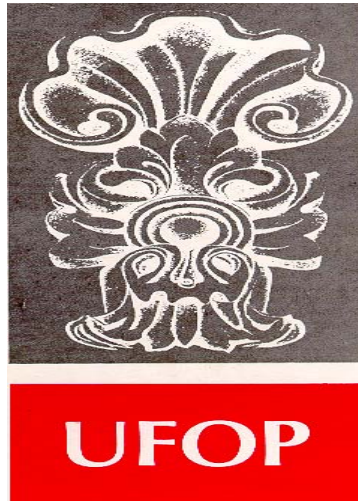


Anexo 1 da Resolução CPPG nº 013 de 08 de maio de 2002

CAPA

**GEOLOGIA E PETROLOGIA DE ROCHAS ULTRAMÁFICAS
OFIOLÍTICAS NEOPROTEROZÓICAS DA FOLHA
ANDRELÂNDIA, BORDA SUL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO,
MINAS GERAIS.**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitor

João Luiz Martins

Vice-Reitor

Antenor Barbosa Júnior

Pró-Reitor de Pesquisa e Pós-Graduação

Tanus Jorge Nagem

ESCOLA DE MINAS

Diretor

José Geraldo Arantes de Azevedo Brito

Vice-Diretor

Wilson Trigueiro de Souza

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Selma Maria Fernandes



EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS

CONTRIBUIÇÕES ÀS CIÊNCIAS DA TERRA – VOL. ?

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Nº ?

**GEOLOGIA E PETROLOGIA DE ROCHAS ULTRAMÁFICAS
OFIOLÍTICAS NEOPROTEROZÓICAS DA FOLHA ANDRELÂNDIA,
BORDA SUL DO CRATON SÃO FRANCISCO, MINAS GERAIS.**

Marco Aurélio Piacentini Pinheiro

Orientador

Marcos Tadeu de Freitas Suita

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial à obtenção do Título de Mestre em Ciências Naturais, Área de Concentração: Petrogênese e Recursos Minerais

OURO PRETO

2008

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>
Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606 e-mail: pgrad@degeo.ufop.br

Os direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

ISSN ?

Depósito Legal na Biblioteca Nacional

Edição 1ª

Catálogo elaborado pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do
Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

Pinheiro, Marco Aurélio Piacentini.

V614g Geologia e Petrologia de rochas ultramáficas ofiolíticas neoproterozóicas da Folha Andrelândia, borda sul do Cráton São Francisco, Minas Gerais. {manuscrito. / Marco Aurélio Piacentini Pinheiro - 2008.

xviii, ? f.: il. Grafts, tabs. (Contribuições às Ciências da Terra, vol.? .., n. ?

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais.

ISSN ?

1. Geologia- 2. Dissertação Petrologia. 3. Rochas Ultramáficas. 4. Ofiolitos. 5. Folha Andrelândia. 6. Minas Gerais I. Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. II. Título: Geologia e Petrologia de rochas ultramáficas ofiolíticas neoproterozóicas da Folha Andrelândia, borda sul do Cráton São Francisco, Minas Gerais.

CDU: 551 (815.1).

<http://www.sisbin.ufop.br>

Para as pessoas as quais eu tenho
o privilégio de chamar de
Pai e Mãe!

Alea jacta est

Agradecimentos

Agradeço a meus pais, José Pio e Míriam das Graças, meus irmãos, André e Sarah, e ao Nono e Nona pelo apoio e incentivo incondicional. A Brisa pelo carinho, companherismo e compreensão ao longo da execução deste trabalho. Ao grande amigo e orientador Dr. Marcos T. F. Suita pela paciência e ensinamentos. A Beibra Mineração pela oportunidade, em especial ao Dr. Cândido M. Vieira, Marcus G. Pira e Cristina Almeida. Ao Manoel F. Filho e Ronaldo Risoli pela amizade. Ao Dr. Eduardo A. Ladeira pela amizade e aos grandes ensinamentos geológicos, Muito Obrigado!

A FAPEMIG pelo financiamento do projeto CRA 1056/03, e ao pessoal técnico-administrativo dos Laboratórios de Laminação (Lamin), MicroLab, Lopag. Ao pessoal técnico administrativo da Biblioteca, das secretarias, graduação e Pós-graduação do Departamento de Geologia, em especial ao Edson e Laura, Obrigado!

Aos amigos da geologia e aos irmãos Bastilhanos, em especial ao João Monnerat Lanna, pela grande ajuda na 1º etapa de campo. E a todos que de uma forma ou de outra contribuíram para o término deste trabalho. A minha sincera gratidão!!!

Sumário

Agradecimentos	xi
Sumário	xiii
Lista de Figuras	xvii
Lista de Pranchas	xix
Lista de Tabelas	xxiii
Resumo	xxv
Abstract	xxvii
Capítulo 1	1
INTRODUÇÃO	1
1.1 Apresentação e exposição do tema.....	1
1.2 Objetivos do trabalho	1
1.3 Justificativas	1
1.4 Localização e vias de acessos.....	2
1.5 Metodologia aplicada	3
1.5.1 Revisão bibliográfica	3
1.5.2 Trabalho de campo	4
1.5.3 Análises petrográficas e petrológicas	4
1.5.4 Análises químicas de rocha total	4
1.5.5 Análise química mineral.....	5
Capítulo 2	7
CONTEXTO GEOLÓGICO	7
2.1 Trabalhos anteriores	7
2.2 Contexto geotectônico.....	10
2.3 Contexto geológico.....	11
2.3.1 Embasamento.....	11
2.3.2 Complexos gnáissicos.....	11
2.3.2.1 Faixas de “Greenstone belt”	13
2.3.2.2 Corpos ígneos plutônicos e subvulcânicos	13
2.3.2.3 Gabros: plutons de São Sebastião da Vitória e Vitoriano Veloso.....	13
2.3.2.4 Diorito do Rio Capivara.....	14
2.3.2.5 Granitóides.....	14
2.3.2.6 Rochas subvulcânicas e vulcânicas.....	14
2.3.2.7 Remanescentes de corpos máfico-ultramáficos	15
2.3.3 Megassequências meso a neoproterozóicas.....	15
2.3.3.1 Megassequência São João del Rei	15
2.3.3.1.1 Sequência Tiradentes.....	16

2.3.3.1.2	Seqüência São José.....	16
2.3.3.1.3	Seqüência Tejuco.....	17
2.3.3.1.4	Seqüência Lenheiro.....	17
2.3.3.1.5	Diques máficos.....	17
2.3.3.2	Megasseqüência Carandaí.....	17
2.3.3.2.1	Seqüência Barroso.....	18
2.3.3.2.2	Seqüência Prados.....	18
2.3.3.3	Megasseqüência Andrelândia.....	18
2.3.3.3.1	Seqüência Carrancas.....	18
2.3.3.3.2	Seqüência Serra do Turvo.....	19
2.3.3.4	Rochas metaígneas.....	20
2.3.3.4.1	Rochas meta- máficas.....	21
2.3.3.4.2	Rochas meta - ultramáficas.....	21
2.3.3.4.2.1	Leucogranitos.....	21
2.3.3.4.2.2	Diabásio.....	22
2.3.4	Depósitos quaternários.....	22
2.4	Geologia Estrutural.....	22
2.4.1	Estruturas relacionadas a faixa Brasília.....	23
2.4.2	Estruturas relacionadas a faixa Ribeira.....	24
2.5	Metamorfismo.....	24
2.6	Geocronologia.....	26
Capítulo 3	29
COMPLEXOS OFIOLÍTICOS	29
3.1	Evolução do conceito.....	29
3.2	Tipos de peridotitos mantélicos.....	32
3.2.1	Peridotitos “orogênicos”, “do tipo alpino” ou “ophirags”.....	33
3.2.1.1	Peridotitos alpinos de alta/ultra alta pressão (HP/UHP).....	33
3.2.1.2	Peridotitos alpinos de pressão intermediária (IP).....	35
3.2.1.3	Peridotitos alpinos de pressão baixa (LP).....	35
3.2.1.4	Peridotitos ofiolíticos.....	36
3.2.1.4.1	Ofiolitos lherzolíticos.....	37
3.2.1.4.2	Ofiolitos harzburgíticos.....	38
3.2.1.5	Ofiolitos de sub-arcos.....	38
3.2.1.6	Peridotitos oceânicos (ou abissais).....	38
3.3	Processo de Posicionamento, variação e Metamorfismo.....	39
3.3.1	Posicionamento Tectônico.....	39
3.3.2	Variações entre ofiolitos de diferentes ambientes tectônicos.....	40

3.3.3	Metamorfismo	42
3.3.3.1	Metamorfismo interno	43
3.3.3.1.1	Serpentinização	43
3.3.3.1.2	Rodingitos	44
3.3.3.1.3	Metamorfismo hidrotermal oceânico (Espilitos).....	44
3.3.3.1.4	Metamorfismo externo	45
3.3.3.1.4.1	Auréolas metamórficas.....	45
3.3.3.1.4.2	Metamorfismo de margem continental	46
Capítulo 4	47
CONTEXTOS GEOLÓGICOS DOS CORPOS ESTUDADOS.....		47
4.1	Introdução.....	47
4.2	Associações ultramáficas inseridas no domínio III	47
4.2.1	Região entre as cidades de Arantina e de Liberdade (<i>Klippe</i> de Carvalhos).....	47
4.2.1.1	Corpo Ultramáfico Morro do Corisco.....	49
4.2.2	Complexo ultramáfico Fazenda da Roseta	52
4.2.3	Região entre Andrelândia e Arantina (Nappe de Liberdade e Andrelândia).....	59
4.2.3.1	Corpos ultramáficos da Serra da Garça	60
4.2.3.2	Ultramafitos entre Arantina e Andrelândia.....	61
4.3	Associações inseridas no domínio II.....	63
4.3.1	Região de Carrancas (<i>Klippe</i> de Carrancas).....	63
4.3.1.1	Corpo da Fazenda da Areia.....	66
Capítulo 5	69
PETROGRAFIA		69
5.1	Introdução e Nomenclatura adotada.....	69
5.2	Associações ultramáficas inseridas no domínio III	70
5.2.1	Região entre Arantina e Liberdade (<i>Klippe</i> de Carvalhos).....	70
5.2.1.1	Corpo ultramáfico Morro do Corisco.....	70
5.2.1.1.1	Espinélio serpentinito.....	70
5.2.1.1.2	Espinélio-anfibólio serpentinito	76
5.2.1.2	Complexo ultramáfico da Fazenda da Roseta.....	78
5.2.1.2.1	Meta-websterito.....	78
5.2.1.2.2	Retrogranulito ultramáfico	83
5.2.1.2.3	Meta-espinélio harzburgito.....	90
5.2.1.2.4	Carbonato- anfibólio serpentinito.....	94
5.2.1.3	Ultramafitos entre Arantina e Andrelândia e da Serra da Garça.....	99
5.3	Associações ultramáficas inseridas no domínio II	109
5.3.1	Região de Carrancas	109

5.3.1.1	Fazenda Córrego da Areia.....	109
5.3.1.1.1	Meta espinélio-olivina ortopiroxenito	109
Capítulo 6		113
	LITOGEOQUÍMICA	113
6.1	Introdução.....	113
6.2	Apresentação dos dados.....	114
6.2.1	Elementos maiores	114
6.2.2	Geoquímica de elementos menores, traços e terras raras (“ETR”).....	121
6.2.2.1	Geoquímica de elementos menores e traços.	121
6.2.2.2	Elementos terras raras (ETR).....	125
Capítulo 7		129
	PETROLOGIA ÍGNEA E METAMÓRFICA.....	129
7.1	Introdução.....	129
7.2	Discussão Petrológica dos litotipos estudados.	129
7.2.1	Serpentinitos do Morro do Corisco e da Fazenda da Roseta.	129
7.2.2	Meta-harzburgito da Fazenda da Roseta.....	139
7.2.3	Bronzitito pegmatóide.....	142
7.2.4	Meta-websterito e retro-granulito.	142
7.2.5	Ultramafitos entre Andrelândia e Arantina e da Serra da Garça.....	146
7.2.6	Olivina ortopiroxenito da área da Fazenda da Areia.....	152
Capítulo 8		155
	DISCUSSÃO, CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	155
8.1	Discussão.....	155
8.2	Conclusões.....	158
8.3	Recomendações	159
	Referências bibliográficas	161
	Anexos	171

Lista de Figuras

Figura 1-1: Localização das folha do projeto sul de Minas.....	2
Figura 1-2: Localização e vias de acesso á area de estudo.....	3
Figura 2-1: Localização das faixas orogênicas e núcleos cratônicos no contexto do paleocontinente Gondwana Ocidental.....	10
Figura 2-2: Blocos continentais na associação do Gondwana Ocidental.....	11
Figura 2-3: Domínios tectônicos brasileiros ao sul do Cráton São Francisco.....	16
Figura 2-4: Esquema estratigráfico da Megassequência Andrelândia.....	20
Figura 2-5: Mapa metamórfico da região de estudo.....	26
Figura 3-1: Esquema representativo da zona de consumo de litosfera oceânica em ambiente tectônico convergente.....	40
Figura 3-2: Esquema representativo das diferentes seções de crostas oceânicas e correspondentes seqüências ofiolíticas.....	41
Figura 3-3: Esquema de metamorfismo em seções ofiolíticas.....	42
Figura 3-4: Relação entre o zonamento mineral e a profundidade, em seção ofiolítica ideal, em condição de hidrotermalismo oceânico.....	45
Figura 3-5: Distribuição espacial das isogradas metamórficas em rochas crustais em ambientes de limite convergente de placa.....	46
Figura 4-1: Mapa de localização dos corpos ultramáficos da Klippe de Carvalhos.....	48
Figura 4-2: Contexto geológico do corpo ultramáfico do Morro do Corisco.....	51
Figura 4-3: Foto do afloramento de serpentinito do Morro do Corisco.....	52
Figura 4-4: Contexto geológico do complexo ultramáfico da Fazenda da Roseta.....	54
Figura 4-5: Fotografias apresentando as superfícies de cisalhamento.....	56
Figura 4-6: Foto do bronzitito pegmatóide.....	57
Figura 4-7: Modelagem tridimensional da porção sul da Fazenda da Roseta.....	59
Figura 4-8: Mapa geológico das localizações dos ultramafitos da Serra da Garça.....	61
Figura 4-9: Contexto geológico dos ultramafitos entre Andrelândia e Arantina.....	62
Figura 4-10: Afloramento de ultramafito entre Andrelândia e Arantina.....	63
Figura 4-11: Localização dos ultramafitos da região de Carrancas.....	65
Figura 4-12: Situação geológica dos corpos ultramáficos da região de Carrancas.....	67
Figura 4-13: Zona de cisalhamento dextrógira com veios de quartzo.....	68
Figura 5-1- Amostra de meta-websterito da Fazenda Roseta.....	78
Figura 5-2- Fotografia de amostra de mão da Serra da Garça.....	100
Figura 6-1 Simbologia utilizada na representação gráfica de cada corpo analisado.....	114
Figura 6-2- Diagramas binários SiO_2XMgO ; Al_2O_3XMgO ; $Al_2O_3XSiO_2$; $CaOXMgO$; $CaOXAl_2O_3$; e, $CaOXSiO_2$	116
Figura 6-3- Diagramas binários que apresentam o padrão de distribuição entre: $TiO_2XAl_2O_3$, TiO_2XSiO_2 , $Na_2OXAl_2O_3$, $MnOXAl_2O_3$, $Fe_2O_3*XAl_2O_3$ e $Fe_2O_3*XSiO_2$	117

Figura 6-4- Diagramas triangulares: $Al_2O_3XCaOMgO$, $Fe_2O_3*XNa_2O+K_2OMgO$, $CaOXSiO_2XMgO$; $Al_2O_3XSiO_2XMgO$; e $Fe_2O_3*XSiO_2XMgO$	118
Figura 6-5: Diagrama que mostra a relação entre MgO/SiO_2 X Al_2O_3/SiO_2 dos serpentinitos e do meta-harzburgito dos corpos do Morro do Corisco e da Fazenda Roseta	119
Figura 6-6-Diagramas em “aranha” que apresentam o comportamento de distribuição dos elementos maiores.	120
Figura 6-7- Diagramas que mostram o padrão de correlação entre elementos do “Grupo 3D” com outros elementos: Cr X Ni; Ni X MgO; Cr X MgO; Cr X Al_2O_3 , Co X MgO; e, Ni/Co X Ni; ...	123
Figura 6-8- Diagramas em “aranha” que apresentam o comportamento de distribuição dos elementos menores	124
Figura 6-9- Diagramas binários que mostram o padrão de correlação entre elementos menores incompatíveis: Sr X MgO; Sr X Zr; Ba X SiO_2 ; e Sr X Ba.....	125
Figura 6-10- Diagramas em “aranha” que apresenta o comportamento de distribuição dos ETR: ...	126
Figura 6-11- Diagramas em “aranha” que mostram o comportamento de distribuição dos ETR, separados por litologias de padrão semelhante.	127
Figura 7-1- Diagramas binários que mostram, para análises semi-quantitativas por MEV/“EDS”, as relações entre os elementos Mg, Al e Ca para os anfibólios (1) e (2).....	130
Figura 7-2-Diagrama que mostra a relação entre MgO/SiO_2 X Al_2O_3/SiO_2 dos serpentinitos e do meta-harzburgito dos corpos do Morro do Corisco e da Fazenda da Roseta	132
Figura 7-3- Diagramas binários que apresentam as correlações e os comportamentos químicos dos espinélios analisados.	134
Figura 7-4- Diagrama triangular que apresenta a relação entre Cr x Al x Fe das diversas análises efetuadas para os espinélios dos serpentinitos.....	135
Figura 7-5: Diagrama de fases simplificado para o sistema $CaO-MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$ a 0.5 GPa, apresentando a variação de fases em função das condições de temperatura e Concentração de CO_2 ($T-X_{CO_2}$).....	136
Figura 7-6: Condições de pressão e temperatura de lherzolitos portadores de plagioclásio, espinélio e granada.	137
Figura 7-7: Evolução petrológica dos serpentinitos e Trajetória P-T.....	138
Figura 7-8: Evolução petrológica sugerida para o Meta-harzburgito da Fazenda da Roseta. e Trajetória P-T sugerida	141
Figura 7-9: Evolução petrológica do Meta-websterito e retrogranulito e Trajetória P-T sugerida ..	145
Figura 7-10: Evolução petrológica dos meta-ultramafitos cumuláticos entre Andrelandia e Arantina e os da Serra da Garça e Trajetória P-T	151
Figura 7-11: Diagrama de pressão e temperatura para os ultramafitos cumuláticos da região entre Andrelândia e Arantina e os da Serra da Garça.....	152

Lista de Pranchas

- Prancha 5-1: Amostra de serpentinito do Morro do Corisco com: fotografias e esquema da amostra de mão; e, fotomicrografias da região do contato particularizada por magnetitas cominuídas e orientadas 71
- Prancha 5-2: Fotomicrografias de seção que apresenta a relação entre a superfície ígnea e as metamórficas, relictos de olivina em pseudomorfo serpentinizado, relictos de ortopiroxênio em pseudomorfo serpentinizado e espinélio opaco (magnetita) 72
- Prancha 5-3- Fotomicrografias mostrando: A e B) anfibólio cálcico-magnésiano sobre relictos pseudomorfizados, em meio a serpentinas de textura *mesh* C e D) anfibólio de segunda geração, granoblástico, anédrico, preferencialmente localizados entre os pseudomorfos serpentinizados e F) clorita às custas de magnetita e picotita; e, G e H) clorita sendo talcificada. 75
- Prancha 5-4: Fotomicrografia que mostra em A e B) talco lepidoblástico grosso, em veio monomineralico, em espinélio serpentinito do Morro do Corisco..... 76
- Prancha 5-5- Fotomicrografia mostrando as duas fases de anfibólios (I e II): A) relictos do anfibólio I (anfI) em espinélio serpentinito ; B, C e D) anfibólios de segunda geração (anfII)..... 77
- Prancha 5-6- Fotomicrografia que mostra clinopiroxênio heteradacumulático com inclusão de ortopiroxênio ígneo e anfibólios xeno- a subidioblásticos. Fotomicrografia de clinopiroxênio ígneo reliquiar que apresenta recristalização acentuada e gera mosaico poligonal, e olivina corroída que está em contato reto (paragenético) com ortopiroxênio ígneo reliquiar deformado em meio a antofilita neoformada 79
- Prancha 5-7: Tremolita nematoblástica preferencialmente localizadas em zonas de fratura e clivagens, sugerindo uma gênese sin-cisalhamento, e desenho representativo da tremolita localizadas nas zonas de fratura 80
- Prancha 5-8: Clinopiroxênio reliquiar apresentando estruturas de deformação cristalina, e ortopiroxênio com ex-solução de clinopiroxênio 81
- Prancha 5-9: Clinopiroxênio reliquiar preservado em zona de deformação intensa, e Clino e ortopiroxênio recristalizado em zona de cisalhamento 82
- Prancha 5-10: Olivina reliquiar inclusa em ortopiroxênio reliquiar, em zona de menor deformação e Hercinita intergranular e opaco incluso em clinopiroxênio 83
- Prancha 5-11. A e B) Hornblenda nematoblástica. C e D) Crescimento simplectítico de plagioclásio, hornblenda e opacos ao redor de granada portadora de inclusão de clinopiroxênio 84
- Prancha 5-12: Crescimento simplectítico de hornblenda + opaco + plagioclásio a custas de granada e clinopiroxênio 85
- Prancha 5-13: Mosaico poligonal de clinopiroxênio e granada, ortopiroxênio reliquiar associado parageneticamente ao clinopiroxênio reliquiar, e opacos (magnetita e ilmenita) poiquiloblásticos com inclusões de clinopiroxênio, espinélio e granada. 86
- Prancha 5-14: A e B) Fotomicrografias que mostram bandamento mineralógico, com bandas granatíferas intercaladas com horizontes de clinopiroxênio e hornblenda em arranjo de mosaico poligonal, e, crescimento simplectítico de hornblenda, plagioclásio e opacos ao redor de granada. 87
- Prancha 5-15: A) Fotomicrografia que apresenta espinélio (s.s.) com inclusão de clinopiroxênio. B) Fotomicrografia que apresenta agregado de espinélio (s.s.) e opacos em meio a clinopiroxênio e hornblenda. C e D) Fotomicrografias que apresentam espinélio (s.s.) associado com apatita, inclusos em hornblenda poiquiloblástica. 88

Prancha 5-16: A e B) opacos (magnetitas e ilmenitas) poiquiloblásticas com inclusões de clinopiroxênio e hercinita. C) ilmenita e magnetita associadas (poiquiloblasticas) com inclusões de clinopiroxênio . D) associação de ilmenita e magnetita (MEV).....	89
Prancha 5-17: Agregado de plagioclásio e hornblenda com textura do tipo quelifítica	90
Prancha 5-18- Fotomicrografia que apresenta olivina cumulática euédrica em contato reto com outra olivina metamórfica. Grãos corroídos de olivina em contatos interpenetrantes, e, olivina e opaco intercúmulus precoces corroídos em contato com olivina cumulática	91
Prancha 5-19- A e B) Ortopiroxênio deformado, com extinção ondulante, bandas de deformação e exclusão de clinopiroxênio ao longo dos planos de clivagem prismática. C e D) Ortopiroxênio cumuláticos com contato reto entre si.	92
Prancha 5-20- A e B) Espinélio castanho ocupando espaço intercúmulus. C e D) Clorita sendo formada às custas de opaco em zonas preferenciais, fraturas e clivagens	93
Prancha 5-21 Vênulas de serpentina que atravessam olivina e ortopiroxênio q.....	94
Prancha 5-22- A e B) Carbonato intergranular envolvendo pseudomorfos serpentinizados. C e D) Carbonato intergranular sendo gerado às custas de anfibólio monoclinico (Tremolita) intergranular.	95
Prancha 5-23: A e B) Olivina reliquiarintensamente serpentinizada (textura “mesh”). C e D) Ortopiroxênio reliquiar serpentinado estável com carbonato granoblástico consumindo serpentina E) hercinita consumindo opaco (Cr-magnetita). F) Carbonatoapresentando inclusões de opacos, “trilhas de opacos”	96
Prancha 5-24: A e B) carbonato sendo gerado à custa de serpentina e clinopiroxênio, portando inclusões destas fases Ce D) Carbonato sendo gerado a custa de serpentina e clinopiroxênio, com inclusões de opacos, com crescimento ao longo de fratura e clivagens do piroxênio monoclinico. E e F) Tremolita consumindo clinopiroxênio e serpentina.....	98
Prancha 5-25: A e B) Clinopiroxênio sendo consumindo porcarbonato e tremolita, com esta ultima consumindo também carbonato. C e D) Tremolita consumindo clinopiroxênio, serpentinae carbonato, com todas estas fases subsidiando a geração de clorita	99
Prancha 5-26: Olivina de hábito granular (ígneo?) envolvida por olivina recristalizada.	101
Prancha 5-27- Seqüência de texturas que evidenciam deformação plástica na olivina	102
Prancha 5-28:A) Olivina alongada com evidencias de deformação e recristalização em regime dúctil-rúptil, apresentando uma milonítica com zonas, essencialmente cloríticas e dobramento aberto . B) Olivina recristalizada apresentando alta densidade defraturamento com opacos ex-soldados e recristalizados nestas superficies. C e D) Zona de cisalhamento apresentando estrutura do tipo S\C e sombras de pressão	103
Prancha 5-29:A) Tremolita consumindo antofilita I e olivina recristalizada, e subsidiando a geração de antofilita II. B) Talco consumindo tremolita I e clorita I e sendo consumida por antofita II C e D) tremolita (anf) se transformando em antofilita II . E e F) Tremolita “consumindo” opaco e apresentando uma corna de reação	104
Prancha 5-30- A e B) Clorita porfiroblástica englobando antofilita sobrecrecida sobre olivina reliquiar e sobrecrecida em zonas de clivagens de antofilita.	105
Prancha 5-31 A e B) Antofilita grossa com terminação fibrosa em meio a massa de clorita e talco. C e D) Antofilita idioblástica em uma matriz de talco e clorita. E e F) Clorita deformadas de modo rúptil, evidenciando um possível caráter pré-deformacional.....	106
Prancha 5-32 A) Ortopiroxênio associado com talco, gerando antofilita II, com inclusões de olivina. B) Ortopiroxênio “acicular” em estágio intermediário na transformação para antofilita. C e D) Ortopiroxênio + talco gerando antofilita II.	107

Prancha 5-33: A) Mineral opaco euédrico, incluso em olivina e com porções recristalizadas . B) Concentração de opacos ex-solvido e recristalizados, subsidiando a geração de antofilita II e clorita. C e D) Opacos esqueletiformes, granulares, transformando-se em clorita II.	108
Prancha 5-34- A e B) Ortopiroxênio reliquiar (cúmulus) incluso em ortopiroxênio heteradacumulático. Destaque para a continuidade ótica dos grãos de ortopiroxênio incluso e os anfibólios gerados em zonas de contato intergranular C e D) Olivina cúmulus corroída e inclusa em ortopiroxênio heteradacumulático. E e F) Anfibólio gerado preferencialmente em zonas intergranulares, em clivagens e em fraturas.....	110
Prancha 5-35 A e B) Espinélio (s.s.) verde garrafa sendo gerado às custas de opaco. B) Textura em “corona” gerada nessa reação de consumo	111
Prancha 5-36: A) Ortopiroxênio cúmulus incluso em ortopiroxênio heteradacumulático, com anfibólio gerado ao longo das superfícies de clivagens. B) Anfibólio gerado preferencialmente nas zonas intergranulares, em clivagens e em fraturas	112

Lista de Tabelas

Tabela 5-1: Relação de lâminas confeccionadas e os respectivos corpos e litologias.	69
Tabela 5-2: Relação das abreviações de minerais utilizadas neste trabalho.....	69
Tabela 6-1: Relação entre as análises executadas e as litologias estudadas.....	113

Resumo

Na região de Andrelândia, Liberdade e Carrancas, borda sul do Cráton São Francisco, ocorrem diversos corpos ultramáficos apresentando uma reestruturação mineralógico-textural a partir de rochas ígneas plutônicas cumuláticas, e encaixados em diferentes níveis estratigráficos de metassedimentos neoproterozóicos de origem oceânica (pelágicos a hemipelágicos, turbidíticos e plataformais), associados a falhas de empurrão profundas, envolvendo granulitos, eclogitos e lentes do embasamento. O modo de ocorrência destes corpos, assim como a similaridade petrológica com unidades de seqüências de complexos ofiolíticos e corpos do tipo *alpino*, indicando um, provável, posicionamento a partir de diferentes níveis crustais-subcrustais de natureza oceânica, formados em condições superiores a 10 Kbar, associado a profundidades superiores a 35 Km, que em ambientes oceânicos, atingiria níveis mantélicos.

O posicionamento destes corpos, provavelmente, estaria associado à arquitetura do gondwana ocidental, no episódio de colisão dos continentes Rio de La Plata e São Francisco Congo, culminando no processo de fechamento do oceano Brasiliades, com estes corpos representando possíveis fragmentos remanescentes de seções transicionais de sua crosta (oceânica), exumados e posicionados em crosta continental, através do processo de obdução e/ou transporte ao longo de falhas de empurrão profundas.

Os registros petrológicos evidenciaram uma evolução, essencialmente, em 4 episódios metamórfico-deformacionais principais:

1) atribuída as condições de formação da rocha protólito, ultramáfica cumulática, em provável ambiente crustal-subcrustal oceânico, com grau metamórfico atingindo desde fácies prehenita à anfíbolito.

2) relacionado a uma depressurização com reequilíbrio, a partir de fácies zeólita, a anfíbolito-granulito, possivelmente, associado ao processo de subducção relacionado ao fechamento do oceano brasiliades, em um provável cenário tectônico de margem convergente;

3) ao metamorfismo progressivo, atingindo pico metamórfico em fácies granulito de alta pressão, associado a estruturação da orogênese brasileira, concomitantemente a formação das *Nappes* estruturais regionais, e culminando na exumação dos ultramafitos; e,

4) um retrometamorfismo progressivo atingindo fácies xisto verde, provavelmente, um registro da orogênese Ribeira.

Abstract

In the Andrelândia, Liberdade e Carrancas region, south of the Minas Gerais State, in the southern border of the São Francisco Craton, occur several ultramafic bodies which present a mineralogical-textural restructuration from cumulatic plutonic rocks and are positioned in different stratigraphic levels of neoproterozoic oceanic metasediments (pelagic to hemipelagics, turbiditic and plataformal), associated to deep thrust faults which involved granulites, eclogites and basement slivers.

The occurrence mode of these bodies as well their similarities with units of sequences which belong to ophiolitic complexes and also with alpine-type bodies suggest that they had an emplacement at different crustal to sub-crustal levels, in a probable oceanic setting, and they were formed under pressure conditions higher than 10Kbar and deeps higher than 35 Km. This, in an oceanic environment, would reach mantle levels and this fact would be synchronous to the development of the Occidental Gondwana, possibly associated to an episode of collision between the Neoproterozoic Rio de La Plata and the São Francisco-Congo cratons. This process would culminate with Brasilides Ocean closing where these bodies would represent possible fragment remnants of oceanic crust transitional sections which were exhumated and positioned into continental crust, probably through obduction process and/or transport along deep thrust faults.

The petrological record of these ultramafic bodies show an evolution in essentially 4 main metamorphic-deformational events:

- 1) A first one, which is attributed to formational conditions of a cumulatic ultramafic protolithic rock in a probable crustal-subcrustal oceanic enviroment followed by metamorphism of ocean floor ranging from zeolite up to amphibolite facies;

- 2) Another one related to depressurization with reequilibrium from zeolite up to amphibolite-granulite facies, possibly, associated to subduction process and related to closing of the Brasilides Ocean in a probable tectonic scenario of convergent margins;

- 3) A third one related to progressive metamorphism which reached a metamorphic peak in high pressure granulite facies associated to Brasiliana Orogeny, synchronous to formation of structural nappes, and culminated with exhumation of the ultramafic bodies; and, finally,

- 4) A retrogressive metamorphism which reached greenschist facies, probably a late record of the Ribeira Orogeny.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO E EXPOSIÇÃO DO TEMA

O estudo de ofiolitos no mundo tem evoluído muito nos últimos anos, em especial após a evolução e consolidação da teoria da tectônica de placas. No Brasil, apesar do importante aspecto geológico-geotectônico dos ofiolitos, enquanto representantes de zonas de subducção e choque de placas litosféricas, tem sido dada pouca atenção a estes corpos nos aspectos genéticos, geoquímicos e de metalogênese.

Na parte sul do Cráton do São Francisco ocorrem vários corpos máfico-ultramáficos desmembrados e metamorfisados de provável natureza ofiolítica (*e.g.* Ribeiro *et. al.*, 2003, Heilbron *et al.*, 2003) em meio a rochas, de provável idade mesoproterozóica, das sequências vulcano-sedimentares Carrancas, São João Del Rey e Andrelândia (Magalhães, 1985; Bittar, 1989; Chrispim, 1990; Silva, 1992; Zanardo 1992), cuja gênese e caracterização, ainda, muito controversa, pode estabelecer considerações significantes acerca da estruturação tectônica desta área.

1.2 OBJETIVOS DO TRABALHO

O principal objetivo deste trabalho foi executar um estudo petrológico aprofundado em rochas ultramáficas, de possível natureza ofiolítica, desmembradas e ocorrentes em zonas de interferências de faixas orogênicas brasileiras, caracterizando-as geneticamente, assim como, também, entender o seu processo gerador e posicionamento tectônico através de informações geológicas, obtidas em campo, seções delgadas e análises químicas, tanto de rocha, quanto de minerais.

1.3 JUSTIFICATIVAS

No Brasil de um modo geral e, em particular, no Estado de Minas Gerais, há muito pouca informação petrológica - geotectônica de associações ofiolíticas, a falta de conhecimento sobre a petrologia e o processo de posicionamento destes corpos e sua diversidade litológica e mineral, em nosso entender, é devida, basicamente, a falta de trabalhos de investigação científica segundo uma metodologia atual e direcionada, baseada em instrumental e análise adequada para o problema.

1.4 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSOS

Este trabalho compreende o estudo de ocorrências localizadas, essencialmente, na Folha Andrelândia (Pedrosa-Soares *et al.*, 2003), delimitada pelos meridianos 44°30 e 44°00, de longitude oeste, e paralelos 21°30 e 22°00, de latitude sul, localizada na porção sul do estado de Minas Gerais (Fig. 1-1), na microrregião do município de Andrelândia. Porém alguns corpos localizados nas folhas Lavras, São João del Rei e Santa Rita do Jacutinga, também foram estudados para fins de comparação e complementação dos estudos (1-1).

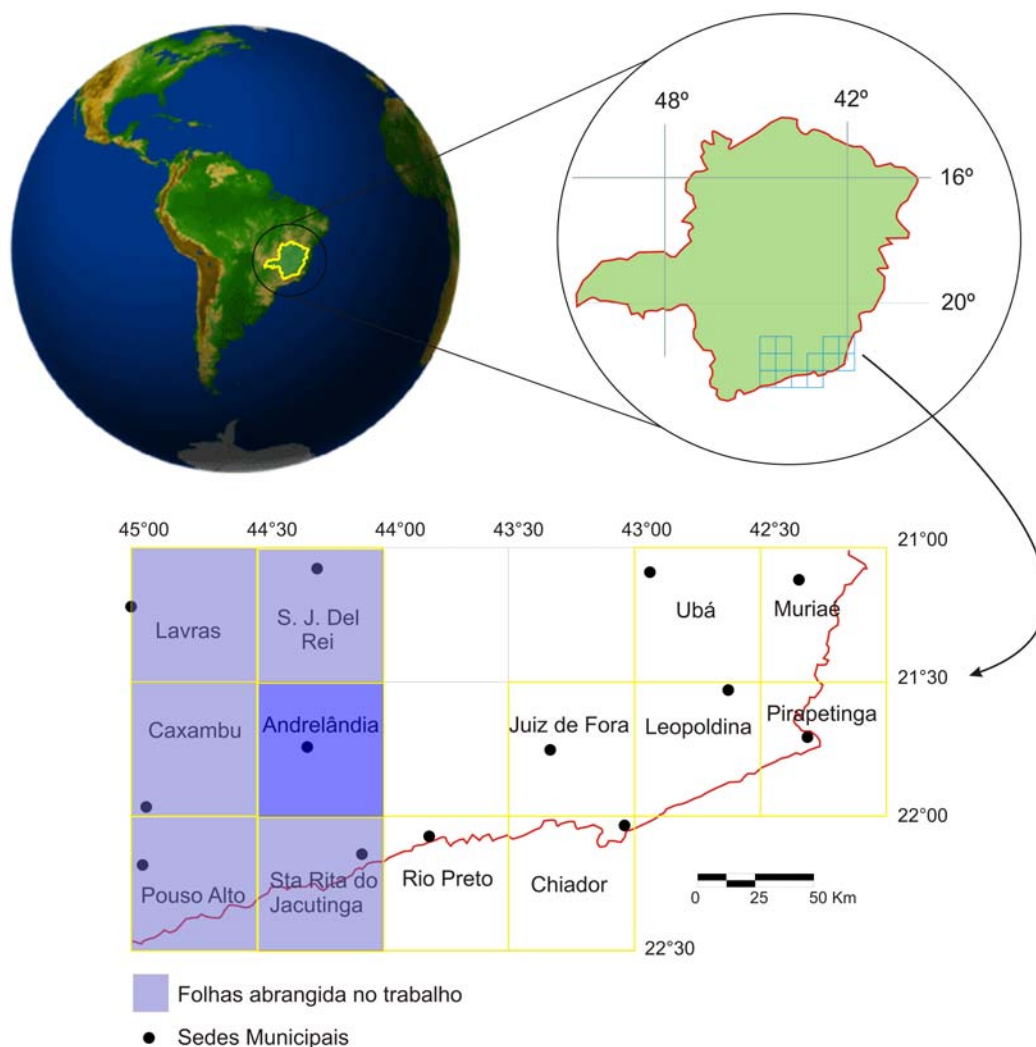


Figura 1-1: Localização das folha do projeto sul de minas, com destaque para as folhas com corpos estudados por este trabalho (extraído e modificado de Ribeiro et al., 2003).

A área em questão está localizada, aproximadamente a 300 km de Belo Horizonte, tendo como acesso principal, a partir da capital mineira, a rodovia BR 040, em um percurso de 169 km até o município de Barbacena. A partir deste ponto, percorre-se, por volta de 50 km, pela rodovia BR-262

até o município de São João del Rei, acessando vias vicinais secundárias por mais 64 Km até São Vicente de Minas, localizada 18 km à noroeste da cidade de Andrelândia (Figura 1-2)

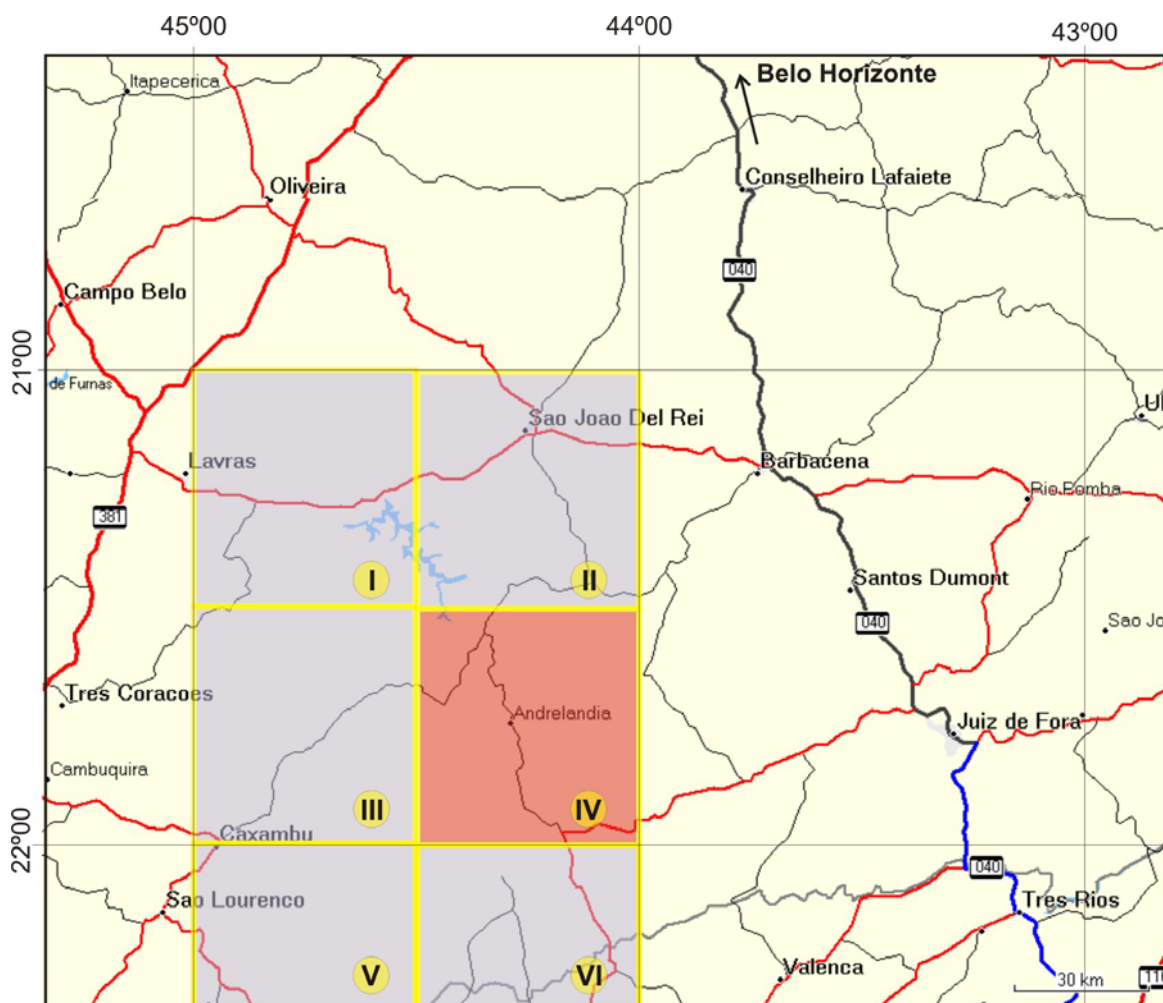


Figura 1-2: Localização e vias de acesso á área de estudo, com destaque para as folha com corpos estudados por este trabalho; I) Folha Lavras, II) Folha São João del Rei, III) Folha Caxambu, IV) Folha Andrelândia, V) Folha Pouso Alto e VI) Folha Santa Rita do Jacutinga (adaptado de Pedrosa-Soares *al.*, 2003).

1.5 METODOLOGIA APLICADA

1.5.1 Revisão bibliográfica

Preliminarmente, foi realizada uma ampla consulta e revisão bibliográfica acerca de corpos máfico-ultramáficos de origem mantélica, ofiolítica ou não, enfocando, principalmente, aspectos genéticos e geoquímicos, sendo gerado um banco de dados com informações obtidas, tanto, nos diversos trabalhos executados por este projeto, quanto, em trabalhos executados em corpos correlatos, pertencentes à área de estudo ou a áreas adjacentes.

1.5.2 Trabalho de campo

Para a execução do trabalho foram realizadas duas etapas de atividades de campo, a primeira, entre 21/05/2006 e 05/06/2006 e a segunda entre 05/11/2006 e 10/11/2006, ambas com fins de coleta de dados geológico-estruturais e de amostragem específica. A seleção dos corpos a serem estudados foi, exclusivamente, baseada em cartas geológicas de escala 1:100.000, obtidas a partir do levantamento executado pelo Projeto Sul de Minas (Pedrosa-Soares *et al.*, 2003; Fig. 1-2), contendo relatórios e cartas geológicas atualizadas, confeccionados a partir da integração de dados de campo realizadas pelos executores do projeto com as informações obtidas nos mais diversos trabalhos realizados na área (Figura 1-2).

1.5.3 Análises petrográficas e petrológicas

Para a coleta de amostras de rocha e respectivas análises petrográficas e geoquímicas foram selecionados os espécimes litológicos mais representativos de cada corpo, considerando o estado de menor alteração intempérica e a presença de feições primárias representativas. Cada amostra foi descrita macroscopicamente em campo, sendo submetida a uma revisão em laboratório com auxílio de um estereomicroscópio binocular com aumento máximo de quatro vezes (4x) nas objetivas, nos laboratórios de Petrografia do Departamento de Geologia (DEGEO), da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP).

A partir dos resultados petrográficos, diversas amostras foram selecionadas para o estudo petrológico, sendo submetidas ao Laboratório de laminação (LAMIN) do DEGEO da UFOP, para a execução de seções delgadas das amostras. As descrições petrológicas foram executadas no Laboratório de microscopia ótica do DEGEO da UFOP, sendo utilizado microscópio de polarização standard RP, da marca Zeiss.

1.5.4 Análises químicas de rocha total

Para as análises químicas, foram selecionados os espécimes mais representativos dos principais litotipos, levando em conta a preservação aos processos intempéricos e metamórfico-deformacionais. Após o processo de britagem e moagem, realizado no Departamento de Geologia (DEGEO) da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), o material, em pó, foi remetido para o Laboratório Canadense ACME, por meio de sua filial em Goiânia, no estado de Goiás, onde foram realizadas análises para elementos maiores, menores, traços e terras raras, através de equipamentos de ICP-ES e ICP-MS, após digestão ácida. Os resultados obtidos nas análises foram tratados utilizando-se

os *softwares* MinPet 2.0 e o Microsoft Excell do pacote Office 2007, e encontram-se no CD-ROM em anexo.

1.5.5 Análise química mineral

As análises químicas de alguns minerais, selecionados e considerados representativos para os litotipos estudados, discutidas neste trabalho, foram realizadas no laboratório de microanálises do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), através de um sistema “energy dispersive system” (EDS) acoplado em um microscópio eletrônico de varredura (MEV), sob a responsabilidade do Prof. Dr. Leonardo Lagoeiro, e os valores obtidos nas análises se encontram no CD-ROM em anexo. No entanto, também foram utilizados os dados de Almeida (1998) de química mineral obtidos nas diversas litologias da área estudada.

CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 TRABALHOS ANTERIORES

Os primeiros estudos realizados na região do sul de Minas são atribuídos a Erichsen (1929), na “Carta Geológica de São João del Rei”. Este autor reconheceu três unidades para a região: um complexo cristalino arqueano; mica xistos e calcários, correlacionáveis a Série Minas; e, os quartzitos da Serra do Lenheiro e de São José, correlacionáveis a Série Lavras e atribuídos ao Cambriano. Guimarães (1937) correlaciona estes quartzitos a Série Itacolomi.

Posteriormente, Leonardos (1940), na região de Carandaí, descreveu uma discordância entre rochas granitóides e uma seqüência metassedimentar, composta por tilitos metamorfisados, na base, e calcários e filitos no topo, denominando-a de Formação Carandaí.

Até a década de 50, considerava-se a geologia do Estado de Minas Gerais como sendo composta por duas grandes unidades litológicas: uma de idade arqueana composta de terrenos granito-gnáissico-migmatíticos, mica xistos e anfíbolitos, e, a outra, pertencente ao Algonquiano, composta de filitos, quartzitos, calcários e itabiritos. Esta última unidade era subdividida em duas séries: Minas (Derby, 1906) e Barbacena (Barbosa, 1954).

Uma nova conceituação foi criada por Barbosa (1954) ao incluir um grupo intermediário que englobava seqüências atribuídas tanto a Série Minas quanto a Barbacena. Estudos mais detalhados para a região vieram a ser executados a partir da década de 50 através de H. Ebert. A este tempo, Ebert (1954, 1955), estudando litologias nos arredores de São João Del Rei, distinguiu seqüências algonquianas distintas daquelas antes atribuídas a Série Minas, este autor, apresentou um esquema estratigráfico envolvendo as formações Carandaí e Tiradentes, outrora descritas por Leonardos (1940). De acordo com o proposto, a Formação Tiradentes se situaria em porção inferior a Formação Carandai, as quais estariam separadas por uma pequena discordância composta de um pacote calcário, o qual, posteriormente, foi designado de Formação Barroso (Ebert, 1956). As demais formações estariam separadas entre si por discordâncias maiores, com todo o pacote apresentando metamorfismo de caráter epizonal (baixa temperatura e intensa deformação) neoalgonquiano, sendo que uma grande discordância angular separaria a Formação Tiradentes do embasamento arqueano (Leonardos, 1940).

Ebert (1956) descreveu, para a região de Andrelândia, seqüências correlacionáveis às neoalgonquianas antes descritas, porém, com um grau maior de deformação e um caráter metamórfico mesozonal (temperatura e deformação moderadas). Esta seqüência denominada de Série Andrelândia foi também correlacionada às Séries Paraíba e Juiz de Fora (Ebert, *op. cit.*) que apresentavam

correlação estratigráfica, embora com um caráter metamórfico catazonal. Ebert (1957) ainda apontou ligações entre o algonquiano epizonal com o algonquiano mesozonal a noroeste da Serra de Carrancas. Nesta região, a Formação Carandaí teria litologias correlatas a Série Andrelândia. Ainda em um contexto de correlação o autor acima citado apontou evidências de transição entre a Série Andrelândia e a Série Juiz de Fora, catazonal, na região de Carvalhos - Bom Jardim de Minas, apresentando desta maneira, um incremento do grau metamórfico de norte para sul.

A partir de 1967, Ebert (1967, 1968 e 1969) apresenta uma nova nomenclatura para os sedimentos neoalgonquianos, os quais foram subdivididos em três grandes grupos: São João del Rei, incluindo as formações Tiradentes, Carandaí, Barroso e Prados, e, os Andrelândia e Paraíba, além de introduzir o termo Grupo Barbacena ao invés de *Série e Formação*, previamente definidas por Barbosa (1954) e Ebert (1954, 1955), em decorrência da tamanha complexidade existente entre os litotipos. do embasamento das seqüências proterozóicas entre Cambuquira e Lambari.

Pires (1977, 1978) introduziu uma nova definição ao Grupo Barbacena, ao estudar unidades litológicas na região de Conselheiro Lafaiete. Este autor atribuiu como unidade principal do grupo uma seqüência de xistos verdes contendo anfíbolitos e serpentinitos associados. Estas rochas em zonas menos deformadas apresentariam características típicas de um *greenstone belt*, com metaultrabasitas e metabasitas na base e rochas metassedimentares químicas no topo. Com essa nova definição o Grupo Barbacena passou a ser correlacionável ao Supergrupo Rio das Velhas (Menezes Filho *et al.* 1977), e devido a grande complexidade relacionada ao Grupo Barbacena, Hasui & Oliveira (1984) criaram o termo Complexo Barbacena, ao se referirem as unidades a ele associadas. Posteriormente, Trouw (1986), descrevendo o embasamento de seqüências proterozóicas da Folha Barbacena, observou-se que a porção norte e oeste eram constituídas, predominantemente, por ortognaisses granodioríticos e graníticos e faixas vulcano-sedimentares, enquanto que a sudeste predominavam gnaisses bandados, havendo zonas transicionais entre uma seqüência e outra.

Os três grupos sedimentares proterozóicos, São João Del Rei, Andrelândia e Paraíba, constituiriam uma faixa orogênica a qual se bifurcaria em dois ramos na área de Lavras, Carrancas, Minduri e Santo Antônio do Porto, denominadas anteriormente por Ebert (1956) de Paraíbides e Araxaídes. A faixa Paraíbides corresponderia a faixa principal, vindo do nordeste de Minas Gerais e continuando nos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina, paralela a costa. O segundo ramo, de direção leste-oeste e noroeste-sudeste, a partir de Lavras, atingiria o Estado de Goiás, após percorrer toda porção ocidental de Minas Gerais.

De acordo com Ebert (1971), estas faixas corresponderiam a um cinturão orogênico brasileiro, cujo antepaís estaria localizado a norte, na região posteriormente denominada por Almeida (1977) de Cráton São Francisco. Este cinturão teria vergência tectônica norte-noroeste, o qual sobrepôs rochas de diferentes graus metamórficos.

Os trabalhos de Ebert são retomados na década de 80 por Trouw *et al.* (1980), na região entre Minduri e Madre de Deus. Nesta região, pacotes metassedimentares com características intermediárias entre o Grupo São João del Rei e Andrelândia, foram individualizados e agrupados em um novo grupo, o grupo Carrancas, composto pelas formações São Tomé das Letras e Campestre. Esta nova divisão favoreceria o que Ebert (1956) havia sugerido: de que tais grupos acima citados comporiam diferentes fácies de um mesmo ciclo sedimentar. Esta hipótese foi fortalecida com os trabalhos de Ribeiro & Heilbron (1982) ao constatarem uma transição entre os grupos Carrancas e Andrelândia.

Posteriormente, Trouw (1986) enquadrou os Grupos São João del Rei e Andrelândia em suas fácies mais representativas. Ao primeiro Grupo foram atribuídas duas fácies, uma denominada Fácies São João del Rei e a outra Luminárias, as quais apresentariam uma camada de filito correlacionável entre si. O Grupo Andrelândia foi dividido em cinco unidades informais, sendo as duas basais correlacionáveis a Fácies Luminárias.

Andreis *et al.* (1989 a,b) e Ribeiro *et al.* (1990) apresentam um modelo evolutivo para as bacias sedimentares proterozóicas, hoje representadas pelas seqüências São João del Rei e Andrelândia. Segundo os autores acima citados é possível reconhecer quatro ciclos deposicionais nestas unidades, os quais seriam separados por discordâncias e denominados da base para o topo: Tiradentes; Lenheiro; Carandaí; e, Andrelândia. Todos estes ciclos, com exceção do Carandaí, teriam atividades ígneas associadas e um ambiente de preenchimento intracratônico devido as características do embasamento e dos sedimentos.

Ribeiro *et al.* (1995) reconheceram a existência de três bacias deposicionais associadas a estes ciclos: São João del Rei; Carandaí; e, Andrelândia. Sendo as duas primeiras mesoproterozóicas de caráter intracontinental e a última, neoproterozóica, com características de margem passiva.

A partir dos anos 90, diversos trabalhos, tanto de caráter regional como de caráter local foram desenvolvidos, contribuindo para o aumento do conhecimento nas mais diversas áreas das geociências. Destacam-se os trabalhos de Alkmin *et al.*(2001), Campos-Neto *et al.* (2000) e Pimentel *et al.*(1999) enfocando origem, desenvolvimento e produtos dos orógenos existentes na borda sul do Cráton São Francisco, assim como os trabalhos gerais de Trouw *et al.* (2000, 2001), e os trabalhos específicos de Almeida (1992 e 1998) no tocante as rochas ultramáficas e seu embasamento na região de Carrancas, Andrelândia, Liberdade e Arantina.

2.2 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

A região envolvida nesta discussão está incluída na extremidade sul do Cráton do São Francisco, uma porção crustal relativamente preservada, em virtude de sua rigidez à tectônica expressa em faixas orogênicas brasileiras (Almeida, 1977), e composta de terrenos arqueanos e paleoproterozoicos (Alkmim *et al.*, 2001). Especificamente, ela ocorre em uma zona de interferência entre duas faixas orogênicas diacrônicas: as faixas Brasília e Ribeira (Figura 2-1).

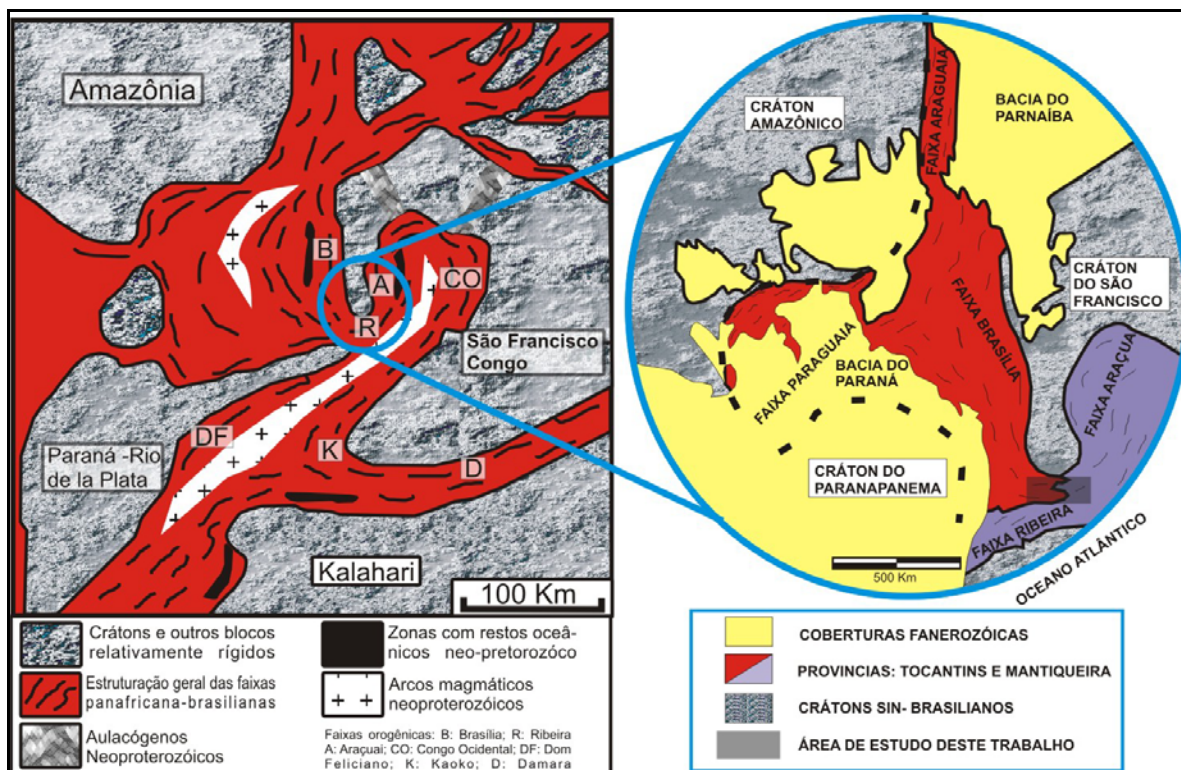


Figura 2-1: Localização das faixas orogênicas e núcleos cratônicos no contexto do paleocontinente gondwana ocidental (modificado de Brito Neves *et al.*, 1999), e, em destaque o esboço tectônico do Brasil central (modificado de Almeida *et al.*, 1981).

A Faixa Brasília (Almeida, 1977) representa um registro inicial da estruturação do Gondwana Ocidental através de associações crustais brasileiras, iniciadas em cerca de 750 M.a. (Pimentel *et al.*, 1999), envolvendo a convergência das placas Amazônia e Rio de la Plata contra a placa São Francisco-Congo, e o fechamento do oceano Brasilides (Alkmim *et al.*, 2001, Dardenne, 2000; Pimentel *et al.*, 2000; Trouw *et al.*, 2000; Ribeiro *et al.*, 2003a). Por outro lado, a Faixa Ribeira (Hasui *et al.*, 1975) representa o estágio contínuo desta convergência, pós fechamento do oceano Adamastor, incluindo terrenos paleoproterozóicos contra o Cráton São Francisco-Congo (Figura 2-2; Alkmim *et al.*, 2001).

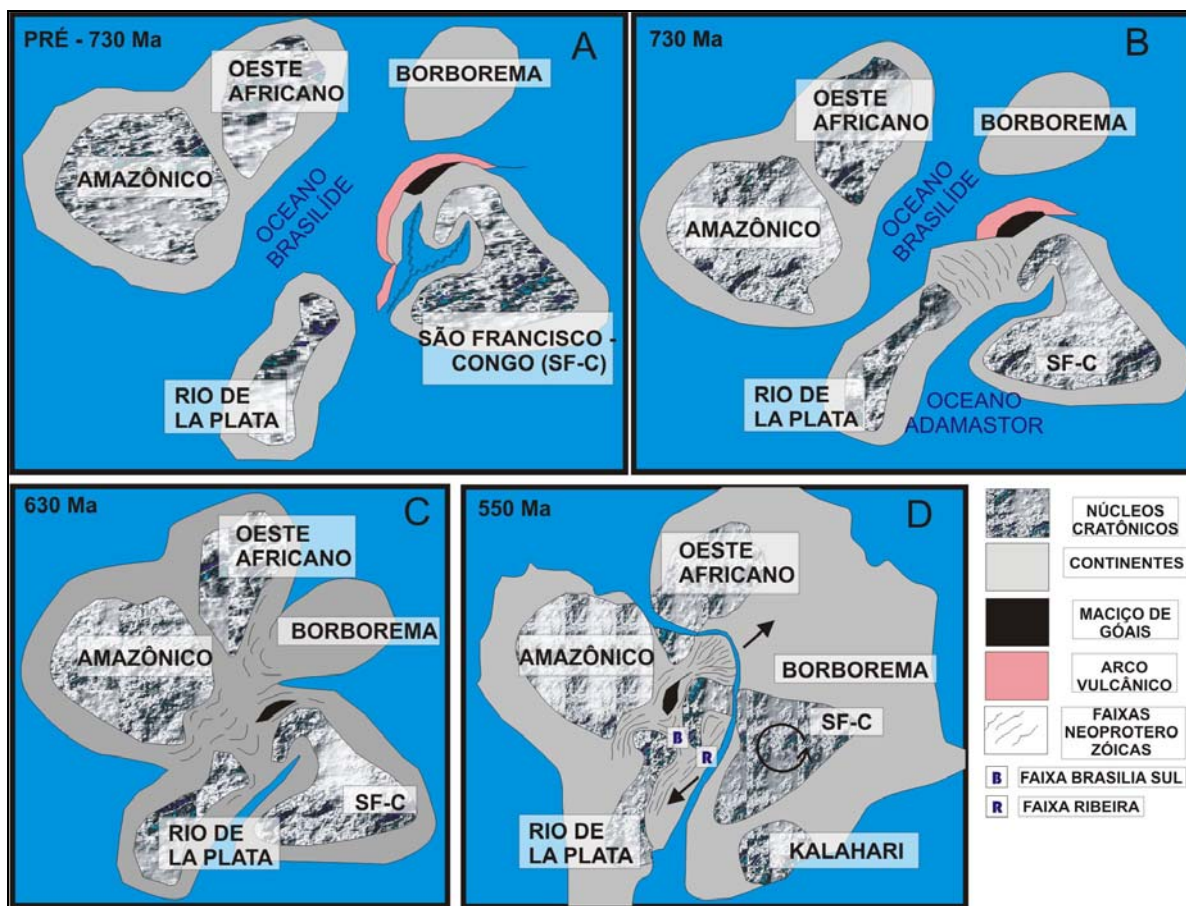


Figura 2-2: Blocos continentais envolvidos na associação do Gondwana Ocidental, modificado de Alkmin *et al.* (2001), com destaque, em D, para as faixas Ribeira e Brasília sul.

2.3 CONTEXTO GEOLÓGICO

2.3.1 Embasamento.

Ribeiro *et al.* (2003a), caracterizam o embasamento geológico como sendo composto de complexos gnáissicos, migmatíticos e granulítico, além de faixas do tipo *greenstone* e corpos ígneos de gerações diversas. No entanto, como a maioria dos corpos de interesse do presente estudo estão localizados essencialmente na Folha Andrelândia, um maior detalhamento ocorrerá nas litologias desta folha.

2.3.2 Complexos gnáissicos.

Ribeiro *et al.* (2003a) classificaram o embasamento gnáissico como composto de gnaisses ortoderivados de composição granodiorítica, tonalítica e trondhjemítica (tipo “TTG”), constituídos essencialmente por quartzo, biotita e plagioclásio e, subordinadamente, microclina e hornblenda (*e.g.*, biotita, hornblenda-biotita e hornblenda gnaisses), podendo estes, ocorrerem cortados por veios de

aplitos e pegmatitos, estarem deformados, modificados por anatexia e/ou granulitização e portarem lentes ou *boudins* de anfibolitos e rochas ultramáficas.

Estes gnaisses ocorrem na Folha Caxambu, na região entre Minduri e Cruzília, e na Folha Andrelândia, próximo a São Vicente de Minas (Ribeiro *et al.*, 2003a), correspondendo aos denominados Grupo Mantiqueira (Barbosa, 1954, Ebert 1957 a e b e 1971, Pires 1977, Trouw *et al.*, 1986) ou Complexo Mantiqueira (Hasui & Oliveira, 198; Brandalise 1991).

Rochas granulíticas (*sensu lato*) ocorrem ao norte da Folha Andrelândia, na região de Santana do Garambéu, as quais foram incorporadas por Brandalise (1991) e Pinto *et al.*, (1991) na Suíte Metamórfica São Bento dos Torres (Ribeiro *et al.*, 2003a), a qual contém rochas charnockíticas, enderbitos, noritos, hiperstênio diorito e biotita gnaisses com clinopiroxênios e anfibólios. Associações semelhantes de idades mesoarqueanas a neoarqueanas (cerca de 3,2 - 2,5 G.a., Teixeira, 1993; e Teixeira *et al.*, 2000), ocorrem ao norte da Folha São João del Rei e de Lavras, estendendo-se até a região de Formiga e do Complexo Bonfim, na borda oeste do Quadrilátero Ferrífero (Ribeiro *et al.*, 2003). Na Folha Caxambu, Andrelândia e Santa Rita do Jacutinga ocorrem granulitos e retro-eclogitos (*sensu lato*) como lentes tectônicas, associadas as unidades metassedimentares (Ribeiro *et al.*, 2003a; Paciullo *et al.*, 2003a; Heilbron *et al.*, 2003; Trouw *et al.*, 2003a,b). Na Folha Andrelândia, o embasamento é composto por rochas gnáissicas de idade inferior a 1,8 Ga, e inclui os seguintes litotipos:

1) ortognaisses migmatíticos de composição granodiorítica a tonalítica, cortados por veios de aplito e pegmatitos, com evidências de anatexia e /ou granulitização. Associações de lentes e *boudins* de anfibolitos, assim como pequenos corpos ultramáficos (métricos), são comuns. Eles são compostos em sua maioria, por biotita, plagioclásio e quartzo com hornblenda e microclina em quantidades variáveis, ocorrendo na porção noroeste e sudeste da Folha;

2) gnaisse de composição tonalítica, bandado e apresentando textura milonítica. Este gnaisse é referido por Paciullo *et al.*, 2003a, como Gnaisse Piedade. Ocorre na região norte da Folha Andrelândia estendendo-se para a Folha São João Del Rei;

3) gnaisse de composição sienítica, referido como Serra dos Matolas (Ribeiro *et al.*, 2003). Coutinho (1968) atribui sua gênese a uma atividade ígnea efusiva alcalina, a qual recobre os gnaisses milonitizados. Assim como o Gnaisse Piedade, apresenta uma foliação milonítica e uma lineação de estiramento bem desenvolvida, subverticalizada e com orientação para sul-sudeste, evidenciando associação com evento com transporte tectônico para sul – sudeste (Ebert, 1956a); e,

4) granulito máfico e granito róseo ocorrente em estreita faixa leste – oeste, entre os gnaisses da Serra dos Matolas e aos meta-sedimentos da Megassequência Andrelândia. Ribeiro *et al.*,

(2003a) atribuem ao modo de ocorrência destas litologias a uma janela estrutural da Suite metamórfica São Bento dos Torres, de Brandalise. (1991).

2.3.2.1 Faixas de “Greenstone belt”.

As associações litológicas do tipo *greenstone belt* arqueanas, ocorrem nas folhas São João del Rei, Lavras e Caxambu. Estas rochas apresentam composição química de caráter toleítico e komatiítico, com estruturas do tipo *pillow* e texturas do tipo *spinifex*. São constituídas por rochas meta-máficas, ultramáficas e sedimentares, orientadas na direção NE-SW e possuem variado grau de deformação e metamorfismo (de fácies xisto verde a anfíbolito), Ribeiro *et al.*, (2003a).

As rochas máficas são geralmente xistos verdes e anfíbolitos e as ultramáficas serpentinitos, clorita e talco xistos. Os metassedimentos são filitos, gonditos, metassiltitos, “metawackes”, formações ferríferas, do tipo algoma, e quartzitos, Ribeiro *et al.*, (2003a). Este conjunto de rochas verdes vem sendo denominado de *greenstone belt* Barbacena (Pires, 1978) e é correlacionável ao *greenstone belt* Rio das Velhas do Quadrilátero Ferrífero, e tem idade de cerca de 2,7 G.a. (Machado *et al.*, 1992; e Machado & Noce, 1993) para as vulcânicas félsicas.

2.3.2.2 Corpos ígneos plutônicos e subvulcânicos.

Um magmatismo paleoproterozóico (2,2 – 2,1 G.a.), de caráter bimodal, está representado nas folhas Lavras e São João del Rei (Ávila 1992; Ávila *et al.*, 2000; Valença *et al.*, 2000a, b) por gabros, dioritos, granitóides e subvulcanitos félsicos, intermediários e máficos, com deformação e metamorfismo em fácies xisto verde a anfíbolito baixo. Ribeiro *et al.*, (2003a) e Teixeira, (1993), denominou esta associação litológica de Cinturão Mineiro.

2.3.2.3 Gabros: plutons de São Sebastião da Vitória e Vitoriano Veloso.

O corpo de São Sebastião da Vitória, aflorante na Folha Lavras, é um plúton incipientemente acamadado e com textura cumulática consistindo de rochas mesocumuláticas, com predominância de gabro-norito tendo leuco-gabronorito e leucogabro subordinados. Encontra-se encaixado em uma sucessões de anfíbolitos, metandesitos e microdioritos deformados e metamorfisados em fácies xisto verde (Ribeiro *et al.*, 2003a). Valença *et al.* (2000a) datando zircões pelo método U-Pb indicam idade de cristalização de cerca de 2,2 G.a. para este corpo. Os corpos de São Sebastião da Vitória e Vitoriano Veloso apresentam texturas e variações composicionais semelhantes, embora neste último faltem estudos mais detalhados (Ribeiro *et al.*, 2003a).

2.3.2.4 Diorito do Rio Capivara.

Este corpo ocorre na Folha Lavras e apresenta uma associação litológica de diorito, quartzodiorito e tonalito, deformados e metamorfisados em fácies xisto verde alto a anfibolito baixo (*e.g.*, xistos verdes, anfibolitos e anfibólitos gnaisses). Este corpo encontra-se encaixado em seqüências do tipo *greenstone*, sendo possível em muitos locais, reconhecer texturas e estruturas primárias (Ribeiro *et al.*, 2003a).

2.3.2.5 Granitóides.

Sob esta denominação foram reunidas rochas que constituem corpos com variado grau de gnaissificação e ocorrem nas Folhas São João del Rei, Andrelânida, Caxambú, Pouso Alto e Piedade do Rio Grande (Ribeiro *et al.*, 2003a). Na Folha São João del Rei estes corpos estão representados por tonalitos, granodioritos, quartzodioritos, trondhjemitos, dioritos e granitos, de idades paleoproterozóicas, variando de 2,1 a 2,2 G.a. (Ávila, 1992). Nas Folhas Caxambu e Pouso Alto estes granitóides compõem escamas tectônicas brasileiras, tendo um deles, na região de Seritinga, sido datado e apresenta idade de 1872 ± 11 M.a. (Söllner & Trouw, 1997).

2.3.2.6 Rochas subvulcânicas e vulcânicas

Ao norte da Folha São João del Rei, na região de Tiradentes, rochas subvulcânicas e vulcânicas ocorrem em associações de riolitos, riodacitos, granófiros, andesitos e dioritos e basaltos. Apresentam deformação e metamorfismo em fácies xisto verde, com preservação de texturas primárias (Ribeiro *et al.*, 2003a). Na região de Tiradentes ocorrem camadas de *metawackes* e metadiamicritos intercalados em felsitos e basitos interpretados como depósitos de fluxos de detritos vulcanoclásticos e tufos associados de edifícios vulcânicos.

São interpretados, para a Folha São João del Rei, pelo menos três episódios de atividades ígneas, baseadas em dados radiométricos (Valença *et al.*, in Ribeiro *et al.*, 2003a). A primeira representaria uma suíte magmática com gabros, granodioritos e granófiros (2,22 - 2,18 G.a.), a segunda composta por trondhjemitos e tonalitos (2,175-2,170 G.a.), e, a última, estaria representada por dioritos, tonalitos e granitos (2,150-2,120 G.a.).

2.3.2.7 Remanescentes de corpos máfico-ultramáficos

Estes restos de rochas máfico-ultramáfico são corpos ocorrentes a nordeste da Folha São João del Rei e representam restos de rochas gabróicas e ultramáficas, localmente acamadadas, e deformadas e metamorfasadas em fácies xisto verde alto ou anfibolito baixo (Ribeiro *et al.*, 2003a).

2.3.3 Megassequências meso a neoproterozóicas.

Ribeiro *et al.*, (1990) apresentaram três domínios tectônicos para as unidades litológicas, através das discordâncias que constituem e definem as megassequências meso a neoproterozóicas, sendo: um autóctone (domínio I); e, dois alóctones (domínios II e III; Figura 2-3). O domínio I inclui as unidades que ocorrem na região de Carandaí e São João del Rei a Lavras. Neste domínio, texturas e estruturas primárias preservadas possibilitaram o reconhecimento de seqüências deposicionais que representam bacias sedimentares proterozóicas separadas por importantes discordâncias regionais, denominadas de São João del Rei (1,8 – 1,3 G.a), Carandaí (1,3 – 1,0 G.a) e Andrelândia (1,0 – 0,6 G.a.; Andreis *et al.*, 1989; Ribeiro *et al.*, 1995; e, Ribeiro 1997).

