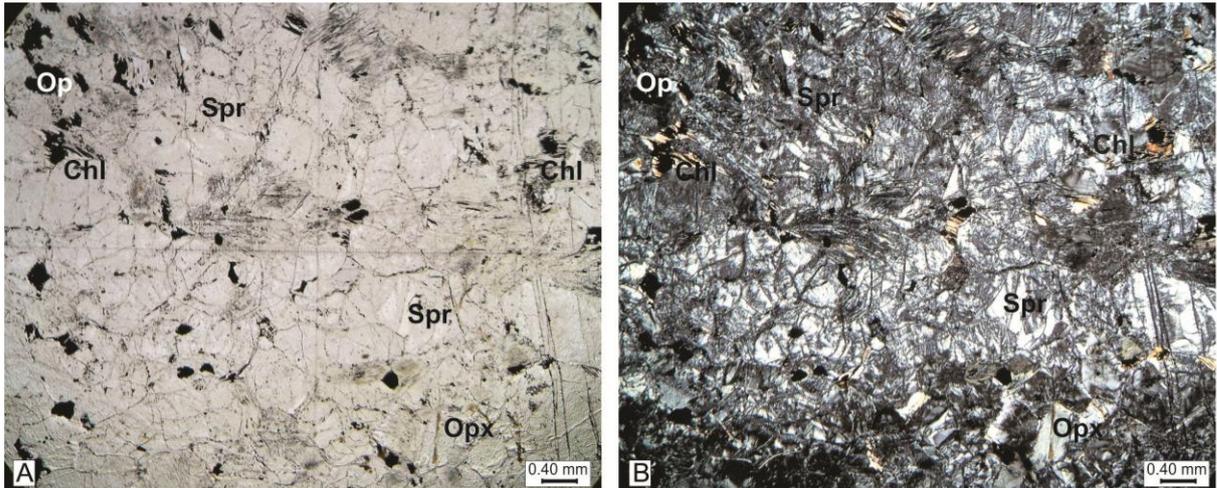
Fotomicrografia 5.39: Processos de talcificação e serpentinização presentes na amostra. Amostra Mv07. A) Sem analisador. B) Com analisador. Anf-Anfibólio; Opx-Ortopiroxênio Spr-Serpentina; Tlc-Talco; Op-Minerais opacos. Aumento 100x.

c.2) Meta-Ortopiroxenito rico em serpentina

Presente na porção sul (Figura 5.1) do corpo M-UM de Catingal, com granulação média.

A serpentina (74%) constitui a “matriz” (Fotomicrografia 5.40) da lâmina, não sendo possível delimitar o tamanho do grão original.

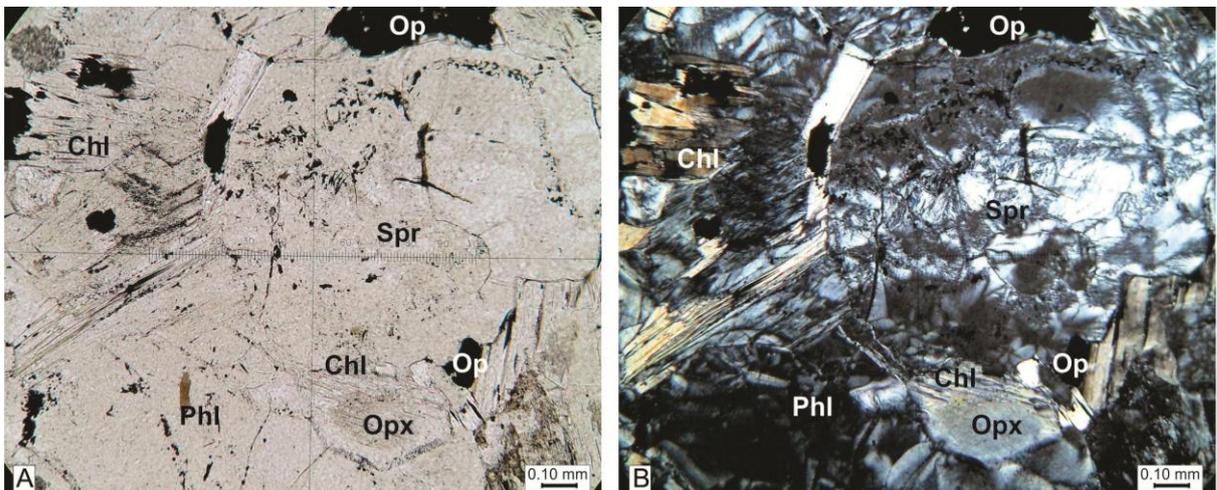
Minerais opacos (12%) possuem cristais xenomórficos e com formas alongadas sempre associados com serpentina (presente no centro das mesmas). Tamanhos variam de 0,05 a 1,0mm. Predominantemente os maiores cristais apresentam nas bordas a clorita como coroa de reação. Alguns cristais apresentam clorita no centro.



Fotomicrografia 5.40: Aspecto geral da lâmina, fortemente serpentinizada. Amostra Mv41. A) Sem analisador. B) Com analisador. Spr-Serpentina; Chl-Clorita; Opx-Ortopiroxênio; Op-Minerais opacos. Aumento 25x.

A clorita (10%) apresenta cristais xenomórficos. Nos maiores cristais assinala-se a presença de minerais opacos preenchendo as fraturas. Tamanhos de até 1,1mm.

O ortopiroxênio (4% - hiperstênio, com pleocróico variando de incolor a verde muito pálido) apresenta cristais subidiomórficos a xenomórficos. Apresenta clorita na borda alguns cristais (Fotomicrografia 5.41). Tamanhos de até 0,6mm.



Fotomicrografia 5.41: Cristais de clorita presentes na matriz serpentinizada e na borda de alguns cristais preservados de ortopiroxênio. Amostra Mv41. A) Sem analisador. B) Com analisador. Spr-Serpentina; Chl-Clorita; Opx-Ortopiroxênio; Phi-Flogopita; Op-Minerais opacos. Aumento 100x.

O quartzo e a flogopita aparecem como traços, com formas subidiomórficos a xenomórficos, e tamanhos que variam de 0,3 a 0,4mm.

As paragênese de baixo grau metamórfico (serpentina + talco + clorita (clinocloro) + minerais opacos) indicam que o corpo M-UM de Catingal foi afetado localmente por atividade hidrotermal tardia.

5.1. Alterações Secundárias

A partir da análise petrográfica foi possível observar a importância da ação dos processos secundários (hidrotermais e metassomáticos) que foram impostos à mineralogia original.

As rochas máficas e ultramáficas são caracterizadas por apresentar uma mineralogia pouco hidratada a anidra respectivamente, sendo assim, a mineralogia de alteração será formada a partir da introdução de fluidos e outros componentes no sistema, evidenciada pelo surgimento de minerais hidratados.

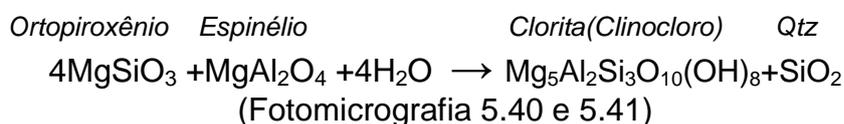
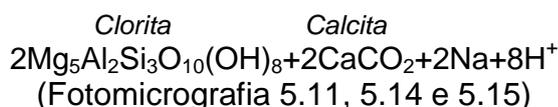
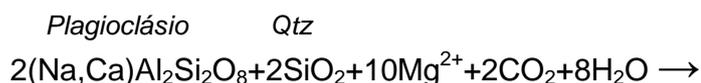
A seguir serão listados os principais processos observados para as rochas do corpo M-UM de Catingal e suas reações químicas.

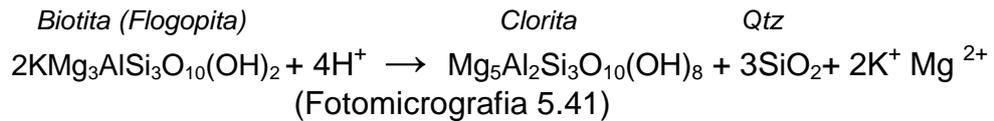
5.1.1. Propilítica

A alteração propilítica é caracterizada pela adição de H₂O e CO₂, e localmente S, sem apreciável H⁺ metassomatismo.

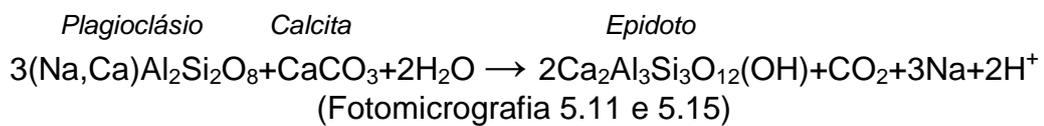
Em algumas situações, pode ser intensa a albitização, cloritização ou carbonitização, que MEYER & HEMLEY (1967 *apud* PIRAJNO, 2009) consideram separadamente, reservando o termo propilitização para efeitos mais fracos H⁺ metassomáticos.

Neste grupo estão reunidos ainda a saussuritização e a uralitização. Os minerais típicos são epidoto, actinolita, clorita, carbonatos, albita, K-feldspato e pirita.

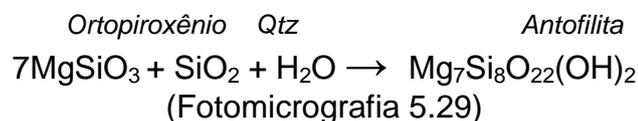
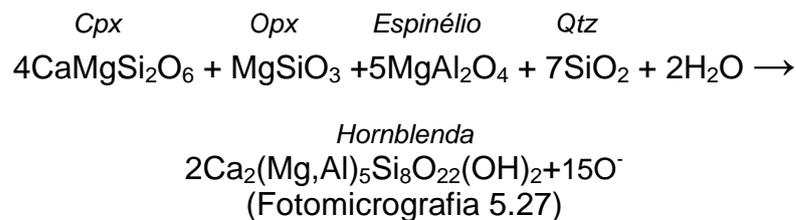




- *EPIDOTO* - Ocorre como um mineral de substituição em rochas alteradas (Fotomicrografia 5.11) ou preenchendo veios (Fotografia 4.4). Ocorre em rochas vulcânicas alteradas, onde as temperaturas hidrotermais ultrapassaram cerca de 230°C. Cristais aumentam de tamanho e aparecem mais prismáticos com o aumento da temperatura (Fotomicrografia 5.15).



- *URALITA* – Produto de alteração de piroxênios em anfibólios, que podem ser um único cristal de hornblenda, ou uma actinolita fibrosa (Fotomicrografia 5.3) ou agregados de hornblenda (WINTER, 2009). Rochas com antofilita não correspondem a protólitos ígneos ultramáficos primários, sendo então produtos de modificações composicionais (principalmente em zonas de cisalhamento).



5.1.2. Potássica

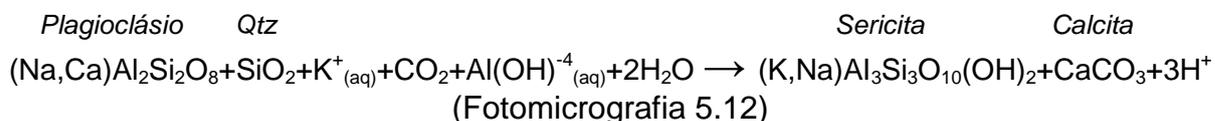
Alteração potássica para o contexto das rochas estudadas está relacionado com o processo de biotitização. A biotita é gerada diretamente a partir de piroxênio, ou, mais comumente, de hornblenda, cuja desestabilização pode liberar o Ca e produzir epidoto juntamente com a biotita (WINTER, 2009).

Em termos composicionais a biotita secundária tem geralmente mais elevada razão Mg/(Mg + Fe) e concentrações mais baixas de Ti que a biotita ígnea. A menor concentração de Fe e Ti em relação biotita hidrotermal para o mineral precursor geralmente resulta na formação de titanita/esfeno secundário, rutilo (anatásio) e/ou de magnetita com intercrescimento ou imediatamente adjacente a alteração da biotita (THOMPSON & THOMPSON, 1996).

O esfeno/titanita (Fotomicrografia 5.12) ocorre como um mineral acessório, formado durante a alteração hidrotermal de fases portadoras de titânio, como a biotita, augita, hornblenda e ilmenita.

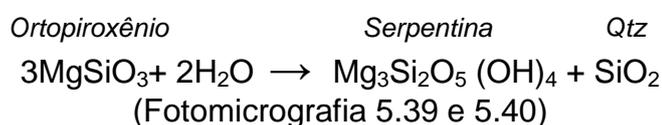
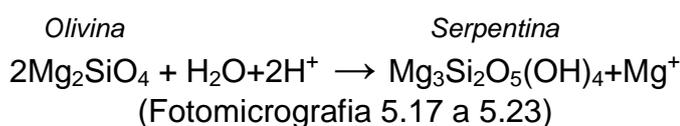
5.1.3. Sericítica (ou Fílica)

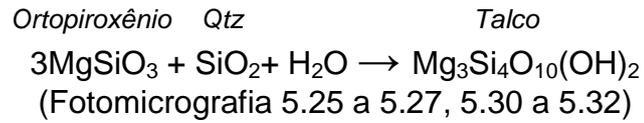
Sericita é um termo aplicado a qualquer mica branca muito fina. Sericitização é então o processo pelo qual os minerais félsicos (geralmente feldspatos ou feldspatóides em rochas ígneas) são hidratados para produzir a sericita. Os íons de K⁺ são necessários para o plagioclásio ser alterado para sericita. O potássio pode ser liberado por cloritização de biotita nas proximidades (WINTER, 2009).



5.1.4. Serpentinização e talcificação

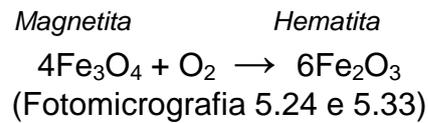
Em baixos graus metamórficos rochas meta-ultramáficas são dominadas pelos minerais de serpentina (antigorita, crisotila e lizardita), resultante em geral, apenas da introdução de grandes quantidades de CO₂ e H₂O a partir de olivina e piroxênio (bastita). A talcificação necessita de um aporte externo de sílica, que na área de estudo pode estar relacionado com os veios de quartzo observados no mapa regional (Figura 1.4) .





5.1.5. Martitização

Em alterações de baixas temperaturas a magnetita (primária ou secundária) é substituída (martitização) por hematita nos limites dos grãos e ao longo das fraturas, devido a presença de fluidos oxidantes.



Capítulo 6 - QUÍMICA MINERAL

Neste item serão apresentadas as composições e variações químicas das fases minerais presentes nos litotipos que compõem a área de estudo, além de apresentar as temperaturas de cristalização através de cálculos de geotermômetros.

As fases minerais e o número de análises realizadas para cada espécie mineral dos litotipos estudados estão no Quadro 6.1.

Quadro 6.1: Distribuição das análises químicas de mineral por litotipo estudado

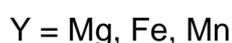
	Meta-Gabronorito (GN)	Meta-Olivina Websterito (OI Web)	Meta-Websterito (Web)	Meta-Ortopiroxenito rico em serpentina (Opx Serp)	Total de análises
Olivina	-	15	-	-	15
Piroxênio	27	31	-	-	58
Plagioclásio	5	-	-	-	5
Anfibólio	-	13	9	-	22
Espinélio	-	18	-	1	19
Magnetita	1	9	4	-	14
Ilmenita	4	-	-	-	4
Martita	1	-	-	-	1
Clorita	-	-	-	5	5
Serpentina	-	9	-	3	12
Total por litotipo	38	93	13	10	155

As análises químicas foram realizadas antes do tratamento petrográfico e por esta razão algumas fases não foram analisadas.

6.1. Olivina

Foram realizadas 15 análises deste mineral (Anexos - Quadro 9.1), presentes no litotipo Meta-Olivina Websterito.

A fórmula estrutural foi classificada a partir dos seus componentes moleculares fosterita (Fo – Mg₂SiO₄) e faialita (Fa – Fe₂SiO₄) (DEER *et al.*, 1992) e calculada com base em 4 oxigênios, pela fórmula:



As fases minerais foram classificadas como fosterita e crisólito com conteúdo de fosterita variando entre Fo₈₉Fa₁₁ a Fo₈₅Fa₁₅, respectivamente (Figura 6.1). Estas composições correspondem ao intervalo Fo₉₆ e Fo₈₇, considerado por DEER *et al.*, (1992) para as olivinas presentes em rochas ultrabásicas.

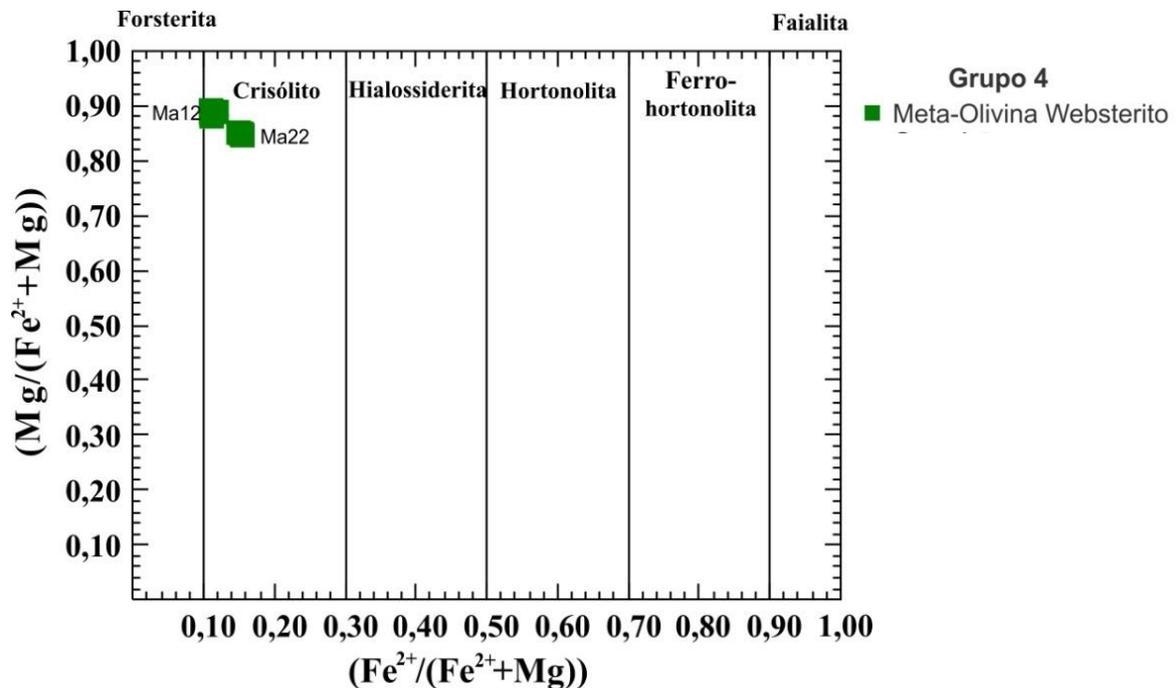


Figura 6.1: Diagrama de classificação para olivinas de DEER *et al.*, (1972) para as rochas do corpo M-UM de Catingal.

De acordo com GREEN (1981, *apud* ABRAM, 1993), olivinas fracionadas de magmas primários, gerados a partir da fusão de um manto peridotítico, e que mantenham relações de equilíbrio com o manto-fonte, devem apresentar teores mínimos em fosterita da ordem de 88%.

Segundo JACKSON & THAYER (1972, *apud* ABRAM, 1993) os teores de fosterita de olivinas em rochas ultramáficas variam de maneira geral entre 75 e 94% para os complexos estratificados, de 74 a 93% para complexos concêntricos (tipo Alaska), de 88 a 94% para complexos alpinos harzburgíticos e de 87 a 94% nos complexos alpinos lherzolíticos.

Para o corpo M-UM de Catingal foram observados teores de fosterita variando de 85 a 89%. Para o Corpo M-UM da Fazenda Mirabela (CFM) os teores variam de 80 a 88%, estando os dois corpos dentro dos limites observados para complexos estratificados e concêntricos, não sendo compatíveis com aqueles descritos para corpos máficos-ultramáficos do tipo alpino.

No diagrama de NiO versus MgO (Figura 6.2), a amostra Ma22 apresenta um comportamento similar às amostras do domínio do CFM. Já a amostra Ma12 plota no limite entre os campos das intrusões acamadadas e os peridotitos mantélicos (FLEET *et al.*, 1977 *apud* LIMA, 1997).

Os valores de NiO variam entre 0,203 a 0,509% (Anexos - Quadro 9.1), sendo compatíveis com os valores observados nas análises de rocha total (Quadro 7.1) destas amostras (Ma12 e Ma22), indicando que o níquel está concentrado nas olivinas.