2.3.3.1 Megassequência São João del Rei.

Essa megassequência compreende uma sucessão, predominantemente, quartzítica, com cerca de 1000 metros de espessura, ocorrente na região de São João del Rei. Discordâncias internas permitiram reconhecer quatro seqüências deposicionais, sendo da base para o topo, denominadas de: Tiradentes; São José; Tejuco; e, Lenheiro. Estas sucessões estão cortadas por diques máficos com direção NEE-SWW e veios de quartzo subverticais, de direção N-S.

Estas seqüências apresentam deformação e metamorfismo em grau baixo, diagnosticado por clivagem ardósiana em ângulo acentuado com o acamamento e presença de cianita e cloritóide (Ribeiro *et al.*, 2003a).

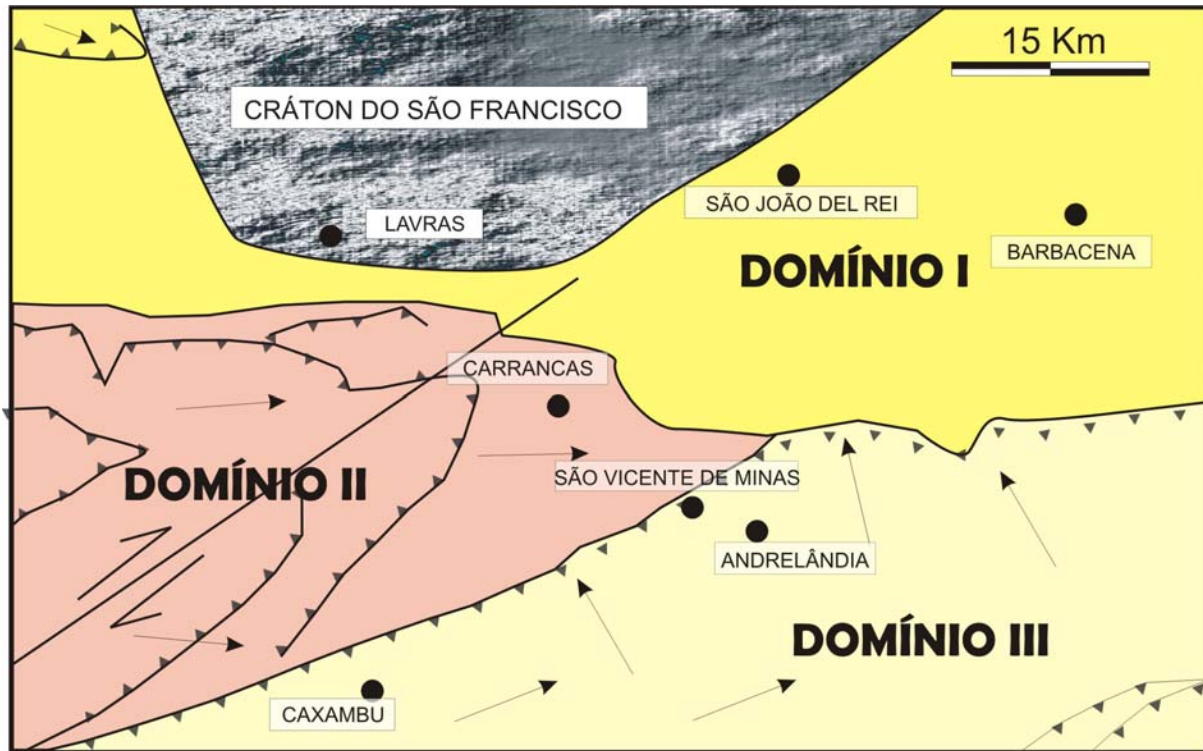


Figura 2-3: Domínios tectônicos brasileiros ao sul do Cráton São Francisco, modificado de Ribeiro et al., (1990).

2.3.3.1.1 Seqüência Tiradentes.

Esta unidade aparece em discordância, ora angular, ora litológica sobre o “embasamento” (Ribeiro *et al.*, 2003a). Apresenta uma seqüência, da base para o topo, de conglomerados quartzolíticos (maciços ou com estratificação horizontal), quartzitos grossos e parasequências de quartzitos com estratificação cruzada e marcas de onda. O limite da seqüência é dado por uma desconformidade entre o contato basal de uma camada com fragmentos de quartzito e quartzito, evidenciando exposição e erosão da plataforma (Ribeiro *et al.*, 2003a). Esta seqüência é atribuída a sucessões de depósitos de plataforma rasa.

2.3.3.1.2 Seqüência São José.

Esta seqüência é dominada por ciclos compostos de dois tipos de camadas: a) médias e espessas (30 cm a 1 m de espessura), com estratificação cruzada planar e estruturas do tipo espinha de peixe; b) espessas a muito espessas (> 1m) com estratificação cruzada acanalada ou tabular plana, onde são comuns marcas de onda, de corrente e simétricas e com laminação plana nas diversas fácies da seqüência (Ribeiro *et al.*, 2003). Um desconformidade similar a seqüência anterior delimita o pacote (exposição e erosão da plataforma). Esta seqüência é atribuída a depósitos de plataforma rasa dominada por marés (Ribeiro *et al.*, 2003a).

2.3.3.1.3 Seqüência Tejuco.

Esta seqüência é uma sucessão de quartzitos com intercalações de lentes pelíticas sotopostas por quartzitos com marcas de onda e recobrimentos pelíticos (fácies heterolíticas), com gretas de ressecamento (o que sugere ambiente intermaré) e, localmente, calcários estromatolíticos (Ribeiro *et al.*, 2003a). Esta seqüência é limitada por uma concordância relativa definida pelo contato basal de metapelitos da Seqüência Lenheiros e, sua gênese é atribuída a um ambiente de progradação lagunar com planície de maré sobre fácies submaré (Ribeiro *et al.*, 2003a).

2.3.3.1.4 Seqüência Lenheiro.

A Seqüência Lenheiro é composta por uma sucessão granocrescente e estratocrescente, composta, da base para o topo, de metargilitos, metasiltitos, quartzitos finos, quartzitos seixosos e conglomerados quartzolíticos (Ribeiro *et al.*, 2003a). Uma discordância angular com metapelitos da Megassequência Carandaí limita esta seqüência. Um ambiente de deposição do tipo delta entrelaçado foi interpretado para esta seqüência e a sua deposição gerada em consequência de uma inversão de relevo, que marca uma fase precoce de “rifteamento”, relacionada a intrusões de diques máficos, basculamento de blocos e erosão. (Ribeiro *et al.*, 2003a).

2.3.3.1.5 Diques máficos

Um enxame de diques máficos, que atinge magnitudes quilométricas e apresenta direção NEE-SWW corta toda a Megassequência São João del Rei. Estes diques são metabasitos de grãos finos e caráter subalcalino a alcalino, metamorfisados em fácies xisto verde (Ribeiro *et al.*, 2003a).

2.3.3.2 Megassequência Carandaí.

Esta unidade ocorre na Folha Lavras (na região entre Ijaci – Macaia) e a norte da Folha São João del Rei, apresentando uma continuidade para leste, em direção a Barroso e Carandaí (Ribeiro *et al.*, 2003a). A Megassequência Carandaí é composta por duas seqüências: Barroso e Prados, separadas por um paleokarste, as quais aparecem de forma discordante sobre os quartzitos da Megassequência São João del Rei ou sobre o embasamento sendo recobertas por unidades da Megassequência Andrelândia. As rochas destas unidades se apresentam metamorfisadas em fácies xisto verde com biotita, geralmente, pouco deformadas (Ribeiro *et al.*, 2003a).

2.3.3.2.1 *Seqüência Barroso.*

Esta unidade é constituída por metadiamicritos e metawackes seixosas, em matriz filítica, as quais gradam verticalmente para filitos carbonosos e calcifilitos, seguidos por espessos pacotes de calcários. No topo da seqüência ocorre uma superfície paleokárstica de extensão regional. Esta seqüência é interpretada como resultado de um processo sucessivo de transgressão marinha (sedimentos grossos imaturos, tipo *flysch*), com período de inundação máxima e ambiente plataformal (calcários) gerado em sistema de trato de mar alto (Ribeiro *et al.*, 2003a).

2.3.3.2.2 *Seqüência Prados.*

Esta seqüência apresenta quatro unidades pelíticas sendo que na base ocorrem pelitos laminados cinzentos ou esverdeados. A unidade intermediária é composta por um grafita filito e a unidade superior por uma sucessão de pelitos laminados amarelados que gradam para filitos acinzentados (Ribeiro *et al.*, 2003a). Esta seqüência é interpretada como sendo o resultado do afogamento da plataforma carbonática da seqüência Barroso (Ribeiro *et al.*, 2003a).

2.3.3.3 *Megasseqüência Andrelândia*

A Megasseqüência Andrelândia, principal encaixante das rochas ultramáficas do presente estudo, é representada por uma sucessão meta-sedimentar com rochas meta-ígneas associadas, as quais apresentam variado grau metamórfico (desde fácies xisto verde até granulito) (Ribeiro *et al.*, 2003a; Paciullo *et al.*, 2003a), ocorrendo em domínios tectônicos autóctones (*nappes* estruturais). Ribeiro *et al.*, (2003a), reconstituíram a Megasseqüência Andrelândia baseando-se em associações de litofácies e em geologia estrutural, considerando assim, esta seqüência, composta pelas seqüências Carrancas (inferior) e Serra do turvo (superior), com ambas gradando lateralmente para sucessões distais de fácies pelágicas (Fig. 2-4).

2.3.3.3.1 *Seqüência Carrancas.*

Ribeiro *et al.*, (2003a) associaram quatro unidades como formadoras desta seqüência, sendo constituídas da base para o topo de:

1) paragneisses bandados, com intercalação de anfíbolitos, os quais são representados por biotita gnaisse. Lâminas e camadas pelíticas (biotita-muscovita xisto e biotita xisto feldspático) são associações freqüentes, com lâminas ricas em anfíbolitos associadas localmente.

Esses paragneisses são interpretados como intercalações de arenitos feldspáticos continentais e pelitos, interpretados depósitos de sedimentos turbidíticos em sistema de trato de mar baixo, em fase inicial de preenchimento de bacia sedimentar. Os anfíbolitos representam atividade ígnea máfica de caráter toleítico e tem composições químicas semelhantes aos basaltos continentais e de fundo oceânico do tipo MORB enriquecido (Paciullo, 1997);

2) paragneisses bandados intercalados com anfíbolitos, quartzitos e filitos cinza, rochas calcissilicáticas, mármore e gonditos. Esse conjunto é associado a parassequências retrogradacionais de trato de sistema transgressivo, onde os quartzitos e xistos representariam a franca entrada do mar na bacia;

3) quartzitos e xistos ricos em micas verdes, compondo quartzito metarenitos intercalados com metapelitos e metaconglomerados (raros). Leitões de material escuro que acompanham o acamamento são frequentes, evidenciando acumulações de minerais pesados (ilmenita, magnetita e rutilo).

Na Serra do Turvo em Andrelândia, os quartzitos apresentam muscovita, granada e cianita, com estauroлита, biotita, rutilo e minerais opacos como acessórios. Ribeiro *et al.*, (2003a) interpretam essas associações como resultado de depósitos de parassequências agradacionais de plataforma, depositadas em sistema de trato transgressivo, com lentes delgadas e lâminas de xisto com mica verde que representariam superfícies de inundação (limite de parassequência); e por fim,

4) filitos e xistos cinzas com intercalações quartzíticas, que representariam sucessões pelíticas aluminosas com granada, cloritóide, estauroлита cianita e silimanita. Esta associação é interpretado como representante de parassequências retrogradacionais depositadas em trato de sistema de mar alto, em período de inundação máxima da bacia.

2.3.3.3.2 *Seqüência Serra do Turvo.*

Ribeiro *et al.*, (2003a) descrevem esta seqüência como composta por uma espessa sucessão, representada por duas unidades litológicas feldspáticas, sendo da base para o topo (Figura 2-4):

1) sucessões de biotita xisto feldspático, sem estratificação, apresentando metamorfismo desde a fácies xisto verde até anfíbolito alto. Na Folha Andrelândia, os biotita xistos aparecem em fácies anfíbolito, contendo granada, estauroлита, cianita e/ou silimanita, com rutilo frequente, sendo interpretado para esta seqüência como sendo uma associação de turbiditos pelágicos (alóctones) e pelitos hemipelágicos transgressivos (domínio autóctone), que representariam período de variações marinhas de caráter glácio-eustático.

2) sucessões estratificadas de biotita xisto e gnaiss com intercalações de muscovita xistos, quartzito xistos, quartzitos, quartzitos micáceos, quartzitos manganésiferos, metachert,

anfíbolitos e rochas calcissilicáticas, com registro metamórfico de fácies anfíbolito, com granada, cianita e/ou silimanita e rutilo, diferindo da unidade anterior pela quantidade de mica e granulação mais grossa.

Em zonas alóctones (*nappes* superiores) estas sucessões aparecem em fácies granulito, incluindo gnaisses pelíticos e semi-pelíticos com K-feldspato, cianita e rochas máficas com clinopiroxênio, granada, plagioclásio e quartzo em paragênese. Essa associação é interpretada como uma sucessão distal da Megassequência Andrelândia, depositada em assoalho oceânico. Ribeiro *et al.*, (2003a), sugeriram que a Megassequência Andrelândia seja resultado de uma sedimentação de bacia de margem continental passiva, indicando um depocentro a SSW e área continentais a NNE.

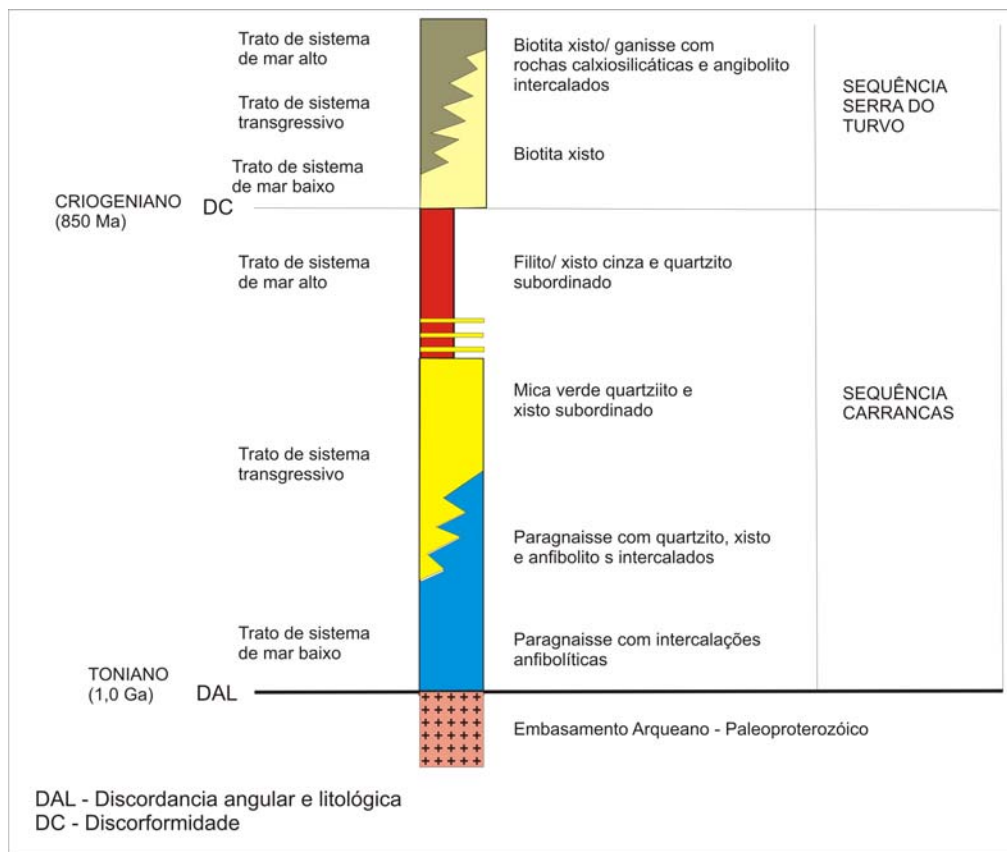


Figura 2-4: Esquema estratigráfico e sedimentológico da Megassequência Andrelândia (modificado de Ribeiro *et al.*, 2003a).

2.3.3.4 Rochas metaígneas.

Diversos corpos metaígneos ocorrem encaixados nas sucessões metassedimentares da Megassequência Andrelândia, e são constituídos por rochas máficas, ultramáficas e leucogranitos indivisos.

2.3.3.4.1 *Rochas meta- máficas.*

Os diversos mafitos: anfibolitos; granulitos; e, retroeclogitos *sensu lato*, ocorrem na forma de lentes e camadas tabulares, de proporção centimétrica a métrica, e, geralmente, encaixados de forma concordante, na foliação principal da rocha. Os anfibolitos são representados, essencialmente, por anfibolitos e granada anfibolitos, constituídos essencialmente por plagioclásio e hornblenda, com quartzo subordinado. Os retroeclogitos apresentam associação clinopiroxênio + granada + hornblenda + quartzo + rutilo, com o clinopiroxênio apresentando composição química próxima ao do campo da onfacita (Paciullo *et al.*, 2003a; Heilbron *et al.*, 2003). As análises químicas de rocha total de anfibolitos e retroeclogitos indicam protólitos basálticos toleíticos, com predominância de basaltos continentais na unidade basal e do tipo MORB enriquecido e MORB normal, nas unidades superiores (Paciullo, 1992 e 1997).

2.3.3.4.2 *Rochas meta - ultramáficas.*

Diversos corpos ultramáficos, com dimensões de até 2 Km, ocorrem encaixados em xistos e gnaisses de zonas de falhas de empurrão brasileira. Estão representados por espinélio-harzburgito, ortopiroxênitos, websteritos, serpentinitos (dunitos), clorita xistos e talco xistos (Almeida, 1992 e 1998). Segundo esta autora, estes corpos apresentam origem crustal a partir de cristalização fracionada de magmas toleíticos. Porém, diversos autores (*e.g.* Bebert, 1981; Ribeiro *et al.*, 1995 e 2003a,b; Heilbron *et al.*, 2003; Trouw *et al.*, 2003a,b) sugeriram, uma provável origem mantélica a esses corpos, diante de ocorrerem isolados, em meio a rochas supracrustais (meta-vulcânicas e/ou meta-sedimentos) e associadas a falhas de empurrões profundas, que envolvem granulitos e eclogitos. Roigh & Schrank (1992) interpretaram corpos semelhantes, situados ao longo de falhas de empurrões, na região de Jacuí, como possíveis fragmentos ofiolíticos, em zonas de suturas brasileiras.

Paciullo *et al.*, (2003a), sugeriram uma provável gênese ofiolítica para as rochas máfico-ultramáficas ocorrentes na região de Andrelândia - Liberdade, encaixadas na Megassequência Andrelândia. As rochas ultramáficas, segundo estes autores, teriam sua gênese através da diferenciação fracionada do magma toleítico formador dos anfibolitos, com seu alojamento atual efetivado tectonicamente pelos sistemas de empurrão.

2.3.3.4.2.1 *Leucogranitos.*

Esses corpos ocorrem encaixados em seqüências metassedimentares, na porção meridional, da Folha Andrelândia, essencialmente, na região de Arantina e Cavalhos. Constituem-se de biotita-muscovita leucogranitos, com turmalina e granada, associados com pegmatitos e aplitos, Ribeiro *et al.*,

(2003a) e Junho *et al.*, (1989 e 1999) interpretaram esses corpos como granitos do tipo – S, tardi-colisionais, gerados na estruturação da Faixa Ribeira.

2.3.3.4.2.2 *Diabásio.*

Na Folha Andrelândia diques de diabásio ocorrem próximos a São Vicente de Minas, Arantina e Bom Jardim de Minas, apresentam orientações N-S, NW-SE e NE-SW e se mostram indeformados. São interpretados como produto do magmatismo máfico relacionado a abertura do oceano Atlântico no Mesozóico (Ribeiro *et al.*, 2003a)

2.3.4 Depósitos quaternários.

São formados predominantemente por sedimentos aluvionais arenosos, depositados em áreas de inundação de drenagens maiores, e coluvionares, depositados em encostas suaves (Ribeiro *et al.*, 2003a).

2.4 GEOLOGIA ESTRUTURAL

Ribeiro *et al.*, (2003a), atribuíram os registros tectônicos da região como sendo gerados por dois episódios relacionados ao Evento Brasileiro, em uma zona de interferência entre as faixas móveis Brasília e Ribeira (Trouw *et al.*, 2000). O primeiro episódio (D_{b1}) é resultado de uma subducção para oeste-sudoeste seguida de colisão continente – continente, que gerou cavalgamentos tectônicos de topo para leste e metamorfismo de pressão alta em fácies granulito. O segundo episódio (D_{b2}) seria resultado de uma subducção para sudoeste, seguido de colisão continente – continente com cavalgamentos de topo para noroeste, com metamorfismo de pressão baixa.

No domínio autóctone (Ribeiro *et al.*, 1990; Fig. 2-3) ocorrem as rochas situadas em sua posição original, que apresentam deformação e metamorfismo de menor intensidade, e preservam estruturas primárias, como marcas de onda, estruturas cruzadas e as discordâncias sedimentares das associações de litofácies das seqüências. Os domínios alóctones (Fig. 2-3) compreendem as regiões onde as litofácies da Megassequência Andrelândia estão intensamente inseridas em um sistema de *nappes* com transporte tectônico de topo para leste e sudeste (Domínio II) e ou por dois sistemas de empurrões, um de topo para leste e outro, para norte (Domínio III).

2.4.1 Estruturas relacionadas a faixa Brasília

No domínio I, Ribeiro *et al.*, (2003a), descreveram um nítido aumento de intensidade deformacional em direção a sudeste, mostrando um fechamento das dobras para esta direção (zona de maior deformação), com seus eixos girando de ENE para ESE, com lineações de estiramento mineral orientados, também, segundo estas direções.

Um transporte tectônico de topo para WNW foi relacionado como o gerador dessa estruturação, suportado ainda, por informações cinemáticas obtidas em *tension gashes* de calcita em metacalcários, Esse evento, devido as coincidências observadas com a *Nappe* de Passos, na mesma direção, porém em sentido oposto, foi atribuído como sendo registros gerados pela orogênese Brasileira (D_b).

O confinamento associado aos empurrões foi responsável pelas lineações com caimento para sul e transporte tectônico de topo para norte, em metassedimentos, ao norte da cidade de Lavras, da Megassequência Carandaí (Ribeiro *et al.*, 2003a), e foram relacionados a um primeiro registro da deformação da orogênese Brasileira (D_{b1}). Um segundo registro da orogênese brasileira neste domínio (D_{b2}), é um confinamento lateral vinculado aos empurrões, o qual gerou lineações com caimento para sul com indicadores cinemáticos de transporte de topo para norte.

No domínio II, Ribeiro *et al.*, (2003a) atribuíram a geração das falhas de empurrão e das *nappes* ao episódio colisional, responsável por um transporte tectônico de oeste para leste. Porém este evento não ficou restrito as superfícies de cavalgamento, sendo distribuído nos pacotes de metassedimentos e em parte do embasamento (Hartcher & Hooper, 1992), deixando assinaturas na forma de tectonitos (SL) com forte lineação de estiramento para oeste, além de dobras fechadas a isoclinais com eixos paralelos às lineações de estiramento.

Os dobramentos, nas mais diversas escalas, indicaram, segundo Ribeiro *et al.*, (2003a), vergência tanto para norte quanto para sul, e as estruturas de interferência (clivagem de crenulação e feições redobradas) permitiram caracterizar as duas fases de dobramentos (D_{b1} e D_{b2}). Ao primeiro evento, D_{b1} , foi relacionado a empurrões com sentido tectônico de WNW para ESE, indicado por forte lineação de estiramento em quartzitos e seixos estirados de conglomerados e granadas rotacionadas. Este evento está representado pela *Nappe* Itumirim – Carrancas e Minduri, considerada como sendo um remanescente da *Nappe* de Passos (Simões, 1995).

O segundo evento, D_{b2} , foi associado a uma movimentação tectônica de W para E resultante da movimentação da *Nappe* de Luminárias. Este evento seria responsável pelo dobramento em sinformal fechado da *Nappe* Itumirim – Carrancas e Minduri, a qual apresenta eixos variando de W-E até NW-SE, devido a superposição dos movimentos supracitados (Ribeiro *et al.*, 2003a).

No domínio III, o registro tectônico é uma interferência de feições geradas em D_{b1} e D_{b2} e eventos mais novos relacionados a Faixa Ribeira, como zonas de cisalhamentos transpressivas NE-SW e empurrões para NNW. Ribeiro *et al.*, (2003a), consideram a *Nappe* de Liberdade como o registro fundamental deste domínio, através das repetições estratigráficas das litofácies da Megassequência Andrelândia associada a presença de lentes tectônicas do embasamento. Os indicadores cinemáticos extraídos de granadas com textura do tipo *snow ball*, planos C' de milonitos, "peixes" de cianita e veios assimétricos de quartzo, possibilitaram deduzir uma movimentação com transporte tectônico para NE da *Nappe* de Liberdade (Ribeiro *et al.*, 2003a).

2.4.2 Estruturas relacionadas a faixa Ribeira.

Ribeiro *et al.*, (2003a), subdividem os registros estruturais relacionados a Faixa Ribeira em 2 grupos: D_{R1} e D_{R2} . O primeiro resultou de cavalgamentos com transporte tectônico de topo para NNW, ocorrendo principalmente no domínio III e deformando os registros brasileiros pré-existentes. São registros de lineações e falhas de empurrão que mergulham para SSE em torno de 45° . O registro D_{R2} ocorre na região toda e é relacionado a uma compressão E-W geradora de zonas de cisalhamentos NE-SW subverticais, além de dobras e crenulações N-S, assim como também zonas de transcorrências, características da Faixa Ribeira (Heilbron 1992, 1993). Evidências de falhamentos normais sugerem estruturas geradas por esse evento (D_{R2}) e desvinculadas de D_{R1} .

2.5 METAMORFISMO

Segundo Ribeiro *et al.*, (2003a), o metamorfismo da região registra desde a fácies xisto verde até a granulito, correspondendo ao metamorfismo do tipo barroviário clássico (Figura 2-5). Porém, baseados em estudos de isogradas e em microtectônica, estes autores sugerem a existência de dois tipos de metamorfismo, parcialmente sobrepostos.

O primeiro registro metamórfico vinculado a deformação da faixa Brasília (M_B), é caracterizado pela presença de cianita até a fácies granulito, onde coexiste com feldspato potássico. Este evento (M_B), não desenvolveu silimanita, pertencendo desta forma, a uma série de fácies de pressão mais elevada que a barroviária clássica (Ribeiro *et al.*, 2003a).

Este metamorfismo apresenta um aumento para sudeste, a partir de São João Del Rei, e está bem registrado na *Nappe* de Passos, Luminárias e Liberdade. Nas zonas de mais baixa intensidade metamórfica (fácies xisto verde média) há a ocorrência de biotita, como mineral índice e, localmente, cloritóide e cianita, em rochas de composição apropriada. Em direção ao sul, ocorre o surgimento de granada e estauroлита, registrando o aparecimento da fácies anfíbolito, juntamente com o desaparecimento de cloritóide e o surgimento de cianita, em metapelitos. A partir dessas isógradas,

coexistem cianita, granada, biotita e muscovita em equilíbrio, até a região de Liberdade. Na *Nappe* de Liberdade (da base para o topo) existe uma transição de fácies anfíbolito para granulito, evidenciada por zonas de início de ocorrência de feldspato potássico e término de muscovita, e representada por cianita granulitos (Ribeiro *et al.*, 2003a). Intercalados a estes corpos félsicos ocorrem granulitos máficos contendo clinopiroxênio, granada, plagioclásio e anfibólio em associação típica de alta pressão. Estudos de geotermobarometria realizados nestas rochas indicaram temperaturas entre 800° e 900°C e pressões entre 12 e 13,5 Kb. Del Lama *et al.*, (1993), em estudos com metodologia similar, e, em rochas similares da região de Jacuí, obtiveram dois intervalos para as condições metamórficas: 830 – 900°C e 12,5 – 15 Kb, e, 700 – 750° e 11,8 – 12,1 Kb, valores concordantes com os obtidos por Simões (1995), em trabalho realizado na *Nappe* de Passos, o qual obteve dados de 700°C e 11 Kb.

Ribeiro *et al.*, (2003a), associaram a pressão elevada de M_B as ocorrências de retro-eclogitos na região entre Andrelândia, Caxambu e Liberdade. Descrições de rochas com esse caráter metamórfico são conhecidas na região (Schmidt, 1983 *in* Ribeiro *et al.* 2003 e Hoppe *et al.*, 1985), e, são associadas ao M_B , devido a ocorrerem ao longo de falhas de empurrão, atribuídas ao D_b , a idade de 604 ± 16 Ma (Trouw & Pankhurst, 1993) e a posição próxima a granulitos e retro-eclogitos. Estas apresentam clinopiroxênio, com até 20% de componente jadeítico, granada, anfibólio, rutilo, quartzo e plagioclásio secundário. O caráter retro-eclogítico é associado às estruturas simplectíticas entre plagioclásio e diopsídio, com a ausência do primeiro em associação metamórfica principal. Estudos geotermo-barométricos apresentaram pressões entre 12 – 15 Kb com temperaturas variando de 670 – 740°C.

O segundo metamorfismo, relacionado a orogênese Ribeira (M_R), foi caracterizado como de pressão mais baixa apresenta cordierita e sillimanita em fácies anfíbolito e está relacionado a tectônica da estruturação da Faixa Ribeira. Trouw *et al.*, (1994), mencionaram os seguintes aspectos de distinção entre M_R e M_B :

- a isógrada da sillimanita trunca paragêneses e estruturas geradas por M_B , e se mostra subparalela à Faixa Ribeira;
- o crescimento de sillimanita foi posterior ao da cianita do M_B ;
- a presença de estruturas tardias apresentando vergência para NW, ortogonais as estruturas D_b ; e,
- zonas transpressivas que deslocam estruturas D_B e isógradas M_B .

Ribeiro *et al.*, (2003a), admitiram um regime com pressões litostáticas de 3 – 5 Kb para as condições metamórficas de M_r , através do aparecimento de cloritóide (mineral típico da fácies xisto verde) ao norte da isógrada da sillimanita, levando em conta que apenas neste regime a sillimanita se aproxima da fácies xisto verde.

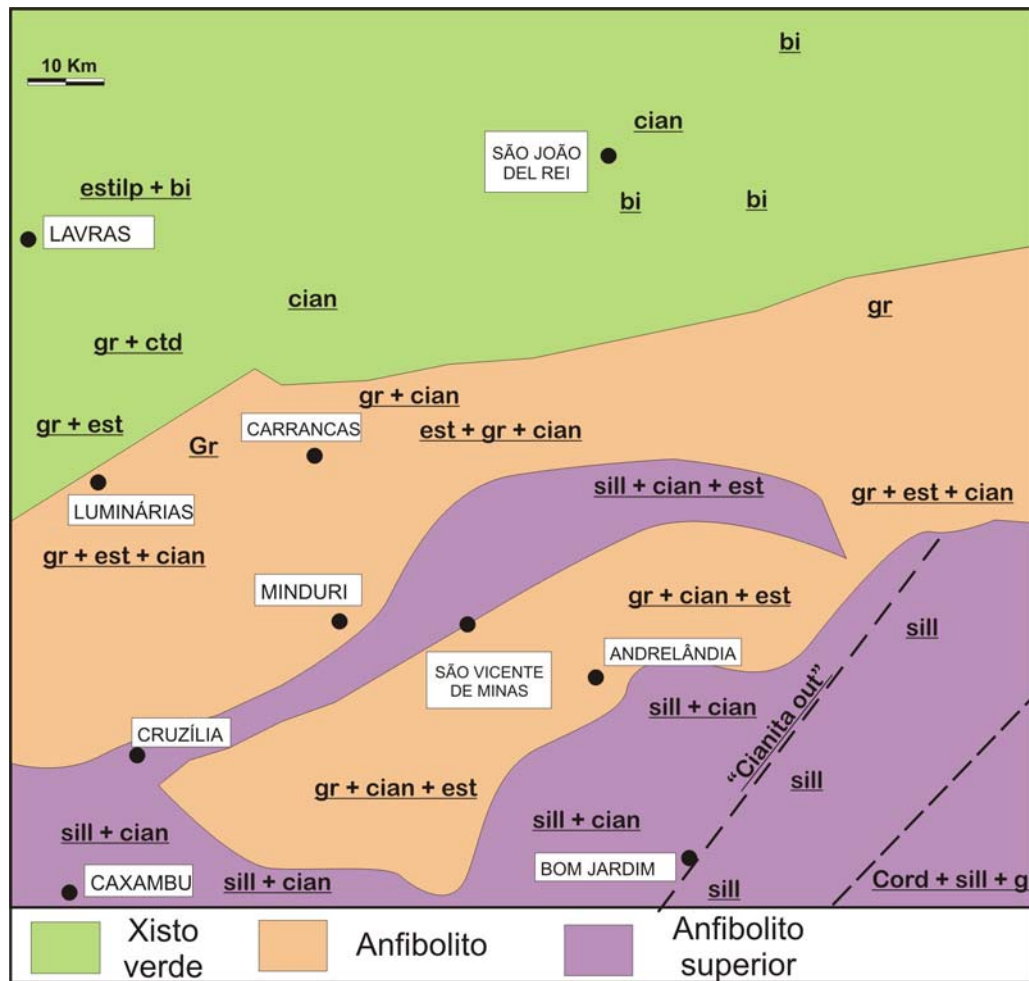


Figura 2-5: Mapa metamórfico da região de estudo (extraído e modificado de Ribeiro *et al.*, 2003a); onde: sill = sillimanita; cian = cianita; gr= granada; est = estauroilita; bi = biotita; cord = cordierita; estilp = estilpnomelana; e, ctd = cloritóide.

2.6 GEOCRONOLOGIA

A idade de metamorfismo de M_B e do tectonismo D_B ainda é controversa. Heilbron *et al.*, (1989), Vasconcellos *et al.*, (1988) e Campos Neto *et al.*, (1990), apresentaram idades metamórficas em torno de 1200 M.a para M_B , os quais associam este evento a episódios Uruaçuanos (Almeida & Hasui, 1984). Trouw & Pankhrust (1993), atribuem valores médios de 604 ± 16 Ma ao M_B , utilizando isocronicas Sm – Nd, em retro-eclogitos e granulitos de alta pressão. Sollner & Trouw (1997) datando zircões de quartzo xisto da Megassêquencia Andrelândia, pelo método U-Pb, obtiveram valores de interceptos da concórdia em 1872 ± 11 M.a e 567 ± 11 M.a, atribuindo o primeiro valor para a fonte do sedimento e o segundo para a idade de M_R .

Machado *et al.*, (1996), em análises geocronológicas, pela metodologia U-Pb, em granitos e metassedimentos ocorrentes em perfil NW-SE, de Lima Duarte até a Costa Atlântica, obtiveram dois

eventos metamórficos: um entre 590 e 565 M.a; e, outro entre 535 e 520 M.a, além de valores entre 611 e 604 M.a.

Ribeiro *et al.* (2003) consideram a idade de M_B , entre 611 e 604 M.a., diante da coincidência com os valores obtidos por Trouw & Pankrust (1993). Ao M_R caberiam os valores de 590 – 565 M.a., concordando desta forma com os valores apresentados por Sollner & Trouw (1997), em análises de U-Pb executadas em zircões coletados em litologias reestruturadas pela Orogênese Ribeira.

CAPÍTULO 3

COMPLEXOS OFIOLÍTICOS

3.1 EVOLUÇÃO DO CONCEITO

O termo ofiolito (do grego, *oφis* = serpente, cobra, e, *lithos* = pedra) tem seus primeiros registros no início do século XIX com os trabalhos realizados pelo naturalista francês Alexandre Brongniart (1813), que define ofiolito como um grupo de serpentinitos contendo vários minerais e texturas características. Ainda este autor, em trabalhos de 1821 a 1827, relacionou rochas vulcânicas, gabróicas e chert associados aos serpentinitos, de provável, origem ígnea. O termo foi renascido em trabalhos realizados em rochas dos Alpes Ocidentais e Apeninos, por geólogos italianos, como Sismonda B. Gastaldi, V. Noverese e S. Franchi, com significativos trabalhos realizados em ofiolitos metamórficos (o *pietri Verdi*; in Nicolas, 1989). Ao virar o século, a associação de radiolaritos, diabásios, gabros e serpentinitos – peridotitos, assim como suas transformações metamórficas, estavam identificadas como associações ofiolíticas. Em 1902, Franchi propõe a hipótese de geração hipoabissal, anteriormente sugerida por Lotti (1886), para explicar as associações lito-metamórficas do *pietri Verdi*.

Em 1927, Steinmann, divulga seu trabalho, até então, um dos mais populares e completos já realizados sobre o assunto (in: Nicolas, 1989). Após este trabalho diversos autores (e.g. Amstutz, 1980) se referiam a associação de radiolaritos, gabros e serpentinitos como a “trindade de Steinmann”, em referência a sucessão tipicamente ofiolítica atribuída por ele.

Trabalhos como os de Benson (1926) e Thayer (1962 e 67) designam corpos peridotíticos posicionados ao longo de cinturões orogênicos, como peridotitos do tipo “alpino” ou “orogênicos”, idealizados como fragmentos mantélicos, intrudidos tectonicamente em estado sólido, através da crosta continental (e.g. Roever, 1957). Contemporaneamente, essa idéia, foi proposta para peridotitos mantélicos serpentinizados e posicionados ao longo de escarpas de falhas nas ilhotas St. Paul, próximas as Dorsais Meso-Atlânticas (Hess, 1964), e reforçada por estudos comparativos com meteroritos e contrastes geofísicos (Ringwood, 1966). De Roever (*op. cit.*) relaciona a “consangüinidade” das formações máficas e ultramáficas a processos de fusões parciais originados na descompressão durante a ascensão dos peridotitos. Este modelo é o mais próximo das visões modernas (Nicolas, 1989).

Antes de Den Tex (1969) restringir o termo, ele abrangia um amplo sentido, incluindo peridotitos posicionados em cadeias montanhosas, atualmente, esses termos são direcionados a

lherzolitos maciços não relacionados a ofiolitos, ou a crosta oceânica (Bodinier & Godard, 2004). No entanto, o famoso peridotito de Lher, nos Pirineus franceses, hoje é visto como o manto litosférico subcontinental (Fabriès *et al.*, 1991), divergindo da classificação criada por Den Tex, “um verdadeiro peridotito do tipo alpino”.

Estudos posteriores conduzidos, principalmente, na bacia do Mediterrâneo, foram marcados por divergências entre as linhas que acreditavam que a provável gênese dos ofiolitos estaria relacionada a seções ultramáficas puramente magmáticas ou a causadas por intrusões ígneas (Nicolas, 1989). Coleman (1977) relata o reflexo na América deste desacordo: Bowen (1927), em trabalhos realizados, reporta complexos estratiformes, sendo favorável a interpretação do assentamento mineral por gravidade, enquanto Benson (1926), inspirado em trabalhos de campo em peridotitos maciços inseridos em cinturões orogênicos, propõe a interpretação de intrusões plutônicas. O modelo puramente magmático, denominado de “*pouch model*”, propunha a existência de diversas extrusões máficas submarinas, ocorridas ao longo de falhas (Kinding, 1956), as quais seriam responsáveis por uma segregação gabro – peridotítica, de natureza gravitacional, abaixo dos vulcanitos (hoje, a atual câmara magmática). Vuagnat (1963) em sua revisão bibliográfica sobre ofiolitos atribui como impossível a formação de pequenos corpos máficos, em seções predominantemente peridotíticas, levando em conta o balanço químico necessário, diante da suposição de que ambas apresentam derivação de fusões basálticas. No entanto, Vuagnat (*op. cit.*) adotou o modelo subcrustal para a formação destes corpos, excluindo a possibilidade criada por diversos autores (*eg.* Hess, 1938 e Rittman, 1960) de uma derivação ultramáfica, como alternativa para a questão.

Segundo Moores (1982), na década de 60, havia duas correntes de pensamento sobre a gênese dos ofiolitos: a européia, representada por trabalhos franceses no Mediterrâneo, a qual adotava em parte o modelo do “*pouch*” magmático; e, a americana, que negava qualquer atividade ígnea a origem dos referidos “peridotitos alpinos”. Relações incluindo teorias mais modernas de ofiolitos com o assoalho oceânico surgiram após o estabelecimento da revolucionária teoria da Tectônica de Placas. De Roever (1957) e Brunn (1959), foram os primeiros a fazer essa relação, com Brunn fazendo analogias entre ofiolitos e dorsais meso-atlânticas. Por volta de 1970, as duas correntes já haviam aceitado essa nova teoria (*e.g.*, Hess, 1956; Moores, 1959; e, Coleman, 1971). Por outro lado, uma ampla parcela de geólogos marinhos e geofísicos relutava em aceitar a relação ofiolitos – crosta oceânica, contestando diferenças composicionais existentes entre espécimes ofiolíticas e as litológicas dragadas do fundo oceânico, além da suposta incompatibilidade entre a espessura de pacotes máficos de ofiolitos com os 6 Km de crosta oceânica (Coleman, 1971). Outra questão levantada foi a da necessidade de uma câmara magmática bem desenvolvida para a geração dos gabros acamadados, encontrados em muitos ofiolitos (Greenbaum, 1972, Pallister & Hopson, 1981). No entanto, sem evidências para as porções superiores das dorsais meso-oceânicas o conflito começou a perder força e o conceito a entrar em consenso, a medida que trabalhos geofísicos apresentavam evidências de

câmaras magmáticas em centros de espalhamento oceânico, compatíveis com os sugeridos para geração de ofiolitos, além de evidências de ofiolitos com câmaras magmáticas relativamente pequenas e descontínuas e, a complexidade e variedade da litosfera oceânica (Nicolas, 1989). Apesar do exposto, o termo “ofiolito” foi incorporado na comunidade dos geofísicos marinhos que, progressivamente foram adotando o modelo para a crosta oceânica, sugerindo correlações entre as três camadas sísmicas da crosta oceânica com seqüências ofiolíticas. A primeira camada sísmica foi sugerida por Hess (1962), como sendo um manto serpentizado, abaixo de uma “carapaça” de basaltos, a segunda camada, associada a rochas vulcânicas e hipovulcânicas, e, a última camada, relacionada com as unidades plutônicas (Fox *et al.*, 1973).

A aceitação da litosfera oceânica como fonte geradora dos ofiolitos estava completa no final dos anos 60, através das idéias da natureza e origem de componentes ultramáficos (Nicolas, 1989). A primeira contribuição foi a de Thayer (1960), apontando diferenças críticas entre associações estratiformes e peridotitos do tipo “alpino”. Den Tex (1969) utilizando informações de microestruturas, pioneiramente executado na segunda metade dos anos 30, em estudos de deformação em estado sólido em peridotitos, apresenta a natureza tectônica de diversos peridotitos, porém, anteriormente, trabalhos de análise cinemática em estado dúctil em peridotitos (Green, 1964 e O’Hara, 1967), apontaram indicações para uma origem mantélica de diversos maciços peridotíticos, com Green (*op. cit.*) apresentando dados petrológicos e, O’Hara (*op. cit.*), com informações geradas em trabalhos experimentais de diagramas de fase.

No início da década de 70, geólogos americanos e europeus se reuniram, na conferência de Penrose e adotaram uma definição comum para o termo ofiolito, o “*ophiolite manifesto*” (Anonymous, 1972). Segundo a definição, ofiolito se refere a uma associação de rochas máfico-ultramáficas, e o termo não pode ser usado para designação rochosa ou unidade petrológica de mapeamento. Apresentando uma seqüência ofiolítica completamente desenvolvida, a ordem dos litotipos presentes ocorre na seguinte ordem, da base para o topo:

- complexo ultramáfico, constituído por harzburgitos, lherzolitos e dunitos, nas mais variadas proporções, apresentando uma trama tectónico-metamórfica, e/ou grau variado de serpentização;
- complexo gabróico, ordinariamente com textura cúmulus, contendo piroxenitos e peridotitos cumuláticos, comumente, menos deformados que o complexo anterior;
- complexo de enxame de diques;
- complexo vulcânico máfico, comumente apresentando estruturas do tipo pillow, e ,
- associações rochosas dos tipos: 1) cobertura sedimentar, incluindo, cherts, folhelhos e carbonatos; 2) corpos de cromititos podiformes geralmente associados com dunitos, e 3) rochas félsicas sódicas de natureza intrusiva e extrusiva.

O termo ainda se estende a seqüências: com contato tectônico, entre uma unidade e outra; incompletas; desmembradas, e, ou metamorfasadas. Embora ofiolito represente uma seção da crosta oceânica e parte do manto superior, o uso do termo deve ser independente da sua suposta origem.

Jackson e Thayer (1972) introduziram a divisão do grupo dos peridotitos do tipo “alpino”, nos subtipos harzburgítico e lherzolítico. O subtipo harzburgítico, fortemente associado com ofiolitos, representaria a porção superior do manto oceânico, enquanto o subtipo lherzolítico, menos desfalcado, representaria o manto subcontinental ou manto oceânico raso, onde a fusão parcial foi menos severa (Nicolas e Jackson, 1972).

Um novo debate sobre o tema foi proposto, em 1973, levando em conta dados geoquímicos. Com base na distribuição de elementos maiores e traços, principalmente em basaltos, foi reavaliada a gênese do ofiolito de Troodos, o mais popular e representativo existente no globo, como sendo formado em ambiente de arco de ilha, e não em centros de espalhamento como se acreditava, tornando essa nova manifestação um marco de referência. Ao mesmo tempo, analogias feitas com assinaturas de elementos traços de rochas ofiolíticas e associações oceânicas, foram enfatizados por Alegre *et al.* (1973), as quais foram fortalecidas por dados isotópicos, principalmente em sistemas $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, de seções máfico-ultramáficas ofiolíticas (Jacobsen e Wasserburg, 1979). Novos diagramas, baseados em elementos menores e traços, de seções extrusivas superiores (Pearce e Cann, 1973) afastaram muitos ofiolitos da composição dos basaltos dos centros de espalhamento oceânico (tipo MORB), e, os aproximaram das composições das bacias marginais (Nicolas, 1989).

Dewey (2003) propõe a classificação do termo ofiolito em duas classes: uma relacionada a registros rochosos posicionados, de forma aleatória, em um dos processos do ciclo de Wilson, denominada de ofiolitos *lato sensu*; e, os ofiolitos *stricto sensu*, relacionados a associações rochosas, posicionadas em eventos tectônicos particulares. Enquadrada nesta classe, está a clássica seqüência do tipo “Penrose”. Sengör & Natal'in (2004) acharam apropriada esta classificação. No entanto, sugeriram uma terminologia mais simples, para a referência desses corpos, julgando mais apropriado termos de apenas uma palavra, permanecendo o termo ofiolito para os corpos do tipo “Penrose” e introduzindo o termo *ophirag* (οφις = serpente, cobra, e, παγος = lasca, fragmento), para as seqüências fragmentadas, associações, e/ou corpos sem relação ofiolítica.

3.2 TIPOS DE PERIDOTITOS MANTÉLICOS

Segundo (Bodinier & Godard, 2004) os peridotitos mantélicos posicionados tectonicamente, constituem fragmentos exumados de diversos ambientes tectônicos, incluindo, subcontinentais, suboceânicos e arcos de ilhas, ocorrendo na forma de:

i) corpos ultramáficos dispersos, variando de poucos metros a dezenas de quilômetros, alojados em zonas de sutura, do tipo “alpino” ou “orogênico” (De Roever, 1957; Thayer, 1960; Den Tex, 1969), ou *ophirag* (Sengör & Natal'in, 2004);

ii) seções ultramáficas de grandes magnitudes (dezenas de quilômetros), estritamente ofiolíticas, agrupadas em três principais grupos: seções mantélicas, a) lherzolíticas, b) harzburgíticas e, c) de arcos de ilha.

iii) exumações acima do nível do mar, em bacias oceânicas, ou amostras dragadas do assoalho oceânico através de sondagens, constituindo os peridotitos abissais.

3.2.1 Peridotitos “orogênicos”, “do tipo alpino” ou “ophirags”

Com poucas exceções, peridotitos orogênicos são caracterizados principalmente como lherzolíticos, apresentando corpos relativamente pequenos (de 1m a dezenas de quilômetros), alinhados em zonas de sutura. Peridotitos maciços “alpinos” diferem de peridotitos ofiolíticos por não apresentarem relação com associações rochosas oceânicas, no entanto, alguns maciços lherzolíticos contêm rochas intrusivas formadas em ambientes “rasos”, sendo interpretados como uma crosta oceânica embrionária, e, conseqüentemente, considerada como uma transição para peridotitos ofiolíticos do tipo “lherzolítico” (Gobard & Bodinier, 2004).

Comumente, estes corpos são considerados como relictos de mantos férteis e, geralmente são encontrados serpentinizados, nos mais variados graus, devido ao processo de exumação. Baseando-se em associações petrológicas e diagramas P-T, os peridotitos do tipo “alpino” podem ser subdivididos em 3 grupos:

1) peridotitos de pressão alta/ultra alta (HP/UHP), equilibrados no campo dos granada peridotitos;

2) os peridotitos de pressão intermediária (IP), equilibrados no campo dos espinélios peridotitos; e,

3) os peridotitos de baixa pressão (LP), caracterizados por um processo de exumação rasa em ambiente extensional, ocorrendo uma denudação tectônica, do manto serpentizado, no fundo oceânico, equilibrado na fase dos plagioclásio peridotitos.

3.2.1.1 Peridotitos alpinos de alta/ultra alta pressão (HP/UHP)

Os peridotitos orogênicos HP/UHP são maciços equilibrados no campo dos granada-lherzolito. Para muitas dessas rochas, são estimadas condições entre 10–24 GPa, de pressão, e

profundidades de 300 – 650 Km (*e.g.*, Green *et al.*, 1991, em peridotitos dos Alpes Centrais). Diversas interpretações são atribuídas a gênese dessas rochas, por exemplo, material subductado, fragmentos de litosfera cratônica e diápiros astenosférico. Brueckner & Medaris (2000) subdividiram este tipo de peridotito em 2 categorias principais: mantélicos; e, crustais. Os granada peridotitos crustais, geralmente, são derivações de cumulos máfico-ultramáficos, subductados em associação com rochas crustais, adquirindo a paragênese granatífera, nesse caso, não representando rochas mantélicas. No entanto, granada peridotitos mantélicos representam rochas mantélicas exumadas ao longo de falhas profundas, em ambientes de margem continental ativa, posicionadas em zonas de sutura. Os granada peridotitos mantélicos podem ser subdivididos em 3 sub-classes:

i) os “progressivos” e os de “alta pressão e alta temperatura”, HP-HT, derivados de ambientes de suprasubducção, incorporados na superfície através de falhamentos, em zonas de sutura continental. Esse tipo de peridotito, intrude a crosta em profundidades intermediárias (20 – 50 Km) e adquire a paragênese granatífera através de metamorfismo progressivo. No entanto, os do tipo UH/UHP, HT-HP, intrudem a crosta em profundidades superiores a 50 Km, no campo de estabilidade da granada. Exemplos de peridotitos “progressivos” são encontrados na Caledônia Suécia (*e.g.*, van Roermund, 1989), e, os peridotitos HP-HT, nos Alpes centrais (Green *et al.*, 1991);

ii) os granada peridotitos reliquiares, são associados a fragmentos de litosfera subcontinental. Uma possibilidade de posicionamento desses corpos seria através do envolvimento de falhas profundas intracratônicas em zonas de sutura (Brueckner & Medaris, 2000). Exemplos desse tipo de peridotito são encontrados na Noruega, em corpos do tipo Mg-Cr granada peridotitos;

iii) os granada peridotitos de ultra-alta temperatura, UHT, foram equilibrados em temperaturas superiores a 1200°C, no campo dos espinélio peridotitos, antes de se reequilibrarem nas condições de equilíbrio dos granada peridotitos. O posicionamento desses corpos é relacionado a ambientes de subducção, associados a ruptura de placas tectônicas. Em alguns corpos dessa natureza, foi observada, a presença de pseudomorfos de diamantes grafitizados (Pearson *et al.*, 1995). Exemplos foram descritos por Brueckner & Medaris (2000) em corpos localizados na região da Boêmia, Alemanha.

Os granadas peridotitos são restritos a milonitos em zonas proximais com granulitos crustais (Brueckner & Medaris *op. cit.*). No entanto, outro tipo de granada peridotito foi descrito: o granada peridotito simplectítico (*e.g.* Takahashi, 2001), encontrado em cinturões orogênicos japoneses, e associado a ambientes de arcos de Ilha, embora equilibrado no campo do espinélio ou plagioclásio, este peridotito foi caracterizado como um granada peridotito devido a presença de agregados simplectíticos granatíferos ao redor de granadas.

3.2.1.2 Peridotitos alpinos de pressão intermediária (IP)

Peridotitos “alpinos” do tipo IP, correspondem a peridotitos equilibrados no campo de equilíbrio do espinélio (O’Hara, 1967). Estudos neste tipo de corpos ocorrem concentrados na região do leste Europeu e do Norte Africano, nos complexos ao Sul da Espanha, e ao Norte do Marrocos, nos famosos maciços de Ronda e Beni Bousera, respectivamente. Assim como também ocorrem nos Pirineus do Sul da França (principalmente, o complexo de Lherz) e nos Alpes Italianos (*e.g.*, nos complexos de Baldinero, Balmuccia e Finero). Comumente, esses corpos ocorrem sobrepostos, ou proximais, a evidências geofísicas de associações mantélicas (Nicolas *et al.*, 1990).

3.2.1.3 Peridotitos alpinos de pressão baixa (LP)

Nesta classe estão incluídos os lherzolitos férteis exumados nos estágios iniciais de rifteamento continental e expostos no assoalho oceânico como manto denudado, em ambientes de margens continentais passivas (Gobard & Bodinier, 2004). Peridotitos LP, são caracteristicamente ocorrentes no campo de equilíbrio do plagioclásio peridotitos. Corpos semelhantes são reconhecidos, principalmente nos Alpes Ocidentais, posicionados ao longo da zona de sutura da Placa Européia, na porção setentrional dos Alpes. Alguns corpos dessa natureza são classificados na literatura como ofiolitos, como o peridotito de Lanzo, no sudoeste alpino. No entanto, (Gobard & Bodinier, 2004) diferenciam estes corpos de seqüências ofiolíticas típicas, pela ausência, ou descontinuidade, das seqüências basálticas superiores, necessárias a seqüência ofiolítica clássica.

A denudação dos peridotitos no assoalho oceânico antes do início da acreção oceânica, é modelada em ambientes extensionais de exumação mantélica em ambientes subcontinentais, ao longo de falhamentos profundos no limite manto-crosta, apresentando uma evolução de alta temperatura decorrente da estabilização do manto astenosférico (Gobard & Bodinier, *op. cit.*).

Peridotitos LP foram divididos em 2 extremos: a) um representado por complexos equilibrados no campo dos espinélios, com posterior reequilíbrio em fácies de baixa temperatura e baixa pressão, os denominados peridotitos IP, LP-LT; e, b) os reequilibrados no campo do plagioclásio, apresentando semelhanças com ofiolitos moderadamente refratários, com diversas intrusões de gabros e basaltos de afinidade química do tipo MORB, classificados como peridotitos IP de alta temperatura e baixa pressão (HT-LP), o complexo de Lanzo é um típico exemplar desse peridotito (Gobard & Bodinier, 2004).

3.2.1.4 Peridotitos ofiolíticos

Ofiolitos representam uma lasca da litosfera oceânica obductada na crosta continental (Gobard & Bodinier, 2004), constituída de uma distinta associação litológica formada nos mais variados ambientes tectônicos, incluindo centros de espalhamentos, bacias marginais, arcos magmáticos de origem extensional e associações com plumas mantélicas (Moore, 1982, 2000; Nicolas, 1989; Dilek *et al.*, 2000). A clássica associação ofiolítica do tipo “Penrose”, idealizada pela conferência homônima, na década de 70, consiste, caso completamente desenvolvida, de um pacote com espessura variando de 5 a 15 Km. A seção basal da seqüência é composta de harzburgito tectônico, intensamente milonitizado, contendo, essencialmente, olivina e ortopiroxênio, e, com cromita subordinada, com o contato basal do pacote delimitado por falha.

A porção inferior de muitos ofiolitos é composta por uma unidade lherzolítica, composta de ortopiroxênio, clinopiroxênio e olivina. Em muitos ofiolitos, harzburgito sobrepõe lherzolito, sendo o primeiro, geralmente, interpretado como porção do manto empobrecido, podendo esta unidade apresentar mais de 10 Km de espessura, como, no ofiolito de Semail, em Omã, e, em Newfoundland, no ofiolito de *Bay of Island* (Kusky, 2004). No entanto, o lherzolito, é considerado como o manto fértil.

Acima dos harzburgitos, unidades compostas por litologias cristalizadas a partir de fusão harzburgítica, compreendem a associação crustal da seqüência ofiolítica, composta por rochas formadas por cristais cumuláticos de olivina e piroxênio, formando horizontes distintos de piroxenitos, dunitos e outras associações de peridotitos, associados, ou não, a *pods* de cromita e olivina. O limite destas rochas (originadas a partir de fusão parcial) com as subjacentes (resíduo da fusão parcial) é um limite fundamental da litosfera oceânica e define o *Moho* petrológico. Este limite é, essencialmente, petrológico, não havendo descontinuidade sísmica na transição do pacote. A descontinuidade sísmica ocorrerá, aproximadamente, 500 metros acima, nos ofiolitos.

As unidades cumuláticas ultramáficas gradam, ascendentemente, para uma zona de transição, de aproximadamente 1 Km de espessura, composta por intercalações de piroxenitos e cumulos ricos em plagioclásio de unidades gabróicas fortemente acamadadas. Horizontes individuais incluem: gabros; piroxenitos; e, anortositos. Este pacote é sobreposto por uma unidade gabróica isotrópica, com cerca de 5 Km de espessura, geralmente, com ausência de estruturas, podendo apresentar um acamamento de forma incipiente.

A próxima unidade, em uma seqüência completa do tipo “Penrose”, compreende um complexo de enxame de diques, com até 2 Km de espessura, abrangendo diques de diabásios, gabros e rochas silicosas mais diferenciadas como, plagiogranitos e doleritos, apresentando relações intrusivas mútuas com os gabros adjacentes. Idealmente, cada dique de diabásio é intrudido na direção central do dique previamente intrudido, formando uma seqüência de diques apresentando uma aureola de reação em

suas bordas. Esse complexo de diques representa o conduto que alimenta a extrusão de magmas basálticos na superfície, adquirindo formas lobadas e bulbosas (*pillow*), típicas de extrusões basálticas subaquáticas. Esta unidade pode atingir 1 Km de espessura, e, geralmente, há preenchimento de *chert* ou sulfeto, nos espaços intersticiais entre as estruturas *pillow*. Finalizando a seqüência ideal, uma cobertura sedimentar, típica de fundo marinho (*chert*, argila vermelha, carbonato, formação ferrífera, etc.) comporia o topo da seqüência, nas mais variadas possibilidades, dependendo da ambiência tectônica e idade de formação.

Estudos petrológicos executados em seções mantélicas, em seqüências ofiolíticas completas (tipo “Penrose”), consideraram a existência de dois extremos litológicos, caracterizadas por: a) uma seção mantélica moderadamente refratária dominada por lherzolitos, representada pela seqüência ofiolítica das Ligúrias internas “Internal Ligurides”; e, b) seção mantélica fortemente refratária, dominada por harzburgitos, e, representada pela seqüência ofiolítica de Semail, no Oman. Esses dois extremos proporcionam um simples arcabouço comparativo dos ofiolitos em dois principais grupos (*e.g.* Bourdier & Nicolas, 1985), juntamente com o tipo de seções mantélicas de arcos de ilha, tratado de forma separada, porém de natureza ofiolítica (Coleman, 1977).

3.2.1.4.1 *Ofiolitos lherzolíticos*

Seções mantélicas lherzolíticas, moderadamente refratárias, são atribuídas à baixo grau de fusão mantélica, associada a baixa taxa de espalhamento em ambientes oceânicos (*e.g.* Bournier & Nicolas, 1985, e, Moores *et al.*, 2000), relacionada a “fina” e, geralmente, descontínua crosta oceânica observada em ofiolitos desse tipo. Alguns exemplos, como os da Ligúrias Interna e Externa e o de Lanzo, no norte da Itália, são associados a ofiolitos lherzolíticos (Gobard & Bodinier, 2004). Porém, não há um consenso na classificação do plagioclásio - peridotito de Lanzo e da Ligúrias Externa diante da ausência da fina e descontínua crosta basáltica existente nestes corpos e a composição predominantemente fértil dos lherzolitos. Bodinier & Godard (2004), associam estes complexos a peridotitos “orogênicos” do tipo LP, relacionados a estágios precoces de oceanização, juntamente com o acentuado empobrecimento do isótopo de Nd, comparado com rochas crustais ofiolíticas (Rampone *et al.*, 1996). Porém, a seqüência da Ligúria Interna é associada a um típico ofiolito, sendo este corpo, interpretado como um remanescente do oceano jurássico de Tethis, e atribuído como uma seqüência modelo, diante da pouca existência de complexos ofiolíticos tão completa e comparável a ele, como é o caso do complexo do “Dinarides” ocidental, na Albânia e Othris (Nicolas *et al.*, 1991), assim como, com algum grau de comparação, o complexo de Trinity, na Califórnia (Quick, 1991).

3.2.1.4.2 Ofiolitos harzburgíticos

Este tipo de ofiolito é melhor representado pelo complexo ofiolítico de Semail, nos Emirados Árabes Unidos, sendo provavelmente, o mais expressivo fragmento litosférico oceânico preservado em crosta continental, interpretado como um fragmento da crosta oceânica do oceano Neo-Tethys, obductado na placa Arábica no final do cretáceo. A seção mantélica do Ofiolito de Semail representa mais de 50% da exposição da seqüência e é composta de harzburgitos tectônicos de granulação grossa, registrando texturas deformacionais de fluxo mantélico, atribuídas em condições de alta temperatura (>1200°C). A unidade harzburgítica é separada das unidades gabróicas por uma zona, composta de dunitos, variando de poucos metros a dezenas de metros, relacionada a uma “zona de transição crosta-manto”, MTZ, atribuída a seqüência inferior da seqüência cumulática. As seções basais dos peridotitos são afetadas por deformação de baixa temperatura, atribuída ao processo de obducção.

Enquanto há um consenso na aceitação da atribuição do grau de fracionamento magmático, como responsável pela refratáriedade dos harzburgitos, as opiniões divergem sobre a origem dos processos condicionantes da situação: hidratação do magma nas cunhas mantélicas, em zonas de suprasubducção; ou, magmas gerados em zonas de descompressão, em ambientes de espalhamento rápido (Bodinier & Godard, 2004), associados a contaminação de suas fontes mantélicas com material subductado (Moores, *et al.*, 2000).

3.2.1.5 Ofiolitos de sub-arcos

Exemplos de arcos de ilha obductados em crosta continental (*e.g.*, o complexo de Kohistan, norte do Paquistão), geralmente, apresentam a seção basal do pacote, composta de rochas ultramáficas, consideradas como porções inferiores de cumulos de arcos e registram a porção mantélica, superior, do arco (detalhes na seção 3.4.2).

3.2.1.6 Peridotitos oceânicos (ou abissais)

Peridotitos oceânicos compreendem peridotitos dragados, do assoalho oceânico, através de sondagens, juntamente, com seções peridotíticas exumadas acima do nível do mar através de falhas, transcorrências e rifteamentos. Exemplo deste tipo de exposição mantélica é encontrado na região do Mar Vermelho, no Complexo Zagbard (Bonatti *et al.*, 1981), o qual é “virtualmente” semelhante aos peridotitos “orogênicos” LP, das Ilhas St. Paul, no Atlântico (Gobard & Bodinier, 2004).

3.3 PROCESSO DE POSICIONAMENTO, VARIAÇÃO E METAMORFISMO

3.3.1 Posicionamento Tectônico

Coleman (1977) propôs três processos principais como sendo os responsáveis pela preservação de unidades de crosta oceânica, previamente gerada em ambientes de centros de espalhamento, bacias marginais ou *rifts*, em crosta continental, sendo:

1) um processo associado ao ambiente de consumo de litosfera oceânica (subducção), como um resultado direto da movimentação das placas tectônicas, compondo cenários terminais do ciclo de Wilson, que consiste na abertura e fechamento de bacias oceânicas (Figura 3-1; Neves, 2001). Coleman *op cit.*, cunhou o termo “obducção” para expressar o processo de exumação (“descolamento”) e posicionamento, de fragmentos da crosta oceânica, por meio de falhas de empurrão, em zonas orogênicas e/ou cinturões móveis;

2) um mecanismo, aparentemente, sem correlação com movimentos de placas litosféricas, associado a ascensões de materiais mantélicos, em meio a associação de crosta continental-oceânica, facilitada por manifestações termais astenosférica, menor densidade e maior plasticidade e “mobilidade” apresentados pelos peridotitos oceânicos previamente serpentinizados, comumente, referidos como “diápiros ofiolíticos”; e,

3) mecanismos relacionados a deslizamentos gravitacionais, associados a cinturões de cavalgamento, geradores de falhas de empurrão profunda, fragmentando e posicionando, unidades da crosta oceânica e/ou seções mantélicas (corpos do tipo *alpino*), em ambientes continentais. Esse processo, referido também como “intrusão tectônica”, “intrusão sólida” e/ou “intrusão a frio”, do mesmo modo que “diápiros ofiolíticos” são favorecidos pela modificação das propriedades físico-químicas apresentadas, principalmente, pelos serpentinitos, que favorecem a sua exumação e incorporação em crosta continental, que diferentemente dos “diápiros ofiolíticos” estão associados à movimentação tectônica, em ambientes de limites convergentes e/ou transformantes de placas litosféricas.

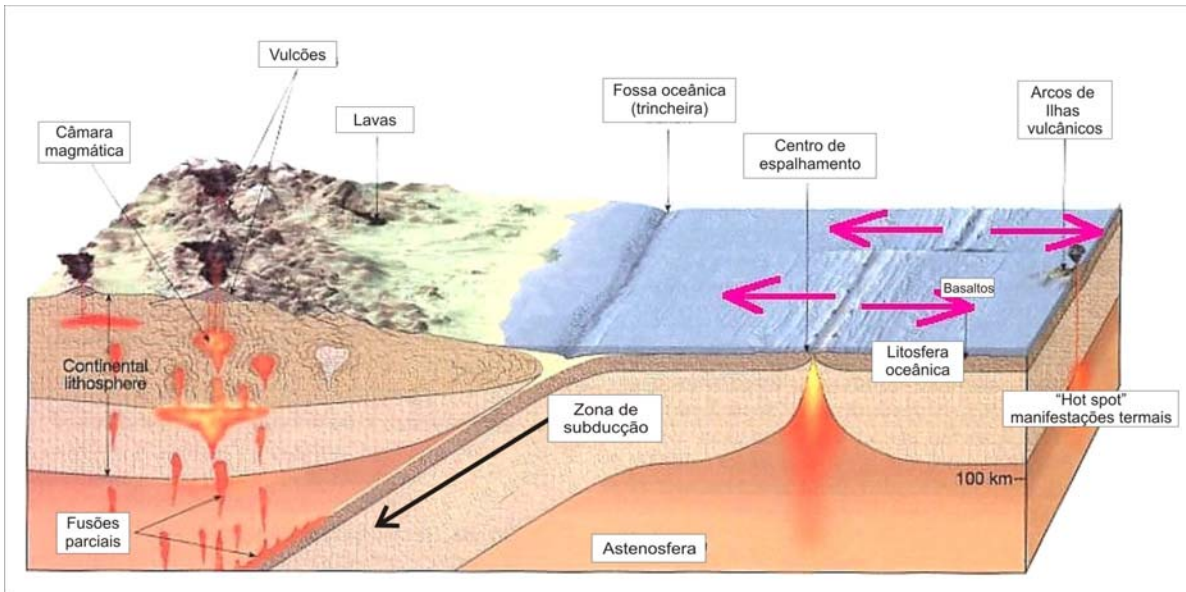


Figura 3-1: Esquema representativo da zona de consumo de litosfera oceânica em ambiente tectônico convergente (final do ciclo de Wilson; modificado de Neves, 2001).

3.3.2 Variações entre ofiolitos de diferentes ambientes tectônicos

Diversos trabalhos realizados em ofiolitos e na crosta oceânica *in situ*, revelaram uma grande diversidade na abundância e associações litológicas em relação à típica seqüência ofiolítica, idealizada na conferência de Penrose (Moore *et al.*, 2002; Dilek *et al.*, 2000). A seqüência tipo “Penrose” foi relacionada a centros de espalhamento oceânico “rápido”, como no caso do Pacífico Leste. No entanto, centros de espalhamentos, relativamente mais lentos, como o do Atlântico, resultam na geração de serpentinitos revestindo harzburgitos tectônicos, em contato direto com os gabros, o complexo de diques, e as unidades *pillow*. Neste caso, o processo extensional ocorre em maior taxa do que o suprimento magmático necessário para suprir o volume de crosta oceânica ausente. (Dilek, 2003).

Em ambientes de arco de ilha, a geração de seqüências cumuláticas e extrusões máficas ficam restritas a uma fina seqüência, com sedimentos vulcanoclásticos, semipelágicos e pelágicos interestratificados (Kusky, 2004). Crosta oceânica produzida em *hot spots* apresenta similaridades com crosta produzida em ambientes arqueanos, atribuindo-se condições análogas a este tipo de ambiente, e as condições da época. Platôs oceânicos, com espessa seção crustal, provavelmente uma regra geral no Arqueano, podem atingir valores de 10 – 15 Km de espessura, sendo comparáveis, e confundíveis, com seqüências ofiolíticas do tipo “Penrose” (Kusky, 2004).

Kusky (*op. cit.*) relata diversas associações ofiolíticas geradas em ambientes de transição entre ambientes de rifteamento continental e estágios iniciais de oceanização, os quais foram posicionados, estruturados e deformados em estágios de fechamento de oceano. Esses modelos diferem

significativamente dos demais, sendo incluídos em uma nova classe, a dos “ofiolitos transicionais” (Figura 3-2).

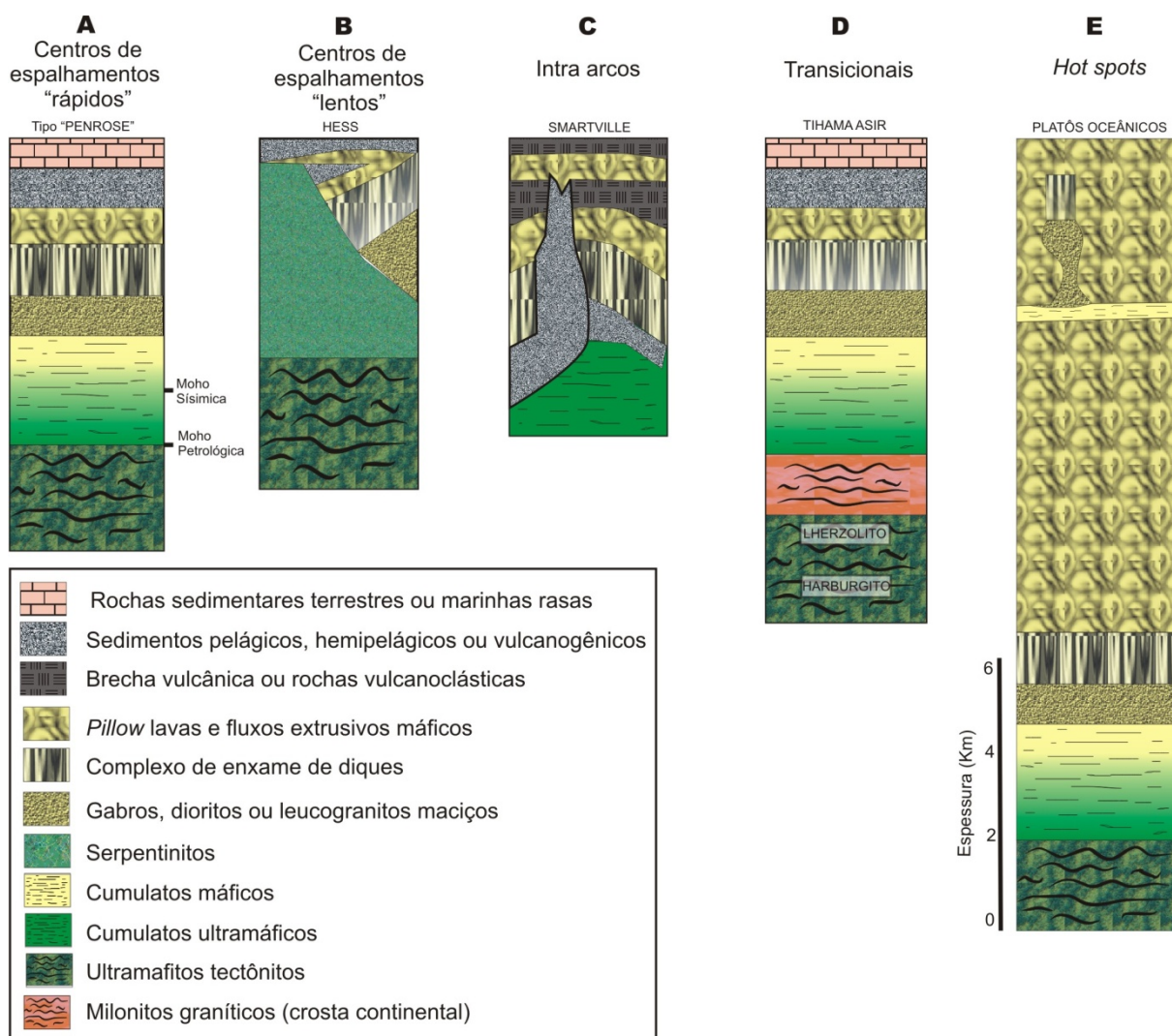


Figura 3-2: Esquema representativo das diferentes seções de crostas oceânicas e correspondentes seqüências ofiolíticas (extraído e modificado de Kusky, 2004). A) Seqüência ofiolítica tipo Penrose, características de centro de espalhamento oceânico “rápidos”; B) seqüência ofiolítica incompleta, caracterizada por centros de espalhamentos “lentos” (Hess, 1962); C) Seqüência ofiolítica de arcos de ilha, denominada de seção “Smartville”, baseado em seção do complexo homônimo em Sierra Nevada, California (e.g. Dilek, 2003); D) Seqüência ofiolítica transicional, baseada no complexo de Tihama Asir, Arábia Saudita, no mar Vermelho; e, E) Seqüências geradas em ambientes de *hot spots* (platôs oceânicos).

Durante os estágios iniciais de oceanização, a crosta continental e o manto lherzolítico subcontinental sofrem um processo extensivo, gerando grábens na superfície, com milonitos dúcteis em profundidade, e bacias sedimentares associadas. Atividades magmáticas, com a continuidade do processo, podem afetar as bordas das bacias, formando *hot spots* continentais, migrando para centros de espalhamento, gerando um núcleo de oceanização. Em decorrência desse processo, o manto astenosférico ascende, ao longo de estruturas favoráveis (por exemplo, falhas), intrudindo abaixo da

crosta continental, que, em muitos casos, fica preservada como uma cunha continental, em meio a milonitos lherzolíticos subcontinentais, e é intrudida por diversos diques “basálticos” gerados pelo manto astenosférico ascendido. Esses diques estão associados, a formação de uma câmara magmática gabróica, próxima a superfície, contendo condutos (enxames de diques) que alimentarão magmas extrusivos (*pillow lavas*). Caso preservada, essa incomum seqüência, apresenta, da base para o topo, uma associação de sedimentos subaquáticos, *pillow* basaltos, enxames de diques, gabros acamadados e ultramafitos cumuláticos que podem apresentar um envelope harzburgítico de origem tectônica. Um exemplo deste tipo de ofiolito é encontrado no Complexo proterozóico de Jourma, Província Slave, e analogias modernas são feitas com associações ao redor do Mar Vermelho, incluindo Tihama Asir, na Arábia Saudita (Kusky, 2004).

3.3.3 Metamorfismo

Na geração de seções ofiolíticas, diversas situações geológicas ocorrem, as quais imprimem identidades metamórficas típicas. Coleman, 1977, apresenta um esquema representativo dos diversos ambientes geológicos e metamorfismos associados (Fig. 3-2), separando a seqüência ofiolítica em dois tipos principais de protolitos: 1) peridotitos, e 2) basaltos, gabros e diabásios, diferenciados entre si por assembléias metamórficas particulares.

		HIDROTERMAL OCEÂNICA	SUBDUCÇÃO		OBDUCÇÃO		REGIONAL
PROTOLITO OFIOLÍTICO	BASALTOS DIABÁSIOS GABROS	ZEOLITA ↓ XISTO VERDE ↓ ANFIBOLITO	ZEÓLITA ↓ PHRENITA - PUMPELITA ↓ XISTO AZUL		SEM METAMORFISMO		ZEÓLITA ↓ PHRENITA-PUMPELITA ↓ ANFIBOLITO
	PERIDOTITOS	SEPENTINIZAÇÃO LOCAL	SERPENTINIZAÇÃO		CONTATO BASAL		MET. PROGRESSIVO
		RODINGITOS	HT/LP ↓ ZEÓLITA ↓ LIZARDITA/ CRISOTILA	HP/LT ↓ XISTO VERDE ↓ ANTIGORITA	QUENTE AURÉOLAS GRANADA ANFIBOLITO	FRIO MELANGE SERPENTINA RODINGITOS	CRISOTILA ↓ ANTIGORITA ↓ OLIVINA + ANTIGORITA ↓ OLIVINA + TALCO ↓ OLIVINA + ENSTATITA
CONDIÇÕES DE METAMORFISMO	SEM DEFORMAÇÃO METASSOMATISMO	PLÁSTICA E DEFORMAÇÃO PENETRATIVA		DÚCTIL	RÚPTIL	POLIMETAMORFISMO DEF. SUB-SOLIDUS	
GRADIENTE TERMAL	ALTO	BAIXO		ALTO	BAIXO	MODERADO A ALTO	

Figura .3-3: Esquema de metamorfismo em seções ofiolíticas (modificado de Coleman, 1977).

Este autor ainda considera quatro situações geológicas particulares como formadoras de paragêneses metamórficas distintas: 1) Hidrotermalismo oceânico, resultante da percolação de fluidos quentes próximos as zonas de espalhamento, 2) Subducção da crosta oceânica, gerando associações de baixa temperatura e alta pressão; 3) Obducção de fragmento de oceânico, gerando aureolas de contato dinamothermal e melanges, e , 4) Metamorfismo regional, resultante do processo de posicionamento do corpo em cinturões orogênicos. O processo de hidrotermalismo oceânico, serpentização e a formação de rodingitos, são atribuídos a processos de metamorfismo interno, afetando apenas os componentes da seção ofiolítica, enquanto o metamorfismo externo é atribuído aos outros tipos de metamorfismo encontrados nas sequências ofiolíticas.

3.3.3.1 Metamorfismo interno

3.3.3.1.1 Serpentinização

Invariavelmente, as seções peridotíticas ofiolíticas, normalmente, apresentam algum grau de serpentização, resultante da reação envolvida entre a mineralogia ígnea primária e a água do mar. Durante a serpentização, o número de variedades mineralógicas possíveis geradas são limitadas pela composição química da rocha, p. ex., dunito, harzburgito e lherzolito, mobilidade de Mg e Si, e, disponibilidade de O₂, com lizardita + clinocrisótila + brucita + magnetita, compondo a típica assembléia desenvolvida nesse processo. Wenner & Taylor (1971) utilizando informações experimentais como guias de condições de pressão e temperatura, obtiveram valores de formação de serpentinas em ofiolitos entre 25° e 300°C, com pouca quantidade sendo formada em condições ambiente, com a variedade antigorita estável em condições de temperatura por volta de 550°, resisitindo ao metamorfismo regional de alto grau, com nenhuma variedade, sensível aos efeitos de variação de pressão.

O desenvolvimento de peridotitos serpentizados está diretamente associado a processos crustais, que integram parte da evolução tectônica ofiolítica após o posicionamento em zonas orogênicas. A serpentização altera as propriedades físicas da rocha, causando p. ex., diminuição da densidade e aumento da susceptibilidade magnética, que, segundo Coleman (1977) associado a fraca natureza tectônica, pode ser facilmente posicionada, em ambientes de melanges, por movimento tectônico de fluxo plástico em condições de baixo *stress*. Portanto, a hidratação em baixas temperaturas afeta drasticamente a geometria ofiolítica original em zonas orogênicas, e o desenvolvimento de serpentinitos em ofiolitos podem ocorrer em 3 ambientes geológicos distintos: 1) ao longo de falhas transformantes, em ambientes oceânicos, 2) ao longo do transporte tectônico até a margem continental, e, 3) como parte do metamorfismo regional.

3.3.3.1.2 *Rodingitos*

Rodingitos são associações e processos metassomáticos típicos, de caráter cálcico, associados a serpentinitos ofiolíticos, relacionados diretamente ao processo de serpentinização e evolução tectônica do posicionamento tectônico, não sendo encontrada em associações ultramáficas não serpentinizada e zonas de contatos de alta temperatura, ocorrendo de forma localizada e sem relação com metamorfismo regional (Coleman, 1977). A zona de reação ocorre no contato com as rochas ultramáficas, e podem envolver diversas associações litológicas, como gabros, grauvacas, folhelhos, basaltos e granitos (Coleman *op cit.*). Feições como milonitização e cataclismo ocorrem associados aos rodingitos, evidenciando contemporaneidade de deformação e metassomatismo.

As mudanças químicas registradas nos rodingitos resultam de metassomatismo com uma composição química similar, apresentando um insaturamento em sílica ($\pm 45\%$ SiO_2), e um enriquecimento em cálcio ($25\text{-}30\%$ CaO). Tipicamente apresentam hidro-granada como mineral característico, associado comumente com idiocrácio, diopsídio, phrenita, wollastonita, clorita, tremolita-actinolita e titanita, em rochas de composição química apropriada.

Processos de liberação de cálcio durante a serpentinização são evidenciados pelo excesso de hidróxido de cálcio contido em fluidos aquosos emitidos de peridotitos parcialmente serpentinizados (*e.g.*, Barnes *et al.*, 1967 e 1972).

3.3.3.1.3 *Metamorfismo hidrotermal oceânico (Espilitos)*

Muitas associações máficas de seqüências ofiolíticas sofrem um metamorfismo hidrotermal (espilitico) uniforme e homogêneo, disposto de forma paralela aos contatos das partes que constituem o ofiolito, com evidências de aumento do gradiente termal em direção a base do pacote, variando de fácies zeólita até a fácies anfíbolito baixa (Fig. 3-2 e 3-3).

O metamorfismo hidrotermal aparece restrito nas seqüências *pillows* e exames de diques, podendo ocorrer nas porções gabróicas superiores, que comumente apresentam um fraco metamorfismo, evidenciando o caráter pouco penetrativo deste processo. Ao longo destas transformações, a textura ígnea original é preservada, exibindo porções localmente cisalhadas.

Assumindo que a maioria dos ofiolitos são gerados nos centros de espalhamentos oceânicos, sob uma cobertura de água marinha, é possível que um gradiente geotérmico marinho operando nestes centros, seja responsável pela geração do metamorfismo hidrotermal, relacionado diretamente com gradientes termais e circulação de água (Spooner & Fyfe, 1973), uma vez que foram encontrados gradientes geotérmicos marinhos variando de 500° a 1400°C em eixos de centros de espalhamento atuais (Cann, 1970 e Spooner & Fyfe, 1973).

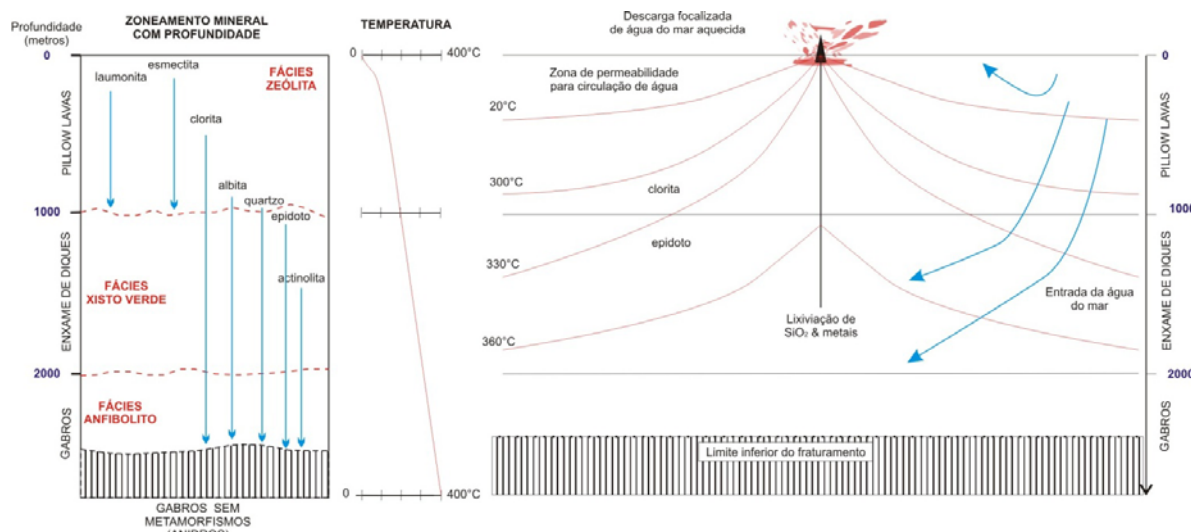


Figura 3-4: Relação entre o zonamento mineral e a profundidade, em seção ofiolítica ideal, em condição de hidrotermalismo oceânico, com seção esquemática de dorsal meso-oceânica ativa. Assumindo gradiente geotérmico de 150°C 1 Km. (modificado de Coleman, 1977 e Yardley, 1989).

Coleman (1977) apresenta 3 importantes domínios de alteração no campo do hidretalismo oceânico: 1) áreas enriquecidas em Ca, com rochas compostas de epidoto e pumpelita, 2) Espilitos, com albita, clorita e silicatos de cálcio, e, 3) áreas com enriquecimento de magnésio, representando a completa alteração do vidro em clorita. Associações em espilitos podem representar uma parte residual da reação hidrotermal entre rochas basálticas e águas termais marinhas, sendo o enriquecimento em sódio, provavelmente, relacionado a lixiviação de cálcio, magnésio e elementos como Fe, Mn e Ni, do que o próprio enriquecimento em sódio.

3.3.3.1.4 Metamorfismo externo

3.3.3.1.4.1 Auréolas metamórficas

Faixas metamórficas estabilizadas em grau alto, comumente são descritas associadas a corpos ultramáficos ofiolíticos ou não. Zona estabilizadas no fácies anfibolito alto, comumente são presentes na bases de corpos ultramáficos, pertencentes a seqüências ofiolíticas (*i.g.*, Willians & Smith, 1973; Coleman, 1979), e faixas granulíticas associadas a maciços lherzolíticos não ofiolíticos (Nicolas & Jackson, 1972, Nicolas, 1989). No entanto, maciços lherzolíticos não ofiolíticos representam o manto indiferenciado abaixo de seções crustais continentais, e os granulitos associados, representam o metamorfismo da seção crustal inferior. Seu posicionamento ocorre por meio de falhas profundas, iniciadas como diápiros mantélicos nas porções inferiores da crosta (Coleman, 1977, Nicolas, 1989).

Auréolas metamórficas associadas a ofilitos são sempre localizadas na base das seções peridotíticas, consistindo de zonas estreitas de associações estabilizadas no fácies anfibolito superior.

3.3.3.1.4.2 Metamorfismo de margem continental

Idealmente, toda litosfera oceânica produzida nos centros de espalhamento, são transportadas e consumidas em um ambiente tectônico de margem de placa, onde são incorporadas pela astenosfera, no processo de subducção, com ofiolitos representando acidentes desse processo (Coleman, 1977).

A diferença de reologia nas mais diversas litologias submetidas a esse processo resulta em impressões tectônicas, metamórficas e magmáticas assimétricas, heterogêneas, no pacote incorporado, ofiolito (Coleman, 1977). A figura 3.4 ilustra as principais fácies metamórficas atingidas ao longo de um processo *ideal* de convergência de margens.

Em um ambiente de ascensão e incorporação “a frio” de fragmentos de crosta oceânica em zonas de convergência, no processo de subducção, ocorre uma deflexão das isothermas, acompanhada do incremento de pressão, submetendo essas “peças” oceânicas a um metamorfismo progressivo variando de fácies zeólita a prehnita-pumpellyita a xisto azul e eclogito, principalmente impresso nas porções superiores do pacote (Fig. 3-3 e 3-5; Coleman, 1977; Nicolas, 1989).

Coleman (1977) atribui ainda a ocorrência de metassedimentos metamorfisados em fácies xisto azul, eclogito e granulito, envelopando ofiolitos, como uma típica característica do contexto tectônico e associação relacionada a esses corpos, com esses pacotes, outrora sedimentar de fundo oceânico, representando materiais poupados da incorporação mantélica, no processo de subducção, sendo transportado para as margens continentais e compondo as unidades de melange, comumente em cinturões orogenéticos e associados a falhas profundas, geralmente constituindo estruturas do tipo *nappes* tectônicas.

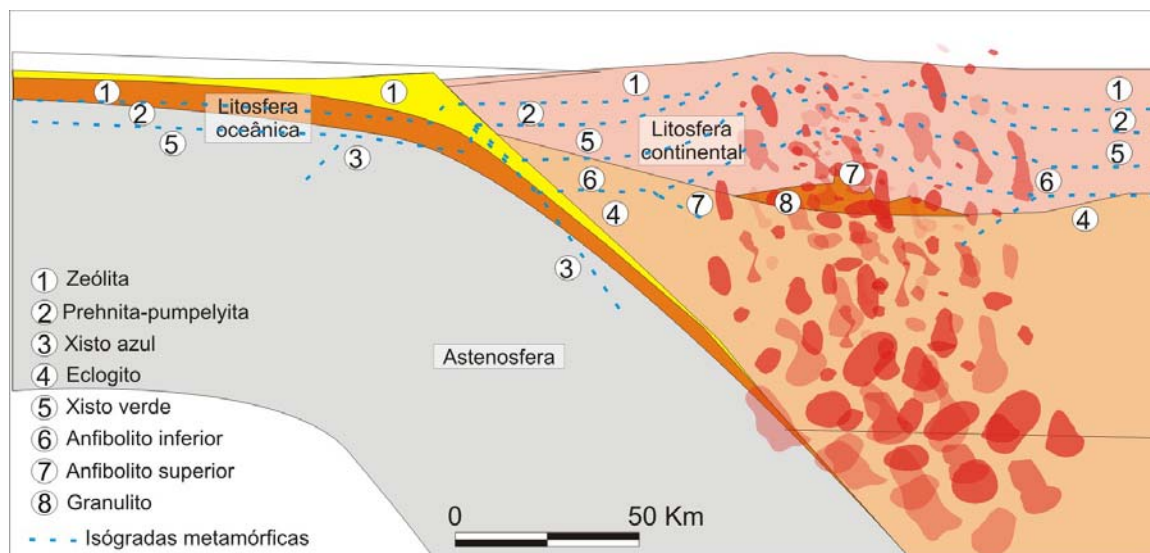


Figura 3-5: Distribuição espacial das isógradas metamórficas em rochas crustais em ambientes de limite convergente de placa (modificado de Coleman, 1977).

CAPÍTULO 4

CONTEXTO GEOLÓGICO DOS CORPOS ESTUDADOS

4.1 INTRODUÇÃO

Os corpos estudados neste trabalho foram agrupados e classificados, *a priori*, de acordo com 3 critérios básicos: a) incidência nos domínios tectônicos, de Ribeiro *et al.* (1990), levando em conta a natureza tectônica dos pacotes encaixantes; b) situação fisiográfica dos corpos, considerando-se a toponímia mais próxima e significativa existente no local de ocorrências dos corpos, e, ou ocorrência em relação a municípios; e, c) classificação da rocha protólita, utilizando-se sempre termos com conjeturas genéticas e ou relacionados a composição e distribuição modal do protólito ígneo (seguindo a classificação de Streckeisen, 1976).

Os dados relativos às rochas encaixantes, assim como seu contexto regional, foram extraídos de trabalhos realizados na área por diversos pesquisadores, os quais serão citados a medida que seus dados forem sendo apresentados. A nomenclatura das amostras coletadas, assim como a nomenclatura de feições fisiográficas, como foi o caso de galerias de amostragem, foi realizada de acordo com a numeração do ponto de sua ocorrência, sendo apresentadas a medidas que os corpos forem sendo citados.

4.2 ASSOCIAÇÕES ULTRAMÁFICAS INSERIDAS NO DOMÍNIO III

4.2.1 Região entre as cidades de Arantina e de Liberdade (*Klippe* de Carvalhos).

Os corpos estudados, localizados na região entre as cidades de Arantina e Liberdade, se encontram inseridos em rochas das unidades da Megassequência Andrelândia em diferentes níveis estratigráficos (Almeida, 1992 e 1998), e no domínio III de Ribeiro *et al.*, (1990), na base de “uma escama de empurrão que cavalga as rochas do domínio Andrelândia” (Heilbron *et al.*, 2003), a *Klippe* de Carvalhos (Fig. 4-1). Este domínio tectônico, arquitetado durante a Orogênese Brasileira (Paciullo *et al.*, 2003a), sofreu redobramentos da Orogênese Ribeira, conferindo a esta estrutura a forma de um braqui-sinformal (Heilbron *op cit.*).

Neste segmento tectônico, segundo Heilbron *et al.*, (2003a), afloram, essencialmente, dois litotipos, os quais apresentam paragêneses metamórficas indicativas de fácies granulito de alta pressão, associadas a evolução da Faixa Brasília, com posterior reequilíbrio para fácies de pressão mais baixa, associada a Orogênese Ribeira, que são descritas a seguir:

1- cianita – feldspato potássico granulito com proporções variadas de granada e biotita, onde ocorrem bandas mais micáceas (cianita – granada mica xisto e cianita granada biotita gnaisses) e quartzíticas (granada cianita quartzitos) intercaladas a esses gnaisses leucocráticos; e,

2- granada- clinopiroxênio anfibolitos granoblásticos, composto essencialmente por plagioclásio, hornblenda, granada, clinopiroxênio e quartzo. Texturas de reequilíbrio para fácies de pressão mais baixa são evidenciadas através de textura coronítica de plagioclásio ao redor de granada e anfibólio ao redor de clinopiroxênio, simplectitos de plagioclásio e hornblenda entre granadas e clinopiroxênio e exsolução de minerais opacos em clinopiroxênio. Estas paragêneses de mais alta pressão sofreram um reequilíbrio para pressão mais baixa, evidenciadas pela transformação de cianita em silimanita e clinopiroxênio em anfibólio.

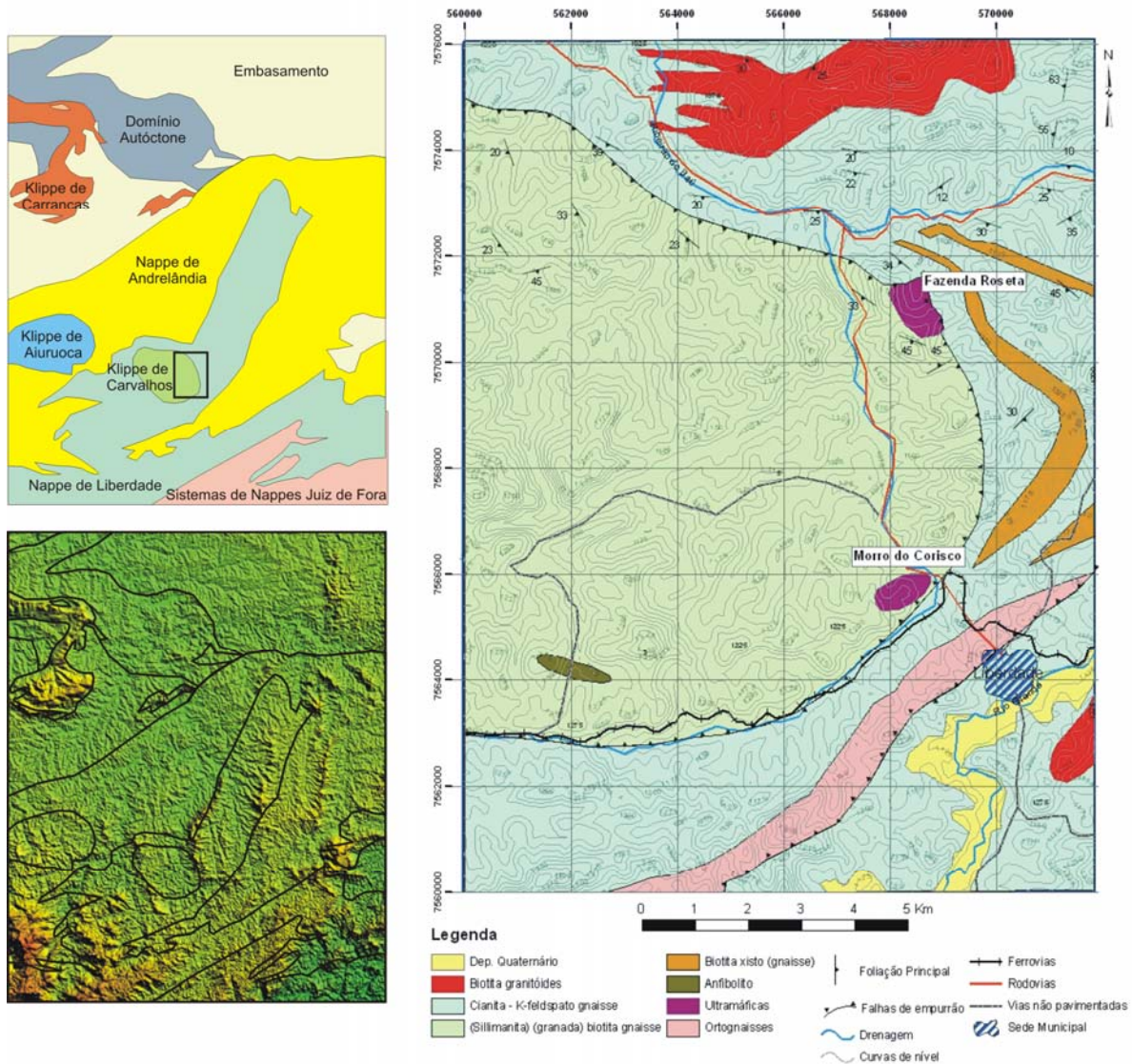


Figura 4-1: A) Mapa de localização dos corpos ultramáficos da Klippe de carvalhos (modificado de Ribeiro *et al.*, 2003b, e Paciullo *et al.*, 2003b), inserido nos domínios tectônico (B) e em imagem de satélite (C).

Trouw (1992), Ribeiro *et al.*, (1995) e Campos Neto & Caby (2000) determinaram através de estudos de geobarometria e geotermometria condições de cerca de 12 – 13,5 Kbar e 800 – 900 °C para o equilíbrio de alto grau. No entanto, Perrault & Martignole (1998 *in*: Heilbron *et al.*, 2003a), determinaram valores de reequilíbrios de 600-700°C em par de granada-cordierita. A ocorrência de cordierita em unidades da Megassequência Andrelândia, associada com granada e silimanita em leucossomas tardi - Db₂ indicando a descompressão do metamorfismo principal (Heilbron *et al.*, 2003a).

Associações metamórficas relacionadas a deformação da Orogênese Ribeira (D_R) são evidenciadas através de leucossomas nos planos axiais de dobras, em granitóides contemporâneos às zonas de cisalhamentos geradas neste evento, evidências de recristalização estática, como arcos poligonais de biotita e silimanitas e agregados poligonais de quartzo nas charneiras de dobras. Essas relações estruturais, associadas com transformações retrometamórficas como granadas com borda de biotita, cloritização, saussuritização e sericitização em minerais adequados e hornblenda em bordas de actinolita, evidenciam a diminuição gradual de temperatura após o pico térmico atingido no metamorfismo principal resultante da deformação brasileira (D_b; Heilbron *et al.*, 2003a).

Dados geocronológicos, obtidos pelos sistemas U-Pb, indicam idade de 565 Ma para a descompressão gerada após o pico metamórfico, relacionado a evolução da Faixa Brasília, e intervalo de tempo entre 535 e 502 M.a. para as associações metamórficas relacionadas a estruturação da Faixa Ribeira (Heilbron *et al.*, 2003a).

Almeida (1998) estudando litotipos ultramáficos, como (meta) websteritos, (meta) espinélio harzburgitos e serpentinitos, posicionados na base da *klippe* de Carvalho, obteve valores entre 700 e 900°C e 12 e 13,5 Kbar (fácies granulito), valores concordantes com os obtidos por Trouw (1992), Ribeiro *et al.* (1995) e Campos Neto & Caby (2000) para as associações granulíticas de alta pressão deste domínio tectônico, atribuindo valores obtidos abaixo destes valores como reflexo das condições de reequilíbrio das diversas associações.

4.2.1.1 Corpo Ultramáfico Morro do Corisco.

O corpo do Morro do Corisco (Fig. 4-1 e Fig. 4-2), posicionado na base da *Klippe* de Carvalhos, entre cianita e/ou sillimanita granada xistos, interpretados por Ribeiro *et al.*, (2003a) como metassedimentos pelágicos submetidos a metamorfismo de alto grau, abrigou a mais antiga mina de níquel garnierítico do país, cuja exploração iniciou em 1915, através da companhia de Nickel do Brasil. Com a extração do minério niquelífero, ao longo dos anos, houve uma intensa desfiguração fisiográfica no local, tornando a elevação fisiográfica responsável pelo topônimo, uma área atualmente

aplainada, devido às intensas escavações executadas. Por outro lado, estes trabalhos possibilitaram a exposição de blocos de rochas, geralmente transportados.

O corpo do Morro do Corisco apresenta cerca de 0,4 km², sendo juntamente com o ultramafito da Fazenda Roseta, um dos maiores corpos estudados neste trabalho (Fig. 4-2), e o mais estudado (*e.g.* Silva, 1990; Almeida, 1992 e 1998). Estes autores, juntamente com Heilbron *et al.* (2003a), descrevem-no como composto predominantemente de litologias do tipo serpentinitos maciços com núcleos preservados de (meta) hazburgito e dunito e (meta) espinélio hornblendito. Os serpentinitos são compostos fundamentalmente por lizardita, minerais opacos e espinélio, com traços de clorita, talco, carbonato, além de piroxênios e olivina reliquiares, com bandas centi- a decimétricas de diferentes tonalidades e com pseudomorfos orientados e sem correlação com as principais estruturas regionais. Isto sugere-nos a existência de bandamentos composicionais primários preservados.

O espinélio hornblendito é composto por anfibólio (hornblenda tremolítica a magnésiana), espinélio, clinopiroxênio, clorita e opacos. (Almeida, 1992 e 1998). Almeida (*op.cit.*) ainda descreve veios com quartzo e turmalina cortando essas rochas, os quais são abundantes nas rochas da região, associados com crisotila fibrosa no contato com as rochas ultramáficas. Ocorrem também diversas fraturas nas mais diversas direções, formando bandas paralelas, de diferentes tonalidades, sugerindo um provável bandamento composicional primário. Estas fraturas estão preenchidas por material fino de coloração branca a verde-maçã, fonte do material níquelífero nas zonas superficiais mais alteradas.

Santos (1972, *in* Almeida, 1998), atribui ao intemperismo como sendo o principal processo concentrador de níquel no local, com formação de solos do tipo laterítico. Durante esse processo, a sílica é lixiviada, precipitando sob a forma coloidal, o Fe permanece como o principal constituinte do solo, na forma de Fe³⁺, o magnésio é removido, para níveis inferiores, e, o Ni²⁺ é liberado da serpentina, sendo incorporado e/ou adsorvido nos retículos cristalinos ou na superfície de minerais neoformados (vermiculita, montmorilonita, clorita e serpentina e goethita).

Neste trabalho, foi observada a predominância de um magnetita-serpentinito bandado composicionalmente, com espinélio anfíbolito associado, apresentando três superfícies planares distintas: uma de provável natureza ígnea; e, as outras duas interpretadas como de natureza metamórfica, que apresentam alto ângulo entre si, sendo uma paralela ao provável acamamento ígneo (Fig. 4-3).

A provável superfície planar ígnea (S₀) é evidenciada, por um bandamento mineralógico-textural, representado em porções mais alteradas, pela variação de coloração, por um alinhamento de minerais opacos e, também, pela presença de pseudomorfos (semelhantes a olivina e/ou ortopiroxênio) com textura cumulática, dispostos com sua maior dimensão de forma paralela a esta superfície (Fig. 4-3) As prováveis superfícies metamórficas são descritas a seguir: 1) uma S₁, disposta de forma paralela ao S₀; e, 2) uma superfície S₂, cortando em alto ângulo S₀ e S₁, de provável natureza milonítica rúptil,

responsável pelo fraturamento de porfiroclastos e neoformação de blastos orientados (Fig. 4-3). Ainda nesta superfície (S_2) é possível observar estrias de arrasto, lineações minerais e *steps* associadas a garnieritas por preenchimento. Algumas medidas feitas no S_2 e em estruturas associadas (estrias de falha) mostraram média de $[S_2(L_{est})] = [105/65(90/25)]$, não apresentando relação com as estruturas regionais mais comuns e conhecidas.

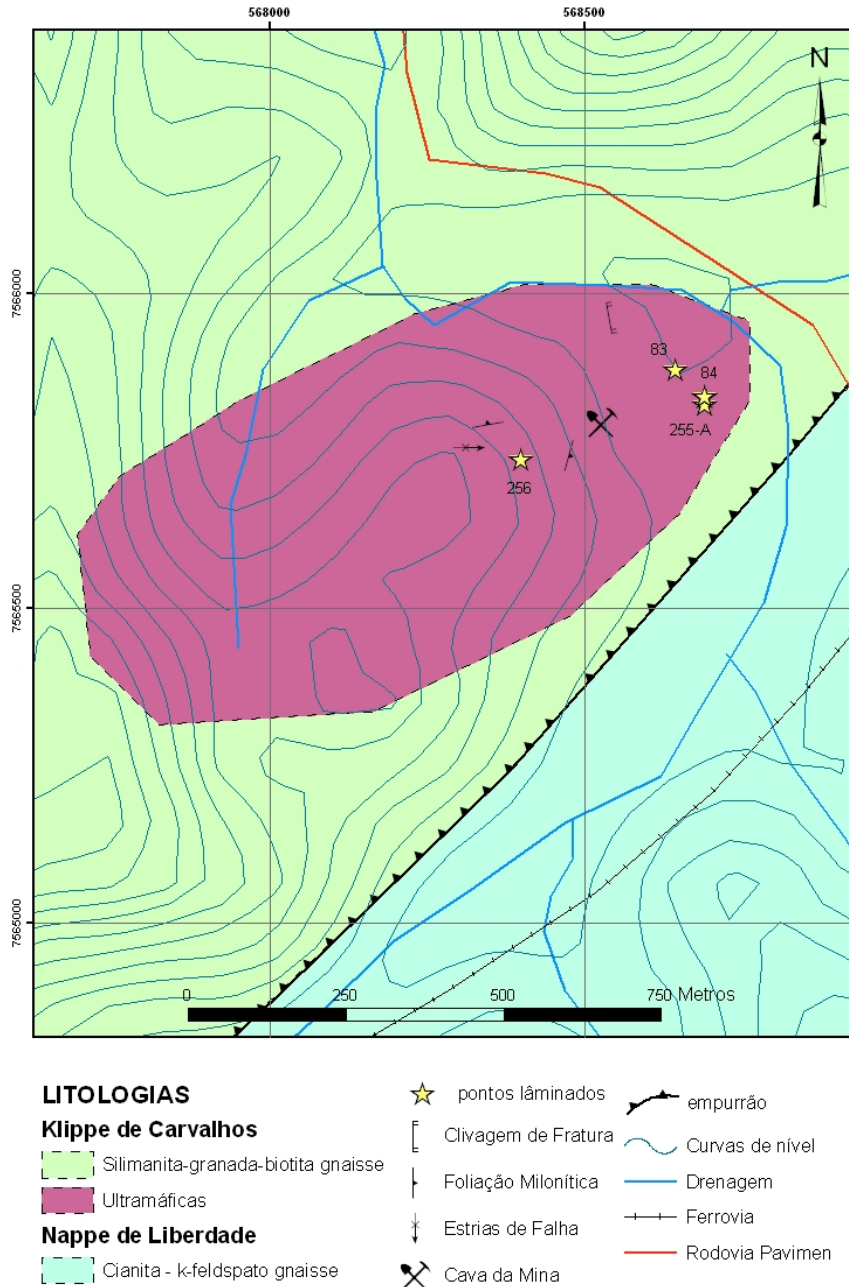


Figura 4-2: Contexto geológico do corpo ultramáfico do Morro do Corisco (modificado de Heilbron *et al.*, 2003b).

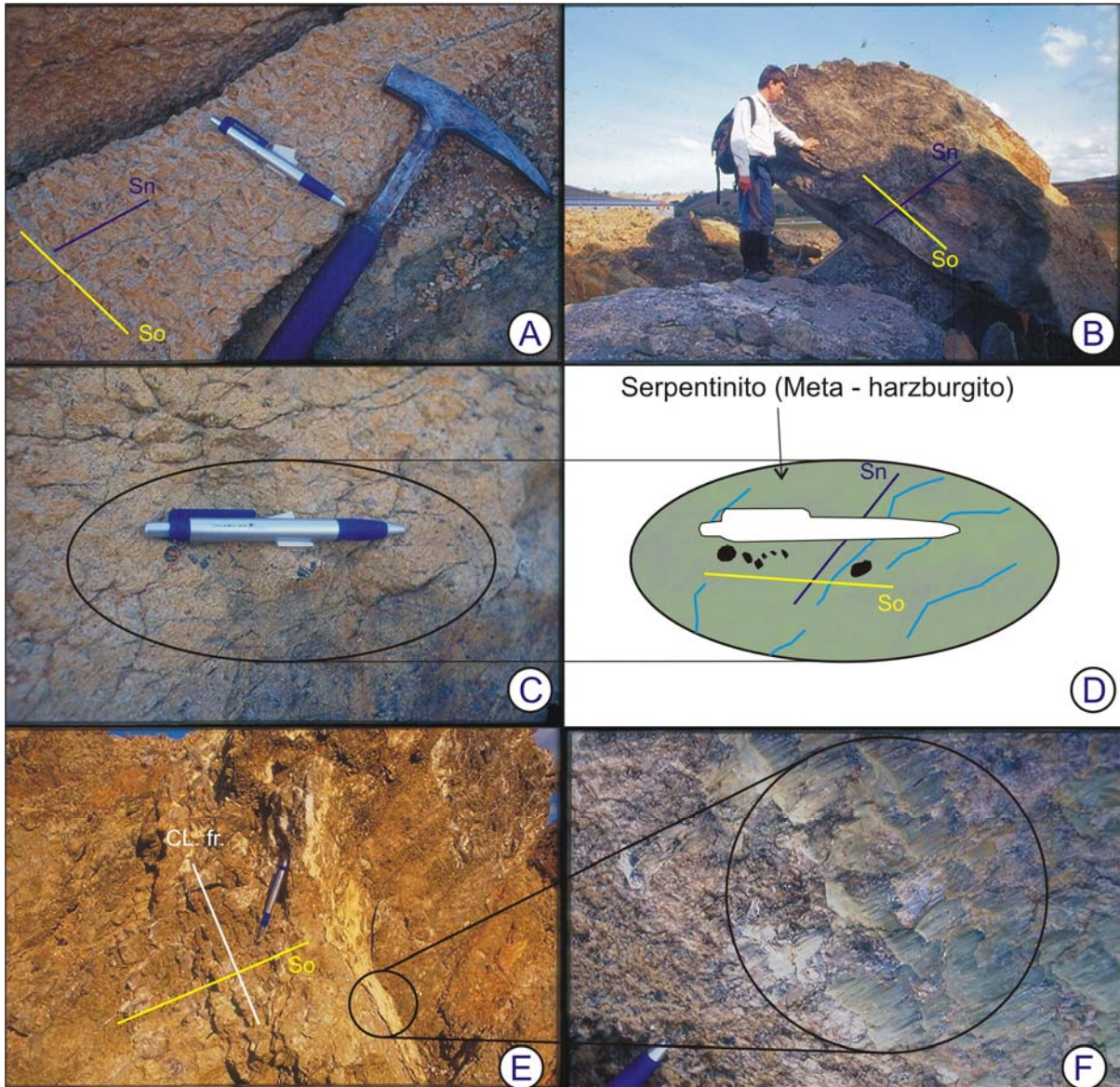


Figura 4-3:A, B, C e D) Foto do afloramento de serpentinito do Morro do Corisco, apresentando um interceptação em alto ângulo entre um possível bandamento ígneo (paralelo a uma superfície de cisalhamento (S_1), e uma superfície de cisalhamento S_2 .

4.2.2 Complexo ultramáfico Fazenda da Roseta

Com aproximadamente 4 Km², o complexo ultramáfico da Fazenda Roseta (Fig. 4-1 e 4-4) é o maior corpo estudado neste trabalho, compreendendo um complexo posicionado em meio a sillimanita e/ou cianita granada xistos, interpretados como metassedimentos turbidíticos, pelágicos e hemipelágicos de fundo oceânico (Paciullo *et al.*, 2003a) submetido a metamorfismos de alto grau, posicionado em domínio autóctone (Domínio III) da Megassequência Andrelândia (base da *Klippe* Carvalhos; Heilbron *et al.*, 2003a; Paciullo *et al.*, 2003a e Ribeiro *et al.*, 2003a). Este corpo, similarmente ao ultramafito do Morro do Corisco, tem uma forma ovalada, concordante a direção da xistosidade principal da área.

Devido ao local do complexo ultramáfico da Fazenda da Roseta apresentar em sua porção ultramáfica evidências de jazimento niquelífero, a área sofreu na década de 50 uma campanha de prospecção mineral para este bem mineral. Desta forma, foram abertas diversas galerias e túneis de pesquisa, as quais foram as principais fontes de amostragem de rochas para a realização deste trabalho no local em apreço, diante do avançado estágio de intemperismo impresso as rochas deste complexo. Isto resulta, na superfície, na ocorrência de um solo residual do tipo laterítico, de coloração marrom-avermelhada típica das porções mais superficiais de depósitos niquelíferos e que corresponde a porção de fases residuais oxidadas ricas em óxidos e hidróxidos de Fe e Ni.

Almeida (1992 e 1998) descreveu como litologia predominante, rochas de composição websterítica, que apresentam granulação grossa e uma matriz composta de anfibólios granoblásticos, exibindo uma laminação composicional definida por horizontes milimétricos de piroxênios e anfibólios intercalados. Além destes (meta) websteritos, (meta) espinélio harzburgitos e serpentinitos também são litotipos que ocorrem na Fazenda da Roseta, citados por Almeida (*op. cit.*). O primeiro tipo ocorre na forma de blocos dispersos nas proximidades das rochas websteríticas aflorantes na porção nordeste do complexo (Fig. 4-4), apresenta granulação grossa e coloração cinza esverdeada, onde se destacam cristais negros de espinélios. Os serpentinitos ocorrem como rochas de coloração verde escura a verde acinzentada, com granulação fina, semelhantes aos serpentinitos do Morro do Corisco, diferindo destes pela presença de anfibólios, facilmente identificáveis a olho nu. As relações de contato entre os diversos litotipos ultramáficos são dificultadas pelo elevado grau de intemperismo existente na área e pela falta de afloramentos elucidativos. O predominante, de acordo com Almeida (1992 e 1998) são rochas de composições websteríticas, coletadas em galerias na região centro-norte e sudoeste da área. Por fim, na parte sudoeste do complexo, na região de contato das ultramáficas com as rochas metassedimentares de alto grau encaixantes, ocorrem hornblenditos de granulação grossa e cor negra, consideradas por Almeida (*op. cit.*) como um resultado de influências metassomáticas existentes entre os ultramafitos e as rochas encaixantes silicosas. Adicionalmente, é descrito um clorita xisto que ocorre na borda nordeste da área.

Neste trabalho foram identificados 5 outros litotipos existentes no complexo máfico-ultramáfico da Fazenda Roseta, que foram coletados em galerias abertas na porção sudeste do complexo: (meta) espinélio harzburgitos; (meta) websteritos; carbonato serpentinito: bronzitito pegmatóide; e, retro-granulitos máficos; além de clorita e muscovita xistos nas bordas do complexo. Estes xistos ocorrem principalmente na borda nordeste, sul e sudeste, em região de contato. Estão associados com veios pegmatíticos portadores de turmalina, muscovita losangular e ilmenita, e com as zonas de interação dessas fases pegmatóides com os litotipos ultramáficos, identificados pela existência de zonas com vermiculita e garnierita, que conferem uma coloração verde maçã a estas zonas.

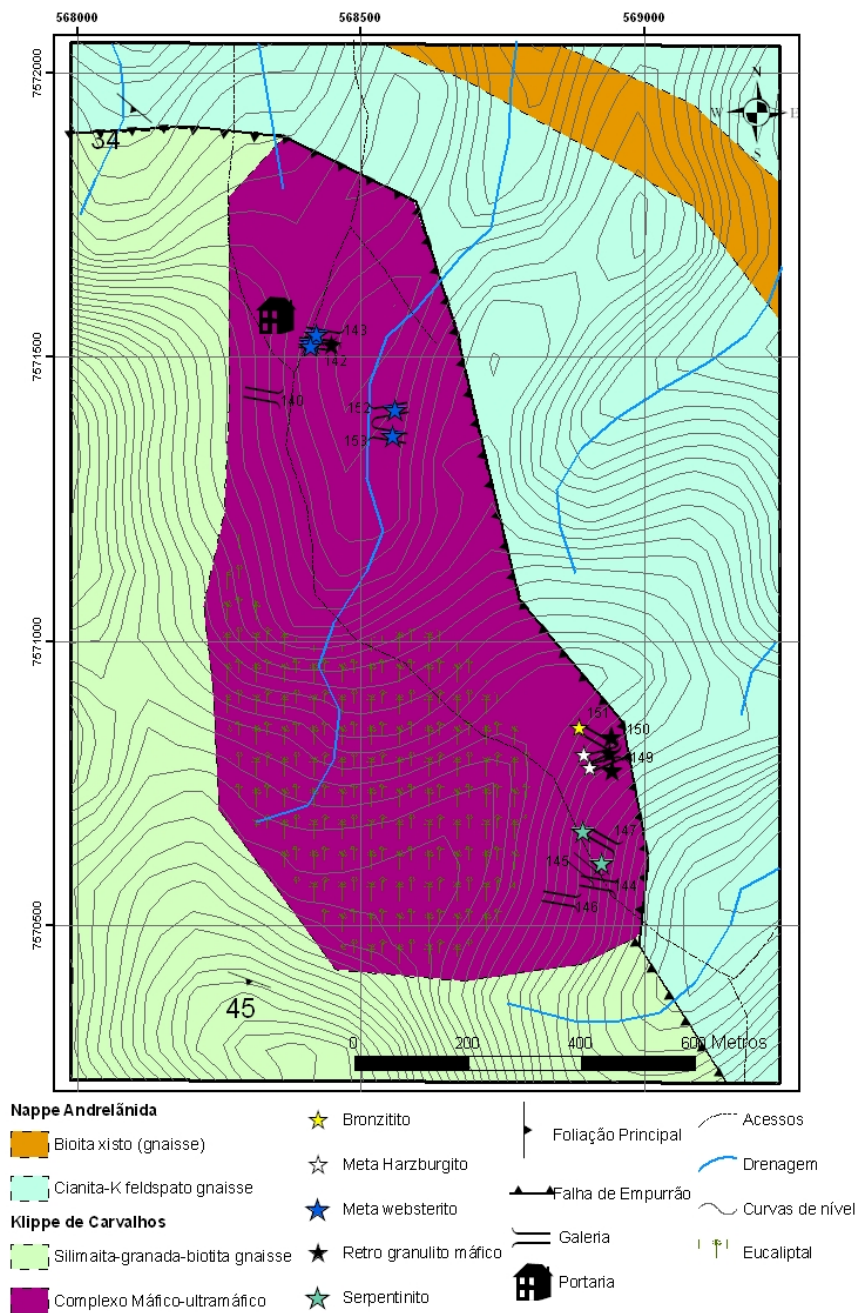


Figura 4-4: Contexto geológico do complexo ultramáfico da Fazenda da Roseta (modificado de Paciullo *et al.*, 2003b).

As relações estruturais existentes entre as litologias estudadas são de difícil reconhecimento devido ao avançado grau de intemperismo, densa plantação de eucaliptos na porção sudoeste e poucos afloramentos ocorrentes na área e, menos ainda, afloramentos com relações claras. Porém, foi possível reconhecer e coletar dados estruturais em algumas galerias de meia-encosta abertas para a pesquisa do minério de níquel laterítico, principalmente em dois setores da Fazenda Roseta: um na porção centro-norte da área: e, outra, na porção sudeste. Na porção sudeste, as principais informações foram obtidas

das galerias de números 144, 145, 146, 147, 149, 150, 151 e 262 e do afloramento do ponto 261 (Fig. 4-4).

No afloramento 261 e nas galerias 147 e 262 (Fig. 4-4) foram identificados carbonato serpentinitos que apresentam uma foliação milonítica (S_M) de atitude $65/60^\circ$ e uma relação em alto ângulo com um possível acamamento ígneo (S_0), evidenciado por espinélios e ortopiroxênios orientados segundo suas maiores dimensões. Estruturas cinemáticas como *steps* de falha indicam movimentos do tipo falhas de empurrão, com transporte tectônico para nordeste, e estruturas como dobras em “M” em veios de quartzo com transposição incipiente indicam domínio estrutural de zona de charneira. Nas galerias 149 e 150 (Fig. 4-4) foram encontrados retro-granulitos ultramáficos, possivelmente gerado a custa de rocha websterítica e/ou litologia genéticamente relacionada portadora de espinélio (cromita?) e (meta) harzburgitos (Fig. 4-4) com as suas prováveis camadas ígneas verticalizadas, que ocorrem de modo concordante entre si e com contatos do tipo *faca*. Estruturalmente, há nestes litotipos uma foliação milonítica (S_m) e uma clivagem de fratura (Cl. fr.) bem desenvolvida. A galeria 149 apresenta uma média de $320/55^\circ$ para as medidas da S_m e $225/65^\circ$ para a atitude média da clivagem de fratura. Na galeria 150 foi obtida atitude média de $260/60^\circ$ para S_m e de $300/87^\circ$ para a clivagem de fratura (Fig. 4-5). Isto sugere uma possível zona interflanquial de megadobras redobradas, de acordo com o semi-paralelismo da foliação milonítica ($S_1?$) com a clivagem de fratura ($S_2?$).

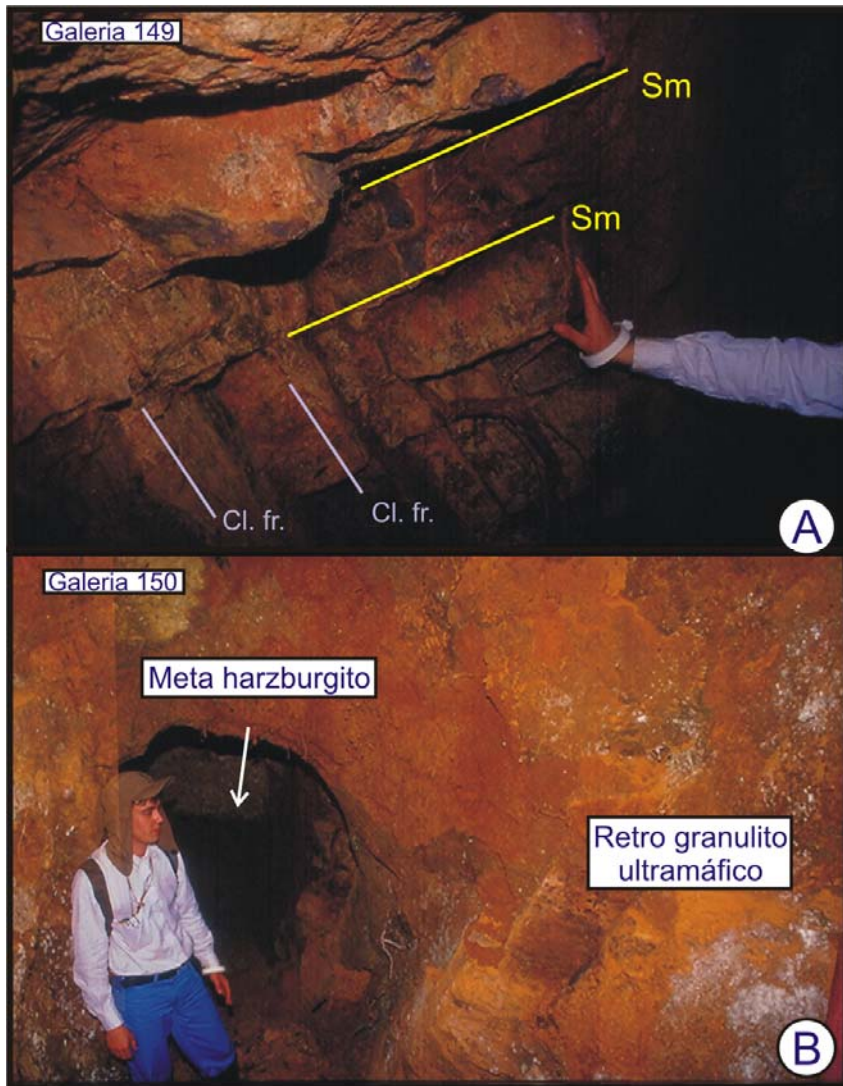


Figura 4-5: A) Fotografias apresentando as superfícies de cisalhamento (média de $320/55^\circ$) e a superfície de clivagem de fratura (média de $225/65^\circ$) nos retro-granulito ultramáfico (ponto 149). B) Ocorrência do retro-granulito ultramáfico e do Meta-harzburgito, em galeria de pesquisa (ponto 150), apresentando a foliação milonítica com média de $260/60^\circ$ e a clivagem de fratura com $300/87^\circ$.

Na galeria 151 (Fig. 4-4 e 4-6) foi encontrado um (meta)bronzitito pegmatóide, de aproximadamente 1,5 metro de espessura, composto por fenocristais de ortopiroxênio, com os grãos atingindo, em média, 3 a 4 cm de comprimento, sendo que alguns cristais ultrapassam 7 cm de extensão segundo seu maior comprimento (Fig. 4-6). Este pacote apresenta uma foliação plano-paralela ao provável acamamento ígneo que apresenta atitude média de $320/73^\circ$. Associado a este corpo ocorrem pacotes pouco espessos de retro-granulito ultramáfico, com alguns horizontes se apresentando totalmente cominuídos, saprolitizado e preservados, provavelmente, representando faixas de cisalhamento ao longo dos contatos litológicos. Foram observados, também, associados a estes corpos, veios centimétrico de quartzo, paralelos a foliação milonítica (média de $175/65^\circ$)

dobrados de forma isoclinal a fechada, de caráter intrafolial e com fraturas paralelas a foliação principal

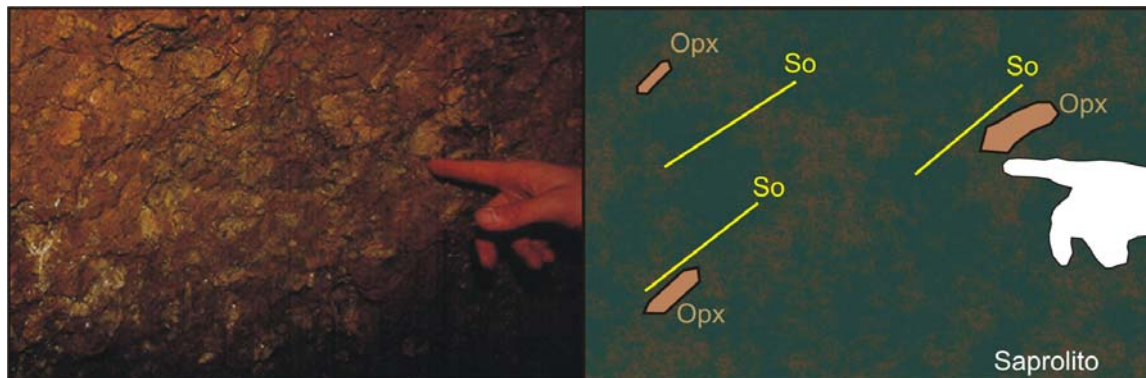


Figura 4-6:Foto do bronzitito pegmatóide, apresentando um possível acamamento ígneo (So), com grossos cristais de bronzita (opx)

No setor centro-norte da Fazenda Roseta (FIG. 4-4), ocorrem, predominantemente, meta-websteritos e retro-granulitos ultramáficos. As principais informações lito-estruturais foram obtidas nas galerias 140, 142, 143, 152 e 153. Nestas galerias o retro-granulito ultramáfico ocorre intensamente saprolitizado, sendo possível reconhecer suas estruturas e mineralogia nas zonas menos afetadas pelo intemperismo.

Nas galerias 140 e 142 (Fig. 4-4) foi possível observar, dois níveis de retro-granulito ultramáfico, sendo possível reconhecer na zona de contato entre este litotipo e o meta-websterito um processo de serpentinização. Na galeria 142 foi possível visualizar um empacotamento estratigráfico local da seguinte forma (da provável base para o topo): milonito –retro-granulito máfico – meta websterito – retro-granulito máfico; aparentemente concordantes entre si, e, com atitude média da foliação milonítica (S_m) de $250/15^\circ$. Na galeria 143 (Fig. 4-4), poucos metros a norte da galeria 142, foi observada a mesma associação de meta-websterito e retro-granulito ultramáfico existente nas galerias 140 e 142, porém, na boca desta galeria ocorre um horizonte de calcedonito, aparentemente concordante (média da $S_m = 145/30^\circ$), e que apresenta, no máximo, um metro de espessura. No fundo desta galeria, ocorre o meta-websterito sotoposto ao retro-granulito ultramáfico, apresentando níveis de espinélio disseminado e com média da S_m de $125/30^\circ$.

Nas galerias 152 e 153 (Fig. 4-4), abertas na encosta leste do Morro do Corisco, sobre um solo residual ocre-avermelhado, observou-se a presença da mesma associação de meta-websterito e retro-granulitos ultramáficos, porém o grau de alteração nesta encosta se apresenta mais avançado sendo possível diagnosticar apenas um solo ocre-avermelhado como testemunha dos retro-granulitos, os quais dentro da galeria se mostram muitas vezes, com pouca espessura (atingindo, no máximo, um

metro de espessura). Nestas galerias ocorrem dobras de arrasto, preenchidas por quartzo, que indicam falhamento normal, com bloco abatido na direção oeste.

Em base as medidas estruturais coletadas e nas informações obtidas em indicadores (micro- e macro-) cinemáticos foi esboçado, para o setor sudeste do corpo da Fazenda Roseta, um arranjo de dobramentos com vergência para leste-nordeste (Fig. 4-4), concordante com os registros do primeiro episódio tectônico na região, de idade brasileira, atribuídos por Ribeiro *et al.* (2003) a uma subducção para oeste-sudoeste, com posterior colisão do tipo continente-continente, que culminou em cavalgamentos com transporte tectônico de topo para leste e metamorfismo de pressão alta (granulitos de alta pressão). No entanto, neste trabalho, no setor centro-norte do corpo da Fazenda Roseta, as informações estruturais obtidas não foram suficientes para uma interpretação mais segura do arranjo estrutural das litologias ocorrentes, seu modo de ocorrência espacial e sua evolução estrutural (Fig. 4-7).

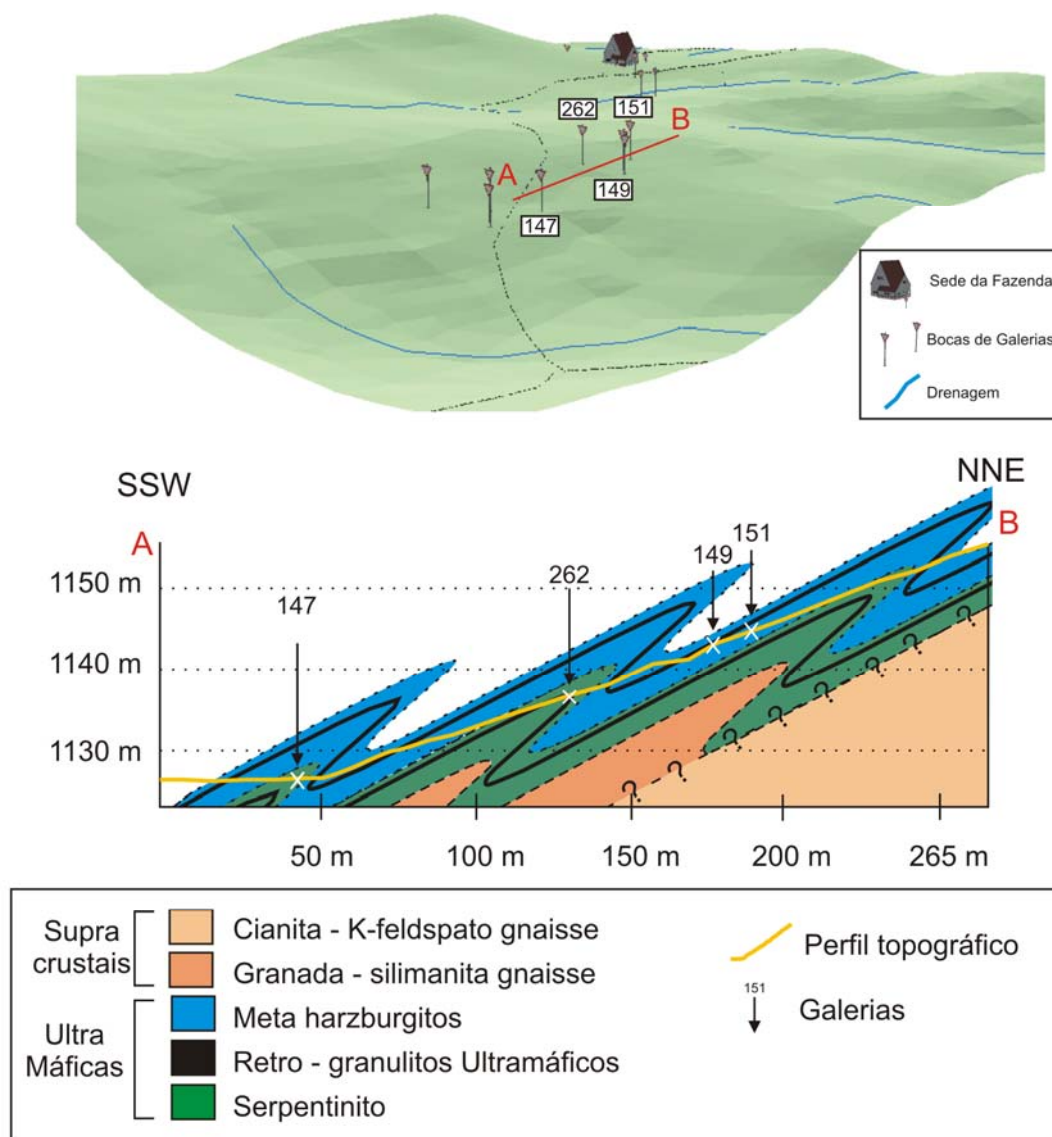


Figura 4-7:A) Modelagem tridimensional da porção sul da Fazenda da Roseta, com destaque para as galerias 147, 149 e 151 e o afloramento 262 (visada para norte). B) Perfil hipotético (linha A-B) com a possível trama estatigráfica determinada.

4.2.3 Região entre Andrelândia e Arantina (Nappe de Liberdade e Andrelândia).

Na região entre Andrelândia e Arantina foi alvo de estudo a ocorrência de dois alinhamentos de ultramafitos, os quais se encontram posicionados nos domínios das *nappes* de Liberdade e Andrelândia, e compreendem as ocorrências situadas na Serra da Garça, e ao longo de Arantina e Andrelândia.

Regionalmente, estes corpos se situam em domínio tectônico alóctone (Ribeiro *et al.*, 1990) com as unidades da Megassequência Andrelândia intensamente cavalgadas por dois sistemas de empurrões, um com transporte tectônico de topo para leste e o outro para norte, relacionadas aos

registros gerados durante a estruturação das faixas Brasília e Ribeira. A *nappe* de Liberdade estruturada durante a evolução da Faixa Brasília, “caracteriza a estrutura chave deste domínio” (Ribeiro *et al.*, 2003a) por apresentar repetições das unidades da Megassequência Andrelândia, associada a lentes do embasamento.

4.2.3.1 Corpos ultramáficos da Serra da Garça.

Na região da Serra da Garça, o conjunto de rochas ultramáficas se encontra alinhado de forma concordante com a direção da xistosidade principal da região. São corpos ovalados, de pequena extensão, com os maiores não ultrapassando 300 metros de comprimentos (Fig. 4-8). Apresentam-se isolados na superfície, ocorrendo, entre um corpo ultramáfico e outro, rochas metassedimentares de alto grau metamórfico pertencentes às unidades da Megassequência Andrelândia.

Almeida (1992 e 1998), ao estudar estes corpos, identificou como os tipos litológicos predominantes, rochas compostas por talco, clorita e antofilita nas mais diversas proporções, com ortopiroxênio reliquiar e, geralmente, constituindo *fels*, com clorita xistos restritos a blocos ao redor desses corpos, exibindo cristais tabulares de clorita, granulação média e, muitas vezes, crenulados. Porém neste trabalho, o único litotipo descrito foi um Meta olivina – ortopiroxênio cumulado, constituindo diversos litotipos a partir da combinação modal de seus principais constituintes (olivina, talco, clorita e antofilita).

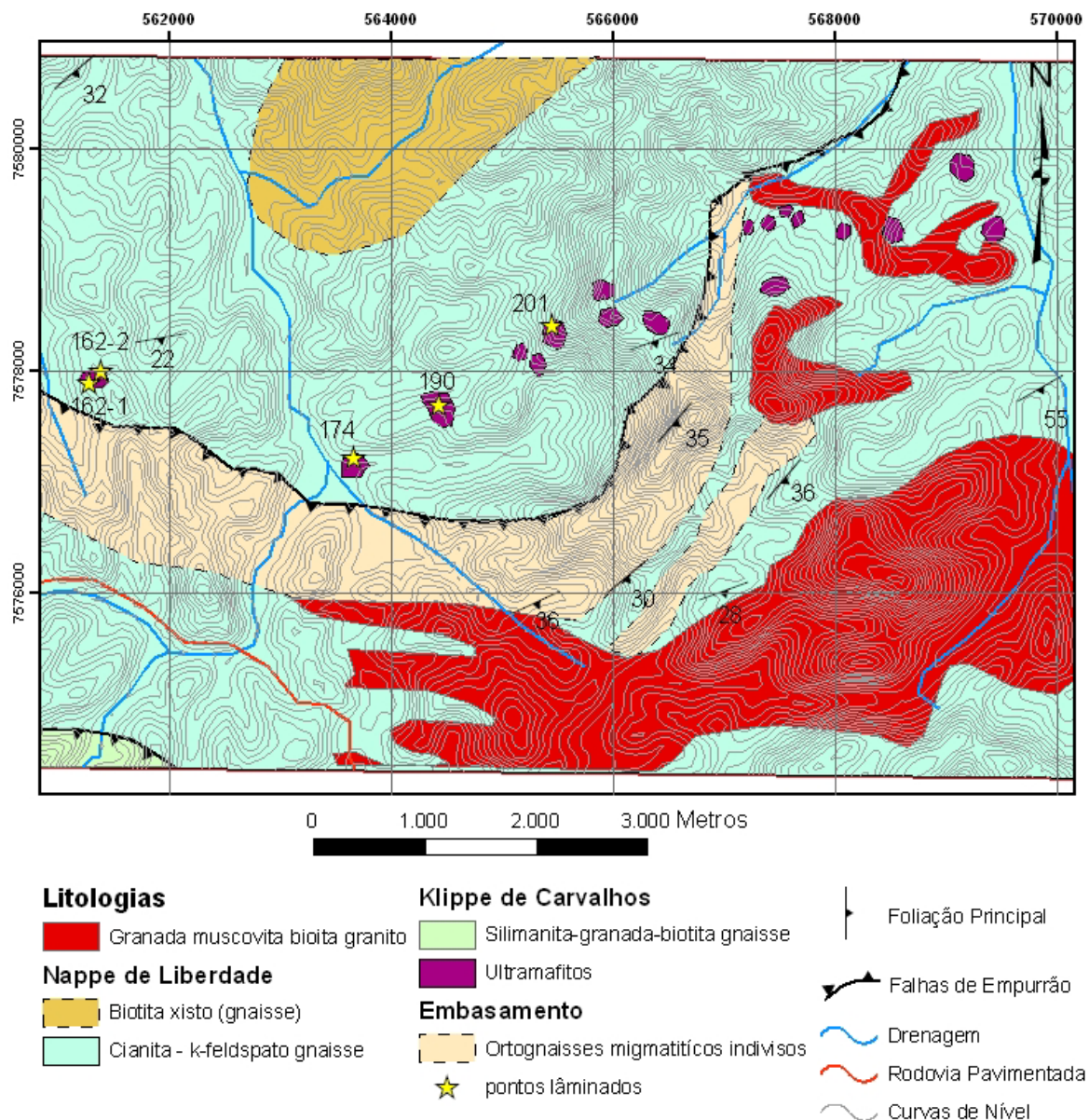


Figura 4-8: Mapa geológico das localizações dos ultramafitos da Serra da Garça (modificado de Paciullo *et al.*, 2003b).

4.2.3.2 Ultramafitos entre Arantina e Andrelândia.

Entre os municípios de Arantina e Andrelândia há um alinhamento de corpos ultramáficos, cujo modo de ocorrência se assemelha em muito ao alinhamento dos ultramafitos da Serra da Garça, com corpos de pequenas dimensões, alinhados na direção da xistosidade principal da região e isolados entre si, com ocorrência de rochas de alto grau das unidades da Megassequência Andrelândia entre eles (Fig. 4-9 e mapa geológica da Folha Andrelânida no CR-ROM em Anexo). Almeida (1992 e 1998) descreveu os litotipos predominantes, como rochas compostas de anfibólios antofílicos ou

cálcicos, associados a clorita, em proporções diversas. Os corpos próximos a cidade de Arantina exibem uma maior densidade de olivinas grossas perante as demais ocorrências desta região.

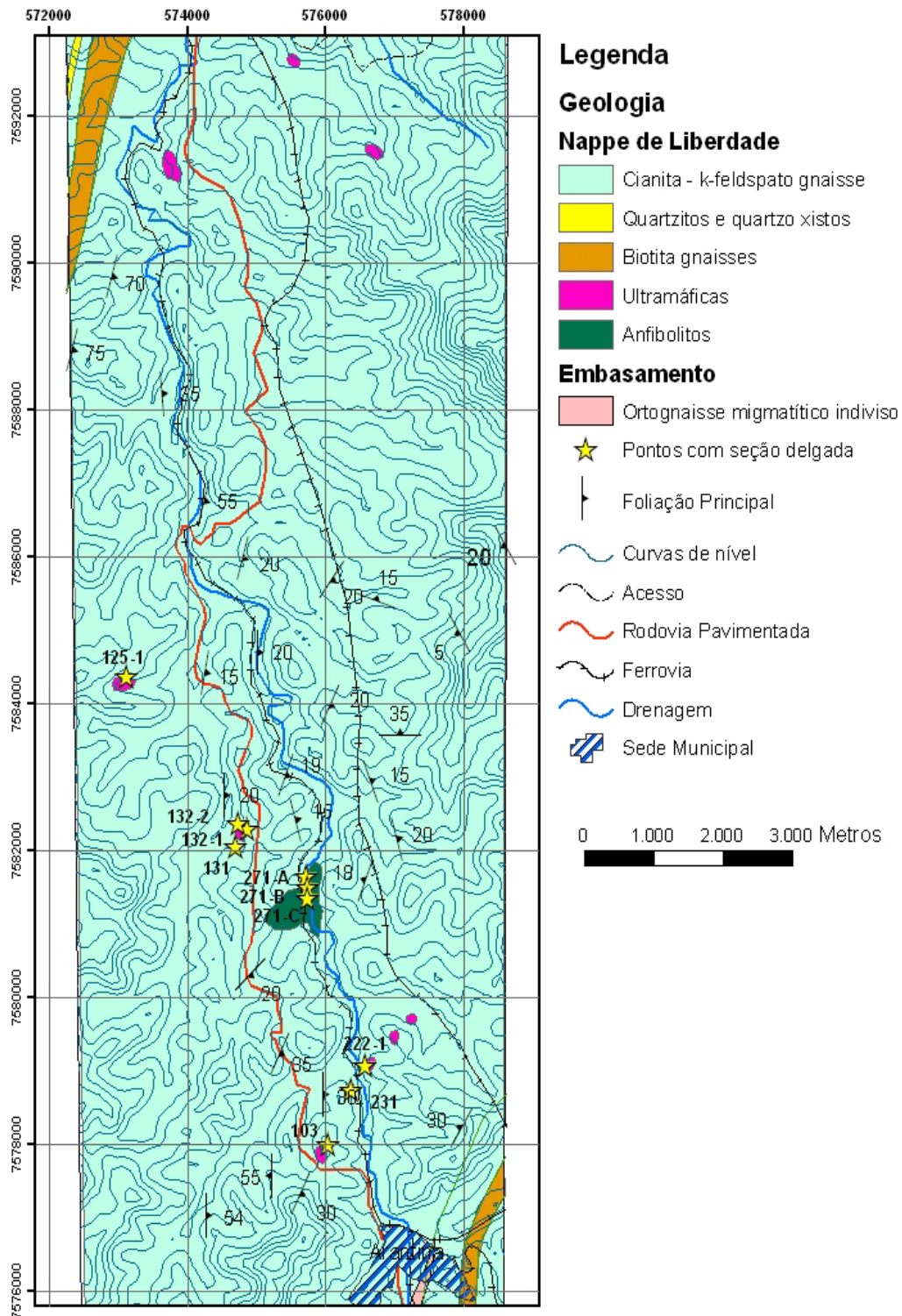


Figura 4-9: Contexto geológico dos ultramafitos localizados entre Andrelândia e Arantina (modificado de Paciullo *et al.*, 2003b).

Neste trabalho, da mesma forma que nos corpos da Serra da Garça, foi identificado um Meta olivina – ortopiroxênio (dunito) cumulático, constituindo diversos litotipos a partir da combinação modal de olivina, clorita, talco e antofilita. Estas rochas apresentam um acamamento textural (Fig. 4-10) evidenciado por mudanças no tamanho de grãos dos principais minerais constituintes da rocha. Os afloramentos dos pontos 231 e 222 (Fig. 4-9) apresentam uma foliação plano-paralela (milonítica, S_m) com cristais nematoblásticos de anfibólio paralelos a esta estrutura, evidenciando uma movimentação transcorrente de caráter dextral (Fig. 4-10).