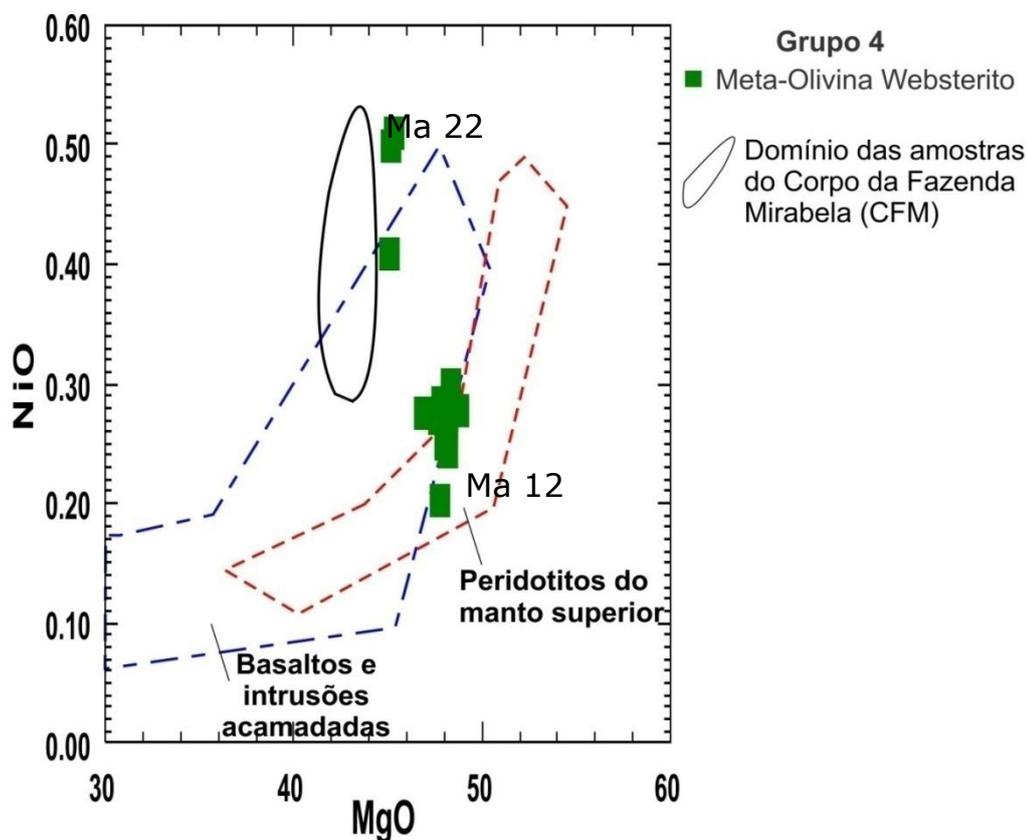


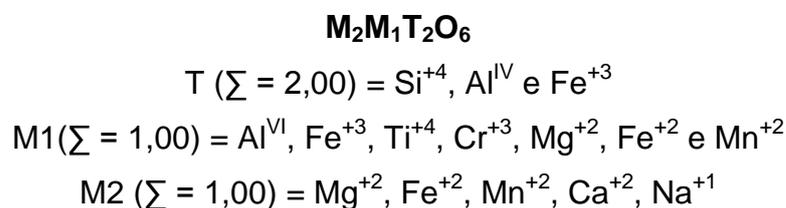
Figura 6.2: Diagrama de MgO versus NiO para as análises de olivina das rochas do corpo M-UM de Catingal, comparadas com os campos composicionais de olivinas de basaltos/intrusões acamadadas e de peridotitos do manto superior (FLEET *et al.* 1977, *apud* LIMA, 1997) e o domínio das amostra do CFM (ABRAM, 1993).

6.2. Piroxênios

Foram realizadas 28 análises da porção máfica e 31 da porção ultramáfica (Anexos - Quadro 9.2).

Utilizou-se a base de 6 oxigênios para os cálculos do número de cátions dos piroxênios e com o Fe^{+3} obtido estequiometricamente. A nomenclatura foi baseada em MORIMOTO *et al.*, (1990) e segue as recomendações do IMA (*International*

Mineralogical Association), permitindo o cálculo dos membros finais Enstatita (En–Mg₂Si₂O₆)- Wollastonita (Wo–Ca₂Si₂O₆)-Ferrosilita (Fs–Fe₂Si₂O₆). No cálculo da fórmula estrutural dos piroxênios foi considerada a expressão geral:



Ocorrem desde a porção ultramáfica (Meta-Olivina Websterito) com teores de MgO variando entre 17,0 a 32,3%, à porção máfica (Metagabronoritos) com teores de MgO variando entre 13,3 a 15,0%. A diminuição dos teores de magnésio confirma a diferenciação da sequência litológica/petrográfica definida nos capítulos anteriores.

Os cristais dos litotipos analisados plotam na área Quad (Figura 6.3) sendo então classificados pelo quadrilátero do diagrama Wo-En-Fs como piroxênios Ca-Mg-Fe, com os átomos Ca, Mg e Fe (Fe²⁺ + Fe³⁺ + Mn) normalizados (MORIMOTO, *et al.*, 1990).

Nos Metagabronoritos foram analisados os cristais de clinopiroxênio, sendo classificados como augita (Figura 6.3), com membros finais: En_{43,5-39}: Fs_{19,8-13,7}: Wo_{44-40,7}.

Nos Meta-Olivina Websteritos os cristais apresentam diferentes graus de alteração (talcificação e serpentinização – bastita), onde os cristais de ortopiroxênio são classificados como enstatita, com membros finais En_{85,9-80,4}: Fs_{18,5-13,5}: Wo_{0,1- 1,1}. Os clinopiroxênios são classificados como endiopsídio e augita, com membros finais En_{62- 58,5}: Fs_{9,2- 12,3}: Wo_{28,7- 29,6} (Figura 6.3).

Os clinopiroxênios apresentam comportamento similar aos presentes no CFM, porém com menores teores de da molécula Wo, já os ortopiroxênios do corpo M-UM de Catingal caem no campo de distribuição dos ortopiroxênios presentes no corpo M-UM da Fazenda Mirabela (CFM).

A coexistência de piroxênios ricos e pobres em Ca, assim como a evolução acompanhada por um decréscimo nos conteúdos de Ca e Mg, e um moderado enriquecimento de Fe, caracterizam o padrão evolutivo de piroxênios de suítes toleíticas.

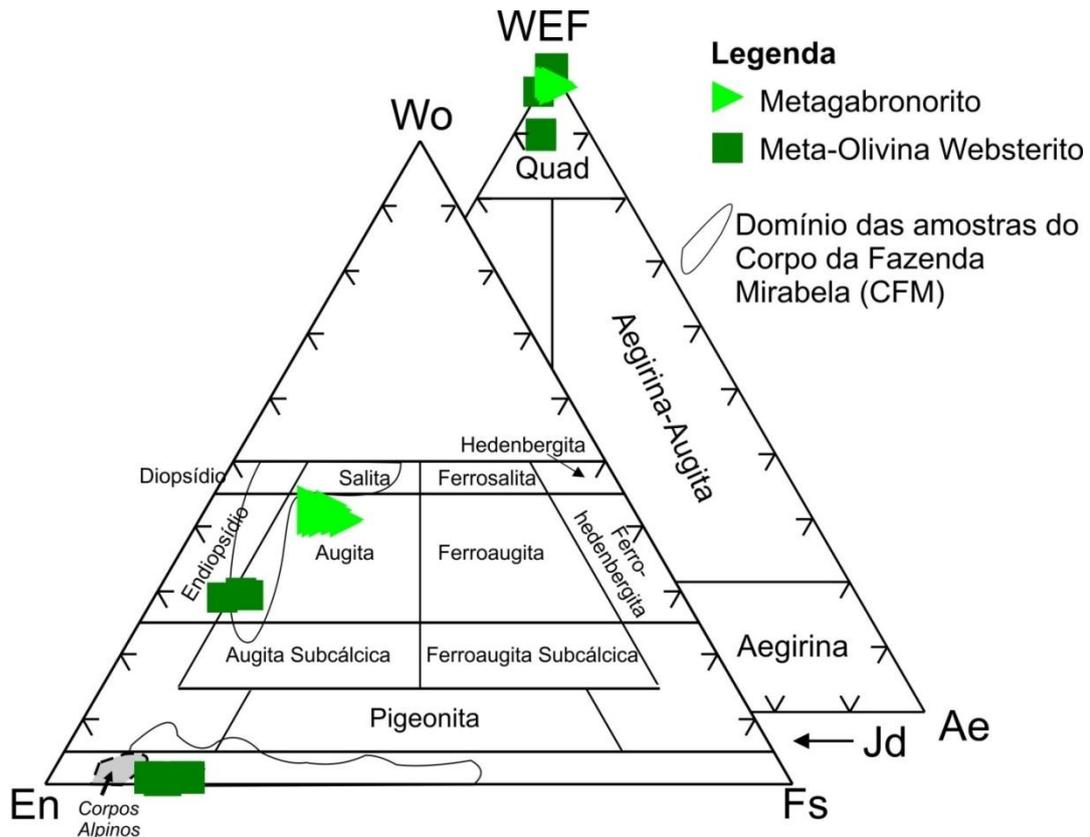


Figura 6.3: Diagramas de classificação de piroxênios segundo MORIMOTO *et al.*, (1990) e POLDERVAART & HESS (1951), para os piroxênios das rochas do corpo M-UM de Catingal. Distribuição composicional dos ortopiroxênios em rochas ultramáficas de corpos alpinos e no corpo M-UM da Fazenda Mirabela (ABRAM, 1993).

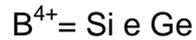
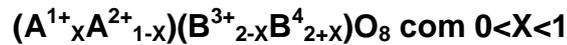
ABRAM (1993) comparou os valores dos percentuais em peso de Al_2O_3 dos cristais de clinopiroxênio presentes no CFM (2,0 a 4,5%) com os valores presentes em complexos estratificados (1,5 a 3,5%), em intrusões concêntricas (1,0 a 7,0%) e em corpos alpinos (1,0 a 11%). Os valores de Al_2O_3 nos cpx do corpo M-UM de Catingal (1,344 a 3,533%), assim como o CFM, são semelhantes aos complexos estratificados, com cpx cristalizados em condições de alta pressão e temperatura.

6.3. Plagioclásio

Foram realizadas 5 análises desta fase mineral (Anexos - Quadro 9.3) na unidade Metagabronorito.

Para a determinação da sua fórmula estrutural, utilizou-se a base de 32 oxigênios para os cálculos do número de cátions dos plagioclásios, permitindo o

cálculo dos teores de An. No cálculo da fórmula estrutural dos plagioclásio foi considerada a expressão geral:



Os plagioclásios presentes no Metagabronorito apresentam alto grau de alteração pelos processos de saussuritização e sericitização, o que não permitiu a determinação petrográfica do teor de anortita pelo método Michael-Levi (KERR, 1959). Quimicamente esta fase é classificada como Andesina ($An_{42,1-48,8}$) e Labradorita ($An_{65,7}$) de acordo com o Sistema Ternário Albíta (Ab)-Anortita (An)-Ortoclásio (Or) segundo DEER *et al.*, (1992) (Figura 6.4).

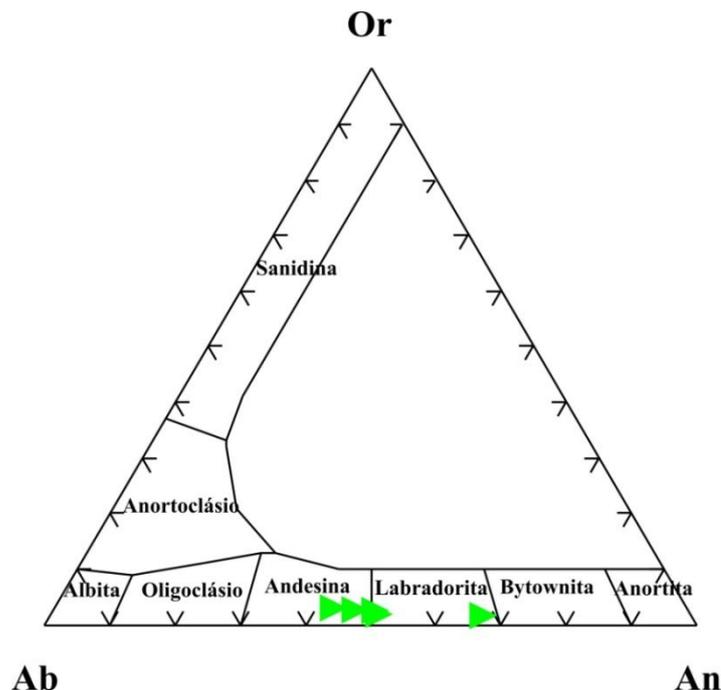
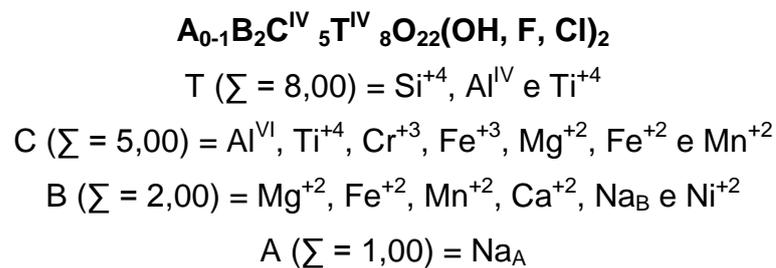


Figura 6.4: Composição dos plagioclásios classificados segundo os componentes moleculares Ab-Or-An para os Metagabronoritos da porção máfica do corpo U-UM de Catingal. Símbolos como na Figura 6.3.

6.4. Anfibólios

Foram realizadas 22 análises desta fase mineral (Anexos - Quadro 9.4) nos litotipos Meta-Olivina Websterito e Metawebsterito.

Para os anfibólios utilizou-se a base de 23 oxigênios para o cálculo do conteúdo catiônico da fórmula padrão, já que não se dispõe da determinação de H₂O, segundo a proposta de LEAKE *et al.*, (1991), que também estabelece o procedimento para o cálculo estrutural e a nomenclatura desta fase mineral. Sua fórmula geral é definida por:



Os anfibólios analisados fazem parte da serie cálcica (Figura 6.5) de acordo com a classificação de LEAKE *et al.*, (1991). Nos Meta-Olivina Websteritos foram classificados como Magnésio Hornblenda, enquanto que para os Metawebsteritos foram classificados como Tschermquita Hornblenda.

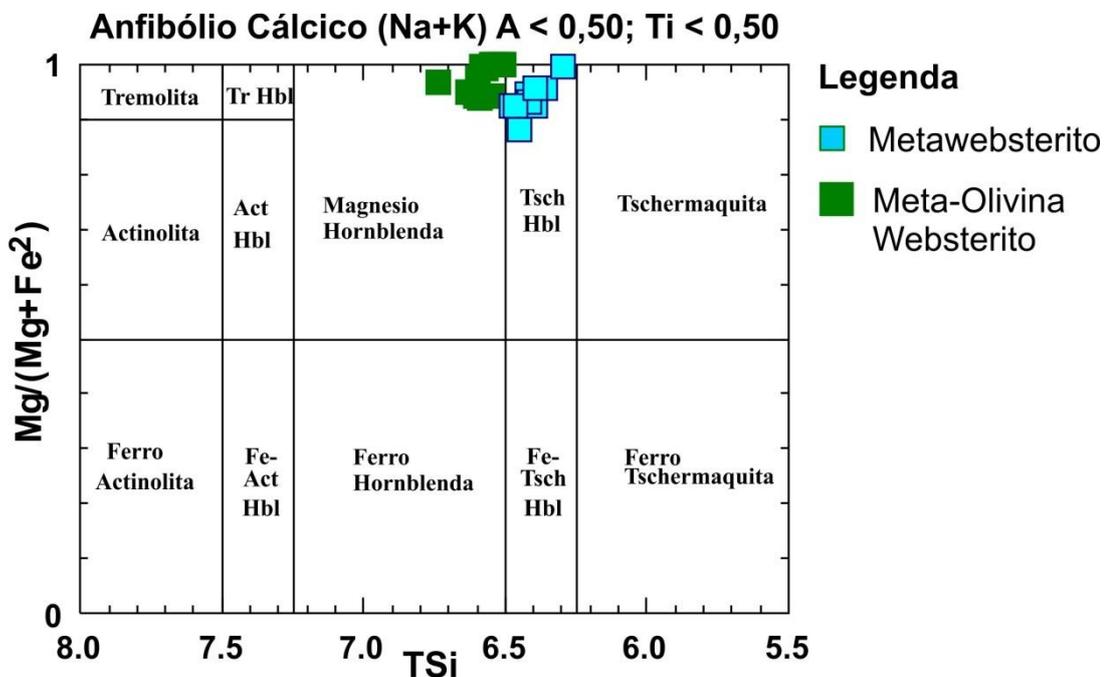


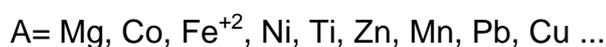
Figura 6.5: Diagramas de classificação de anfibólios cálcicos segundo LEAKE *et al.*, (1991) para os anfibólios das rochas do corpo M-UM de Catingal. Tr-Tremolita; Act-Actinolita; Hbl-Hornblenda; Tsch-Tschermquita.

6.5. Minerais opacos

Os minerais opacos analisados correspondem às fases: espinélio, magnetita, ilmenita e martita.

Foram realizadas 19 análises de espinélio verde, estando presente como fase *cumulus* subordinada e 14 de magnetita (Anexos - Quadro 9.5).

Para o cálculo da sua fórmula estrutural, utilizou-se a base de 4 oxigênios para os cálculos do número de cátions, sendo considerada a expressão geral:



Quimicamente apresentam composição espinélio/hercinita e magnetita.

A razão $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ decresce do litotipo mais primitivo (Meta-Ortopiroxenito - 0,661) para os diferenciados (Meta-Olivina Websterito - 0,112 a 0,054), enquanto que a razão $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})$ aumenta progressivamente (0,428 para os Meta-Ortopiroxenito e 0,627 a 0,908 para os Meta-Olivina websterito). Estas características são compatíveis com espinélios do tipo estratiforme (HUTCHISON, 1972).

Foram realizadas 4 análises de Ilmenita (Anexos – Quadro 9.6), que estão presentes nos Metagabronoritos como cristais subédricos a anédricos.

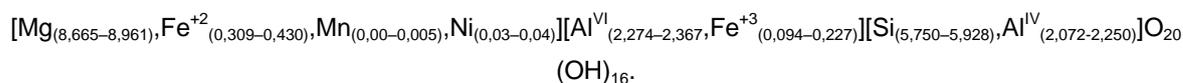
6.6. Clorita

Foram realizadas 05 análises desta fase mineral (Anexos - Quadro 9.7), presentes no Ortopiroxenito rico em serpentina.

Para o cálculo da sua fórmula estrutural, utilizou-se a base de 36 oxigênios para os cálculos do número de cátions, sendo considerada a expressão geral:



As fases foram classificadas como clinocloro (Figura 6.7), o pólo mais magnesiano da serie clinocloro-chamosita, ocorrendo na seguinte composição:



As cloritas são constituintes habituais nas rochas ígneas pelo fato de terem derivado, geralmente, da alteração hidrotermal de minerais ferro magnesianos primários (DEER *et al.*, 1992).

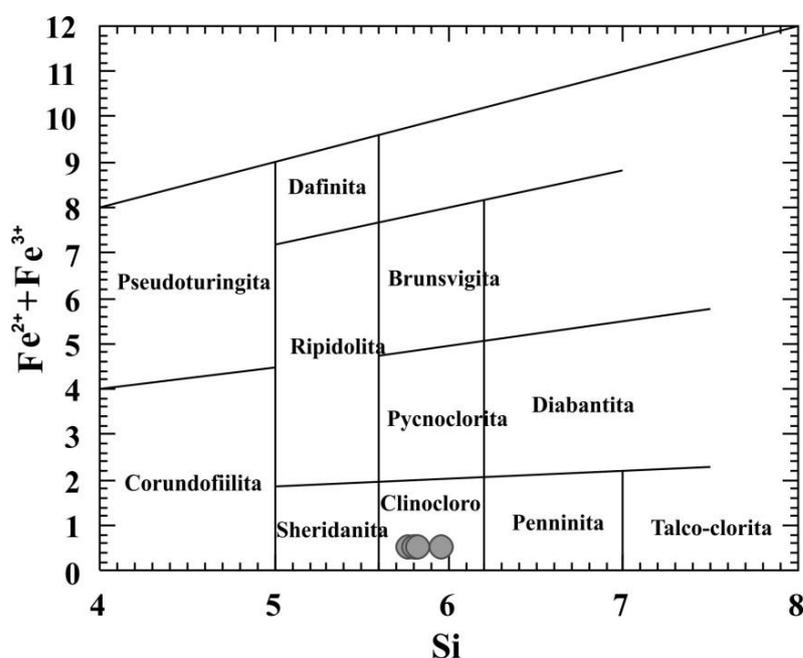


Figura 6.6: Diagrama de classificação das cloritas segundo DEER *et al.*, (1992) para as rochas do corpo M-UM de Catingal.

6.7. Geobarometria

As condições de pressão que o corpo M-UM de Catingal foi submetido foram calculados a partir do geotermômetro de HOLLISTER *et al.*, (1987) que utiliza a quantidade de Al^{T} presente na hornblenda, seguindo a seguinte equação:

$$\text{Pressão } (\pm 1 \text{ kbar}) = -4,76 + 5,64 \text{ Al}^{\text{T}}_{\text{Hbl}}$$

SOTO & SOTO (1995) apresentam diversos geobarômetros disponíveis para rochas máficas, porém apenas o de HOLLISTER *et al.*, (1987) foi utilizado, pois foi o único a utilizar parâmetros compatíveis com as análises e quantidade de dados disponíveis para o corpo M-UM de Catingal.

Os resultados estão presentes no Quadro 6.2. Para os Mg-Hornblenda presente nos Meta-Olivina Websterito obteve-se pressões de 5,58 a 6,15 kbar.

Associado aos valores calculados pelo geobarômetro de HOLLISTER *et al.*, (1987) (Quadro 6.2), algumas feições observadas nas fases minerais analisadas, indicam que o corpo M-UM de Catingal tenha sido colocado sob condições de alta pressão, como:

- a) Baixas razões Cr/(Cr+Al) nos espinélios (Figura 6.6);
- b) Elevados teores de Al₂O₃ na fase mineral clinopiroxênio;
- c) Coexistência de olivina e ortopiroxênio como fases cumuláticas.

Quadro 6.2: Pressões calculadas (kbar) baseada no geobarômetro de Al^T em hornblenda para o Meta-Olivina Websterito.

Amostra	Ponto	Al ^T	Pressão (± 1 kbar) HOLLISTER <i>et al.</i> , (1987)
Ma 12	c3-46	1,94	6,15
	c3-47	1,92	6,09
	c3-51	1,94	6,19
	Média	1,93	6,14 \pm 0,05
Ma 14	c1-145	1,88	5,85
	c2-164	1,64	4,50
	c3-168	1,93	6,11
	c3-169	1,89	5,87
	Média	1,83	5,58 \pm 0,73
Ma 22	c2-129	1,93	6,10

Além disso, o corpo M-UM de Catingal é encaixado em rochas granulíticas que se encontram na faixa de pressão entre 5 e 7 kbar (BARBOSA, 1986; BARBOSA & FONTEILLE, 1989; BARBOSA & SABATÉ, 2004) corroborando com o espectro calculado (5,58 a 6,15 kbar) para o corpo estudado.

6.8. Geotermometria

Com os dados de química mineral, foram realizados os cálculos geotermométricos nas fases minerais presentes nos Metagabronoritos e nos Meta-Olivina Websterito.