Figura 4-10: A) Afloramento de ultramafito entre Andrelânida e Arantina, apresentando uma foliação milonítica (S_n) afetando um evidente bandamento textural (ponto 103). B) Afloramento de ultramafito apresentando um contato discordante (tectônico) com gnaiss e pegmatitos encaixantes (arredores do ponto 722-1).

Tanto os ultramafitos da Serra da Garça, quanto os de Andrelânida-Arantina ocorrem, normalmente, de modo semelhante entre si, como gnaisses e xistos feldspáticos encaixantes e estando, comumente, associados a anfibolitos, lentes do embasamento e retroeclogitos (trouw *et. al.*, 2003; Paciullo *et al.*, 2003a e Heilbron *et al.*, 2003) e pegmatitos turmaliníferos (Fig. 4-10). Estes ultramafitos não apresentam nenhuma auréola termal ou borda de reação com as rochas encaixantes e, ocorrem de forma discordante e abrupta com as rochas encaixantes, através de falhas. Como pegmatitos não intrudem os ultramafitos, somente os gnaisses, sugere-se um posicionamento das ultramáficas pós intrusão pegmatítica, não sendo desta forma observável flogopita e/ ou biotita na zona de contato entre os ultramafitos e os gnaisses e pegmatitos.

4.3 ASSOCIAÇÕES INSERIDAS NO DOMÍNIO II.

4.3.1 Região de Carrancas (*Klippe* de Carrancas).

As ocorrências localizadas na região do Município de Carrancas estão inseridas na *Klippe* de Carrancas, em um grande sinformal, formado pelas serras de Carrancas e de Bicas, em uma área onde

“os metassedimentos constituem o flanco superior de um sinformal invertido” (Trouw *et al.*, 2003) (Fig. 4-11).

Este domínio tectônico é formado por unidades da Megassequência Andrelândia cavalgadas sobre unidades autóctones, gerando feições como truncamento de contatos, repetições estratigráficas e lentes do embasamento em meio a metassedimentos de plataforma arenosa rasa e parassequências retrogradacionais (Trouw *et al.*, 2003a,b; Fig. 4-11), em evento tectônico com transporte de topo para ESE, registrado em indicadores cinemáticos, como lentes assimétricas de foliação e granadas do tipo *snow ball* (Trouw *et al.*, 2003a). Este domínio tectônico foi estruturado durante as deformações na formação da Faixa Brasília Sul. A estrutura foi posteriormente deformada por uma compressão regional, atribuída a evolução da Faixa Ribeira, gerando dobras abertas até apertadas e zonas de cisalhamentos (Trouw *op. cit.*).

Neste segmento tectônico, segundo Quemeneur *et al.* (2003), foram verificadas, nas unidades de xistos e filitos cinzas, duas unidades metamórficas distintas: 1) uma unidade na fácies xisto verde com cloritóide em filitos; e 2) outra de fácies anfibolito, com estaurolita e cianita em xistos e filitos, e com relações microtectônicas que indicam, ainda, que o auge do metamorfismo foi atingido durante o segundo evento deformacional da estruturação brasileira, atingindo pressão relativamente alta, evidenciada pela geração de cianitas (Ribeiro *et al.*, 1995; Trouw *et al.*, 1998 e Trouw *et al.*, 2003a). Além dos dois episódios supracitados, ocorreu na parte sudoeste da *Klippe* de Carrancas, a substituição de granada e estaurolita por clorita e cloritóide, caracterizando um retrometamorfismo associado às zonas de cisalhamento da Orogênese Ribeira (Trouw *et al.*, 2003a).

Datações realizadas em zircões detríticos de quartzitos nas unidades de xisto e filitos cinzas do domínio autóctone, através do método Pb-Pb (via LA-ICPMS), indicaram rochas fontes com idades meso- a neoproterozóicas, com a idade mais nova, de 1.047 Ma, interpretada como a idade máxima de deposição dos quartzitos associados as unidades destes litotipos (Valladares *et al.*, 2001).

Os ultramafitos ocorrentes nesta região exibem formas alongadas, que acompanham as direções das estruturas regionais, paralelos a direção da foliação principal. Estes corpos são constituídos por (meta) peridotitos, (meta) piroxenitos, hornblenditos, serpentinitos, xistos e *fels* com talco, clorita e anfibólios nas mais diversas proporções (Almeida 1992 e 1998).

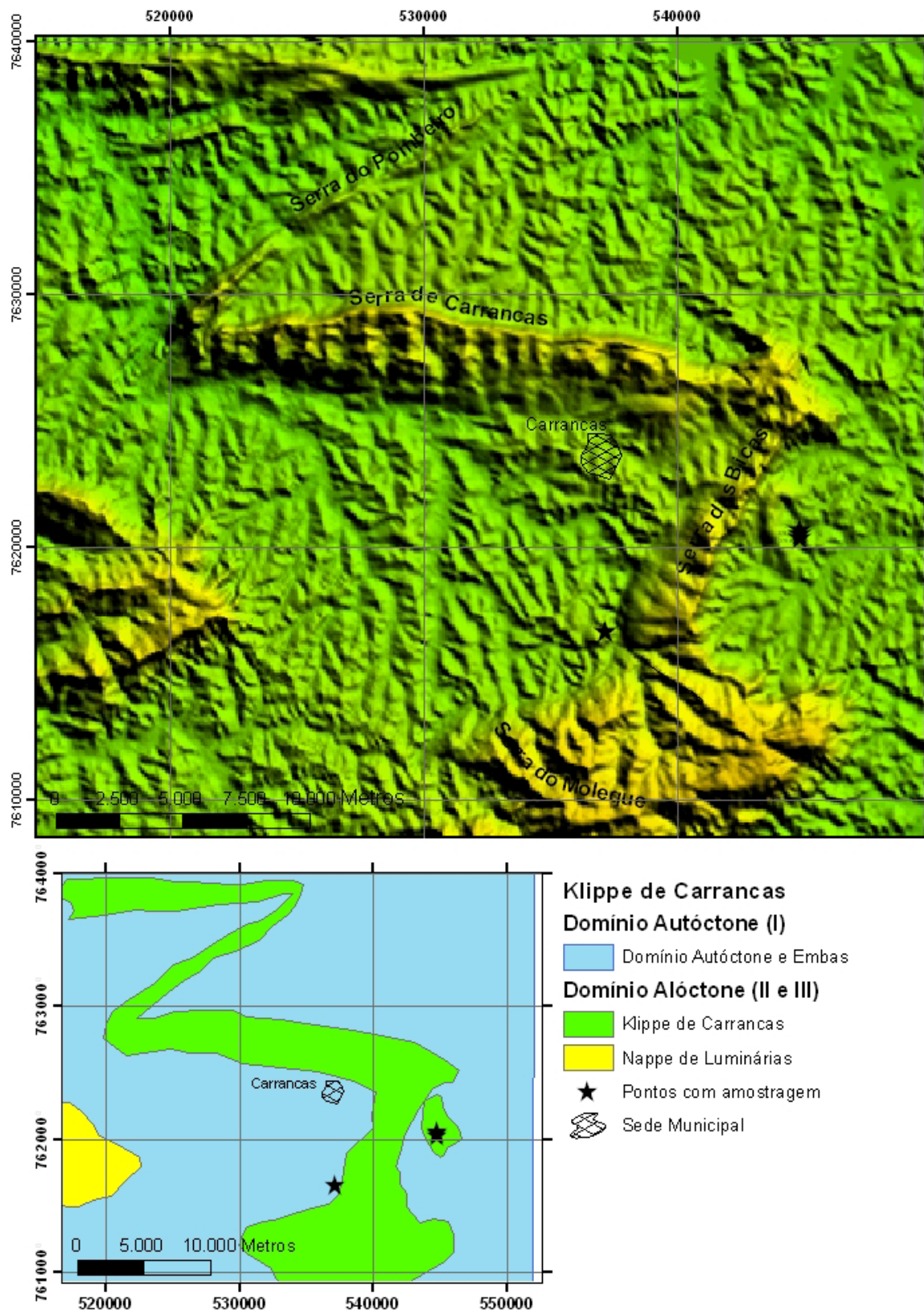


Figura 4-11: Localização dos ultramafitos da região de Carrancas. A) em imagem de satélite, e B) nos domínios tectônicos (modificado de Ribeiro *et al.*, 2003a).

Magalhães (1985) considera os corpos ultramáficos desta região, como parte do embasamento, representados por biotita gnaisses e gnaisses granodioríticos. Estes corpos que estão intercalados a rochas (meta)máficas e (meta)ultramáficas seriam correlatos ao Grupo Barbacena-Mantiqueira. A exceção seriam duas ocorrências, localizadas ao longo de falhas de empurrão, uma na borda oeste da Serra de Bicas e a outra a leste desta serra, nas redondezas da Fazenda da Areia, no contato entre quartzitos do Grupo São João Del Rei e o embasamento regional, sendo estas duas ocorrências alvo deste estudo. Paciullo (1997) interpreta alguns destes corpos como sendo resíduos magmáticos relacionados ao evento que gerou as rochas anfíbolíticas com assinatura de cordilheira Meso-oceânicas (MORB).

4.3.1.1 Corpo da Fazenda da Areia

As rochas ultramáficas localizadas nos arredores da Fazenda da Areia (Fig. 4-11) estão posicionadas na encosta leste da Serra das Bicas, ao longo de falhas de empurrão, no contato entre unidades metassedimentares quartzosas da Megassequência Andrelândia, metamorfisadas em fácies anfíbolito, e de rochas do embasamento (Trouw *et al.*, 2003a). Estes corpos apresentam-se na forma de duas faixas, paralelas à direção da foliação principal.

Almeida (1992 e 1998) descreve um espinélio-olivina ortopiroxenito, de granulação grossa, como o litotipo predominante, contendo anfíbolio monoclinico, clorita, talco e opacos nas mais diversas proporções, com rochas metamórfica-metassomáticas, compostas predominantemente de talco e cloritas, dispostas de forma anastomosada em relação aos núcleos piroxeníticos. Também, neste trabalho, o litotipo determinado como predominante, foi o de Almeida (*op. cit.*), um espinélio-olivina ortopiroxenito, em um corpo descontínuo com orientação N-S. Adicionalmente, foram identificados, neste litotipo, dois horizontes texturalmente diferentes, visualizáveis através de variação no tamanho de seus minerais, sem deformação pervasiva notável, ao longo de superfícies com minerais orientados (acamamento ígneo?). As únicas foliações tectônicas observadas foram uma clivagem de fratura, com atitude média de 240/65°, e uma clivagem espaçada, de atitude média, 245/23°, concordantes com a atitude média da xistosidade dos quartzitos e dos quartzos xistos encaixantes.

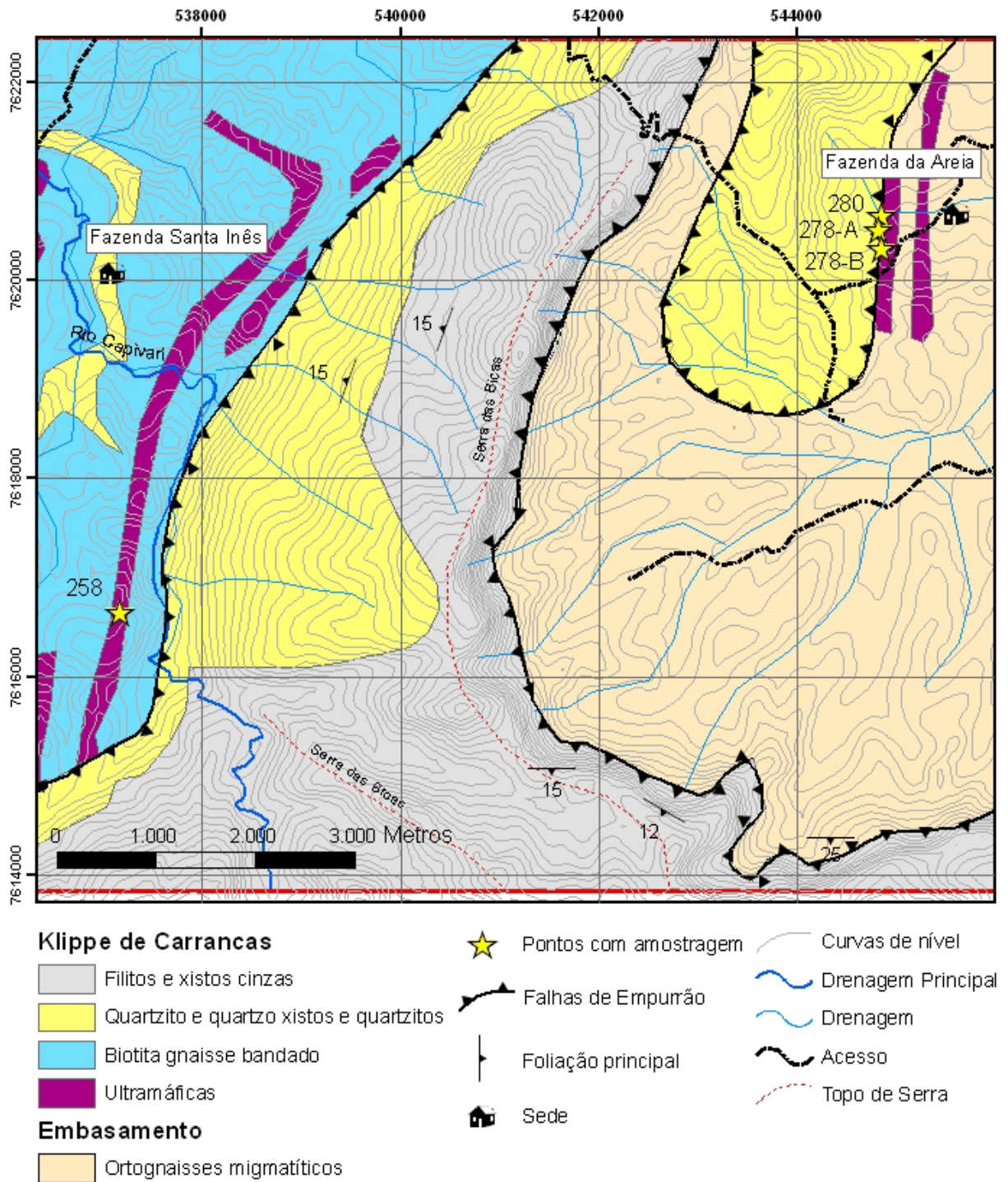


Figura 4-12: Situação geológica dos corpos ultramáficos da região de Carrancas (modificado de Trouw *et al.*, 2003c).

Observaram-se, ainda, neste pacote, diversas zonas de cisalhamento E-W, as quais estão normalmente associadas a xistos ultramáficos, compostos, majoritariamente de talco, clorita e carbonato nas mais diversas proporções e associados a veios de quartzo recristalizados, com textura do tipo “sacaróide”, e, localmente, quartzitos. Estas zonas de deformação e metamorfismo incidem sobre

regiões topograficamente mais tênues, refletindo a baixa resistência ao intemperismo e erosão em relação ao ultramafito, que localmente, ocorre em altos topográficos. Evidências de falhas gravitacionais foram observadas através de indicadores cinemáticos como *steps* e estrias de falha existentes em xistos ultramáficos e desenvolvidos no plano de falhamento (com atitude do espelho de falha de 335/60°), com evidências de movimento do bloco de capa para norte e do de lapa para sul, estas superfícies cortam em alto ângulo as zonas de cisalhamentos dextrógira (Fig. 4-13 A e C).

Nas bordas do corpo ocorrem diversos corpos pegmatíticos, contendo grandes cristais de muscovita e magnetita, interpretados como sendo a fase tardia de uma manifestação ígnea que culminou com um hornblenda tonalito que se apresenta muito cisalhado, com indicadores cinemáticos indicando movimentação levógira. Estima-se que este corpo foi gerado provavelmente em evento pós-xistificação regional pela ausência de estruturas fortes penetrativas.

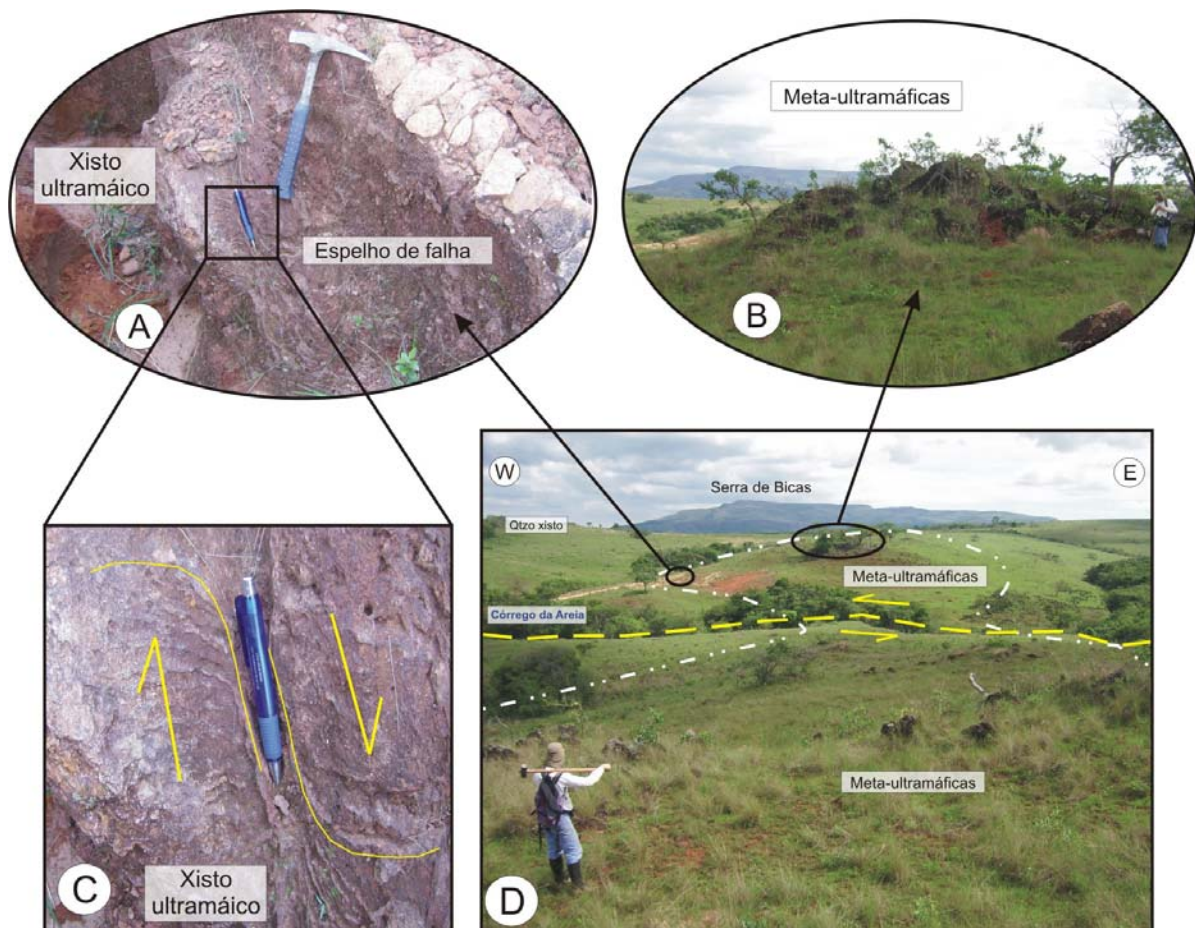


Figura 4-13: A e C) zona de cisalhamento (falha) dextrógira com veios de quartzo associados em seu plano de falha. B e D) Modo de ocorrência dos corpos ultramáficos, descontínuos. (visada da foto para norte).

CAPÍTULO 5**PETROGRAFIA****5.1 INTRODUÇÃO E NOMENCLATURA ADOTADA**

O estudo petrográfico, com fins petrológicos, foi executado em 44 (quarenta e quatro) seções delgadas, confeccionadas das amostras mais representativas e significativas dos corpos ultramáficos estudados. A tabela 5-1 relaciona o número de lâminas por litotipo estudado.

Tabela 5-1: Relação de lâminas confeccionadas e os respectivos corpos e litologias.

Corpo	Litologia	Lâminas
Morro do Corisco	Serpentinito	8
Fazenda da Roseta	Meta-harzburgito	4
	Meta-websterito	5
	Retrogranulito ultramáfico	6
	Serpentinito	3
Fazenda da Areia	Meta-ortopiroxenito	5
Andrelândia – Arantina	Meta dunito/harzburgito cumulático	7
Serra da Garça	Meta dunito/harzburgito cumulático	6

A tabela 5-2 traz a relação das abreviações utilizadas nas imagens e o mineral referente.

Tabela 5-2: Relação das abreviações de minerais utilizadas neste trabalho.

Mineral	abreviação	Mineral	abreviação
Anfibólio monoclinico	anf	Ilmenita	ilm
Antofilita	ant	Magnetita	mag
Apatita	apt	Olivina	ol
Carbonato	car	Opacos	opc
Clinopiroxênio	cpx	Ortopiroxênio	opx
Clorita	clt	Picotita	pic
Granada	grd	Plagioclásio	plg
Hercinita	her	Serpentina	spt
Hornblenda	hbl	Talco	tlc

Foram adotados, neste trabalho, os seguintes valores para a definição de granulação fina, média e grossa: fina < 1mm; média >1 e <5 mm; e, grossa > 5mm.

5.2 ASSOCIAÇÕES ULTRAMÁFICAS INSERIDAS NO DOMÍNIO III

5.2.1 Região entre Arantina e Liberdade (*Klippe* de Carvalhos)

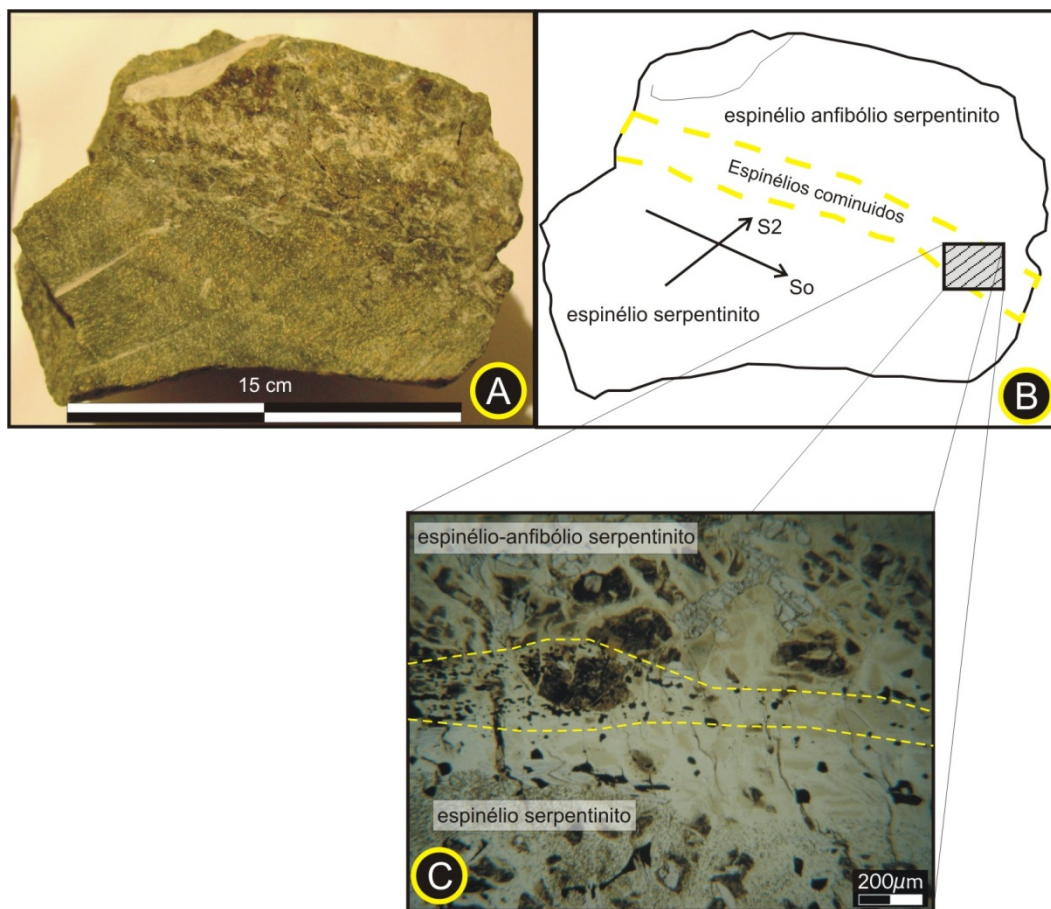
5.2.1.1 *Corpo ultramáfico Morro do Corisco.*

O único litotipo encontrado no ultramafito do Morro do Corisco foi um serpentinito, apresentando variações faciológicas entre um espinélio – anfíbolito e um anfíbólio-espinélio serpentinito, associados por bandamento composicional.

5.2.1.1.1 *Espinélio serpentinito*

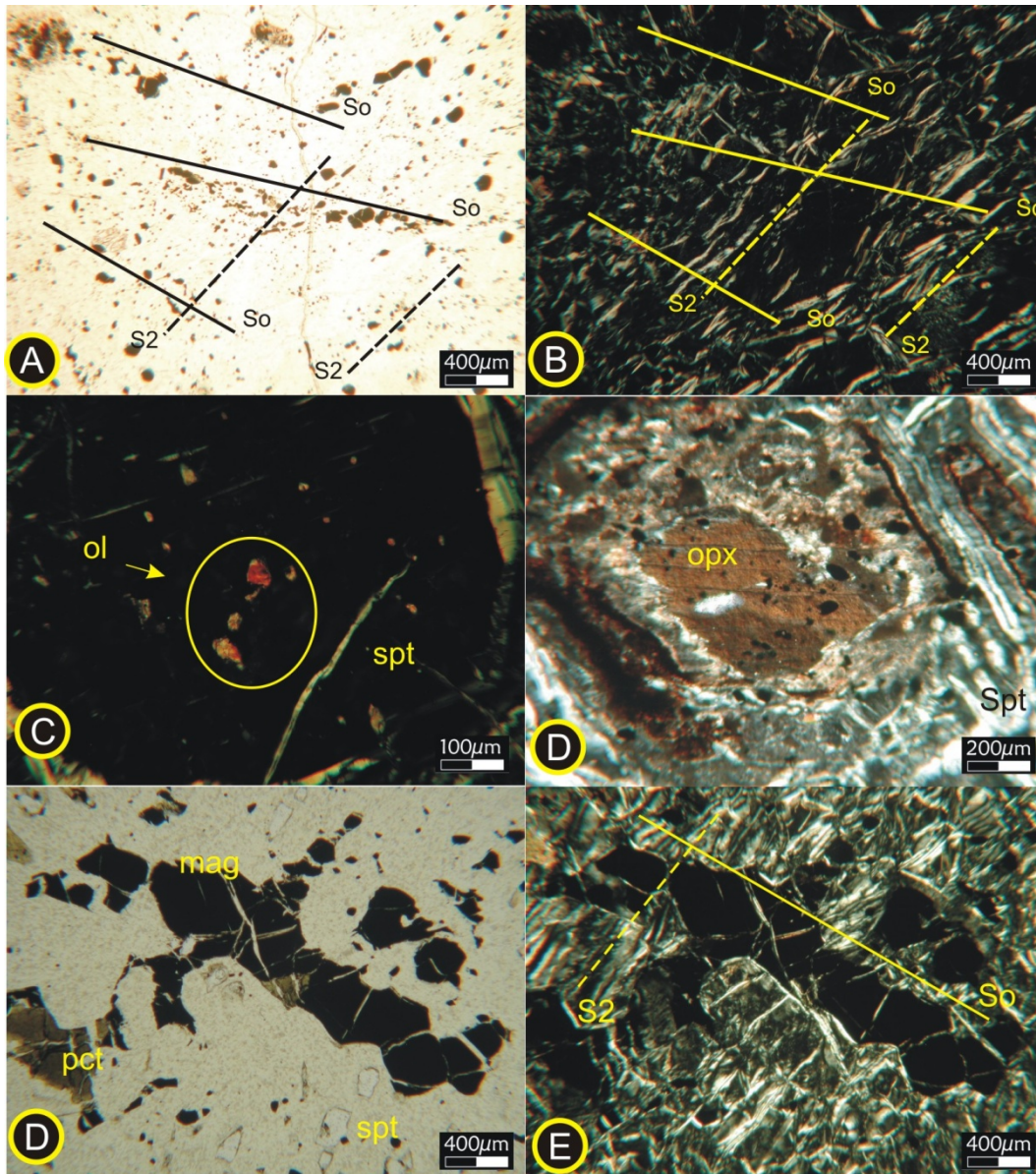
Em amostra de mão, o espinélio-serpentinito, apresenta uma matriz de coloração variando nas matizes verde musgo a verde acinzentado, dependendo do grau de serpentinação, alteração e densidade das fraturas preenchidas por garnierita níquelífera, neste caso, conferindo uma coloração verde maçã a rocha. Pseudomorfos de porfiroclastos com textura mesocumulática são visíveis devido ao maior grau de alteração existente nesta unidade, apresentando uma coloração ocre-acastanhada. Essas fases pré-existentes, juntamente com um mineral opaco, de hábito nodular, ocorrem incipientemente orientadas, e, associadas a uma variação mineralógico-textural, refletida em diferença na tonalidade e textura da rocha, sugerindo um bandamento composicional primário (S_0), corroborado pela existência de zonas essencialmente serpentiniticas com diferentes composições e proporções modais de anfíbólios e espinélios. Geralmente, no contato entre estas bandas, ocorrem horizontes, milimétricos, compostos essencialmente de espinélio (Cr-magnetita; Prancha 5-1).

É possível, ainda, identificar duas superfícies metamórfico-deformacionais, sendo uma paralela ao S_0 (S_1), melhor visualizada através de grãos opacos cominuidos e re-orientados ao longo desta superfície e, a outra posterior (S_2), de provável natureza protomilonítica em estado rúptil, evidenciada por uma clivagem de fratura penetrativa (S_2), preenchida por garnierita, geralmente estriada, com anfíbólios e serpentinas orientados nesta direção (lineação mineral), exibindo uma interseção em alto ângulo com a S_1 ($\sim 70^\circ$) (Prancha 5-1 e 5-2; A e B). Em análises microscópicas foram diagnosticadas duas foliações incipientes: uma diagnosticada por horizontes de opacos, de provável origem ígnea (S_0), e outra pela orientação de serpentina (provavelmente uma foliação milonítica – S_2 ; Prancha 5-1; A,B,C e D).



Prancha 5-1: Amostra de serpentinito do Morro do Corisco com: A e B, fotografia e esquema da amostra de mão em região de contato entre os fácies espinélio serpentinito e espinélio-anfibólio serpentinito; e, C) fotomicrografia da região do contato, que é particularizado por magnetitas cominuidas e orientadas (luz plana).

Em seção delgada, as relações microtexturais e estruturais foram agrupadas em dois grupos: um relativo ao protólito ígneo; e outro ao reequilíbrio metamórfico-metassomático. As microestruturas ígneas são visualizáveis através de feições reliquiares que sugerem arranjos primários na rocha, com textura holocristalina, inequigranular, fina a grossa, e cumulática, evidenciada por pseudomorfos mesocumuláticos, comumente de forma ovalada e quadrática, e minerais opacos de textura inequigranular (xenomórficos a idiomórficos), cumulática (ortocúmulus e pós-cúmulus), “em atol”, de corrosão e esqueletal (Prancha 5-1; D e E). Um bandamento composicional primário foi evidenciado através da leve orientação dos opacos e pseudomorfos paralelos a variação modal dos constituintes principais refletindo na abundância de minerais secundários em zonas distintas. As texturas metamórfico-metassomáticas evidenciam uma rocha com foliação contínua e textura inequigranular fina a grossa, com minerais variando de xeno- a idioblásticos, ocorrendo ainda textura de substituição e pseudomorfos.



Prancha 5-2: A e B) Fotomicrografias de seção que apresenta a relação entre a superfície ígnea e as metamórficas (luz plana e polarizada, l.pl. e l.pol., respectivamente). C) Fotomicrografia que mostra relictos de olivina em pseudomorfo serpentizado (l.pol.), D) Fotomicrografia que apresenta relictos de ortopiroxênio em pseudomorfo serpentizado (l.pol.). C e D) Fotomicrografia que mostra espinélio opaco (magnetita) orientado em trama intercumulática, englobando pseudomorfos serpentizados, compondo o bandamento composicional ígneo (S0). Ainda, ocorre na seção um espinélio castanho-esverdeado (“picotítico”) gerado as custas do espinélio opaco em reação metamórfica (l.pl. e l.pol., respectivamente).

Foi possível observar associações minerais estáveis em diferentes campos de estabilidade, sendo uma provavelmente ígnea harzburgítica, composta essencialmente de olivina, ortopiroxênio e espinélio opaco (Cr-magnetita, determinada por luz refletida e estudos de microscopia de varredura eletrônica, MEV) e um anfíbólio monoclinio cálcico (anf I; tremolita). As associações metamórficas, compreendem: serpentinas; espinélio castanho-esverdeado (picotita, previamente determinada por

análises de MEV); anfibólio monoclinico (anf II; tremolita); clorita; talco; carbonato; e, magnetitas de segunda geração.

O ortopiroxênio ocorre como fragmentos reliquias em núcleos de pseudomorfos (Prancha 5-1; C e D), comumente possuindo hábito ovalado a quadrático, está intensamente fraturados, com serpentina preenchendo estas zonas. Os pseudomorfos, geralmente, apresentam um zoneamento concêntrico, com opacos na borda, talco e carbonato no manto e um argilo-mineral de coloração ocre-amarelada no centro. Este mineral ocorre em grãos reliquias de coloração róseo-acastanhada, com cores de interferência que não ultrapassam o cinza de 1° ordem, com a típica interseção de 90° entre as clivagens e extinção levemente oblíqua (por volta de 8° a 10°) (prancha 5-1, D). No entanto observou-se pseudomorfos com anfibólio no núcleo, principalmente nas porções mais ricas neste mineral (espinélio–anfíbólio serpentinito; Prancha 5-1, A e B e Prancha 5-2).

O espinélio opaco (Cr-magnetita) ocorre de forma inequigranular fina a grossa e hábito granular, podendo perfazer mais de 30 % da moda mineralógica do espinélio serpentinito. Em seções onde este mineral ocorre euédrico, freqüentemente, apresenta texturas do tipo “em atol”, de corrosão e esqueletal. Em seções em que aparece anédrico, ele envolve pseudomorfos de olivina e ortopiroxênio, sugerindo um arranjo do tipo intercumulático (Prancha 5.1D e E). Geralmente essa fase mineral se mostra associada, por substituição, primeiramente a um espinélio castanho-esverdeado (picotita), e posteriormente, a anfibólio e clorita (Prancha 5-2; E, F, G e H). Uma geração tardia de magnetita foi observada, associada ao talco e a serpentina, ocorrendo como xenoblastos finos, essencialmente, inequigranulares, compondo arranjos do tipo “trilhas de opacos” e “nuvens de opacos”.

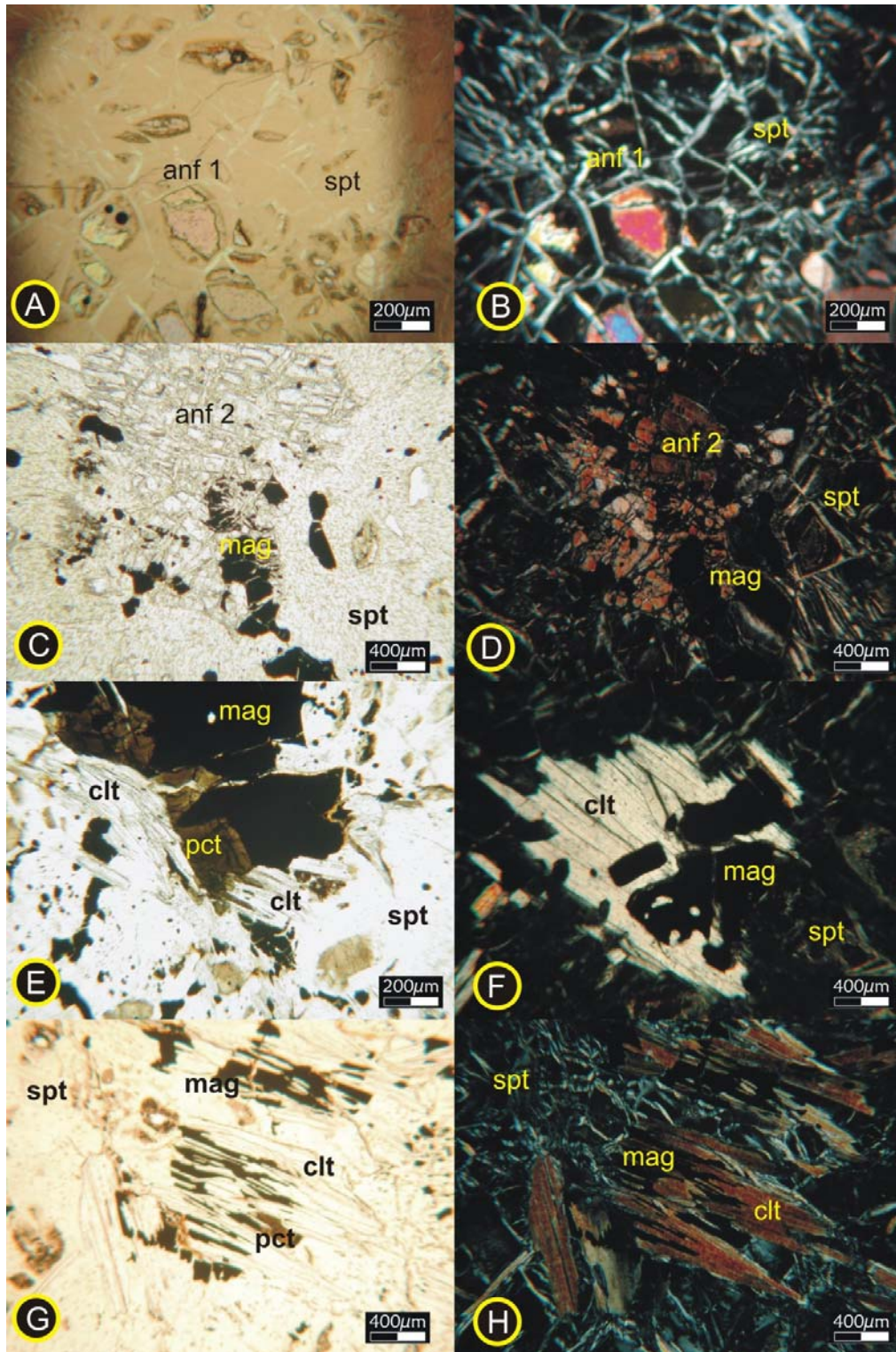
A serpentina ocorre de forma majoritária entre os minerais formadores do serpentinito, correspondendo a 65-75% da composição modal da rocha. Ela ocorre na forma de agregados microcristalinos, de baixo relevo, apresentando um leve pleocroísmo em matizes de amarelo pálido, baixas cores de interferência (não ultrapassando o cinza azulado de 1° ordem) e apresenta a típica textura “mesh”, envolvendo e preenchendo fraturas em fases pseudomorfizadas (ortopiroxênio e anfibólitos) e espinélios opacos. Existe uma evidente zanação neste mineral, diagnosticada através de uma maior birrefringência nas zonas de borda, com cores de interferência atingindo o amarelo de 1° ordem. Uma segunda gênese de serpentina foi observada através da existência de serpentina, muitas vezes fibrosa, preenchendo clivagens de fratura, apresentando uma textura lepidoblástica incipiente, em muitas seções envolvendo pseudomorfos, compondo arranjos sigmoidais semelhantes aos gerados em processo de milonitização. O modo de ocorrência desta serpentina, paralela as direções da clivagem de fratura, evidencia, em escala microscópica, a superfície metamórfico-deformacional (S₂) observada no campo, exibindo uma relação em alto ângulo com a So e S1, possível bandamento ígneo e foliação metamórfica respectivamente.

O espinélio castanho-esverdeado (picotita), parcialmente translúcido, ocorre na forma de xenoblastos à custa do espinélio opaco ígneo, permanecendo, muitas vezes, com sua geometria original (ígnea?), mesmo quando completamente transformado. Este mineral, juntamente com o espinélio opaco (magnetita), e serpentina subsidia a geração de clorita (Prancha 5.2; E,F,G e H).

O clinoanfíbólio, comumente, ocorre na forma de granoblastos incolores, finos a médios, essencialmente xenoblásticos e incolores, apresentando uma birrefringência moderada, com cores de interferência vivas (atingindo o azul de 2º ordem) e a típica extinção oblíqua, com seus planos de clivagens se interceptando, em média, a 124°. No entanto, foi observado a ocorrência de dois tipos de anfibólios monoclinicos: 1) localizados nos núcleos de pseudomorfos mesocumuláticos, intensamente serpentinizados (tremolita I); e, 2) como granoblastos (tremolita II), aparentemente gerados à custa de serpentinas e minerais do protólito, apresentando textura inequigranular, fina a média e que, geralmente, estão associados ao espinélio opaco e castanho-esverdeado, com padrão de fraturamento similar ao dos pseudomorfos de olivina e ortopiroxênio. Em porções menos anfibolítica (espinélio serpentinito), foi observado uma associação estável entre a tremolita II e a picotita, sugerindo assim uma origem paragenética entre essas fases. No entanto, na porção mais anfibolítica (espinélio-anfíbólio serpentinito) observou-se a tremolita II, xenoblástica, englobando pseudomorfos serpentinizados com tremolita I reliquiar preservada no núcleo dessas estruturas, ocupando espaços intergranulares (“inter pseudomorfos”), semelhante a intercumulática, (Prancha 5-1; A, B, C e D, e 5-2).

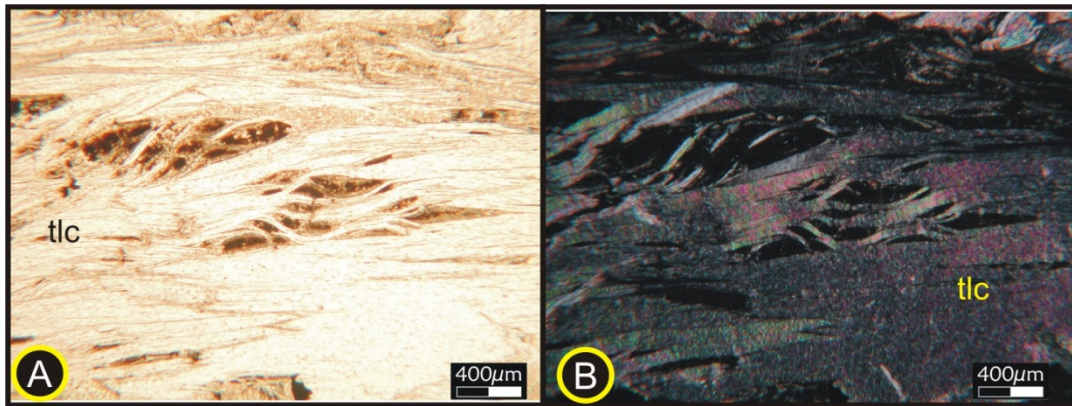
A clorita ocorre em lamelas fracamente pleocróicas, em matizes de amarelo pálidos. Apresenta textura lepidoblástica, fina a média, com a típica extinção paralela incompleta (mosqueada), com baixa birrefringência e cores de interferência baixas (atingindo o amarelo-alaranjado de 1º ordem). Este mineral forma-se à custa de espinélio opaco, serpentina e clinoanfíbólio e geralmente, está associado com talco.

O talco ocorre em lamelas incolores de alta birrefringência (com cores de interferência atingindo a 3º ordem), ocorrendo de três maneiras principais na rocha: 1) como produto de alteração da serpentina, na matriz da rocha, provavelmente, através da reativação do processo de hidratação, exibindo textura lepidoblástica inequigranular fina; 2) associado à massa de carbonatos e argilo-minerais ocre-acastanhados no manto de pseudomorfos, com textura decussada em agregados microcristalinos; e 3) em venulações cortando a serpentina, com textura lepidoblástica inequigranular grossa, comumente associado à clorita e magnetitas tardias (Prancha. 5-4).



Prancha 5-3- Fotomicrografias mostrando: A e B) anfibólio cálcico-magnesiano sobre relictos pseudomorfizados, em meio a serpentinas de textura *mesh* (l.pl e l.pol., respectivamente); C e D) anfibólio de segunda geração, menos cálcico e mais magnesiano, granoblástico, anédrico, preferencialmente localizados entre os pseudomorfos serpentinizados (espaços intercúmulus), ainda ocorre na seção magnetita gerada às custas do anfibólio (l.pl e l. pol., respectivamente); E e F) clorita sendo gerada às custas de magnetita e picrotita (l.pol.); e, G e H) clorita sendo consumida por magnetita e associada a processos de talcificação (l.pl e l.pol., respectivamente).

O carbonato ocorre de forma, essencialmente, microcristalina associado ao talco no manto de alteração dos pseudomorfos, apresentando uma alta birrefringência com cores extremas de interferência (rósea de 3ª ordem) com o típico “pleocroísmo de relevo”.



Prancha 5-4: Fotomicrografia que mostra em A e B) talco lepidoblástico grosso, em veio monominerálico, em espinélio serpentinito (l.pl. e l.pol., respectivamente) do Morro do Corisco.

5.2.1.1.2 *Espinélio-anfibólio serpentinito*

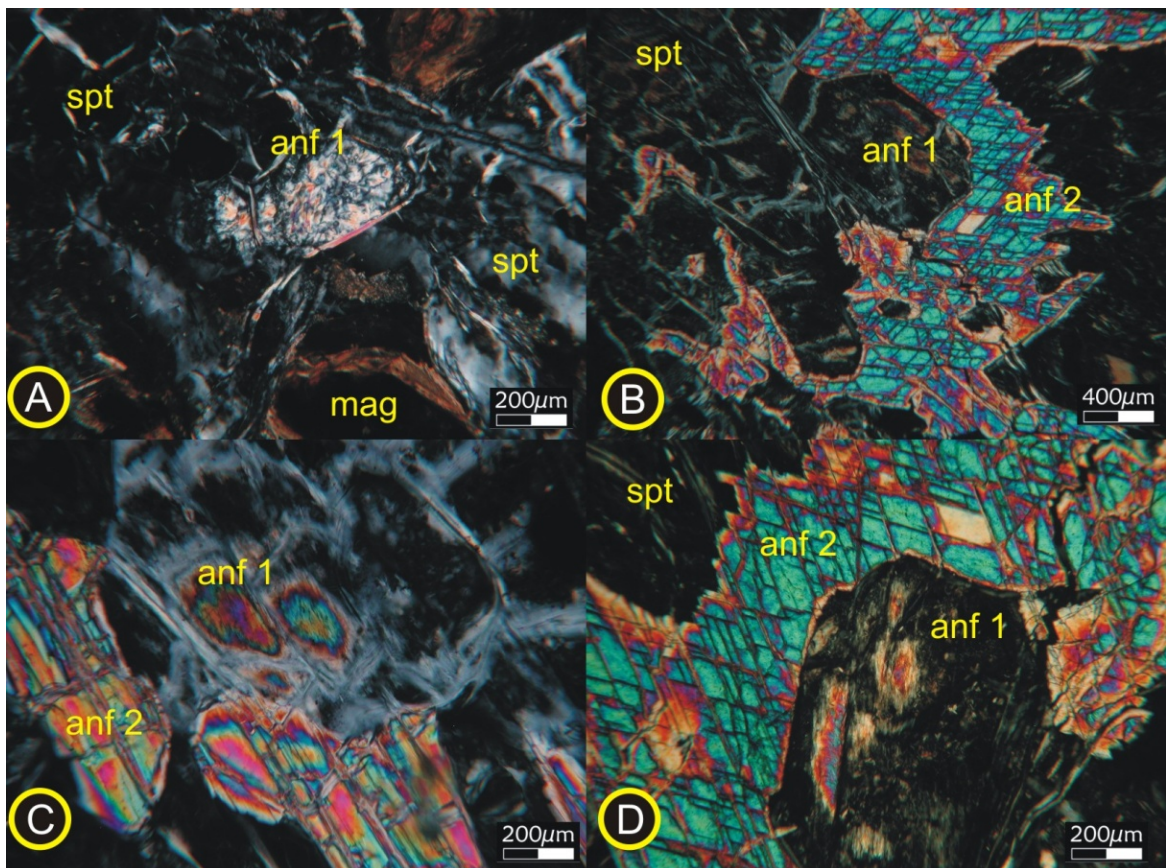
O espinélio-anfibólio serpentinito ocorre associado ao espinélio serpentinito através de um bandamento composicional, concordante e paralelo ao provável acamamento ígneo (S_0). Esta rocha apresenta as mesmas feições petrográfico-estruturais do espinélio serpentinito, diferindo deste apenas por possuir maior quantidade modal de anfibólio.

Macroscopicamente, é possível visualizar essa abundância de anfibólios através de porções esbranquiçadas (Prancha. 5-1), composta de grãos incolores de brilho vítreo com granulação variando de fina a grossa. Microscopicamente, as duas fases distintas de anfibólio ocorrem em grãos incolores exibindo textura inequigranular fina a média. Este mineral apresenta, em geral, uma alta birrefringência com cores de interferência vivas, atingindo o azul de 3º ordem, com fraturas preenchidas por serpentina.

Neste litotipo, a tremolita I ocorre, aparentemente, de forma reliquiar, (porfiroclástica?), em núcleos de pseudomorfos, intensamente serpentinizados, geometricamente ovais, semelhante aos pseudomorfos de olivina e ortopiroxênio, porém com um hábito cristalino um pouco mais alongado (tremolita I – Anf_I; Prancha 5-2; A-D). A tremolita II ocorre como xenoblastos inequigranulares, ocupando espaços intergranulares que, aparentemente, compõe um arranjo de substituição pseudomórfica intercúmulus, envolvendo os pseudomorfos cumuláticos. Esta tremolita (II) não apresenta feições de reações com serpentina tão intensas como as observadas nas tremolitas reliquiares (I).

As relações texturais sugerem o aparecimento da tremolita II (anf II, Prancha 5-2; B, C e D) à custa de serpentina pré-existente. Observou-se nestas rochas um processo de serpentinização inicial que afetou profundamente a olivina, ortopiroxênio e o anfibólio I (reliquiar ígneos?), caso este último seja também ígneo.

Do mesmo modo que no litotipo anterior, um processo de serpentinização (II) posterior foi constatado em todas as fases existentes e, geralmente, a serpentina preenche fraturas.



Prancha 5-5- Fotomicrografia mostrando as duas fases de anfibólios (I e II): A) relictos do anfibólio I (anfI) em espinélio serpentinito (l.pol.); B, C e D) anfibólios de segunda geração (anfII), que ocupam pseudomorficamente espaços intercúmulus e englobam pseudomorfos serpentinizados com relictos de anfibólio I (anfI), em espinélio-anfibólio serpentinito do Morro do Corisco (l.pol.).

5.2.1.2 Complexo ultramáfico da Fazenda da Roseta.

No Complexo ultramáfico da Fazenda da Roseta foram executados estudos petrográficos em 4 litotipos: Meta websteríticas, o carbonato-clinopiroxênio serpentinito, o Meta-harzburgito e Retrogranulito ultramáfico.

5.2.1.2.1 Meta-websterito.

Esta rocha é, essencialmente, composta por clinopiroxênio, ortopiroxênio, olivina, clinoanfíbólio e espinélio (Cr-magnetita e hercinita) em proporções variáveis e ocorrendo, principalmente, na porção central da Fazenda da Roseta (Sub-item 4.2.2), comumente, encontrada em estado “fresco” em fundo de galerias de meia encosta executadas para pesquisa de níquel na década de 50. Macroscopicamente, este litotipo apresenta uma coloração em matiz de verde, apresentando em suas porções mais alteradas, um solo associado ocre-alaranjado. Foi possível, em amostra de mão, observar longos cristais de clinoanfíbólio orientados, que acompanham uma superfície milonítica (S_m), assim como diversas clivagens de fratura preenchidas por material garnierita verde maçã (Fig. 5-3).

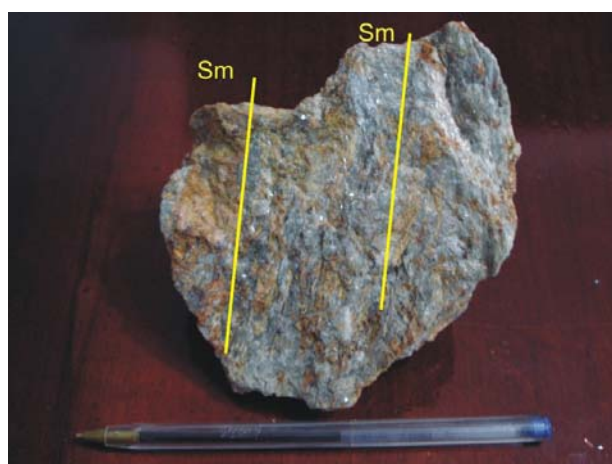
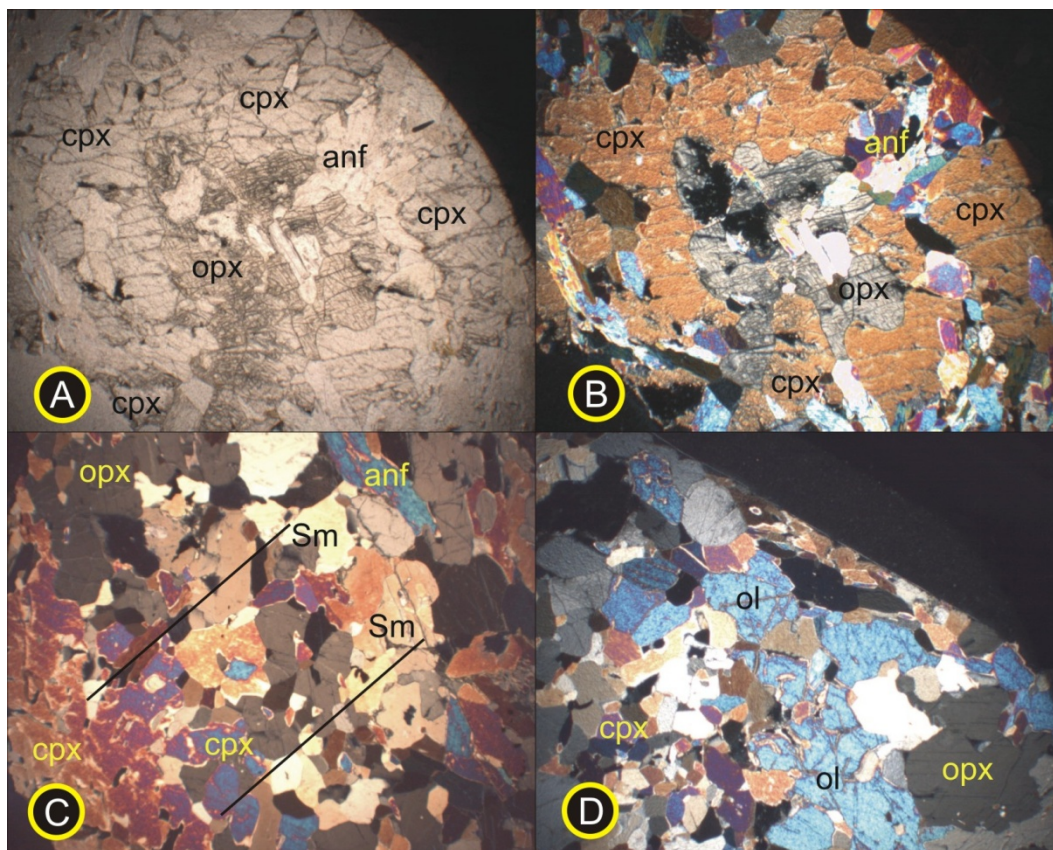


Figura 5-1- Amostra de meta-websterito da Fazenda Roseta que apresenta uma superfície de cisalhamento (S_m) plano-paralela ao provável aleitamento ígneo (S_0), evidenciada por anfibólios nematoblásticos orientados paralelamente a este plano (de coloração verde na amostra).

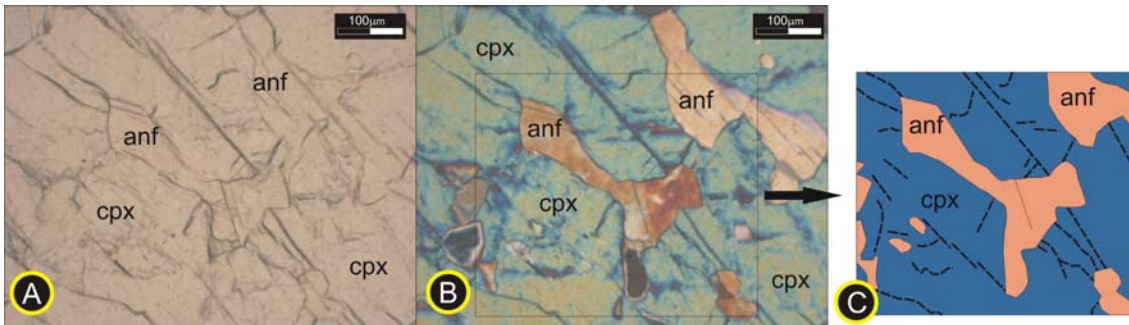
Em análise microscópica observou-se uma textura inequigranular, fina a grossa, com seus constituintes variando de xeno- a idioblásticos, em arranjos granonematoblásticos e mosaicos poligonais (Prancha 5-6 e 5-10; C e D). Foi observada também uma textura heteradumulática reliquiar (Prancha 5-6, 5-9 e 5-10), assim como, evidências de deformação intracristalina de cristais, provavelmente, ígneos reliquiares, como extinção ondulante e ex-solução de clinopiroxênio a partir de

ortopiroxênio (Prancha 5.8), e estruturas do tipo “novos grãos”, “sub-grãos” e “núcleo manto” (Prancha 5-9).



Prancha 5-6: A) Fotomicrografia que mostra clinopiroxênio heteradcumulático com inclusão de ortopiroxênio ígneo e anfibólios xeno- a subidioblásticos decussados, que foram gerados preferencialmente nas zonas de fratura e clivagens do clinopiroxênio ígneo (l.pl.). B) Mesmo campo da figura anterior que é mostrada sob luz polarizada (l.pol.). C) Fotomicrografia de clinopiroxênio ígneo reliquiar que apresenta recristalização acentuada e gera mosaico poligonal alongado segundo a direção preferencial de cisalhamento (S_m) (l.pol.). D) Fotomicrografia apresentando olivina corroída que está em contato reto (paragenético) com ortopiroxênio ígneo reliquiar deformado (com extinção ondulante) em meio a antofilita neoformada, em zona de deformação (l.pol.).

O anfibólio monoclinico, oticamente determinado como tremolita, varia de 15 a 35% da composição modal, ocorre na forma de granoblastos pleocróicos, em matizes de verde, e apresenta um relevo e uma birrefringência moderados, com cores de interferência vivas, que atingem a 2ª ordem (Prancha 5-7 e 5-9). Este anfibólio compõe textura inequigranular, fina a grossa, variando de xeno- a idioblástico, em arranjo de mosaicos poligonais e nematoblásticos, orientados na direção preferencial de recristalização dinâmica do clinopiroxênio reliquiar. Em muitas seções, esta fase ocorre como um envoltório e sobrecrecida sobre olivina e piroxênios, preferencialmente em zonas de fratura e de clivagem dos cristais (Prancha 5-7).

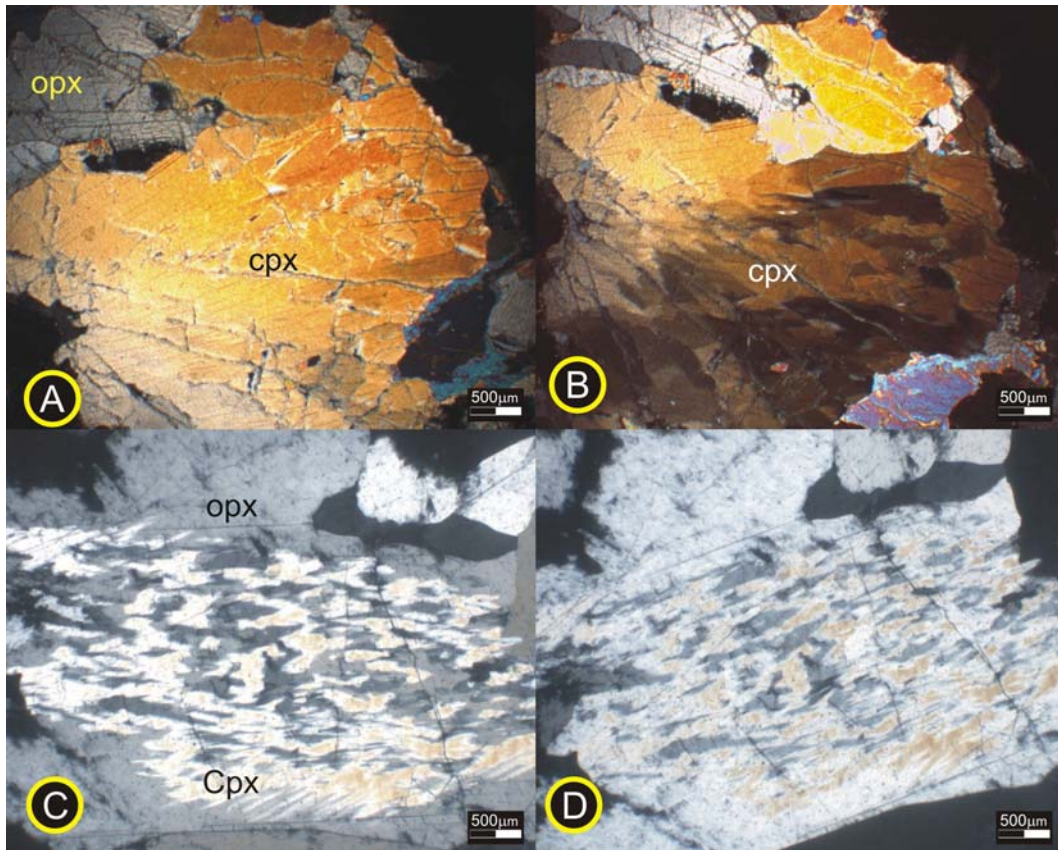


Prancha 5-7: Tremolita nematoblástica preferencialmente localizadas em zonas de fratura e clivagens, sugerindo uma gênese sin-cisalhamento. A) l.pl, B) l.pol e, C) desenho representativo da tremolita localizadas nas zonas de fratura (linhas tracejada).

O clinopiroxênio, modalmente atinge cerca de 40% da composição modal da rocha apresenta um relevo moderado a alto, uma birrefringência moderada com cores de interferência vivas que atingem a 2ª ordem. Em zonas menos deformadas o clinopiroxênio forma porfiroclastos reliquiares incolores, com textura inequigranular, média a grossa, essencialmente anédrico e em contato reto a em “cúspide”, com ortopiroxênio e olivina, os quais muitas vezes encontram-se inclusos no clinopiroxênio, em um arranjo, semelhante, ao heteradcumulático, sendo a olivina e o ortopiroxênio fases reliquiares precoces cumuláticas, e o clinopiroxênio a fase ígnea pós-cúmulus, em muitas seções observou-se ortopiroxênio e olivina com textura esqueletal e de corrosão com partes dissociadas, com porções inclusas em clinopiroxênio em continuidade ótica com as porções exclusas (Pranchas 5-7 e 5-9).

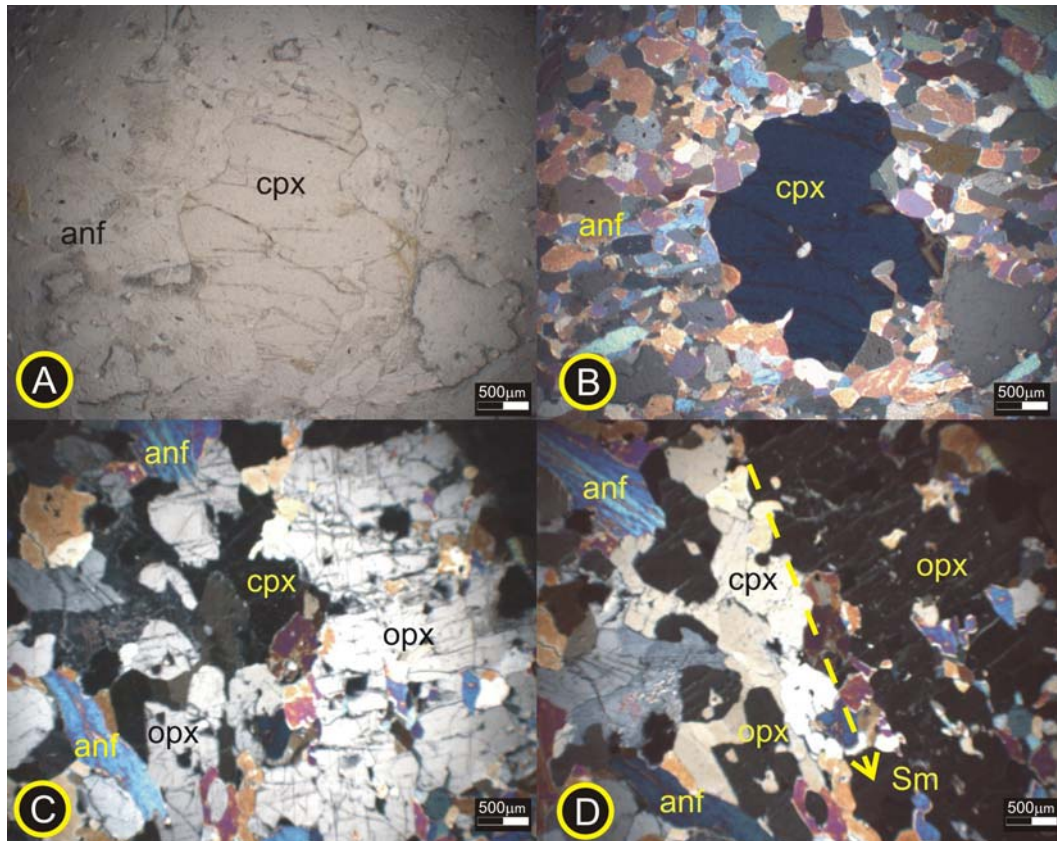
Em zonas mais deformadas, o clinopiroxênio apresenta-se recristalizado, apresentando textura em mosaico poligonal, comumente em agregados equigranulares médios, poiquiloblástico e granonematoblástico, alongados e orientados na mesma direção da tremolita, evidenciando uma recristalização dinâmica, além de texturas do tipo “núcleo-manto”, novos grãos e extinção ondulante (Prancha 5-8).

O ortopiroxênio compõe até 40% da composição modal da rocha, ocorre como porfiroclastos reliquiares róseos e possui um alto relevo e uma baixa birrefringência, com cores de interferência que não ultrapassam o marrom de 1º ordem. Da mesma maneira que o clinopiroxênio, este mineral, nas zonas menos deformadas, apresenta feições deformacionais intracristalinas, como extinção ondulante, “sub-grãos” e “novos grãos”, além de ocorrer como ex-soluções de clinopiroxênio (Prancha 5-8; C e D) em grãos grossos de ortopiroxênio. Em muitas seções, o ortopiroxênio ocorre incluso em clinopiroxênio e compõe uma fase precoce num arranjo heteradcumulático (Prancha 5-6), onde o cristal incluso apresenta continuidade ótica com o cristal excluído (Prancha 5-6 e 5-9; C e D). Em zonas mais deformadas observaram-se grãos recristalizados com texturas semelhantes ao do clinopiroxênio (Prancha 5-9; C e D) .



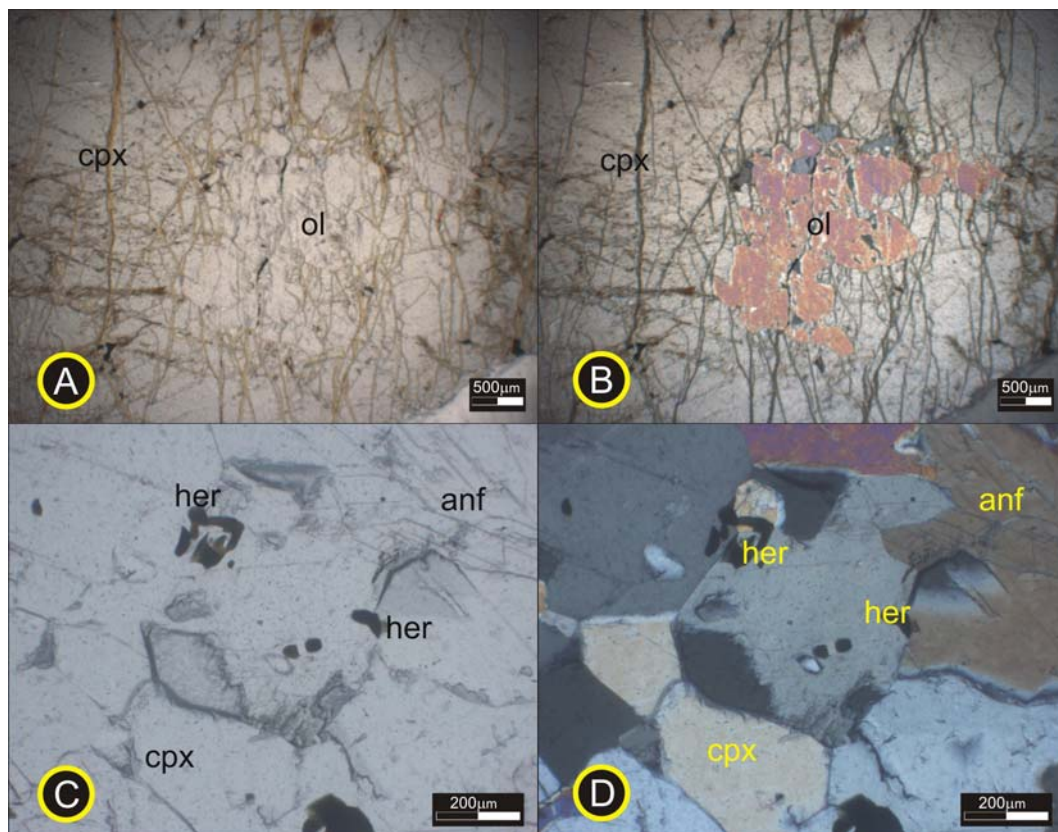
Prancha 5-8: Clinopiroxênio reliquiar apresentando estruturas de deformação cristalina, como extinção ondulante e maclas, A e B (luz polarizada), e ortopiroxênio com ex-solução de clinopiroxênio. C e D) Campos sob l.pol.

A olivina que não ultrapassa 20% da composição modal da rocha, juntamente com os piroxênios, ocorre na forma de relictos ígneos precoces de arranjo heteradumulático (Prancha 5-6 e 5-10, A e B), apresenta um alto relevo e birrefringência, com cores de interferência vivas de 3° ordem, e, também, exibe feições de deformação intracristalina, como maclas, estruturas do tipo “sub-grãos” e “novos grãos”, além de ocorrer recristalizada em algumas seções mais deformadas.



Prancha 5-9: A e B) Clinopiroxênio reliquiar preservado em zona de deformação intensa, apresentando estrutura do tipo “núcleo-manto” (l.pl. e l.pol. respectivamente). C e D) Clino e ortopiroxênio recrystalizado em zona de cisalhamento (l.pl. e l.pol. respectivamente).

O espinélio, de cor verde garrafa (hercinita), compõe menos de 10% da composição modal e ocorre como xenoblastos, finos a médios, comumente associados a uma fase opaca (Cr-magnetita), provavelmente reliquiar, ocorrendo preferencialmente de maneira intergranular e inclusa em clinopiroxênio. Particularmente, a hercinita apresenta uma coloração verde-garrafa nítida quando em contato com tremolita (Prancha 5-10, C e D), se mostrando mais acastanhada e, normalmente, opaca quando inclusa em clino e ortopiroxênio.