Com o objetivo de se determinar as temperaturas de cristalização e/ou reequilíbrio das paragêneses presentes no corpo M-UM de Catingal, foram utilizados os geotermômetros de BERGER & VANNIER (1978, *apud* SOTO & SOTO, 1995) e POVDIN (1988, *apud* SOTO & SOTO, 1995) para o par ortopiroxênio-olivina (Opx-

OI); POWELL & POWELL (1974, *apud* SOTO & SOTO, 1995) para o par clinopiroxênio-olivina (Cpx-OI); WOOD & BANNO (1973), WELLS (1977) e KRETZ (1982) para o par ortopiroxênio-clinopiroxênio (Cpx-Opx); BREY & KOHLER (1990, *apud* SOTO & SOTO, 1995); WITT-EICKSCHEN & SECK (1991, *apud* SOTO & SOTO, 1995) para os ortopiroxênios e KUDO & WEILL (1970) e MATHEZ (1973) para os plagioclásios.

Analisando as temperaturas médias para os diferentes geotermômetros calculados que utilizam os piroxênios, é possível observar diferenças entre as temperaturas de cristalização e as temperaturas obtidas pelo evento pós-magmático (reequilíbrio metamórfico).

Os geotermômetros que utilizaram o par Cpx-OI (Quadro 6.3) obtiveram temperaturas de 1012,96°C para o geotermômetro de POWELL & POWELL (1974, *apud* SOTO & SOTO, 1995). Já para o par Cpx-Opx (Quadro 6.4) obtive-se as temperaturas de 1261,80°C (WOOD & BANNO, 1973), 1267,79°C (WELLS, 1977) e 1374,26°C (KRETZ, 1982).

Quadro 6.3: Temperaturas calculadas com base no geotermômetro Cpx-OI e o valor médio para os Meta-Olivina Websterito.

Amostra-Campo (Pontos-Cpx;OI)	POWELL & POWELL (1974) Cpx-OI	
	Ln Kd	T (°C)
Ma12-c4(6;9)	-0,518	1012,97
Ma12-c4(6;10)	-0,520	1012,96

Quadro 6.4: Temperaturas calculadas com base no geotermômetro Cpx-Opx e o valor médio para os Meta-Olivina Websterito.

Amostra-Campo (Pontos-Cpx;Opx)	WOOD & BANNO (1973)		WELLS (1977)		KRETZ (1982)
	Ln a	T (°C)	Ln a	T (°C)	T (°C)
Ma12-c4(3;5)	-1,135	1272,72	-1,135	1261,63	1370,76
Ma12-c4(6;5)	-1,163	1266,11	-1,163	1252,60	1370,78
Ma14-c2(162;159)	-0,933	1246,56	-0,933	1289,15	1381,25
T Média	1261,80 ± 13,60		1267,79 ± 19,04		1374,26 ± 6,05

As temperaturas médias obtidas para os plagioclásios (Quadro 6.5) de acordo com KUDO & WEILL(1970) e MATHEZ(1973), apresentam valores de 1040,59°C e 1032,45°C, respectivamente.

O ponto M10-c3-43 que apresenta as maiores temperaturas corresponde à labradorita, que é a fase com maiores percentuais de Ca em relação às outras amostras, indicando e comprovando sua maior temperatura de cristalização.

Quadro 6.5: Temperaturas calculadas (°C) para os plagioclásios e o valor médio para os Metagabronoritos.

	KUDO & WEILL (1970)	MATHEZ (1973)
MV10-c1-2	977,45	976,73
MV10-c1-24	878,04	898,36
MV10-c1-25	1025,46	1016,64
MV10-c1-30	1031,27	1021,53
MV10-c3-43	1290,73	1249,02
T média	1040,59 ± 152,72	1032,45 ± 130,72

Estas temperaturas correspondentes às esperadas para a cristalização destas rochas, uma vez que foi constatado nos trabalhos de campo e nos estudos petrográficos a presença de uma foliação incipiente nas rochas e preservação das texturas cumuláticas primárias indicando que os efeitos dos eventos pós-magmáticos (metamorfismo) foram relativamente fracos.

Para o par Opx-Ol (Quadro 6.6) as temperaturas calculadas foram de 980,54 e 977,21°C para os geotermômetros de BERGER & VANNIER (1978, *apud* SOTO & SOTO, 1995) e POVDIN (1988, *apud* SOTO & SOTO, 1995), respectivamente. Estas temperaturas são menores tanto em relação às encontradas para os plagioclásios presente nas rochas máficas do corpo (Quadro 6.5), quanto para os pares Cpx-Ol (Quadro 6.3) e Cpx-Opx (Quadro 6.4) para as rochas ultramáficas, indicando então que estas temperaturas correspondem possivelmente ao evento pós-magmático (retro-metamorfismo ou hidrotermalismo).

Quadro 6.6: Temperaturas calculadas com base no geotermômetro Opx-Ol e o valor médio para os Olivina Websterito.

Amostra-Campo (Pontos-Opx;Ol)	BERGER & VANNIER (1978) NI OPX-OL		POVDIN (1988) NI OPX-OL	
	Ln Kd	T (°C)	Ln Kd	T (°C)média
Ma12-c4(5;8)	1,737	800,2	1,737	796,97

Ma12-c4(5;11)	1,556	857,59	1,556	854,3
Ma12-c1(23;14)	1,566	854,52	1,566	851,24
Ma12-c1(31;32)	0,857	1152,6	0,857	1149,22
Ma12-c1(31;32)	0,857	1152,6	0,857	1149,22
Ma22-c1(118;123)	0,959	1100,67	0,959	1097,28
Ma22-c1(125;123)	1,362	926,75	1,362	923,41
Ma22-c1(130;128)	1,18	999,41	1,18	996,04
T média	980,54 ± 141,63		977,21 ± 141,57	

Para os ortopiroxênios (Quadro 6.7) as temperaturas foram muito mais baixas segundo os geotermômetros de BREY & KOHLER (1990, *apud* SOTO & SOTO, 1995) e WITT-EICKSCHEN & SECK (1991, *apud* SOTO & SOTO, 1995) com 784,466 e 786,412°C respectivamente, comprovando um evento pós-magmático.

Quadro 6.7: Temperaturas calculadas para os ortopiroxênios e o valor médio para os Olivina Websterito.

Amostra (Pontos analisados)	BREY & KOHLER (1990) Ca no Opx	WITT-EICKSCHEN & SECK (1991) Al/Cr no Opx
	T (°C) ±26°C	T (°C)
Ma12 (7 pontos)	794,56 ± 30,45	797,31 ± 20,30
Ma14 (9 pontos)	808,07 ± 26,98	783,65 ± 21,89
Ma22 (11 pontos)	750,76 ± 76,85	778,27 ± 36,06
T Média	784,47 ± 29,96	786,41 ± 9,81

Capítulo 7 - LITOGEOQUÍMICA

As análises químicas foram realizadas em três grupos petrográficos, sendo 1 amostra do Grupo 2 (dique máfico); 5 amostras do Grupo 3 (porção máfica – Metagabros e Metagabronoritos) e 11 do Grupo 4 (porção ultramáfica), que engloba: Meta-Olivina Websterito (serpentinizado e talcificado), Meta-Ortopiroxenito (anfibolitizado, talcificado e serpentinizado); Metawebsterito (talcificado e anfibolitizado).

O estudo geoquímico de rochas cumuláticas apresenta limitações, pois a análise química de rocha total não corresponde ao magma original e sim um produto que foi submetido a diferenciação. Vários métodos foram desenvolvidos a fim de se obter a composição do magma parental, como a utilização margens resfriadas (*chilled margins*) e diques tardios cogenéticos.

Neste trabalho será utilizado a metodologia descrita por BÉDARD (1994) que utiliza a combinação da análise geoquímica de rocha total, percentagem modal e valores coeficientes de partição mineral/liquido a partir de um banco de dados consistente, com o objetivo de determinar a concentração de um dado elemento no líquido em equilíbrio com o cumulado.

Os resultados das análises químicas de rocha total (elementos maiores, traço e terras raras) e índices de diferenciação (#mg e I.S.) estão apresentados no Quadro 7.1.

Quadro 7.1: Análises químicas de rocha total

Grupo	G1	G2	G3				
Litotipo	Granulito máfico	Meta-gabronorito	Meta-gabronorito	Meta-gabronorito	Meta-gabro	Meta-gabro	Meta-gabro
Amostra	MV 16	MV 38	MV 10	MV 11	MV 26	MV 30	MV 32
Elementos maiores (%)							
SiO ₂	48,69	47,02	45,81	44,47	47,85	47,15	48,48
TiO ₂	1,2	3,28	2,78	2,98	3,36	3,53	3,05
Al ₂ O ₃	12,82	14,25	13,59	13,25	14,69	14,62	14,66
FeO	4,27	6,97	6,92	7,11	6,88	6,78	7,09
Fe ₂ O ₃	14,94	14	13,01	13,67	14,19	15,07	13,67
MnO	0,21	0,25	0,24	0,24	0,27	0,28	0,25
MgO	6,64	5,92	4,96	5,58	6,29	6,37	6,18
CaO	8,44	10,13	8,55	9,28	9,64	10,4	9,25
Na ₂ O	2,33	3,01	2,73	2,54	3,11	2,63	3,04
K ₂ O	0,39	0,64	1,17	1,12	1,17	1,16	1,22
P ₂ O ₅	0,17	1,09	1,38	1,27	1,15	1,17	1
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02
PF	0,72	1,7	1,75	1,83	2,18	2,01	1,95
TOTAL	96,57	101,31	95,98	96,24	103,95	104,41	102,79
Índice #mg	25,69	22,02	19,93	21,17	22,99	22,57	22,94
Índice IS	23,24	19,38	17,23	18,59	19,88	19,90	19,81
Elementos traço (ppm)							
V	229	270	238	317	286	294	256
Co	65,5	43,1	34,2	44,8	41,3	41,8	45
Ni	103	69	54	68	70	65	70
Cu	104	54	33	46	38	37	32
Zn	134	93	122	110	116	110	110
Ga	16,7	21	20	22	20,3	20,6	21,3
Rb	13,5	12,6	20,7	20,6	18,4	19,6	24,9
Sr	136	394	452	433	513	548	499
Y	33	24	26	25	25	26	24
Zr	105	163	196	200	156	167	168
Nb	6,58	23,6	29,52	27,2	23,55	25,1	25,21
Cs	0,38	0,34	0,25	0,25	0,07	0,08	0,11
Ba	75	673	925	761	1005	870	891
Hf	2,59	4,42	4,9	5,41	3,95	4,19	4,78
Ta	0,45	1,58	2,1	1,95	1,51	1,81	1,74
Th	1,2	2,3	5,3	4,7	1,8	2,1	2,4
U	0,09	0,58	0,73	0,74	0,5	0,61	0,69
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Mo	<2	<2	2	2	<2	2	3
Sn	0,9	0,8	3,9	2,4	1	0,5	0,7
Tl	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
W	0,9	1,3	1,6	1,3	3,7	3,5	2,2
Elementos terras raras (ppm)							
La	11,3	34,9	41,3	40,2	32,6	37	35,9
Ce	28,4	80,6	93	91,3	76,9	79,8	79,4
Pr	4,06	11	12,4	12,61	10,85	11,04	10,83
Nd	17,6	47,5	53,9	51,9	45,7	47,9	46,2
Sm	4,2	10,2	10,6	10,7	9,2	9,9	9,3
Eu	1,29	4,9	4,98	4,86	4,49	4,61	4,59
Gd	5,9	9,41	10,19	10,72	8,84	8,92	9,52
Tb	0,93	1,25	1,34	1,32	1,29	1,27	1,2
Dy	5,29	6,52	7,18	6,58	6,43	7,16	6,56
Ho	1,15	1,17	1,26	1,51	1,19	1,14	1,24
Er	3,35	3,11	3,53	3,42	3,24	3,65	3,07
Tm	0,42	0,43	0,44	0,49	0,46	0,42	0,45
Yb	3,6	2,6	2,7	2,9	2,5	2,6	2,5
Lu	0,4	0,3	0,32	0,32	0,35	0,34	0,26

Quadro 7.1: Continuação

Grupo Litotipo	G4								
	Meta-Olivina websterito						Metawebsterito		
Amostra	Ma12	Ma14	Ma22	MV 21	MV 22	MV 23	MV 14	MV 17	MV 34
Elementos maiores (%)									
SiO ₂	40,35	44,43	43,96	48,45	43,45	42,15	49,33	45,92	47,74
TiO ₂	0,34	0,38	0,25	0,37	0,39	0,31	0,25	0,33	0,44
Al ₂ O ₃	6,97	6,46	5,05	7,72	4,53	3,38	6,18	6,45	8,01
FeO	3,19	2,36	2,92	1,63	2,83	2,58	0,86	1,53	2,71
Fe ₂ O ₃	12,74	11,08	10,53	11,99	10,93	10,63	10,42	11,77	13,93
MnO	0,14	0,2	0,26	0,22	0,19	0,16	0,17	0,11	0,2
MgO	25,14	23,52	>30	23,19	28	>30	20,51	25,55	17,72
CaO	4,83	6,11	1,65	6,89	5,76	2,9	9,02	5,51	9,25
Na ₂ O	0,43	0,31	0,25	0,89	0,34	0,09	0,83	0,57	0,75
K ₂ O	0,11	0,1	0,07	0,18	0,05	0,06	0,21	0,1	0,14
P ₂ O ₅	0,07	0,02	0,01	<0,01	0,09	0,06	0,09	<0,01	<0,01
Cr ₂ O ₃	0,51	0,31	0,7	0,3	0,25	0,26	0,38	0,43	0,63
PF	5,23	4,47	6,42	1,8	6,36	7,83	1,39	5,51	2,9
TOTAL	96,85	97,39	99,15*	101,98	100,34	97,83*	98,78	102,2	100,37
Índice #mg	61,21	63,64	69,04*	63,00	67,05	69,43*	64,52	65,77	51,57
Índice IS	60,42	62,94	68,54*	61,22	66,43	69,19*	62,47	64,65	50,27
Elementos traço (ppm)									
V	193	151	107	131	121	76	144	144	165
Co	112,5	91,7	125,3	94,8	110,5	103,3	77,1	74,2	112,5
Ni	1105	1545	1832	979	1704	1937	878	1311	3402
Cu	50	5	6	7	34	20	18	110	3064
Zn	127	128	256	87	77	73	70	128	235
Ga	10,8	7,2	5,4	7,2	5,9	4,4	5,5	6,9	9,6
Rb	2,7	1	0,7	5,3	2,3	1,1	4,9	5,3	1,6
Sr	24	20	<10	24	41	14	45	16	<10
Y	<10	11	<10	<10	<10	<10	12	11	<10
Zr	34	29	14	18	28	21	17	27	20
Nb	1,49	<0,05	1,02	1,64	2,39	1,08	1,3	0,56	1,18
Cs	0,17	0,06	0,1	0,08	0,13	0,12	0,29	0,3	0,12
Ba	66	55	18	55	29	<10	117	88	25
Hf	0,84	0,66	0,39	0,75	0,95	0,69	0,57	0,69	0,62
Ta	0,09	0,13	0,18	0,16	0,36	0,33	0,12	0,16	0,23
Th	1,1	0,5	0,2	0,6	0,6	0,2	1,3	0,7	1,1
U	0,09	0,11	0,08	0,06	0,07	<0,05	0,06	0,2	0,37
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Mo	<2	<2	4	<2	<2	<2	3	<2	2
Sn	2,9	2,6	1,9	<0,3	0,7	<0,3	0,6	2,6	<0,3
Tl	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
W	2,2	2,5	4,1	4,1	4,7	6,4	0,4	2,5	1,5
Elementos terras raras (ppm)									
La	3,6	7,9	4,2	4,6	4,4	1,1	4,8	2,9	4,8
Ce	5,7	11,1	3,6	23	9,3	4,2	6,5	2,3	9,3
Pr	0,86	2,46	0,43	1,18	1,35	0,56	1,24	0,81	1,24
Nd	3,7	9,3	2,4	5,2	5,3	3	6,1	3,6	4,7
Sm	1	2,4	0,6	1,6	1,3	0,9	1,5	1	1,3
Eu	0,32	0,89	0,35	0,47	0,52	0,21	0,61	0,18	0,37
Gd	1,32	2,37	0,71	1,77	1,53	1,23	1,91	1,75	1,45
Tb	0,26	0,49	0,12	0,32	0,3	0,17	0,29	0,3	0,19
Dy	1,24	3,18	0,96	1,67	1,63	1,1	1,91	1,57	1,54
Ho	0,33	0,55	0,2	0,39	0,34	0,25	0,41	0,34	0,35
Er	0,99	1,54	0,57	1,28	1,05	0,69	1,02	1,09	0,93
Tm	0,13	0,23	0,08	0,16	0,17	0,13	0,18	0,12	0,14
Yb	0,7	1,6	0,6	1,1	1	0,6	1,1	0,9	1
Lu	0,09	0,11	<0,05	0,08	0,09	<0,05	0,12	0,1	<0,05

*Considerando o valor de MgO=30%

Quadro 7.1: Continuação

Grupo	G4	
	Meta-Opx	Meta-Opx rico em Tlc
Amostra	Ma 21	MV 07
Elementos maiores (%)		
SiO ₂	45,8	47,99
TiO ₂	0,26	0,29
Al ₂ O ₃	5,21	4,22
FeO	1,86	2,13
Fe ₂ O ₃	10,6	9,79
MnO	0,2	0,12
MgO	29,84	26,28
CaO	4,42	4,66
Na ₂ O	0,49	0,45
K ₂ O	0,1	0,14
P ₂ O ₅	<0,01	0,08
Cr ₂ O ₃	0,3	0,25
PF	5,93	5,51
TOTAL	103,16	99,78
Índice #mg	70,54	68,80
Índice IS	69,57	67,75
Elementos traço (ppm)		
V	104	118
Co	116,1	83,6
Ni	1755	1315
Cu	9	16
Zn	69	65
Ga	5,3	6,1
Rb	1,3	6,6
Sr	28	22
Y	<10	<10
Zr	11	22
Nb	0,4	8,87
Cs	0,21	0,35
Ba	497	97
Hf	0,54	0,87
Ta	0,13	0,76
Th	0,8	4,8
U	0,1	0,19
Ag	<1	<1
Mo	<2	<2
Sn	1,2	3,7
Tl	<0,5	<0,5
W	2,2	3,5
Elementos terras raras (ppm)		
La	5,5	8,3
Ce	4,6	11,1
Pr	0,98	1,36
Nd	3,9	5,7
Sm	1,3	1,2
Eu	0,31	0,27
Gd	1,65	1,94
Tb	0,25	0,35
Dy	1,77	2,21
Ho	0,35	0,39
Er	1,02	1,3
Tm	0,13	0,17
Yb	0,7	1,2
Lu	<0,05	0,08

*Considerando o valor de MgO=30%

7.1 Mobilidade dos Elementos

Segundo os dados apresentados no capítulo 5 (Petrografia), as rochas estudadas apresentam as texturas ígneas preservadas (intergranular, ofítica, subofítica, cumulática) e uma mineralogia primária alterada por processos pós-magmáticos (metamorfismo e alteração hidrotermal/metassomatismo). Essas alterações podem modificar o quimismo de rocha total, sendo necessário, antes do tratamento geoquímico uma análise da possível mobilização dos elementos químicos destas rochas.

Para o estudo da mobilidade dos elementos são utilizados os diagramas MPR (*Molecular Proportion Ratio*) (Figura 7.1), desenvolvidos por PEARCE (1968) e adaptados por diversos autores (e.g. PEARCE, 1970; BESWICK & SOUCIE, 1978; BESWICK, 1982; 1983). Fundamentam-se no princípio de que diagramas de variação binários podem ser enganosos, quando se trata de interpretações petrogenéticas, por apresentar variações relativas entre dois óxidos. Quando normalizados por um terceiro óxido que permanece constante no decorrer do fracionamento, a variação entre os dois óxidos que estão sendo incorporados ao(s) mineral(is) em cristalização pode ser descrita em termos precisos, e sua relação se torna mais evidente.

Estes diagramas permitem a verificação do grau de alteração submetida a uma determinada amostra, pelo afastamento da faixa magmática em cada um dos seus diagramas. “*Trends*” bem definidos são consistentes com processos ígneos e “*trends*” dispersos, apresentando uma distribuição de pontos sob a forma de um leque radiando da origem, evidenciam a mobilidade dos óxidos normalizados.

A razão $\text{Fe}_2\text{O}_{3T} \times \text{MgO}$, normalizados pelo TiO_2 mostra um *trend* quase retilíneo evidenciando a baixa mobilidade do TiO_2 , assim como a imobilidade do Fe_2O_{3T} em relação ao MgO . Este *trend* não é observado na razão $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{MgO}$ também normalizados pelo TiO_2 , principalmente observando os Meta-Olivina websterito e os Meta-Ortopiroxenitos.

O *trend* em leque é observado nos diagramas que utilizam o Al_2O_3 como normalizador ($\text{CaO} \times \text{TiO}_2$, $\text{MgO} \times \text{TiO}_2$ e Fe), evidenciando a mobilidade do mesmo, provavelmente relacionado a eventos secundários.

O padrão retilíneo volta a ser observado nos diagramas que utilizam como normalizador o CaO (com exceção do que utiliza a razão com o Al_2O_3), Na_2O e K_2O ,

mostrando que Si, FM (FeO+MgO) e o Mg permaneceram imóveis durante o metamorfismo e alterações secundárias, ou então que seguiu o mesmo padrão de alteração dos álcalis normalizadores.

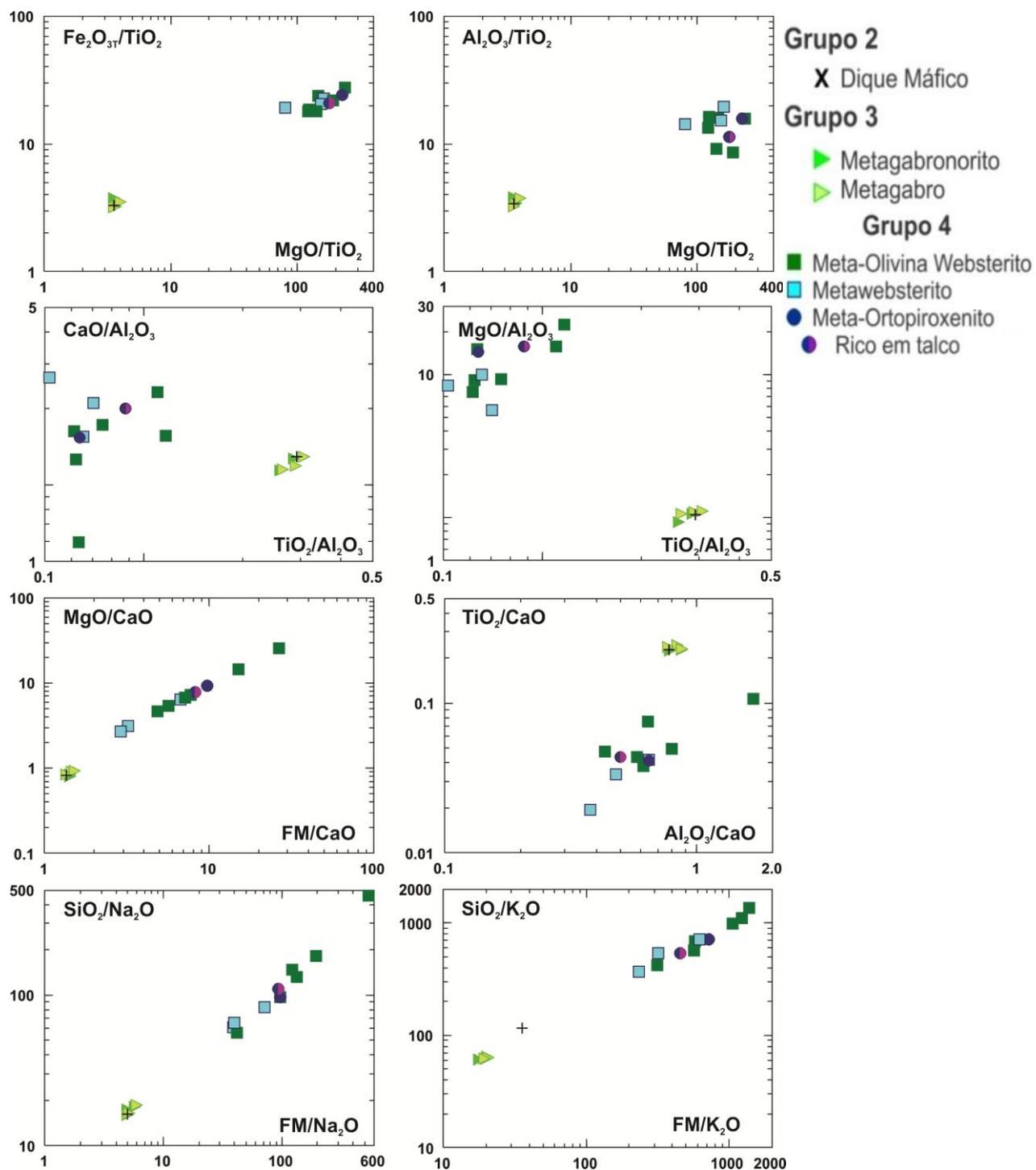


Figura 7.1: Diagramas das razões de proporções moleculares das rochas do corpo M-UM de Catingal. FM = (FeO+MgO).

Os diagramas MPR são também utilizados para observar o fracionamento da olivina e do piroxênio (Figura 7.2) através de vetores definidos pelas razões dos diferentes elementos envolvidos no fracionamento destes minerais.

Comparando os valores obtidos para o corpo M-UM de Catingal é possível observar que este apresenta um comportamento similar ao Corpo Máfico-Ultramáfico da Fazenda Mirabela (CFM). Os Meta-Olivina websterito seguem a razão $(\text{FeO}+\text{MgO})/\text{SiO}_2 = 1,8$ para os Ol cumulos e Ol-Opx cumulos (antiga nomenclatura) do CFM, indicando a fase controladora do fracionamento é a olivina. Os Metawebsteritos se aproximam da razão 1,0 do CFM indicador do controle do fracionamento pelo ortopiroxênio.

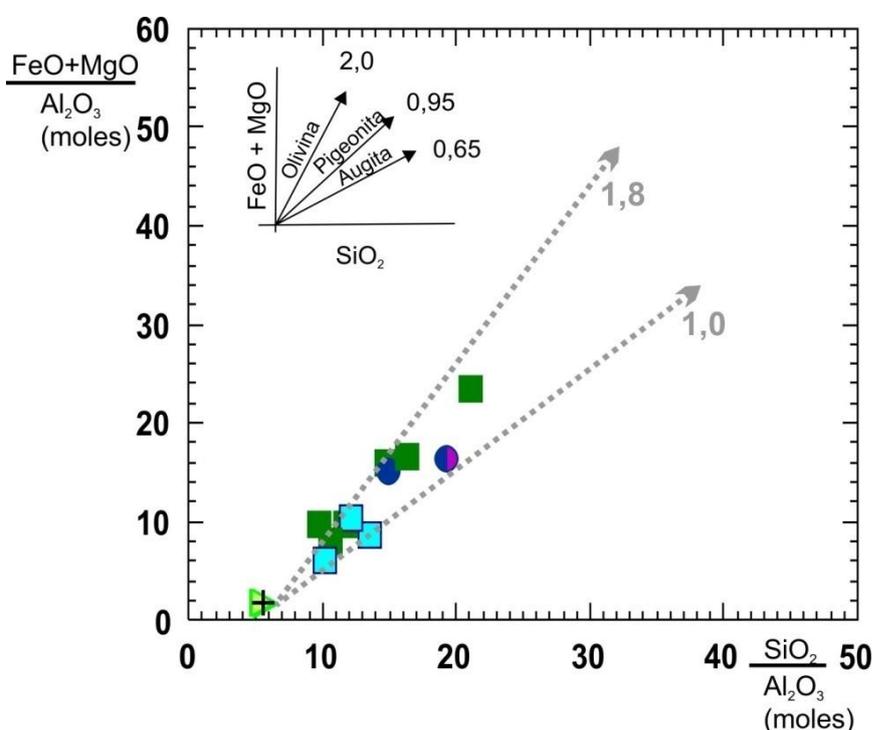


Figura 7.2: Diagrama $(\text{FeO}+\text{MgO})/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, proposto por PERACE, 1970. Adaptado de ABRAM (1993). Setas indicam a razão $(\text{FeO}+\text{MgO})/\text{SiO}_2$ para o Corpo Máfico-Ultramáfico de Mirabela (CFM). Símbolos como na Figura 7.1.

De maneira geral, apesar de algumas razões entre os elementos maiores terem apresentado um *trend* em leque, ainda é possível fazer observações sobre o magma parental das rochas estudadas, porém com ressalvas quando estes óxidos estejam envolvidos na caracterização.

7.2. Classificação

Com base na quantidade de SiO₂ presente (Quadro 7.1), as rochas que compõem o corpo M-UM estudado, foram classificadas como básicas e ultrabásicas, com teor de SiO₂ variando entre 50,57% e 39,05%, respectivamente.

O número de magnésio, originalmente proposto por JAQUES & GREEN (1980) é importante para a classificação do grau de diferenciação do magma, aplicado principalmente à complexos máficos/ultramáficos diferenciados (WERNIC, 2004). Valores elevados de #mg, em torno de 80, são dos termos mais primitivos, ou pouco diferenciados e valores inferiores a 50 são muito diferenciados.

GREEN *et al.*, (1974, *apud* RIZZOTTO, 1999), sugerem que magmas primários extraídos de um manto peridotítico tem valores de #mg em torno de 70. As rochas observadas dos Grupos 2 e 3 (máficas) possuem #mg entre 19,93 e 22,94, sendo classificadas como evoluídas/diferenciadas, enquanto que as rochas do Grupo 4 (ultramáficas) apresentam valores entre 51,57 a 77,34, indicando-as como mais primitivas que as rochas dos Grupos 2 e 3.

7.3. Evolução magmática

Para definir a evolução magmática do corpo M-UM estudado, faz-se necessário a análise do comportamento dos elementos maiores e traço através de diagramas de variação (diagramas petrogenéticos) binários, que utilizam parâmetros e índices específicos (WERNICK, 2004).

Uma outra forma de representar a variação do comportamento químico é através de diagramas ternários, que mostram *trends* específicos para cada suíte magmática. Neste trabalho foram utilizados os diagramas AFM de IRVINE & BARAGAR (1971), que mostra a influência da cristalização e variação química dos minerais ferromagnesianos, além do diagrama tectônico de JENSEN (1976, *apud* TEIXEIRA, 1997) e o diagrama petrotectônico de COLEMAN (1977, *apud* PINHEIRO & SUITA, 2008).

No diagrama AFM (A-Na₂O + K₂O; F-FeO_T; M-MgO) (IRVINE & BARAGAR, 1971) as amostras plotam no campo da série toleítica (Figura 7.3), marcada pelo enriquecimento progressivo em ferro (ou *Trend* de Fenner), em relação aos teores

de MgO e empobrecimento em álcalis. Comparado ao comportamento do CFM há uma grande semelhança com as rochas do corpo M-UM de Catingal.

No diagrama de JENSEN (1976, *apud* TEIXEIRA, 1997) as ultramáficas seguem o *trend* komatiítico (Figura 7.4), plotando no campo dos basaltos komatiíticos. O elevado enriquecimento em MgO, mais provavelmente está relacionado com acumulação dos minerais magnesianos *cumulus* (olivina e piroxênio).

Para os diagramas de COLEMAN (1977, *apud* PINHEIRO & SUITA, 2008) as rochas ultramáficas plotam no campo dos cumulatos ofiolíticos ultramáficos (Figura 7.5a) e no campo dos cumulatos ofiolíticos (Figura 7.5b).

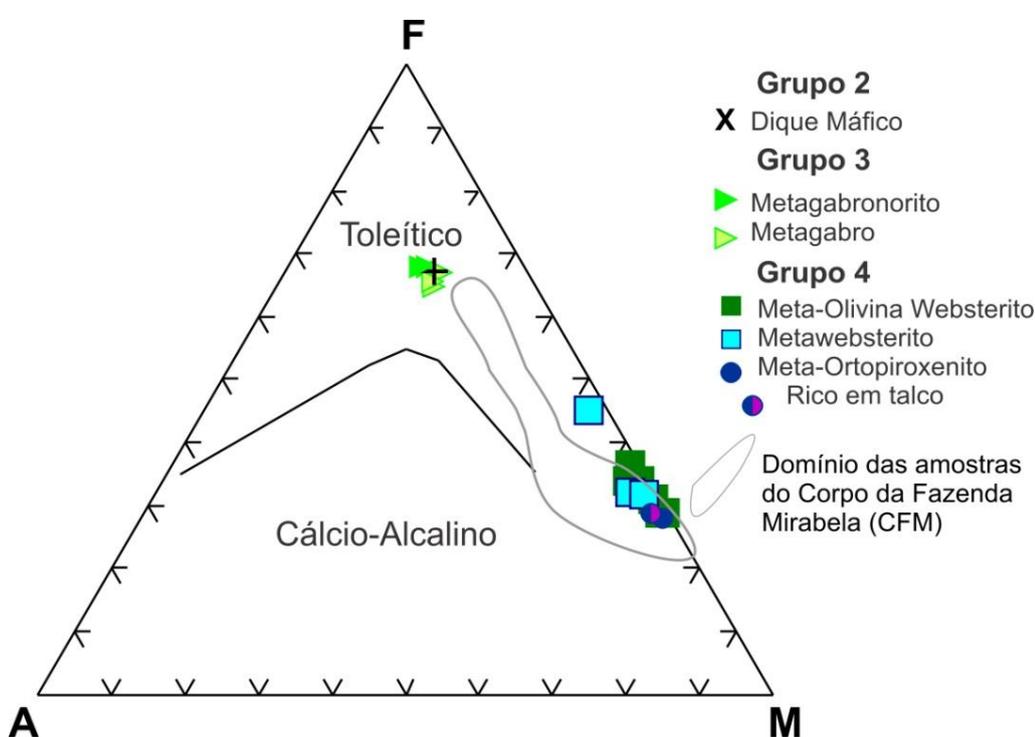


Figura 7.3: Diagrama AFM, segundo IRVINE & BARAGAR (1971). A linha cheia representa a suíte toleítica do Hawaii, segundo MacDONALD & KATSURA (1964).

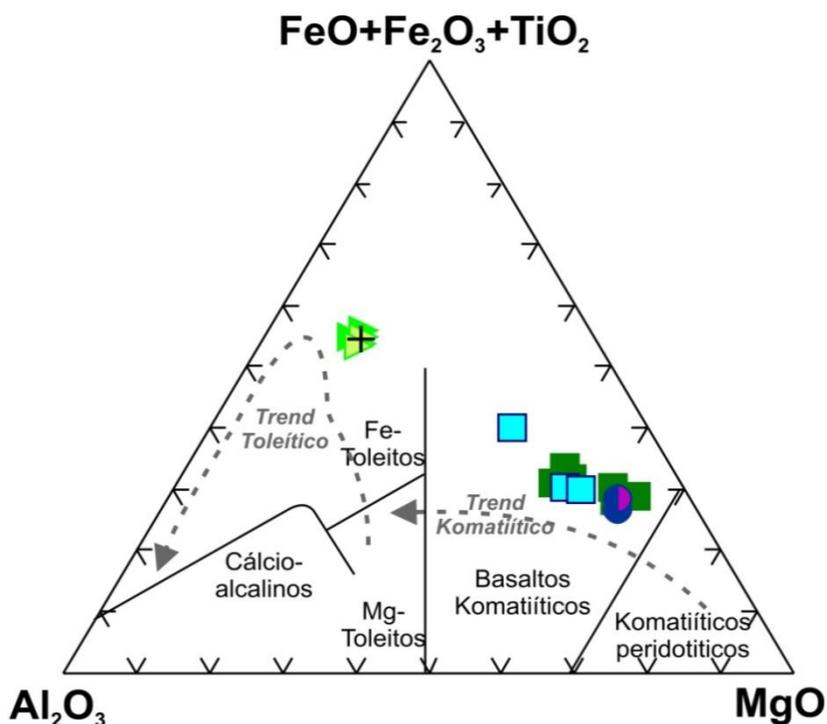


Figura 7.4: Diagrama tectônico JENSEN (1976 *apud* TEIXEIRA, 1997) para as amostras do corpo M-UM de Catingal. Símbolos como na Figura 7.3.

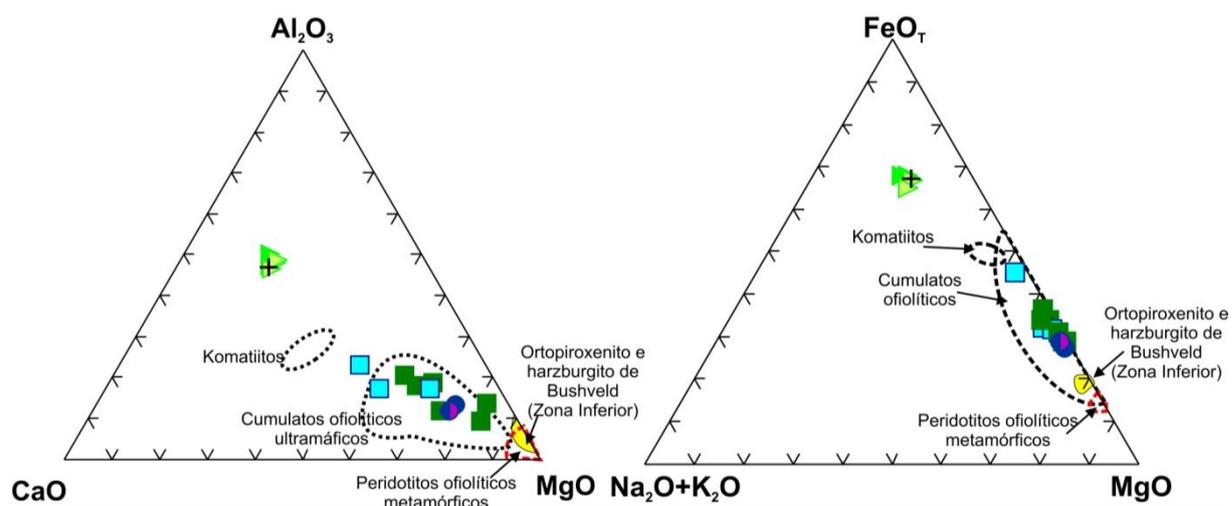


Figura 7.5: Diagramas petrotectônicos segundo COLEMAN, 1977 (*apud* PINHEIRTO & SUITA, 2008). Símbolos como na Figura 7.3.

7.3.1. Diagramas Binários

Estes diagramas correlacionam óxidos e elementos traço *versus* índices, sendo úteis para caracterizar o comportamento dos elementos compatíveis e incompatíveis durante a evolução magmática, assinalar a cristalização de fases minerais específicas e comparar distintas associações rochosas (WERNICK, 2004).

O emprego de índices substituindo os óxidos na correlação, permite uma melhor avaliação do comportamento/espalhamento dos elementos maiores e menores durante o fracionamento magmático.

No presente trabalho será utilizado como índice de diferenciação o Índice de Solidificação (IS) ou Índice de KUNO (1960), é dado pela expressão:

$$I.S. = \frac{MgO}{MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O} \times 100 \text{ (\% em peso)}$$

que corresponde à relação M: (M+F+A) do diagrama AFM (WERNICK, 2004).

A inclusão de (Na₂O+K₂O) no denominador compensa a pouca sensibilidade da relação Mg/Fe para resíduos enriquecidos em álcalis (FUJIMORI, 1990).

A análise da inclinação da reta evolutiva do líquido nos diagramas binários, de um elemento, contra qualquer índice de diferenciação (%MgO, IS, Fe/Fe+Mg, etc.) informa se o elemento em questão está sendo consumido, por exemplo se a inclinação da reta for ascendente, o resíduo/cumulato não está retendo o elemento e o líquido vai sendo continuamente enriquecido no mesmo. Se, ao contrário, apresentar a reta com inclinação descendente então a assembléia de fases sólidas está retendo o elemento e por consequência, o líquido vai se tornando cada vez mais empobrecido no mesmo (TEIXEIRA, 1997).

7.3.1.1. Elementos maiores

Os diagramas binários (Figura 7.6) mostram que a composição das rochas estudadas apresentam comportamentos geoquímicos distintos, com um *gap*/lacuna composicional no eixo do IS, separando as rochas máficas das ultramáficas. Esse *gap* poderia estar relacionado com a presença de rochas cumuláticas que seriam consideravelmente mais enriquecidas em Mg, fazendo com que as rochas máficas ficassem depletadas, ou ainda que estes corpos fossem produtos de diferentes pulsos magmáticos.

Para comparação nos diagramas binários das rochas do corpo M-UM de Catingal, foram plotados os *trend* evolutivos e os campos das amostras do Corpo Máfico-Ultramáfico da Fazenda Mirabela (CFM) (ABRAM, 1993).

Os teores de SiO₂ são compatíveis com a evolução magmática, apresentando um aumento progressivo até os litotipos mais evoluídos da porção ultramáfica (Metawebsteritos). O CFM apresenta os teores de SiO₂ sendo inversamente

proporcionais aos teores de olivina e não apresentando um decréscimo contínuo (ABRAM, 1993) evidenciado pela presença de dois campos evolutivos. As amostras de Catingal são compatíveis com o *trend* mais pobre em sílica, referente aos Serpentinitos, Ol-cumulatos e Ol-Cpx cumulatatos (nomenclatura antiga) do CFM.

O enriquecimento de SiO_2 pode também estar relacionado com a adição deste óxido para a geração da paragênese de alteração (talco e serpentina).

O FeO_T apresenta uma diferenciação normal (compatível com o CFM), com o aumento dos teores em relação a evolução.

O CFM é caracterizado por apresentar uma diferenciação reversa para os teores de FeO_T (para os Serpentinitos, Ol cumulatatos e Ol-opx cumulatatos – nomenclatura antiga).

O CaO aumenta com o decréscimo de olivina e aumento dos cristais *intercumulus* (clinopiroxênio e plagioclásio) com o pico na cristalização dos clinopiroxênios (compatível com o CFM). Para as rochas máficas há diminuição, quando há participação do plagioclásio, no momento da cristalização dos Gabronoritos (ABRAM, 1993) comportamento também observado para as rochas máficas de Catingal. Presentes também nos cristais de epidoto e actinolita.

O Na_2O , Al_2O_3 e K_2O apresentam um aumento discreto dos valores seguindo a evolução dos ultramáficos para os máficos.

P_2O_5 e Ti_2O nas ultramáficas apresentam um leve enriquecimento, porém é melhor observado nas máficas pelo aparecimento de apatita e esfeno/titanita. Na petrografia a porcentagem modal de apatita nos Metagabronoritos (4 a 3%) é maior que nos metagabros (2%) justificando o gráfico P_2O_5 x IS. As análises químicas das rochas máficas apresentam valores de P_2O_5 entre 1,0 e 1,38%, valores muito superiores aos esperados para este tipo de rocha, que podem sugerir um enriquecimento devido ao hidrotermalismo, ou então que este magma seria primariamente enriquecido em fósforo.