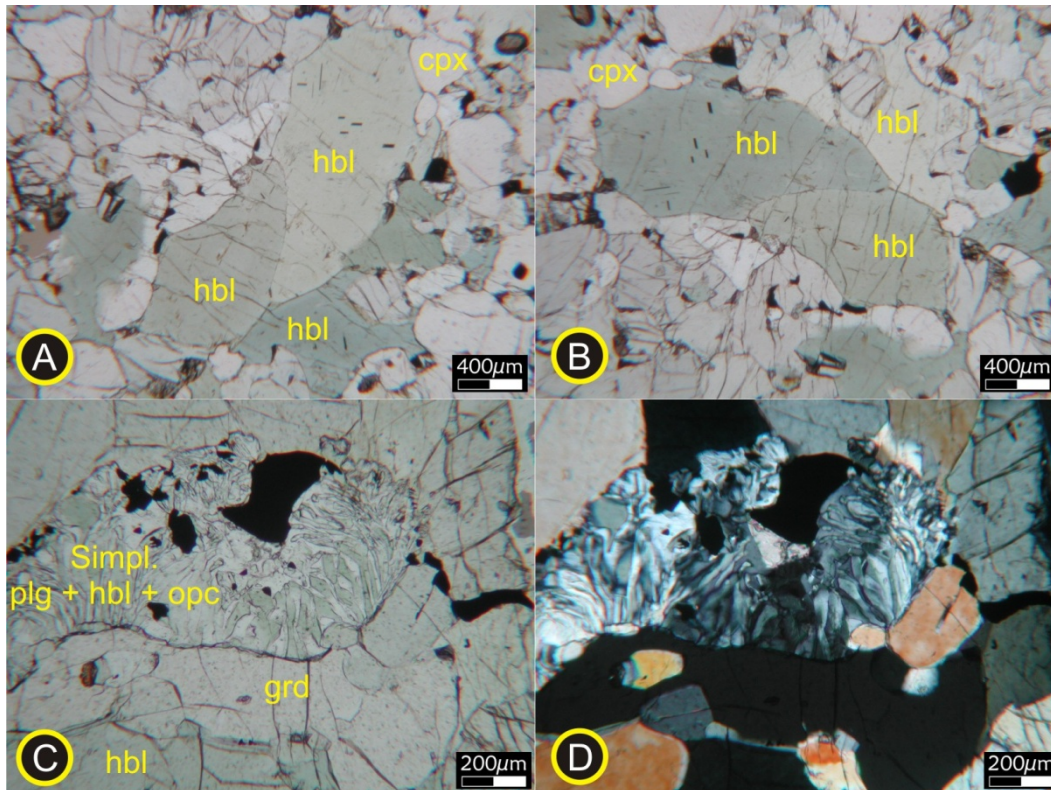


Prancha 5-10: A e B) Olivina reliquiar incluída em ortopiroxênio reliquiar, em zona de menor deformação. (l.pl.e l.pol. respect. C e D) Hercinita intergranular e opaco incluído em clinopiroxênio (l.pl. e l.pol respect.)

5.2.1.2.2 *Retrogranulito ultramáfico*

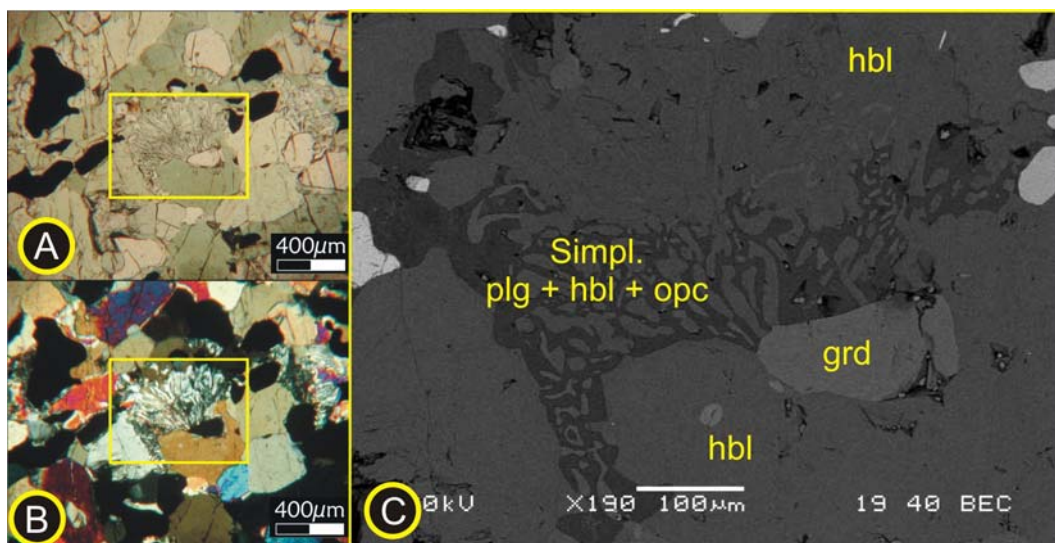
O retro-granulito ultramáfico foi encontrado em diversos áditos de galerias de pesquisa. As amostras frescas ocorrem apenas nas galerias da região sudeste do Complexo da Fazenda Roseta, sendo a boca da galeria 149 a principal fonte de amostragem desta litologia. Macroscopicamente, esse litotipo apresenta uma coloração escura e uma elevada densidade, e apresenta, nas porções intemperizadas, uma matriz ocre, típica do mesmo. É possível observar, em amostra de mão, uma rocha de granulação essencialmente, fina, com cristais nematoblásticos de hornblenda compondo bandamentos composicionais milimétricos na rocha (sub-item 4.2.2).

Em análise microscópica, observou-se uma rocha metamórfica, com textura inequigranular, fina a média, com seus constituintes variando de xeno- a idioblásticos, com crescimento simplectítico entre hornblenda e plagioclásio evidente ao redor de granadas (Pranchas 5-11, 5-12 e 5-14). Textura do tipo poiquiloblástica também ocorre em magnetita e ilmenita (Prancha 5-12). Um bandamento composicional é evidenciado através de variações modais entre os constituintes da rocha, em horizontes milimétricos bem definidos (Prancha 5-14, A e B). Ainda, foram observadas texturas nematoblástica, definida por hornblenda, e granoblástica poligonal, com clinopiroxênio, granada e hercinita (Pranchas 5-11, 5-12, 5-13, 5-14 e 5-15)



Prancha 5-11. A e B) Fotomicrografias de hornblenda nematoblástica que exibe um evidente pleocroísmo em matizes de verde oliva – verde azulado (l.pl.). C e D) Fotomicrografias de que mostra crescimento simplectítico de plagioclásio, hornblenda e opacos ao redor de granada portadora de inclusão de clinopiroxênio (l.pl e l.pol., respectivamente).

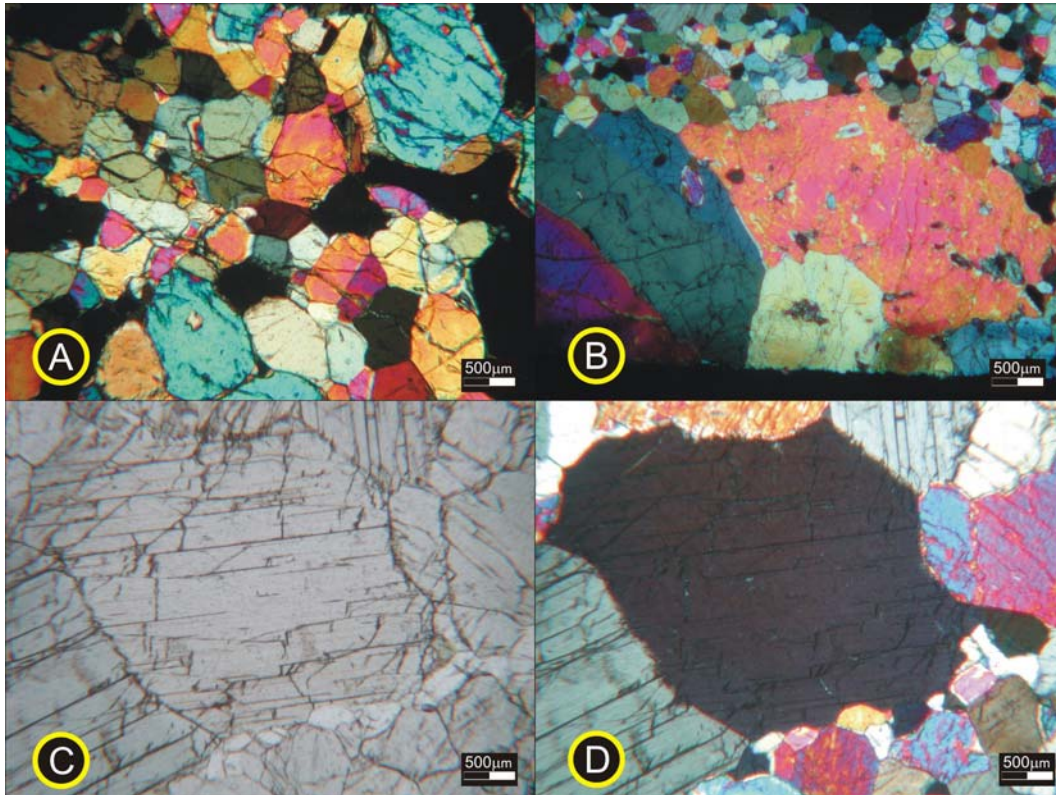
Diversas seções delgadas foram confeccionadas deste litotipo, apresentando uma variação modal muito marcante, não sendo possível uma determinação segura da porcentagem de cada constituinte da rocha. No entanto, em todas as lâminas, a hornblenda é o mineral majoritário, chegando a atingir em torno 35% da moda da rocha. Este mineral ocorre na forma tabular xenoblástica, apresentando um pleocroísmo em tons de verde-oliva e verde azulado, com uma birrefringência moderada e cores de interferência vivas (Prancha 5-11, A e B), com cristais apresentando maclas e zoneamento. Este anfibólio apresenta textura inequigranular, fina a média, comumente com contatos interlobados entre si e retos com granada e clinopiroxênio. Muitas vezes, a hornblenda porta inclusões de clinopiroxênio e opacos, sendo esta última na forma de pequenas agulhas orientadas e paralelas aos planos de clivagem, evidenciando a ex-solução do Ti da estrutura da hornblenda (que é estável em seu retículo cristalino em fácies granulito). Outro modo de ocorrência da hornblenda é através do crescimento simplectítico com plagioclásio e opacos vermiformes ao redor de granada.



Prancha 5-12: crescimento simplectítico de hornblenda + opaco + plagioclásio a custas de granada e clinopiroxênio (sob l.pl. e l;pol. Respect.). C) o mesmo campo anterior em microscopia eletrônica.

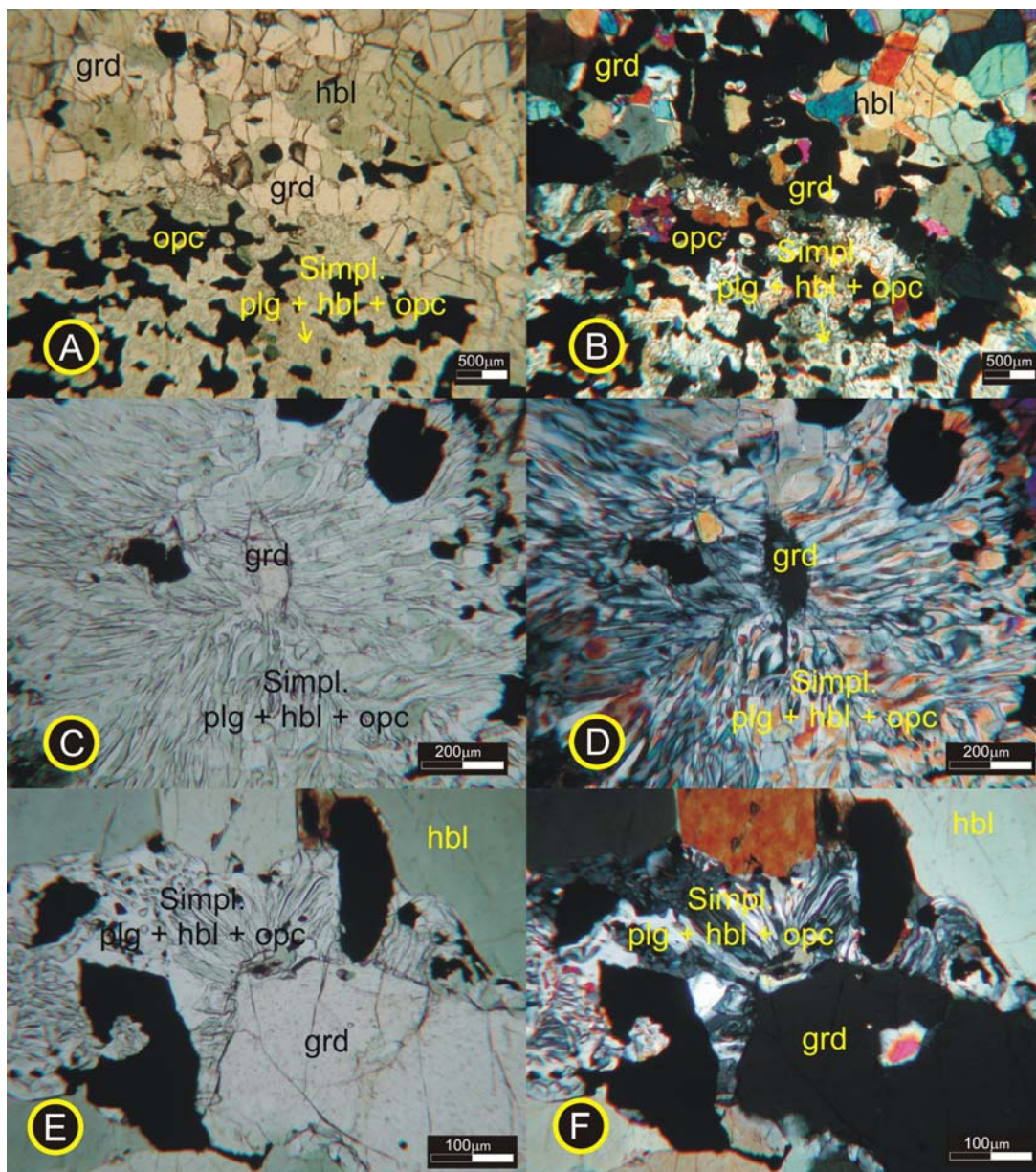
O clinopiroxênio ocorre como granoblastos poligonalizados (mosaico), essencialmente, com textura inequigranular fina, variando de cristais subidio- a idioblásticos, com um alto relevo e birrefringência moderada, com cores de interferência vivas (Prancha 5-13, 5-14 e 5-16). Geralmente, o clinopiroxênio compõe bandamento composicional, com granada e espinélio verde-garrafa, ocorrendo horizontes praticamente monominerálicos com estes minerais. Um outro modo de ocorrência do clinopiroxênio foi identificado, em algumas lâminas, como possíveis cristais porfiroclásticos, que ocorrem de forma fanerítica, em um possível contato com a zona de cisalhamento (S_m) geradora desse metamorfito bandado. Este clinopiroxênio compõe textura inequigranular, média a grossa, essencialmente, xenomórfica. Ocorre em contato direto, e, sem gradação, com clinopiroxênios recristalizados (poligonais) e granadas. Eles apresentam deformações intracristalinas como maclas, extinção ondulante e cores de interferência anômalas, e ocorrem associados com ortopiroxênio com características semelhantes (Prancha. 5-13, A e B).

Esta fase apresenta contato reto entre si e bordas recristalizadas quando em contato com clinopiroxênio poligonal. O modo e a forma de ocorrência destes piroxênios (clino- e ortopiroxênio) sugerem uma zona indeformada, de provável composição websterítica, ou contato do pacote metamorfisado com outro contendo porções ígneas preservadas, podendo representar o protolito indeformado ou litologia distinta geneticamente associada (Prancha. 5-13, A e B).



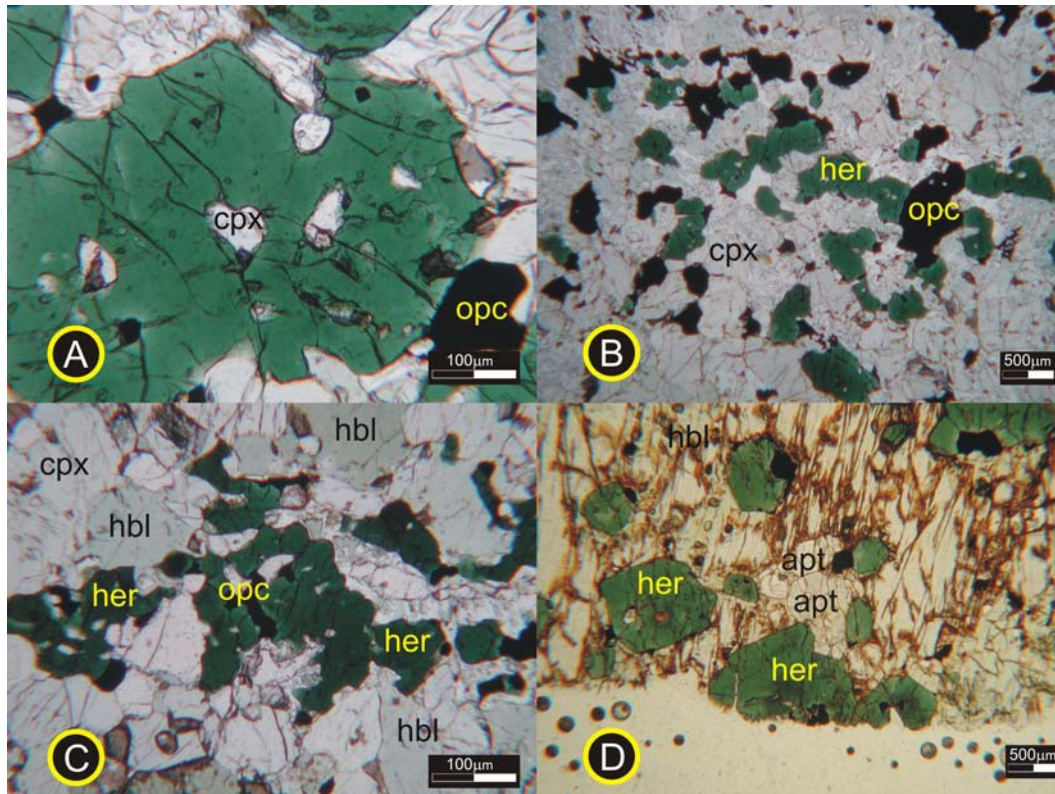
Prancha 5-13: A) Fotomicrografia que mostra mosaico poligonal de clinopiroxênio e granada (l.pol.). B) Fotomicrografia que mostra possíveis cristais de clinopiroxênio reliquiar, que apresentam uma forte deformação interna (através de extinção ondulante) e externa (recristalização nas bordas) (l.pol.). Destaque para as cores de interferência anômalas deste mineral. C e D) Fotomicrografias que mostram ortopiroxênio reliquiar, associado parageneticamente ao clinopiroxênio reliquiar (l.pl. e l.pol., respectivamente). E e F) Fotomicrografias que mostram opacos (magnetita e ilmenita) poiquiloblásticos com inclusões de clinopiroxênio, espinélio e granada (l.pl e l.pol., respectivamente).

A granada ocorre nestas rochas na forma de porfiroblastos poligonais, com textura inequigranular fina. Geralmente, este mineral ocorre na rocha em bandas composicionalmente distintas, associada com clinopiroxênio, espinélio verde-garrafa e a opacos, os quais também ocorrem inclusos na granada, evidenciando um caráter tardio em relação a esta fase. Frequentemente, este mineral ocorre como fonte da geração de hornblenda, plagioclásio e opacos vermiformes em crescimento do tipo simplectítico (Pranchas 5-11 a 5-16).



Prancha 5-14: A e B) Fotomicrografias que mostram bandamento mineralógico, com bandas granatíferas intercaladas com horizontes de clinopiroxênio e hornblenda em arranjo de mosaico poligonal (l.pl e l.pol., respectivamente). B e C) Fotomicrografias que mostram crescimento simplectítico de hornblenda, plagioclásio e opacos ao redor de granada (l.pl e l. pol respect.). E e F) Fotomicrografias que mostram detalhe de crescimento simplectítico de hornblenda, opacos e plagioclásio ao redor de granada com clinopiroxênio incluso (l.pl e l.pol., respectivamente).

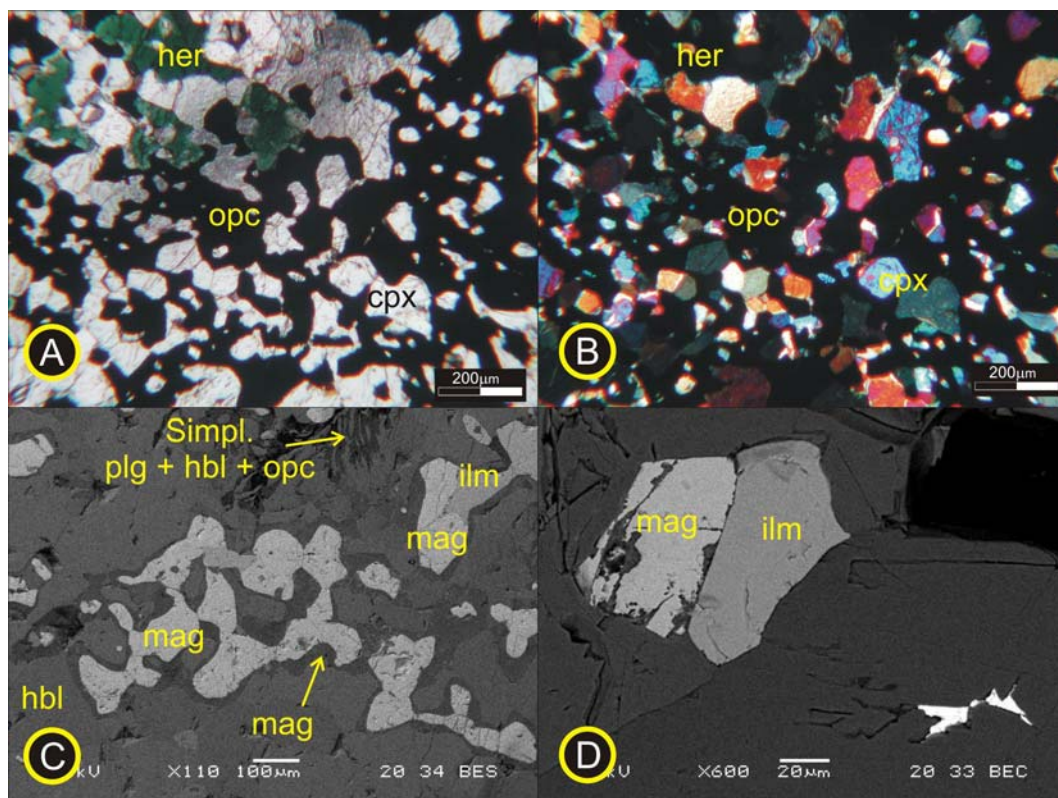
O espinelio ocorre como xenoblastos de relevo alto e coloração verde-garrafa, com textura inequigranular fina a grossa (Prancha 5.15). Geralmente, este mineral ocorre associado a fases opacas, com contatos retos a interlobados e constitui bandamentos composicionais associados com clinopiroxênio, granada e opacos, assim como também, em algumas seções, foram encontrados horizontes finos (lâminas) essencialmente monominerálicas deste mineral. Em muitas seções, observaram-se inclusões de clinopiroxênio e opacos no espinelio verde-garrafa (Prancha 5-15).



Prancha 5-15: A) Fotomicrografia que apresenta espinélio (s.s.) com inclusão de clinopiroxênio (l.pl.). B) Fotomicrografia que apresenta agregado de espinélio (s.s.) e opacos em meio a clinopiroxênio e hornblenda (l.pl.). C e D) Fotomicrografias que apresentam espinélio (s.s.) associado com apatita, inclusos em hornblenda poiquiloblástica (l.pl. e l.pol., respectivamente).

Os minerais opacos são, essencialmente, constituídos por magnetita e ilmenita, associadas entre si, ou não (Prancha 5-14 e 5-16). A magnetita é mais abundante e, muitas vezes, ocorre sem a associação com a ilmenita. Geralmente, a magnetita ocorre inclusa em espinélio verde-garrafa (hercinita) e em clinopiroxênio, e ocorre associada a estes minerais e a granada em bandamentos composicionais distintos, ocorrendo em forma de xenoblastos, com textura inequigranular fina. Normalmente, a magnetita é o mineral opaco associado ao espinélio verde-garrafa. A ilmenita ocorre comumente associada a magnetita nas zonas de crescimento simplectítico ao redor de granadas, associada a plagioclásio e hornblenda, em granoblastos vermiformes, em zonas com restos de granada. Em zonas onde a granada foi completamente consumida, a associação ilmenita-magnetita ocorre como associações vermiformes, com, comumente, textura quelifítica de plagioclásio (Prancha 5-14 e 5-16).

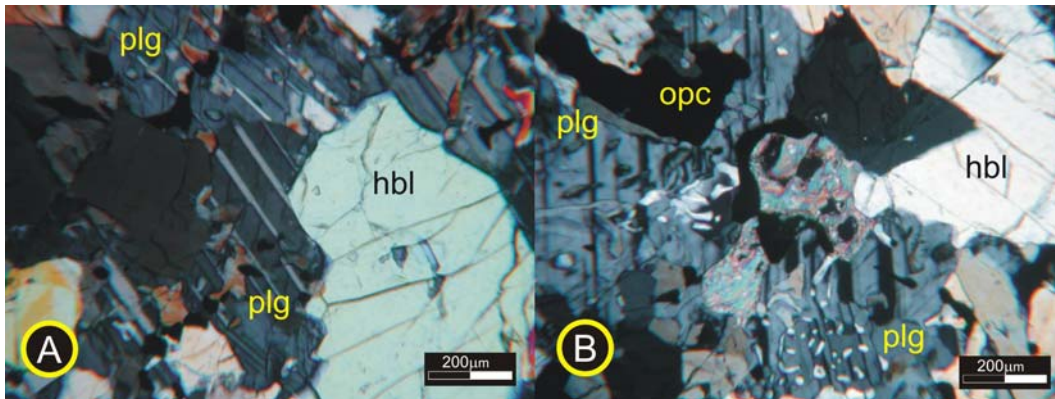
Outro modo de ocorrência observado dessa associação foi em nódulos granoblásticos, médios a grossos, contendo inclusões de clinopiroxênio e, em associação com o espinélio verde-garrafa, com contato reto a interlobado. Esses nódulos ocorrem dispersos, preferencialmente, nas bandas ricas em clinopiroxênio. Agulhas de ilmenita orientadas foram encontradas como ex-soluções em hornblenda (Prancha 5-16, A e B).



Prancha 5-16: A e B) opacos (magnetitas e ilmenitas) poiquiloblásticas com inclusões de clinopiroxênio e hercinita (l.pl. e l.pol. respect.). C) ilmenita e magnetita associadas (poiquiloblásticas) com inclusões de clinopiroxênio (MEV). D) associação de ilmenita e magnetita (MEV)

O plagioclásio ocorre na forma de minerais incolores de relevo baixo, apresentando uma baixa birrefringência e cores de interferência não ultrapassando o cinza de 1ª ordem. Geralmente, ocorre de modo vermiforme, associado a hornblenda e opacos em zonas de crescimentos simplectíticos ao redor de granadas (Pranchas 5-12, 5-14 e 5-17). Em zonas em que a granada foi totalmente consumida o plagioclásio forma xenoblastos finos, comumente apresentando algum tipo de deformação interna (extinção ondulante e maclas irregulares), porém, em algumas dessas zonas este mineral compõe textura do tipo quelifítica, ao redor de opacos vermiformes (Prancha 5-12 e 5-14). A quantificação modal desta fase mineral é bastante variável, sendo ausente em muitas seções e em outras atingindo até 10% da composição modal.

A mineralogia acessória (< 1% da composição modal) é composta, essencialmente, por apatita e carbonato. A apatita ocorre na forma de granoblastos incolores, com textura, essencialmente, equigranular fina, variando de xeno- a subidioblastos. Comumente, a apatita associa-se ao espinélio verde-garrafa e aos opacos. O carbonato ocorre na forma de xenoblastos finos a médios, de relevo baixo e coloração rósea acastanhada, possuindo uma birrefringência extrema. Essa fase mineral foi diagnosticada nos bandamentos ricos em hornblenda, e também associado a opacos, em contatos retos a sinuosos.



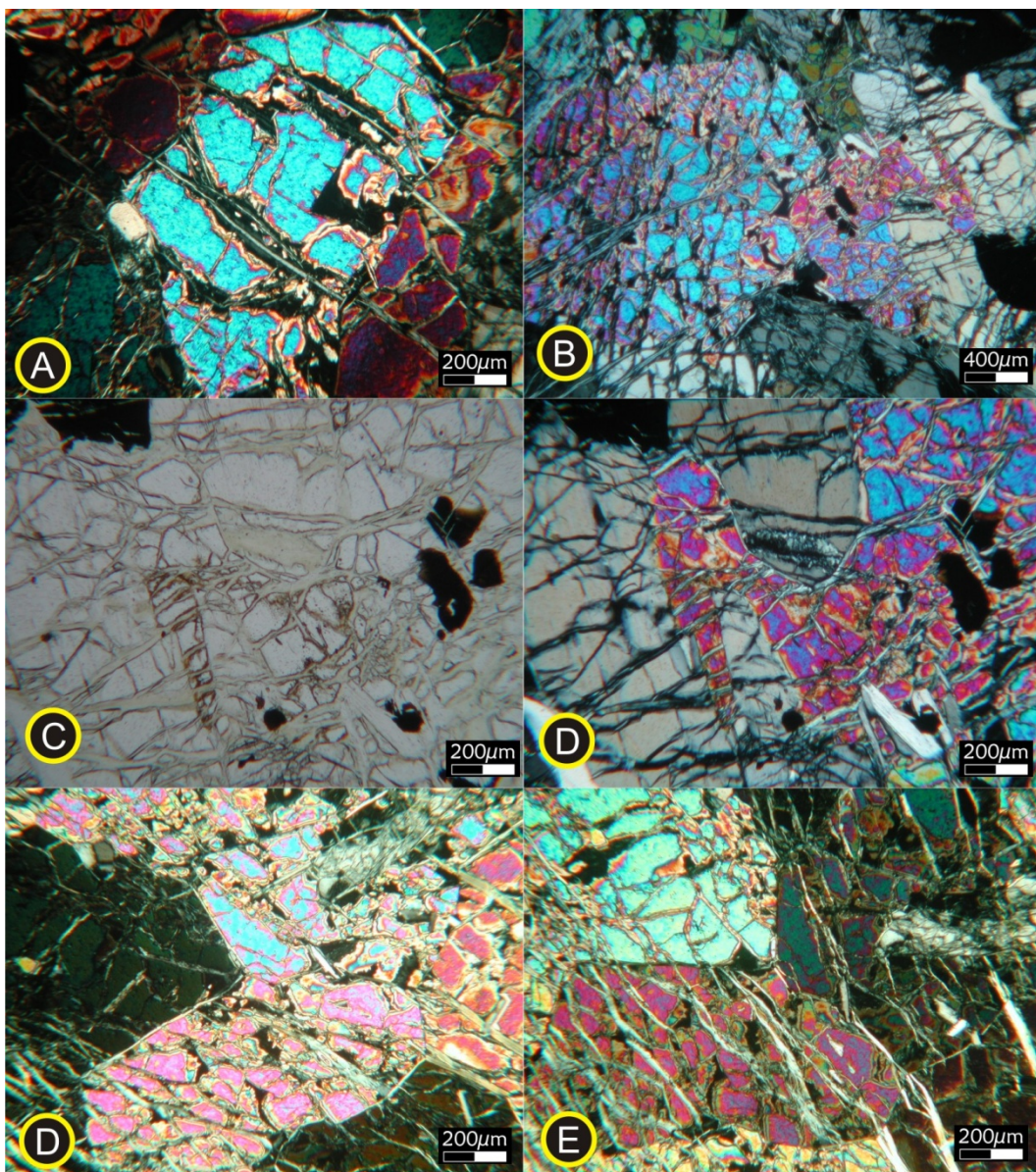
Prancha 5-17:A e B) Fotomicrografias que apresentam agregado de plagioclásio e hornblenda com textura do tipo quelifítica em seção com mais de 10% de plagioclásio modal (l.pol).

5.2.1.2.3 *Meta-espinélio harzburgito.*

O meta-espinélio harzburgito ocorre na porção sudeste da área, principalmente, no fundo das galerias dos pontos 149 e 150, as quais apresentam em seus áditos a ocorrência dos retro-granulitos ultramáficos descritos acima. Macroscopicamente, este litotipo apresenta uma coloração em matizes de verde musgo, apresentando uma clivagem de fratura preenchida por material silicático (do tipo garnierita), a qual confere a esta superfície uma coloração em tons de verde-maça (sub-item 4.2.2). É possível, ainda, observar a presença de cristais faneríticos de olivina, piroxênio e opacos, assim como serpentina e finos grãos de clorita associados aos opacos.

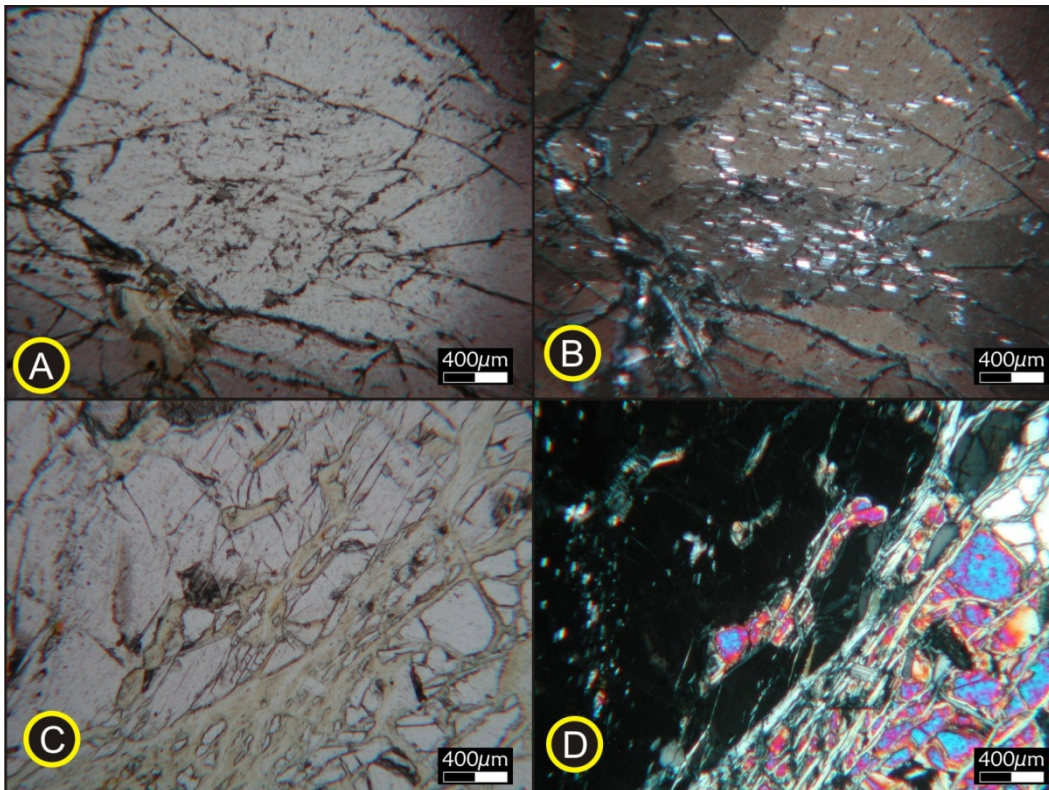
Em análise microscópica, este litotipo consiste de uma rocha holocristalina, com textura fanerítica, essencialmente, hipidiomórfica, adcumulática, “em atol” de corrosão e esquelética, e que apresenta processos de cloritização e serpentização (Prancha 5-18 a 5-21). Este litotipo é constituído, principalmente, por ortopiroxênio, olivina, espinélio castanho e apresenta como fases secundárias serpentina, anfibólio, clorita, opacos, carbonato e talco, nas mais variadas proporções.

A olivina compreende o mineral majoritário da rocha, atingindo em algumas seções mais de 55% da composição modal. Este mineral ocorre na forma de grossos porfiroclastos incolores de alto relevo e alta birrefringência, com cores de interferência atingindo o rosa de 2ª ordem (Pranchas 5-18 a 5-21). Esta fase apresenta-se intensamente fraturada, e, com serpentina preenchendo estas superfícies.



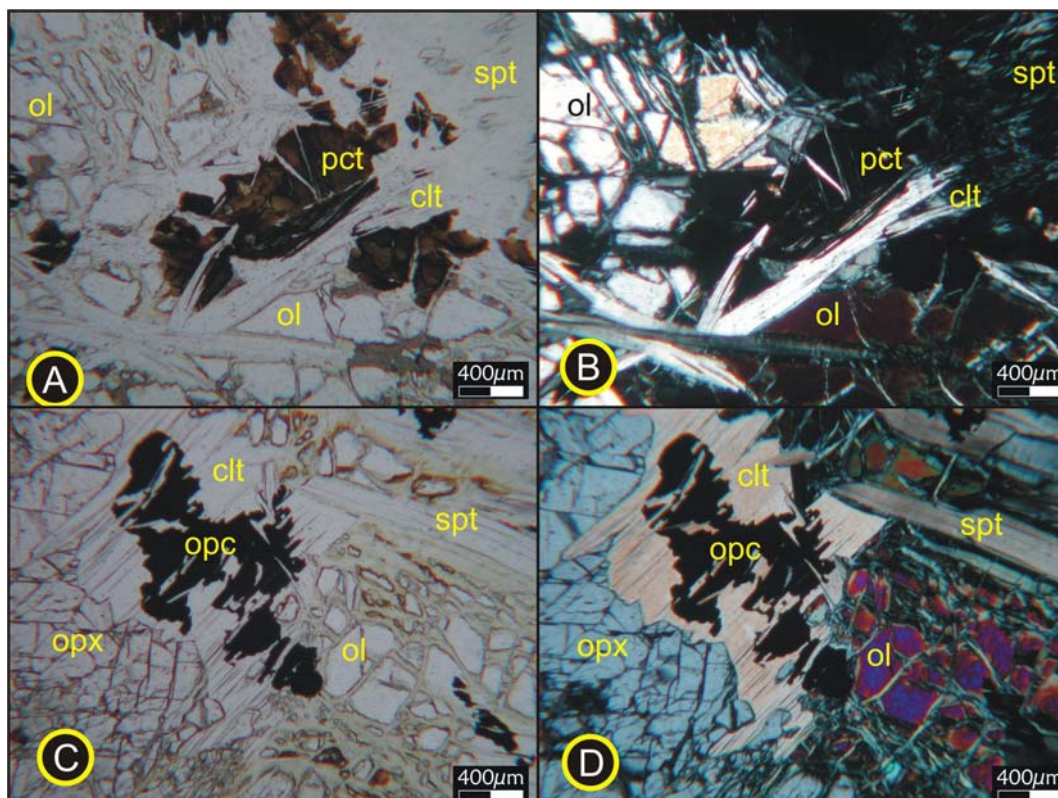
Prancha 5-18- Fotomicrografia que apresenta olivina cumulática euédrica em contato reto com outra olivina (l.pol.). B) Fotomicrografia que apresenta grãos corroídos de olivina em contatos interpenetrantes (l. pol.). C e D) Fotomicrografias que apresentam olivina e opaco intercúmulus, precoces, corroídos em contato com olivina cumulática (l.pl. e l.pol., respectivamente). D e E) Fotomicrografias que apresentam cristais de olivina cumulática euédrica em contatos retos entre si (l. pol.).

O ortopiroxênio compõe até 40% da composição modal da rocha e ocorre como grossos porfiroclastos de coloração rósea-acastanhada, com alto relevo e birrefringência baixa. Compõe textura inequigranular grossa, com seus constituintes variando de subédricos a euédricos (Pranchas 5-18 a 5-21). Geralmente, este mineral apresenta bandas de deformação, extinção levemente oblíqua, *kink bands* e extinção ondulante, associado, ou não, a processos de ex-solução de clinopiroxênio (Prancha 5-19, A e B).



Prancha 5-19- A e B) Fotomicrografias que apresentam ortopiroxênio deformado, com extinção ondulante, bandas de deformação e ex-solução de clinopiroxênio ao longo dos planos de clivagem prismática (l.pl. e l.pol., respectivamente). C e D) Fotomicrografias que apresentam olivina e ortopiroxênio cumuláticos com contato reto entre si. Destaque para olivina incluída em ortopiroxênio apresentando continuidade ótica com olivina excluída (l.pl. e l.pol., respectivamente).

O mineral opaco (Cr-magnetita), compõe até 15% da moda da rocha, ocorrendo com texturas inequigranular, fina a grosso, variando de xeno a suidiomórficos, apresentando também texturas do tipo “em atol”, de corrosão e esquelética, as quais estão, geralmente, incluídas em olivina e ortopiroxênio (Prancha 5-20) . Comumente esta fase mineral se encontra nos espaços intersticiais entre olivina e ortopiroxênio, compondo um arranjo ortocumulático incipiente. Observou-se uma associação metamórfica de um espinélio castanho esverdeado (picotita) a esses opacos, com maior frequência nas zonas de contato entre os grãos de olivinas e ortopiroxênios e em zonas de fratura e clivagem. Uma segunda geração de opacos é observada através da ocorrência de xenoblastos opacos com textura inequigranular fina. Esta fase ocorre geralmente intercrescida em serpentina e talco, posicionadas nas fraturas e clivagens dos minerais primários (olivinas e ortopiroxênios) comumente formando feições como “nuvens” e “trilhas” de opacos. Esta forma de ocorrência pode ser atribuída a recristalização do excesso de ferro não incorporado por nenhuma fase secundária, sendo ex-solvida no processo de serpentinização e talcificação (Prancha 5-21).



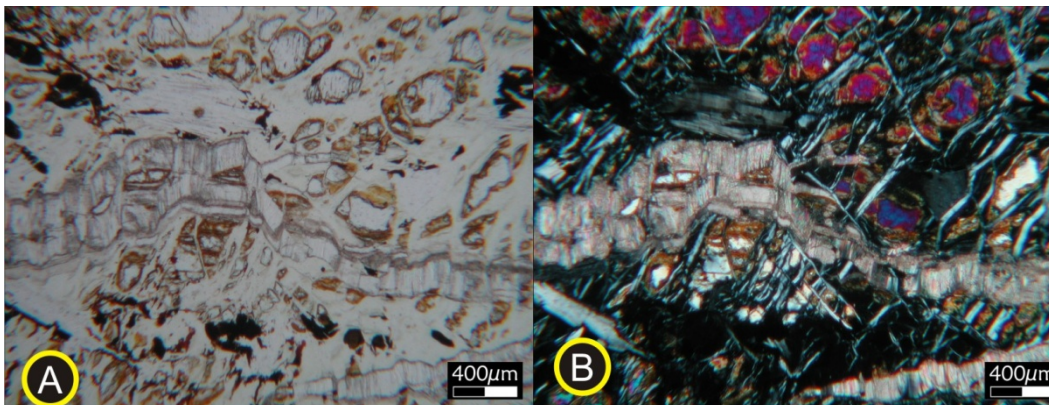
Prancha 5-20- A e B) Fotomicrografias que apresentam espinélio castanho ocupando espaço intercúmulus (l.pl. e l.pol., respectivamente). C e D) Fotomicrografia que apresenta clorita sendo formada às custas de opaco em zonas preferenciais, tais como zonas intergranulares, fraturas e clivagens (l.pl. e l.pol., respectivamente).

A serpentina ocorre na forma de agregados microcristalinos de coloração amarelada, relevo baixo e uma baixa birrefringência, com cores de interferência não ultrapassando do cinza-azulado de 1ª ordem. Este mineral ocorre preenchendo fraturas de olivina, ortopiroxênio, opacos e espinélio castanho e, por vezes, compõe uma textura precoce do tipo *mesh* (Prancha 5-18 a 5-21). Associada a serpentina ocorre, principalmente, clorita, com talco e carbonato subordinados (fazendo parte da mineralogia traço).

A clorita esta presente na forma de palhetas inequigranulares, finas a grossas, incolores e não pleocróicas, com cores de interferência anômalas em matizes de castanho, evidenciando um provável caráter magnésio-ferroso. Este mineral esta associado a serpentina, com textura lepidoblástica, ao longo da direção de serpentinização, em situação em que sua gênese ocorre no limite entre grãos cumuláticos, observa-se um caráter genético estático, evidenciado por sua expansão ao longo de duas direções preferenciais, uma ao longo do contato entre os minerais, e a outra, em direção ao centro desses minerais, avançando ao longo de fraturas ou clivagens (Prancha 5-20, C e D).

O talco ocorre na rocha na forma de agregados microcristalinos, é incolor, tem baixo relevo e apresenta uma alta birrefringência com cores de interferência extremas. Este mineral ocorre *a priori* de

duas maneiras na rocha: 1) associado a serpentina, compondo a mineralogia acessória; e, 2) preenchendo venulas micrométricas, discordantes da direção de serpentinização (Prancha 5-21).

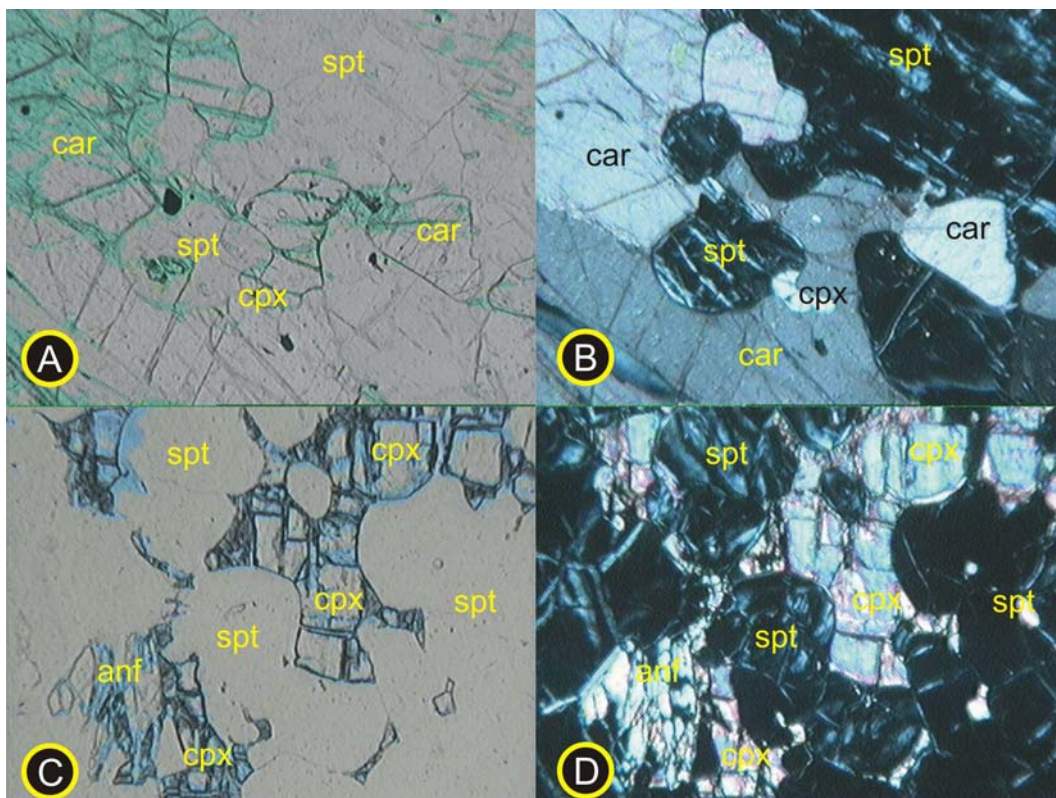


Prancha 5-21 Fotomicrografias que apresentam vênulas de serpentina que atravessam olivina e ortopiroxênio que não apresentam orientação preferencial (l.pl. e l. pol., respectivamente).

5.2.1.2.4 Carbonato- anfibólio serpentinito.

O carbonato anfibólio serpentinito do Complexo da Fazenda da Roseta ocorre na região sul-sudeste do complexo, especificamente em afloramentos existentes em trincheiras naturais, ponto 261, e, em galerias e emboques rasos existentes no ponto 147 (sub-item 4.2.2). Macroscopicamente, esta litologia apresenta uma coloração verde musgo, sendo observados grossos pseudomorfos de, provavelmente, ortopiroxênio, opacos e agregados microcristalinos de serpentina, que apresentam porções granulares de coloração ocre evidenciando fases pré-existentes pseudomorfizadas. Ainda, observaram-se, em amostra de mão, nas seções serradas e polidas, minerais carbonáticos xenoblásticos, inequigranulares, finos a grossos, envolvendo os agregados de coloração ocre em um arranjo do tipo intergranular.

Em análise microscópica foi observado uma rocha composta, majoritariamente, por serpentina, carbonato, clinopiroxênio, clinoanfíbólio (tremolita), opacos, clorita, olivinas e ortopiroxênio, combinados nas mais variadas proporções modais. A trama mineralógica existente compõe textura granoblástica, possivelmente ocupando espaços intergranulares de seções mesocumuláticas, do tipo *mesh*, e reliquias cumuláticas pseudomórficas (Pranchas 5-22 a 5-25).



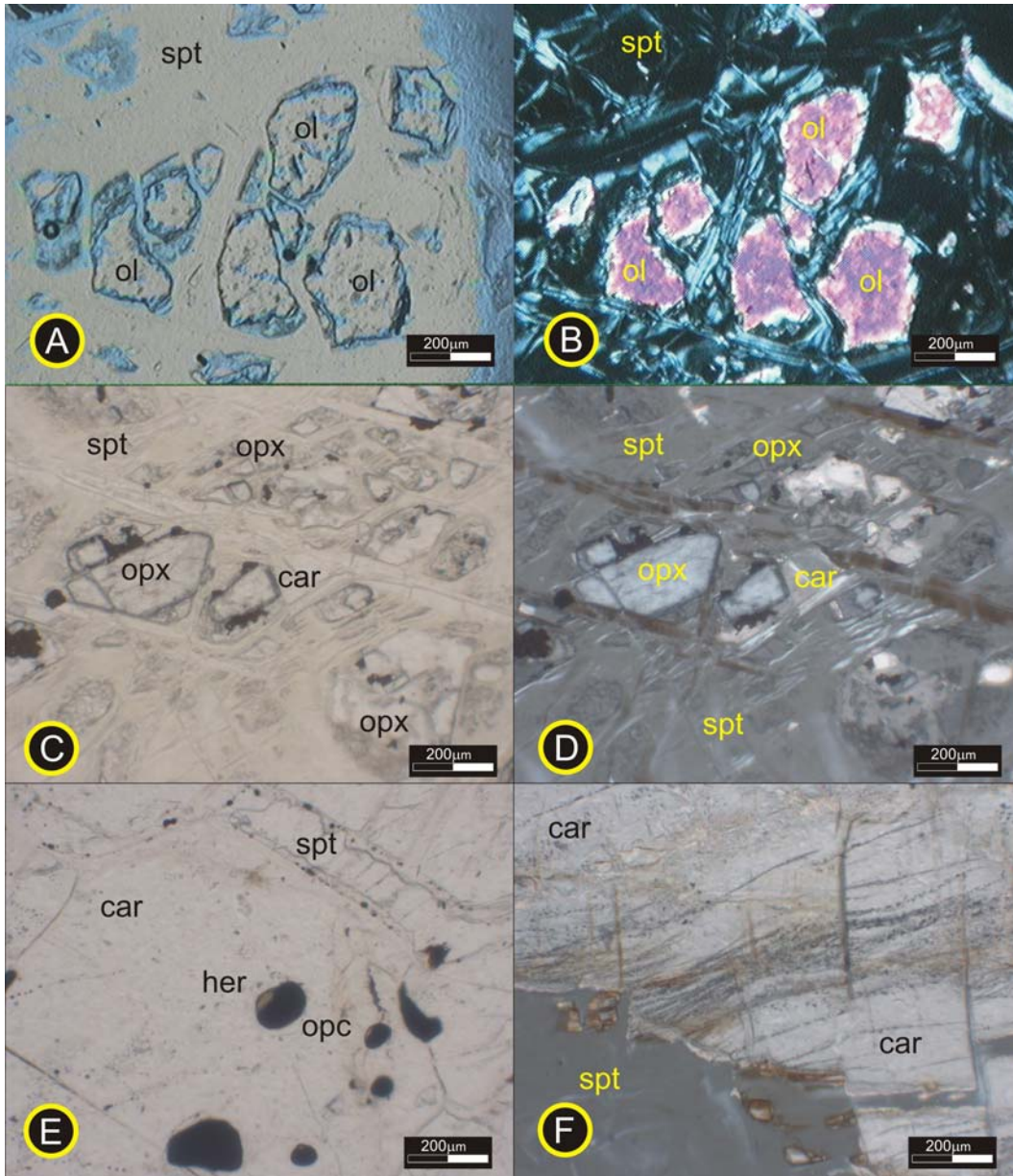
Prancha 5-22- A e B) Fotomicrografias que apresentam carbonato intergranular envolvendo pseudomorfos serpentinizados (l.pl. e l.pol., respectivamente). C e D) Fotomicrografias que apresentam carbonato intergranular sendo gerado às custas de anfibólio monoclinico (Tremolita) intergranular (l.pl. e l.pol., respectivamente).

A serpentina, mineral majoritário, ocorre na forma de agregados microcristalinos, de coloração amarelada, baixo relevo e baixa birrefringência, com cores de interferência não ultrapassando o cinza-azulado de 1ª ordem. Este mineral compõe textura do tipo *mesh* em fases pseudomorfisadas, que mostram relictos de olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio. Comumente, está associada a clorita, a qual, muitas vezes, ocorre de forma lepidoblástica, concordante aos planos e discontinuidades onde ocorre a serpentinização (*i.e.*, planos de clivagens e fraturas; Pranchas 5-22 a 5-25).

A olivina e ortopiroxênio ocorrem na forma de minerais reliquiares, em meio a serpentina. A olivina apresenta-se incolor, com alto relevo e birrefringência, apresentando cores de interferência vivas, intensamente fraturada e serpentinizada (Prancha 5-23, A e B). O ortopiroxênio aparece de forma semelhante a olivina, porém esta fase, em algumas seções ocorre na forma de cristais idiomórficos finos, em contato reto com carbonato (Prancha 5-23, C e D).

O clinopiroxênio ocorre em cristais incolores xenoblásticos, com textura inequigranular, finos a grossos, apresentando uma birrefringência média com cores de interferência moderadas. Esta fase ocorre, freqüentemente, ocupando espaços intergranulares de fases pseudomórficas cumuláticas, semelhante ao modo de ocorrência do anfibólio (II) dos serpentinitos do Morro do Corisco, com

evidências texturais sugerindo uma gênese à custa de serpentina (Prancha 5-24), e subsidiando a formação de carbonato e, posteriormente, clinofibrolito (tremolita; Prancha 5-25).



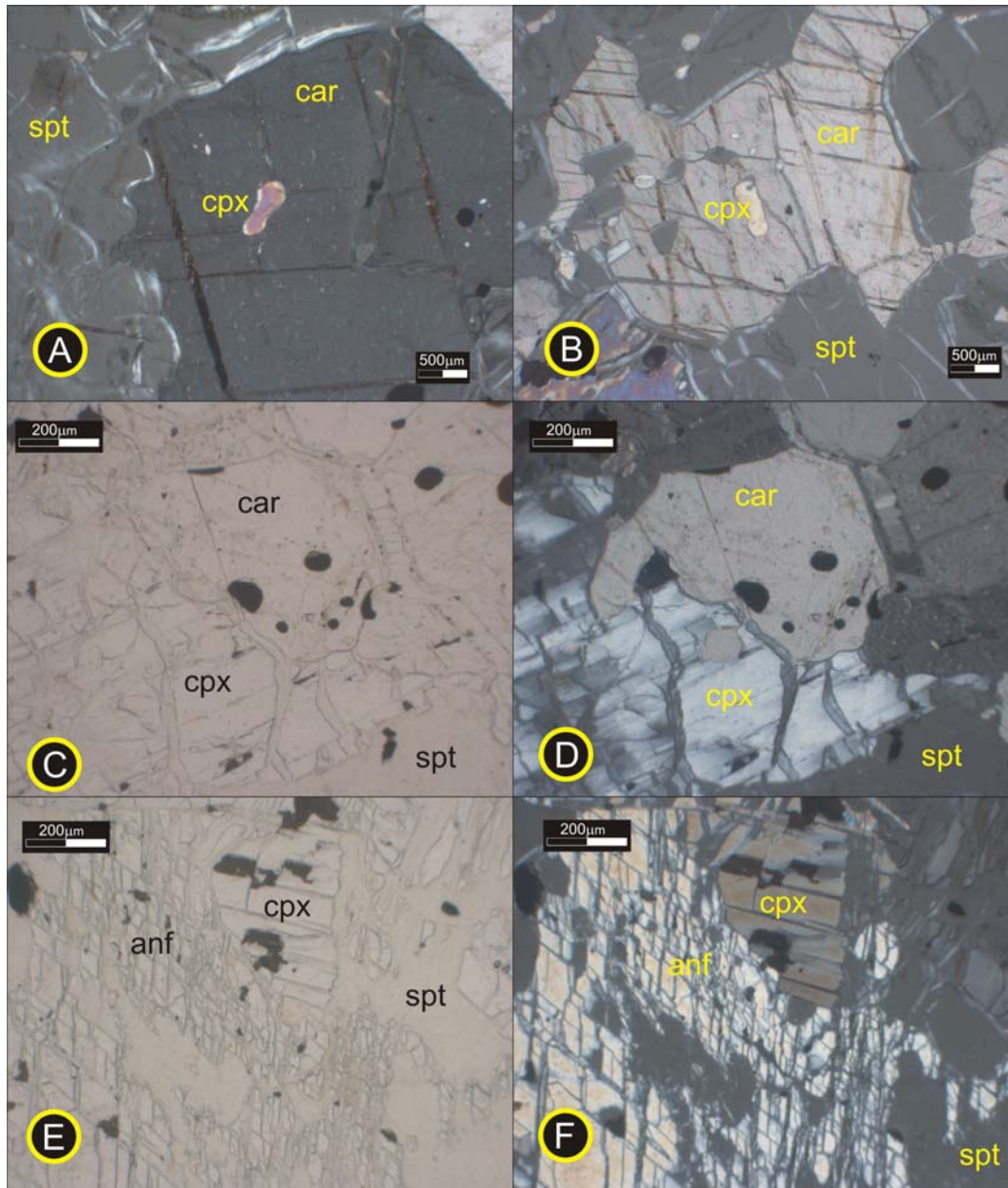
Prancha 5-23: A e B) Olivina reliquiarintensamente serpentinizada (textura “mesh”) (lpl e lpol respectivamente). C e D) Ortopiroxênio reliquiar serpentinizado estável com carbonato granoblástico consumindo serpentina (lpl e lpol respectivamente). E) hercinita consumindo opaco (Cr-magnetita)(l.pl.). F) Carbonatoapresentando inclusões de opacos, “trilhas de opacos” (l.pol.)

O carbonato, mineral que atinge até 20% da composição modal da rocha, forma xenoblastos incolores de baixo relevo e cores de interferência extremas, atingindo o róseo de ordens superiores. Ele ocorre, comumente, ocupando espaços intergranulares, semelhantes aos encontrados em rochas mesocumuláticas, de fases pseudomorfisadas, possivelmente, de olivina e ortopiroxênio (Prancha 5-24

e 5-25). Em muitas seções, observa-se o carbonato consumindo serpentina e clinopiroxênio, havendo em muitas seções inclusões destas fases no carbonato, o qual subsidia a geração de clinoanfíbólio (tremolita; Prancha 5-24 e 5-25), com este último ocorrendo da mesma maneira que a tremolita II dos serpentinitos do Morro do Corisco. Uma particularidade observada no carbonato é a ocorrência em contato reto, equilíbrio estável, com ortopiroxênio. Em algumas seções observaram-se finos opacos orientados, compondo arranjos do tipo “trilhas de opacos”, sugerindo a herança de uma superfície de cisalhamento pretérita, responsável pela cominuição deste mineral, feição similar as observadas no contato entre os serpentinitos do Morro do Corisco (sub-item 5.2.1.1).

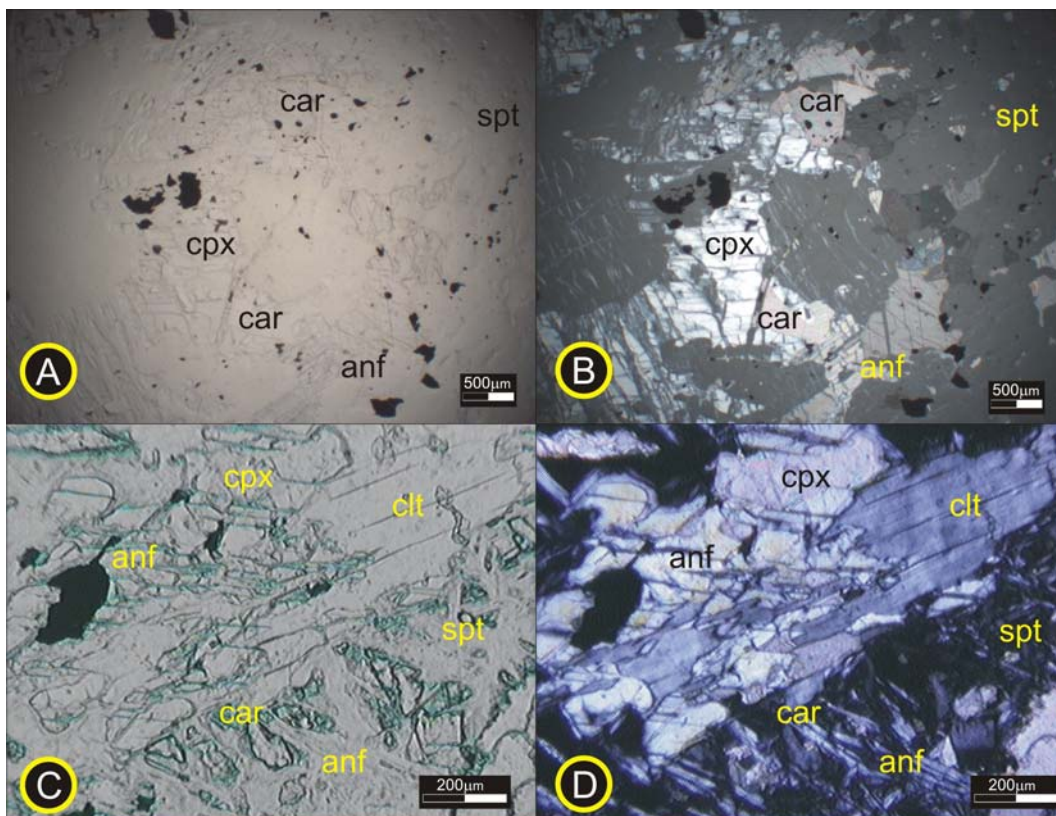
O clinoanfíbólio, diagnosticado oticamente como tremolita, apresenta-se incolor, com relevo e birrefringência moderada, com cores de interferências vivas. O seu modo de ocorrência é similar ao do clinoanfíbólio II descrito anteriormente nos serpentinitos do Morro do Corisco, ocupando espaços intergranulares de fases pré-existentes pseudomorfizadas e gerados às custas de clinopiroxênio e carbonato, havendo em diversas seções inclusões dessas fases na tremolita (Prancha 5-24 e 5-25)

Os minerais opacos ocorrem na forma de cristais xenomorfos, compondo textura inequigranular fina a grossa, comumente com hábito vermiforme, e apresentam texturas de reação do tipo “em atol” e “de corrosão”. Estes minerais geralmente ocupam espaços interpseudomorfos (intergranular), encontrando-se inclusos em anfíbólios e carbonato. Geralmente, estas fases estão transformadas em clorita, juntamente com a serpentina, e picotita e/ou hercinita (Prancha 5-23, E e F).



Prancha 5-24: A e B) Carbonato com inclusões de serpentina e clinopiroxênio, (l. pol.. C e D) Carbonato com inclusões de opacos, e gerados ao longo de fratura e clivagens do piroxênio monoclinico. (l.pl. e l.pol). E e F) Tremolita (anf) consumindo clinopiroxênio e serpentina (l.pl. e l. pol. respect.).

A clorita ocorre na forma de finas palhetas incolores, apresentando um baixo relevo e baixa birrefringência, com cores de interferência em matizes de cinza e castanho. Ela comumente forma-se à custa de opaco, serpentina e anfibólio (Prancha 5-25, C e D).



Prancha 5-25: A e B) Clinopiroxênio sendo “consumindo” por, primeiramente, carbonato e, tremolita, com esta última “consumindo” também carbonato (l.pl. e l.pol. respect.). C e D) Tremolita consumindo clinopiroxênio, serpentina e carbonato, com todas estas fases subsidiando a geração de clorita (l.pl. e l.pol. respect.).

5.2.1.3 Ultramafitos entre Arantina e Andrelândia e da Serra da Garça.

Os corpos ultramáficos localizados na região entre Arantina e Andrelândia e os da Serra da Garça, como mencionado no item 4.2.2.1.2, são corpos ovóides de dimensões decamétricas alinhados segundo a direção da foliação regional principal (mapa geológico regional no CD-ROM em anexo). Em amostra de mão observou-se uma rocha de coloração cinza-esverdeada, sendo reconhecíveis grossos cristais reliquiares de olivina, ortopiroxênio, clorita e anfibólio (Fig. 5-6). Em campo, um bandamento textural foi reconhecido através de horizontes com diferenças na granulação e na coloração da rocha.



Figura 5-2- Fotografia de amostra de mão da Serra da Garça, de espécime composto de anfibólio, olivina e opacos. Destaque para os grandes cristais de anfibólio com textura decussada radial.

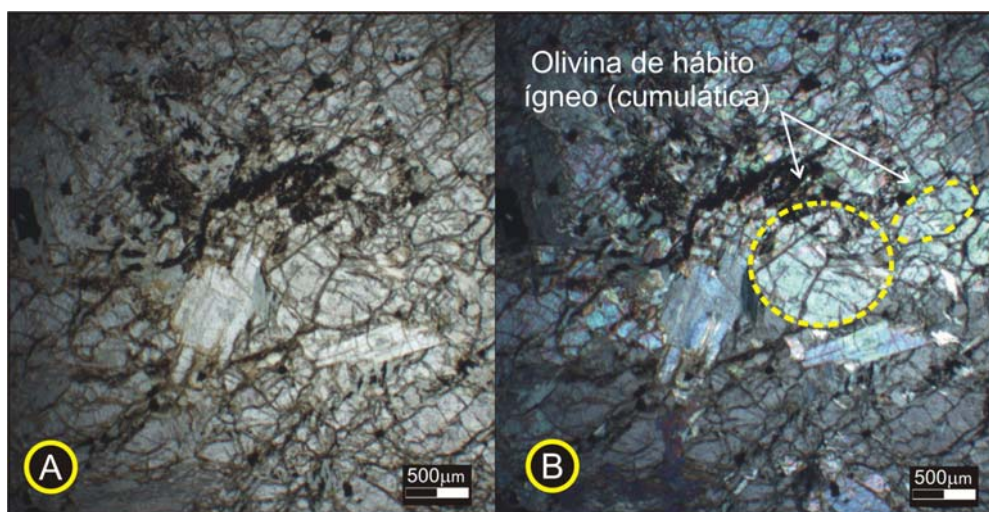
Microscopicamente, observa-se uma rocha essencialmente porfiroblástica que apresenta texturas inequigranular, fina a grossa, com cristais variando de xeno- a idioblásticos, de substituição e de corrosão. Texturas de deformação intracristalina e cisalhamento em regime rúptil-ductil, como extinção ondulante, lamelas de deformação e estruturas do tipo “novos grãos”, “sub- grãos”, “sombras de pressão” e “núcleo e manto” foram identificadas na rocha, assim como estruturas do tipo S/C, sigmoidal, milonítica de catáclase (Pranchas 5-28 e 5.29).

Antofilita, olivina, clorita, opacos, tremolita, talco e ortopiroxênio ocorrem nas mais diversas proporções, dificultando a quantificação de cada fase, justificando deste modo, o agrupamento dos ultramafitos da Serra da Garça e de Andrelândia – Arantina, diante da grande semelhança litológica entre os litotipos desses corpos. O bandamento textural, observado em campo, é um reflexo de uma diferença modal significativa no conteúdo de olivina, clorita e antofilita, como resultado do processo de deformação e recristalização observado (Pranchas 5-26 a 5-33).

A olivina se apresnta incolor, com textura inequigranular, variando de fino a grosso, com cristais de alto relevo e birrefringência, com cores de interferência vivas. Sua composição modal varia sensivelmente de seção para seção, com seu grau de idiomorfismo apresentando uma relação inversa com a quantidade modal de antofilita. A olivina registra diversas etapas de deformação e

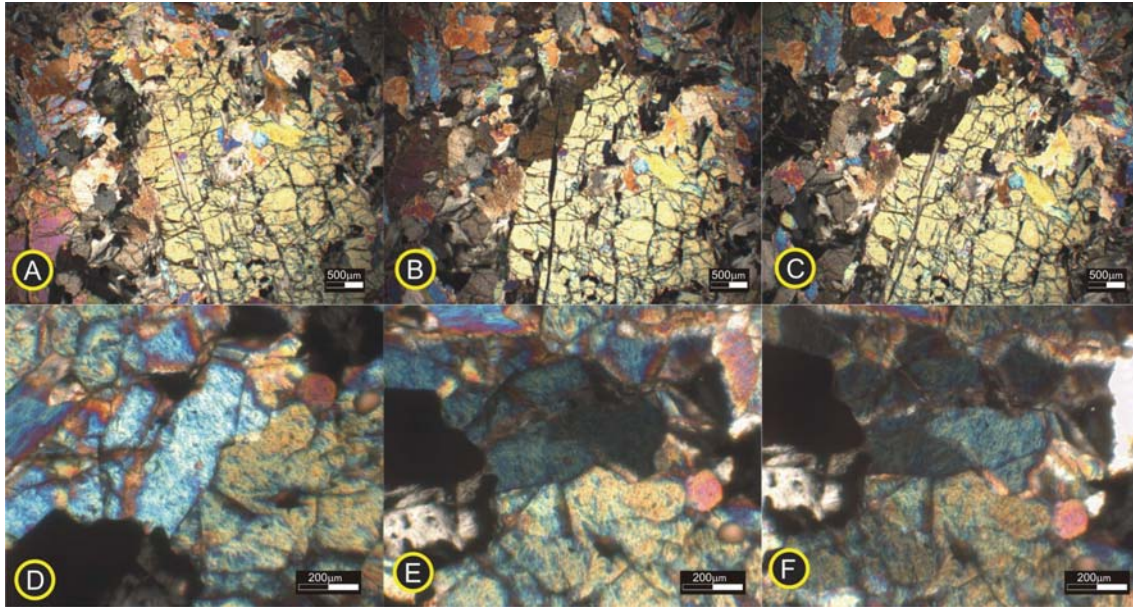
metamorfismo, sendo caracterizados três processos genéticos distintos, sendo (em uma provável ordenação crono-deformacional):

1) a geração de olivina na rocha protolito, possivelmente dunito - harzburgito cumulático, de hábito granular euédrico, compondo horizontes, de um possível aleitamento ígneo, visualizado através da orientação dos eixos maiores desses cristais (Prancha 5-26). Olivina com estas características foi observada em poucas seções, representando relictos preservados da deformação, comumente posicionada em meio a olivina recrystalizada, com pouco opaco ex-solvido.



Prancha 5-26: Olivina de hábito granular (ígneo?) envolvida por olivina recrystalizada (granoblástica; l.pol.).

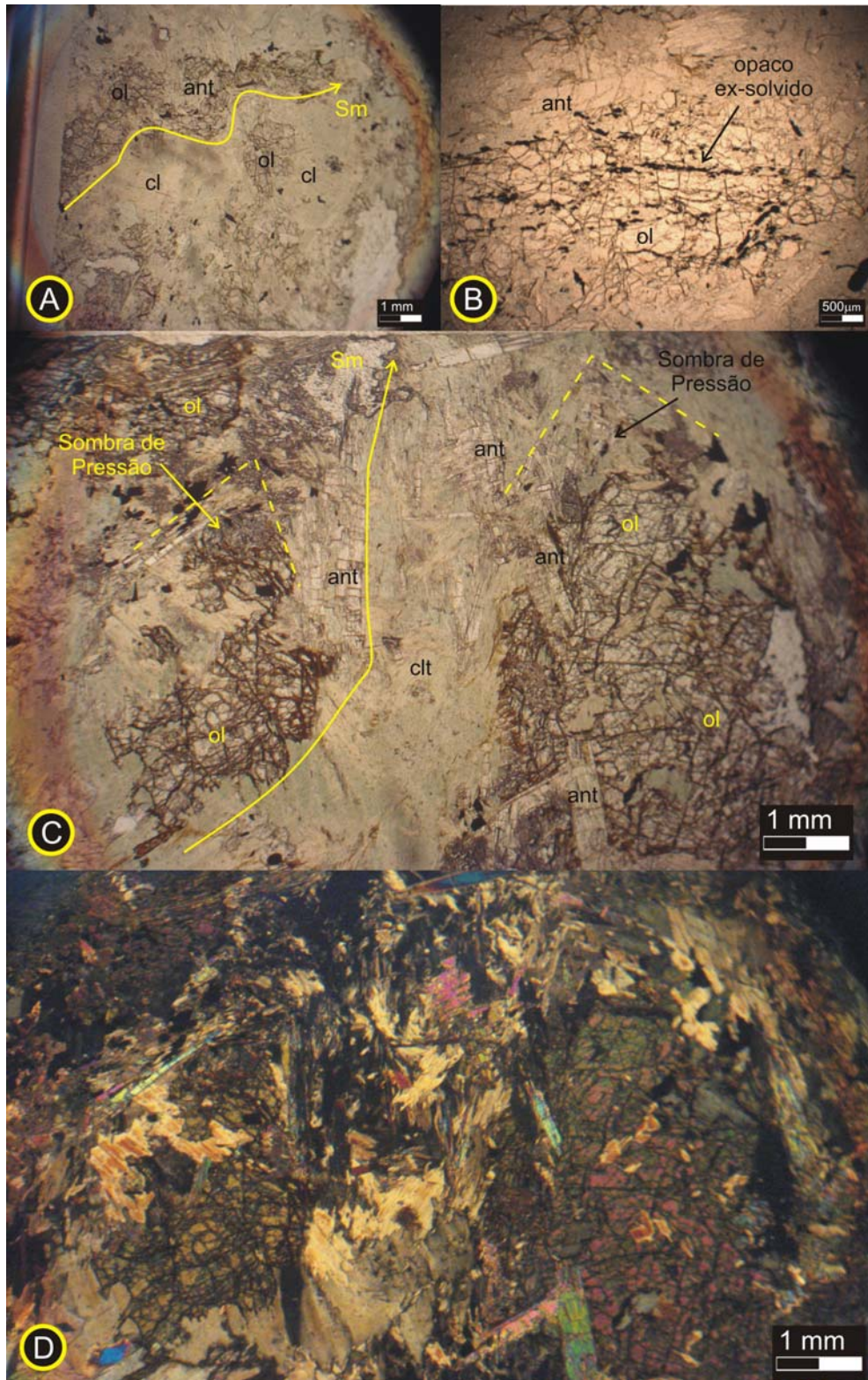
2) a recrystalização e deformação dinâmica da olivina em um evento progressivo com mudança de natureza reológica, primeiramente em regime dúctil – rúptil e posteriormente em regime rúptil – dúctil. O possível regime plástico recrystalizou a olivina orientada, adquirindo um hábito tabular alongado, gerando estruturas do tipo “sigmóides”, S\C e “sombras de pressão” (Prancha 5-28), além da ex-solução de opacos, concentrados em suas superfícies de fratura. O regime rúptil-ductil gerou feições de cataclasmamento no mineral, havendo a sua cominuição e fragmentação. Clorita e antofilita (I) ocorrem associadas a olivina, orientadas segundo a direção de alongamento da olivina e compondo as fases constituintes da “sombra de pressão”. Em algumas seções foi possível observar microestruturas do tipo “extinção ondulante”, “novos grãos”, “sub grãos” e maclas na olivina (Prancha 5-27).