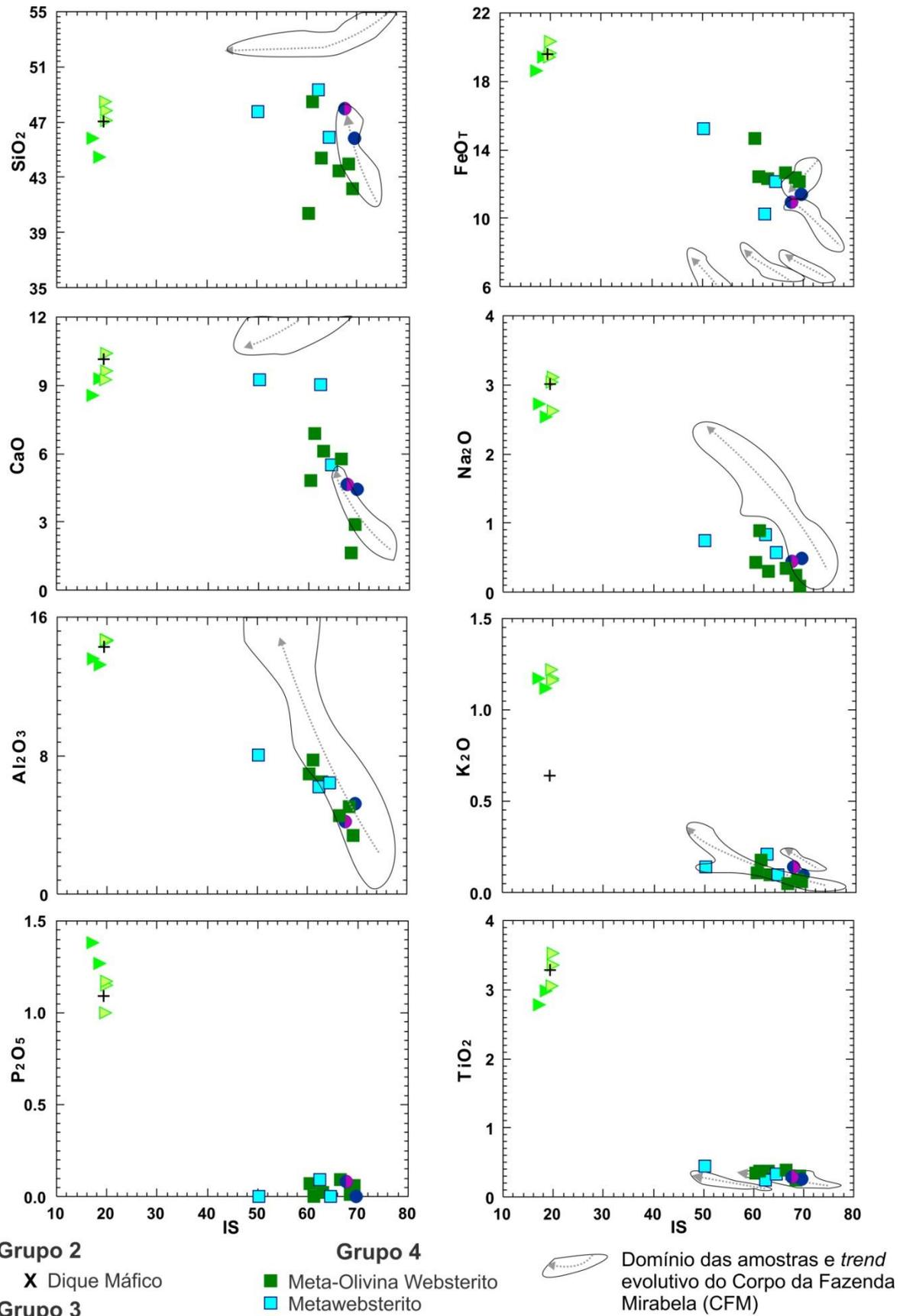


Figura 7.6: Diagramas de variação IS versus elementos maiores (%).

7.3.1.2. Elementos traço

Os elementos traço possuem um papel importante na caracterização geoquímica de rochas submetidas a diversos eventos, sejam tectônicos/metamórficos ou hidrotermais, pois estes processos pós-magmáticos tem pouca influencia na sua mobilidade, principalmente ETRs (PEARCE & CANN, 1973; PEARCE & NORRY, 1979).

TEIXEIRA (1997) explica que estes elementos são úteis na caracterização dos ambientes tectônicos de geração dos magmas, permitindo ainda verificar a presença de contaminações tanto da fonte produtora de magmas básicos, como em arcos de ilha ou margens ativas, onde o manto está freqüentemente metassomatizado por fluidos oriundos da zona de subdução, quanto de líquidos que assimilam as encaixantes, como nos ambientes continentais.

Nos diagramas binários elementos traço *versus* IS (Figura 7.7), observa-se que os elementos traço compatíveis como o Cr, Ni, Co e Cu, apresentam um decréscimo dos teores, com o aumento da cristalização. Assim como no CFM os maiores teores de Ni estão relacionados às rochas com maiores porcentagens de serpentina. Este aumento está relacionado com a alteração supergênica que aumenta a concentração deste elemento. A depender da espessura e dimensão destes corpos, esta alteração pode corresponder aos depósitos de laterita niquelífera.

De maneira geral as análises químicas destes elementos apresentam valores dentro da faixa composicional das rochas ultramáficas, com exceção da amostra Mv34 (Metawebsterito), que apresenta anomalias de níquel (3402ppm) e cobre (3064ppm). Esta amostra foi omitida do diagrama Cu x IS, devido esta anomalia plotar fora do campo das outras amostras analisadas que apresentam uma variação de 5 a 110ppm, mostrando o evidente enriquecimento da Mv34.

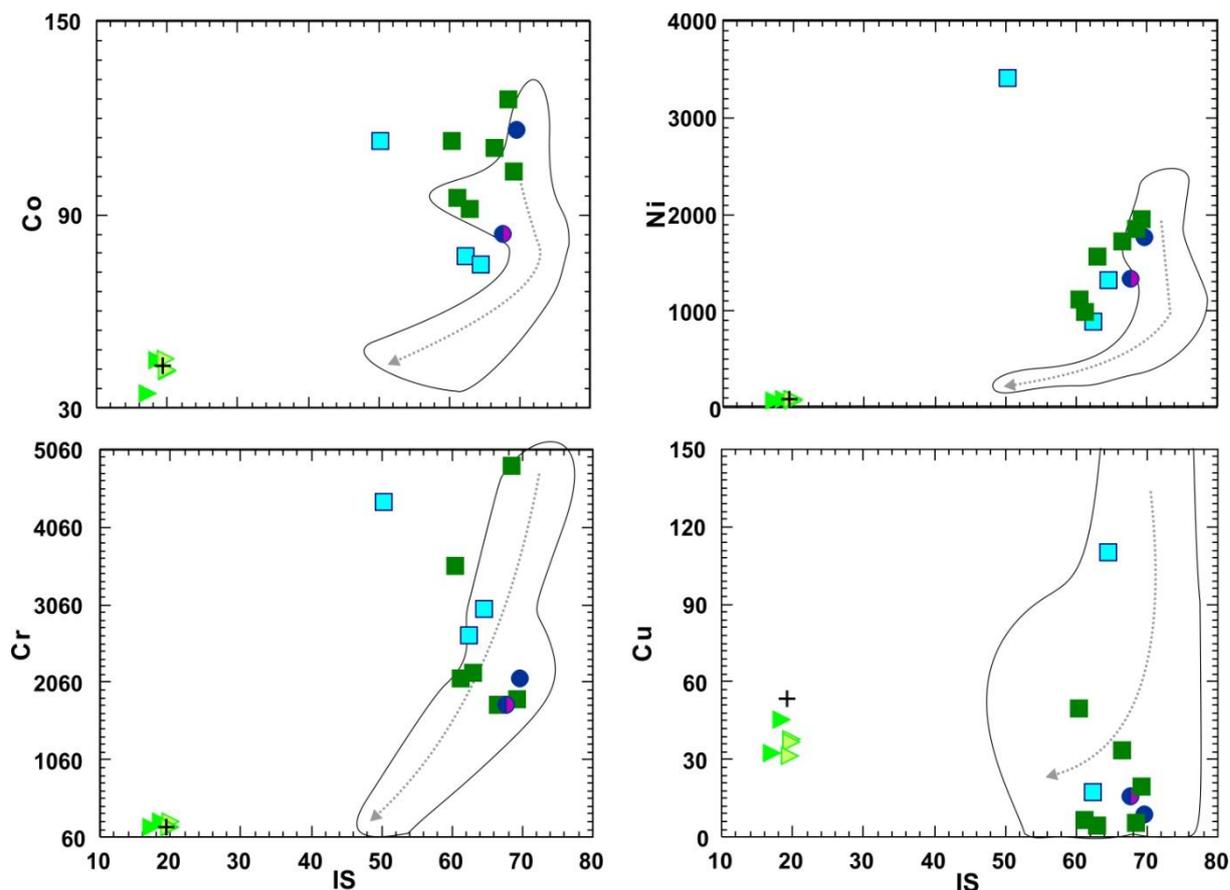


Figura 7.7: Diagramas de variação IS versus elementos traço (Co, Ni, Cr e Cu) (ppm). Símbolos como na Figura 7.3.

Os incompatíveis como Sr, Y, Zr e V (Figura 7.8) apresentam como esperado, *trends* negativos em relação ao IS, evidenciando sua concentração no líquido residual.

Os elevados teores de Sr nas rochas máficas estão relacionados com a cristalização dos plagioclásios.

O enriquecimento de Y em algumas rochas ultramáficas pode estar relacionado com assimilação crustal.

De acordo com o diagrama Ni/Co versus Ni (GÜLAÇAR & DELALOYE, 1976, *apud* PINHEIRO & SUITA, 2008) as amostras ultramáficas estudadas apresentam comportamento intermediários entre as rochas da zonal basal e crítica de Bushveld e rochas de complexos alpinos (Figura 7.9).

Utilizando o diagrama de PEARCE & NORRY (1979) que relaciona o log. Zr versus log. Zr/Y (Figura 7.10) para definição do ambiente tectônico das rochas máficas do corpo M-UM de Catingal, as mesmas plotaram no campo dos Basaltos intra-placa.

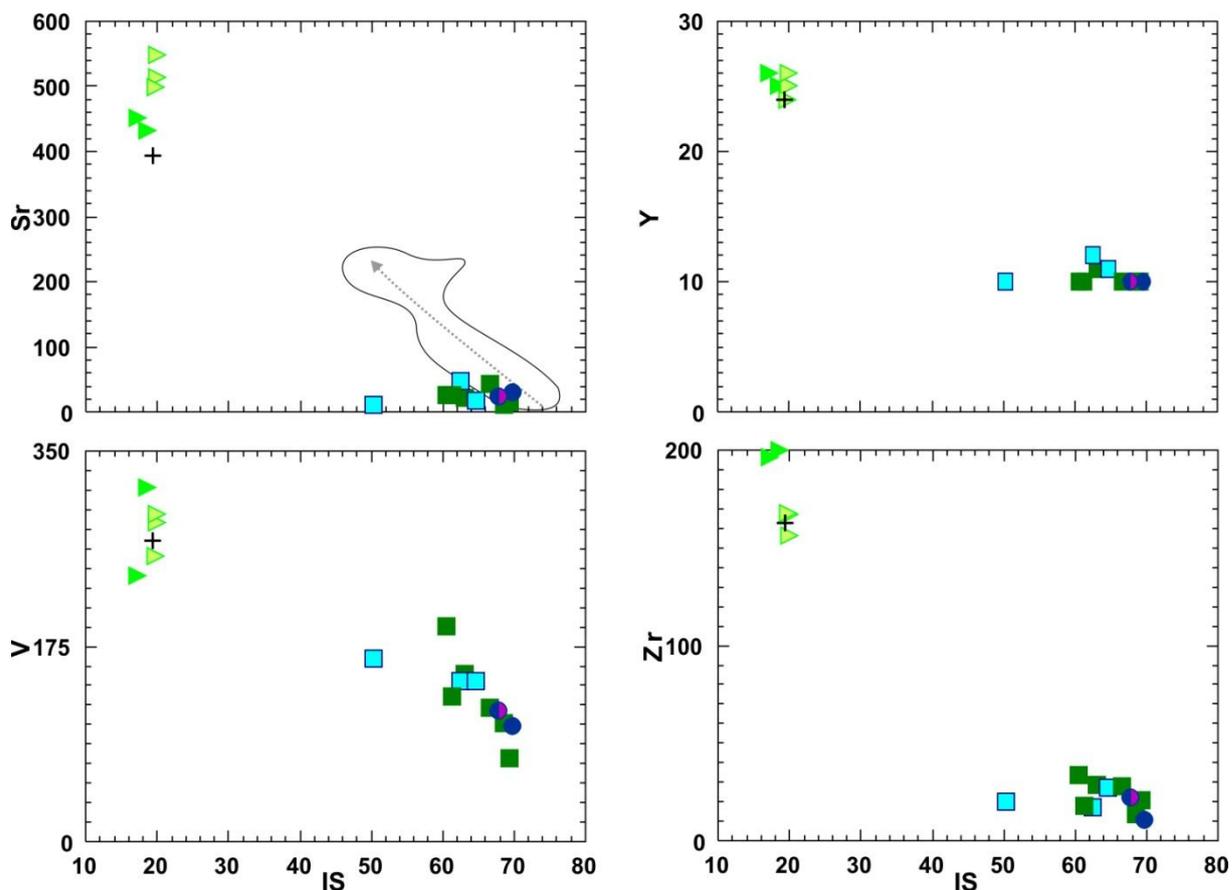


Figura 7.8: Diagramas de variação IS versus elementos traço (Sr, Y, V e Zr) (ppm). Símbolos como na Figura 7.3.

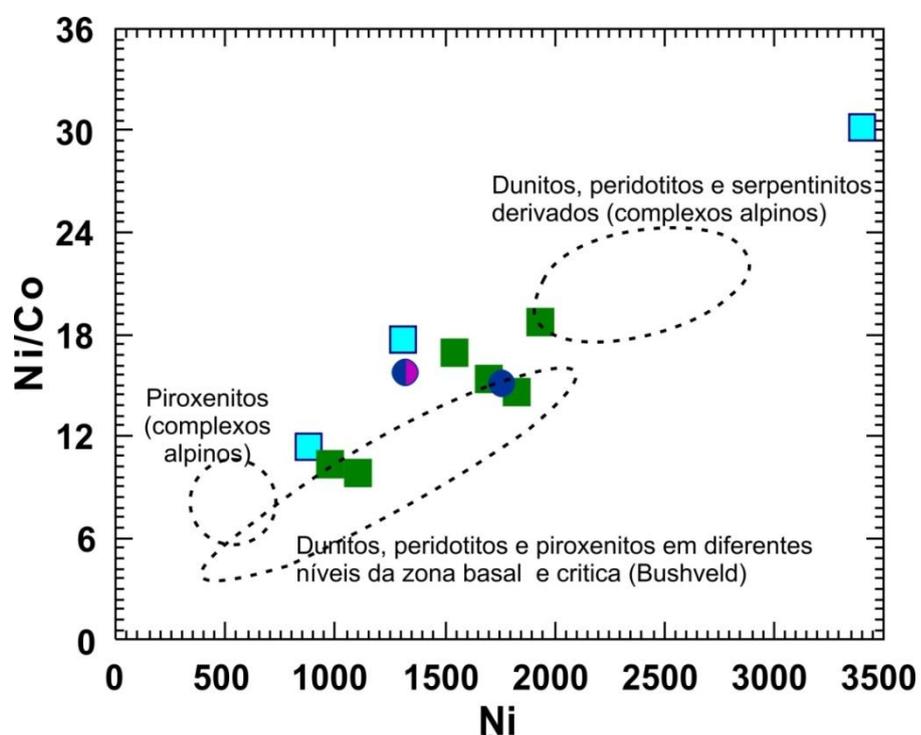


Figura 7.9: Relação de Ni/Co X Ni (extraído de GULAÇAR & DELALOYE, 1976, *apud* PINHEIRO & SUITA, 2008) para as rochas do corpo M-UM de Catingal. Símbolos como na Figura 7.3.

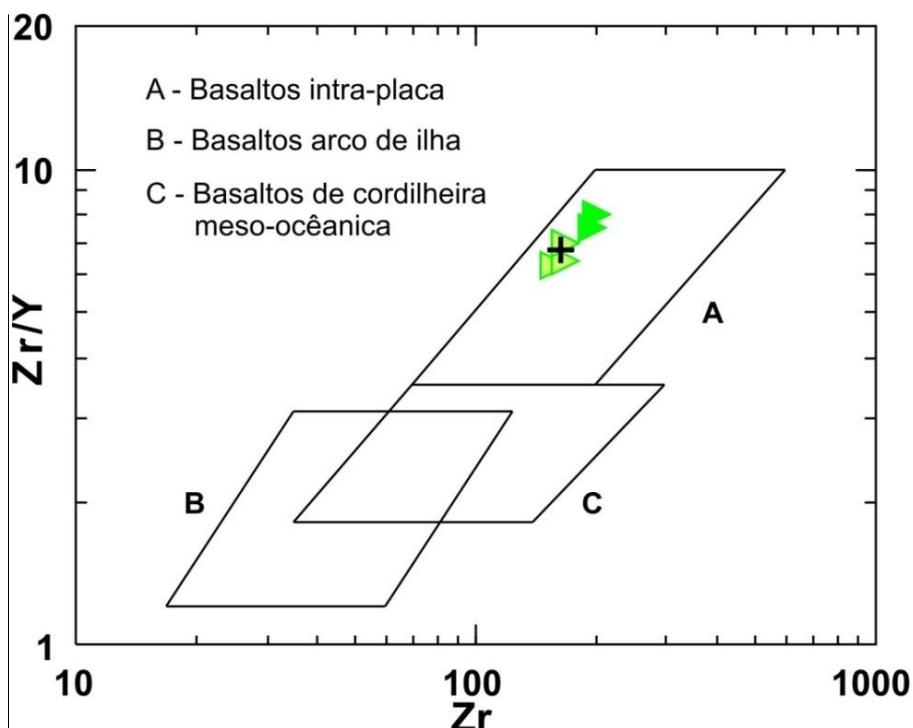


Figura 7.10: Diagrama discriminante log. Zr versus log. Zr/Y, (PEARCE & NORRY, 1979) para as rochas máficas do corpo M-UM de Catingal. Símbolos como na Figura 7.3.

7.3.1.3. Elementos Terras Raras

Os padrões dos elementos terras raras (ETR) dos litotipos normalizados para o Condrito (McDONOUGH & SUN, 1995) apresentam de maneira geral, um elevado enriquecimento em ETRL (leves) em relação aos ETRP (pesados) para os litotipos máficos (Grupo 2 e 3 – Figura 7.11a) e um leve enriquecimento dos leves, com pouco fracionamento dos pesados (Figuras 7.11b e 7.12) para as rochas ultramáficas (Grupo 4).

É possível observar também que há diferenças dos padrões dos litotipos mais primitivos (Grupo 4) em relação aos mais diferenciados (Grupo 2 e 3). Estas diferenças podem estar relacionadas à filiação magmática, contaminação crustal ou ainda a um intenso fracionamento magmático, com uma correlação mineralógica representada por uma maior concentração de apatita nas amostras de Metagabros e Metagabronoritos, seguindo o aumento dos teores totais de ETRs e da razão ETRL\ETRP.

As rochas mais fracionadas, que correspondem aos grupos 2 e 3, apresentam anomalias positivas de Eu, que evidenciam uma maior participação do plagioclásio.

Para as rochas do grupo 4 as anomalias de Eu são predominantemente negativas, sendo característica das séries de rochas toleíticas. Esta anomalia negativa também indica que a contribuição do plagioclásio deve ter sido reduzida.

De maneira geral, os baixos valores de ETRL, para as amostras do grupo 4 são um reflexo de sua composição, correspondendo basicamente à presença de minerais magnesianos como olivina, piroxênios, serpentinas e opacos, os quais retêm menores quantidades de elementos incompatíveis, tais como ETRP.

Para os Meta-Olivina websterito e os Meta-Ortopiroxenitos observa-se que os elementos pesados apresentam-se muito pouco fracionados.

Os baixos teores de ETRP sugerem que as rochas do corpo M-UM de Catingal, podem ser o produto da diferenciação de um líquido gerado pela fusão parcial do manto em profundidades onde a granada foi estável como mineral residual.

As razões dos ETR (Quadro 7.2) foram obtidas a partir da normalização com os valores condríticos propostos por EVENSEN *et al.*, (1978), pois estes valores serão comparados com os obtidos para o CFM.

A razão $[La/Sm]_n$ que define o padrão dos ETRL apresenta, para as rochas dos Grupos 2 e 3 (máficas) valores que variam de 2,15 a 2,45, enquanto que para as rochas do Grupo 4 (ultramáficas) os valores estão no intervalo de 0,77 a 4,41.

A razão $[Gd/Yb]_n$ que define o padrão dos ETRP, apresenta valores de 2,77 a 3,08 para as rochas máficas e 0,96 a 1,90 para as rochas ultramáficas.

As razões $[La/Yb]_n$ e $[Sm//Yb]_n$ evidenciam as diferenças entre as rochas dos Grupos 2 e 3 com valores de 8,80 a 10,32 e 3,95 a 4,21 e as rochas do Grupo 4, com valores de 1,24 a 5,30 e 1,07 a 1,99, respectivamente. O Complexo Skaegaard apresenta para a razão $[La/Yb]_n$ a valores de 3,77 a 3,84, compatível com os valores do corpo M-UM de Catingal.

Os valores médios por litotipo das razões $[La/Lu]_n$ (2,28 a 14,33) estão dentro do intervalo composicional característico das intrusões de filiação toleítica, que apresenta um intervalo de 0,31 a 19,39. Estas razões também apresentam espectros de variação semelhantes aos observados no CFM ($[La/Lu]_n = 1,56 - 12,44$).

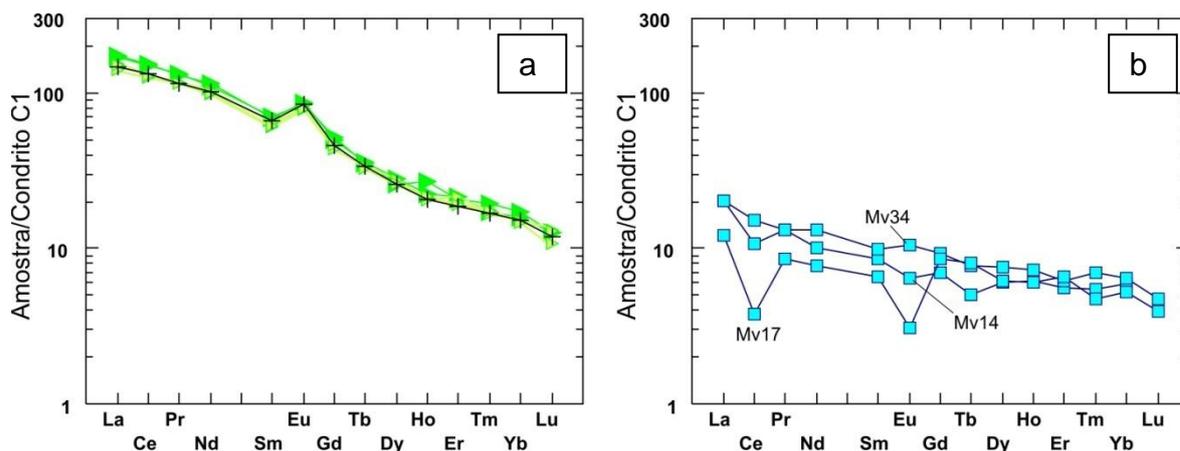


Figura 7.11: Diagrama de elementos terras raras para os litotipos: a) Dique Máfico, Metagabronoritos e Metagabros; e b) Metawebsterito. Símbolos como na Figura 7.3.