Prancha 5-27- Fotomicrografias (A, B, C, D, E e F) que apresentam uma seqüência de texturas que evidenciam deformação plástica na olivina (estruturas do tipo “sub-grãos” e “novos grãos”; l. pol.).

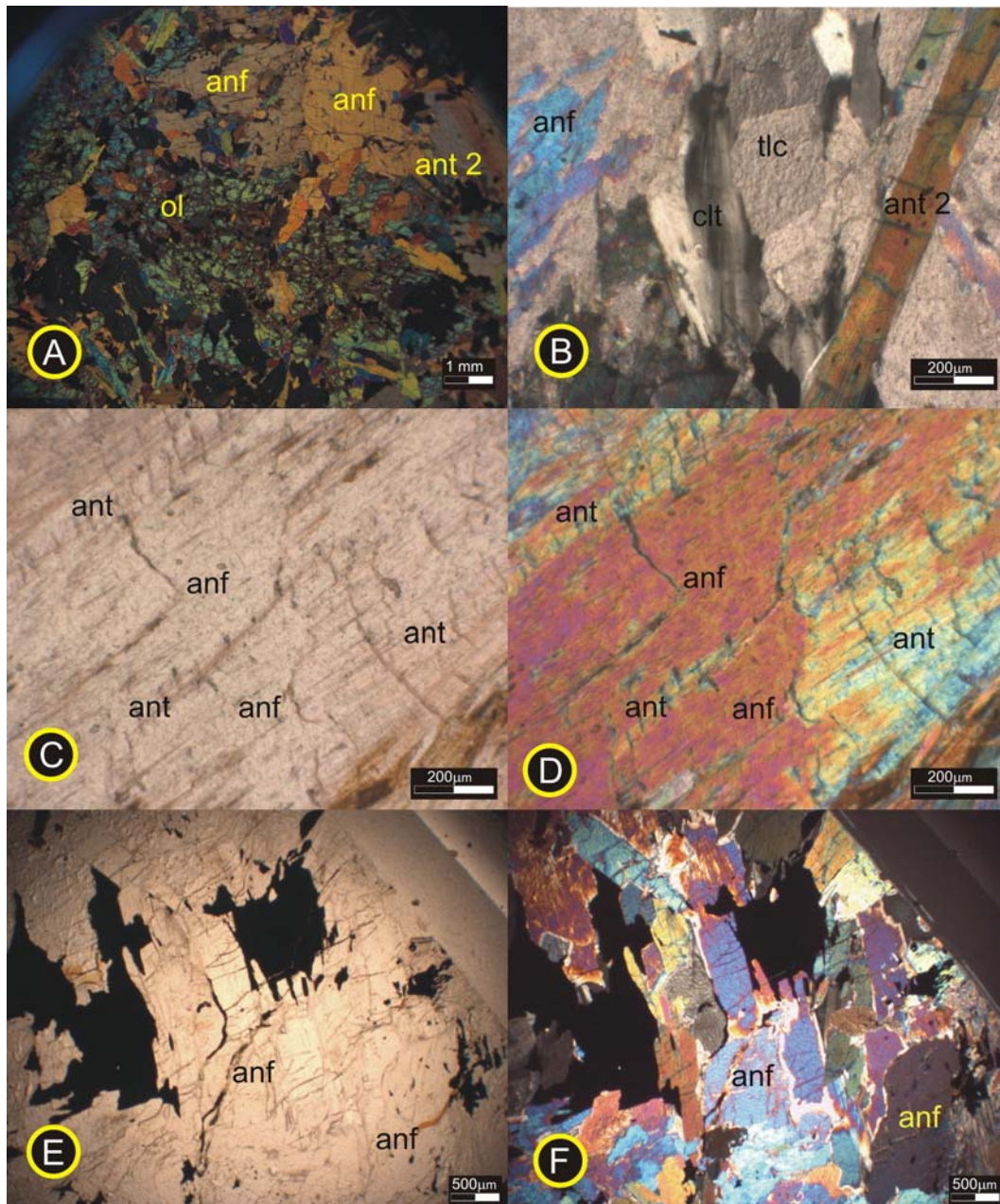
3) uma possível transformação da olivina em ortopiroxênio + talco (Prancha 5-32, A) e posteriormente, associado com talco gerando uma segunda ocorrência de antofilita.

A antofilita, mineral majoritário em todas amostras analisadas, atinge até 60% da composição modal da rocha e ocorre, essencialmente, na forma de cristais aciculares incolores, com típica extinção reta, relevo e birrefringência moderada, e cores de interferência vivas. Apresenta textura inequigranular, fina a grossa, geralmente idioblástica. Foram observadas duas formas de ocorrência deste mineral: 1) como porfiroblastos aciculares, finos a grossos, essencialmente, nematoblásticos, associado com olivina recrystalizada e clorita, comumente localizadas em zonas de cisalhamentos, ocorrendo em muitas seções, junto com clorita, nas sombras de pressão, formadas em olivina, apresentando evidencias de deformação ruptil-ductil (antofilita I), e, 2) na forma de idioblastos aciculares com texturas inequigranular, fina a grossa, essencialmente nematoblástica e decussada (em agregados radiais), apresentando uma gênese a partir de ortopiroxênio + talco e olivina + talco, ocorrendo interceptando em alto ângulo a superfície de cisalhamento, sobrecrecida em clorita, olivina, talco, ortopiroxênio e antofilita (I) (Pranchas 5-29 a 5-33).

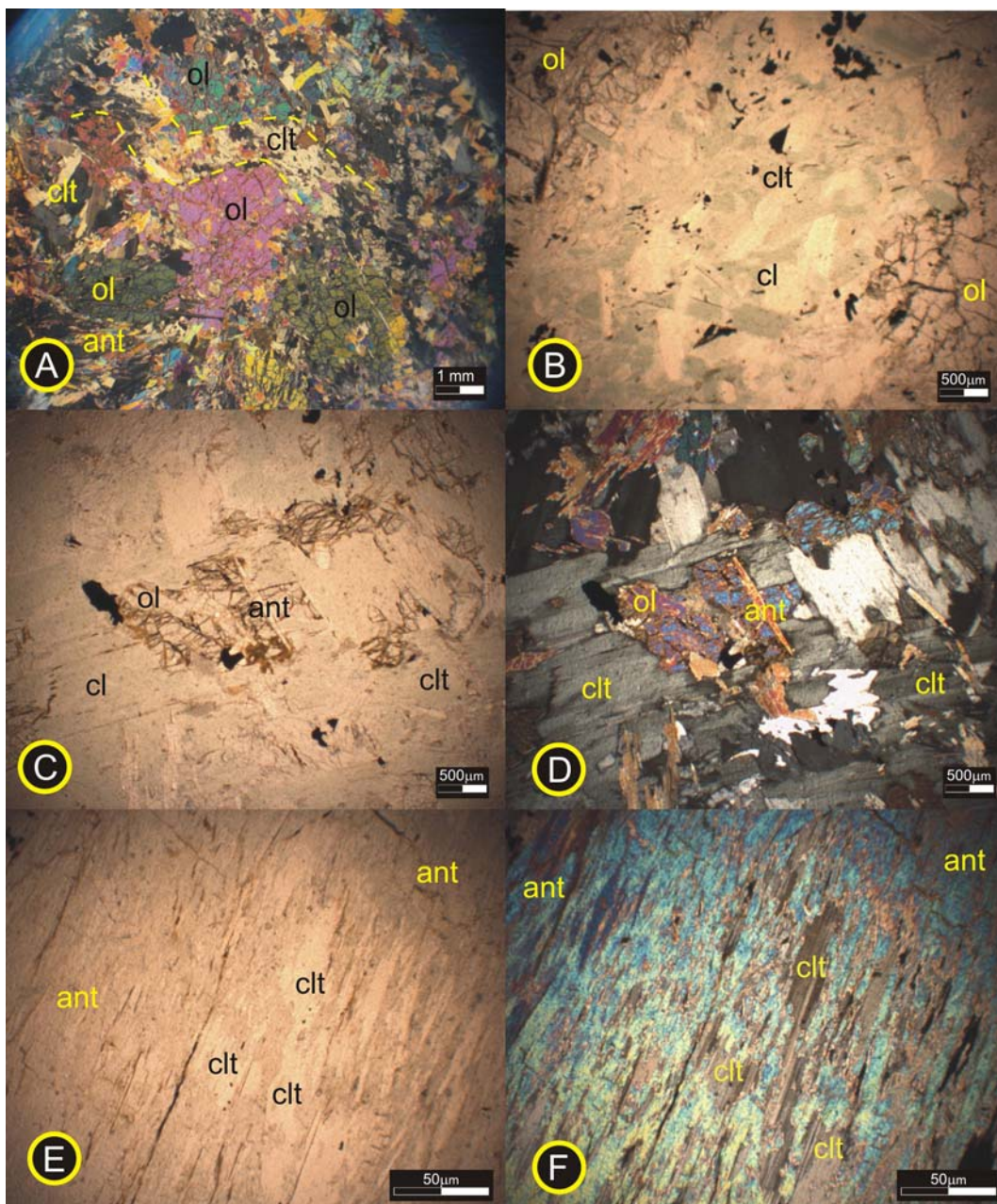


Prancha 5-28:A) Olivina alongada com evidências de deformação e recrystalização em regime dúctil-rúptil, apresentando textura milonítica, zonas, essencialmente cloríticas e dobramento aberto (luz plana). B) Olivina recrystalizada apresentando alta densidade de fraturamento com opacos “ex-solvidos” e recrystalizados ao longo destas superfícies. C e D) Zona de cisalhamento apresentando estrutura do tipo S\C e sombras de pressão em olivina (l.pl. e l.pol. respect.)

O anfíbio monoclinico (tremolita) ocorre na forma de granoblastos pleocróicos, em matizes de verde e castanho-amarelado pálido, inequigranulares, finos a médios, de relevo e birrefringência moderados, com cores de interferência na 2ª ordem (Prancha 5-29, B). Apresentam contatos retos entre si e retos a interlobados com talco. Em muitas seções estes grãos são consumidos, em reação geradora de antofilita (Prancha 5-29).



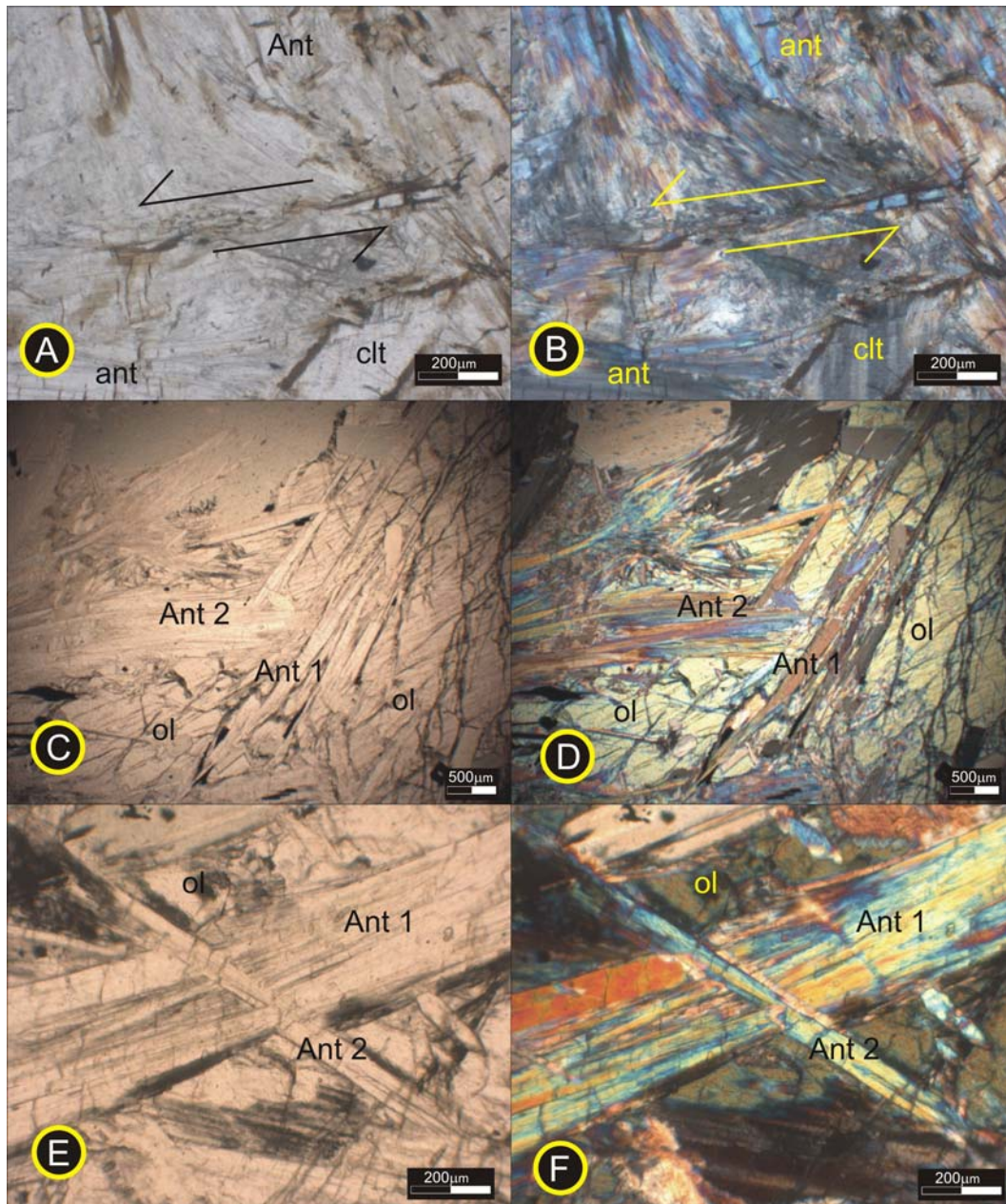
Prancha 5-29:A) Tremolita consumindo antofilita I e olivina recristalizada, e subsidiando a geração de antofilita II (luz poalrizada). B) Talco consumindo tremolita I e clorita I e sendo consumida por antófita II (luz polarizada). C e D) tremolita (anf) se transformando em antofilita II (l.pl. e l.pol. respect.). E e F) Tremolita “consumindo” opaco e apresentando uma corna de reação (l.pl. e l.pol. respect.).



Prancha 5-30- A e B) Fotomicrografias que mostram clorita porfiroblástica englobando antofilita sobrecrecida sobre olivina reliquiar (l.pl e l.pol., respect.). C e D) Fotomicrografias que mostram agregados de cloritas (l.pl e l.pol., respectivamente). E e F) Fotomicrografias que mostram clorita sobrecrecida em zonas de clivagens de antofilita (l.pl e l.pol., respect.).

A clorita, mineral que ocupa até 60% da composição modal da rocha, ocorre, essencialmente, de duas maneiras: 1) em agregados tabulares, compondo textura decussada, inequigranular, com os cristais variando de finos a médios, essencialmente idioblásticos, que apresentam uma baixa birrefringência, com cores de interferência em matizes de castanho anômalo e cinza normal, sendo, em muitas seções, observadas tonalidades anil em porções centrais desses minerais, comumente associada a olivina recristalizada e antofilita (I), localizadas nas zonas de cisalhamento, formando porções

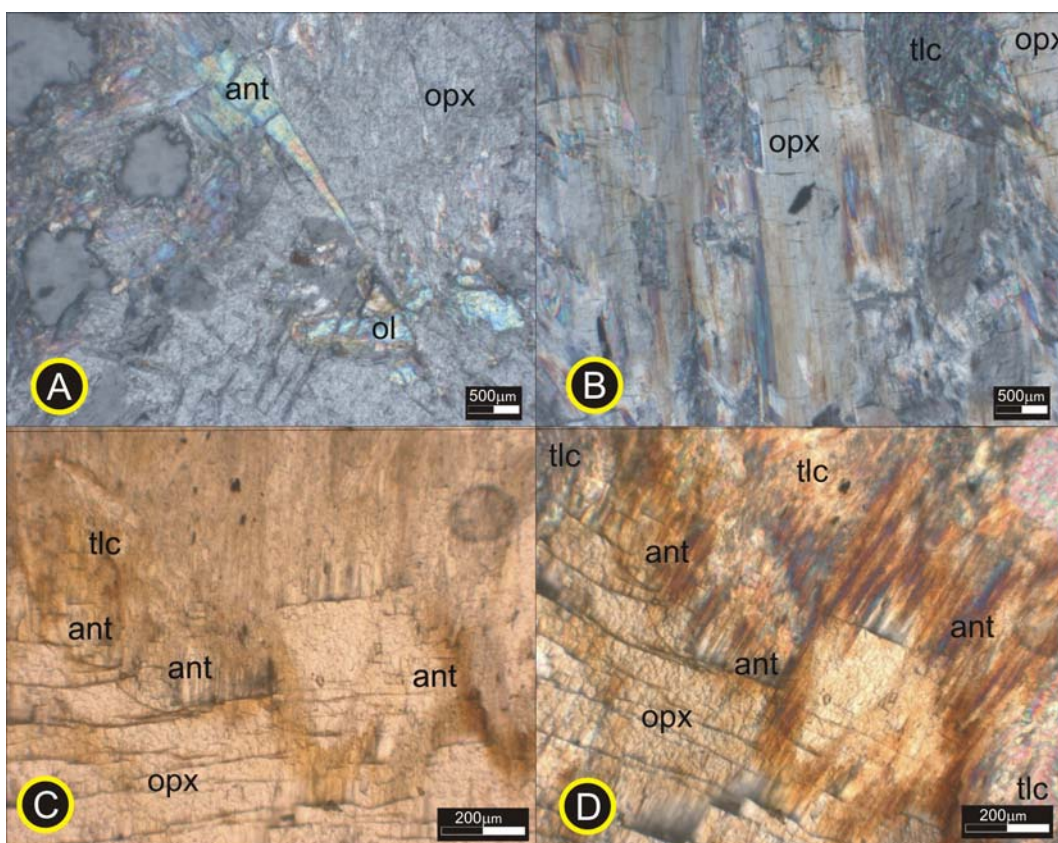
(bolsões), praticamente monominerálicas, e em regiões de sombra de pressão formada em olivina (clorita I), e, 2) em porfiroblastos, comumente, lepidoblásticos, apresentando-se intercrescida com antofilita (2), sendo gerada a partir de talco, ortopiroxênio e olivina (clorita II)



Prancha 5-31 A e B) Fotomicrografias que mostram antofilita grossa com terminação fibrosa em meio a massa de clorita e talco (l.pl e l.pol., respectivamente). C e D) Fotomicrografias apresentando antofilita idioblástica em uma matriz de talco e clorita (l.pl e l. pol., respectivamente). E e F) Fotomicrografias que mostram clorita deformadas de modo rúptil, evidenciando, um possível caráter, pré-deformacional (l. pol.).

O ortopiroxênio ocorre como porfiroblastos inequigranulares, finos a grossos, variando de xenoblástico a subidioblástico, apresentando alto relevo e baixa birrefringência, com cores de

interferência não ultrapassando o cinza de 1º ordem, e a característica extinção paralela. Em algumas seções, este mineral ocorre associado com talco, sendo consumido com este mineral para a formação de antofilita, sendo observado em muitas seções, ortopiroxênio acicular, representando o estágio intermediário da transformação em antofilita (Prancha 5-32). Evidências texturais, sugerem a gênese de ortopiroxênio + talco a partir de olivina, sendo observado olivina reliquiar inclusas em ortopiroxênio. Porém, grossos pseudomorfos de possíveis ortopiroxênio tabular, foram identificados associados a olivina granular (menos deformada), sugerindo desta forma, um representante do protólito. O talco ocorre na forma de agregados microcristalinos incolores de relevo baixo e alta birrefringência, com cores de interferência vivas que atingem a 3ª ordem. Este mineral ocorre, basicamente, associado parageneticamente com ortopiroxênio, subsidiando a geração de antofilita.

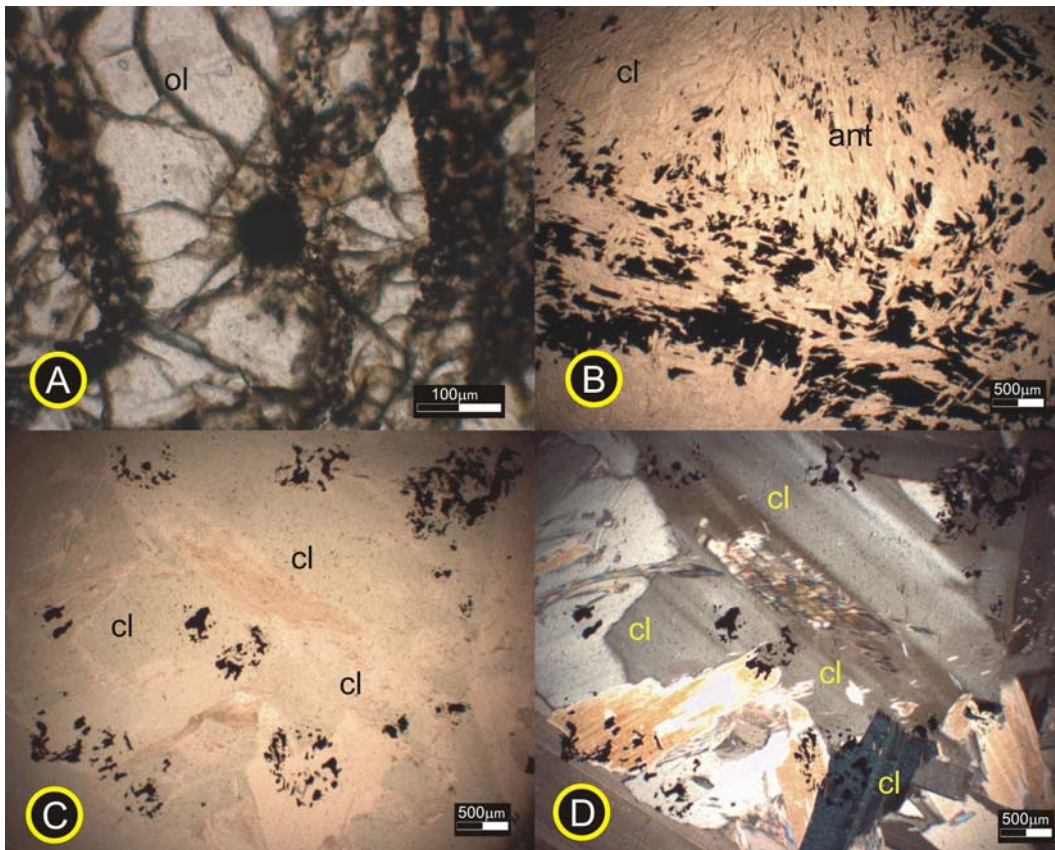


Prancha 5-32 A) Ortopiroxênio associado com talco, gerando antofilita II, com inclusões de olivina (luz polarizada). B) Ortopiroxênio “acicular” em estágio de reação na geração de antofilita (luz polarizada). C e D) Ortopiroxênio + talco gerando antofilita II.

Os minerais opacos ocorrem, essencialmente, como xenoblastos neoformados que apresentam textura inequigranular fina e ocupam, preferencialmente, zonas de fraturas (*e.g.*, de olivina prismática), associados a clorita e ex-solvidos do talco. Apresentam, ainda, texturas do tipo “nuvem” e

“trilha” de opacos, no entanto, opacos granulares, finos a médios, euédricos a subédricos ocorrem associado e incluso nas olivinas, apresentando textura do tipo “nucleo – manto” (Prancha 5-33).

Em poucas seções, foi observada a presença de serpentina, porém quando presente este mineral ocorre consumindo antofilita, em agregados fibrosos, exibe um fraco pleocroísmo, em matizes de verde, e um baixo relevo. Geralmente, apresenta uma herança estrutural da antofilita pré-existente (pseudomorfose) e apresenta uma textura lepidoblástica incipiente. Anfibólio monoclinico incolor foi diagnosticado em algumas seções mas não apresenta relevância modal e compõe, desta forma, a mineralogia acessória. Este mineral ocorre na forma de xenoblastos finos a médios, com um moderado relevo e uma moderada birrefringência, com cores de interferência atingindo a 2ª ordem.



Prancha 5-33: A) Mineral opaco euédrico, incluso em olivina e com porções recristalizadas ao longo de fraturas, apresentando um padrão de fraturamento radial ao seu redor (luz plana). B) Concentração de opacos “ex-solvados” e recristalizados, subsidiando a geração de antofilita II e clorita. (luz plana). C e D) Opacos esqueletiformes, granulares, transformando-se em clorita II (l.pl. e l.pol. respect.).

5.3 ASSOCIAÇÕES ULTRAMÁFICAS INSERIDAS NO DOMÍNIO II

5.3.1 Região de Carrancas

5.3.1.1 Fazenda da Areia.

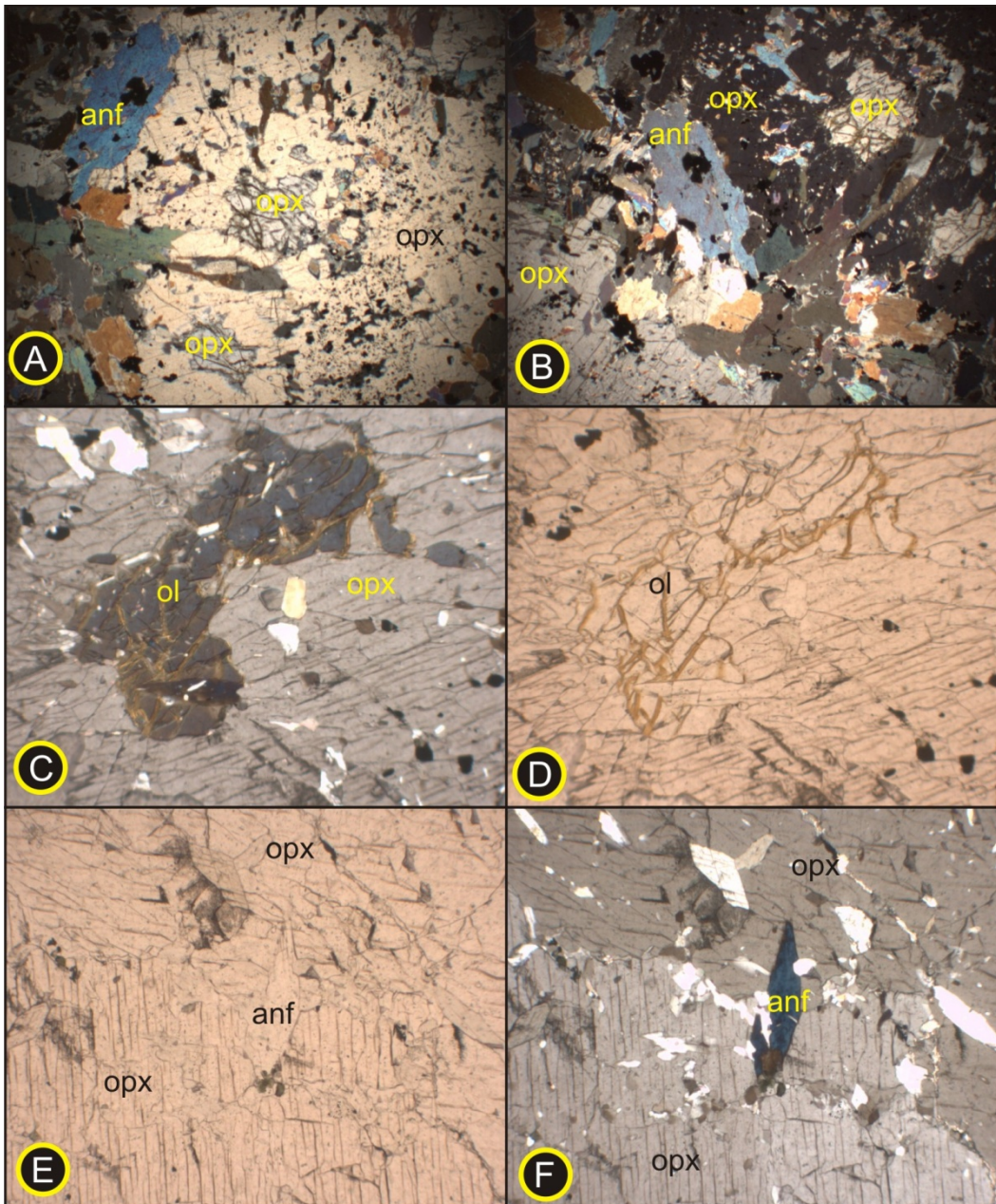
5.3.1.1.1 Meta espinélio-olivina ortopiroxenito.

O meta espinélio-olivina ortopiroxenito ocorre como exposições descontínuas em meio a zonas de cisalhamentos com componentes gravitacionais, as quais geraram diversos xistos meta-ultramáficos hidratados. Macroscopicamente, essa litologia apresenta uma coloração cinza esverdeada. É possível identificar na amostra, grossos cristais de ortopiroxênio, apresentando uma leve orientação de seus eixos maiores sugerindo a existência de um acamamento ígneo. Cristais finos de anfibólio, opacos e cloritas também foram diagnosticados em amostra de mão.

Microscopicamente, este litotipo é composto por ortopiroxênio, olivina, clinoanfíbólio, clorita, espinélio verde-garrafa e opacos, e apresenta textura inequigranular, fina a grossa, variando os cristais de xeno- a subidiomórficos. Texturas do tipo esquelético, “em atol” e de corrosão são exibidas principalmente por olivina e opacos, principalmente quando inclusos em ortopiroxênio. Aparecem outras texturas como corona, intercrescimento e deformacionais, como *kink bands*, lamelas de deformação, extinção ondulante e de ex-solução, sendo esta última existente em ortopiroxênio.

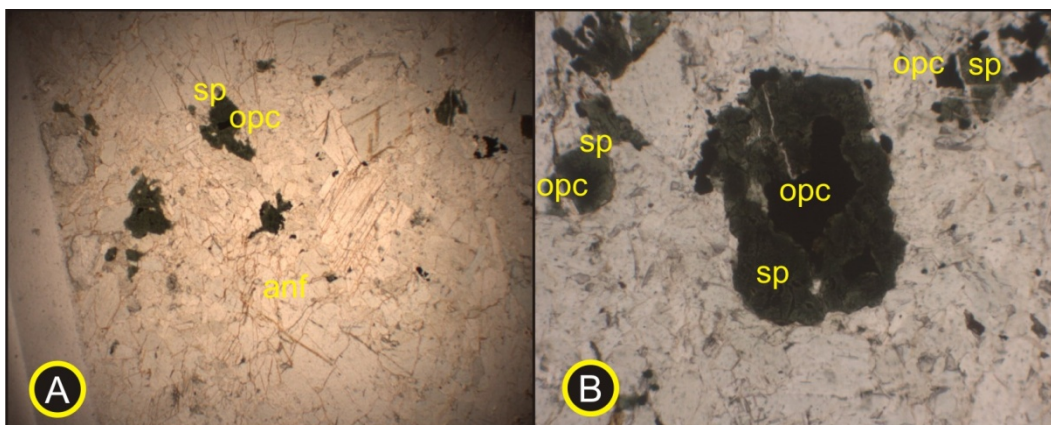
O ortopiroxênio é o componente majoritário e compõe mais de 65% da composição modal total da rocha. Ele apresenta coloração amarelo-acastanhado, com alto relevo e baixa birrefringência, com cores de interferência não ultrapassando o branco-amarelado de 1ª ordem. Este mineral apresenta textura inequigranular grossa, essencialmente xenomórfica, apresentando textura heteradumulática, evidenciada por fases primárias (ígenas) precoces, como olivina, opacos e ortopiroxênio apresentando continuidade ótica entre constituintes inclusos e excluídos de ortopiroxênio poiquilítico, sugerindo uma reação entre o líquido magmático e as fases precoces, tornando essas fases esqueléticas e corroídas (Prancha 5-34). O ortopiroxênio poiquilítico apresenta contato reto entre si, exceto na zona de contato, havendo na maioria dessas zonas blastese de clinoanfíbólio (Prancha 5-36). Em algumas seções, o ortopiroxênio poiquilítico exibe evidências de deformação, como extinção ondulante e maclas.

A olivina ocorre como porfiroclasto incolor de relevo e birrefringência altos, com cores vivas de interferência, apresenta texturas inequigranular fina a média e não ultrapassa 10% da composição modal da rocha. Normalmente, ela ocorre inclusa em ortopiroxênio poiquilítico, exibe hábito xenomórfico comumente, é vermiforme, esquelético e com evidências de corrosão (textura “em atol”) e possui fragmentos inclusos e externos que apresentam continuidade ótica (Prancha 5-34 e 5-36).



Prancha 5-34- A e B) Fotomicrografias que mostram ortopiroxênio reliquiar (cúmulus) incluído em ortopiroxênio heteradcumulático. Destaque para a continuidade ótica dos grãos de ortopiroxênio incluído e os anfibólios preferencialmente gerados em zonas de contato intergranular (l.pol.) C e D) Fotomicrografias que apresentam olivina cúmulus corroída e incluída em ortopiroxênio heteradcumulático (l.pl e l.pol., respectivamente). E e F) Fotomicrografias que mostram anfibólio gerado preferencialmente em zonas intergranulares, em clivagens e em fraturas (l.pl e l.pol., respectivamente).

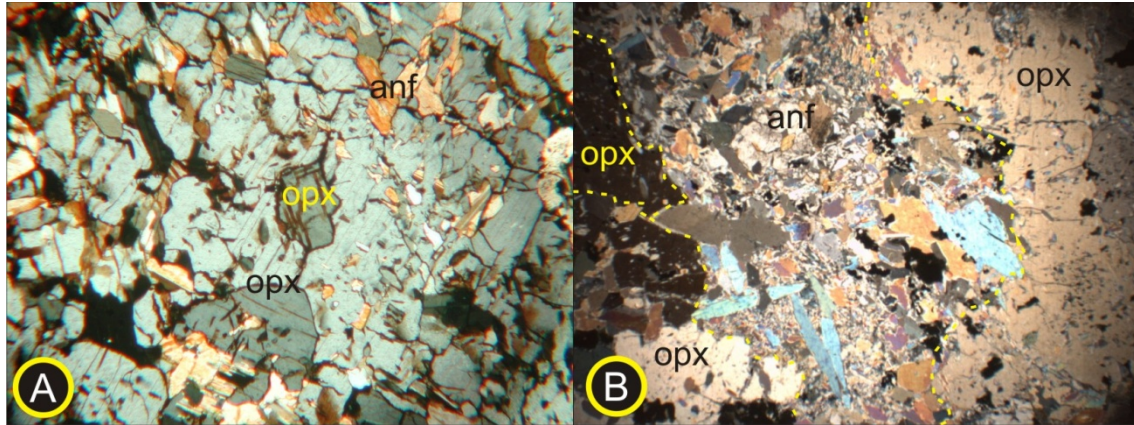
Os minerais opacos, atingem cerca de 5% da composição modal, ocorrem na forma de cristais xenomórficos e exibem textura inequigranular, fina a média. Comumente encontram-se inclusos em ortopiroxênio poiquilítico, em ortopiroxênio e olivina precoces e em clinofanfólios. Geralmente, encontram-se associados com espinélio verde-garrafa e compõe uma trama do tipo “corona” (Prancha 5-35).



Prancha 5-35 A e B) Fotomicrografias que mostram espinélio (s.s.) verde garrafa sendo gerado às custas de opaco. B) Destaque em para a textura “corona” gerada na reação de consumo do espinélio opaco (l.pl.).

O clinóanfibólio ocorre na forma de blastos tabulares que apresentam um leve pleocroísmo, em matizes de verde e amarelo-acastanhado. Possui baixo relevo e birrefringência moderada, com cores de interferência vivas, que atingem o rosa de 2^a ordem. Apresenta ângulo de extinção que varia de 11° a 18° e não ultrapassa 25% da composição modal da rocha. Esta fase apresenta textura inequigranular, fina a média e varia de xeno- a idióblastos. Este mineral, comumente, sobrecresce em olivina e ortopiroxênio precoces, assim também como em opacos e ortopiroxênio poiquilítico (Prancha 5-34 e 5-36). Este crescimento é favorecido, desta maneira, pela presença do denso fraturamento existente nestas fases. Outro modo de ocorrência do clinóanfibólio é nas zonas de contato entre ortopiroxênio poiquilítico. Nestas zonas, o ortopiroxênio apresenta contato do tipo interlobado a em cúspide com o clinóanfibólio, os quais apresentam uma alta taxa de nucleação, uma marcante variação no tamanho de seus constituintes e não apresentam um padrão de orientação (Prancha 5-34 e 5-36).

A clorita ocorre como mineral traço na rocha, na forma de finas palhetas esverdeadas, com um baixo relevo e baixa birrefringência, e cores de interferência que não ultrapassam o cinza de 1^a ordem. Comumente, encontra-se associada a anfibólio e minerais opacos nas zonas de fratura e no contato com o ortopiroxênio.



Prancha 5-36: A) Fotomicrografia que mostra ortopiroxênio cúmulus incluso em ortopiroxênio heteradumulático, com anfibólio gerado ao longo das superfícies de clivagens (l.pol.). B) Fotomicrografia que mostra anfibólio gerado preferencialmente nas zonas intergranulares, em clivagens e em fraturas (l.pol.,).

CAPÍTULO 6

LITOGEOQUÍMICA

6.1 INTRODUÇÃO

Foram escolhidas para a análise de elementos maiores, menores, traços e terras raras, 32 amostras dos diversos corpos estudados (Tab. 6-1), com os resultados apresentados no CD-Rom em Anexo. Também foram utilizados por este trabalho os dados litogeoquímicos de Almeida (1998), realizados nas mesmas litologias do presente trabalho.

Tabela 6-1: Relação entre as análises executadas e as litologias estudadas.

Corpo	Litologia	Amostr	Pontos
Morro do Corisco	Serpentinito	5	84-1, 84-2, 83-1, 255-1 e 256
Fazenda da Roseta	Serpentinito	1	147
	Meta-harzburgito	1	149-1
	Bronzítico	1	151
	Meta-websteritos	7	142, 142-2, 143, 150, 152, 153 e 263
	Retro-granulito	3	149-1, 149-2 e 149-4-1
Ultramafitos da Serra da Garça	Meta dunito/harzburgito cumulático	3	174, 190 e 201
Ultramafitos entre Andrelândia e Arantina	Meta dunito/harzburgito cumulático	8	96-3, 103, 125-1, 131. 132-1, 134, 222-1 e 231,
Fazenda da Areia	Olivina-ortopiroxenito	3	277, 278-B e 284

A figura 6.1 apresenta a correspondência do corpo ultramáfico com amostra analisada, com a respectiva simbologia gráfica utilizada nos diagramas e a fonte do dado.

+	Serpentinito (M. do Corisco) [1]	●	Retro granulito ultram. (Faz.da Roseta) [1]
+	Serpentinito (Faz. da Roseta) [1]	▼	Ultramafitos entre Aran. e And. [1]
+	Serpentinito (Faz. da Roseta) [2]	▼	Ultramafitos entre Aran. e And. [2]
◆	Meta harzburgito (Faz.da Roseta) [1]	◀	Ultramafitos da Serra da Garça [1]
◆	Meta harzburgito (Faz.da Roseta) [2]	▲	Ortopiroxenito da Serra da Garça [2]
●	Meta websterito (Faz.da Roseta) [1]	▶	Ortopiroxenito da Faz. da Areia [1]
●	Meta websterito (Faz.da Roseta) [1]	▶	Ortopiroxenito da Faz. da Areia [2]
●	Bronzito pegmatóide (Faz.da Roseta) [1]		

Figura 6-1 Simbologia utilizada na representação gráfica de cada corpo analisado. [1] Dados do presente trabalho e [2] dados de Almeida (1998).

6.2 APRESENTAÇÃO DOS DADOS

6.2.1 Elementos maiores

Através da análise litogeoquímica de elementos maiores foi possível estabelecer relações e assinaturas geoquímicas distintas para cada litotipo, assim como reconhecer tendências nos padrões elementares, tanto como resultado de processos de diferenciação magmática, quanto de processos metamórficos e metassomáticos. Estes dados foram comparados, na medida do possível, com rochas de mesma natureza e submetidas a processos metamórfico-deformacionais semelhantes.

As figuras 6-2, 6-3 e 6-4 apresentam o comportamento químico das diversas litologias estudadas. De acordo com os comportamentos químicos observados, juntamente com as relações microtexturais, os litotipos analisados foram separados em 3 grupos químico-texturais, sendo: o grupo I, composto pelas litologias com mais de 60% de minerais reliquiares (texturalmente meta-ígneos; incluindo o meta-harzburgito, o bronzito pegmatóide e o meta-websterito em porções menos deformadas) e o olivina ortopiroxenito; o grupo (S) composto pelos serpentinitos; e, o grupo (F), composto pelos ultramafitos entre Andrelândia e Arantina, e os da Serra da Garça, essencialmente metamórficos (moda metamórfica >60%). Os retro-granulitos ultramáficos compõe uma litologia a parte devido aos seus valores extremamente anômalos.

O grupo (I) apresenta valores com correlação negativa de MgO com Al₂O₃, CaO, SiO₂ e TiO₂, MnO e Na₂O, com valores máximos destes elementos em litologias mineralógica e texturalmente mais diferenciadas (textura heteradumulática em meta-websterito e olivina-ortopiroxenito) e valores inferiores destes óxidos em litologia texturalmente precoce (cumulática em meta-harzburgito). Por outro lado, uma correlação positiva foi observada entre Al₂O₃ e TiO₂, SiO₂, CaO, MnO e Na₂O, o que evidencia, desta forma, uma tendência de fracionamento magmático no conjunto desses litotipos.

Diagramas do tipo AFM ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{FeO}^{(t)} + \text{MgO}$; Coleman, 1977) e ACM ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{MgO}$; Coleman, *op.cit.*; Cameron, 1978) que tem campos discriminados para litotipos semelhantes gerados em ambientes diferentes, posicionaram as análises das litologias do grupo (I; meta-harzburgito, bronzitito pegmatóide e meta-websterito) nos campos de peridotitos ofiolíticos deformados a cumulados ofiolíticos ultramáficos. Por outro lado, valores destes óxidos em meta-websterito (menos deformado) e em meta-harzburgito incidiram em campo de harzburgito e ortopiroxenito da zona basal de complexos acamadados (*e.g.*, Complexo de Bushveld) e de porções basais de derrames komatíticos dunitico-peridotíticos. Este comportamento pode ser atribuído a características comuns de rochas dunito-peridotíticas, muito magnesianas, formadas a partir de olivina e/ou ortopiroxênio e/ou clinopiroxênio independente de sua natureza geoquímica e/ou petrotectônica.

Esses mesmos valores, em muitas amostras, incidiram, também, em campos característicos de diversos peridotitos orogênicos, orogênicos metassomatizados, ofiolíticos e abissais (Fig. 6-2 e 6-3; Bodinier & Godard, 2004) e de peridotitos ofiolíticos metamórficos ou de peridotitos deformados mantélicos, o qual é um campo separado daquele dos komatiitos e dos litotipos da porção basal de complexos acamadados.

O grupo (S) apresentou padrões semelhantes aos apresentados pelas análises do grupo (I), incidindo em campos ocupados pelos valores obtidos para as rochas menos diferenciadas e deformadas, refletindo desta forma sua natureza peridotítica, com seus valores incidindo em campos específicos de peridotitos abissais, orogênicos e ofiolíticos (Fig. 6-3 e 6-4; Bodinier & Godard, 2004), e, em campos de peridotitos ofiolíticos metamórficos nos diagramas AFM e ACM (Fig. 6-4 A e B; Coleman, 1977). Estes serpentinitos apresentam, ainda, valores muito próximos ou incidentes, aos dos campos de peridotitos abissais com processos de serpentinização e intemperismo oceânico (Niu, 2004; Fig. 6-5).

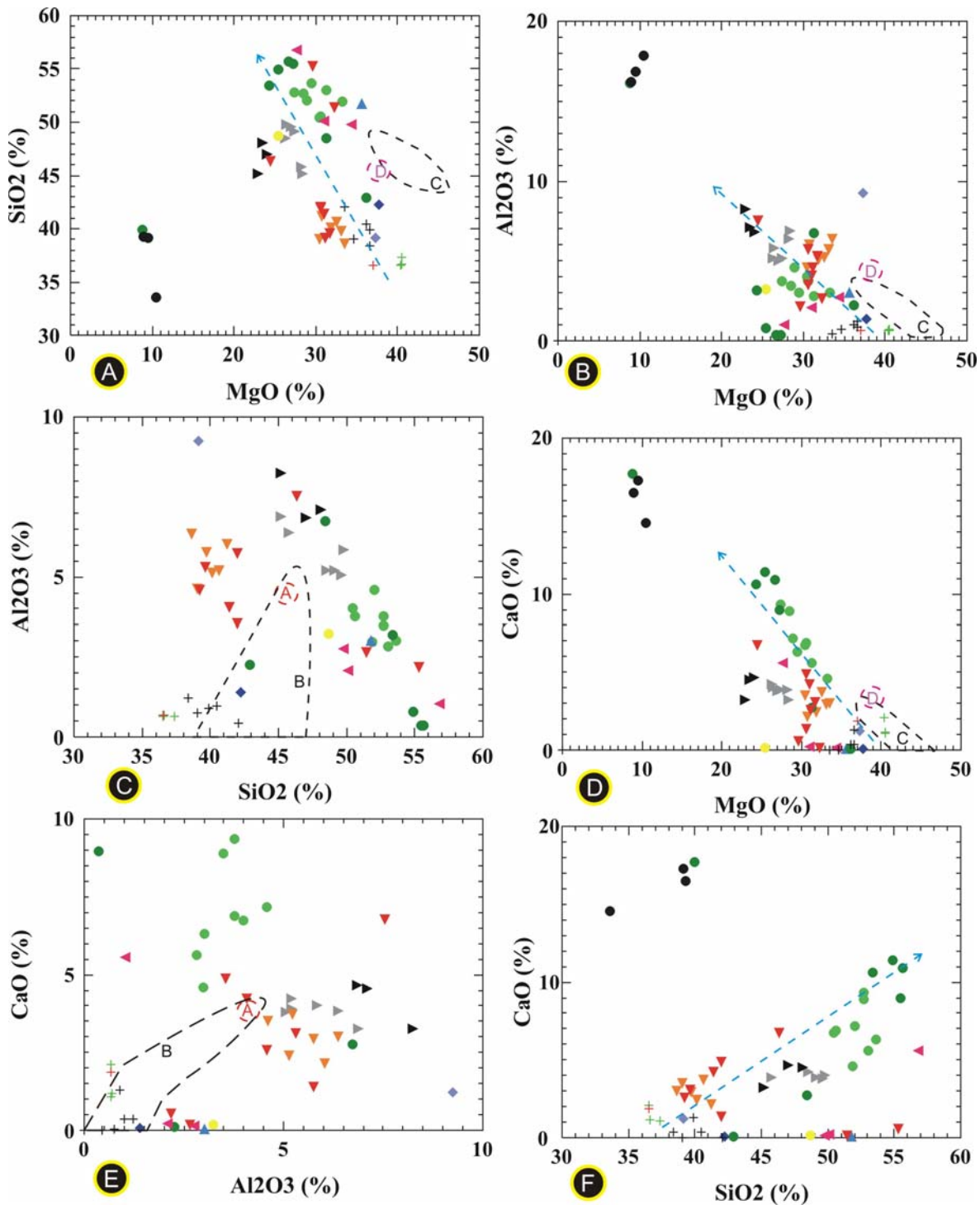


Figura 6-2- Diagramas binários representativos que apresentam o padrão de correlação entre: A) $\text{SiO}_2 \times \text{MgO}$; B) $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{MgO}$; C) $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{SiO}_2$; D) $\text{CaO} \times \text{MgO}$; E) $\text{CaO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$; e, F) $\text{CaO} \times \text{SiO}_2$. Os campos A e B referem-se, respectivamente, aos valores de peridotitos (abissais, ofiolíticos, orogênicos e metassomatizados) e a estimativa média de valores do “Manto Primitivo” (Bodinier & Godard (2004)). Os campos C e D referem-se, respectivamente, aos valores de ocorrência de peridotitos abissais serpentinizados (Niu, 2004) e a média estimada da sua fonte fértil (Niu, 1997). A linha tracejada azul é proposta como uma tendência geral de diferenciação magmática.

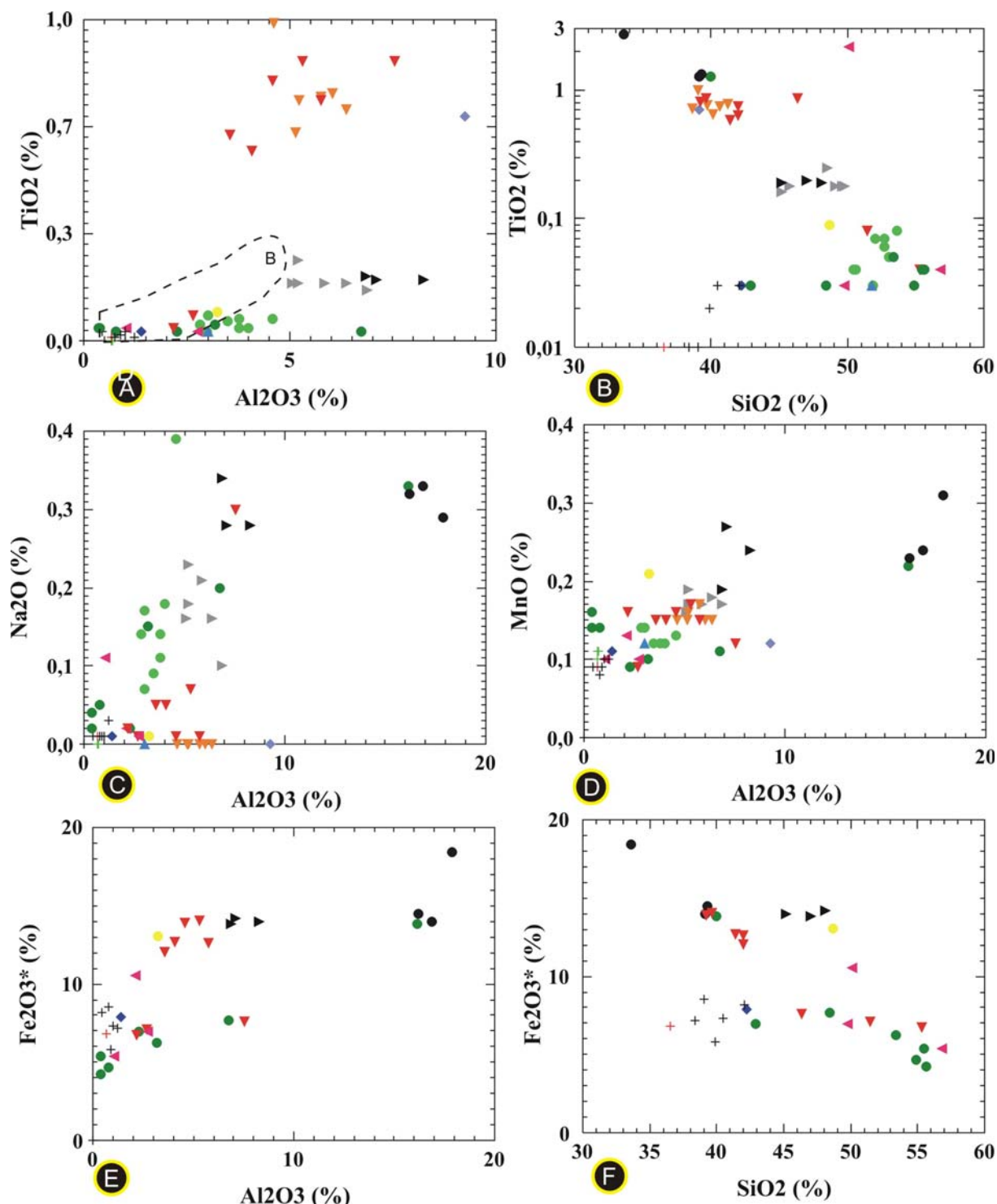


Figura 6-3- Diagramas binários que apresentam o padrão de distribuição entre: A) $TiO_2XAl_2O_3$, B) TiO_2XSiO_2 , C) $Na_2OXAl_2O_3$, D) $MnOXAl_2O_3$, E) $Fe_2O_3^*XAl_2O_3$ e F) $Fe_2O_3^*XSiO_2$. Os campos A e B referem-se, respectivamente, aos campos de peridotitos (abissais, ofiolíticos, orogênicos e metassomatizados) e a estimativa média de valores do “Manto Primitivo” (Bodinier & Godard, 2004). Os valores de $Fe_2O_3^*$, por motivos analíticos, são apresentados como Fe total, isto é, $FeO+Fe_2O_3 \times 0,9889$.

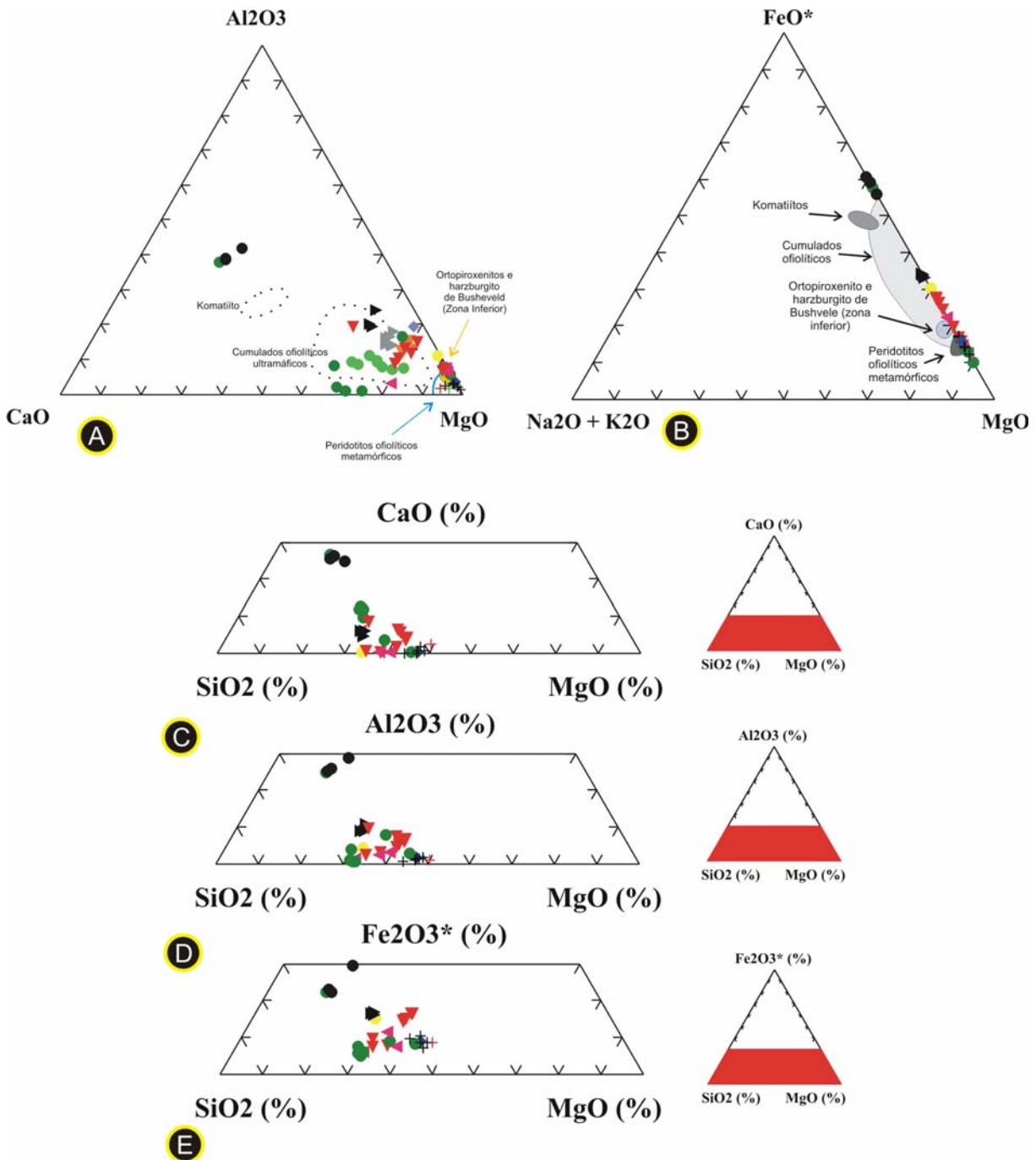


Figura 6-4- Diagramas triangulares, escolhidos como representativos, que apresentam o padrão de distribuição entre: A) $Al_2O_3 \times CaO \times MgO$, com campos discriminantes de Coleman (1977); B) $Fe_2O_3^* \times Na_2O + K_2O \times MgO$, com campos discriminantes de Coleman (*op.cit.*); C) $CaO \times SiO_2 \times MgO$; D) $Al_2O_3 \times SiO_2 \times MgO$; e, E) $Fe_2O_3^* \times SiO_2 \times MgO$.

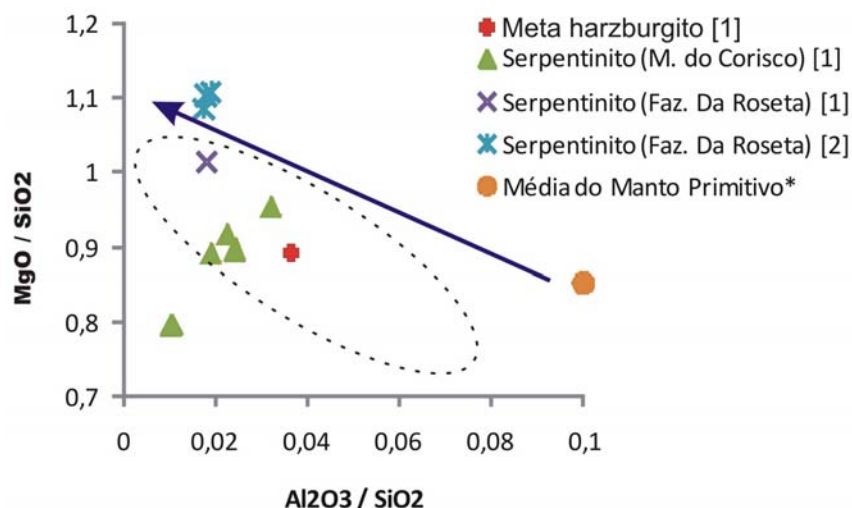


Figura 6-5: Diagrama que mostra a relação entre MgO/SiO₂ X Al₂O₃/SiO₂ dos serpentinitos e do meta-harzburgito dos corpos do Morro do Corisco e da Fazenda Roseta comparados com campos discriminantes dos peridotitos abissais serpentinizados e a linha de tendência de evolução a partir do “Manto Primitivo” (Niu, 2004). Nota: [1] análises efetuadas neste trabalho; e, [2] análises de Almeida (1998).

O grupo (F), composto por rochas metassomatizadas e predominantemente metamórfico, exhibe valores intermediários, entre os grupos (I) e (S) representando litologias com assinaturas magmáticas parcialmente preservadas e com valores de fracionamento entre as litologias texturalmente mais e menos diferenciadas, determinado através de uma linha de tendência (Figs. 6-2, 6-3 e 6-4).

O retro-granulito, que é uma litologia fortemente deformada e metamorfisada, apresentou valores de elementos maiores extremamente anômalos (Fig. 6-2, 6-3 e 6-4), provavelmente um reflexo do seu intenso reequilíbrio metamórfico-metassomático. Os valores desses elementos, neste grupo, os posicionaram em campos, muitas vezes, fora da linha de tendência, porém alguns valores apresentaram-se localizados entre os campos dos websteritos menos e mais deformadas (situadas em muitos gráficos no campo do retro-granulito; fig: 6-2, 6-3 e 6-5). Este padrão geoquímico dos retro-granulitos sugere evidenciar litologias metamórficas formadas a partir de meta-websterito e/ou litologia de derivação imediata, concordando com as informações obtidas nas análises petrográficas. Em seções em que o retro-granulito possui menos espinélio e granada, provavelmente, pode representar a seção basal de rocha meta-websterítica, e/ou contato com litologia de derivação imediata, com clino- e ortopiroxênio fortemente deformados que apresentam faixas graduais de recristalização (evidenciada por processo de poligonalização de grãos).

Através de “diagramas em aranha” (“*spidergrams*”; Fig: 6.6), confeccionados a partir da normalização dos dados obtidos com a média da composição do manto fértil (Jagoutz *et al.*, 1979) foi possível observar assinaturas genéticas entre os grupos (I) e (S), com valores empobrecidos em TiO₂,

CaO, Na₂O e Al₂O₃ em relação ao manto fértil, à exceção do olivina-ortopiroxenito (Corpo da Fazenda da Areia), que tem valores comparáveis com os idealizados para o manto e com valores de Al₂O₃ e MnO elevados, o que seria esperado para litologias mais diferenciadas. Padrões concordantes também ocorrem entre meta-websterito mais deformado e o retro-granulito, com possível assinatura genética a partir dos meta-websteritos e/ou litologia diretamente diferenciada a partir deste litotipo (Fig. 6.6).

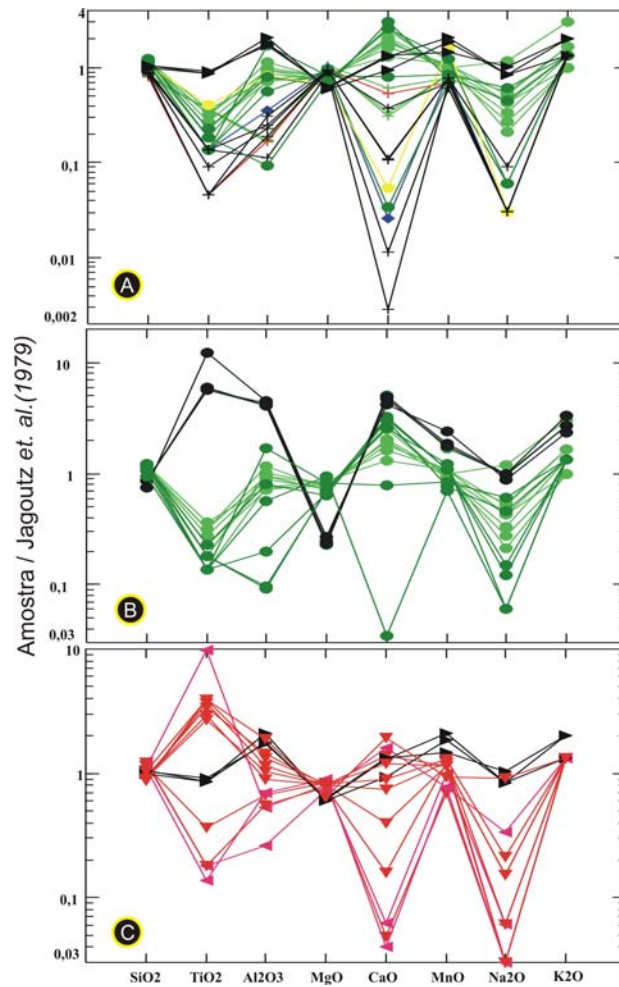


Figura 6-6-Diagramas em “aranha” que apresentam o comportamento de distribuição dos elementos maiores dos diferentes ultramafitos analisados neste trabalho e normalizados pela média do manto (Jagoutz *et al.*, 1979).

Os ultramafitos localizados na região entre Arantina e Andrelândia e os da Serra da Garça não apresentam um padrão claramente concordante com os demais litotipos. Similaridades nos valores de MnO, MgO, SiO₂ e K₂O sugerem que estas rochas que estão fracamente metassomatizadas, em muitos casos, ainda permanecem com assinaturas ígneas preservadas (ao menos parcialmente), sobretudo quando comparadas com os valores do olivina-ortopiroxenito.

6.2.2 Geoquímica de elementos menores, traços e terras raras (“ETR”)

6.2.2.1 Geoquímica de elementos menores e traços.

Na análise dos elementos de transição, Ni, Cr e Co (“Grupo 3D”, Fig. 6-7), foram observados mais altos valores destes elementos nos grupos (I) e (S), que apresentam uma correlação positiva com MgO e negativa com Al₂O₃ e CaO (Fig. 6-7, C e D). Coleman (1977) atribui a abundância destes elementos (“3D”) como diretamente relacionada a quantidade modal de olivina e piroxênios na rocha. Isto está em acordo com o observado neste estudo, onde os maiores valores destes elementos incidem no campo de rochas de composição dunítica - harzburgítica e/ou serpentinitos derivados.

Gülaçar & Delaloye (1976), apontam a relação Ni/Co como um indicador de diferenciação magmática e uma característica específica de evolução petrogenética para rochas ultramáficas. A figura 6-7, F, apresenta campos específicos para litotipos com diferentes razões Ni/Co a partir de diversas análises compiladas por estes autores. Neste diagrama é possível observar a incidência de litologias do grupo (I), meta-harzburgito e meta-websterito menos deformado, e os serpentinitos do grupo (S) em campos alpinos. O olivina ortopiroxenito (litologia texturalmente mais diferenciada), por outro lado, posiciona-se no campo dos piroxenitos de diferentes níveis da zona crítica de complexo acamadados intracontinentais (Fig. 6-7, F; Gülaçar & Delaloye, *op.cit.*), e o grupo (F) figura-se novamente como um grupo intermediário, com valores distribuídos em um amplo intervalo, muitas vezes de modo disperso, juntamente com meta-websterito deformado (Fig. 6.7, F).

Tendências de correlação negativa de V, Sc e Ga com MgO (Fig. 6-8) são observadas para o conjunto litológico em relação aos elementos do “Grupo 3D”. Niu (2004) ressalta a expectativa destas relações inversas em peridotitos abissais serpentinizados, devido a moderada incompatibilidade destes elementos na diferenciação magmática, caráter pertinente dos grupos (I) e (S). Porém, para o grupo (F) e os retro-granulitos, o incremento de V, Sc e Ga, provavelmente ocorre devido a processos metamórficos e a seus comportamentos geoquímico.

Niu (2004) e Garmann *et al.* (1976), ressaltam a afinidade de Sc com granadas, onde este elemento substitui o Ca na estrutura deste mineral, podendo as altas concentrações deste elemento, em análise de rocha total, nos retro-granulitos ocorrer devido a grande quantidade modal de granada existente neste litotipo.

Os elementos Cu e Zn apresentam uma relação inversa com MgO e, aparentemente, relação inversa entre si. Niu (2004) atribuiu à relação existente entre esses elementos, em peridotitos abissais, não apenas como resultado da mobilidade no processo de serpentinização, mas na formação de fases menores distribuídas (do tipo sulfetos acessórios) de forma heterogênea na rocha. Coleman (1977), ao analisar a tendência na concentração de Cu nas diversas litologias ofiolíticas, observou a presença de baixos valores destes elementos, tanto nas porções ultramáficas, quanto nas máficas e nos

plágiogranitos, quando comparados com a média de valores existentes para magmas toleííticos. Coleman (*op. cit.*) sugeriu para os baixos valores de Cu nestes magmas, como devido ao caráter primário empobrecido do magma e/ou a remobilizações hidrotermais, de caráter pós-ígneo. Bishchoff & Dickson (1975, *in*: Coleman, 1977), em experimentos laboratoriais envolvendo a reação de basaltos com a água do mar, observaram um enriquecimento nas concentrações de Fe, Mn, Cu e Ni, da ordem de 2 a 3 vezes, no fluido percolante e reagido.

Elementos incompatíveis, como Th, Nb, U e Rb analisados nestas rochas (Fig. 6-8), apresentaram tendências similares ao serem comparados com a “média” do manto primitivo (Jagoutz *et al.*, 1979). As litologias do grupo (S) e (I) apresentam comportamentos semelhantes, com enriquecimento observado nas litologias texturalmente mais diferenciadas, com aumento de suas concentrações nos retro-granulitos e nos meta-websteritos mais deformados. As litologias do grupo (F) apresentam as mais altas concentrações, sugerindo uma mobilidade destes elementos em condições metamórficas.

O Sr e o Zr, considerados imóveis durante processos de serpentinização e metamorfismo, Niu, 2004), apresentam-se com correlação positiva entre si e empobrecidos (“depleted”) em relação ao manto fértil (Fig. 6.8). As litologias do grupo (S) e (I) apresentam enriquecimento no retro-granulitos, assim como no grupo (F) e nas litologias mais diferenciadas do grupo (I). O grupo (F) configura-se de forma anômala em relação às concentrações desses elementos, a partir da normalização pelo manto fértil (Jagoutz *et al.*, *op.cit.*), apresentando um amplo intervalo de razões, porém com tendências de correlação positiva com Al₂O₃, o que sugere um enriquecimento a partir de processos metamórficos e/ou hidrotermais superimpostos, devido ou ao enriquecimento destes elementos, ou ao empobrecimento dos demais, causando um enriquecimento aparente. Coleman (1977), em estudo das concentrações de Zr em diferentes partes de complexos ofiolíticos, observou os menores valores nos resíduos ultramáficos basais (peridotitos metamórficos, pela ausência deste elemento em fases minerais primárias e sua incompatibilidade como elemento substituído) com progressivo aumento a partir dos cumulos da seção crustal. Também evidenciou enriquecimento em Zr a partir de processos de diferenciação magmática. Em análise comparativa com dados de Boudinier & Gobard (2004), aplicados em peridotitos de diversas naturezas, observou-se uma coincidência dos valores obtidos para os grupos (S) e (I) com o dos campos dos peridotitos de natureza “alpina”. O primeiro grupo está inserido no campo dos peridotitos orogênicos e abissais e, o segundo, no dos campos de peridotitos orogênicos e orogênicos metassomatizados (Fig. 6-7).

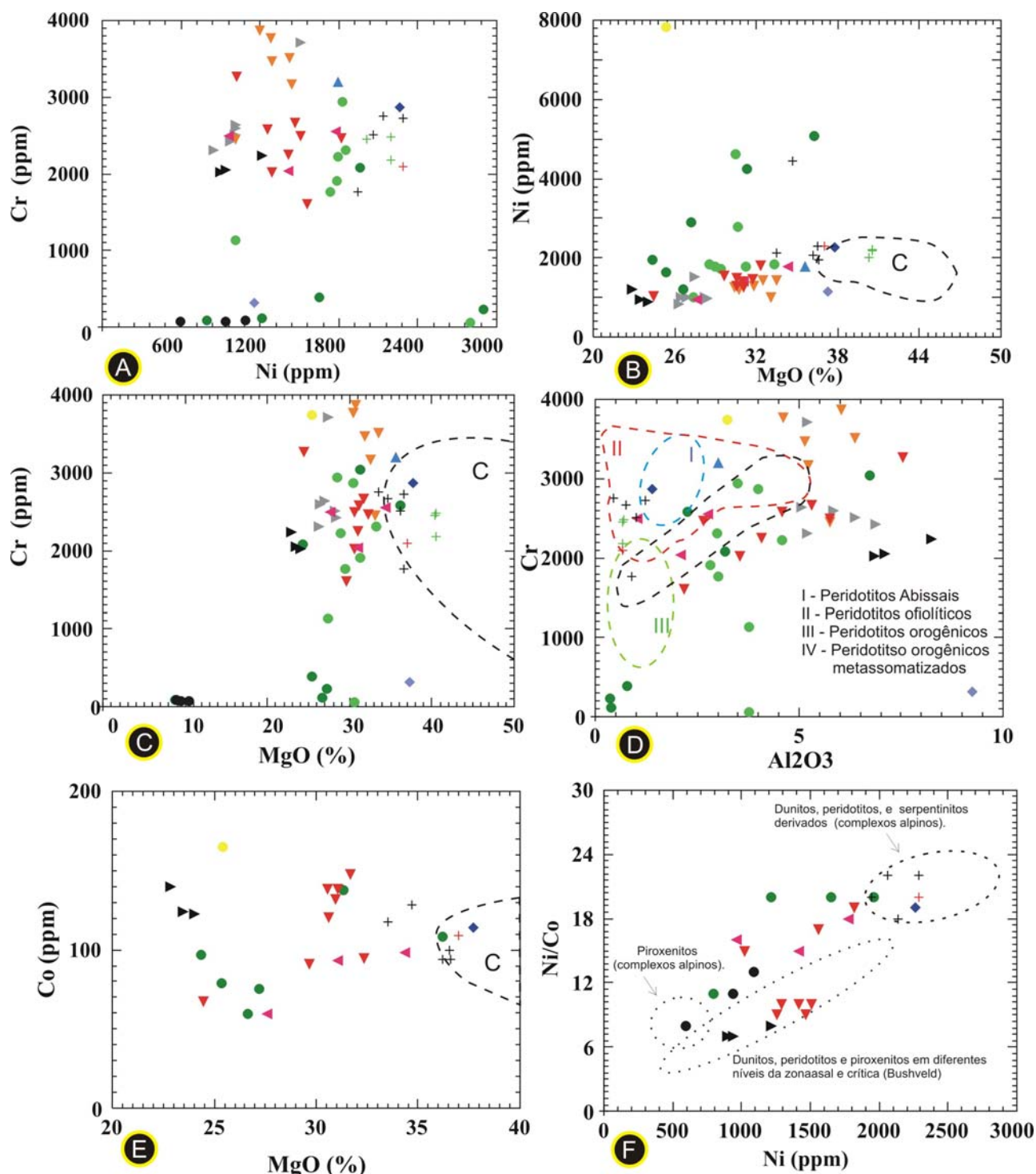


Figura 6-7- Diagramas que mostram o padrão de correlação entre elementos do “Grupo 3D” com outros elementos: A) Cr X Ni; B) Ni X MgO; C) Cr X MgO; D) Cr X Al₂O₃, com campos de ocorrência de peridotitos (Boudinier & Godard, 2004); E) Co X MgO; e, F) Ni/Co X Ni; com campos discriminantes (Gülaçar & Delaloye, 1976). O campo C refere-se as ocorrências de peridotitos abissais serpentinizados de (Niu, 2004).

O elemento Ba, nas análises efetuadas, mostrou um comportamento excêntrico em relação a qualquer outro elemento incompatível nestas rochas ultramáficas. Em comparação com o manto fértil (Fig. 6-8), o serpentinito do Complexo do Morro do Coriso, em contraste com o serpentinito da

Fazenda da Roseta, apresenta valores enriquecidos em Ba, assim como as litologias menos diferenciadas do grupo (I), como o harzburgito, atingindo valores equiparados aos do manto fértil nas litologias mais diferenciadas, como rochas piroxêníticas.

O retro-granulito apresenta os maiores valores de Ba e as litologias do grupo (F) apresentam valores inferiores aos determinados para o manto fértil (Fig. 6-8). Niu (2004), em análises de peridotitos abissais, observou a imobilidade do Ba em processos de serpentinização e de lixiviação oceânica, atribuindo o enriquecimento de Ba às custas de processos de refertilização magmática.

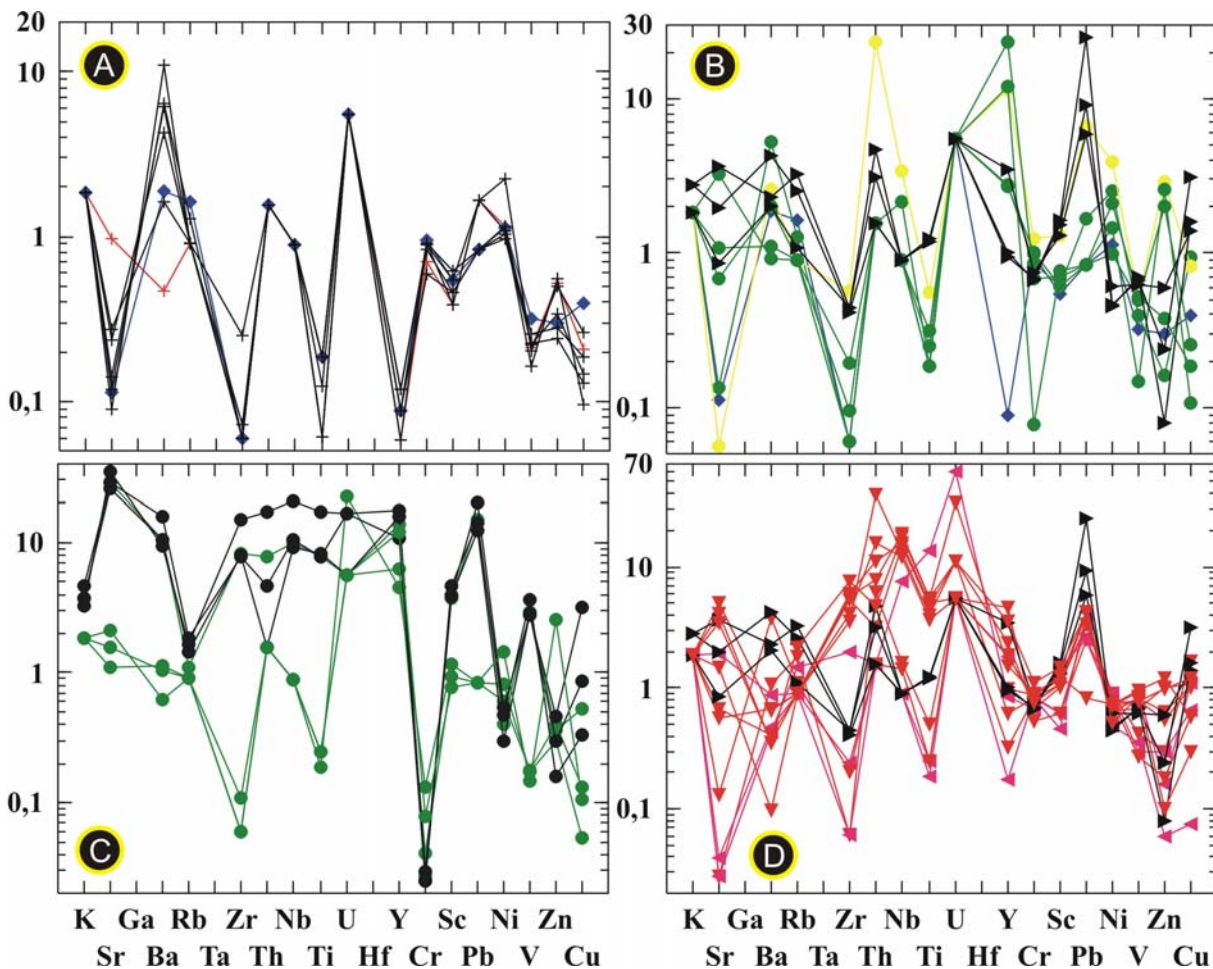


Figura 6-8- Diagramas em “aranha” que apresentam o comportamento de distribuição dos elementos menores, das diversas litologias estudadas, normalizados pela média estimada para o manto primitivo (Jagoutz *et al.*, 1979).

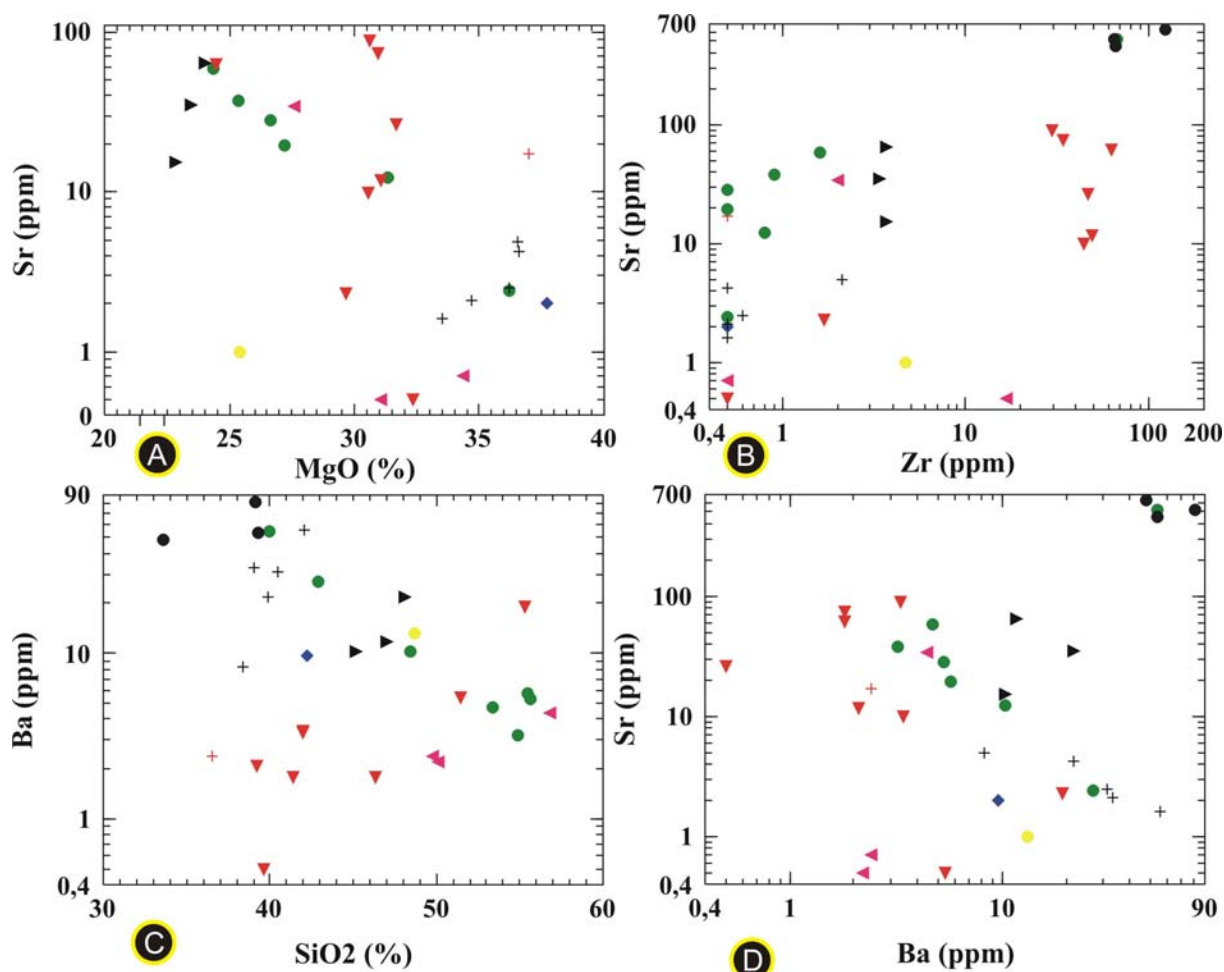


Figura 6-9- Diagramas binários que mostram o padrão de correlação entre elementos menores incompatíveis: A) Sr X MgO; B) Sr X Zr; C) Ba X SiO₂; e, D) Sr X Ba.

6.2.2.2 Elementos terras raras (ETR)

Na análise dos elementos terras raras (ETR), foi possível observar assinaturas particulares entre litologias distintas. As litologias foram separadas em 2 grupos principais de padrões geoquímicos, quando em comparação com o condrito C1 (Sun & McDonough, 1989) e com a média do “Manto Primitivo” (Jagoutz *et al.* (1979).

O primeiro grupo, composto pelas litologias do grupo (S) e o meta-harzburgito, apresenta um comportamento em “zig zag” com padrão essencialmente côncavo (em “U”), apresentando-se essencialmente empobrecido em ETR totais em relação aos valores do condrito C1 e do “Manto Primitivo”. Este grupo apresenta valores decrescentes (praticamente lineares) para os elementos terras raras leves (ETRL, La - Eu), com uma pronunciada anomalia negativa de Pr, apresentando, a partir dos elementos terras raras intermediários (ETRI, Ga-Ho), um enriquecimento gradual, em padrão “zig zag”, que é acompanhado pelos terras raras pesados (ETRP – Er-Lu e Y). onde devido a irregularidade na variação dos valores destes elementos, só observa-se um enriquecimento nos elementos de peso atômico ímpar e empobrecimento nos de peso atômico par.

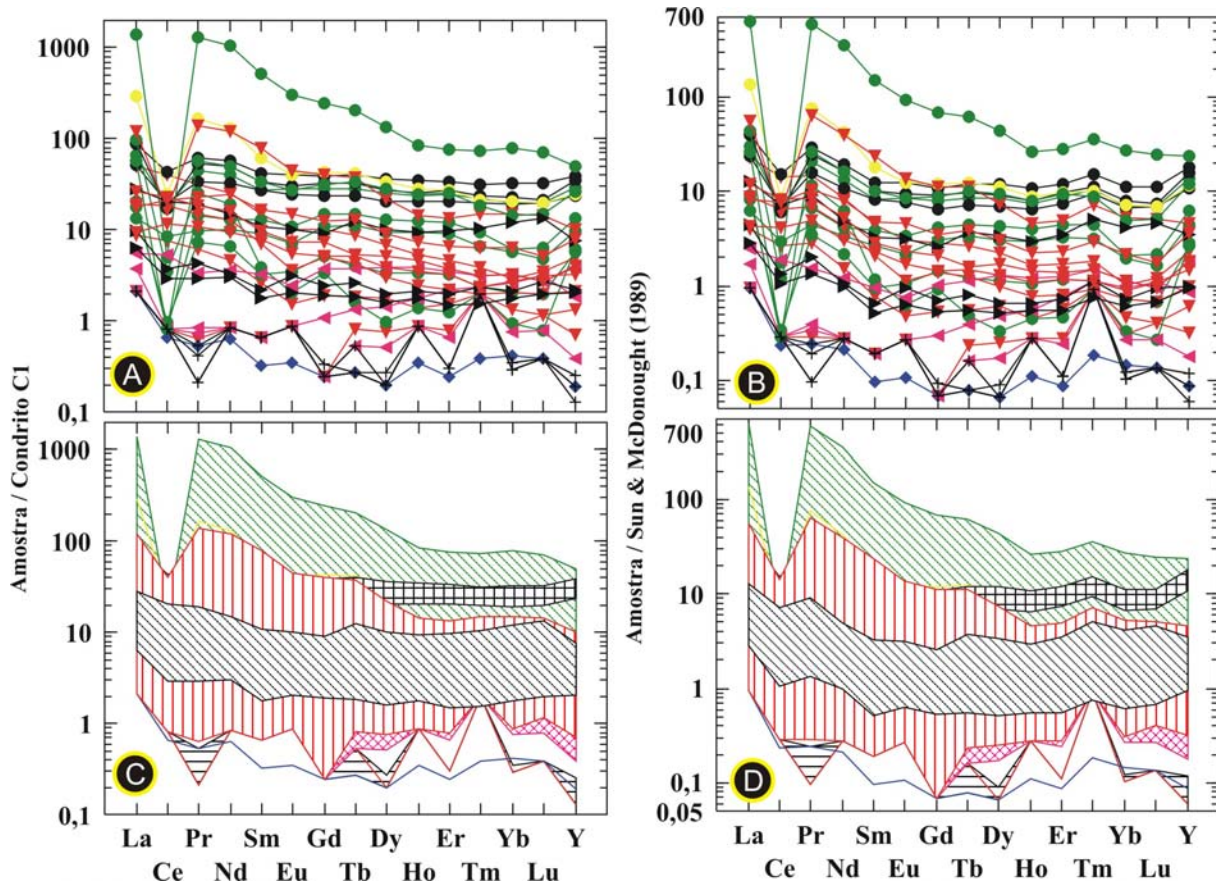


Figura 6-10- Diagramas em “aranha” que apresenta o comportamento de distribuição dos ETR: A e C) valores normalizados pelos valores do Condrito C1; B e D) valores normalizados com a média estimada para o “Manto Primitivo”.

O segundo grupo geoquímico, composto pelas demais litologias do grupo (I), o grupo (F) e o retro granulito, apresentam um padrão essencialmente linear, com os valores decrescendo gradualmente a partir do La até o Lu, com uma pronunciada anomalia negativa de Ce. As litologias deste grupo apresentam-se altamente enriquecidos em ETR, com os maiores valores alcançados pelos meta-websteritos deformados, o bronzitito pegmatóide e o retro-granulito. Há um empobrecimento gradual em elementos Terras Raras, na direção do La ao Lu nas análises dos ultramafitos entre Andrelândia e Arantina, o olivina-ortopiroxenito e os ultramafitos da Serra da Garça. Estas rochas apresentam, entre si, um padrão regular (paralelizado), o que sugere, desta forma, uma mesma fonte magmática, diante da observação da impressão de registros metamórficos heterogêneos nas mais diversas litologias.

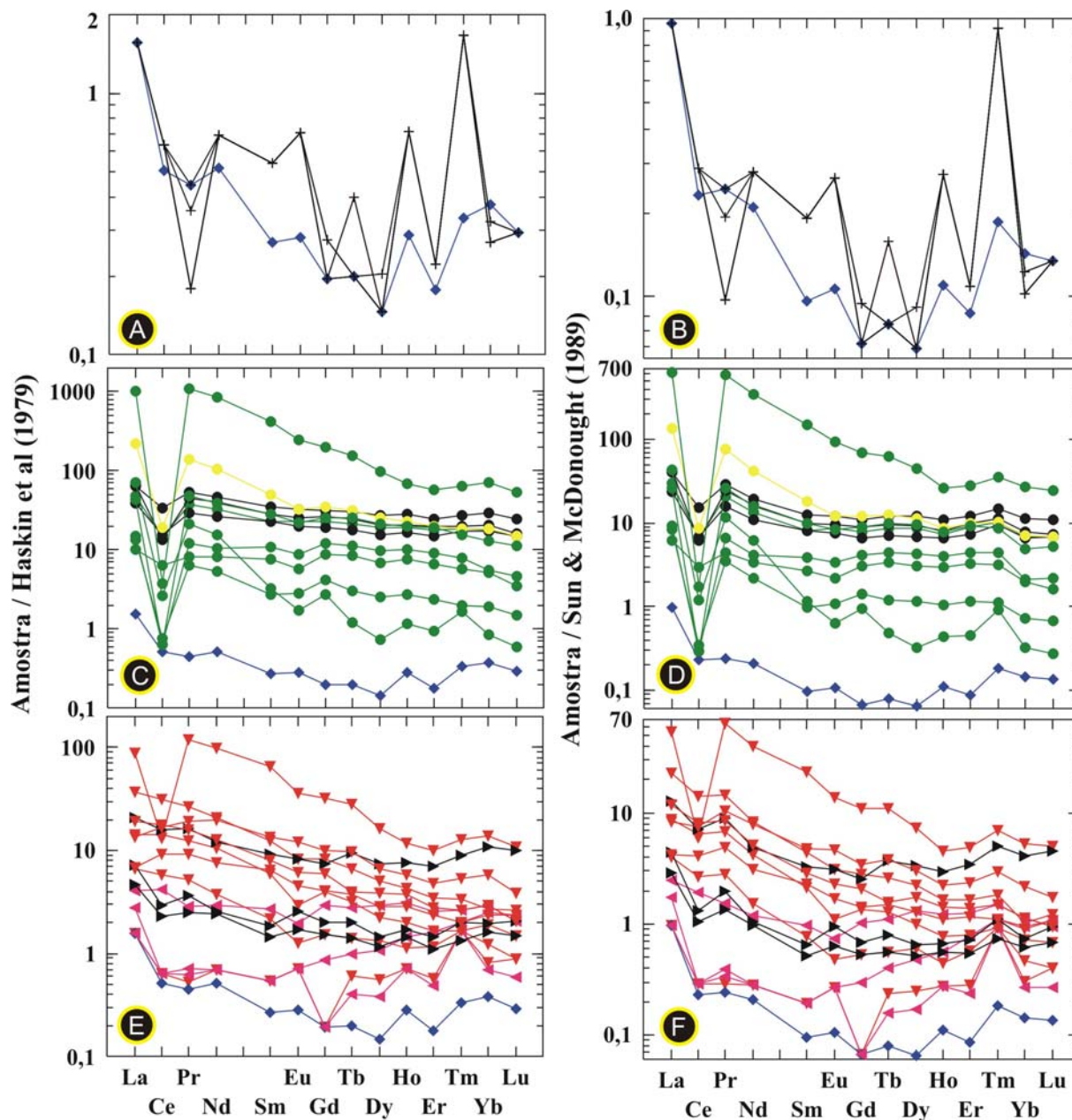


Figura 6-11- Diagramas em “aranha” que mostram o comportamento de distribuição dos ETR, separados por litologias de padrão semelhante. A, C e E) valores normalizados com a média de valores condriticos (Haskin *et al.*, 1979); B, D e F) valores normalizados com a média estimada do “Manto Primitivo” (Sun & McDonought, 1989).

CAPÍTULO 7

PETROLOGIA ÍGNEA E METAMÓRFICA

7.1 INTRODUÇÃO

Os dados levantados neste trabalho, juntamente com o uso dos dados de Almeida (1992 e 1998), permitiram fazer considerações sobre a origem e evolução petrológica dos corpos estudados. As análises de química mineral, apresentadas neste capítulo, referem-se as análises executadas por Almeida (1998), que foram obtidas a partir de microsonda eletrônica, com informações adicionais neste trabalho. As informações de química mineral obtidas por este trabalho, foram geradas a partir de análises de “MEV-EDS” (Microscopia Eletrônica de Varredura com “Sistema de Dispersão de Energia/“Energy Dispersive System” acoplado), no Laboratório de Microanálises, Departamento de Geologia, Escola de Minas, nesta Universidade (Sub-item 1.5.5). Estes dados apresentam um caráter semi quantitativo e por isso foram utilizados de forma preliminar, e serão citados a medida em que forem sendo apresentados.

7.2 DISCUSSÃO PETROLÓGICA DOS LITOTIPOS ESTUDADOS.

7.2.1 Serpentinóis do Morro do Corisco e da Fazenda da Roseta.

O estudo petrográfico dos serpentinitos, tanto do Morro do Corisco quanto da Fazenda da Roseta, indicaram como paragênese primária a associação de olivina + ortopiroxênio + espinélio com texturas ígneas reliquias, sugerindo, de acordo com a quantidade modal de seus constituintes e sua trama mineralógica, um protolito essencialmente harzburgítico cumulático (sub-item 5.2.1.1). Almeida (1992 e 1998) atribuiu a estes serpentinitos como o resultado tardio de hidratação estática (textura “mesh”) continental, imposta a harzburgitos e piroxenitos intrusivos, reequilibrados em fácies anfibólito, determinando as temperaturas do pico metamórfico como inferiores a 400 e 500°C, através de olivina inclusa em tremolita, e temperaturas entre 300 e 700°C no processo de serpentinização, de caráter tardio. No entanto, foram observados nestes serpentinitos registros evolutivos com, essencialmente, 4 processos metamórfico-deformacionais, sendo: I) a geração da rocha harzburgítica cumulática; II) uma hidratação primária (fundo oceânico?) geradora de anfibólitos cálcicos e serpentinas (Morro do Corisco), exibindo a associação de serpentina + Cr-magnetita ± clinofibólito cálcico (Tremolita I); III) um metamorfismo de alto grau, (fácies granulito), pico metamórfico, evidenciado pelo aparecimento sucessivo (de caráter regressivo) de clinopiroxênio, picotita e/ou Ct-hercinita, carbonato e tremolita (II), visualizado principalmente nos serpentinitos da Fazenda da Roseta; e, IV)

um evento tardio de hidratação e retrometamorfismo, culminando com o surgimento de clorita, nova serpentina, talco e carbonato secundários.

O processo de serpentinização, diagnosticado por este trabalho, foi caracterizado, texturalmente como de caráter primário, em regime estático, ou seja, pré-pico metamórfico, evidenciado pela presença de um clino-anfibólio (1) (tremolita I), ocupando espaços cúmulus, serpentinizado (textura *mesh*) envolto por um clino-anfibólio (2) (tremolita 2), não serpentinizado, ocupando espaço intercúmulus (sub-item 5.2.1.2). Em análises de química mineral semi-quantitativa, executada por MEV-EDS nestes anfibólios (ANEXO 1; CD_ROM), observaram-se relações de Ca x Mg, maiores no anfibólio 1 (Fig. 7-1, A), com padrões inversos para as relações Al x Mg. (Fig. 7-1, B).

Evans (1982) e Jenkins (1983) atribuíram o aumento do teor de alumínio na estrutura dos anfibólios como resultado do aumento do grau metamórfico. Isto está de acordo com a sugestão, baseada na descrição petrográfica, aqui exposta, de serpentinização estática primária.

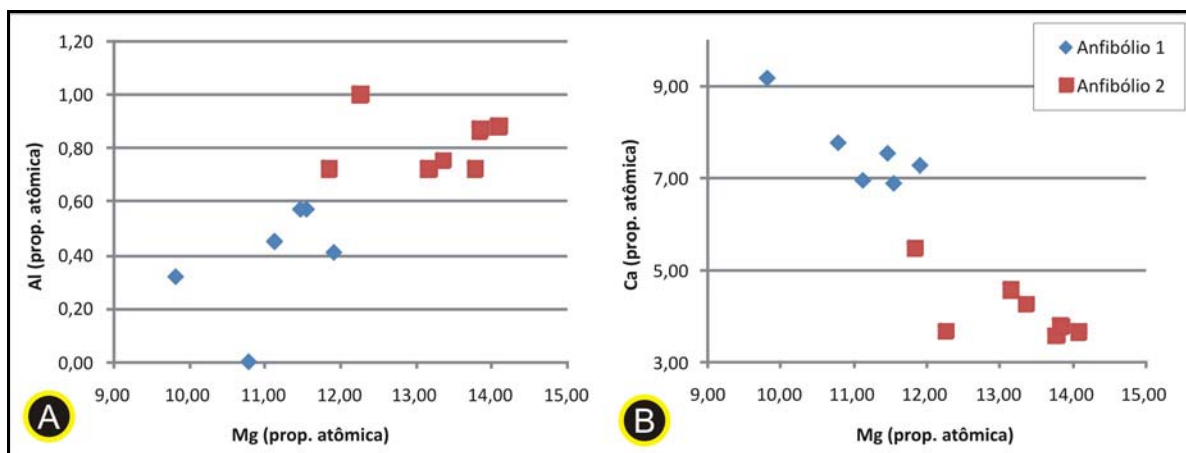


Figura 7-1- Diagramas binários que mostram, para análises semi-quantitativas por MEV/“EDS”, as relações entre os elementos Mg, Al e Ca para os anfibólios (1) e (2) presentes nos serpentinitos do Morro do Corisco e da Fazenda da Roseta em termos de: A) Al x Mg; e, B) Ca x Mg (dados deste trabalho).

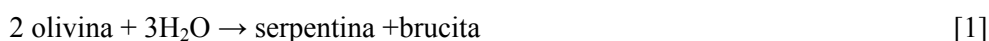
As assinaturas litogeoquímicas (Cap. 6), junto aos dados petrográficos (sub-item 5.2.2.1), em particular as altas concentrações de Ba (Fig. 6-8 e 6-9), que tem os maiores valores nos serpentinitos do Morro do Corisco, e os baixos valores de CaO e Na₂O, além do padrão de “zig zag” em “U” crescente dos Elementos Terras Raras (ETR; Fig. 6-10 e 6-11), sem correlação com os padrões dos demais litotipos e similares entre si, a exceção do meta-harzburgito, cujos padrões são semelhantes aos dos serpentinitos, corroboraram com a hipótese de um processo de serpentinização de natureza primária. Adicionalmente, Oliveira & Suita (2006) revisando o significado petrológico dos padrões de ETR dos ultramafitos da região de Liberdade, a partir da revisão dos dados de Almeida (1992),

sugeriram a partir dos padrões observados e baseados nas anomalias de Ce^{+4} e Eu^{+3} , a atuação de um hidrotermalismo oxidante de fundo oceânico nestes serpentinitos.

A caracterização da serpentina, através de análises de raios-X, identificou as variedades clinocrisotila e lizardita (ANEXO 1; CD-ROM) como as serpentinas, predominantemente, existentes nestes serpentinitos. Coleman (1977) atribui a associação de lizardita +clinocrisotila +brucita + espinélio (magnetita) como sendo a associação típica de serpentinitos desenvolvidos a partir de peridotitos ofiolíticos em ambientes oceânicos. Também, considerou que peridotitos serpentinizados em metamorfismo regional de médio a alto grau apresentem, principalmente, antigorita como a serpentina estável. Trommsdorff & Evans (1974) apresentaram valores da ordem de 100 a 300°C como as temperaturas favoráveis para a formação da paragênese lizardita +clinocrisotila em ambiente oceânico, com valores superiores a 300°C para associações com antigorita, resultantes de metamorfismo regional.

Niu (2004) estudando os peridotitos abissais serpentinizados em fundo oceânico, observou um empobrecimento na relação de MgO/SiO_2 destas rochas (Fig. 7.3), e partindo do princípio que tanto o Al_2O_3 como o SiO_2 são imóveis em processos de serpentinação e a razão MgO/SiO_2 é invariável durante este processo, este autor atribuiu o empobrecimento de Mg, nestas rochas, ao intemperismo oceânico. Ao compararem-se as razões de $MgO \times SiO_2$ com as de $Al_2O_3 \times SiO_2$ dos serpentinitos e do meta-harzburgito neste trabalho, foi observado um empobrecimento de MgO em relação aos valores esperados para a tendência de diferenciação das rochas ultramáficas (dunitos e harzburgitos) a partir do “Manto Primitivo” (Fig. 7.2), com seus valores coincidindo com os dos peridotitos abissais de Niu (2004), podendo ser comparáveis a estes serpentinitos.

Coleman (1977) expressa o processo de serpentinação a partir de olivina e ortopiroxênio através das seguintes expressões:



As expressões acima mostram que geração de serpentina a partir de olivina é possível com a adição de sílica ou perda de magnésio para o sistema (equações [1] a [3]), ou seu excesso é utilizado na geração de brucita. No entanto, Coleman (1977) apresenta valores invariáveis, na relação de MgO/SiO_2 durante o processo de serpentinação de rochas duníticas (média de 1,23) e harzburgítica (média de 1,05) a partir de entrada de água, atribuindo o empobrecimento de MgO a outros processos, como por exemplo metamorfismo orogênico.

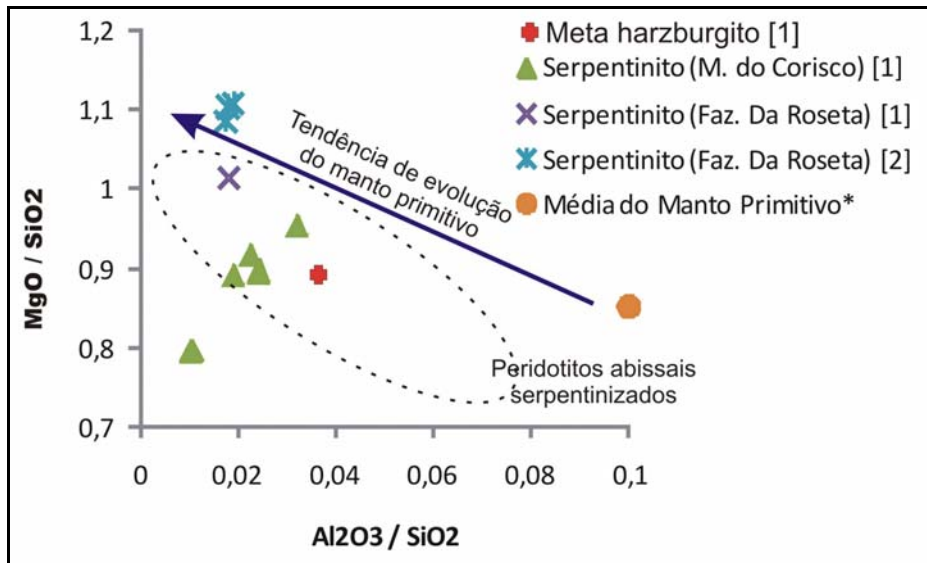


Figura 7-2-Diagrama que mostra a relação entre MgO/SiO_2 X Al_2O_3/SiO_2 dos serpentinitos e do meta-harzburgito dos corpos do Morro do Corisco e da Fazenda da Roseta comparados com campos discriminantes dos peridotitos abissais serpentinizados e incluindo a linha de tendência de evolução a partir do “Manto Primitivo” (Niu, 2004). Nota: [1] análises efetuadas neste trabalho; e, [2] análises de Almeida (1998).

Apesar deste caráter geral, no entanto, algumas discrepâncias litogeoquímicas são observadas entre os serpentinitos da Fazenda da Roseta e os do Morro do Corisco, especialmente nas concentrações de Ba e Sr. O Ba ocorre em altas concentrações relativas no serpentinito do Morro do Corisco e o Sr ocorre enriquecido na Fazenda da Roseta. Altas concentrações de Sr em serpentinitos oceânicos da zona da calcita foram reportadas por Gibson *et al.* (1996), que apresentaram valores na ordem de até 10 ppm e relacionaram, também, a abundância de Ba diretamente com a quantidade modal de carbonato (calcita), e evidenciaram, assim, uma natureza similar para as anomalias de Ba apresentadas nesses serpentinitos. De acordo com estes dados, as discrepantes concentrações de Sr nos serpentinitos da Fazenda da Roseta, em relação aos do Morro do Corisco, provavelmente estão relacionadas a grande quantidade modal de carbonato encontrada nestes litotipos e que foi, possivelmente, adicionado nos processos metamórfico-hidrotermais (Gibson *et al.*, *op cit*).

Diversas análises químicas de elementos maiores e menores, realizadas neste trabalho, e plotadas em diversos diagramas representativos posicionaram os serpentinitos juntamente com o meta-harzburgito, no campo do peridotitos ofiolíticos metamórficos, peridotitos abissais e, também, em peridotitos e piroxenitos da zona basal de Bushveld (Cap. 6). No entanto as relações de Ni/Co (Fig. 6.7, F) eliminam esta possibilidade de associações com complexos acamadados do tipo *Bushveld*, devido a razões mais similares com as rochas de tipo “alpinas” ou ofiolíticas, conforme discutido anteriormente (ver mais detalhe na seção 8.1)

Um bom indicador de processos petrogenéticos é a variação composicional do espinélio, a partir de cromitas, que reflete os diversos estágios metamórficos aos quais as rochas ultramáficas foram submetidas (*e.g.*, Irvine, 1966 e 1965; Thayer, 1970b e 1971a; Evans & Frost, 1975; Dick & Bullen, 1984; Sack & Ghiorso, 1991; Suita & Strieder, 1996; Candia & Gaspar, 1996 e Candia *et al.*, 1999). Através de análises de “MEV-EDS”, nos núcleos de espinélios das diversas litologias estudadas por este trabalho (ANEXO 1; CD-ROM), foi possível caracterizar, preliminarmente, esta fase nos serpentinitos, meta-harzburgito e no espinélio-olivina ortopiroxenito. Esta fase foi caracterizada como sendo uma Cr-magnetita, com maiores teores de Cr₂O₃ no espinélio do meta-harzburgito (30 a 35%) e com baixos valores nos serpentinitos (2 a 7,5%) e no espinélio-olivina ortopiroxenito (1 a 5,5 %).

Coleman (1977) mencionou o caráter incomum de magnetita como sendo a fase cúmulus ou pós-cúmulus em cumulos ofiolíticos e atribuiu a composição química incompatível das rochas cumuláticas com a composição esperada para um magma rico com teores satisfatórios em Fe, a ponto de haver excesso suficiente de Fe para a formação de magnetita, considerando a preferência de incorporação do Fe disponível nas fases silicáticas. Cândia *et al.* (1999) atribuíram a formação de Fe-cromita e/ou Cr-magnetita como estando “intimamente associada” a processos de serpentinização. Diella *et al.*, (1993) relacionaram corpos de magnetita associados a litologias ofiolíticas ultramáficas serpentinizadas, nos Alpes italianos, como resultado da transformação de cromita em magnetita no processo de subducção, com reequilíbrios, posteriores, em regimes de alta pressão (fácies eclogito e xisto azul).

Nos serpentinitos estudados neste trabalho, foram observadas mudanças composicionais nos espinélios com nítido reflexo nas suas propriedades óticas. A Cr-magnetita opaca se transforma no metamorfismo progressivo em Cr-hercinita (castanha no fácies anfíbolito) e, após, em ceylonita (verde-garrafa, no fácies granulito). Evans & Frost (1975) relataram mudanças na variação composicional química do Cr-espinélio, no metamorfismo progressivo, através de um contínuo enriquecimento em Al e Mg, acompanhado por empobrecimento de Fe⁺² e Fe⁺³, com um sutil enriquecimento, procedido de um empobrecimento em Cr, com reflexo direto nas propriedades óticas do espinélio. O Cr-espinélio progressivamente se transforma de opaco (Cr-magnetita e Fe-cromita) a vermelho translúcido, (empobrecido em Fe⁺³ e baixo Al), castanho (alto conteúdo de Al), e, finalmente, verde garrafa, espinélio *stricto sensu* (ceylonita, com teores de MgAl₂O₄ entre 55 a 75%, segundo a classificação de Deer *et al.*, 1992), com altos conteúdos de Mg e Al.

A figura 7-3 apresenta o comportamento químico das análises de espinélio, neste trabalho, que mostra o mesmo comportamento químico descrito por Evans & Frost (1975) em Cr-espinélio submetido a metamorfismo progressivo. Portanto, as informações obtidas em espinélios em serpentinitos, entram em acordo com o esperado para o comportamento químico do espinélio da Fazenda Roseta e do Morro do Corisco, indicando um metamorfismo progressivo, a partir de Cr-

magnetitas. Levando em conta a petrografia, a assinatura geoquímica dos serpentinitos e harzburgitos e os padrões químicos apresentados pelos espinélios, pode-se sugerir que estas litologias têm uma cogeneticidade, com o meta-harzburgito sendo o representante das porções menos serpentinizadas dessa associação. Assim, diante do exposto, seus espinélios opacos (os mais cromíferos) representariam a composição mais primária dos espinélios analisados (Fig. 7-3 e 7-4).

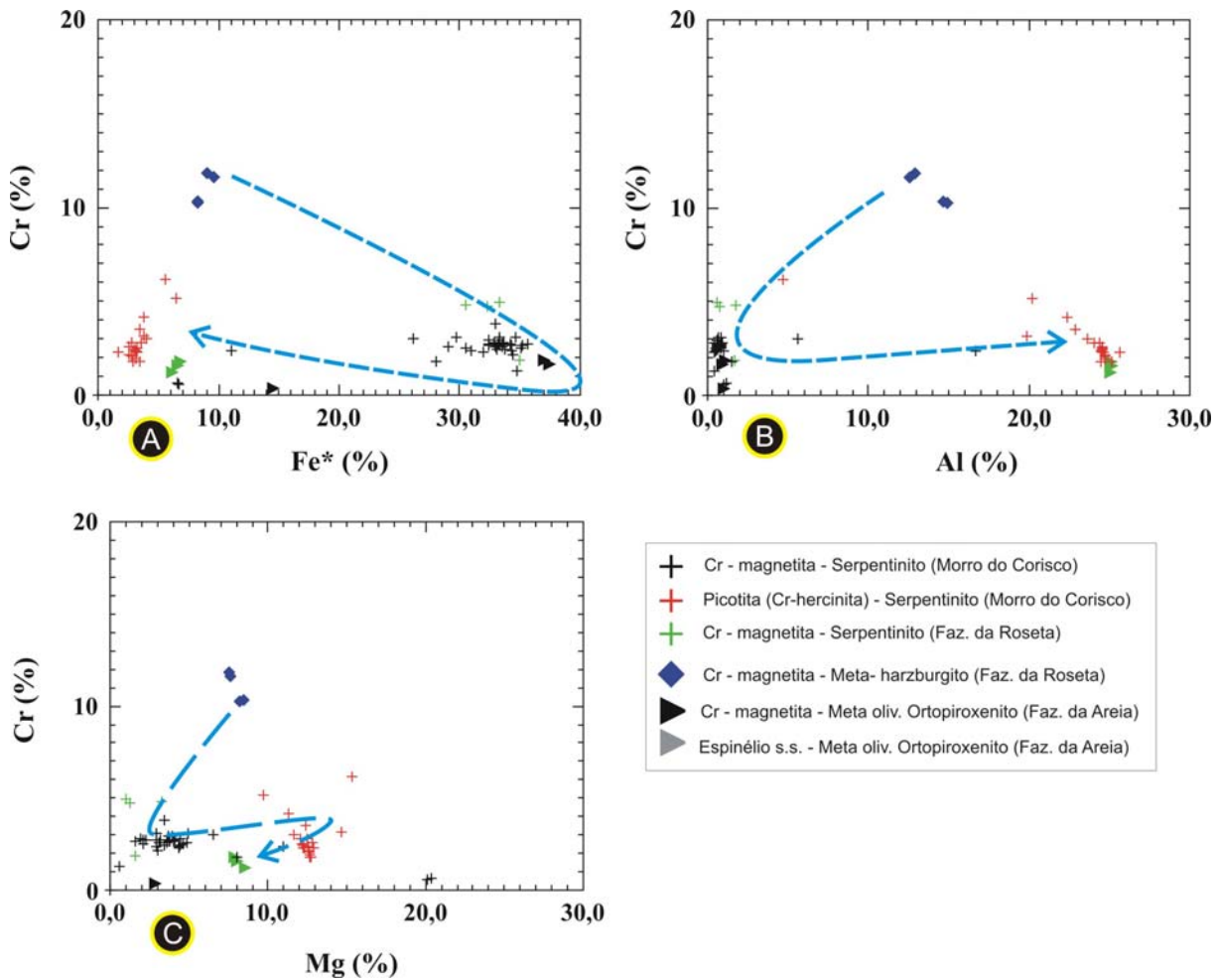


Figura 7-3- Diagramas binários que apresentam as correlações e os comportamentos químicos dos espinélios analisados, através de relações entre: A) Cr X Fe (Fe total como Fe^{+3}); B) Cr x Al; e C) Cr X Mg. As linhas tracejadas azuis sugerem a evolução composicional a partir de espinélio original mais cromífero (Cr-magnetita).

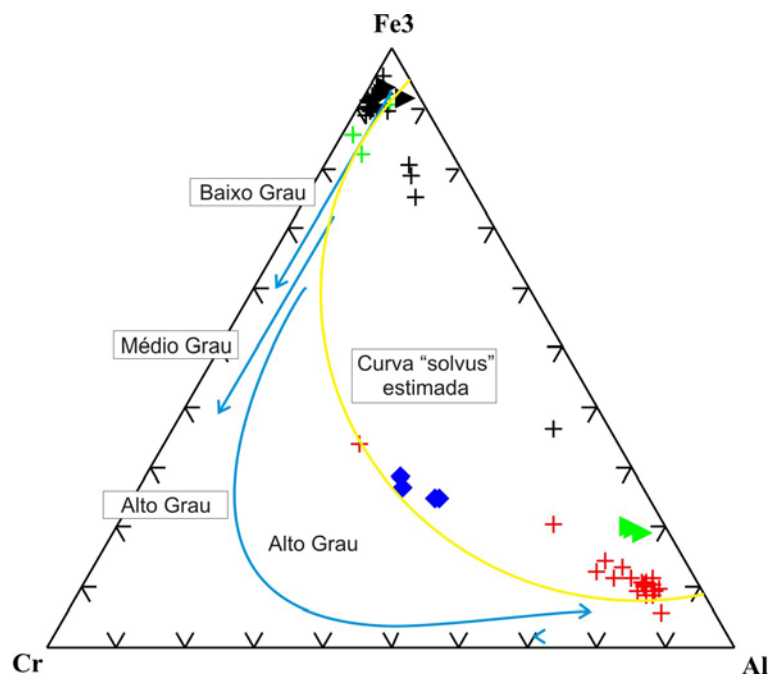


Figura 7-4- Diagrama triangular que apresenta a relação entre Cr x Al x Fe das diversas análises efetuadas para os espinelos dos serpentinitos do Morro do Corisco e da Fazenda Roseta (baseado em Evans & Frost, 1975; e Suita & Strieder, 1996). Os símbolos são os mesmos da figura 7-3.

Portanto, pode-se sugerir para a serpentinização (primária, fundo oceânico?), um ambiente em fácies phrenita-pumpeeleita (condições de soterramento), com condições de temperaturas entre 250 e 300°C e pressões litostáticas entre, 0,1 a 0,6 GPa, de acordo com os dados de seus constituintes, com o surgimento de lizardita e/ou crisolita em rochas serpentinizadas por possíveis fluidos oceânicos ou continentais (e.g., Evans & Frost, 1975; Evans, 1977; e, Coleman, 1977)

A associação mineralógica do pico metamórfico na área de trabalho, para os serpentinitos do Morro do Corisco, é representada pelo aparecimento de clinopiroxênio, carbonato, anfibólio (2) (tremolita 2) e do espinelio castanho esverdeado (picotita a Cr-hercinita). Evans & Frost (1977) consideraram a associação enstatita + clinopiroxênio (diopsídio) + olivina + espinelio castanho esverdeado como sendo típica da fácies granulito e enstatita + olivina + tremolita como sendo típica da fácies anfibolito superior, em associações mineralógicas ultramáficas submetidas a um metamorfismo progressivo. No serpentinito da Fazenda Roseta, a blastese de carbonato a partir de clinopiroxênio e pré-tremolita (2) representaria uma etapa de diminuição na temperatura do sistema com concentrações significantes de CO₂, em passagem de fácies granulito inferior a anfibolito superior (Fig. 7-5). Yardley & Mackenzie (1996) descreveram a ocorrência da associação carbonato + enstatita + olivina como sendo típica de fácies granulito em serpentinitos e peridotitos serpentinizados submetidos a um metamorfismo progressivo.

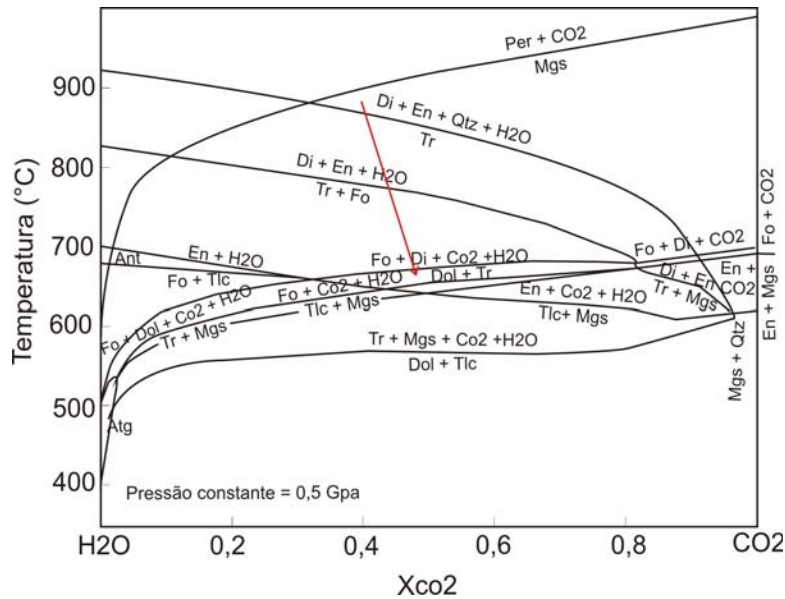
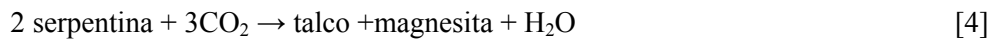


Figura 7-5: Diagrama de fases simplificado para o sistema CaO-MgO-SiO₂-H₂O-CO₂ a 0.5 GPa, apresentando a variação de fases em função das condições de temperatura e Concentração de CO₂ (T-X_{CO₂}), modificado de Winter, 2001.

O aparecimento de fases tardias como clorita, serpentina, talco e carbonato, tanto nos serpentinitos do Morro do Corisco, quanto na Fazenda da Roseta, configura o estágio retrometamórfico (metassomático) no qual as rochas foram submetidas, em eventos posteriores de baixo grau, expresso na forma da reação [4], típica de fácies xistos verdes.



O'Hara (1967) e Green & Ringwood (1970) determinaram campos de estabilidade na ordem de 8 – a 20 Kbar para associações de espinélio + olivina + ortopiroxênio, com granada e plagioclásio, representando a fase aluminosa, em campos de estabilidade acima e a baixo, desses valores, respectivamente (Fig. 7-6).

A figura 7-7 apresenta uma possível trajetória das condições de pressão e temperatura, estipulada para os serpentinitos do Morro do Corisco e da Fazenda da Roseta, sendo atribuído a eles uma evolução metamórfica em sistema CMAS-HC (CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-CO₂), a partir de um protolito harzburgítico.

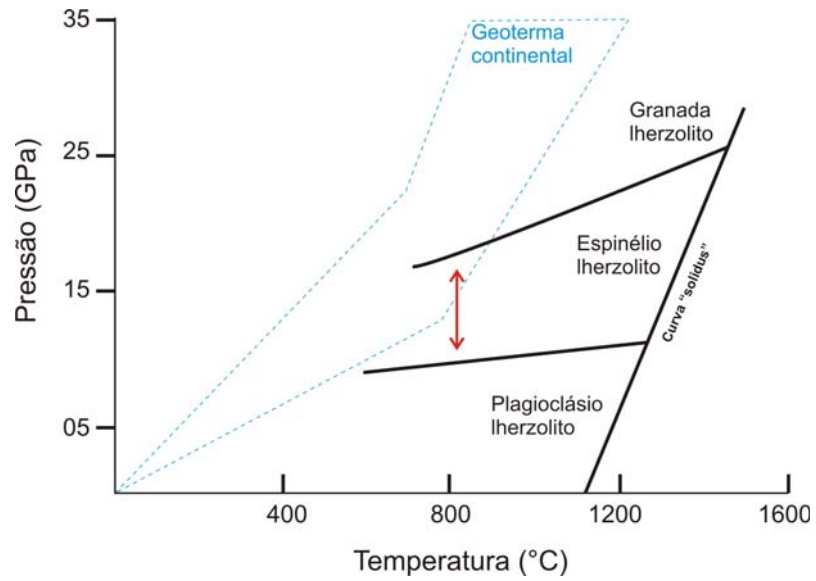


Figura 7-6: Condições de Pressão e Temperatura de lherzolitos portadores de plagioclásio, espinélio e granada (extraído e modificado de Winter, 2001). A seta vermelha indica o campo de estabilidade para a geração de peridotitos com espinélio.

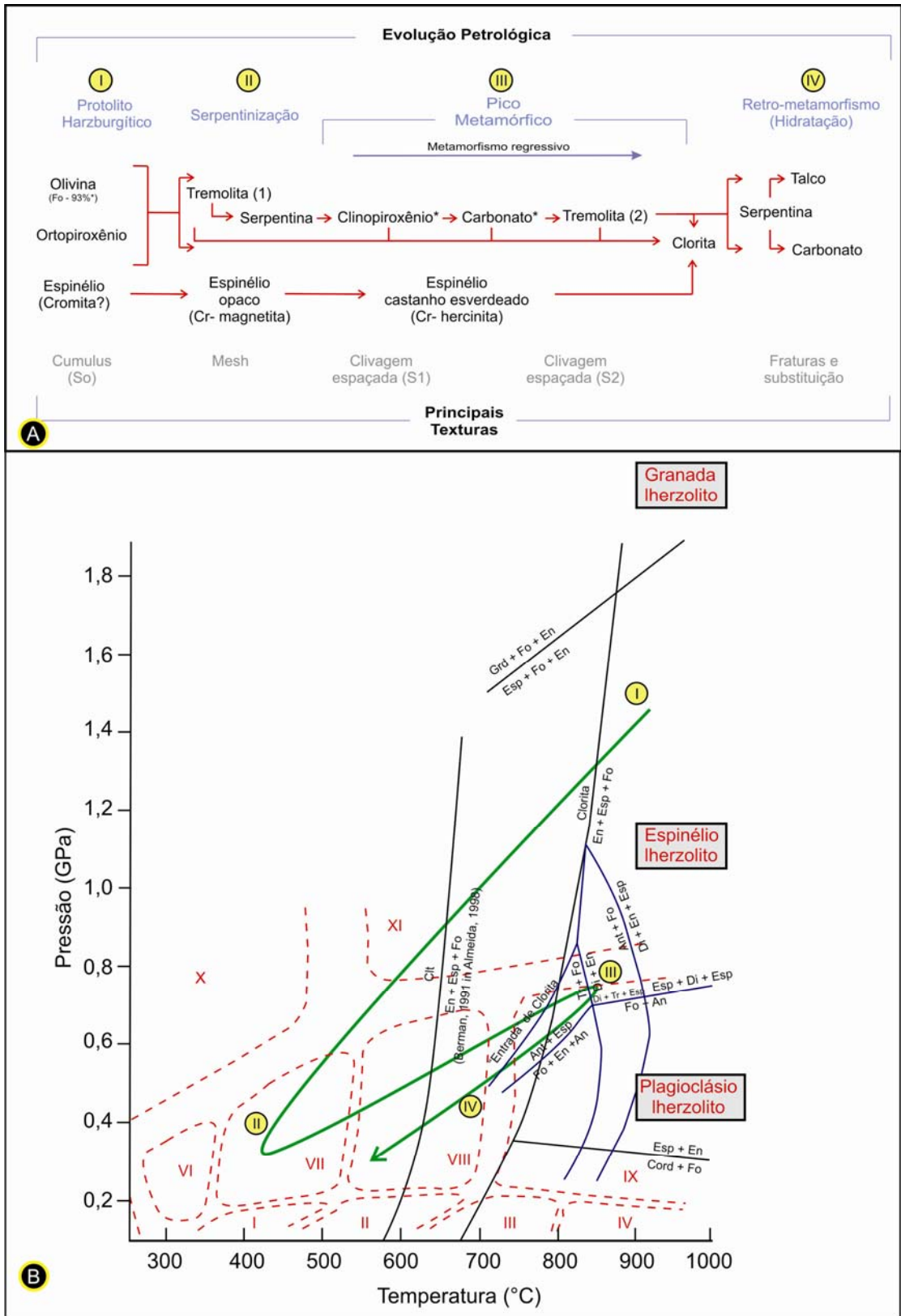


Figura 7-7: A) Evolução petrológica dos serpentinitos ; B) Trajetória P-T sugerida para os serpentinitos (linha verde) a partir de diagramas de fases do sistema MASH (traço preto) e CMASH (traço azul) sobrepostos aos campos de condições metamórficas das fácies: I) albita-epidoto hornfels; II) hornblenda hornfels; III) piroxênio hornfels; IV) sanidinito; V) zeólita; VI) prehnita-pumpellyita; VII) xisto verde; VIII) anfíbolito; IX) granulito; X) xisto azul; XI) eclogito. (modificado de Yardley, 1996 e Berman, 1991)

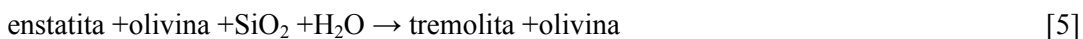
7.2.2 Meta-harzburgito da Fazenda da Roseta

Almeida (1992 e 1998) em análise deste litotipo definiu para sua formação, limites de pressão entre 0,8 e 2 GPa, de acordo com O'Hara (1967) e Green & Ringwood (1970), fora dos quais a mineralogia seria representada por plagioclásio e granada (Fig. 7-6). Por este trabalho, semelhantemente aos serpentinitos do Morro do Corisco e da Fazenda da Roseta, foram identificados 4 registros petrológicos distintos, sendo: 1) a formação da rocha protolito, de composição harzburgítica e texturas cumuláticas; 2) um processo de serpentinização incipiente (primário?); 3) um registro de um evento metamórfico de fácies anfíbolito (pico metamórfico) que registrou deformações no ortopiroxênio e formou espinélio castanho-esverdeado (picotita a Cr-hercinita); e, 4) um evento de hidratação tardia, gerando principalmente, nova serpentina, clorita, opacos secundários e talco.

A, provável, assembléia ígnea, harzburgítica cumulática, apresenta a associação olivina +ortopiroxênio +Cr-magnetita preservada, em uma rocha que mostra um grau de serpentinização em torno de 20%. Alguns grãos de ortopiroxênio evidenciam uma forte deformação plástica, que é diagnosticada através de extinção ondulante, além de seções de ortopiroxênio que possuem ex-solução de clinopiroxênios. Trommsdorff & Wenk (1968) atribuem a ex-solução de clinopiroxênio a partir de enstatita como resultado de um processo de *stress mineral* e que são conhecidos apenas em peridotitos de fácies anfíbolito. Coleman (1977) atribui a presença de lamelas de ex-solução de clinopiroxênio cálcico em ortopiroxênio como um indicativo de solução sólida em altas temperaturas, acima do campo de estabilidade do diopsídio, com valores variando de 800° a 1100°C e por volta de 30 Kbar.

A presença de picotita – Cr-hercinita nesta rocha evidencia um reequilíbrio em fácies anfíbolito superior ou granulito (Evans & Frost, 1975), não havendo modificação na associação olivina +ortopiroxênio, devido a estabilidade destes minerais nestas condições. A ocorrência de clorita metamórfica, preferencialmente, nas zonas de fratura, clivagem e contato de grãos, a partir da reação de serpentina e de espinélio configura um metassomatismo, em grau baixo.

Diante da grande semelhança geoquímica entre o meta-harzburgito e os serpentinitos do Morro do Corisco e da Fazenda da Roseta, assim como as semelhanças microtexturais (cumuláticas) exibidas entre esses litotipos, sugere-se uma cogeneticidade entre essas litologias. Desta forma, os 4 registros petrológicos detectados para este litotipo mostram-se concordantes aos 4 eventos detectados para os serpentinitos (sub-item 7.2.1). Porém, a ausência de tremolita e clinopiroxênio no meta-harzburgito indica condições de temperatura para o pico metamórfico abaixo 700°C, sendo que em temperaturas acima deste valor ter-se-ia a formação de tremolita a partir da seguinte reação:



A figura 7-8 apresenta uma possível trajetória das condições de pressão e temperatura, estipulada para o meta harzburgito da fazenda da Roseta, sendo atribuído a ele uma evolução

metamórfica em sistema CMAS-HC (CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-CO₂), a partir de um protolito harzburgítico cumulático.

Almeida (1998) descreveu a ocorrência de espinélios no meta-harzburgito, compondo diversos arranjos texturais, sendo: 1) espinélio simplectítico localizado preferencialmente, no contato entre olivina e ortopiroxênio; 2) espinélio xeno-hipiodomórfico, de granulação grossa, localizado no contato entre olivina e ortopiroxênio; 3) espinélio poligonalizado, juntamente com olivina e ortopiroxênio em região de contato; e, 4) espinélio granular a vermiforme incluso em olivina e ortopiroxênio. Almeida (*op. cit.*) determinou temperaturas mínimas de 1000°C para um aumento da solubilidade de Al₂O₃, associado a espinélio, em ortopiroxênio, com aumento de temperatura, com valores de 400 a 560°C para a associação de olivina + ortopiroxênio + espinélio simplectítico, e de 550 a 820°C em associações para espinélios granulares, utilizando termômetros de Berman (1991) e de Gasparik & Newton (1984).

Neste trabalho não foram observados o crescimento simplectítico de espinélio e ortopiroxênio, e a textura poligonal de espinélio, olivina e ortopiroxênio descritos por Almeida (1998). A ocorrência dessas simplectitas, uma textura tipicamente retro-metamórfica (Yardley, 1996 e Winter, 2001), indicam a pré-existência de uma solução sólida de ortopiroxênio + espinélio, acima de 1000°C, de acordo com o supracitado. A ocorrência do meta-harzburgito (localizado no fundo de uma galeria de pesquisa) próximo a retro-granulito ultramáfico (no ádito da galeria), e a ocorrência de retro-granulito ultramáfico em contato direto com o meta-websterito (sub-item 4.2.2), apresentam texturas semelhantes às em questão (sub-item 5.2.1.2.2), sendo atribuída a uma auréola metamórfica de alto grau (fácies granulito) desta litologia, além de sugerir que a textura simplectítica e poligonal do espinélio, juntamente, com a de olivina e ortopiroxênio, representem uma possível auréola metamórfica (milonito) gerada a partir do meta-harzburgito e reequilibrada em fácies de menor pressão em condições de despressurização.

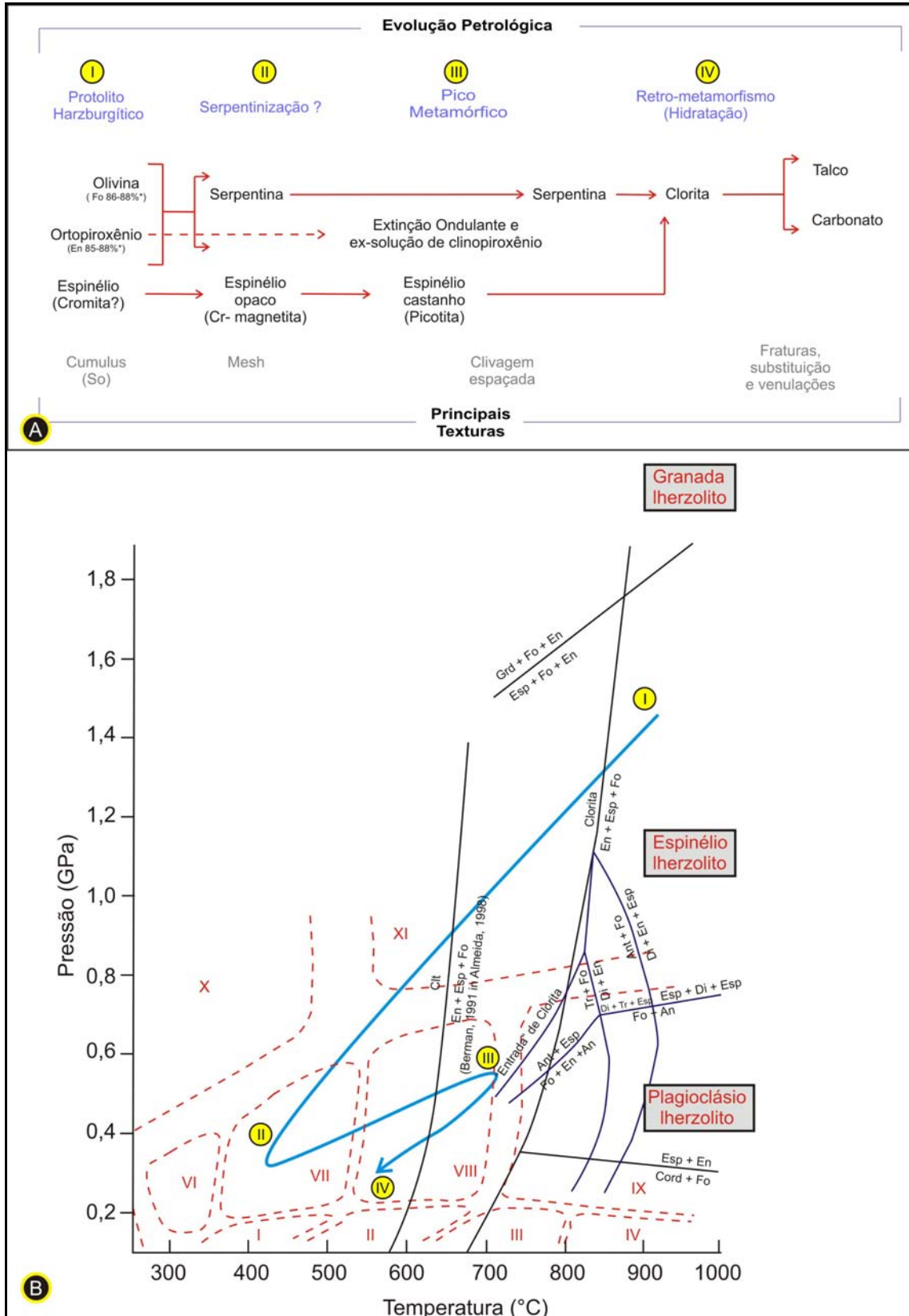


Figura 7-8: A) Evolução petrológica sugerida para o Meta-harzburgito da Fazenda da Roseta. B) Trajetória P-T que é sugerida para Meta-harzburgito (seta azul), a partir de diagramas de fases do sistema MASH (traço preto) e CMASH (traço azul) sobrepostos aos campos de condições metamórficas das fácies (campos em algarismos romanos iguais aos da Fig. 7-8, B). Campos de I a XI idênticos ao da figura 7-8. (Modificado de Yardley, 1996 e Berman, 1991).

7.2.3 Bronzítico pegmatóide

O bronzítico pegmatóide, muito alterado, que foi caracterizado por análise de Raios-X (ANEXO 1; CD-ROM), devido ao seu modo de ocorrência, na forma de saprolito no fundo de uma galeria de pesquisa, não permitiu a realização de uma análise microtextural por estudos de lâminas delgadas. Por outro lado, apresentou padrões de distribuição dos elementos incompatíveis, particularmente os elementos imóveis ou pouco móveis (Cap. 6) similares aos dos demais litotipos estudados, exceto aos dos de serpentinitos e do meta-harzburgito. Assim, este litotipo, possivelmente, representa uma litologia texturalmente mais desenvolvida (mais diferenciada) em função de sua textura pegmatóide e de sua composição piroxenítica (Cap. 4.2.2).

7.2.4 Meta-websterito e retro-granulito.

Almeida (1998) em estudo deste meta-websterito não reconheceu as características modais e texturais que antecedem a formação do anfibólio cálcico e estabeleceu a associação clipiroxênio + ortopiroxênio + espinélio + olivina + anfibólio, essencialmente como de origem metamórfica e restrita ao intervalo de pressão de 7 a 12 Kbar e em temperaturas acima do campo de estabilidade da anortita, 800°C. Neste trabalho foi caracterizada a ocorrência de rochas websteríticas ou de composição próxima, que apresentam registros metamórficos de diferentes graus. Por questão de similaridade petrográfica (sub-item 5.2.1.2.1 e 5.2.1.2.2) e geoquímica (cap. 6), aliadas as observações estruturais de campo (sub-item. 4.2.2), as rochas meta-websteríticas e os retro-granulitos se mostraram cogenéticos. As evidências texturais foram sugestivas de um protólito piroxenítico (websterítico) heteradumulático, submetido a um metamorfismo progressivo em alto grau (fácies granulito) reequilibrado para fácies anfibolito, com o meta-websterito menos deformado configurando-se como a litologia mais preservada da deformação e metamorfismo e o retro-granulito ultramáfico como sendo o representante de mais alto grau, estabilizado em fácies granulito e gerado em processo dinâmico (milonitização).

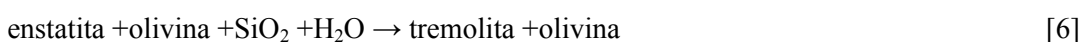
Então, a partir das observações petrográficas determinaram-se quatro paragêneses mineralógicas distintas, representantes de eventos metamórfico-deformacionais progressivos, com uma provável assembléia ígnea, atribuída, a uma rocha composta, possivelmente, de olivina e ortopiroxênio cumuláticos precoces com clinopiroxênio pós-cúmulus tardio. As associações (1), (2), (3) e (4) apresentam os registros progressivos das etapas impostas à rocha.

- (1) clinopiroxênio poligonalizado +ortopiroxênio deformado +ceylonita;
- (2) hornblenda tremolítica +olivina(?);
- (3) granada +Ti-hornblenda +espinélio verde-garrafa;

(4) hornblenda +plagioclásio +magnetita +ilmenita.

A associação (1), segundo Frost & Evans (1975), representa a típica associação de fácies granulito para as rochas ultramáficas submetidas ao metamorfismo progressivo. As análises do espinélio (Fig. 7-5 e 7-6) corroboram esta idéia, posicionando-os, em diagramas discriminantes, nas porções mais metamorfisadas (*e.g.*, Evans & Frost, 1975; Sack & Ghiorso, 1991; Suita & Strieder, 1996; Candia & Gaspar, 1996 e Candia *et al.*, 1999). A associação (2), corresponde a entrada de anfibólio (hornblenda tremolítica), nematoblástico e poligonal, formada a partir de clino- e ortopiroxênio, os quais, muitas vezes, se encontram recristalizados e deformados, quando em associação com a hornblenda tremolítica. Isto sugere a formação deste anfibólio em evento cisalhante com entrada de água e sua formação a partir de clino- e ortopiroxênio, com a olivina não apresentando sinais de deformação. Neste caso, essas evidências sugerem uma temperatura inferior a 1000°C, pois, caso contrário, a olivina apresentaria sinais de deformação intracristalina em resposta ao esforço submetido na rocha (catáclase; Nicolas, 1989).

As condições de temperatura e pressão determinadas para a blastese de tremolita são as mesmas determinadas por Almeida (1992 e 1998), de 7 a 12 Kb e em torno de 800°C, segundo a expressão [6]:

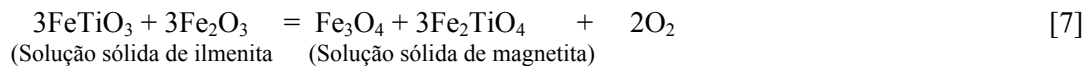


Como diagnosticado através da petrografia, na base dos retro-granulitos ocorrem associações de clinopiroxênio e ortopiroxênio extremamente deformadas e com evidências de recristalização (subitem 5.2.1.2.1), mostrando que a milonitização ocorreu a partir de rochas websteríticas, ou no contato com litologia de derivação imediata, geneticamente associada. A ocorrência de ceylonita, ocorrendo na forma disseminada a até horizontes praticamente monominerálicos, sugere um protolito aluminoso, com espinélio em abundância, pois a ceylonita, em meta-ultramafitos semelhantes, representa a variedade reequilibrada de espinélio cromífero em fácies granulito (Evans & Frost 1975; Suita & Strieder, 1996; Candia & Gaspar, 1996; e Candia *et al.*, 1999). As análises da variação da composição do espinélio (Fig. 7-3 e 7-4) exibem comportamento de acordo com o observado e sugerido.

As associações evidenciadas pelo retro-granulito são representadas pelas assembléias (3) e (4). A associação (3) é a representativa de mais alto grau metamórfico. Trouw (1992) e Ribeiro *et al.* (1995), determinaram, através de estudos de geotermometria e geobarometria, condições de 12 – 13,3 Kb e 800 – 900°C para corpos máficos da *Klippe* de Carvalhos, que apresentam feições semelhantes aos dos retro-granulitos, com crescimento simplectítico de hornblenda e plagioclásio ao redor de granada e clinopiroxênio. Evidências texturais descritas neste trabalho (*subitem 5.2.1.2.1*), como clinopiroxênio incluso em granada, sugerem a recristalização desta fase pré- a sin-formação de granada, o que representaria a associação de mais alto grau. Um reequilíbrio em fácies de menor grau,

provavelmente em condições de despressurização, resultou no crescimento simplectítico de plagioclásio e hornblenda a partir de granada.

A ocorrência da associação magnetita + ilmenita (sub-item 5.2.1.2.2), sugere a pré-existência de uma fase óxido, ao menos, estável (ou representante) nas condições do pico metamórfico (fácies granulito). Newton (1986) atribui a coexistência de magnetita e ilmenita em soluções sólidas, como resultado de um ambiente reduzido de cristalização, altamente influenciado pela fugacidade de oxigênio, em sistema com interação com fase fluida, expressa pela reação [7]. Buddington & Lindsley (Newton, 1986) determinaram valores de 600 a 1000°C e 670 a 2000 Kbar para a formação da associação de magnetita e ilmenita como um resultado da variação dos valores de temperatura e fugacidade Oxigênio ($T-f_{O_2}$), havendo a desmiscibilização desta solução nas duas fases distintas em condições inferiores a esta.



Jameson (1986), fazendo uma compilação dos padrões de P-T em zonas de alto grau relacionadas a ofiolitos, apresentou condições de temperatura e pressão na ordem de 900°C e 10 Kbar, para o pico metamórfico formador da associação granada + clinopiroxênio, em anfibólio-granada metapiroxenito, sendo este processo atribuído a obducção e seu posicionamento em complexo ofiolítico na Escócia. Foram estimadas condições de 1100 a 1250°C e 5-12 Kbar para a geração de zonas cataclásticas e condições de 750 a 850°C para a formação da associação de espinélio +granada +clinopiroxênio +ortopiroxênio, em granulitos granoblásticos da zona crítica da seção do ofiolito de Bay of Island (Jameson, *op.cit.*). Foram, ainda, estimados valores em torno de 900°C e 12 Kbar em anfibólito máfico do ofiolito de Monte Alberta, Quebec, e valores de 700 a 800°C e 3-5 Kbar para associação de hornblenda + plagioclásio + ilmenita.

O modo de ocorrência do retro-granulito, geralmente em contato com rocha websterítica ou litologia de composição imediata, em relação a ao processo de diferenciação, aparentemente em níveis estratigráficos superiores (sub-item 4.2.2), sugere que esta litologia é um possível representante de um envelope metamórfico (auréola metamórfica) do complexo ultramáfico da Fazenda da Roseta, juntamente, com a descrição de meta-harzburgito com texturas simplectíticas e poligonais compostas por espinélio, ortopiroxênio e olivina, em porções mais deformadas (Almeida, 1992 e 1998).

A figura 7-9 sumariza o padrão de evolução petrológica ao longo da variação das condições de pressão e temperatura em sistema CMAS-HC (CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-CO₂) e MASH (MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O).