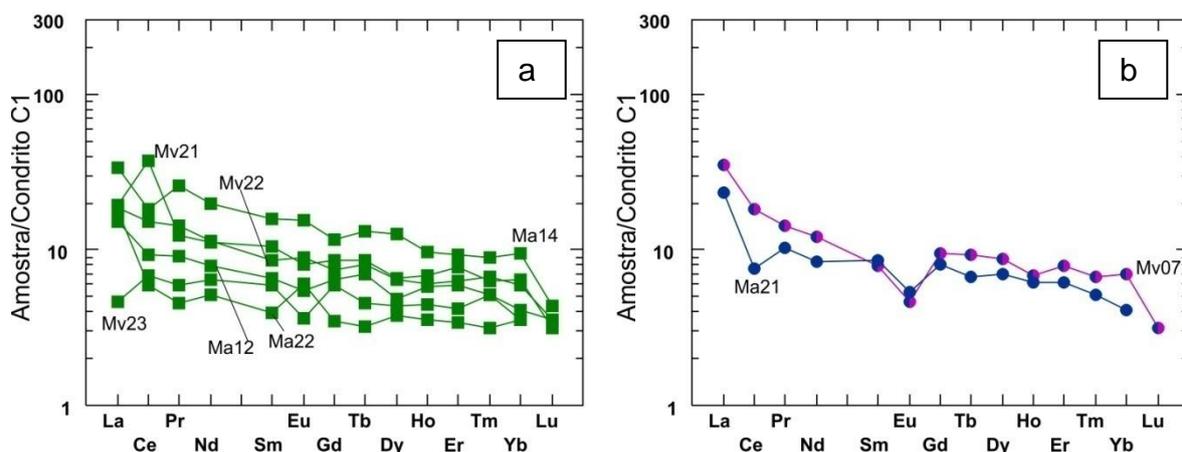


Figura 7.12: Diagrama de elementos terras raras para os litotipos: a) Meta-Olivina Websteritos; e b) Meta-Ortopiroxenitos. Símbolos como na Figura 7.3.

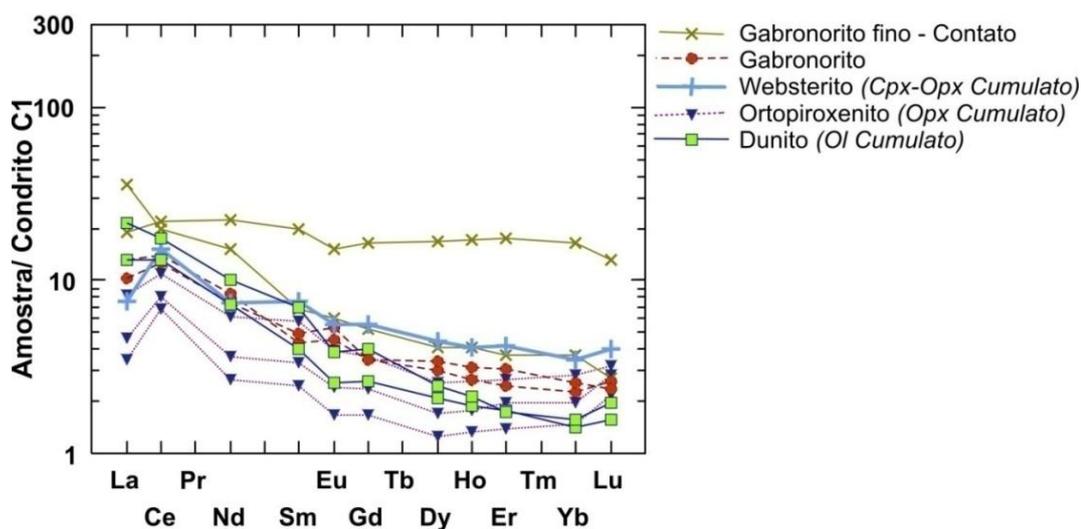


Figura 7.13: Diagrama de elementos terras raras para as rochas do CFM. Nomenclatura das rochas em parênteses corresponde à nomenclatura antiga utilizada por ABRAM, 1993.

Quadro 7.2: Razões dos ETR normalizados pelo condrito (EVENSEN *et al.*, 1978).

Amostra	Litologia	[La/Lu] _n	[La/Yb] _n	[La/Sm] _n	[Gd/Yb] _n	[Sm/Yb] _n
MV 38	DM-GN	12,08	9,06	2,15	2,92	4,21
MV 26	GB	9,67	8,80	2,23	2,86	3,95
MV 30	GB	11,30	9,61	2,35	2,77	4,08
MV 32	GB	14,33	9,69	2,43	3,08	3,99
Média	GB	11,77 ± 2,36	9,37 ± 0,49	2,34 ± 0,10	2,90 ± 0,16	4,01 ± 0,07
MV 10	GN	13,40	10,32	2,45	3,05	4,21
MV 11	GN	13,04	9,36	2,37	2,99	3,96
Média	GN	13,22 ± 0,25	9,84 ± 0,68	2,41 ± 0,06	3,02 ± 0,04	4,09 ± 0,18
Ma 12	OI Web	4,15	3,47	2,27	1,52	1,53
Ma 14	OI Web	7,45	3,33	2,07	1,20	1,61
Ma 22	OI Web	8,72	4,72	4,41	0,96	1,07
MV 21	OI Web	5,97	2,82	1,81	1,30	1,56
MV 22	OI Web	5,07	2,97	2,13	1,24	1,39
MV 23	OI Web	2,28	1,24	0,77	1,66	1,61
Média	OI Web	5,61 ± 2,31	3,09 ± 1,13	2,24 ± 1,19	1,31 ± 0,25	1,46 ± 0,21
Ma 21	Opx	11,42	5,30	2,66	1,90	1,99
MV 07	Opx tlc	10,77	4,67	4,35	1,31	1,07
Média	Opx (+tlc)	11,10 ± 0,46	4,99 ± 0,45	3,51 ± 1,20	1,61 ± 0,42	1,53 ± 0,65
MV 14	Web	4,15	2,95	2,01	1,40	1,46
MV 17	Web	3,01	2,17	1,83	1,57	1,19
MV 34	Web	9,97	3,24	2,32	1,17	1,39
Média	Web	5,71 ± 3,73	2,79 ± 0,55	2,05 ± 0,25	1,38 ± 0,20	1,35 ± 0,14

Segundo CULLERS & GRAFF (1984, *apud* LIMA, 1997), o conteúdo de ETR e a razão [La/Lu]_n nos corpos toleíticos, como observado no corpo M-UM de Catingal, tende a aumentar segundo a sequência estratigráfica, controlado principalmente pela cristalização fracionada de plagioclásio, piroxênio e/ou olivina.

De modo geral os padrões encontrados se assemelham aos padrões do CFM (Figura 7.13).

O enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP do Grupo 4 pode ser explicado de diversas formas, como por exemplo sendo resultante dos processos de cristalização fracionada ou devido à heterogeneidade composicional do manto (LIMA, 1997), ou ainda por processos metassomáticos que aumentariam os ETRL na geração de manto enriquecido (RODEN *et al.*, 1984 *apud* MARQUES, 2003).

7.4. Concentração dos ETR nos líquidos magmáticos para as rochas cumuláticas

Como já abordado, a composição de rochas cumuláticas não corresponde ao magma original, sendo importante tentar realizar a reconstituição da composição inicial do mesmo.

Para determinar a concentração dos elementos terras raras no líquido inicial, utilizou-se a metodologia descrita por BÉDARD (1994) de acordo com as seguintes formulas:

$$C_i^j = Kd_i^j \times C_i^{magma} \quad (1) \qquad \sum_{j=1}^n \phi^j C_i^j = C_i^{rocha} \quad (2)$$

onde C é a concentração, i = elemento, j = fase mineral, Kd = coeficiente de partição do elemento, ϕ = fração de peso (modal) da fase cumulus j;

Deduzindo a equação (2) e combinando com a equação (1), utilizando como fase cumulus olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e espinélio, temos:

$$C_i^{liq} = \frac{C_i^{rocha}}{(\phi^{ol} Kd_i^{ol} + \phi^{opx} Kd_i^{opx} + \phi^{cpx} Kd_i^{cpx} + \phi^{spl} Kd_i^{spl}) + (1 - \phi^{ol} - \phi^{opx} - \phi^{cpx} - \phi^{spl})}$$

Antes de realizar os cálculos é necessário fazer uma correção na moda, a fim de minimizar a interação do líquido intercumulus com os cumulos, já que parte dos minerais intercumulus são produtos de reação.

Para as amostras do corpo M-UM de Catingal foram corrigidos de acordo com BÉDARD (1994) a relação entre os anfibólios e os piroxênios; a quantidade de clinopiroxênio para a fase *cumulus*, já que este mineral também é encontrado no *intercumulus*; redistribuição da percentagem modal de serpentina para olivinas e ortopiroxênios, assim como o talco para este último.

No quadro 7.3 estão os coeficientes de partição para os minerais cumulus (BÉDARD, 1994) e no quadro 7.4 está a moda em peso (volume) corrigida. As densidades dos minerais foram obtidos pela média dos valores apresentados KLEIN & HURLBUT (1993). No quadro 7.5 estão os resultados obtidos para os elementos calculados.

Na figura 7.15 pode-se observar que a composição do magma inicial calculado segue a forma das rochas cumuláticas, porém sendo muito mais

enriquecida em elementos incompatíveis, já que estes não são incorporados pela estrutura das fases cumuláticas, apresentando de maneira geral um padrão semelhante ao apresentado pelas rochas do Grupo 2 e 3, indicando que as rochas do corpo M-UM de Catingal seriam evolução do mesmo magmatismo.

Quadro 7.3: Coeficientes de partição (Kd) .

	Olivina	Ref.	OPX	Ref.	CPX	Ref.	Espinélio	Ref.
La	0,00044	[2]	0,016	[4]	0,0536	[5]	0,0006	[3]
Ce	0,0003	[2]	0,04	[4]	0,0858	[5]	0,0006	[3]
Nd	0,0002	[2]	0,037	[4]	0,1873	[5]	0,0006	[3]
Sm	0,00018	[2]	0,054	[4]	0,291	[5]	0,0006	[3]
Eu	0,0002	[2]	0,063	[4]	0,3288	[1]	0,0006	[3]
Gd	0,00025	[2]	0,097	[4]	0,367	[1]	0,0006	[3]
Tb	0,000475	[1]	0,094	[4]	0,404	[1]	0,00105	[1]
Dy	0,0007	[2]	0,1621	[4]	0,442	[5]	0,0015	[3]
Ho	0,00122	[1]	0,1633	[4]	0,4145	[1]	0,0023	[1]
Er	0,00174	[2]	0,1816	[4]	0,387	[5]	0,003	[3]
Tm	0,00348	[1]	0,259	[4]	0,4085	[1]	0,00375	[1]
Yb	0,00522	[2]	0,2605	[4]	0,43	[5]	0,0045	[3]
Lu	0,00852	[2]	0,318	[4]	0,433	[5]	0,0045	[1]

Referências retiradas de BÉDARD (1994)

[1] = BÉDARD (1994)

[2] = PRINZHOFER & ALLÈGRE (1985)

[3] = KELEMEN *et al.*, (1990)

[4] = LIGHTFOOT *et al.*, (1993)

[5] = HART & DUNN (1993)

Quadro 7.4: Percentagem em volume (peso). Correções de acordo com BÉDARD (1994).

Amostra	Ma12	Ma14	Ma21	Ma22	Mv07	Mv14	Mv17	Mv21	Mv22	Mv23	Mv34
Nome da Rocha	OI Web	OI Web	Opx	OI Web	Opx rico em talco	Web	Web	OI Web	OI Web	OI Web	Web
Olivina	0,0726	0,0475	0,0000	0,3445	0,0115	0,0000	0,0000	0,1398	0,2685	0,4682	0,0000
Opx	0,6518	0,5190	0,5138	0,5063	0,6477	0,4752	0,4716	0,4256	0,1819	0,1181	0,3642
Cpx	0,0766	0,0508	0,0440	0,0350	0,0349	0,0966	0,1208	0,2066	0,2464	0,1659	0,1401
Espinélio	0,0000	0,0119	0,0000	0,0485	0,0000	0,0000	0,0249	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000

Quadro 7.5: Valores calculados para a composição do magma original das rochas ultramáficas do corpo M-UM de Catingal.

	Ma12	Ma14	Ma 21	Ma22	MV 07	MV 14	MV 17	MV 21	MV 22	MV 23	MV 34
La	16,86	20,69	12,15	55,41	26,09	10,89	7,31	18,71	13,77	4,25	9,43
Ce	24,61	28,03	9,86	40,44	33,16	14,27	5,58	87,53	28,04	15,74	17,81
Nd	15,58	23,28	8,31	26,37	16,95	13,15	8,51	18,41	14,88	10,59	8,78
Sm	3,90	5,80	2,69	5,81	3,42	3,11	2,26	5,14	3,38	2,97	2,34
Eu	1,21	2,12	0,63	3,21	0,75	1,25	0,40	1,46	1,31	0,68	0,66
Gd	4,55	5,39	3,25	5,56	5,08	3,75	3,70	5,13	3,72	3,84	2,49
Tb	0,89	1,11	0,49	0,94	0,92	0,57	0,63	0,91	0,71	0,52	0,32
Dy	3,66	6,66	3,25	5,87	5,18	3,49	3,06	4,30	3,69	3,23	2,50
Ho	0,98	1,15	0,64	1,22	0,92	0,75	0,67	1,02	0,78	0,74	0,57
Er	2,85	3,18	1,85	3,32	2,97	1,85	2,12	3,32	2,43	2,06	1,51
Tm	0,33	0,44	0,22	0,38	0,35	0,30	0,22	0,38	0,38	0,37	0,22
Yb	1,74	3,03	1,18	2,80	2,45	1,85	1,61	2,57	2,18	1,70	1,54
Lu	0,20	0,20	0,08	0,20	0,15	0,19	0,17	0,18	0,19	0,14	0,07

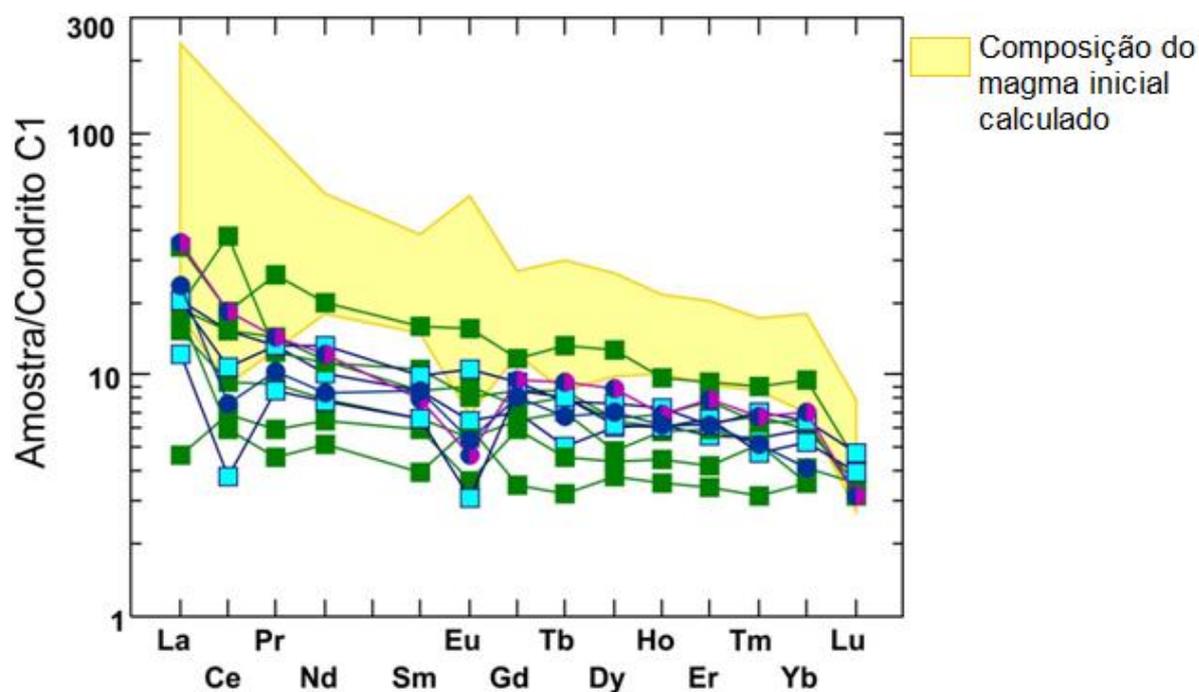


Figura 7.14: Diagrama de elementos terras raras calculados para o provável magma parental para as rochas ultramáficas do corpo M-UM de Catingal.

Capítulo 8 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

Neste trabalho foi apresentado o estudo petrográfico, de química mineral e litogeoquímica do corpo M-UM de Catingal. Os estudos realizados nesta pesquisa permitiram as seguintes considerações:

O corpo M-UM de Catingal está intrudido no embasamento granulítico máfico e enderbítico do Bloco Jequié, estando incipientemente metamorfozido, preservando as texturas ígneas primárias.

A estratigrafia do corpo M-UM de Catingal segue da base para o topo (sul para norte) de Meta-Ortopiroxenito, seguido por Meta-Olivina websterito, Metawebsterito, Metagabronorito e Metagabro. Na porção nordeste da área foi identificado um dique máfico de composição gabronorítica, encaixada no embasamento granulítico.

As rochas que compõem o corpo M-UM de Catingal apresentam as texturas ígneas preservadas, classificando-as como meta-máficas e meta-ultramáficas. Estas rochas apresentam-se parcialmente deformadas, com associação a zonas de cisalhamento locais.

As rochas ultramáficas de textura cumuláticas apresentam como fase *cumulus* a olivina, ortopiroxênios e espinélios, e como fase *intercumulus*/pós-*cumulus* os clinopiroxênios, anfibólios e minerais opacos.

Estas rochas encontram-se alteradas por intensos graus de serpentinização e talcificação, além de outras alterações de menor temperatura que atestam o reequilíbrio pós-magmático sob a ação de hidrotermalismo/metassomatismo.

A análise calcográfica do corpo M-UM de Catingal, evidenciou a presença de uma paragenese sulfetada intersticial marcada por pentlandita, calcopirita, pirita e pirrotita associada com os litotipos ultramáficos.

Com os dados da química mineral foram realizadas observações pontuais, que acabam refletindo alguns dos processos relacionados a gênese dos mesmos, como os teores de fosterita (85 a 89%) que são compatíveis com as olivinas em equilíbrio com líquidos primários gerados por fusão parcial do manto.

A razão $Cr/(Cr+Al)$ para os espinélios, pode indicar uma baixa potencialidade metalogenética para mineralizações de Cr.

As temperaturas encontradas variam de 1374,26 a 784,47°C, sendo que as temperaturas mais altas estão relacionadas com a cristalização do corpo, enquanto que as menores refletem as temperaturas das reações que reequilíbrio metamórfico.

As pressões obtidas a partir do geobarômetro da hornblenda foram de 5,58 a 6,15 kbar, indicando que o corpo M-UM de Catingal tenha sido colocado sob condições de alta pressão.

A presença do ortopiroxênio como fase *cumulus* no corpo M-UM de Catingal, sugere que o magma original seria de filiação toleítica, dado comprovado pelos gráficos de elementos maiores para as rochas ultramáficas.

As características geoquímicas e petrográficas apresentadas são compatíveis com intrusões estratiformes, porém a ausência de dados de campo que comprovem a gradação textural/litológica típica destes corpos, o corpo M-UM de Catingal foi classificado como uma intrusão diferenciada de pequeno porte.

Recomenda-se a continuidade dos estudos nesta área permitindo a caracterização da vocação metalogenética, bem como a idade do corpo M-UM de Catingal.

REFERENCIAS

ABRAM, M. B. 1993. O corpo máfico-ultramáfico da Fazenda Mirabela, Ipiaú-BA: caracterização petrográfica, geoquímica, tipologia e implicações metalogenéticas. Tese Mestrado, Inst. de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, p. 137.

ALMEIDA, F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 7(4), 349-364.

AMES, D.E., & FARROW, C.E.G. 2007. Metallogeny of the Sudbury mining camp, Ontario, in GOODFELLOW, W.D., ed., *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canadá, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5*, 329-350.

AZZONE R.G. 2008. Petrogênese do maciço alcalino máfico-ultramáfico Ponte Nova (MG-SP). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Univ. de São Paulo, 372p.

BARBOSA, J.S.F. 1986. Constitution lithologique et metamorphique de la region granulitique du Sul de Bahia – Brésil. Paris: Université Pierre et Marie Curie, v., Tese Doutorado - Académie de Paris. Paris, Université Pierre et Marie Curie, 401p., il. mapa anexo.

BARBOSA, J.S.F. & FONTEILLES, M. 1989. Caracterização dos protólitos da região granulítica do sul da Bahia - Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 19 (1), 3-16.

BARBOSA, J.S.F. & SABATÉ, P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Cráton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Prec. Res.*, v. 133, 1-27.

BARNES, S.J.; MAIER, W.D.; CURL, E.A. 2010. Composition of the Marginal Rocks and Sills of the Rustenburg Layered Suite, Bushveld Complex, South Africa:

Implications for the Formation of the Platinum-Group Element Deposits. Society of Economic Geologists, Inc. *Economic Geology*, v. 105, 1491–1511.

BARNES, S.J.; OSBORNE, G.A.; COOK, D.; BARNES, L.; MAIER, W.D.; GODEL, B. 2011. The Santa Rita Nickel Sulfide Deposit in the Fazenda Mirabela Intrusion, Bahia, Brazil: Geology, Sulfide Geochemistry, and Genesis. Society of Economic Geologists, Inc. *Economic Geology*, v. 106, 1083–1110.

BASTOS LEAL, L.R. 1998. *Geocronologia U/Pb (Shrimp), $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Rb-Sr, Sm-Nd e K-Ar dos Terrenos Granito-Greenstone do Bloco do Gavião: Implicações para Evolução arqueana e proterozoica do Cráton do São Francisco, Brasil*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estado de São Paulo, 178p.

BÉDARD, J.H. 1994. A procedure for calculating the equilibrium distribution of trace elements among the minerals of cumulate rocks, and the concentration of trace elements in the coexisting liquids. *Chem. Geol.*, 118:143-153.

BEGG, G. C.; HRONSKY, J. M.; ARNDT, N.; GRIFFIN, W. L. O'REILLY, S.Y.; HAYWARD, N. 2010. Lithospheric, Cratonic, and Geodynamic Setting of Ni-Cu-EGP Sulfide Deposits. Society of Economic Geologists, Inc. *Economic Geology*, v. 105, 1057–1070.

BEST, M. G. 2003. *Igneous and Metamorphic Petrology*. Oxford Blackwell Science. 2nd ed. xxi + 729p.

BESWICK, A.E. & SOUCIE, G. 1978. A correction procedure for metassomatism in an Archean greenstone belt. *Prec. Res.*, 6235-245.

BESWICK, A.E. 1982. Some geochemical aspects of alteration and genetic relations in Komatiitic suites. In: Arndt, N.T. & Nesbit, E.G. (eds.) *Komatiites* London. George, Allen and Unwin, 283-308.

BESWICK, A.E. 1983. Primary fractionation and secondary alteration within an Archean ultramafic lava flow. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 82: 221-231.

COX, K.G.; BELL, J.D.; PUNKHURST, R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. Ed. George Allen –Unwin (Publishers) Ltda. London, 450p.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. 2003. Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia: Sistema de Informações Geográficas - SIG. Versão 1.1. 01 CD-ROM, Escalas 1:1.000.000 e 1:2.000.000. Convênio CPRM; CBPM. Salvador: CPRM.

CRUZ, S.C.P. 2004. Tectônica do Embasamento na Porção Sul do Corredor do Paramirim-MG/BA e sua relação com o orógeno Araçuaí-Oeste Congo. Tese de Doutorado. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 505p.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1992. An introduction to the rock-forming minerals. 2nd ed. Longman, London, 696p.

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.

EYUBOGLU, Y.; DILEK, Y.; BOZKURT, E.; BEKTAS, O.; ROJAY, B.; SEN, C. 2010. Structure and geochemistry of an Alaskan-type ultramafic–mafic complex in the Eastern Pontides, NE Turkey. In: SANTOSH, M. & MARUYAMA, S. (Eds.), A tribute to Akiho Miyashiro: *Gondwana Research*, 18, 230–252.

FUJIMORI, S. 1990. Composição química de Rochas e suas implicações. Centro Editorial e didático da UFBA, Salvador, 301p.

FERREIRA FILHO, C.F.; PIMENTEL, M.M.; ARAUJO, S.M.; LAUX, J.H. 2010. Layered intrusions and volcanic sequences in Central Brazil: Geological and geochronological constraints for Mesoproterozoic (1.25Ga) and Neoproterozoic (0.79Ga) igneous associations. *Precambrian Research*, v.183, n. 3, 617-634.

GODEL, B. & BARNES, S.J. 2008. Image analysis and composition of platinum-group minerals in the J-M reef, Stillwater Complex. Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology, v. 103, 637–651.

GOOGLE MAPS. 2011. Gerenciador de mapas. Disponível em: <<http://maps.google.com.br/>>. Acessado em: 20 de abril de 2011.

GOULART, L.E.A. & CARNEIRO, M.A. 2007. General characteristics and lithogeochemistry of the Itaguara Layered (ultramafic-mafic) Sequence, Southern São Francisco Craton. Geochim. Brasil., 22(1): 45 – 72.

HOLLISTER, L.S.; GRISSOM, G.C.; PETERS, E.K.; STOWELL, H.H. & SISSON, V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. American Mineralogist, 72, 231-239.

HUMPHREYS, M.C. S. 2009. Chemical Evolution of Intercumulus Liquid, as Recorded in Plagioclase Overgrowth Rims from the Skaergaard Intrusion. Journal of Petrology. Vol. 50, n.1 , 127-145.

HUTCHISON, C.S. 1972. Alpine-type chromite in North Borneo, with special reference to Darvel Bay. American Mineralogist. v. 57, 5-6, 835-856.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). 2006. Base de Cartográfica. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br>>. Acessado em: 20 de abril de 2011.

IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of common rocks. Canadian Journal Earth Science, 8: 523-548.

IRVINE, T.N. 1982. Terminology for layered intrusions. Journal of Petrol., 23, Part II, 127-162.

ISHIWATARI, A. 2001. Introduction To Ophiolites. *Disponível em:* http://earth.s.kanazawa-u.ac.jp/ishiwata/ophiol_e.htm. Acessado em: 10 de dezembro de 2011.

JAUQUES, A.L. & GREEN, D.H. 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0---15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73, 287---310.

JANOUSEK, V., FARROW, C., M, ERBAN, V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *J. Petrology*, 47, 1255–1259.

KERR, P.F. 1959. *Optical Mineralogy*. Mcgraw-Hill Book Co. 3. Ed., New York. 442p.

KLEIN, C. & HURLBUT, C.S., Jr. 1993. *Manual of Mineralogy*, 21st Edition: New York, John Wiley and Sons, 681p.

KRETZ, R. 1982. Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 411-21.

KRETZ, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Min.*, 68: 277-279.

KUDO, A.M. & WEILL, D.F. 1970. An igneous plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Berlin, v. 25, p. 52-65.

KUNO, H. 1960. High-alumina basalt. *Journal of Petrology*, 1,121-145.

LAZARIN, F.A. 2011. Geologia, petrologia e estudos isotópicos dos depósitos de níquel-cobre sulfetados Santa Rita e Peri-Peri, Nordeste do Brasil. 69 f., xxvi., il. Dissertação (Mestrado em Geologia)-Universidade de Brasília, Brasília.

LEAKE, B.E.; GARDA, G.M.; ATENCIO, D. 1991. Nomenclatura de anfibólios. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 21, n. 3, 285-297.

LIMA, T. M. 1997. Geologia, Estratigrafia e Petrologia da Porção Sul do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava, Goiás. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília (DF), 300 p.

LORD, R.A.; PRICHARD, H.M.; SÁ, J.H.S.; NEARY, C.R. 2004. Chromite Geochemistry and EGP Fractionation in the Campo Formoso Complex and Ipueira-Medrado Sill, Bahia State, Brazil. *Economic Geology* Vol. 99, 339–363.

MARINHO, M.M.; SILVA, E.F.A. da; SOARES, J.V. & COSTA, P.H. 1979. Projeto Contendas-Mirante. Companhia Baiana de Pesquisa Mineral. Convenio CPBM/SME Bahia, Salvador, Relatório Final, Vol. 1.

MARINHO, M.M., COSTA, P.H.O., SILVA, E.F.A. da, TORQUATO, J.R. F. 2009. A sequência vulcanossedimentar de Contendas-Mirante; uma estrutura do tipo Greenstone Belt? – Salvador: CBPM, 68p.:il.; 2 mapas – (Série Arquivos Abertos, 32).

MacDONALD, G.A. & KATSURA, T. 1964. Chemical composition of Hawaiian Lavas. *J. Petrology*, 5: 82-133.

MARQUES, J.C.; ROISENBERG, A.; JOST, H.; FRANTZ, J.C.; TEIXEIRA, R.S. 2003. GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS METAULTRAMÁFICAS DA ANTIFORME CAPANÉ, SUÍTE METAMÓRFICA PORONGOS, RS. *Revista Brasileira de Geociências* 33(1): 83-94.

MARQUES, L.S. & ERNESTO, M. 2004. O Magmatismo Toleítico da Bacia do Paraná. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.R.; BRITO NEVES, B.B. (Org.). *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca Produções Culturais, 2004, v. , p. 245-263.

MATHEZ, E.A. 1973. Refinement of the Kudo-Weill plagioclase thermometer and its application to basaltic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Berlin, v. 41, 61-72p.

MCDONOUGH, W.F. & SUN, S.-s. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223-253.

McTAGGART, K.C. 1971. On the Origin of Ultramafic Rocks. *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, 23-42.

MELO, C.S.B; SILVA, E. F.A.; VILAS BOAS, A.; BARBOSA, E.P.; LOPES, G.A.; VASCONCELLOS, H.G.; VIEIRA, I.A.; PAMPONET, L.T. C.; RIBEIRO, W.; SOUTO, P.G. 1977. Projeto Rochas Básicas e Ultrabásicas de Vitória da Conquista. Salvador: CBPM, 42 v. il. Convênio SUDENE - SME - CBPM.

MENEZES LEAL, A.B.; GOMES, L.C.C.; BARBOSA, J. 2012. Corpos Máficos-Ultramáficos do Estado da Bahia. In: BARBOSA, J.; MASCARENHAS, J.; GOMES, L.C.C. (Org.). *Geologia da Bahia. Pesquisa e Atualização*. 1ed. Salvador: Companhia Baiana de Pesquisa Mineral - CBPM, 2012, v. 1, p. 443-483.

MORIMOTO, N.; GARDA, G.M.; ATENCIO, D. 1990. Nomenclatura de piroxênios. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 20, n. 1-4, 318-328.

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*. Vol. 71, 1131-1158.

NALDRETT, A.J. 2004. *Magmatic sulfide deposits: Geology, geochemistry and exploration*. Heidelberg, Berlin, Springer Verlag, 728 p.

NASLUND, H. R. & MCBIRNEY, A. R. 1996. Mechanisms of formation of igneous layering. In: CAWTHORN R. G., editor. *Layered Intrusions*. Amsterdam: Elsevier, 1-43.

OLIVEIRA, S.B. de. 2009. Estudos geoestatísticos aplicados a um depósito magmático de Ni-Cu. 93f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

PEARCE, T.H. 1968. A contribution to the theory of variations diagrams. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 19, n. 2, 142-157.

PEARCE, T.H. 1970. Chemical variations in the Palisades sill. *J. Petrol.* 11, 15-23.

PEARCE, J.A. & CANN, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Plan. Sci.Lett.*, 19:290-300.

PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69:33- 47.

PINHEIRO, M.A.P. & SUITA, M.T.F. 2008. Metamorfismo de fundo oceânico e alto grau em meta-peridotitos ofiolíticos neoproterozóicos, Faixa Brasília Sul, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências* 38(4): 686-699.

PIRAJNO, F. 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*, Geological Survey of Western Australia, Springer Science Business Media B., 1250p.

POLDERVAART, A. & HESS, H.H. 1951. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma: *Jota. Geol.*, 59: 472-489.

PRENDERGAST, M. D. 2008. Archean Komatiitic Sill-hosted Chromite Deposits in the Zimbabwe Craton. *Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology*, v. 103, 981–1004.

QUEIROGA, G.N. 2010. Caracterização de restos de litosfera oceânica do Orógeno Araçuaí entre os paralelos 17° e 21°S. Tese Doutorado. Belo Horizonte: Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 180 p.

RICHARD, L.R. 1995. Minpet Software. Mineralogical and Petrological data processing system. Versão 2.02. Copyright (1988-1995).

RIZZOTTO, G.J. 1999. Petrologia e ambiente tectônico do Grupo Nova Brasilândia-RO. Porto Alegre. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 136 p.

ROEDER, P.L., EMSLIE, R.F. 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 29, 275–289.

SÁ, J.H.S.; BARNES, S-J.; PRICHARD, H.M.; FISHER, P.C. 2005. The Distribution of Base Metals and Platinum-Group Elements in Magnetite and Its Host Rocks in the Rio Jacaré Intrusion, Northeastern Brazil. *Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology*, v. 100, 333–348.

SÁ, J.H.S; GARRIDO, I.A.A.; CRUZ, M.J.M. 2010. Depósitos de Ferro e Titânio na Região Sul da Bahia – Salvador: CBPM. 72p. : 1 mapa color – (Série Arquivos Abertos; 35).

SANTOS, R.A. & SOUZA, J.D. 1985. Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais: Folha SD.24-Y-A - Vitória da Conquista, escala 1:250.000. Região Nordeste. Brasília: CPRM,.1 pasta (texto e mapas).

SCHMIDT M.W. 1992. Amphibole Composition in Tonalite as a function of Pressure: an Experimental Calibration of the Al-Hornblende Barometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 110,304-310.

SOTO, J.I. & SOTO, V.M., 1995. PTMafic (v. 2.0): Software package for thermometry, barometry, and activity calculations in mafic rocks using an IBM or compatible computer. *Computers & Geosciences* 21, 619-652.

STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* 12: 1-33.

TAIT, S.R., HUPPERT, H.E.; SPARKS, R.S.J. 1984. The role of compositional convection in the formation of adcumulate rocks. *Lithos*, 17: 139-146.

TEIXEIRA, J.B.G.; SILVA, M.G.; MISI, A.; CRUZ, S.C.P.; SÁ, J.H.S. 2010. Geotectonic setting and metallogeny of the northern São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 30, 71-83.

TEIXEIRA, L.R. 1997. O complexo Caraíba e a suíte São José do Jacuípe no Cinturão Salvador-Curaçá (Bahia, Brasil): petrologia, geoquímica e potencial metalogenético. Tese (Doutorado em Geologia Econômica)-Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador. 202p.

TINDLE, A. 2010. Free Structural Formula Calculators (In Excel Format). Disponível em <http://www.open.ac.uk/earthresearch/tindle/AGT/AGT_Home_2010/Microprobe-2.html>. Acesso em 14 de fevereiro de 2012.

THOMPSON, A.J.B., & THOMPSON, J.F.H. (editors), 1996: *Atlas of alteration: A field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals*. Alpine Press Limited, Vancouver, British Columbia, 119 p.

WAGNER, L.R.; BROWN, G.M.; WADSWORTH, W.J. 1960. Types of igneous cumulates. *Journal of Petrol.*, 1, Part I, 73-85.

WELLS, P.R.A. 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* 62, 129-39.

WERNICK, E. 2004. Rochas Magmáticas: Conceitos Fundamentais e Classificação Modal, Química, Termodinâmica e Tectônica. São Paulo-SP, Ed. Unesp. 655 p.

WINTER, J.D. 2009. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology Prentice-Hall Inc., Upper Saddle River, New Jersey, USA, 697p.

WOOD, B.J & BANNO, S. 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42, 109-124.

ANEXOS

Análises de Química Mineral

Quadro 9.1: Análise química da olivina

Amostra	Ma12-c4-7	Ma12-c4-8	Ma12-c4-9	Ma12-c4-10	Ma12-c4-11	Ma12-c1-14	Ma12-c1-15	Ma12-c1-16	Ma12-c1-17	Ma12-c1-18	Ma12-c1-19	Ma12-c2-32	Ma 22-c1-123	Ma 22-c2-127	Ma 22-c2-128	
Litotipo	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	
SiO₂	39.169	40.910	40.901	40.725	41.037	40.943	41.145	40.996	41.074	41.346	40.885	40.791	40.109	40.529	40.325	
TiO₂	0.000	0.000	0.048	0.048	0.000	0.066	0.020	0.007	0.000	0.000	0.000	0.050	0.022	0.000	0.000	
Al₂O₃	0.009	0.000	0.012	0.000	0.026	0.000	0.006	0.000	0.011	0.000	0.002	0.007	0.001	0.003	0.000	
FeO	10.878	11.105	11.063	11.096	10.834	11.272	11.270	11.286	10.967	11.289	11.307	10.973	14.260	14.276	14.468	
MnO	0.181	0.163	0.175	0.174	0.189	0.167	0.211	0.197	0.238	0.198	0.205	0.096	0.202	0.256	0.247	
MgO	46.965	48.313	48.045	48.027	48.195	47.661	48.182	47.776	47.901	48.766	47.883	48.191	45.108	45.338	45.200	
CaO	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.016	0.023	0.032	0.005	0.013	
Na₂O	0.010	0.000	0.000	0.000	0.023	0.000	0.000	0.000	0.026	0.000	0.004	0.019	0.028	0.000	0.000	
K₂O	0.021	0.000	0.032	0.006	0.000	0.000	0.011	0.000	0.010	0.014	0.000	0.019	0.038	0.000	0.036	
NiO	0.275	0.298	0.249	0.284	0.270	0.272	0.274	0.203	0.275	0.278	0.284	0.243	0.409	0.509	0.499	
Cr₂O₃	0.017	0.000	0.077	0.019	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.051	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	
Total	97.525	100.789	100.607	100.379	100.574	100.381	101.119	100.465	100.502	101.953	100.586	100.416	100.209	100.916	100.788	
Formula Estrutural calculada na base de 4 oxigênios																
Si	0.992	1.001	1.002	1.001	1.004	1.006	1.004	1.006	1.007	1.000	1.003	1.001	1.003	1.006	1.003	
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Ti	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	
Fe ₂	0.230	0.227	0.227	0.228	0.222	0.232	0.230	0.232	0.225	0.228	0.232	0.225	0.298	0.296	0.301	
Mn	0.004	0.003	0.004	0.004	0.004	0.003	0.004	0.004	0.005	0.004	0.004	0.002	0.004	0.005	0.005	
Mg	1.774	1.762	1.755	1.759	1.759	1.745	1.752	1.748	1.750	1.759	1.751	1.763	1.681	1.677	1.676	
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	
K	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	
Ni	0.006	0.006	0.005	0.006	0.005	0.005	0.005	0.004	0.005	0.005	0.006	0.005	0.008	0.010	0.010	
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
∑Cátions	3.007	2.999	2.996	2.999	2.996	2.992	2.995	2.994	2.993	2.997	2.996	3.000	2.997	2.994	2.996	
Componentes Moleculares																
#Fe	0.115	0.114	0.115	0.115	0.112	0.117	0.116	0.117	0.114	0.115	0.117	0.113	0.151	0.150	0.152	
#Mg	0.885	0.886	0.885	0.885	0.888	0.883	0.884	0.883	0.886	0.885	0.883	0.887	0.849	0.850	0.848	
Nomenclatura	Fosterita	Fosterita	Fosterita	Fosterita	Fosterita	Fosterita	Fosterita	Fosterita	Fosterita	Fosterita	Fosterita	Fosterita	Fosterita	Crisótilo	Crisótilo	Crisótilo

Quadro 9.2: Análise química dos piroxênios (continuação).

Amostra	Ma12- c4-3	Ma12- c4-5	Ma12- c4-6	Ma14- c1-144	Ma14- c1-148	Ma14- c2-156	Ma14- c2-157	Ma14- c2-158	Ma14- c2-159	Ma14- c2-162	Ma14- c3-166
Litotipo	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web
SiO₂	47.521	55.434	46.779	53.811	54.357	54.448	54.165	54.188	54.486	52.306	54.747
TiO₂	0.575	0.032	0.641	0.066	0.11	0.072	0.123	0.085	0.057	0.485	0.121
Al₂O₃	11.528	3.405	12.213	3.444	3.426	3.385	3.347	3.181	3.198	6.613	2.948
FeO	2.032	7.898	2.421	10.157	10.849	11.075	10.788	9.871	10.749	5.179	10.989
Fe₂O₃	4.514	0.981	4.617	1.433	1.293	1.022	1.144	2.157	0.891	0	0.788
Cr₂O₃	0.301	0.077	0.403	0.125	0.079	0.089	0.104	0.03	0.058	0.07	0.124
MnO	0.075	0.217	0.082	0.292	0.267	0.363	0.34	0.252	0.374	0.096	0.356
NiO	0.083	0.029	0.06	0.086	0.073	0.073	0.092	0.084	0.149	0.098	0.071
MgO	18.046	32.345	17.684	29.779	29.782	29.668	29.638	30.202	29.791	19.893	30.005
CaO	12.571	0.302	12.233	0.395	0.455	0.36	0.406	0.438	0.31	12.803	0.318
Na₂O	1.234	0	1.232	0.007	0	0.004	0.009	0	0	0.459	0
K₂O	0.301	0.013	0.286	0	0.008	0.027	0	0.008	0	0.149	0.019
Total	98.78	100.73	98.65	99.6	100.7	100.59	100.16	100.5	100.06	98.15	100.49
Formula Estrutural calculada na base de 6 oxigênios											
TSi	1.726	1.918	1.704	1.909	1.911	1.917	1.915	1.907	1.926	1.911	1.927
Tal	0.274	0.082	0.296	0.091	0.089	0.083	0.085	0.093	0.074	0.089	0.073
TFe3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
∑T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
M1Al	0.219	0.056	0.228	0.053	0.053	0.057	0.054	0.038	0.059	0.196	0.049
M1Ti	0.016	0.001	0.018	0.002	0.003	0.002	0.003	0.002	0.002	0.013	0.003
M1Fe3	0.123	0.026	0.126	0.038	0.034	0.027	0.03	0.057	0.024	0	0.021
M1Fe2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
M1Cr	0.009	0.002	0.012	0.004	0.002	0.002	0.003	0.001	0.002	0.002	0.003
M1Mg	0.631	0.915	0.614	0.901	0.906	0.909	0.907	0.899	0.91	0.786	0.921
M1Ni	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.004	0.003	0.002
∑M1	1.000	1.001	1.000	1.000	1.000	0.999	1.000	0.999	1.001	1.000	0.999
M2Mg	0.346	0.753	0.346	0.674	0.656	0.648	0.655	0.685	0.659	0.298	0.653
M2Fe2	0.062	0.228	0.074	0.301	0.319	0.326	0.319	0.29	0.318	0.158	0.323
M2Mn	0.002	0.006	0.003	0.009	0.008	0.011	0.01	0.008	0.011	0.003	0.011
M2Ca	0.489	0.011	0.477	0.015	0.017	0.014	0.015	0.017	0.012	0.501	0.012
M2Na	0.087	0	0.087	0	0	0	0.001	0	0	0.033	0
M2K	0.014	0.001	0.013	0	0	0.001	0	0	0	0.007	0.001
∑M2	1.000	0.999	1.000	0.999	1.000						
∑Cátions	4.000	4.000	4.000	3.999	4.000	3.999	4.000	3.999	4.001	4.000	3.999
Componentes Moleculares											
CFTS1	8.097	1.394	8.563	2.115	1.844	1.497	1.689	2.934	1.282	0.113	1.231
CTTS1	0.964	0.042	1.09	0.089	0.147	0.097	0.166	0.114	0.077	0.748	0.162
CATS1	7.249	2.809	7.93	2.673	2.674	2.832	2.705	1.93	2.977	4.22	2.446
Q	1.528	1.908	1.512	1.892	1.897	1.897	1.896	1.891	1.899	1.743	1.91
J	0.174	0	0.174	0.001	0	0.001	0.001	0	0	0.065	0
WO	29.584	0.577	29.104	0.775	0.884	0.702	0.794	0.844	0.607	28.706	0.618
EM	59.09	85.999	58.539	81.254	80.494	80.486	80.644	81.003	81.162	62.06	81.099
FS	11.326	13.423	12.357	17.972	18.622	18.812	18.562	18.153	18.231	9.234	18.283
WEF	89.801	100	89.69	99.949	100	99.971	99.935	100	100	96.409	100
JD	6.526	0	6.633	0.029	0	0.019	0.041	0	0	3.591	0
AE	3.674	0	3.676	0.021	0	0.009	0.023	0	0	0	0
Nomenclatura	Augita	Enstatita	Augita	Enstatita	Enstatita	Enstatita	Enstatita	Enstatita	Enstatita	Augita	Enstatita

Quadro 9.3: Análise química do plagioclásio.