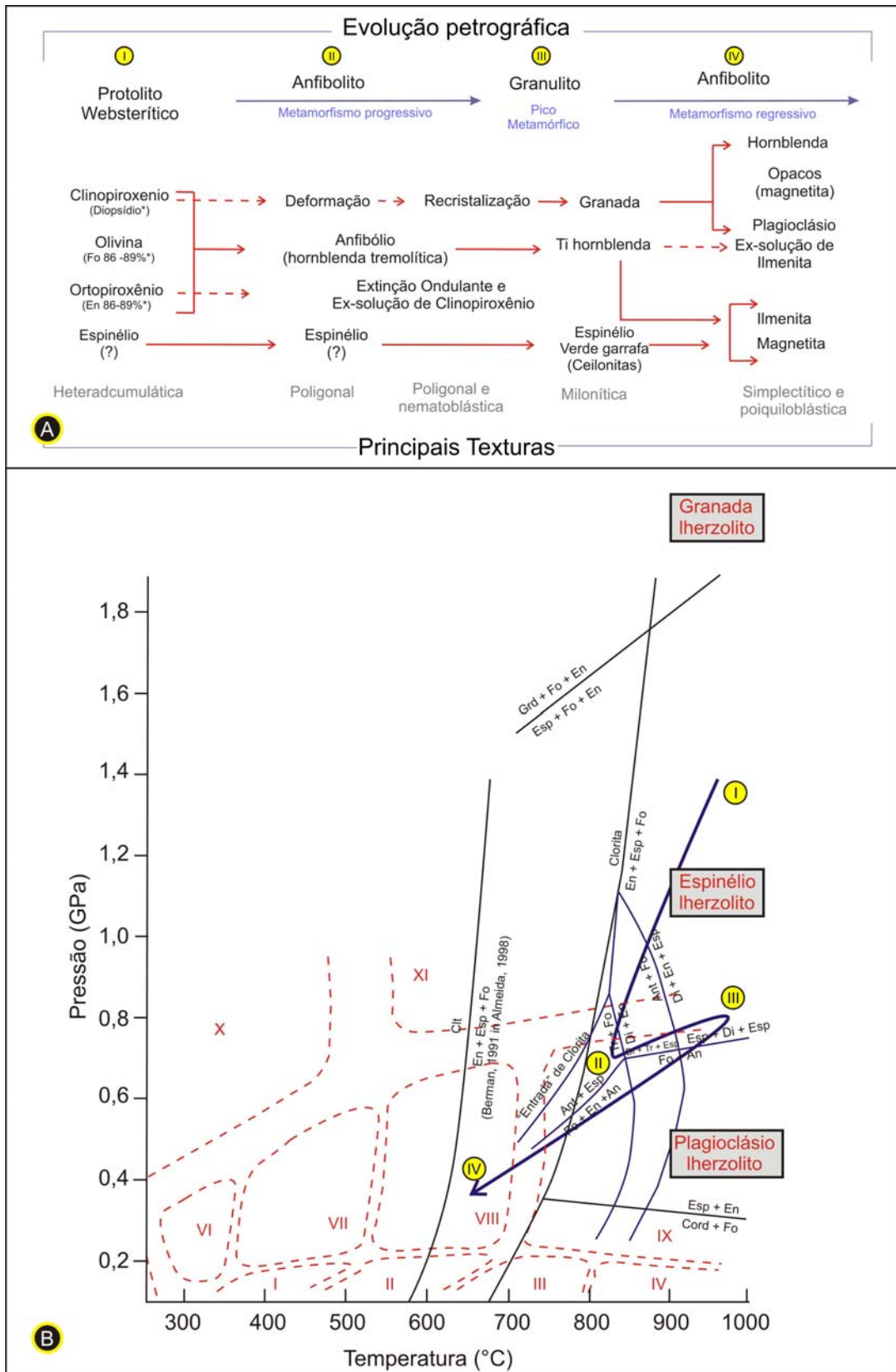


Figura 7-9: A) Evolução petrológica do Meta-websterito e retrogranulito. B) Trajetória P-T sugerida para estes litotipos (seta azul escuro), a partir de diagramas de fases do sistema MASH (traço preto) e CMASH (traço azul) sobreposta aos campos de condições metamórficas, com campos de I a XI idênticos aos da figura 7-8, (modificado de Yardley, 1996)

7.2.5 Ultramafitos entre Andrelândia e Arantina e da Serra da Garça.

Almeida (1992 e 1998) em estudos destes corpos descreve pouca semelhança entre os mesmos, atribuindo como o litotipo mais significativo e representante da associação de mais alto grau, ao clorita-anfibólio olivina fels, que apresenta olivina prismática paragenética com anfibólio tremolítico, o que indicaria a formação desta associação a temperaturas inferiores a 800°C. Na Serra da Garça (Almeida, *op.cit.*) descreveu, predominantemente, litologias constituídas por antofilita, com a associação de mais alto grau correspondendo a ortopiroxenito, com ortopiroxênio grosso, fortemente deformado que muitas vezes adquirem hábito acicular, ou alinhado. Em alguns casos estes cristais apresentam recristalização em mosaico, com contatos tripliques, de caráter cogenético com clorita magnésiana, o que atribui estabilidade inicial desta paragênese no intervalo de 600 a 800°C.

Neste trabalho, também, não foi identificada muita semelhança entre os corpos de Andrelândia – Arantina com os da Serra da Garça, havendo nestes corpos uma grande variedade de litotipos formados pelas mais diversas combinações modais de olivina, ortopiroxênio, tremolita, talco, clorita e antofilita (sub-item 5.2.1.3). O registro metamórfico primário observado nestas rochas foi a associação de olivina prismática + antofilita (1) + clorita (1), que apresentam texturas cataclásticas e miloníticas (em regime rúptil-dúctil). Diferentemente da clorita (1) e antofilita (1), que ocorrem recristalizadas e orientadas segundo a direção de cisalhamento, os grãos reliquiares de olivina apresentam-se como grãos subidiomórficos a xenomórficos alongados, geralmente, com fragmentos reliquiares, intensamente deformados, apresentando estruturas do tipo “sub-grãos”, “novos grãos”, extinção ondulante e com uma alta densidade de minerais opacos finos, ex-solvados e recristalizados em suas fraturas (sub-item 5.2.1.3).

As relações petrográficas permitiram identificar as seguintes associações significativas:

- (5) olivina + ortopiroxênio cumulático (?)
- (6) olivina prismática + clorita + antofilita (1);
- (7) olivina + clorita + tremolita;
- (8) enstatita + talco + clorita;
- (9) antofilita (2) + clorita (2)

A associação (5), provavelmente, representa a associação ígnea original da rocha, determinada através da ocorrência de olivina granular idiomórfica, compondo texturas semelhantes as cumuláticas, que esta envolvida por olivina prismática (sub-item 5.2.1.3), juntamente com a ocorrência de opacos granulares idiomórficos (euédricos) inclusos nas olivinas (metamórfica e granular idiomórfica) e a ocorrência de pseudomorfos tabulares idiomórficos (euédricos) de, provavel, ortopiroxênio, intensamente cloritizado. Tais evidências sugeriram para os ultramafitos entre Andrelândia e Arantina

e os da Serra da Garça, um protolito ígneo cumulático de rocha dunítica-harzburgítica. O'Hara (1967) e Green & Ringwood (1970) estipularam condições entre 0,8 e 2 GPa, para a formação de peridotitos portadores de espinélio, ocorrendo fora destes valores, plagioclásio e granada (Fig. 7-6). Almeida (1992 e 1998) descreveu ortopiroxênio tabular e idiomórfico, intensamente deformado, com valores de enstatita entre 89 e 91%, levando a crer a presença de ortopiroxênio reliquiar ígneo nessas rochas, entrando de acordo com o observado.

A associação (6), como sugerida acima, provavelmente foi submetida as condições de fácies granulito de alta temperatura (800° a 1000°C) sob condições de alto *strain*, atribuída a ambiente astenosférico gerando as estruturas rúpteis-ducteis na rocha e a deformação semelhante na olivina (Nicolas, 1989).

Coleman (1977), descreve olivina deformada como sendo frequente de peridotitos ofiolíticos, com grãos atingindo até 4 mm de diâmetro, com deformações em ortopiroxênio e clinopiroxênio quando em associação paragenética. Nicolas (1988) observou em dunitos e harzburgitos residuais no topo de seção ultramáfica astenosférica, textura porfiroclástica, em mosaico e/ou tabular, com evidente orientação cristalográfica, o que reflete um alto *strain*, associado a processos de recuperação intracristalina e processo de recristalização dinâmica, com *grain boundary migration*. Microestruturas semelhantes as observadas neste trabalho, formadas através de deformação litosférica imposta a seções inferiores de maciços harzburgíticos, geraram milonitos, próximos a zonas de falha de empurrão, por volta de 900° a 950°C e de cataclasitos, a algumas centenas de metros distantes, em torno de 800° a 900°, e temperaturas na ordem de 800° a 900° foram atribuídas ao processo gerador de deformação cristalina (não recuperação) em xenólitos peridotíticos em basaltos (Cabanes & Briquieu, 1986 *in*: Nicolas, 1988) e, foram estimadas temperaturas mínimas, para a formação de cataclasitos em peridotitos, na ordem de 800 a 1000°C (Nicolas, 1988).

Evidências texturais observadas neste trabalho, sugeriram a formação de clorita estável com olivina deformada (associação 6) e cominuída, em zona de cataclasamento, anterior a formação de tremolita, a qual se formaria as suas expensas. Isto sugere, desta forma, uma gênese após a queda da temperatura avaliada para a cataclase da olivina (800 – 1000°C), em ambiente de alta pressão, acima de 1,1 GPa, para a expressão [5] e, com valores inferiores a estes, ocorreria a geração de diopsídio no lugar de olivina (Berman, 1991). Um fator que corrobora esta assertiva são as observações de Almeida (1998), ao descrever dois modos de ocorrência desta fase mineral nestas rochas, sendo a primeira forma em “bolsões” e a segunda disseminada na rocha. Almeida (*op.cit.*) determinou um maior teor de alumina nas cloritas presentes nestes “bolsões”, provavelmente as cloritas da zona de catáclase. Jenkins & Chernosky (1986), indicam uma relação direta do teor de alumina com o grau metamórfico o que, desta forma, coaduna com o observado. Evans & Frost (1975) e Evans (1977), relacionaram a presença de clorita em um amplo intervalo de estabilidade, variando de 600 a 800°C a condições

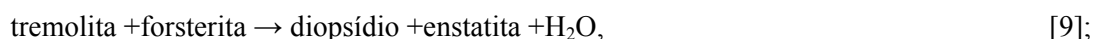
superficiais, sendo a sua gênese relacionada, a partir de rochas harzburgíticas, em alta pressão, de acordo com a seguinte expressão:



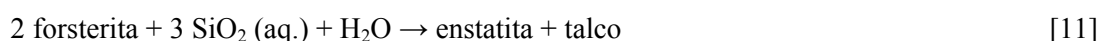
A estabilidade da associação antofilia + olivina (forsterita) é dada por Chernosky (1976, *in*: Evans, 1977) como sendo estável até 5 Kbar, enquanto Hemley *et al.*, 1977 *in*: Evans, 1977) sugerem condições mínimas de formação no campo de 0,5 Kbar e 600°C. Evans (1977) descreve raras ocorrências de antofilita em rochas duníticas submetidas a metamorfismo oceânico em fácies anfíbolito.

Relictos de tremolita inclusos em talco sugeriram a esta fase, uma participação precoce em relação ao aparecimento de ortopiroxênio metamórfico + talco.

A associação (7) sugere condições de reequilíbrio para a fácies anfíbolito, através da formação de tremolita. A ausência de clinopiroxênio limita o campo de estabilidade a temperaturas inferiores a 800°C de acordo com as reações [9] e [10], abaixo relacionada:

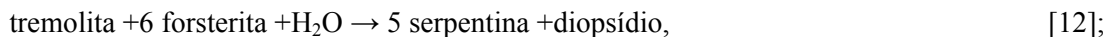


A associação (8) sugere, a partir do aparecimento de talco + ortopiroxênio, muitas vezes com inclusões de cristais reliquiares de tremolita, um reequilíbrio para fácies anfíbolito médio. Evans (1977) atribui a paragênese talco + clorita + olivina para rochas submetidas a metamorfismo de fácies anfíbolito medio. Olivina inclusa em ortopiroxênio (sub-item 5.2.1.2.2), sugeriu a formação da associação enstatita + talco as expensas de olivina, a partir de um protólito harzburgítico, representado a partir da seguinte reação:

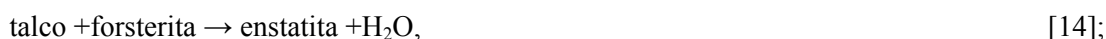


Evans & Trommsdorf, 1969 *in*: Evans, 1977) atribuem a geração de enstatita alongada e de granulação grossa, como sendo típica da fácies anfíbolito superior, gerada as custas da associação de clorita + talco + olivina. Evans & Trommsdorf (1974) descreveram a associação de olivina alongada e talco, na região dos Alpes, assim como Nimis & Trommsdorff (2001) estudando o metamorfismo progressivo nas litologias ultramáficas de corpos alpinos dos Alpes centrais, apresentaram a seguinte seqüência paragenética, de menor para maior grau: antigorita + olivina → talco + olivina → enstatita + olivina → granada + diopsídio + enstatita + olivina. Evans & Frost (1977), atribuíram a paragênese talco + olivina + tremolita, como uma associação mineral típica da fácies anfíbolito superior, em metamorfismo progressivo a partir de rochas ultramáficas previamente serpentinizadas (e formadas por antigorita).

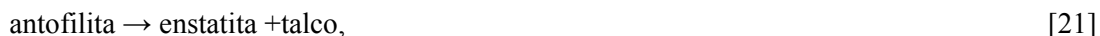
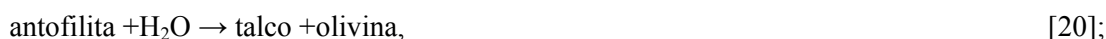
Evans & Trommsdorff (1974) e Evans (1977) apresentaram as temperaturas de 400°C e 800°C como sendo os limites, mínimo e máximo, de estabilidade da tremolita em rochas com olivina, sendo representadas pelas expressões [12] e [13] respectivamente.



O surgimento da antofilita na associação (6) foi observado a partir das seguintes transformações: ortopiroxênio + talco \rightarrow antofilita; e, subordinadamente, olivina + talco \rightarrow antofilita. A paragênese ortopiroxênio + talco foi, experimentalmente, determinada por Greenwood (1971), que observou que a formação da antofilita decorre de processos intermediários da transformação de talco em piroxênio, expressos através das expressões [14] e [17], em condições inferiores a 8 e 13 Kbar de pressão respectivamente, com as expressões [15], [16] e [18] e [19] sendo as suas reações intermediárias:



Greenwood (1963) determinou um restrito intervalo de 645 a 745°C para a estabilidade da antofilita, ocorrendo, a partir deste valor, sua decomposição através da reação inversa da expressão [19], e, em valores mais inferiores aos da reação [20]. Porém, Greenwood (1971) relata a estabilidade desta fase mineral em condições acima de 600°C e 20 Kb, ocorrendo sua decomposição, a partir destes valores, através da expressão [21]:



No entanto, de acordo com o campo de estabilidade determinado para clorita e antofilita, os ultramafitos localizados entre Andrelândia e Arantina, apresentam um intervalo restrito de temperatura e pressão, com valores estimados entre 650 a 800°C e entre 8 e 13 Kb.

A associação (9) apresenta a sucessão de mais baixo grau das rochas, estabilizada em fácies xisto verde, registrando a última paragênese da seqüência retro-metamórfica imposta nestas litologias.

A figura 7-10 apresenta, um provável, padrão de evolução petrológica ao longo da variação das condições de pressão e temperatura, dos meta-ultramafitos de Andrelânida-Arantina e os da Serra da Garça, em sistema CMAS-HC (CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-CO₂) e MASH (MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O), com a figura 7-11 apresentando a evolução em sistema CMASH de forma mais detalhada.

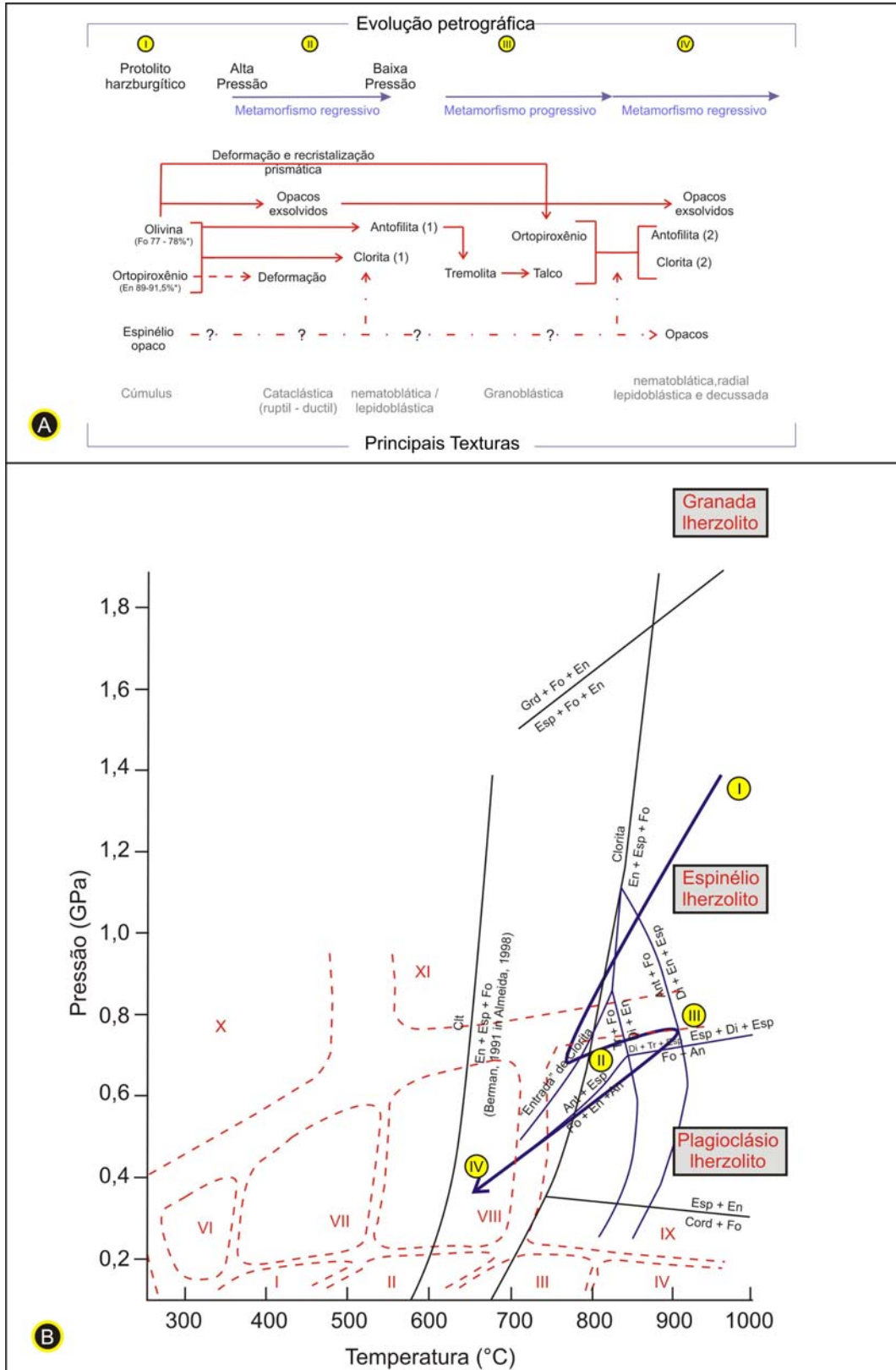


Figura 7-10: A) Evolução petrológica dos meta-ultramafitos cumuláticos entre Andrelândia e Arantina e os da Serra da Garça. B) Trajetória P-T sugerida os ultramafitos (seta azul escura) a partir de diagramas de fases do sistema MASH (traço preto) e CMASH (traco azul) sobrepostos aos campos de condições metamórficas, com campos de I a XI idênticos ao da figura 7-8, (modificado de Yardley, 1996).

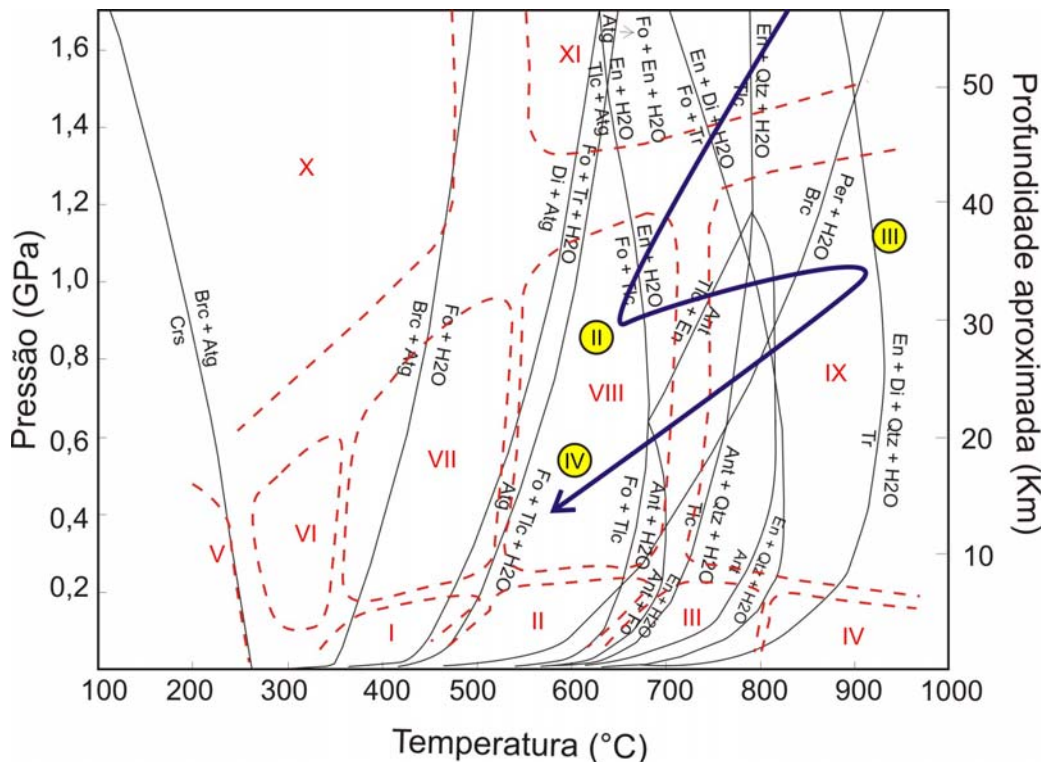


Figura 7-11: Diagrama de pressão e temperatura para os ultramafitos cumuláticos da região entre Andrelândia e Arantina e os da Serra da Garça, com campos de isógradas e equilíbrio de fases minerais, a partir de diagrama de fase do sistema CMASH (detalhado). A linha azul escura apresenta uma provável evolução para estas rochas ultramáficas ao longo do metamorfismo regressivo (modificado de Winter, 2001; Berman, 1991 e Yardley, 1994).

7.2.6 Olivina ortopiroxenito da Fazenda da Areia.

Almeida (1992 e 1998) em estudos desta litologia atribuiu uma formação metamórfica do ortopiroxênio a partir de uma associação contendo anfibólio, com blastese simultânea de olivina, atribuindo a reação entre anfibólio e olivina como sendo a responsável pela textura poiquiloblástica de olivina inclusa em ortopiroxênio. A autora também atribui aos baixos teores de forsterita (Fo: 71-75%) na olivina e enstatita (En: 76-82%) no ortopiroxênio, como sendo típicos de metamorfitos, e estabeleceu temperaturas em torno de 550°C para a formação dos mesmos. No entanto, este trabalho caracterizou o espinélio-olivina ortopiroxenito da Fazenda da Areia, com relações textural e estrutural essencialmente como de uma rocha reliquiar ígnea heteradumulática (Cap. 5, subitem 5.3.1.1.1).

A associação metamórfica observada para este litotipo foi: clorita +clinoanfíbólio +ceylonita. Almeida (1998) determinou composições que variam de hornblenda actinolítica a magnesian para o anfibólio deste litotipo. O aparecimento de clorita em rochas ultramáficas pode ser expresso através da equação [22], que relaciona o aparecimento de clorita, em protolitos ultramáficos, apenas com entrada de água no sistema, de acordo com Evans (1977):



Evans & Frost (1975) atribuem a associação enstatita +olivina +tremolita +espinélio verde como sendo típica da fácies anfibolito superior que ocorre entre o intervalo de 600 a 700°C, com temperaturas superiores dando lugar a associação com diopsídio e, em temperaturas inferiores, a associações com antofilita e/ou talco (Evans 1977). Coleman (1971) atribui a ocorrência de ortopiroxênio poiquilítico como sendo a mais comum nas seções cumuláticas ofiolíticas, com teor de enstatita variando de 78 a 89%, o qual, embora muito comum, não é modalmente abundante, raramente formando horizontes monominerálicos, como os descritos para os depósitos estratiformes (*e.g. Bushveld*).

CAPÍTULO 8

DISCUSSÃO, CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

8.1 DISCUSSÃO

Texturalmente, *a priori*, foram reconhecidos em todos os litotipos estudados, uma reestruturação mineralógico-textural a partir de rochas ígneas plutônicas cumuláticas, essencialmente de composições harzburgíticas e piroxeníticas, sem a evidência de cristalização de plagioclásio, indicando fracionamento de cristalização em valores de elevada pressão, com valores acima de 10 Kbar (limite máximo de estabilidade de plagioclásio; *e.g.* Grenn *et al.*, 1970; Green & Ringwood, 1990), sendo associadas a profundidades superiores a 35 Km, o que em ambiente continental corresponde a porções inferiores da crosta, e em ambientes oceânicos, atingiria níveis mantélicos (Best, 1982). Cox *et al.* (1979) atribuem uma expansão no campo de estabilidade dos piroxênios como relacionado a perda de olivina com o aumento de pressão, com enstatita sendo o mineral precoce em condições acima de 14 Kbar a partir de líquido toleítico.

O meta-harzburgito cumulático da região entre Andrelândia e Arantina e os da Serra da Garça (Mhc-An-Ar e SG) configuraram-se como as litologias de composição primária mais primitiva, ou seja, as magmaticamente menos diferenciadas (sub-item 7.2.5), dentre as estudadas, juntamente com os serpentinitos (sub-item 7.2.1) e o meta-harzburgito cumulático da Fazenda da Roseta (Mhc-FR; sub-item 7.2.2). No entanto os valores geoquímicos distintos existentes entre os serpentinitos e Mhc-FR com os do Mhc-An-Ar e SG (Cap. 6), provavelmente, são um resultado da intensa modificação mineralógica-textural experimentada pelo Mhc-An-Ar e SG e/ou resultado de processos genéticos em diferentes níveis estratigráficos. Para isto considerou-se a inexistência de evidências de serpentinitização primária nos Mhc-An-Ar e SG, descritos para os serpentinitos e o Mhc-FR, sugerindo um processo metamórfico hidrotérmal em níveis crustais “rasos”, em provável, ambiente continental ou oceânico.

Todas as ocorrências ultramáficas estudadas por este trabalho estão inseridas em meio a metassedimentos de origem oceânica, metamorfisados em alto grau, apresentam formatos ovóides, de pequenas dimensões, estão alinhadas na direção da xistosidade principal e posicionadas ao longo de falhas de empurrões profundas, associadas à ocorrência de retro-eclogitos, contemporaneamente à estruturação da Faixa Brasília (Cap. 4). Diante disso, provavelmente, estes corpos representam fragmentos remanescentes da zona de transição da seção crustal oceânica, incorporados tectonicamente na crosta continental, e compõe associações do tipo *alpina*, orogênicas, ou mesmo ofiolíticas, geradas no campo de estabilidade dos espinélio peridotitos (Fig. 7-1), podendo ser

incluídos nos grupos do tipo dos peridotitos orogênicos de pressão intermediária (IP) (Boudinier & Godard, 2004).

O caráter alóctone desses corpos já foi mencionado por diversos autores (*e.g.* Vilas, 1960; Santos, 1972 e Magalhães, 1985), e interpretações semelhantes foram feitas por Bebert (1981) ao designar o ultramafito do Morro do Corisco como do “tipo alpino” relacionadas à sequências ofiolíticas. Ainda, autores como Ribeiro (1995 e 1997), Paciullo *et al.* (2003a), Heilbron *et al.* (2003) e Ribeiro *et al.* (2003), atribuíram aos ultramafitos posicionados nas unidades das megassequências sedimentares da região, como representantes do manto litosférico, relacionados a ofiolitos ou não. Roigh & Schanck (1992) interpretaram corpos ultramáficos semelhantes, localizados ao longo de falhas de empurrão, na região de Jacuí, como possíveis fragmentos ofiolíticos, em sutura brasileira, posicionados em evento de colisão continental com vergência para leste.

Estudos executados em anfíbolito e retroeclogito máfico, localizados no domínio III, indicaram protólitos basálticos toleíticos, com predominância de basaltos continentais associados ao embasamento e do tipo “MORB” nas unidades metassedimentares. Isto sugere que estes últimos são possíveis fragmentos de unidades de sequência ofiolítica, desmembrada na Orogênese Brasileira (Gonçalves & Figueiredo, 1992; Paciullo, 1992 e 1997).

Almeida (1992 e 1998), porém, atribuiu a esses corpos, uma gênese a partir de processos de diferenciação de magmas toleíticos, intrudidos ao longo da evolução das bacias proterozóicas. No entanto, a discrepância de grau metamórfico observada entre alguns ultramafitos e as rochas encaixantes, principalmente, nos meta-harzburgíticos cumuláticos da região entre Andrelândia e Arantina e da Serra da Garça (Mhc-An-Ar e SG), registrando fácies granulito de alta pressão, em meio a metassedimentos oceânicos turbidíticos e pelágicos a semipelágicos metamorfisados em fácies anfíbolito (sub-item 7.2.5), evidencia uma trajetória metamórfico-deformacional não uniforme entre ultramafitos e encaixantes, o que seria o esperado, caso o posicionamento do ultramafito fosse gerado em evento magmático intrusivo relacionado a abertura da bacia, registrando impressões metamórficas de mesma intensidade. Outro fator não favorável a natureza intrusiva destes ultramafitos é a ocorrência destes corpos ao longo de falhas de empurrão profundas associadas a retro-granulitos e retro-eclogitos máficos, sem evidências de processos metamórfico semelhantes nos metassedimentos encaixantes (Cap. 4), e sem precedentes para complexos estratiformes ou acamadados desmembrados. Isto sugere, desta forma, a exumação destes corpos em profundidades superiores às dos metassedimentos circundantes.

Almeida (*op. cit.*) atribuiu as rochas piroxêníticas como as volumetricamente mais representantes dos ultramafitos da região (websteritos e ortopiroxênitos), e atribuiu a estes litotipos como sendo escassos e praticamente inexistentes em associações mantélicas, sendo comumente observados em complexos estratiformes. Porém, neste trabalho, a determinação de litologias

volumetricamente mais significativas foi dificultada pelos tamanhos dos corpos, descontinuidade lateral e pequena área de exposição. No entanto, litologias harzburgíticas foram as determinadas como as mais frequentes (meta-harzburgitos entre Andrelândia e Arantina, Serra da Garça, Fazenda da Roseta e os serpentinito do Morro do Corisco e da Fazenda Roseta), sendo que a ocorrência do meta-ortopiroxenito da Fazenda da Areia, do websterito e bronzitito pegmatóide da Fazenda da Roseta compõe as litologias piroxeníticas. Coleman (1977) descreve que é comum a presença de porções irregulares websteríticas associadas a dunitos e harzburgitos ofiolíticos, assim como a presença de ortopiroxênio poiquilítico em cumulado ultramáfico, representando re-injeções magmáticas na própria câmara, é uma característica semelhante a observada para o meta-ortopiroxenito da Fazenda da Areia e para as texturas poiquilíticas do websterito da Fazenda da Roseta. Embora bronzititos pegmatóides sejam comuns em complexos acamadados de natureza intracontinental (*e.g.*, no Complexo de Bushveld) Melcher & Meisel (2004) descreveram ortopiroxenitos pegmatóides, de dimensões centimétricas a métricas, ocorrentes como *pods* e veios associados a litologias ultramáficas alpinas, ofiolíticas, nos Alpes austríacos.

Um fator significativo ao posicionamento a frio destes corpos é a presença de litologias retro-metamorfisadas ou reequilibradas para o grau metamórfico das encaixantes, configurando auréolas metamórficas, que são muito comuns na base de ofiolitos posicionados tectonicamente (*e.g.*, Omã, Bay of Island e Semail). Estas litologias, diagnosticadas apenas no Morro do Corisco e na Fazenda da Roseta, ou seja, nos corpos de maiores magnitudes (Cap. 4), ocorrem comumente na borda de contato dos ultramafitos com as rochas encaixantes e apresentaram um registro metamórfico de maior grau em relação ao seu núcleo preservado (Cap. 4). Na Fazenda da Roseta, foram diagnosticadas rochas com textura milonítica, de caráter metamórfico retrogressivo, com registro de pico metamórfico em fácies granulito reequilibrado para fácies anfíbolito, como provavelmente sendo auréolas metamórficas derivadas de rochas websteríticas ou litologia imediatamente diferenciada, e rochas com texturas simplectíticas e poligonal exibidas em espinélio, olivina e ortopiroxênio, associada a Meta-harzburgito, em proximidade com as rochas metassedimentares encaixantes, que foram descritas por Almeida (1992 e 1998), e provavelmente, compõe pacotes de contato tectônico. No Morro do Corisco, a auréola metamórfica pode ser representada pela descrição de um espinélio hornblendito (Almeida, 1992 e 1998) em zonas próximas ao contato com as rochas encaixantes. Diante da pequena magnitude dos corpos entre Andrelândia e Arantina e os da Serra da Garça, o registro metamórfico do posicionamento nas zonas de contato, entre a encaixante e os ultramafitos, foi provavelmente embutido de forma heterogênea nos pequenos blocos isolados da região, havendo a sobreposição de registros metamórficos, do contato tectônico, em registros anteriores e a coincidência com o registro do metamorfismo regional.

A variação metamórfica-deformacional determinada nos litotipos dos domínios II e III (Cap. 4 e 5), provavelmente, está relacionada ao comportamento evolutivo destes corpos alóctones,

apresentando em ambos os domínios reequilíbrios metamórfico-deformacionais correlacionáveis as rochas encaixantes, que chegam a apresentar registros metamórficos de alta pressão, típica das unidades de “melange” geradas em ambientes de zonas de subducção e associada a corpos ofiolíticos.

8.2 CONCLUSÕES

As rochas ultramáficas localizadas na região de Andrelândia, Liberdade e Carrancas, através de análises estruturais e petrológicas, apresentaram uma relação genética entre si, a partir de uma cristalização, diferenciação, de um magma toleítico, e um posicionamento contemporâneo a estruturação tectônica brasileira.

O modo de ocorrência destas rochas, encaixadas em metassedimentos oceânicos, dentre eles, pelágicos a hemipelágicos, turbidítico e plataformais (domínio II e III), associado a falhas de empurrão profundas, envolvendo granulitos, eclogitos e lentes do embasamento, e a similaridade com unidades de sequências de complexo ofiolítico e corpos *alpinos*, foi sugerido a estes corpos um posicionamento, a partir de diferentes níveis crustais-subcrustais de natureza, provavelmente, oceânica, formados em condições superiores a 10 Kbar. Os corpos ultramáficos são, assim, interpretados como possíveis representantes de fragmentos remanescentes de seções transicionais de crosta oceânica, ultramafitos cumuláticos (base do Moho sísmico a topo do Moho petrológico), posicionados em borda ativa de crosta continental e exumados, provavelmente, através de processos de obducção conjugados a falha de empurrão profundas.

Assim, estes corpos provavelmente tiveram um posicionamento pericontinental, a partir de rochas máfico-ultramáficas de diferentes níveis crustais-subcrustais de provável natureza oceânica, contemporâneo a arquitetura do Gondwana Ocidental. Isto ocorreu, provavelmente, no episódio de colisão dos continentes Rio de La Plata e São Francisco Congo, culminando no processo de fechamento do oceano Brasilíades.

Os registros petrológicos evidenciaram uma evolução, essencialmente, em 4 episódios metamórfico-deformacionais principais:

1) episódio inicial relacionado às condições de formação das rochas protólitas, ultramáficas cumuláticas, em provável ambiente crustal-subcrustal oceânico (base do Moho sísmico a topo do Moho petrológico);

2) processos primários de metamorfismo-hidrotermalismo de fundo oceânico, atingindo desde a fácies zeólita até anfibólio (formação de anfibólio cálcico no meta-serpentinitos do Morro do Corisco), provavelmente associado ao processo de espalhamento;

3) um episódio associado aos processos de subducção e obducção, relacionados ao fechamento do Oceano Brasilíades, em episódio de metamorfismo progressivo, que atingiu pico metamórfico em fácies granulito de alta pressão, associado a estruturação da Orogênese Brasileira, concomitante a formação das *nappes* estruturais, e culminou na exumação dos ultramafito, gerando auréolas metamórficas de alto grau, principalmente nos ultramafitos do Morro do Corisco (hornblenditos) e nos da Fazenda da Roseta (retro-granulitos ultramáficos), o que configura um posicionamento a “frio”; e,

4) um retrometamorfismo que atingiu fácies xisto verde, provavelmente, um registro da Orogênese Ribeira, provavelmente, associado ao colapso orogénico.

8.3 RECOMENDAÇÕES

Devido a obscuras relações estruturais existentes entre os ultramafitos e as encaixantes supracrustais, com resultado do intenso grau de intemperização, recomenda-se estudos mais detalhados a respeito da relação estrutural entre os ultramafitos e as encaixantes, com atenção especial na Fazenda da Roseta com sua diversidade ultramáfica observada, geralmente, em fundo de galerias de pesquisa. Uma análise de orientação preferencial cristalina, principalmente nos corpos entre Andrelandia e Arantina e nos corpos da Serra da Garça, estabeleceria com maior grau de precisão da origem litosférica/astenosférica desses corpos, assim como também análises de isótopos de oxigênio estabeleceria com maior precisão a origem do processo de provável serpentinização primária observada nos serpentinitos do Morro do Corisco e no da Fazenda da Roseta.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Albarède F., 2003. *Geochemistry - an introduction*. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 248pp.
- Alegre C.J., Montigny R., Bottinga Y., 1973. *Cortege ophiolitique et cortege oceanique, geochime comparee et mode degenede*. Bull. Soc. Geol. France, **15**: 461-477.
- Alkmim F.F., Marshak S., Fonseca M.A., 2001. *Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: clues from the São Francisco craton region, Brazil*. *Geology*, **29**: 319–322.
- Almeida F.F.M., 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geociências*, **7**:349-364.
- Almeida F.F.M.; Hasui Y., 1984. O embasamento da Plataforma Sul Americana. In: O Precambriano do Brasil, p. 1-5. Ed. Edgard Blucher, São Paulo, 378p.
- Almeida S., 1992. Petrografia e Geoquímica de rochas ultramáficas na região de Liberdade e Carrancas, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Inst. de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 166 p.
- Almeida S., 1998. Petrologia de rochas ultramáficas associadas ao Grupo Andrelândia e seu embasamento, na região de Liberdade, Arantina, Andrelândia, São Vicente de Minas e Carrancas, MG. Tese de Doutorado, Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 194 p.
- Amstutz G.C., 1980. *The Early History of the Term Ophiolites and its Evolution until 1945*. In *Ophiolites, Proceedings International Ophiolite Symposium, Cyprus 1979*. Geological Survey Department, Ministry of Agriculture and Natural Resources, Republic of Cyprus, pages 149-152.
- Andreis R.R., Ribeiro A., Paciullo F.V.P., 1989. Ciclos deposicionais no Proterozóico das Folhas Barbacena e Divinópolis (setor sul), 1:250.000. In: SBG, Simp. Geol. Sudeste, Rio de Janeiro, *Boletim*, 97-98
- Anonymous, 1972. *Penrose field conference on ophiolites*. *Geotimes*, **17**, 24-25.
- Ávila C.A. 1992. Geologia, Petrografia e Geoquímica das rochas Pré-cambrianas (unidade metadiorítica Itutinga e unidade metatrompsométrica Caburú) intrusivas nas rochas do Greenstone Belt Barbacena, São João del Rei, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado. Inst. Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 268p.
- Ávila C.A., Valença J.G., Moura C.A. 2000. *Temporally distinct Paleoproterozoic suites in the Southern São Francisco Craton, Brazil*. In: Inter. Geol. Congr., 31, Rio de Janeiro, Brazil.
- Barbosa O. 1954. *Évolution du géosynclinal Espinhaço*. In: Inter. Geol. Congr. 19, Alger, 1952, *Comptes Rendus*, Alger, sec. 13, **14**:17-36.
- Barnes I., La Marche V.C. Jr., Himmelberg G., 1967. *Geochemical evidence of present day serpentinization*. *Science*, **156**:830–832.
- Barnes I., Rapp J.B., O’Neil J.R., Sheppard R.A., Gude A.J., 1972. *Metamorphic assemblages and the direction of flow of metamorphic fluids in four instances of serpentinization*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **35**:263–276.
- Benson W. N., 1926. *The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic igneous rocks*. *Nat: Acad. Sci. Mem.* **19**. p. 90.
- Berman R.G., 1991, *Thermobarometry using multiequilibrium calculations: A new technique with petrologic applications: Canadian Mineralogist*, **29**:833–855.
- Best, M.G., 1982. *Igneous and metamorphic petrology*. W.H. Freeman Co. 1ª Ed. N. York, 630pp.
- Bittar S.M.B., 1989. Mapeamento Geológico-Estrutural da Folha Caxambú e da Parte Sul da Folha Luminárias, Minas Gerais. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Curso de Pós-graduação em Geociências, (Mestrado) UFRJ, 1989.
- Bodinier, J. L., & Godard, M., 2004. *Orogenic, ophiolitic and abyssal peridotites*. In H. Turekian & H. Holland (eds). *Treatise on Geochemistry* v. 2, Elsevier-Pergamon, Oxford,
- Boudier F. & Nicolas A., 1985. *Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments*. *Earth planet. Sci. Lett.* **76**: 84-92.

- Bowen N.L., 1927. *The origin of ultra-basic and related rocks. Amer. Journal of Science*, **14**:89-148.
- Brandalise L.A., 1991. Folha Barbacena, SF. 23-X-C-III, 1:100.000, Estado de Minas Gerais, Progr. Levantamentos Geológicos Básicos. Brasília, DNPM/CPRM, 162p.
- Brogniart A., 1813. *Essai de classification mineralogique des roches melanges Journal des Mines*, **34**:190-199
- Brueckner H.K. & Medaris L.G., 2000. *A general model for the intrusion and evolution of 'mantle' garnet peridotites in high-pressure and ultra-high pressure metamorphic terranes; Journal of Metamorphic Geology*, **18**:123-133.
- Brunn J. H., 1959. *Zone du Vardar et zone pelagonienne en Grece (Note preliminaire). C. R. Somm.Soc. Geol.Paris, France*, p. 138.
- Campos-Neto M.C., Perrotta M.M., Peloggia A.U.G., 1990. A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande (SP-MG). In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais. SBG*, **6**:2615-2630.
- Campos-Neto M.C. & Caby R., 2000. *Terrane Accretion And Upward Extrusion Of High-Pressure Granulites In The Neoproterozoic Nappes Of Southeast Brazil: Petrologic And Structural Constraints. Tectonics*. **19**:669-687.
- Candia M.A.F., Gaspar J.C., 1996. Exsoluções em cromo-espinélios. *Revista Brasileira de Geociências*, **26**:87-92.
- Cann J.R., 1970. *New model for the structure of the ocean crust. Nature*, **226**:928-930.
- Coleman R.G., 1971. *Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. Journ. Geoph. Res.*, **76**(5):1212-1222.
- Coleman R.G., 1977. *Ophiolites - Ancient Oceanic Lithosphere? In Minerals and Rocks,12. Edt P.J.Wyllie. Berlin- Germany, Springer-Verlag. 229 p.*
- Coutinho J.M.V., 1968. O gnaisse alcalino da Serra do Matola. Cadeira de Mineralogia e Petrologia n° 15, Boletim 292, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, USP, São Paulo, 135 p.
- Cox, K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J., 1979. *The interpretation of igneous rocks. George Allen & Unwin, London, 215p.*
- Chrispim S.J., 1990. Mapeamento Geológico de uma Área na Folha Carmo da Cahoeira (MG) com Ênfase na Geologia Estrutural das Serras da Bocaina e do Faria, Rio de Janeiro. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Curso de Pós-graduação em Geociências, UFRJ.
- Dardenne M.A., 2000. *The Brasília Fold Belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz-Filho, D.A. Campos (eds). Tectonic Evolution of South America*, 31 Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 231-263.
- Del Lama E.A, Oliveira M.A.F., Zanardi A., 1993. Geotermobarometria aplicada a rochas do sul do Complexo Campos Gerais. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, VII, Belo Horizonte, **12**:93-94.
- Den Tex E., 1969. *Origin of ultramafic rocks, their tectonic'setting and history: A contribution to the discussion of the paper "The Origin of ultramafic and ultrabasic rocks" by P.J. Wyllie. Tectonophysics*, **7**:457-488.
- Derby O.A., 1906. *The serra do Espinhaço, Brazil. Jour. Geology*, **14**: 374-401.
- De Roever W.P., 1957. *Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale? Geol. Rundschau*, **46**:137-146.
- Dewey J., 2003. *Ophiolites and lost oceans: rifts, ridges, arcs, and/or scrapings? In: Y. Dilek & S. Newcomb (eds). Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought, Geological Society of America Special Paper. 373 p.*
- Dick H.J.B., & Bullen T., 1984. *Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**:54-76.
- Diella V., Ferrario A., Rossetti P., 1993. *The magenetite ore bodies of southern Aosta Valley: Chromitite transformed during an alpine metamorphic event. Ofioliti*. **19**: 247-256.
- Dilek Y., Moores E.M., Elthon D., Nicolas A., 2000. *Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and the Ocean Drilling Program. Geological Society of America Special Paper 349, 552 pp.*

- Dilek Y., 2003. *Ophiolite concept and its evolution*. In: Dilek, Y., Newcomb, S. (eds.). *Ophiolite concept and the evolution of geological thought*. Geological Society of America Special Paper, 373, 1-16.
- Ebert H., 1954. Pesquisas geológicas na parte sudeste do estado de Minas Gerais. Relat. Na. Div. Geol. Min. Relatório Anual do Diretor da Div. Geol. Min. DNPM: 79-85.
- Ebert H., 1955. Pesquisas geológicas na parte sudeste e nordeste do Estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro, DGM, p. 79-89. (Relatório Anual do Diretor).
- Ebert H., 1956. Pesquisas geológicas na parte sudoeste do estado de Minas Gerais. Relat. Na. Div. Geol. Min. Relatório Anual do Diretor da Div. Geol. Min. DNPM: 97-107.
- Ebert H., 1957. A Tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, p. 97-107. (Relatório Anual do Diretor).
- Ebert H., 1967. A estrutura pré-cambriana do sudoeste de Minas Gerais e áreas adjacentes. Bol. Paran. Geoc. **26**:42-45.
- Ebert H. 1968. Ocorrência da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência de sua estrutura orogênica: Hipótese sobre sua origem. An. Acad. Bras.Ciênc., **40**:215-229.
- Ebert H., 1969. *The structural units of the Brazilian Pre-cambrian shield and its probable relations with the Guiana shield*. Verhondecomgem Kon. NED. Geol. Mijnbouw. Gen. **27**:147-150.
- Ebert H., 1971. Os Paraibides entre São João Del Rei (Minas Gerais) e Itapira (São Paulo) e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. Bol. Esp. XXI Cong. Bras. de Geol. São Paulo. 1:177-178.
- Erichsen, A.L., 1929. Geologia da Folha de São João del Rei. Serv. Geol. Miner do Brasil, DNPM, Bol. 36,26p.
- Evans B. W., & Trommsdorf V., 1970. *Regional metamorphism of ultramafic rocks in the Central Alps: parageneses in the system CaO-MgO-SiO₂-H₂O*. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **50**:481-492.
- Evans B.W. & Frost B.R. 1975. *Chrome-spinel in progressive metamorphism - A preliminary analysis*. Geochim. Cosmochim. Acta, **39**:959-972.
- Evans B.W. 1977. *Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite*. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., **5**:397-447
- Fabriès J., Lorand J.P., Bodinier J.L., Dupuy C., 1991. *Evolution of the upper mantle beneath the Pyrenees during the Mesozoic: evidences from spinel Lherzolite orogenic massifs*. In: M.A. Menzies (Ed.). *Orogenic Lherzolites and Mantle Processes*, J. Petrology, 55-76.
- Fox P.J., Schreiber E., Peterson J.J., 1973. *The geology of the oceanic crust: compressional wave velocities of oceanic rocks*. J. Geophys. Res., **78**:5155-5172.
- Franchi S., 1902. *Ueber Feldspath-Uralitisirung der Natron-Thonerde-Pyroxene aus den eklogitischen Glimmerschiefern der Gebirge von Biella (Graiaische Alpen)*. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie, 112-126.
- Gasparik T., & Newton R.C., 1984. *The reversed alumina contents of orthopyroxene in equilibrium with spinel and forsterite in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂*. Contributions to Mineralogy and Petrology, **85**:186-196.
- Gibson I.L., Milliken K.L., Morgan J.K., 1996. *Serpentinite-breccia landslide deposits generated during crustal extension at the Iberia margin*. In R.B. Whitmarsh, D.S. Sawyer, A. Klaus, D.G. Masson, (Eds.). *Proc. ODP, Sci. Results*, 149: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 571-575.
- Goldschmidt V. M., 1954, *Geochemistry*. Oxford University Press, London. 730 p.
- Gonçalves M.L. & Figueiredo M.C.H., 1992. Geoquímica dos anfíbolitos de Santana do Garambéu (MG): implicações sobre a evolução do Grupo Andrelândia. Geochimica Brasiliensis, **6**: 127-140.
- Green D.H., 1964. *The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall*, J. Petrol., **5**:134-188.
- Green D. H., & Hibberson W., 1970a. *The instability of plagioclase in peridotite at high pressure*, Lithos, **3**:209-221.
- Green D.H., & Ringwood E.A., 1970b. *Mineralogy of peridotitic compositions under upper mantle conditions*, Phys. Earth Planet. Int., **3**:359-371.
- Green W.V., Achauer U, Meyer R.P., 1991. *A three-dimensional seismic image of the crust and upper mantle beneath the Kenya rift*. Nature **354**:199-203.

- Greenbaum D., 1972. *Magmatic processes at ocean ridges, evidence from the Troodos Massif Cyprus*. *Nature Phys. Sci.* **238**:18-21.
- Greenwood H.J., 1963. *The synthesis and stability of anthophyllite*. *Journal of Petrology*, **4**:317-351.
- Gülaçar O.F. & DeLaloye M., 1976. *Geochemistry of nickel, cobalt and copper in alpine type ultramafic rocks*. *Chemical Geology*, **17**:269-280.
- Hasui Y., Carneiro C.D.R., Coimbra A.M., 1975. The Ribeira Fold Belt. *Rev. Bras. Geociências*, **5**(4):257-266.
- Hasui Y. & Oliveira M.A.F., 1984. Província Mantiqueira. In: F.F. Almeida, & Y. Hasui (Eds.). *O Pré cambriano do Brasil*. Edgar Blücher, 308-344.
- Hatvcher Jr R.D. & Hooper R. J. 1992. *Evolution of crystalline thrust sheets in the internal parts of mountain chains*. In: K.R. McClay (ed.), *Thrust Tectonics, Part Three: Thrust Geometries and Thrust Systems*, Chapman & Hall, London, pp. 217-233.
- Heilbron M., Gonçalves M.L., Teixeira W., Trouw R.A.J., Kawashita K., Padilha A.V., 1989. Geocronologia da área entre Lavras, São João del-Rei, Lima Duarte e Caxambu. *An. Acad. Bras. Ciências*, **61**(2): 177-199.
- Heilbron M., 1993. Evolução tectono-metamórfica da Seção Bom Jardim de Minas (MG) - Barra do Piraí (RJ). Setor Central da Faixa Ribeira. Tese de Doutorado. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 268 p.
- Heilbron M., Duarte B.P., Valladares C.S., Nogueira J.R., Tupinambá M., Silva L.G.E., 2003a. Síntese geológica regional do bloco oriental (Zona da Mata). In: C.A. Pedrosa Soares, A. Noce, R.A. Trouw, M. Heilbron (Eds). Projeto Sul de Minas. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 8-50 pp.
- Heilbron M., Tupinambá M., Junho M.C.B., Pentagna F.V.P., Trouw R., Valeriano C.M., Toledo C., Medeiros R.M., Roig H.L., 2003b. Mapa Geológico – Santa Rita do Jacutinga. In: C.A. Pedrosa Soares, A. Noce, R.A. Trouw, M. Heilbron (Eds). Projeto Sul de Minas. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Companhia Mineradora de Minas Gerais - COMIG.
- Hess H.H., 1938. *A primary peridotite magma*. *American Journal of Science*, **35**:321-344.
- Hess H.H., 1956. *The magnetic properties and differentiation of dolerite sills - a critical discussion*. *American Journal of Science*, **254**: 446-451.
- Hess, H.H., 1962. *History of ocean basins*. In: A.E.J Engel, H.L. James, B.F. Leonard (eds.). *Petrologic studies: A volume in Honor of A.F. Buddington*, Geological Society of America, p. 599-620.
- Hess, H. H., 1964. *Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans*, *Nature* **203**:629-631.
- Hoppe A., Klein H., Choudhuri A., Schmidt W., 1985. Eclogitos pré-cambrianos no sudoeste de Minas Gerais, *Simp. Geol. Minas Gerais*, **3**:180-192.
- Irvine T.N. 1967. *Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2. Petrologic applications*. *Can. Jour. Earth Sei.*, **4**:71-103.
- Jackson E.D. & Thayer, T.P., 1972. *Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite-gabbro complexes*. *Congr. Geol. Int. 24 Sess., Montreal*, sect. 2, p. 289-296.
- Jacobsen S.B. & Wasserburg, G.J., 1979. *The mean age of mantle and crustal reservoirs*. *Journal of Geophysical Research*, **84**:7411-7427.
- Jagoutz E., Palme H., Blum H., Cendales M., Dreibus G., Spettel B., Lorenz V., Wänke H., 1979. *The abundances of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules*. *Proceeding of 10th Lunar Planetary Science Conference. Geochimica et Cosmochimica Acta Supplement* **10**:2031-2051.
- Jenkins D.M., 1983. *Stability and composition relations of calcic amphiboles in ultramafic rocks*, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **83**:375-384.
- Jenkins D.M. & Chernosky J.V. Jr., 1986. Phase equilibria and crystallochemical properties of Mg-chlorite. *Amer. Mineral*, **71**:924-936
- Junho M.C.B., Silva R.R., Weidemann C.M., 1989. Leucogranitos do Grupo Andrelândia, sul de Minas Gerais. In: SBG/MG, *Simp. Geol. Núcleo Minas Gerais*, 5, Belo Horizonte. *Anais*, **10**:223-227.

- Junho M.C.B., Heilbron M., Valeriano, C.M., 1999. *Porphyritic I-type syntectonic granites and related rocks, Ribeira mobile belt, Southwestern Rio de Janeiro State, Brazil*. Anais da Academia Brasileira de Ciências. **71**(4-1):631-647
- Kusky, T.M. (Ed.), 2004. *Precambrian Ophiolites and Related Rocks*. Developments in Precambrian Geology, vol. 13. Elsevier, 748 pp.
- Leonardos O.H., 1940. Tilito metamórfico de Carandaí, Minas Gerais. Na. Acad. Bras. Cien. 12: 243-259. In: H. Ebert, 1957. Aspectos principais da região de São João Del Rei, Estado de Minas Gerais. PROSPEC. Relatório não publicado.
- Lotti B., 1886. Descrizione geologica dell'isola d'Elba. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, 2, 254 pp.
- Machado N., Noce C.M., Carneiro M.A. 1992. *U/Pb age constraints on a major Late Archean event in the Southern São Francisco Craton, Brazilian Shield*. In: GAC/AGC-MAC/AMC JOINT ANM. MEET., Nova Scotial, 1992. *Abstract*, Nova Scotial., 17, A70.
- Machado N. & Noce C.M. 1993. A evolução do setor sul do Cráton do São Francisco entre 3,1 e 0,5 Ga baseada em geocronologia U-Pb. In: Simp. Cráton do São Francisco, Salvador, *Anais* **2**:100-102.
- Machado N., Valladares C., Heilbron M., Valeriano C. 1996. *U-Pb geochronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny*. *Precambrian Research*, **79**: 347-361.
- Magalhães A.C., 1985. Geologia de Corpos Ultramáficos da Região Compreendida entre São João Del Rey e Liberdade, com Ênfase Especial na Área de Carrancas, MG. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Curso de Pós-graduação em Geociências, (Mestrado), UFRJ.
- Menezes Filho N. R., Mattos C. M. M., Ferrari P., 1977. Projeto três Marias. Relatório final. Vol. I. Conv. DNPM/CPRM. Belo Horizonte. Não publicado.
- Moore E.M., 1982, *Origin and emplacement of ophiolites: Reviews of Geophysics and Space Physics*, **20**:735-760.
- Moore E.M., Kellogg L.H., Dilek Y., 2000. *Tethyan ophiolites, mantle convection, and tectonic "historical contingency": A resolution of the "ophiolite conundrum"*. *Special Paper 349:Ophiolites and oceanic crust: new insights from field studies and the Ocean Drilling Program*, **349**:3-12
- Newton, R. C., 1986. *Fluids of granulite facies metamorphism*, In: *Fluid-rock Interactions During Metamorphism*. Eds: Walther, J. V. & Wood, B. J. Springer, New York, 1986.
- Nicolas A. & Jackson, E.D., 1972. *Repartition en deux provinces des peridotites des chaines alpines longeant la Mediterranee: implications geotectoniques*. *Bull. Suisse. Min. Pet.*, **52**(3):479-495.
- Niu Y., 2004. *Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: Implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges*. *J. Petrol.* **45**:2423:2458.
- O'Hara M. J. 1967. Mineral parageneses in ultrabasic rocks. See Wyllie 1967, pp. 393-401
- Paciullo F.V.P., 1992. Orto-anfibolitos no Ciclo Depositional Andrelândia: composição química e ambiente tectônico. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, *Resumos*, **2**:28-29.
- Paciullo F.V.P. 1997. A seqüência deposicional Andrelândia. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Inst. de Geociências, Rio de Janeiro, 263 p.
- Paciullo F.V.P., Ribeiro A., Trouw R.A.J., 2003a. Geologia da Folha Andrelândia 1: 100.000. In: A.C. Pedrosa Soares, C.M. Noce, R.A.J. Trouw, M. Heilbron, M. (Org.). Geologia e recursos minerais do sudeste mineiro, Projeto Sul de Minas- Etapa I (COMIG, UFMG, UFRJ, UERJ), Relatório Final. 1 ed. Belo Horizonte: Companhia Mineradora de Minas Gerais - COMIG, **1**:84-119.
- Paciullo F.V.P., Trouw R.A.J., Ribeiro A., Simões, L.A., Lopes M., 2003b. Mapa Geológico - Folha Andrelândia 1: 100.000. In: A.C. Pedrosa Soares, C.M. Noce, R.A.J. Trouw, M. Heilbron, M. (Org.). Geologia e recursos minerais do sudeste mineiro, Projeto Sul de Minas- Etapa I (COMIG, UFMG, UFRJ, UERJ), Relatório Final. 1 ed. Belo Horizonte: Companhia Mineradora de Minas Gerais - COMIG.
- Pallister J.S., & Hopson C.A., 1981. *Samail ophiolite plutonicsuite: Field relations, phase variation, cryptic variational and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber*, *J. Geophys. Res.*, **86**:2593-2644.

- Pearce J.A. & Cann J.R., 1973. *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planet. Sci. Lett.* **19**:290-300.
- Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W., Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Shimizu N., 1995. *Re-Os, Sm-Nd and Rb-Sr isotope evidence for thick Archean lithospheric mantle beneath the Siberian craton modified by multistage metassomatism. Geochimica et Cosmochimica Acta* **59**:959- 977.
- Pedrosa-Soares A.C. & Wiedemann-Leonardos C.M., 2000. *Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil.* In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz- Filho & D.A. Campos (eds). *Tectonic Evolution of South America*, 31 Int. Geol. Congr, Rio de Janeiro, p. 265-285.
- Pedrosa-Soares A.C., 2003. A Região do Projeto Sul de Minas e seu Contexto Geotectônico. In: A.C. Pedrosa-Soares; C.M. Noce; R.J. Trouw, M. Heilbron. (Org.). *Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro*. 1 ed. Belo Horizonte: COMIG, v. 1, p. 1-7.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Botelho N.F., 1999. *Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil: a review. Lithos*, **46**(3):1-21.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Jost H., Ferreira-Filho C.F., Araújo S.M., 2000. *The basement of the Brasília Belt and the Goiás Magmatic Arc.* In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz-Filho & D.A. Campos (eds). *Tectonic Evolution of South America*, 31 Int. Geol. Congr, Rio de Janeiro, p. 195-229.
- Pinto C.P., 1991. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil: Folha Lima Duarte. Belo Horizonte, CPRM/MG. 212 p. (Texto Explicativo).
- Pires F.R.M. 1977. Geologia do Distrito Manganífero de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Inst. de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 344 p.
- Pires F.R.M. 1978. *The Archean Barbacena greenstone belt in its typical development and the itabirite distribution at the Lafaiete District.* An. Acad. Bras. Ciênc., **50**: 599-600.
- Quick J.E., 1980. *The structural and petrologic evolution of the Trinity peridotite, Eastern Klamath Mountains, California: Geological Society of America, Abstracts with Programs*, **12**(3):148.
- Quick J.E. 1991. *Late Proterozoic transpression on the Nabitah fault system-implications for the assembly of the Arabian Shield. Precambrian Research*, **53**:119-147.
- Quémeneur J.J.G., Ribeiro A., Trouw R.A.J., Paciullo F.V.P., Heilbron M., 2003. Geologia da Folha Lavras 1:100.000. In: A.C. Pedrosa Soares, C.M. Noce, R.A.J. Trouw, M. Heilbron (Org.). *Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro, Projeto Sul de Minas- Etapa I (COMIG, UFMG, UFRJ, UERJ)*, Relatório Final. 1 ed. Belo Horizonte, MG: Companhia Mineradora de Minas Gerais - COMIG, v. II, p. 259-319.
- Rampone E., Hofmann A.W., Piccardo G.B., Vannucci R., Bottazzi P., Ottolini L, 1996. *Trace element and isotope geochemistry of depleted peridotites from an N-MORB type ophiolite (Internal Liguride, N. Italy), Contrib. Mineral. Petrol.*, **123**:61-76.
- Ribeiro A., Heilbron M., 1982. Estratigrafia dos Grupos Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas Gerais. Anais do XXXII Cong. Bras. Geol., **1**:177-186.
- Ribeiro A., Paciullo F.V.P., Andreis R.R., Trouw R.A.J., Heilbron M. 1990. Evolução policíclica proterozóica no sul do Cráton do São Francisco: análise da região de São João Del Rei e Andrelândia, MG. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 36, Natal, *Anais*, **6**: 2605-2614.
- Ribeiro A., Andreis R.R., Trouw R.A.J., Paciullo F.V.P., Valença J.G. 1995. Evolução das bacias proterozóicas e o termo-tectonismo brasileiro na margem sul do cráton do São Francisco. Rev. Bras. Geociências, **25**(4):235-248.
- Ribeiro A., 1997. Estratigrafia e paleoambiente nas sucessões metassedimentares proterozóicas das serras do Lenheiro e São José, São João del Rei, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Inst. de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 167p.
- Ribeiro A., Paciullo F.V.P., Trouw R.A.J., Valença J.G., 2003a. Síntese Geológica Regional do Bloco Ocidental, Campos das Vertentes e Sul de Minas. In: Pedrosa Soares, A.C.; Noce, C.M.; Trouw, R.A.J.; Heilbron, M.. (Org.). *Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro. Projeto Sul de Minas Etapa I (COMIG, UFMG,UFRJ,UERJ)*, Relatório Final.. Belo Horizonte: COMIG, **1**:51-152.

- Ribeiro A., Ávila C.A., Valença J.G., Paciullo F.V.P., Trouw R.A.J., 2003b. Geologia da Folha São João del Rei (1:100.000). In: Pedrosa Soares, A.C.; Noce, C.M.; Trouw, R.A.J.; Heilbron, M. (Org.). Geologia e recursos minerais do sudeste mineiro, Projeto Sul de Minas- Etapa I (COMIG, UFMG, UFRJ, UERJ), Relatório Final. 1 ed. Belo Horizonte - MG: Companhia Mineradora de Minas - COMIG, 2:521-659.
- Ringwood A.E., 1966. *Chemical evolution of the terrestrial planets. Geochim. Cosmochim. Acta*, **30**:41.
- Rittman A., 1960. *Vulkane und ihre Taetigkeit*. Stuttgart.
- Roig H.L., Schrank A., 1992. Caracterização da zona de sutura Jacuí-Conceição da Aparecida - Limite norte do Complexo de Guaxupé - MG. 37º Congr. Brasil. Geol. São Paulo, Bol. Rés. Exp. 283-284.
- Sack R.O. & Ghiorso M.S., 1991. *Chromian spinels as petrogenetic indicators: thermodynamics and petrological applications. American Mineralogist*, **76**:827-847.
- Santos, L.C.S., 1972. Evolução geoquímica e mineralógica de um solo niquelífero. Dissertação de Mestrado, Inst. de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 105 p.
- Silva R.R., 1992. Estratigrafia, Metamorfismo e Geologia Estrutural do Grupo Andrelândia em Carvalhos, Sul de Minas Gerais. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Curso de Pós-graduação em Geociências, UFRJ.
- Simões L.S.A. 1995. Evolução tectonometamórfica da Nappe de Passos, sudoeste de Minas Gerais. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 149p.
- Sengör A.C. & Natal'in B.A., 2004. *Phanerozoic analogues of Archaean oceanic basement fragments: Altaid ophiolites and ophiirags*. In: T.M. KUSKY (ed.). *Precambrian Ophiolites and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam, 675-726.
- Söllner F. & Trouw R.A.J., 1997. *The Andrelândia depositional cycle (Minas Gerais, Brazil), a post-Transamazonian sequence south of the São Francisco craton: evidence from U-Pb dating on zircons of a metasediment. Journal of South American Earth Sciences*, **10**(1): 21-28.
- Spooner E.T.C. & Fyfe W.S., 1973. *Sub-seafloor metamorphism, heat and mass transfer*. Contributions to Mineralogy and Petrology **42**:287-304.
- Steinmann G., 1927. *Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen, translanted and reprinted by Bernoulli and Friedman*. In: Y. Dilek & Newcomb (eds). *Ophiolite Concept and the Evolution of Geologic thought*. Geological Society of America, Special Publication, 373p.
- Streckeisen A., 1976. *To each plutonic rock its proper name*. Earth Sci.Review, **12**:1-33.
- Strieder A.J., 1992. Serpentinização e metassomatismo em rochas ultramáficas: discussão das características e recomendações para o tratamento geoquímico. *Rev. Bras. Geoc.*, **22**(3):329-337.
- Suita M.T.F. & Strieder A.J., 1996. *Cr-spinels from Brazilian mafic-ultramafic complexes: metamorphic modifications, International Geology Review*, **38**:245-267.
- Sun S.S., & McDonough W.F., 1989. *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*. In A.D. Saunders, & M.J. Norry (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ. London, **42**:313-345.
- Takahashi N., 2001. *Origin of plagioclase lherzolite from the Nikanbetsu Peridotite Complex, Hokkaido, northern Japan: implications for incipient melt migration and segregation in the partially molten upper mantle. Journal of Petrology* **42**:39-54.
- Teixeira W., 1993. Avaliação do acervo de dados geocronológicos e isotópicos do Cráton do São Francisco - implicações tectônicas. In: Dominguez & Misi (Eds). O Cráton do São Francisco, Salvador, SBG-BA. p. 11-33.
- Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C.M., Carneiro, M.A.A., 2000. *Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton*. In: U.G. Coradani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds). *Tectonic Evolution of South América*, 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, 2000, p. 101-138
- Thayer T.P., 1960. Some critical differences between alpine-type and stratiform peridotite-gabbro complexes. *Intern. Geol. Congr. Sess.* **21**:247-259.

- Thayer T.P., 1962. *Chemical and structural relations of ultramafic and feldspathic rocks in alpine intrusive complexes*. In: P.J. Wyllie (ed). *Ultramafic and Related Rocks*, 1967, New York, 222-238
- Thayer T.P., 1970. *Chromite segregations as petrogenetic indicators*. *Geol. Soc. South Africa, Symp. on the Bushveld Igneous Compl. and other layer. Intr.*, **1**:380-390.
- Trommsdorff V. & Wenk H.R., 1968. *Terrestrial metamorphic clinoenstatite in kinks of bronzite crystals*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **19**:158-168.
- Trouw R.A.J., Ribeiro A., Paciullo F.V.P., 1980. Evolução metamórfica e estrutural de uma área a sudeste de Minas Gerais. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 38, Camboriú, 1980. *Anais* **5**:2273-2284.
- Trouw R.A.J., Ribeiro A., Paciullo F.V.P. 1986. Contribuição à geologia de Folha Barbacena, 1:250.000. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia, *Anais* **2**: 974-984.
- Trouw, R.A.J.; Pankhrust, R. J., 1993. Idades radiométricas ao sul do Cráton do São Francisco: região da Folha Barbacena, Minas Gerais. In: Simp. Cratón do São Francisco. Salvador, *Anais*, **2**:260-262.
- Trouw R.A.J, Heilbron M., Ribeiro, A., Paciullo, F.V.P., Valeriano C., Almeida J.H., Tupinambá M., Andreis R. 2000. The Central Segment of the Ribeira belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz-Filho, D.A. Campos (eds). *Tectonic Evolution of South America*, 31 Int. Geol. Congr, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 297-310.
- Trouw R.A.J., Heilbron M., Ribeiro A., Paciullo F.V.P., Valeriano C.M., Almeida J.C., Tupinambá M., Andreis R.R. 2000. The Central Segment of the Ribeira Belt In: U.G. Coradani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds). *Tectonic Evolution of South América*, 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, 2000, p. 287-310.
- Trouw R. A. J., Ribeiro A., Paciullo F. V. P., 2003a. Geologia da Folha Caxambu 1:100.000. In: C.A. Pedrosa Soares, M.A. Noce, R.A.J. Trouw, M. Heilbron (Org.). *Geologia da Folha Caxambu 1:100.000*. 1 ed. Belo Horizonte, MG: Companhia Mineradora de Minas Gerais - COMIG, **1**:120-152.
- Trouw R. A. J., Ribeiro A., Paciullo F. V. P., 2003b. Geologia da Folha Pouso Alto 1;100.000. In: C.A. Pedrosa Soares, M.A. Noce, R.A.J. Trouw, M. Heilbron (Org.). *Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro, Projeto Sul de Minas - Etapa I (COMIG, UFMG, UFRJ, UERJ)*, Relatório Final. 1 ed. Belo Horizonte, MG: Companhia Mineradora de Minas Gerais - COMIG, **2**:405-427.
- Trouw R. A. J., Paciullo F. V. P., Ribeiro A., Bittar, S., Almeida, J.C.H., 2003c. Mapa geológico – Folha Caxambu. 1;100.000. In: C.A. Pedrosa Soares, M.A. Noce, R.A.J. Trouw, M. Heilbron (Org.). *Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro, Projeto Sul de Minas - Etapa I (COMIG, UFMG, UFRJ, UERJ)*, Relatório Final. 1 ed. Belo Horizonte, MG: Companhia Mineradora de Minas Gerais - COMIG.
- Valença J.G., Silva M.A., Schimitt R.S., Trouw R.A.J., Noce C.M. 2000. *Transamazonian gabbro-noritic intrusive rocks from the Southernmost São Francisco Craton (Brazil)*. In: Inter. Geol. Congr., 31, Rio de Janeiro, Brazil, 2000. *CD-ROM Abstracts*, Rio de Janeiro.
- Van Roermund H.L.M., 1989. *High-pressure ultramafic rocks from the allochthonous nappes of the Swedish Caledonides*. In: R.A. Gayer (ed.). *The Caledonide geology of Scandinavia*. Graham & Trotman, London, 205-219.
- Vasconcelos A.C.B.C., 1988. O Grupo Andrelândia na região ao norte de Ouro Fino. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 168 p.
- Vuagnat M., 1963. *Remarques sur la trilogie serpentinites-gabbros-diabases dans le bassin de la Mediterranee Occidentale*. *Geol. Rnds.*, no. 53.
- Yardley B.W.D. 1994. *Introdução à petrologia metamórfica*. Editora UnB. Brasília. 340p.
- Yardley B.W.D, Mackenzie W.S., Guilford C., 1990. *Atlas of metamorphic rocks and their textures*. Longman, New York, 135p.
- Wenner D.B. & Taylor H.P., 1971. *Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on 18O/16O fractionation between coexisting serpentine and magnetite*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **32**:165-185.
- Williams H. & Smith R., 1973. *Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites of Alpine peridotites: Tectonic implications with west Newfoundland examples*. *American Journal of Science* **273**:594-621.
- Winter J., 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, New Jersey.

Zanardo A., 1992. Análise petrográfica, estratigráfica e microestrutural da região de Guaxupé-Passos-Delfinópolis (MG). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade do Estado de São Paulo.

CD - ROM