Amostra	MV10-c1-2	MV10-c1-24	MV10-c1-25	MV10-c1-30	MV10-c3-43
Litotipo	GN	GN	GN	GN	GN
SiO ₂	55.8434	57.2718	55.4704	55.406	51.589
TiO ₂	0.0132	0.0603	0.0509	0.055	0.104
Al ₂ O ₃	26.5428	26.019	26.739	26.783	29.638
FeO	0.4564	0.4709	0.4815	0.371	0.76
MnO	0	0.0184	0	0	0
MgO	0.0543	0.0501	0.0542	0.086	0.095
CaO	9.1783	8.5925	9.7871	9.91	13.113
Na ₂ O	5.7484	6.1625	5.4636	5.471	3.614
K ₂ O	0.4851	0.5498	0.4638	0.411	0.266
NiO	0	0	0.0109	0.019	0.003
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0.017	0.018
Total	98.3219	99.1953	98.5214	98.529	99.2
Formula Estrutural calculada na base de 32 oxigênios					
Si	10.222	10.374	10.151	10.136	9.473
Al	5.722	5.55	5.762	5.77	6.409
Ti	0.002	0.008	0.007	0.008	0.014
Fe ²⁺	0.07	0.071	0.074	0.057	0.117
Mn	0	0.003	0	0	0
Mg	0.015	0.014	0.015	0.023	0.026
Ca	1.8	1.668	1.919	1.943	2.58
Na	2.04	2.164	1.939	1.941	1.287
K	0.113	0.127	0.108	0.096	0.062
Ni	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0
∑Cátions	19.984	19.979	19.975	19.974	19.968
Componentes Moleculares					
X	15.946	15.932	15.92	15.914	15.896
Z	4.038	4.047	4.055	4.06	4.072
Ab	51.6	54.7	48.9	48.8	32.8
Na	45.5	42.1	48.4	48.8	65.7
Or	2.9	3.2	2.7	2.4	1.6
Nomenclatura	Andesina	Andesina	Andesina	Andesina	Labradorita

Quadro 9.4: Análise química dos anfibólios (continuação).

Amostra	Ma 14-c2-164	Ma 14-c3-168	Ma 14-c3-169	Ma 22-c2-129	MV17-c2-45	MV17-c2-46	MV17-c3-47
Litotipo	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	Web	Web	Web
SiO ₂	47,863	46,859	46,885	46,322	45,758	45,163	44,909
TiO ₂	0,774	0,878	0,923	0,840	0,701	0,757	0,857
Al ₂ O ₃	9,768	11,449	11,160	11,472	12,886	12,536	12,551
FeO	6,460	6,701	6,940	4,832	5,940	6,094	6,033
Cr ₂ O ₃	0,280	0,223	0,362	0,659	0,339	0,354	0,363
MnO	0,085	0,126	0,112	0,121	0,051	0,025	0,061
MgO	17,930	17,082	16,741	17,983	17,350	16,856	17,166
CaO	12,724	12,310	12,321	12,580	12,775	13,256	12,975
Na ₂ O	0,754	0,909	0,777	1,716	1,676	1,595	1,658
K ₂ O	0,205	0,253	0,286	0,627	0,274	0,239	0,290
NiO	0,184	0,103	0,158	0,139	0,117	0,113	0,082
Total	97,027	96,893	96,665	97,291	97,867	96,988	96,945
Formula Estrutural calculada na base de 23 oxigênios							
TSi	6,736	6,596	6,635	6,550	6,424	6,450	6,394
TAI	1,264	1,404	1,365	1,450	1,576	1,550	1,606
TFe ₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TTi	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
∑T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
CAI	0,355	0,494	0,495	0,460	0,554	0,559	0,498
CCr	0,031	0,025	0,040	0,074	0,038	0,040	0,041
CFe ₃	0,635	0,693	0,632	0,342	0,489	0,246	0,415
CTi	0,082	0,093	0,098	0,089	0,074	0,081	0,092
CMg	3,762	3,585	3,532	3,791	3,631	3,589	3,643
CFe ₂	0,126	0,096	0,189	0,229	0,209	0,482	0,304
CMn	0,010	0,015	0,013	0,014	0,006	0,003	0,007
CCa	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
∑C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
BMg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
BFe ₂	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
BMn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
BCa	1,919	1,857	1,868	1,906	1,921	2,000	1,979
BNa	0,081	0,143	0,132	0,094	0,079	0,000	0,021
∑B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
ACa	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,029	0,000
ANa	0,124	0,105	0,081	0,376	0,378	0,442	0,437
AK	0,037	0,045	0,052	0,113	0,049	0,044	0,053
∑A	0,161	0,150	0,133	0,489	0,427	0,514	0,490
∑Cátions	15,162	15,151	15,132	15,488	15,428	15,515	15,490
Nomenclatura	Mg-hornblenda	Mg-hornblenda	Mg-hornblenda	Mg-hornblenda	Tsc-hornblenda	Tsc-hornblenda	Tsc-hornblenda

Quadro 9.5: Análise química dos espinélios.

Oxides (corr.)	Ma12-c1-12	Ma 12-c1-25	Ma 12-c2-28	Ma12-c2-33	Ma12-c3-34	Ma12-c3-35	Ma12-c3-36	Ma 12-c3-37	Ma 12-c3-38	Ma 12-c3-39	Ma 12-c3-40
Litotipo	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web
TiO2	0,030	0,082	0,082	0,089	0,021	0,005	0,000	0,050	0,000	0,030	0,000
Al2O3	58,014	0,321	0,344	58,744	57,961	0,261	55,753	57,731	60,870	57,648	57,035
Cr2O3	5,809	3,691	4,178	5,640	5,512	3,581	5,414	5,885	5,957	5,789	5,691
Fe2O3	3,113	64,264	63,765	3,953	4,544	64,387	8,472	5,338	2,812	4,553	7,916
FeO	13,059	30,119	30,115	12,387	12,625	29,922	12,787	12,613	12,289	12,828	12,701
MnO	0,185	0,081	0,176	0,106	0,168	0,104	0,175	0,205	0,163	0,141	0,169
NiO	0,260	0,429	0,429	0,323	0,327	0,599	0,317	0,331	0,353	0,388	0,326
MgO	17,718	0,235	0,195	18,620	18,188	0,141	18,169	18,408	19,174	18,016	18,656
ZnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	98,189	99,222	99,284	99,861	99,345	98,998	101,087	100,560	101,617	99,393	102,494
Formula	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)
XFe2 (A)	0,289	0,971	0,970	0,268	0,277	0,970	0,280	0,274	0,262	0,282	0,273
XMg (A)	0,701	0,014	0,011	0,723	0,712	0,008	0,709	0,715	0,728	0,707	0,716
XMn (A)	0,004	0,003	0,006	0,002	0,004	0,003	0,004	0,005	0,004	0,003	0,004
XZn (A)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
XNi (A)	0,006	0,013	0,013	0,007	0,007	0,019	0,007	0,007	0,007	0,008	0,007
XAl (B)	0,907	0,007	0,008	0,901	0,897	0,006	0,860	0,886	0,913	0,894	0,865
XFe3 (B)	0,031	0,934	0,926	0,039	0,045	0,939	0,083	0,052	0,027	0,045	0,077
XCr (B)	0,061	0,056	0,064	0,058	0,057	0,055	0,056	0,061	0,060	0,060	0,058
XFe2 (B)	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
XTi (B)	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg/(Mg+Fe2)	0,707	0,014	0,011	0,728	0,720	0,008	0,717	0,722	0,736	0,715	0,724
Fe2/(Fe2+Fe3)	0,823	0,342	0,344	0,777	0,755	0,341	0,627	0,724	0,829	0,758	0,641
Al/(Al+Fe3+Cr)	0,908	0,007	0,008	0,903	0,898	0,006	0,860	0,887	0,913	0,895	0,865
Cr/(Cr+Al)	0,063	0,885	0,891	0,061	0,060	0,902	0,061	0,064	0,062	0,063	0,063
Membros Finais											
Espinélio	0,701	0,014	0,011	0,723	0,712	0,008	0,709	0,715	0,728	0,707	0,716
Hercinita	0,197	-0,022	-0,023	0,169	0,174	-0,024	0,141	0,160	0,175	0,176	0,139
Galaxita	0,004	0,003	0,006	0,002	0,004	0,003	0,004	0,005	0,004	0,003	0,004
Ganita	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Trevorita	0,006	0,013	0,013	0,007	0,007	0,019	0,007	0,007	0,007	0,008	0,007
Magnetita	0,031	0,934	0,926	0,039	0,045	0,939	0,083	0,052	0,027	0,045	0,077
Cromita	0,061	0,056	0,064	0,058	0,057	0,055	0,056	0,061	0,060	0,060	0,058
Ulvoespinélio	0,001	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000
	Spl	Mag.	Mag.	Spl	Spl	Mag.	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl

Quadro 9.5: Análise química dos espinélios (continuação).

Oxides (corr.)	Ma 12-c3-42	Ma 12-c3-43	Ma12-c3-44	Ma12-c3-45	Ma12-c3-53	Ma12-c4-4	Ma 14-c2-155	Ma 14-c3-165	Ma 14-c3-167	Ma 22-c1-119	Ma 22-c1-121
Litotipo	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web	OI Web
TiO2	0,002	0,000	0,064	0,000	0,180	0,023	0,043	0,000	0,005	0,033	0,046
Al2O3	59,813	57,358	0,204	58,048	0,348	58,543	0,282	0,253	54,827	56,223	55,870
Cr2O3	5,981	6,072	4,374	5,052	4,184	5,366	0,053	0,472	5,908	8,045	8,614
Fe2O3	2,748	3,593	64,073	4,997	64,226	3,244	68,878	68,276	5,179	2,670	2,346
FeO	12,052	12,290	30,490	12,923	30,590	12,575	30,728	30,644	18,108	15,460	15,783
MnO	0,172	0,136	0,109	0,160	0,129	0,185	0,053	0,006	0,198	0,138	0,214
NiO	0,292	0,279	0,405	0,403	0,410	0,322	0,176	0,363	0,662	0,530	0,402
MgO	18,909	18,068	0,092	17,989	0,184	18,073	0,191	0,068	13,923	16,029	15,815
ZnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	99,969	97,795	99,811	99,571	100,252	98,331	100,403	100,083	98,811	99,128	99,090
Formula	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)
XFe2 (A)	0,261	0,274	0,979	0,284	0,973	0,277	0,982	0,985	0,414	0,346	0,353
XMg (A)	0,729	0,717	0,005	0,704	0,011	0,712	0,011	0,004	0,567	0,640	0,633
XMn (A)	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004	0,002	0,000	0,005	0,003	0,005
XZn (A)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
XNi (A)	0,006	0,006	0,013	0,009	0,013	0,007	0,005	0,011	0,015	0,011	0,009
XAl (B)	0,912	0,900	0,005	0,898	0,008	0,911	0,006	0,006	0,883	0,887	0,884
XFe3 (B)	0,027	0,036	0,927	0,049	0,924	0,032	0,992	0,987	0,053	0,027	0,024
XCr (B)	0,061	0,064	0,066	0,052	0,063	0,056	0,001	0,007	0,064	0,085	0,091
XFe2 (B)	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
XTi (B)	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg/(Mg+Fe2)	0,737	0,724	0,005	0,713	0,011	0,719	0,011	0,004	0,578	0,649	0,641
Fe2/(Fe2+Fe3)	0,830	0,792	0,346	0,742	0,346	0,812	0,331	0,333	0,795	0,865	0,882
Al/(Al+Fe3+Cr)	0,912	0,900	0,005	0,898	0,008	0,912	0,006	0,006	0,883	0,888	0,885
Cr/(Cr+Al)	0,063	0,066	0,935	0,055	0,890	0,058	0,143	0,538	0,067	0,088	0,094
Membros Finais											
Espinélio	0,729	0,717	0,005	0,704	0,011	0,712	0,011	0,004	0,567	0,640	0,633
Hercinita	0,173	0,174	-0,017	0,182	-0,019	0,189	-0,012	-0,010	0,297	0,233	0,237
Galaxita	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004	0,002	0,000	0,005	0,003	0,005
Ganita	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Trevorita	0,006	0,006	0,013	0,009	0,013	0,007	0,005	0,011	0,015	0,011	0,009
Magnetita	0,027	0,036	0,927	0,049	0,924	0,032	0,992	0,987	0,053	0,027	0,024
Cromita	0,061	0,064	0,066	0,052	0,063	0,056	0,001	0,007	0,064	0,085	0,091
Ulvoespinélio	0,000	0,000	0,002	0,000	0,005	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001
	Spl	Spl	Mag.	Spl	Mag.	Spl	Mag.	Mag.	Spl	Spl	Spl

Quadro 9.5: Análise química dos espinélios (continuação).

Oxides (corr.)	Ma 22- c3-133	Ma14- c1-143	Ma 14- c3-167	MV10- c2-33	MV17- c3-48	MV17- c3-54	MV17- c3-55	MV17- c3-59	MV41- c2-67	MV41- c2-68
Litotipo	OI Web	OI Web	OI Web	GN	Web	Web	Web	Web	Opx Serp	Opx Serp
TiO ₂	0,047	0,032	0,005	16,819	0,000	0,072	0,000	0,021	0,332	0,209
Al ₂ O ₃	53,773	58,135	54,827	0,221	0,199	0,307	0,507	0,384	6,251	1,060
Cr ₂ O ₃	10,073	4,943	5,908	0,276	5,129	5,132	5,708	6,023	18,165	9,711
Fe ₂ O ₃	2,022	3,051	5,179	34,098	62,539	62,021	61,400	61,300	39,064	55,418
FeO	17,935	17,167	18,108	44,805	29,879	29,761	29,669	29,778	26,324	28,274
MnO	0,192	0,187	0,198	1,003	0,269	0,375	0,494	0,490	2,495	1,283
NiO	0,428	0,653	0,662	0,000	0,442	0,437	0,404	0,395	0,672	0,760
MgO	14,084	15,004	13,923	0,035	0,071	0,064	0,069	0,045	0,935	0,191
ZnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	98,554	99,171	98,811	97,255	98,529	98,170	98,251	98,436	94,238	96,905
Formula	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)
XFe ₂ (A)	0,410	0,383	0,414	0,965	0,973	0,970	0,967	0,969	0,843	0,922
XMg (A)	0,576	0,598	0,567	0,002	0,004	0,004	0,004	0,003	0,054	0,011
XMn (A)	0,004	0,004	0,005	0,033	0,009	0,012	0,016	0,016	0,082	0,043
XZn (A)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
XNi (A)	0,009	0,014	0,015	0,000	0,014	0,014	0,013	0,012	0,021	0,024
XAl (B)	0,869	0,916	0,883	0,005	0,005	0,007	0,012	0,009	0,143	0,025
XFe ₃ (B)	0,021	0,031	0,053	0,499	0,916	0,912	0,900	0,898	0,569	0,819
XCr (B)	0,109	0,052	0,064	0,004	0,079	0,079	0,088	0,093	0,278	0,151
XFe ₂ (B)	0,000	0,000	0,000	0,246	0,000	0,001	0,000	0,000	0,005	0,003
XTi (B)	0,000	0,000	0,000	0,246	0,000	0,001	0,000	0,000	0,005	0,003
Mg/(Mg+Fe ₂)	0,583	0,609	0,578	0,001	0,004	0,004	0,004	0,003	0,060	0,012
Fe ₂ /(Fe ₂ +Fe ₃)	0,908	0,862	0,795	0,594	0,347	0,348	0,349	0,351	0,428	0,362
Al/(Al+Fe ₃ +Cr)	0,870	0,917	0,883	0,010	0,005	0,007	0,012	0,009	0,144	0,025
Cr/(Cr+Al)	0,112	0,054	0,067	0,456	0,945	0,918	0,883	0,913	0,661	0,860
Membros Finais										
Espinélio	0,576	0,598	0,567	0,002	0,004	0,004	0,004	0,003	0,054	0,011
Hercinita	0,279	0,300	0,297	-0,030	-0,022	-0,023	-0,021	-0,022	-0,014	-0,053
Galaxita	0,004	0,004	0,005	0,033	0,009	0,012	0,016	0,016	0,082	0,043
Ganita	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Trevorita	0,009	0,014	0,015	0,000	0,014	0,014	0,013	0,012	0,021	0,024
Magnetita	0,021	0,031	0,053	0,499	0,916	0,912	0,900	0,898	0,569	0,819
Cromita	0,109	0,052	0,064	0,004	0,079	0,079	0,088	0,093	0,278	0,151
Ulvoespinélio	0,001	0,001	0,000	0,492	0,000	0,002	0,000	0,001	0,010	0,006
	Spl	Spl	Spl	martita	Mag.	Mag.	Mag.	Mag.	Spl	Mag.

Quadro 9.6: Análise química das ilmenitas.

Código	MV10-c1-9	MV10-c2-34	MV10-c2-35	MV10-c2-36
Litotipo	GN	GN	GN	GN
SiO₂	0,000	0,000	0,045	0,045
TiO₂	49,309	48,986	49,425	48,849
Al₂O₃	0,018	0,015	0,042	0,000
Cr₂O₃	0,070	0,064	0,020	0,000
FeO	46,449	47,216	46,943	46,910
MnO	2,560	2,314	2,212	2,291
MgO	0,014	0,025	0,066	0,027
CaO	0,105	0,000	0,000	0,019
Na₂O	0,000	0,000	0,000	0,016
K₂O	0,000	0,009	0,000	0,015
NiO	0,000	0,028	0,023	0,000
Total	98,525	98,655	98,777	98,171

Quadro 9.7: Análise química das cloritas

Amostra	Mv41-c2-62	Mv41-c2-63	Mv41-c2-64	Mv41-c2-65	Mv41-c2-66
Litotipo	Opx Serp				
SiO₂	30.5647	30.6794	30.0513	31.2614	30.4813
TiO₂	0.1103	0.1642	0.1287	0.0973	0.1308
Al₂O₃	20.0849	20.5355	19.8038	19.7639	19.7865
Cr₂O₃	0.4352	0.532	0.5549	0.5814	0.3388
FeO	3.3546	3.3127	3.2024	3.3781	3.3076
MnO	0.0216	0.0064	0.0328	0	0
MgO	31.5475	31.9417	30.964	30.6526	31.5052
CaO	0	0	0	0.0097	0.021
Na₂O	0.0013	0	0.0147	0	0
K₂O	0	0	0.027	0	0.0143
NiO	0.2482	0.255	0.2733	0.2797	0.2258
H₂O	12.63	12.78	12.43	12.6	12.55
Total	98.9983	100.2069	97.4829	98.6241	98.3613
Formula Estrutural calculada na base de 36 oxigênios					
Si	5.807	5.76	5.799	5.952	5.826
Al^{IV}	2.193	2.24	2.201	2.048	2.174
∑T	8	8	8	8	8
Al^{VI}	2.301	2.3	2.3	2.383	2.28
Ti	0.016	0.023	0.019	0.014	0.019
Fe³	0	0	0	0	0
Fe²	0.533	0.52	0.517	0.538	0.529
Cr	0.065	0.079	0.085	0.087	0.051
Mn	0.003	0.001	0.005	0	0
Mg	8.935	8.939	8.908	8.7	8.977
Ca	0	0	0	0.002	0.004
Na	0	0	0.006	0	0
K	0	0	0.007	0	0.003
Ni	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03
OH	16	16	16	16	16
∑Cátions	35.893	35.902	35.887	35.764	35.893
Componentes Moleculares					
Fe_FeMg	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06
Mg_FeMg	0.94	0.95	0.95	0.94	0.94
Nomenclatura	Clinocloro	Clinocloro	Clinocloro	Clinocloro	Clinocloro

Quadro 9.8: Análise química das serpentinas.

Amostra	Ma 12- c1-13	Ma 12- c1-20	Ma 12- c1-21	Ma 12- c1-22	Ma 12- c3-52	Ma 14- c1-149	Ma 14- c2-153	MV41- c2-69	MV41- c2-70	MV41- c2-71	Ma 22- c1-124	Ma 22- c3-142
Litotipo	OI Web	OI Web	Opx Serp	Opx Serp	Opx Serp	OI Web	OI Web					
SiO₂	42,8897	43,327	41,8869	42,1774	40,9004	39,4171	40,4568	41,5013	41,0776	41,7536	42,7996	42,6728
TiO₂	0	0,0226	0,0112	0	0,0056	0,0666	0,0486	0,0901	0,12	0,0751	0	0,0244
Al₂O₃	0,8942	0,0025	0,1569	0,3735	1,1347	6,2488	4,7773	1,8566	2,1881	1,8555	0,3828	1,9227
Cr₂O₃	0	0,0309	0,0057	0,0326	0,0612	0,0227	0,0497	0,0154	0	0	0	0,1968
FeO	3,3006	2,3219	4,0412	3,7163	4,3213	4,0945	4,4094	2,9422	3,3591	3,0468	2,0336	2,1171
MnO	0,1581	0,0213	0,0702	0,0393	0,0605	0,1229	0,0713	0,0542	0,0662	0,0229	0,0866	0,2501
MgO	40,0013	41,0327	39,6668	39,9832	39,3719	35,0555	36,3902	39,8699	38,7395	39,6791	41,0509	38,284
CaO	0,0896	0,0033	0,0584	0,0813	0,0357	0,1027	0,0714	0,0439	0,0309	0,0504	0,0033	0,1286
Na₂O	0,0254	0,0106	0,0054	0,0121	0	0,0349	0,038	0	0	0,0133	0	0,0132
K₂O	0,0336	0	0	0,032	0,0192	0,0189	0,0223	0,0064	0,0176	0,0096	0,0241	0,0224
NiO	0,1928	0,263	0,2411	0,1538	0,2181	0,3503	0,2299	0,2562	0,2403	0,2965	0,2909	0,2249
Total	87,5853	87,0357	86,1439	86,6013	86,1286	85,5351	86,5648	86,6362	85,8392	86,8028	86,6718	85,8571